

La marge africaine du canal du Mozambique, le système turbiditique du Zambèze : une approche " Source to Sink " au Méso – Cénozoïque

Jean-Pierre Ponte

▶ **To cite this version:**

Jean-Pierre Ponte. La marge africaine du canal du Mozambique, le système turbiditique du Zambèze : une approche " Source to Sink " au Méso – Cénozoïque. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2018. Français. ⟨NNT : 2018REN1B005⟩. ⟨tel-01865479⟩

HAL Id: tel-01865479

https://theses.hal.science/tel-01865479v1

Submitted on 31 Aug 2018

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.



HAL Authorization

ANNÉE 2018

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Ecole doctorale Écologie, Géosciences, Agronomie, Alimentation

Jean-Pierre Ponte

Préparée à l'unité de recherche (UMR 6118)
Géosciences Rennes – UFR Sciences et Propriété de la Matière

La marge africaine du canal du Mozambique (le système turbiditique du Zambèze) : une approche « Source to Sink » au Méso-Cénozoïque

Thèse soutenue à Rennes le 16 février 2018:
devant le jury composé de :

Sébastien CASTELLTORT
Professeur, Université de Genève / *rapporteur*

Marina RABINEAU
Chargée de recherche CNRS Université de Bretagne Occidentale / *rapporteur*

Olivier DAUTEUIL
Directeur de recherche CNRS Université de Rennes 1 / *président du jury*

Delphine ROUBY
Chargée de rechercheCNRS, université Toulouse III – Paul Sabatier / *examinateur*

François GUILLOCHEAU
Professeur, Université de Rennes 1 / Co-*directeur de thèse*

Cécile ROBIN
Maître de conférences, Université de Rennes 1 / *Directrice de thèse*

FINANCEMENTS

Cette thèse réalisée au sein du Laboratoire Géosciences Rennes UMR-CNRS 6118 ainsi que dans les locaux du CSTJF à Pau a été financée par le projet PAMELA (PAssive Margin Exploration LAboratories), étude jointe entre IFREMER (Institut Français de Recherche et de l'Exploration de la Mer), TOTAL et plusieurs universités françaises dont l'université de Rennes 1.

REMERCIEMENTS

Voici pour moi les dernières pages écrites de ce manuscrit, et pour d'autres les premières lues...

Tout d'abord, je remercie les membres du Jury : Delphine Rouby, Marina Rabineau, Sébastien Castelltort, Massimo Dall'Asta, Jean - Noël Ferry et Olivier Dauteuil qui ont accepté de lire, rapporter, examiner et discuter ce travail de trois ans.

Je souhaite remercier ma directrice de thèse Cécile Robin et mon co-directeur Guillocheau François pour s'être rendus disponible quand j'en avais besoin, m'avoir fait confiance au cours de ces trois ans que ce soit pour les interprétations menées ou bien pour la gestion des besoins de thèse. Je les remercie aussi grandement pour la relecture du manuscrit final et les différentes discussions menées au cours de ces trois ans qui m'ont permis de gagner en connaissance et méthodologie de travail.

Je tiens à remercier Massimo Dall'Asta et Marc Martin (le roi de l'informatique et de Linux) qui ont organisé mes nombreux séjours sur le site de Pau, et ce n'est pas une chose facile...Donc à Marc Martin, merci de m'avoir appris certains rouages de Sismage, d'avoir téléphoné au gens de la maintenance quand tout était bloqué, et surtout d'être parvenu à récupérer les pointés quand par une mauvaise manipulation tout virait à la catastrophe et deux jours de pointé étaient perdus !

A Massimo, merci de m'avoir encadré, d'avoir été si présent lors de ces visites à Pau, d'avoir répondu à des questions allant de l'utilisation de Sismage jusqu'à la compréhension du système Zambèze, de tous les partages de tes connaissances au cours de discussions où tu me montrais les différents travaux réalisés dans le canal du Mozambique....et d'avoir réussi à petit à petit débrider les rouages de TOTAL afin que l'on puisse avoir accès à des documents de précédentes études. Donc je sais que de t'occuper des doctorants à Pau, ou bien des master n'est pas du tout ton travail initial ni même ton travail tout court, mais je voulais juste te remercier parce que si j'ai pu travailler aussi tranquillement à Pau, c'est parce que tu étais présent pour veiller à ce que tout se passe bien. Donc simplement un grand MERCI.

Je tiens à remercier Stéphanie notre gestionnaire, douce Stéphanie, hélàs.....partie trop vite...pour un autre travail. Mais merci pour avoir avoir été souriante, disponible et généreuse ! Ca a été un plaisir d'être dans le bureau en face du tiens ! Et merci à Catherine Bonzom à Pau aussi toujours souriante qui a organisé nos entrées à Total, et avec qui c'est toujours un plaisir de discuter.

Je tiens aussi à remercier tous les thésards et non thésards géosciences alors il y a du monde, ne m'en veuillez pas si j'oublie des gens.. Antoine avec qui j'ai partagé de multiples expériences

intenses...je n'en dirai pas plus....Mais avec qui j'ai le plus discuté au cours de ces trois ans que ce soit sur l'évolution du Canal du Mozambique ou bien sur tout autre chose.... Anne Morwenn qui nourrit le labo en donnant des réglisses et a permis de bien me faire relativiser mes marges d'erreurs... Je tiens aussi à dire merci à Alexandre O (en partie pour son travail sur le canal du Mozambique et la mise en évidence de son MTC de CLASSE MONDIALE !!!) Bob et Guillaume pour tous leurs conseils sur pleins de sujets différents (géologique ou non), Alexandre L, Gérôme, Marie Françoise, Gemma, Marie, Romain, Jessica, Benjamin, Julien, Pochon, Christophe B, Sage, Eliott, Regis, Ollivier, Diana, Gérôme, Caroline (toujours un plaisir d'aller chez Caroline :)) et il y en a beaucoup d'autres..

Je veux faire un coucou aux thésards, et ex-thésards de TOTAL : Yannick, Chloé, Anne Claire, Vivianne, Emmanuelle, Antoine Thieblemeont alias Mr Mozambique et Mr Contourites (attention à la schizophrénie !! Mais tu es brillant du coup tout ira bien). A ces personnes juste un merci pour les supers moments passés chaque midi et le soir autour d'un verre.. J'en aurais beaucoup appris sur la mode, les motifs (je sais désormais à quoi ressemble un motif pied de poule), les accents de la France entière.. Bref ça a toujours été un plaisir de voir vos bouilles à Pau. Et j'espère les revoir ailleurs !!

Un coucou à toute ma famille et il y a du monde, alors ce ne sera pas dans l'ordre mais j'espère que tout le monde y est... Bien évidemment mon frère exilé que je vais aller voir en Malaisie !! Et j'espère qu'on va faire des trucs pas mal, ça va être top !! Ludivine, Basile, Apolline que je vais aussi aller voir en Malaisie !!! Yeeees !! Il y a aussi Marie Rose, Dominique, Laurent, Carine, mamie que j'irai carrément voir en Corse et à Bordeaux, ça va être bien !!! Concha, Carlos, Vanessa, Lucia, Josefa que j'ai hâte aussi de voir ! Et bien entendu mes parents qui m'ont accueillis à Pau lors de mes séjours dans le sud-Ouest !! Toujours présents, à l'écoute, et plus que disponibles, toujours prêts à faire 14h de route juste pour voir ma tête dans un week end.. et je les remercie pour ça !! Un grand MERCI. Mention spéciale à ce clémentinier du jardin qui fait des clémentines divines pendant l'hiver,...du coup c'était encore mieux d'aller à Pau pendant que tu étais là petit clémentinier.

Je tiens aussi à faire un coucou à la belle famille : Sandrine, Thierry, Camille et Justin pour les petits barbecues le dimanche, et aussi pour le soutient que vous m'avez apporté !! Un MERCI à vous aussi...Par contre je ne vous remercie pas pour le cadeau empoisonné "chorizo, paella, tortilla" ou "paupiette" qui fait que miauler.. ça c'est l'enfer sur terre. Mais bon, je vous remercie quand même pour Virginie, ou pas.... je n'ai pas encore décidé.

Et bien sûr un merci à toi Virginie, d'une patience presque infinie..(définition ; presque : adverbe de quantité qui signifie qu'une prédication n'atteint pas le degré où elle serait pleinement appropriée)...je te laisse méditer la chose...Virginie merci de m'avoir soutenu pendant ces trois ans années de thèse. Merci de m'avoir fait rire avec ton sens de l'humour incroyablement riche, diversifié, nuancé, voir parfois cinoque...Merci d'avoir été là tous les soirs..enfin d'avoir été là les soirs où tu étais là.. parce que tu n'étais pas là TOUS les soirs non plus... d'avoir supporté mon caractère que tu cries au

monde comme : entier, patient, doux, enjôleur, brillant, séduisant à l'extrême...et je te crois lorsque tu me décris de la sorte..Mais merci quand même de supporter mon GROS SALE caractère. Bien que je tourne l'exercice des remerciements parfois à la plaisanterie et à l'ironie, je voulais quand même te dire que tu as été et que tu es incroyable, donc pour ça, MERCI.

RESUME

Le système Zambèze localisé sur le versant est de l'Afrique est caractérisé par un système turbiditique de très grande dimension (x 100 km) et est associé à terre au troisième plus grand bassin versant d'Afrique (1 320 000 km^2) après ceux du Nil et du Congo.

A ce jour, peu d'études ont porté sur l'évolution du système terre - mer depuis le bassin versant en érosion jusqu'au bassin en sédimentation. Ce travail repose donc sur une double approche avec :

[1] une analyse géomorphologique des formes du relief (surfaces d'aplanissements) à terre, basée sur leur (i) cartographie, (ii) chronologie relative, (iii) relation avec les profils d'altération et (iv) datation au moyen des placages sédimentaires et du volcanisme datés qui les fossilisent ;

[2] une analyse stratigraphique basée sur l'interprétation de données de sub-surface (lignes sismiques et puits) réévaluées en âge (biostratigraphie), dans le but de (i) identifier, dater et carter les déformations enregistrées et reconstituer par intervalle de temps l'évolution paléogéographique de la marge (environnements sédimentaires) ; (ii) quantifier les flux silicoclastiques, produits de l'érosion continentale.

Un modèle d'âge des sédiments a été obtenu en combinant les données biostratigraphiques (foraminifères planctoniques et nannofossiles), et en réalisant une étude orbistratigraphique basée sur la corrélation des limites de séquences observées sur un profil sismique avec les cycles d'eccentricité terrestre depuis 50 Ma.

L'évolution du système Zambèze intégrant à la fois le domaine en érosion et le milieu en sédimentation peut être définie tel que suit :

[1] socle - toit Cénomanien (155 - 94 Ma) : mise en place d'un système deltaïque progradant à faible pente (rampe) jusqu'à l'Aptien suivit par un passage progressif depuis un système proggradant - aggrandant vers un système transgressif avec un maximum d'inondation au toit du Cénomanien ;

[2] toit Cénomanien - toit Crétacé (94 - 66 Ma) : progradation de la marge avec à terre le premier épisode de croissance du Plateau sud-africain entraînant la modification du système de drainage et la flexure du plateau Zimbabwéen. Initiation de la circulation océanique profonde ;

[3] toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma) : période d'apparente non déformation. Le relief est fossilisé et intensément altéré (latérites). Transition depuis un système clastique vers un système carbonaté au cours de deux transgressions à la limite Paléocène - Eocène et à l'Yprésien ;

[4] toit Eocène - actuel (36 - 0 Ma) : retour à un système clastique et mise en place du système deltaïque et turbiditique actuel. Second épisode de croissance du Plateau sud-africain et croissance du Rift est-africain entraînant plusieurs réorganisation de drainages dont une majeure au Pléistocène.

ABSTRACT

The Zambezi Delta located along the eastern side of Africa is characterized by a huge turbiditic system (x 100 km) and has the third-largest catchment (1 320 000 km2) in Africa, after the Nile and the Congo.

Unitil today only few attentions were paid to the evolution of the overall geomorphic system, from the upstream erosional system to the downstream depositional system. This study is based on two different approaches :

[1] onshore, on the mapping and chronology of all the macroforms : weathering surfaces and associated alterites, pediments and pediplains, incised rivers, wave-cut platforms, dated by intersection with the few preserved sediments and the volcanics ;

[2] offshore, on a more classical dataset of seismic lines and petroleum wells, coupled with biostratigraphic reevaluations. The objectives were : (i) to identify, to date and to map the deformations recorded in the system and to reconstruct the Zambezi margin paleogeographic evolution ; (ii) to quantify sediment volumes deposited in the system.

A new age model of the sedimentaty basin infilling has been obtained by combinaison of biostratigraphic data (planctonic foraminifera and calcareous nanofossils) and an orbitostratigraphic study based on the correlation of the unconformities recognized on a seismic profile with the eccentricity cycles computed for the last fifty million years.

The Zambezi system evolution from the erosional domain to the depositional domain may be summarized as follows :

[1] basement - top Cenomanian (155 - 94 Ma) : proggradational ramp deltaïc system establishment until aptian times followed by a proggradational - aggradational period grading towards a transgressive period with a maximum of inondation attained at the Cenomanian ;

[2] top Cenomanian - top Cretaceous (94 - 66 Ma) : Zimbabwe plateau flexure and drainage system reorganization related to the first episode of the South African Plateau uplift. First evidence of deep oceanic circulation ;

[3] top Cretaceous - top Eocene (66 - 36 Ma) : most of the relief is fossilized and weathered - tectonic quiescence. Transition from a clastic to a carbonateous system during two main flooding recorded at the Paleocene - Eocene boundary and during the Ypresian ;

[4] throwback to a clastic system and establishment of the current deltaïc and turbiditic system. Several drainage reorganization related to South African plateau second episode of growth, and the progressive establishment of the East African Rift System.

Table des matières

1 INTRODUCTION **31**

2 ETAT DE L'ART **37**

2.1 LE CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE 39

2.2 NATURE DES RIDES ET DES HAUTS STRUCTURAUX 42

2.2.1 La ride du Mozambique 42

2.2.1.1 Une nature océanique : 43

2.2.1.2 Une nature continentale : 43

2.2.2 La ride de Davie 44

2.2.3 La ride de Madagascar 44

2.2.4 Le Haut de Beira 45

2.3 ÉVOLUTION CINÉMATIQUE 49

2.3.1 Le bassin de Somalie 49

2.3.2 Le bassin du Mozambique 51

2.3.3 La vallée du Natal 54

2.3.4 Le bassin des Mascareignes 56

2.4 LES DÉFORMATIONS DE L'AFRIQUE DE l'EST : CARBONIFÈRE - ACTUEL . 57

2.4.1 Le Carbonifère supérieur, Permien, Trias : le rifting Karoo 57

2.4.2 Les rifts mésozoiques 57

2.4.3 La croissance du plateau sud-africain : l'épisode crétacé 60

2.4.4 Le plateau sud-africain : un épisode Paléogène-Néogène 61

2.4.5 Les rifts néogènes : le Rift Est Africain 61

2.4.6 Le volcanisme en Afrique australe 65

2.5 LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU BASSIN DU MOZAMBIQUE 68

2.5.1 Les Formations sédimentaires 68

2.5.1.1 Le socle 68

2.5.1.2 Le groupe Karoo : 68

2.5.1.3 L'intervalle Jurassique-Crétacé 69

2.5.1.4 Le Cénozoïque - une marge passive : 70

2.5.2 Evolution synthétique de la marge 74

2.6 LES DONNÉES SOURCE TO SINK 75

2.6.1 Les analyses thermochronologiques en Afrique australe . . . 75
2.6.2 L'évolution du drainage à terre : Jurassique - actuel . . . 79
2.6.2.1 Le Jurassique - Crétacé . . . 80
2.6.2.2 Le Crétacé terminal - Paléocène . . . 82
2.6.2.3 L' Oligocène . . . 82
2.6.2.4 Le Miocène - Pleistocène . . . 83
2.6.2.5 Pleistocène terminal . . . 83
2.7 LA CIRCULATION OCÉANIQUE PROFONDE . . . 84
2.7.1 Les processus de la circulation océanique profonde . . . 84
2.7.2 Transport sédimentaire et érosion par les courants océaniques profonds . . . 86
2.7.3 Les formes sédimentaires indicatrices de courants profonds . . . 87
2.7.3.1 Des critères morphologiques . . . 87
2.7.3.2 Des critères sédimentologiques . . . 89
2.7.4 La circulation océanique actuelle . . . 91
2.7.5 Evolution de la circulation océanique depuis le Crétacé . . . 93

3 The Zambezi delta (Mozambique Channel, East Africa) : a new high resolution dating method (combining orbital and seismic stratigraphy) to determine climate controls (palaeoprecipitation) and tectonic on a passive margin 99
3.1 INTRODUCTION . . . 103
3.2 METHODOLOGY . . . 105
3.2.1 Data . . . 105
3.2.2 Seismic stratigraphy . . . 105
3.2.3 Sediment dating : age model . . . 106
3.2.4 Biostratigraphy . . . 107
3.2.5 Orbital stratigraphy combined with seismic stratigraphy . . . 108
3.2.6 Pollen and spore analysis and inferred palaeoprecipitation variations . . . 108
3.3 GEOLOGICAL SETTING . . . 110
3.3.1 Geodynamic setting . . . 110
3.3.2 Margin infilling . . . 112
3.3.3 Climate setting . . . 114
3.4 RESULTS . . . 115
3.4.1 Seismic stratigraphy (Fig.5-7) . . . 115
3.4.2 Age model . . . 121
3.4.3 Palaeoprecipitation evolution (Fig. 11, Tables 5-6 Suppl. mat.) . . . 129
3.5 DISCUSSION . . . 131
3.5.1 Regional (lithosphere deformation) vs. global (eustasy/climate) controls of the second-order sequences (Fig. 12) . . . 131
3.5.2 The palaeoprecipitation record of the Zambezi Delta in the frame of the East African climate Cenozoic changes. . . . 133

3.6 CONCLUSION . . . 137
3.7 AKNOWLEDGMENTS . . . 138

4 ANALYSE DES FORMES DU RELIEF 141
4.1 INTRODUCTION . . . 143
4.2 LES TYPES DE SURFACES, LEURS SIGNIFICATIONS ET LEURS METHODES D'ÉTUDES . . . 145
4.2.1 « Etchplain » ou surface de corrosion . . . 145
4.2.2 Pédiments, pédiplaines et pédivallées . . . 146
4.2.3 Surfaces d'abrasion marines (« wave cut platform ») . . . 147
4.2.4 Les facteurs de contrôle des surfaces d'aplanissement étagées . . . 148
4.2.5 Les méthodes d'analyse des formes du relief . . . 148
4.2.5.1 La cartographie des formes du relief . . . 148
4.2.5.2 La chronologie relative et les datations des formes du relief . . . 149
4.2.5.3 La restauration de la paléo-topographie . . . 150
4.3 AGE ET ORIGINE DU RELIEF – ÉTAT DE L'ART . . . 151
4.3.1 Les données thermochronologiques . . . 151
4.3.2 Les études géomorphologiques de l'Afrique australe . . . 151
4.3.3 Les études au Zimbabwe et au Malawi . . . 151
4.3.4 L'étude de l'Afrique australe . . . 152
4.4 LES SURFACES D'APLANISSEMENT DU BASSIN VERSANT ZAMBEZE . . . 154
4.4.1 Les grandes unités géomorphologiques du bassin versant zambèze . . . 154
4.4.2 Nature et chronologie relative des surfaces d'aplanissement . . . 159
4.5 LES ÉLEMENTS DE DATATION DES SURFACES . . . 164
4.5.1 Les données du bassin versant Zambèze . . . 164
4.5.2 Intégration des données de l'Afrique Australe (Baby, 2017) : réduction des incertitudes . . . 169
4.6 LES DISCONTINUITES STRATIGRAPHIQUES MAJEURES À MER : CONTRAINTES POUR UN MODELE D'AGE . . . 170
4.6.1 Les discontinuités de l'enregistrement sédimentaire de la marge pouvant être interprétées comme témoins de la déformation . . . 170
4.6.2 Le modèle d'âge : . . . 170
4.7 LE MODELE D'ÉVOLUTION A LONG TERME . . . 172
4.8 QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION ET COMPARAISON AVEC LES DONNÉES THERMOCHRONOLOGIQUES . . . 181
4.8.1 Les valeurs de dénudation : les données thermochronologiques . . . 181
4.8.2 Les valeurs de dénudation : analyse des formes du relief . . . 182
4.9 DISCUSSION . . . 184
4.9.1 Les déformations du Crétacé supérieur : chronologie et distribution spatiale . 184
4.9.1.1 Cette étude : Malawi, Mozambique, Zimbabwe . . . 184

4.9.2 Les déformations du Cénozoique : chronologie et distribution spatiale 184
4.9.2.1 Cette étude : Malawi, Mozambique, Zimbabwe 184
4.10 CONCLUSION 186

5 ETUDE DU DOMAINE EN SEDIMENTATION 187
5.1 INTRODUCTION : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE 189
5.2 LES DONNEES DISPONIBLES 189
5.2.1 Les lignes de sismiques réflexion 2D 189
5.2.2 Les données de puits 189
5.3 METHODOLOGIE 191
5.3.1 La stratigraphie sismique 191
5.3.2 L'habillage des cortèges en environnements de dépôts 192
5.3.2.1 L'étude des données de puits : les interprétations diagraphique . . . 192
5.3.2.2 La caractérisation des faciès sismiques 193
5.3.3 Le calage chronostratigraphique : vers un nouveau modèle d'âge 195
5.3.4 La réalisation des cartes d'isochores , d'isopaques et paléogéographiques . . . 195
5.3.4.1 La conversion temps-profondeur 197
5.3.4.2 Le contrôle aux puits : les "misties" 199
5.3.4.3 Les cartes paléogéographiques 205
5.4 RESULTATS 206
5.4.1 Analyse des lithologies aux puits 206
5.4.2 Les cartes isopaques, les cartes d'environnements sédimentaires, les coupes sismiques 211
5.4.2.1 Introduction 211
5.4.2.2 Les cartes isopaques et les cartes d'environnements sédimentaires . . 214
5.4.3 Les courants océaniques 250
5.4.3.1 Les évidences de courants océaniques pérennes : Crétacé - actuel . . 250
5.4.3.2 La circulation océanique du canal du Mozambique : Crétacé - actuel 250
5.4.3.3 Evolution de la circulation océanique dans le canal du Mozambique 254
5.5 EVOLUTION SYNTHETIQUE DE LA MARGE 257
5.6 CONCLUSION 260

6 SOURCE TO SINK 263
6.1 INTRODUCTION 265
6.2 BILAN DES VOLUMES SEDIMENTAIRES ERODES 265
6.2.1 Données et méthode 265
6.2.1.1 Le système en érosion testé 266
6.2.1.2 Subdivision du système de drainage 268
6.2.1.3 Reconstitution 3D de paléo-surfaces et estimation des volumes érodés 268
6.2.1.4 Les incertitudes 268

6.2.2 Résultats . . . 269
6.3 BILAN DES VOLUMES TERRIGENES POST - RIFT SEDIMENTES DANS LE SYSTEME ZAMBEZE . . . 271
6.3.1 Données et méthodes . . . 271
6.3.1.1 Le modèle de dépôt du système Zambèze testé - source to sink . . . 271
6.3.1.2 Les données 1D . . . 272
6.3.1.3 Les données 2D . . . 272
6.3.2 L'obtention des volumes totaux de sédiments . . . 272
6.3.3 Les paramètres d'entrée du code VolumeEstimatorSurface . . . 273
6.3.3.1 Les aires de sédimentation . . . 273
6.3.3.2 VolumeEstimatorSurface - mode de calcul des sédiments compactés 276
6.3.4 Les incertitudes . . . 277
6.3.5 Résultats . . . 277
6.3.5.1 Les volumes sédimentaires préservés . . . 277
6.3.5.2 Vitesse d'accumulation et export sédimentaire vers le cône sous marin d'eau profonde . . . 284
6.3.6 Contrôles de la déformation et du climat sur le taux d'accumulation sédimentaire 288
6.3.7 Origine possible des variations d'exports sédimentaires . . . 291
6.4 BILAN SOURCE TO SINK . . . 293
6.4.1 Le bilan érosion - sédimentation du système Zambèze depuis 72 Ma . . . 293
6.4.2 Les incertitudes à terre . . . 293
6.4.3 Les incertitudes à mer . . . 294
6.4.3.1 Les incertitudes d'extrapolation . . . 294
6.4.3.2 Les sources sédimentaires . . . 295
6.4.3.3 Les courants océaniques profonds . . . 296
6.5 Conclusion . . . 297

7 SYNTHESE **299**
7.1 INTRODUCTION . . . 301
7.2 Le CRETACE INFERIEUR : Jurassique terminal - Néocomien (155 - 129 Ma) . . . 302
7.3 Le CRETACE INFERIEUR : Néocomien - Cénomanien (129 - 94 Ma) . . . 304
7.4 LE CRETACE SUPERIEUR : Campanien - Maastrichtien (83 - 66 Ma) . . . 306
7.5 LE PALEOCENE - EOCENE : 66 - 36 Ma . . . 308
7.6 L' OLIGOCENE (36 - 23 Ma) - deuxième épisode de surrection du Plateau sud - africain . . . 310
7.7 LE MIOCENE : 23 - 5.6 Ma . . . 312
7.8 LE PLIOCENE - PLEISTOCENE : 5.6 - 0 Ma . . . 314

8 CONCLUSIONS GENERALES **317**

Table des figures

2.1 (A) Localisation des principaux bassins et zones de fractures de l'Afrique de l'est. (B) Localisation des principales structures tectoniques et des formations sédimentaires à l'affleurement au Mozambique. *[(A) Location of the main sedimentary basins and fracture zones in East Africa. (B) Location of the main tectonic structures and sedimentary outcrops in Mozambique.]* 39

2.2 (A) Localisation des principaux bassins et zones de fracture de l'Afrique de l'est sur une carte de gravimétrique. (B) Localisation des principales études de sismique réfraction et gravimétriques dans le canal du Mozambique. *[(A) Main sedimentary basins and fracture zones represented on a free air gravity anomalie map. (B) Main seismic refraction and gravimetric studies in the Mozambique channel.]* 40

2.3 Profil topographique de la plaine abyssale du Zambèze. *[Topographic profile of the Zambezi abyssal plain.]* 42

2.4 Etude de Mueller et al. (2016) réalisée à partir de l'acquisition du profil de réfraction localisé dans le bassin Zambèze : A) Modèle de vitesse des ondes P ; B) Modèle de densité ; C) Interprétation géologique des structures identifiées. *[Seismic refraction profiles study : A) P wave velocities ; B) Density model ; C) Geological interpretation of the deep structures identified. From Mueller et al. (2016).]* 47

2.5 Interprétation géologique par Leinweber et al. (2013) des profils de réfraction localisés au nord du bassin du Mozambique. *[Geological interpretation of seismic refraction profiles acquired in the North Mozambique basin. From Leinweber et al. (2013).]* . . . 48

2.6 Localisation des anomalies magnétiques dans le bassin de Somalie traduisant le coulissement de Madagascar en direction du sud entre les chrons M22n (Tithonien : 147.18 Ma) et M0 (Aptien : 120.6Ma). Figure de Cochran (1988). *[Magnetic anomalies located in the Somali basin showing the southward deplacement of Madagascar between the chrons M22n (Tithonien : 147.18 Ma) et M0 (Aptien : 120.6Ma).From Cochran (1988).]* 50

2.7 Evolution de l'âge du plancher océanique à partir de la synthèse des anomalies magnétiques présentes dans le canal du Mozambique et localisation des principales zones de fractures. Sources des anomalies magnétiques : carte structurale de l'océan Indien (2004), Eagles and König (2008); Konig and Jokat (2010); Leinweber and Jokat (2012). *[Main fractures zones and oceanic crust age evolution constrained by magnetic anomalies in the Mozambique channel. Magnetic anomalies are from : the structural map of the Indian Ocean, Eagles and König (2008); Konig and Jokat (2010); Leinweber and Jokat (2012).]* 52

2.8 Modèles de reconstitution du Gondwana selon deux approches différentes. Leinweber and Jokat (2012) optent pour une nature océanique de la ride du Mozambique alors que Sahabi (1993) définit celle-ci comme continentale. Cette contradiction entraîne une reconstitution différente du fit initial, avec pour Sahabi une position de l'Antarctique décalée en direction de l'est en comparaison avec le modèle de Leinweber afin d'éviter le chevauchement ride Mozambique – Antarctique. De Joseph Thompson (2017). *[Gondwana reconstruction models using two different approaches. Leinweber and Jokat (2012) choosed an oceanic nature for the Mozambique Ridge, while Sahabi (1993) defines it as a continental one. This contradiction results in a different reconstitution of the original fit, with for Sahabi a position of the Antarctic shifted towards the east in comparison with the Leinweber model to avoid the Mozambique-Antarctic ride overlap. From Joseph Thompson (2017).]* 53

2.9 Localisation des anomalies magnétiques dans la vallée du Natal et sur la ride du Mozambique. Les anomalies de la vallée du Natal sont de Goodlad et al. (1982). Figure issue de Konig and Jokat (2010). *[Magnetic anomaly data from the Mozambique Ridge plotted along their respective tracks. The identified magnetic anomaly lineations in the Natal Valley after Goodlad et al. (1982). Figure from Konig and Jokat (2010).]* . . . 55

2.10 Cartes du substratum (A) archéen et paleo- mésoprotérozoïque, (B) néoprotérozoïque, (C) paléozoïque et mésozoïque du Rift est-africain. Figure issue de Simon (2015). *[Map of the substratum of the East African Rift System, (A) Archean to Mezoproterozoic, (B) Neoproterozoic and (C) Paleozoic to Mezosoic. From Simon (2015).]* 60

2.11 Mise en place et évolution du graben d'Urema avec le recoupement du rift crétacé Zambèze et le basculement de la marge en direction de l'est au cours d'un possible paroxysme d'activité au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Flores (1973). *[Urema graben evolution crossing the Zambezi graben and showing an eastward tilt of the margin during a possible paroxysm period of deformation during the late Oligocene - early Miocene. Figure from Flores (1973).]* 63

2.12 Cinématique actuelle du Rift est-africain issue de Simon (2015); Simon et al. (2017). [*Present-day kinematic of the East-African rift from Simon (2015).]* 64

2.13 Localisation de l'activité magmatique en Afrique australe depuis le Jurassique moyen jusqu'au Cénozoïque. Les sources utilisées sont citées dans le texte. Issue de Baby, (2017). *[Distribution of the igneous activity in southern Africa from middle Jurassic to Cenozoic time. Sources are cited in the text. From Baby, 2017.]* 67

2.14 Charte stratigraphique du bassin du Mozambique réalisée à partir des publications de Flores (1973); Nairn et al. (1991); Salman and Abdula (1995). *[Regional stratigraphic chart of the Mozambique basin realised during this study using the publications of Flores (1973); Nairn et al. (1991); Salman and Abdula (1995).]* 72

2.15 Cartes d'isobathes des Formations de Domo, de Grudja, de Cheringoma, de Temane réalisées à partir d'une série de forages localisés dans le bassin du Mozambique. De Flores, (1973). *[Isobath maps of the sedimentary formations of Domo, Grudja, Cheringoma, Temane. The formation depths were provided by several petroleum wells located in the Mozambique basin. From Flores (1973).]* 73

2.16 Distribution des âges AFT et ZFT en Afrique australe à partir des données représentées figure 2.17. *[AFT and ZFT distribution in austral Africa using the dataset from figure 2.17.]* 76

2.17 Etudes et âges AFT, ZFT et (U-Th)/He en Afrique australe. Compilation des données de Daszinnies (2006); Belton and Raab (2010); Tinker et al. (2008b); Herman et al. (2013). *[Thermochronologic studies and ages AFT, ZFT and (U-Th)/He in austral Africa. Data from the studies of Daszinnies (2006); Belton and Raab (2010); Tinker et al. (2008b); Herman et al. (2013).]* 77

2.18 Localisation des principales études érosion - sédimentation et représentation des principaux évènements de dénudation en Afrique australe. *[Source to sink studies location and main denudation events in austral Africa.]* 78

2.19 Localisation des principales chutes, gorges et grands ensembles lithologiques drainés dans le bassin versant Zambèze. *[Gorges, falls and main lithology group of the Zambezi catchment.]* 79

2.20 Reconstitution des paléo-drainages du bassin versant Zambèze réalisée par Moore (2001, 2007) pour les périodes Jurassique-Crétacé inférieur, Crétacé supérieur-Paléogène, Oligocène, Pléistocène inférieur, Pléistocène supérieur. De Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007). *[Successive drainage reconstructions of the Zambezi catchment for the Jurassic - early Cretaceous, late Cretaceous – Paleogene, Oligocene, early Pleistocene, late Pleistocene periods. Redrawned from Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007).]* 81

2.21 La circulation thermohaline mondiale simplifiée (Shanmugan, 2017). *[The global overturning circulation (Shanmugan, 2017).]* 85

2.22 Représentation des différentes figures sédimentaires indicatrices de courants profonds en fonction de la taille moyenne des particules sédimentaires et de la vitesse des courants. Figure de Rebesco et al., (2014). *[Bedform-velocity matrix for deep-water bottom current systems, showing a schematic representation of bedforms in function of mean grain size of sediment versus flow velocity at or near the seafloor. From Rebesco et al., (2014).]* 87
2.23 Les différentes morphologies de drifts contouritiques. Figure de Rebesco et al., (2014). *[The contouritic drift morphologies. From Rebesco et al., (2014).]* 89
2.24 Modèle de faciès standard d'une séquence contouritique lié aux variations de vitesse des courants de contour (Figure de Faugères and Stow (2008). *[Standard faciès model of contourite sequence, linked to variation in contour-current velocity. From Faugères and Stow (2008).]* 90
2.25 Les principales masses d'eaux et courants océaniques observés dans le canal du Mozambique. *[Main water masses and oceanic currents observed in the Mozambique Channel.]* 93
2.26 Synthèse des études paléocéanographiques dans le canal du Mozambique et principales évolutions de la cinématique, du volcanisme et du climat depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel. *[Main paléoceanographic studies realised in the Mozambique channel and main periods of cinematic evolution, volcanism and climate since Jurassic times.]* 94
2.27 Représentation sismique d'un lobe turbiditique remanié identifié dans le bassin Zambèze au sein de la séquence sismique MSBU4 par Castelino et al. (2015) et traduisant la présence d'un courant océanique profond dès le Crétacé supérieur. *[Seismic cross section showing during the MSBU4 seismic sequence supposed to be of late Cretaceous age a fan reworked by deep oceanic current. From Castelino et al. (2015).]* 95
2.28 Localisation des différents drifts situés dans le bassin de Transkey par Schluter et Uenzelmann-Neben, (2007). OD : Oribi Drift ; MD : M Drift ; AD : Aghulas Drift. Figure de Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007). *[Location of the different drifts observed in the Transkey basin. OD : Oribi Drift ; MD : M Drift ; AD : Aghulas Drift. From Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007).]* 96

3.1 The Zambezi sedimentary system. A : Location in Austral Africa (catchment) and in the Mozambique Channel (deep-sea fan). B : Main geological features of the catchment (Cenozoic Kalahari Basin, Late Carboniferous to Triassic Karoo rifts, Neogene rifts and main faults). 104
3.2 Summary chart of approaches used to interpret seismic stratigraphy. 106
3.3 Present-day vegetation distribution within the Zambezi catchment (Timberlake, 2000). 110
3.4 Summary chart of the main geodynamic (oceanic accretion, plumes, volcanism) and tectonic (main African and Mozambican deformations, denudations and uplifts) events with the stratigraphy (lithostratigraphy and main unconformities and marine floodings) from the literature. 113

3.5 Margin delta depositional profile : environments and lithology, clinoforms height and main seismic facies. 116

3.6 Zambezi Delta regional seismic line from the upstream coastal plain bordered by the Cheringoma Plateau to the Beira High (see location on Fig. 1B) : age model and sedimentary environments. 119

3.7 Studied wells (see location on Fig. 1B) : lithology from well-logs and cuttings, unconformities (Uc) in the second-second-order sequences (labelled S1 to S8 from the number in the above sequence) and biostratigraphic dataset (calcareous nannofossils and planktonic foraminifers). 121

3.8 Biostratigraphy of Well X1. The grey stripes show the proposed correlations of the studied samples with the occurrence charts of calcareous nannofossil and/or planktonic foraminifer biostratigraphic markers and relative biozones. 123

3.9 Biostratigraphy of Well X3. The grey stripes show the proposed correlations of the studied samples with the occurrence charts of calcareous nannofossil and/or planktonic foraminifer biostratigraphic markers and relative biozones. 127

3.10 Age model for Zambezi Delta Neogene sediments : (1) repetitive unconformity-bounded third-order depositional sequences influenced by climate-induced sea level changes, defined on both offlap break migration and stratigraphic truncations (labelled from Pl.0 to Pl.5 and M.1 to M.11) and (2) calibration of the unconformities in the third-order sequences on Laskar's orbital solution (eccentricity ; Laskar et al., 2011) based on the assumption that a sea level fall must correspond to major cooling and therefore to a decrease in eccentricity. 128

3.11 Reconstructed precipitation estimates of the Zambezi catchment from the Oligocene up to Present in the frame of the East Africa : (1) from wells X1 and X3 (see Fig. 1B for location) based on pollen records (this study – see text for discussion) and comparison with the reference DSDP Site 231 (Gulf of Aden ; Bonnefille, 2010) ; (2) compilation of the published precipitation evaluation from scattered outcrops in East Africa mainly based on palaeobotanical data (woods, leaves, pollen grains), (3) regional (Mozambique Channel) and world-scale climatic data. The Mozambique Channel data (unpublished at the moment) were acquired in the frame of the PAMELA Project through collaborations between geoscientists of Rennes University and palynologists of TOTAL Company (N. Buratti and D. Michoux). 131

3.12 Summary chart of the stratigraphic data and their possible causes, deformations and climates. 136

4.1 Principales caractéristiques des surfaces de corrosion. (a) La surface de corrosion cuirassée ; (b) La surface de corrosion décapée. Figure issue de Guillocheau et al. (2018). *[Main characteristics of the etchplains. (a) Mantled etchplain with duricrusts ; (b) Stripped etchplain with inselbergs. From Guillocheau et al. (2018).]* 146

4.2 Principales caractéristiques des pédiments et pédiplaines. (a) Représentation en plan ; (b) Le concept d'un système pédimentaire. Figures de Guillocheau et al. (2018) *[Main characteristics of the pediments and pediplains. (a) Plan view variability of the pediment shape ; (b) The concept of a pediment system. From Guillocheau et al. (2018).]* 147

4.3 Synthèse des études thermochronologiques et géomorphologiques réalisées en Afrique Australe. *[Summary of the previous thermochronological and geomorphologic studies carried out in southern and central Africa.]* 153

4.4 Réseau hydrologique, volcanisme, plaines, plateaux et principales stuctures de la zone d'étude et du Mozambique. [*Hydrologic network, Karoo volcanism, and location of the main plateaus, plains, and rifts of the study area.*] 157

4.5 Réseau hydrologique, volcanisme, plaines, plateaux et rifts du : (a) Malawi ; (b) Zimbabwe. *[Hydrologic network, volcanism, plains, plateaus, and main structures of the : (a) Malawi ; (b) Zimbabwe.]* 158

4.6 Profils topographiques « swath » interprétés du Malawi. *[Malawi interpreted swath profiles.]* 163

4.7 Profils topographiques « swath » interprétés du Zimbabwe . *[Zimbabwe interpreted swath profiles.]* 163

4.8 Localisation des éléments de datations des formes du relief (Mozambique, Zimbabwe et Malawi. *[Location of the landforms datation constraints (Mozambic, Zimbabwe and Malawi.]* 166

4.9 Coupe du flanc Ouest du rift Malawi. Voir localisation (Figure 4.8). Les Formations Dinosaur beds et Sungwe d'âge crétacé et miocène sont basculés alors que les Formations Chiwondo et Chitimwe sont planes. Une discordance angulaire majeure est observée sur la coupe B à Chisali entre la Formation Sungwe et Chiwondo. Cela indique une déformation postérieure post ou intra Miocène et anté – Pliocène. *[Cross section of the West Malawi flanc graben, from Dixey (1927). The Diosaur beds and Sungwe beds Formation of Cretaceous and Miocene age are tilted, whereas the Chiwondo and Chitimwe Formation are flat. A huge angular unconformity is observed on the cross section B between the Formations Sungwe and Chiwondo (Chisali). A deformation episode occured during the Miocene and before the Pliocene. See location (Figure 4.8).]* 167

4.10 Chronologie relative des formes du relief datées à partir des formations sédimentaires et des roches volcaniques et magmatiques préservées à terre. [*Chronologic relationship between the landforms studied and sediments, magmatism.]* 168

4.11 Carte des formes du relief des domaines Mozambique, Zimbabwe et Malawi. *[Geomorphological map of the Mozambic, Zimbabwe and Malawi domains.]* 177

4.12 Transect des formes du relief actuel du plateau Zimbabwéen et du Malawi. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Present day landforms of the Zimbabwe and Malawi domain. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth].* 178

4.13 Evolution synthétique des formes du relief du Malawi. La coupe représente un transect nord-sud, depuis le flanc Est du rift Malawi jusqu'au bassin Zambèze. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Malawi landforms synthetic evolution along a North – South transect from the Malawi rift Est flank to the Zambezi basin. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth.]* 179

4.14 Evolution synthétique des formes du relief du Zimbabwe. La coupe représente un transect Ouest-Est, depuis le flanc Ouest du plateau Zimbabwéen jusqu'au bassin Zambèze. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Zimbabwe landforms synthetic evolution along a West – East transect from the Zimbabwe plateau West flank to the Zambezi basin. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth].* 180

4.15 Corrélation des études de géomorphologie et de thermochronologie réalisées en Afrique Australe avec l'évolution cinématique des marges Est africaines et les principaux épisodes de déformation. Les amplitudes des chutes du niveau de base sont mesurées à partir des pédiments. *[Correlation of the geomorphologic and thermochronological studies carried out in austral Africa with the East african geodynamic margin evolution and the main episodes of deformation. The base level falls are inferred from pediments.]* 184

5.1 Jeu de données de l'étude (forages et lignes sismiques). *[Dataset of this study : wells and seismic reflexion.]* 190

5.2 Charte des faciès sismiques observés dans le canal du Mozambique. *[Chart of seismic faciès observed along the Mozambique Channel.]* 194

5.3 Calage puits-sismique et description lithologique des forages DSDP 248 et 250. *[Wells-seismic calibration and lithologic description of the two DSDP wells 248 and 250.]* . . 196

5.4 Représentation graphique des lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Visual models of layer cake and polynomial laws.]* 199

5.5 Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons socle, toit Néocomien, toit Cénomanien lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons basement, top Neocomian and top Cenomanian.]* 205

5.6 Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons toit Crétacé, toit Eocène, toit Oligocène lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons top Cretaceous, top Eocene and top Oligocene.]* 205

5.7 Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons Miocène moyen, toit Miocène, toit Pliocène lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons middle Miocene, top Miocene and top Pliocene.]* 205

5.8 Coupe représentant la variation de profondeur atteinte du réflecteur sismique du socle selon la loi de conversion temps-profondeur utilisée : loi "layer cake" ou polynomiale. *[Cross section showing the basement time-depth conversion using the layer cake or the polynomial velocity law.]* 205

5.9 Etude des lithologies aux puits pour les intervalles du Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Eocène, Oligocène. *[Study of the lithologies observed in the wells for the times interval of early Cretaceous, late Cretaceous, Eocene, Oligocene.]* 210

5.10 Etude des lithologies aux puits pour les intervalles du Miocène inférieur - moyen, Miocène supérieur, Pliocène-Pleistocène. *[Study of the lithologies observed in the wells for the times interval of early - middle Miocene, late Miocene, Pliocene-Pleistocene.]* 210

5.11 Localisation des coupes sismiques réalisées au cours de cette étude. *[Location of the several cross sections realised during this study.]* 212

5.12 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle Socle - toit Hautérivien (155 - 129 Ma). Reconstitution cinématique issue de Thompson (2017). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval Basement - top Hauterivian (155 - 129 Ma). Cinematic reconstruction from Thompson (2017).]* 215

5.13 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Hautérivien - toit Cénomanien (129 - 94 Ma). Reconstitution cinématique issue de Thompson (2017). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Hauterivian - top Cenomanian (129 - 94 Ma). Cinematic reconstruction from Thompson (2017).]* . . . 217

5.14 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Cénomanien - toit Crétacé (94 - 66 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Cenomanian - top Cretaceous (94 - 66 Ma).]* 219

5.15 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Cretaceous - top Eocene (66 - 36 Ma).]* 221

5.16 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Eocène - toit Oligocène (∼36 - 23 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Eocene - top Oligocene (∼36 - 23 Ma).]* 223

5.17 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Oligocène - toit Serravalien (23 - 11.6 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Oligocene - top Serravalian (23 - 11.6 Ma).]* 227

5.18 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Serravalien - toit Miocène (Messinien) (∼11.6 - 5.6 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Serravalian - top Miocene (Messinian) (∼11.6 - 5.6 Ma).]* . 229

5.19 Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Miocène - actuel (∼5.6 - 0 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Miocene - present day (∼5.6 - 0 Ma).]* 231

5.20 Cartes isopaques pour les intervalles de temps toit Pliocène - actuel (∼2.8 - 0 Ma), toit Miocène - toit Pliocène (∼5.6 - 2.8 Ma), toit Oligocène - toit Miocène (23 - 5.6 Ma). *[Isopac maps for the times interval of the top Pliocene - present day (∼2.8 - 0 Ma), top Miocene - top Pliocene (∼5.6 - 2.8 Ma), top Oligocene - top Miocene (23 - 5.6 Ma).]* 233

5.21 Cartes isopaques pour les intervalles de temps toit Eocène - actuel (∼36 - 0 Ma), toit Crétacé - actuel (66 - 0 Ma), Socle - toit Crétacé (155 - 66 Ma). *[Isopac maps for the times interval of the top Eocene - present day (∼36 - 0 Ma), top Cretaceous - present day (66 - 0 Ma), basement - top Cretaceous (155 - 66 Ma).]* 235

5.22 Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique A-B. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the A-B cross section.]* 249

5.23 Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique I-J. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the I-J cross section.]* 249

5.24 Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique K-L. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the K-L cross section.]* 249

5.25 Géométrie et variation d'export turbiditique du système Zambèze le long d'une coupe orientée nord-sud (I-M). *[Zambezi system sedimentary geometries and sedimentary export variation along a North-South cross section (I-M).]* 249

5.26 Etude des géométries sédimentaires sur trois coupes sismiques : C-D, E-F et A-M (profondeur). *[Sedimentary geometries study realised on three cross sections : C-D, E-F and A-M (depth).]* 249

5.27 Cartographie et étude sismique des faciès du trapp malgache. *[Madagascar trapp cartography and seismic facies study.]* 249

5.28 Evidences sédimentaires de courants océaniques pérennes (Crétacé - actuel)). *[Long lasting bottom currents evidences (Cretaceous - present day.* 252

5.29 Faciès sismiques indicateurs de courants profonds à l'ouest du chenal Zambèze au cours de l'intervalle Plio-Pléistocène. *[Plio-Pleistocene seismic facies showing bottom currents evidences on the western side of the Zambezi channel.]* 253
5.30 Corrélation des études paléocéanographiques réalisées en Afrique de l'est avec l'évolution cinématique et climatique depuis le Jurassique. *[Correlation of the paleoceanographic studies realised in East Africa with cinematic and climatic evolution since the Jurassic.]* 256

6.1 Domaine à terre "source" et à mer "sink" sur lesquels ont été calculés respectivement un volume dénudé et un volume sédimenté. *[Onshore "source" and offshore "sink" domain on which denudation and sedimentation volumes were computed.]* 266
6.2 a.) Localisation des boîtes du "middle et lower" Zambèze, Angoche, et Bushveld sur lesquelles un calcul de dénudation a été effectué. b.) Topographie interpolée de la surface S3 (83 - 72 Ma). *[a.) Middle and upper Zambezi, Angoche, Bushveld boxes on which denudation computation was realised. b.) Interpolated topography of the planation surface S3 (83 - 72 Ma).]* 269
6.3 a.) Carte de dénudation depuis la surface S3 (83 - 72 Ma). b.) Volumes dénudés pour les boîtes "lower, middle Zambezi", Angoche et Bushveld.*[a.) Denudation map since the planation surface S3 (83 - 72 Ma). b.) Denuded volumes for the three boxes "lower - middle Zambezi", Angoche and Bushveld.]* 270
6.4 Localisation des boîtes du domaine en sédimentation avec les boîtes du domaine en érosion. *[Sink boxes location linked with the source boxes.]* 274
6.5 Limite distale de la boîte "fan" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - toit du Néocomien, toit du Crétacé - toit de l'Eocène, toit de l'Eocène - toit de l'Oligocène. La limite distale pour tous les autres intervalles est représentée figure 6.4 . *[Fan limits for the times intervals of the Late Jurassic - top Neocomian, top Cretaceous - top Eocene, top Eocene - top Oligocene. The distal limit for the other times intervals are shown figure 6.4.]* 275
6.6 Système d'extrapolation des données sismiques lorsque les dimensions de la carte isobathe sont inférieures à celles de la boîte d'entrée.. *[Seismic data extrapolation when the isobath size is less important than the box configured.]* 276
6.7 Volumes sédimentaires accumulés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" et sur la totalité du système sédimentaire.*[Basin accumulated volume for the "Delta, Angoche, Fan" boxes and for the whole Zambezi sedimentary system.]* 279
6.8 Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan-Lamont" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - actuel, Jurassique supérieur - toit du Crétacé, toit du Crétacé - actuel, toit Eocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of uppermost Jurassic - present day, uppermost Jurassic - top Cretaceous, top Cretaceous - present day, top Eocene - present day.]* 283

6.9 Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - toit du Néocomien, toit du Néocomien - toit du Cénomanien, toit du Cénomanien - toit du Crétacé, toit du Crétacé - toit Eocène.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of uppermost Jurassic - top Neocomian, top Neocomian - top Cenomanian, top Cenomanian - top Cretaceous, top Cretaceous - top Eocene.]* 283

6.10 Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps toit de l'Eocène - toit de l'Oligocène, toit de l'Oligocène - toit du Serravallien, toit du Serravallien - toit du Miocène, toit du Miocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of top Eocene - top Oligocene, top Oligocene - top Serravalian, top Serravalian - top Miocene, top Miocene - present day.]* 283

6.11 Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps toit du Miocène - toit du Pliocène, toit du Pliocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of top Miocene - top Pliocene, top Pliocene - present day.]* 283

6.12 Vitesse d'accumulation de sédiments terrigènes calculés pour les boîtes "Delta, Angoche et Fan" et sur la totalité du système sédimentaire.*[Basin accumulation rates for the "Delta, Angoche, Fan" boxes and for the whole Zambezi sedimentary system.]* 285

6.13 Variations de l'export sédimentaire du système sédimentaire du Zambèze depuis le Jurassique supérieur. Le ratio du volume sédimenté a été obtenu par la formule : (volume "delta" + volume "Angoche"/ volume "fan". *Zambezi system sedimentary variation export since the uppermost Jurassic. The volume ratio deposited was obtained by the formula : (volume "delta" + volume "Angoche"/ volume "fan".]* 287

6.14 Charte synthétique représentant la corrélation entre les épisodes de déformation en Afrique australe, l'évolution climatique en Afrique de l'est et l'évolution des flux et de l'export sédimentaire du système Zambèze.*[Synthetic chart showing the correlation between the Austral African deformations, East African climatic evolution and the Zambezi sedimentary flux and export evolution.]* 290

6.15 Paramètres mal contraints pouvant influencer le bilan source - sink du système Zambèze .*Unconstrained parameters affecting the source to sink budget.]* 294

7.1 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Jurassique supérieur - Néocomien. *[Late Jurassic - Early Cretaceous paleogeography of the Zambezi system.]* 303

7.2 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Néocomien - Cénomanien. *[Neocomian - Cenomanian paleogeography of the Zambezi system.]* 305

7.3 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Campanien - Maastrichtien. *[Campanian - Maastrichtian paleogeography of the Zambezi system.]* 307

7.4 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Paléocène - Eocène. *[Paleocene - Eocene paleogeography of the Zambezi system.]* 309
7.5 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Oligocene. *[Oligocene paleogeography of the Zambezi system.]* 311
7.6 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Miocene. *[Miocene paleogeography of the Zambezi system.]* 313
7.7 Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Pliocène - Pléistocène. *[Plio - Pléistocene paleogeography of the Zambezi system.]* 315

Liste des tableaux

2.1 Indice de similarité entre plusieurs espèces de poissons réalisé sur plusieurs rivières de l'Afrique de l'est. Issu de Skelton (1994). *[Similarity index between fish species realised on several East African rivers. From Skelton (1994).]* 82

4.1 Chronologie relative, caractéristiques, synonymie et âges des formes du relief. *[Relative chronology, characteristics, synonymy and ages of the landforms.]* 163
4.2 Corrélation des contraintes temporelles entre cette étude et l'étude géomorphologique de Baby (2017). *[Age constraints correlation between this study and Baby (2017) geomorphologic study.]* 169

6.1 Volumes dénudés pour les boîtes "lower, middle Zambezi", Angoche et Bushveld et fraction (%) du volume dénudé des bassins versants du "lower, middle Zambezi) et de Angoche sur le volume dénudé total du bassin versant Zambèze.*[Denuded volumes for the three boxes "lower - middle Zambezi", Angoche and Bushveld and fraction (%) of the lower - middle Zambezi and Angoche catchment area denuded volumes on the whole Zambezi area catchment denuded volume.]* 271
6.2 Teneurs approximatives en sables, argiles, silts et carbonates dans les sédiments préservés des boîtes "Delta, Angoche, Fan, Lamont".*[Sands, shales, silts and carbonate distributions of the "Delta, Angoche, Fan, Lamont" boxes.]* 278
6.3 Volumes et vitesse (flux) de sédiments terrigènes du système du Zambèze.*[Volumes and accumulation rates of the Zambezi system.]* 286
6.4 Erreurs liées à l'extrapolation des données pour les intervalles stratigraphiques mal contraints dans le domaine distal.*[Errors linked to the data extrapolation for the unconstrained stratigraphic stages.]* 295
6.5 Volumes sédimentaires remaniés du sytème Zambèze.*[Reworked sedimentary volumes of the Zambezi system.]* 297

Chapitre 1

INTRODUCTION

La compréhension des processus de surfaces a fait des progrès majeurs ces dernières années avec l'introduction du concept de « routage sédimentaire » (« sediment routing system »), formalisant ainsi ce qui est la finalité de la compréhension des processus de surface : l'ensemble des processus (y compris la déformation et le climat) régissant le système sédimentaire, de la production d'une particule sédimentaire jusqu'à son transport et son dépôt (Allen, 2008). Cette compréhension du routage des sédiments suppose de quantifier les bilans érosion – sédimentation au travers d'une approche dite « source to sink » (Meade, 1982; Sømme et al., 2009) qui vise à mesurer le volume de roches érodées (dénudation) à terre et le volume de sédiments déposés en mer (ou dans un lac pour les systèmes endoreïques, (Einsele and Hinderer, 1998).

De nombreux concepts nouveaux ont été développés, notamment la compréhension des temps critiques de transport ou de résidence des sédiments (Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Phillips, 2003). Plusieurs types d'approches numériques ont été développées (par exemple Tucker and Slingerland (1996); Simoes et al. (2010); Paola and Martin (2012)..), mais peu de systèmes géologiques complets ont été étudiés. Ces études concernent soit l'aspect érosion (« source ») au travers de différentes techniques (thermochronologie : par exemple Gallagher et al., 1994, géomorphologie :) ou l'aspect sédimentation (« sink » : Poag and Sevon (1989); Galloway and Williams (1991) pour les pionniers). Les systèmes géologiques étudiés sont principalement associés à des chaînes de montagnes remarquables, comme l'Indus et le Ganges-Brahmapoutre pour l'Himalaya (Clift, 2006) ou comme les fleuves alimentant le Golfe du Mexique (Mississippi) pour les Montagnes rocheuses (par exemple Bentley et al. (2016); Sharman et al. (2017)). Peu d'études ont été menées sur les domaines non orogéniques. Elles concernent principalement la dénudation avec la thermochronologie (Van der Beek et Braun, 1999) en Australie, avec la grande controverse sur l'âge des reliefs en domaine cratonique) ou l'utilisation des surfaces d'altération (Afrique : Chardon et al. (2016)).

L'Afrique est un terrain de jeu remarquable pour ses approches de routage sédimentaire et de bilan érosion-sédimentation.

[1] Elle est située en domaine anorogénique (à l'exception des chaines de l'Atlas, du Rif et du Tell situé à l'extrême bordure NE) avec de grands plateaux avec des altitudes moyennes de 300 m et 1100 m (distribution bimodale) résultant de grands aplanissements (Guillocheau et al., 2018).

[2] Elle est bordée de marges passives divergentes à transformantes. Les bassins localisés sur la croûte continentale sont des rifts intracontinentaux (Rift est-africain) et des « bassins » intracratoniques (Bassin du Kalahari).

Dans le cadre des projets menés par le groupe « Bassins sédimentaires » de l'UMR Géosciences à l'Université de Rennes 1 (ANR TopoAfrica, projet « Mouvements verticaux » en collaboration avec Total), des études de budget sédimentaire (« sink ») ont déjà été menées sur les marges africaines avec le développement de nouvelles méthodes de quantification des volumes sédimentaires (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012). Ces projets (Guillocheau et al., 2018) ont également permis

de souligner (1) la spécificité de ces reliefs anorogéniques caractérisés par des vastes surfaces d'aplanissement résultant en grande partie de processus d'érosion chimique - les surfaces de corrosion (« etchplain ») ou les pédiments/pédiplaines - et (2) leur intérêt dans la mesure des surrections et de la caractérisation des déformations de très grande longueur d'onde (Braun et al., 2014).

Cette nécessité d'étudier un système sédimentaire complet pour comprendre son fonctionnement et d'être capable d'édicter des règles prédictives, a conduit TOTAL et l'IFREMER, en collaboration avec différents partenaires académiques (Université de Rennes 1, Sorbonne Universités – ex UPMC, Université de Bretagne Occidentale) ou para-académique (IFPEN), à construire un projet focalisé sur un système sédimentaire remarquable - le système du Zambèze et le Canal du Mozambique - dans le cadre du projet PAMELA (Passive Margin Exploration LAboratory). Ce projet vise à étudier (1) la dynamique des marges (principalement transformantes), et (2) un système sédimentaire de sa source jusqu'à ces dépôts ultimes (cônes sous-marins d'eau profonde remaniés par les courants océaniques). Cette thèse s'inscrit et a été financée dans le cadre du projet PAMELA.

L'objectif général de ce travail est une étude intégrée du système du Zambèze depuis la fin du Jurassique. Le Zambèze est l'un des quatre grands fleuves africains avec le Nil, le Niger et le Congo (Milliman and Meade, 1983) avec une aire drainée de 1,2 x10^6 km^2 (Congo : 3.82, Nil : 2.96, Niger : 1.21), un flux d'eau de 223 km^3/an (Congo : 1250, Niger : 192, Nil : 30), un flux de sédiment de 100 à 20 x10^6 t/an (Nile :110-0, Congo : 65-43, Niger : 67-40).

Le Zambèze actuel draine le plateau sud-africain (Kalahari) et le dôme sud (Malawi) du Rift est-africain pour se jeter dans l'Océan indien au niveau du Canal du Mozambique pour alimenter un delta situé sur une marge divergente bordée par deux grandes zones transformantes (zones de fracture), la ZF du Mozambique à l'ouest et la ZF du Limpopo. Ces deux zones, ainsi qu'un horst situé au large du Zambèze (le haut de Beira) contrôlent la localisation du cône sous-marin d'eau profonde, caractérisé par un chenal fortement incisé. L'ensemble est fortement affecté par les courants océaniques profonds, les courants nord-atlantique (« North Atlantic deep Water ») et antarctique (« Antarctic deep water »). Le climat est tropical sec (semi-aride) avec des zones plus humides (subtropical humide) en direction de la Zambie. Le Zambèze va donc enregistrer (1) à terre, les déformations lithosphériques et mantelliques à l'origine de la surrection du Plateau sud-africain et du dôme sud du Rift est-africain et (2) l'ensemble des déformations des marges transformantes et de la lithosphère océanique du Canal du Mozambique, sujets débattus permettant de discuter de processus géodynamiques majeurs (par exemple les relations dynamique du manteau et processus de surface).

En résumé cette thèse s'attachera à :

[1] caractériser et à discuter l'origine des déformations enregistrées dans le système sédimentaire Zambèze depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel,

[2] quantifier les bilans érosion - sédimentation dans une approche dite "source to sink" du système du Zambèze, pour une meilleure compréhension du routage sédimentaire.

Plusieurs points seront abordés :

- les méthodes de datation des sédiments,
- la dynamique du remplissage sédimentaire des marges transformantes à divergentes au travers d'une analyse paléogéographique intégrée,
- l'analyse des formes du relief de type surface d'aplanissement, leurs âges et leurs significations comme marqueur de la surrection,
- la quantification des bilans érosion-sédimentation...

Ce mémoire a ainsi été structuré en 6 parties :

Etat de l'art - contexte géologique - chapitre 2

Cette première partie présente le contexte géologique régional de l'Afrique de l'est. Elle expose les différents travaux réalisés sur la cinématique et la dislocation du Gondwana, mais surtout les évolutions selon la littérature : des reliefs de l'Afrique australe, des bassins versants, du delta du Zambèze, et de la circulation océanique profonde.

Modèle d'âge - étude stratigraphique du delta Zambèze - chapitre 3

Cette seconde partie présente l'évolution du remplissage sédimentaire depuis le Jurassique supérieur. L'attention est principalement portée sur : (i) la réalisation d'un modèle d'âge haute résolution du delta, (ii) l'obtention de contraintes sur l'évolution climatique, (iii) la corrélation des discordances observées en sismique avec des épisodes de déformations enregistrés à terre ou bien à des variations climato - eustatiques.

Analyse des formes du relief - chapitre 4

Cette troisième partie présente une analyse géomorphologique (coupes et cartes) des formes du relief du Malawi, Mozambique et Zimbabwe. Pour contraindre en âge ces surfaces, une attention particulière est apportée à la datation des placages sédimentaires, au volcanisme et aux profils d'altération. La chronologie obtenue est mise en relation avec les grands changements paleoenvironnementaux enregistrés dans les bassins en mer. Une évolution topographique au Crétacé supérieur et au Cénozoïque, est proposée au moyen de deux coupes terre-mer (relief-bassin) restaurées de la plaine du Malawi et du plateau Zimbabwéen.

Etude du domaine en sédimentation - sink - chapitre 5

Cette quatrième partie présente l' évolution du système sédimentaire dans son intégralité depuis le delta jusqu'au cône sous-marin d'eau profonde à partir de coupes sismiques, de cartes isopaques, et de reconstitutions des paléoenvironnements sédimentaires depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel. Y sont dégagés des paramètres de contrôles majeurs du système sédimentaire Zambèze.

Etude source to sink - chapitre 6

Dans cette cinquième partie les volumes de sédiments terrigènes préservés dans le système Zambèze sont quantifiés et comparés à un bilan d'érosion du bassin versant Zambèze (mesuré à partir de la soustraction de la topographie reconstituée d'une surface d'aplanissement et de la topographie actuelle). Dans le domaine en sédimentation une analyse des volumes et du taux d'accumulation sédimentaire est conduite. Les variations observées seront comparées aux évolutions du relief (épisodes de déformations) ainsi qu'aux variations climatiques.

Synthèse source to sink - chapitre 7

Ce dernier chapitre synthétise (i) à terre : l'évolution des déformations associées à la modification des bassins versants, (ii) à mer : l'évolution du système sédimentaire Zambèze depuis le Jurassique supérieur.

Chapitre 2

ETAT DE L'ART

2.1 LE CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE

Le canal du Mozambique s'étend le long des marges indiennes ouest africaines entre les latitudes 13°S et 45°S. Il est le résultat complexe de la dislocation du Gondwana il y a 160 Ma impliquant plusieurs continents : l'Afrique, Madagascar, l'Antarctique, l'Amérique du sud, la « grande Inde » et l'Australie (Leinweber and Jokat, 2012; Marks and Tikku, 2001; Reeves, 2014). Le canal du Mozambique est délimité par quatre zones de fractures majeures, avec au nord la ride de Davie, à l'ouest la ride du Mozambique, à l'est la ride de Madagascar, et au sud la ride océanique sud-ouest indienne. Les trois rides : du Mozambique, de Madagascar et de Davie correspondent à des segments transformants (Figure 2.1A).

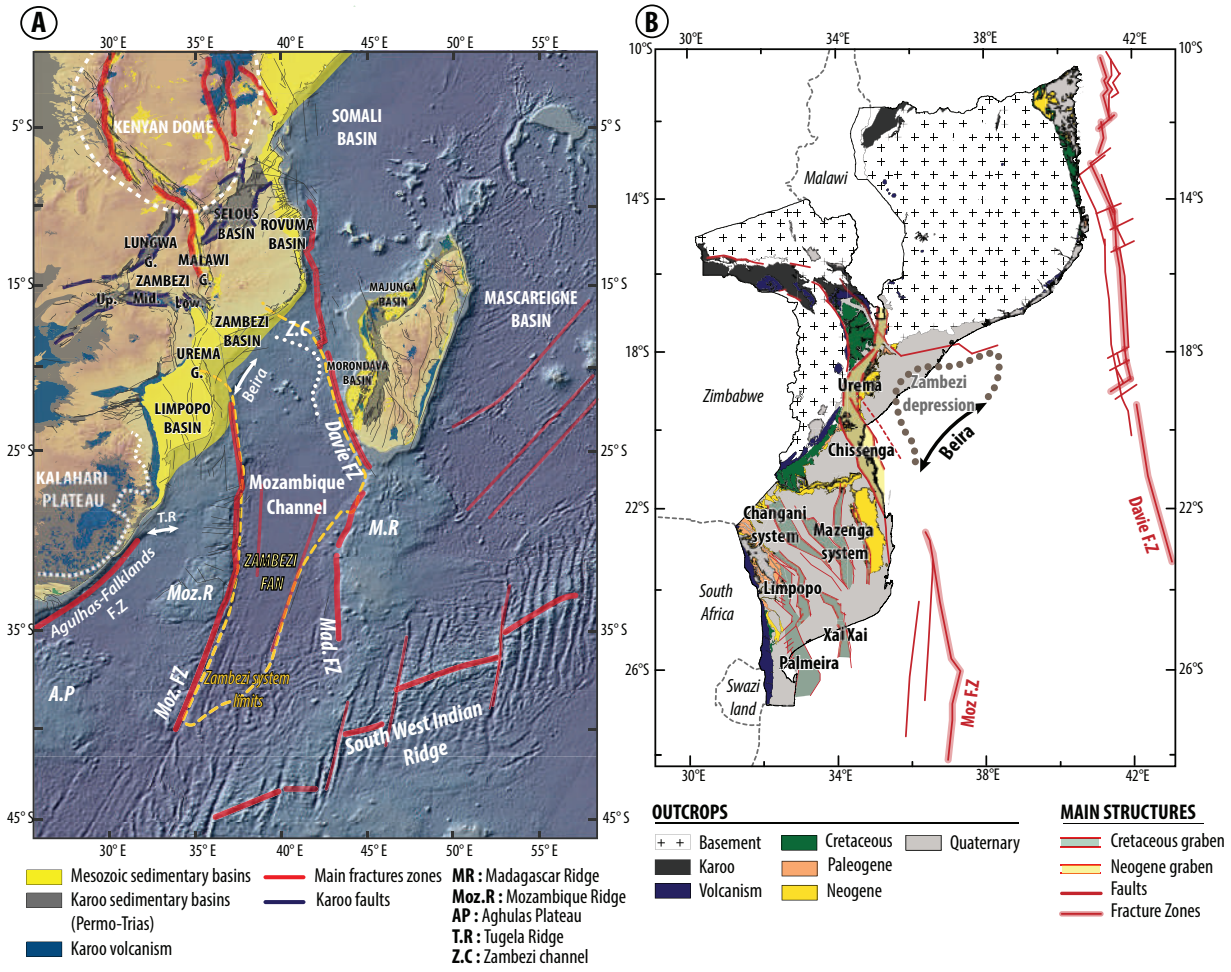


FIGURE 2.1 – (A) Localisation des principaux bassins et zones de fractures de l'Afrique de l'est. (B) Localisation des principales structures tectoniques et des formations sédimentaires à l'affleurement au Mozambique. *[(A) Location of the main sedimentary basins and fracture zones in East Africa. (B) Location of the main tectonic structures and sedimentary outcrops in Mozambique.]*

La ride de Davie constitue aujourd'hui un haut structural de 2000 km de long, formé de reliefs discontinus orientés NO – SE depuis la Somalie jusqu'au sud de Madagascar. Ce linéament majeur

est caractérisé par un gradient gravimétrique de 20°S à 27°S, mais n'apparaît dans la morphologie qu'entre 9°S et 20°S (Figure 2.1A ; 2.2A). Son élévation est comprise entre 700 et 2000 m. La ride de Davie limite sur leur partie est deux fossés extensifs que sont les bassins des Kerimbas (9°S - 13°S) et de Lacerda entre (13°S - 17°S)(Figure 2.1A).

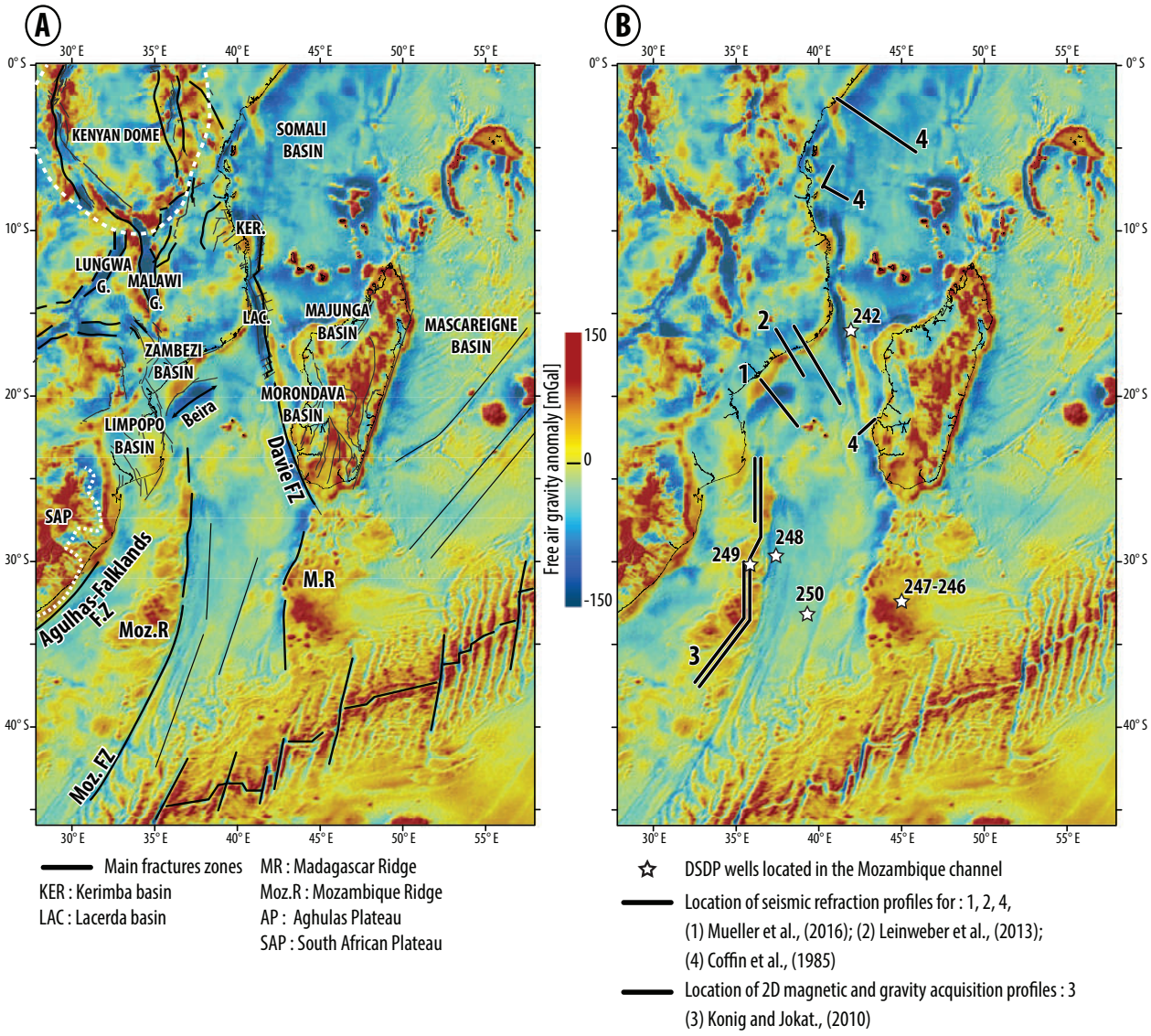


Figure 2.2 – (A) Localisation des principaux bassins et zones de fracture de l'Afrique de l'est sur une carte de gravimétrique. (B) Localisation des principales études de sismique réfraction et gravimétriques dans le canal du Mozambique. *[(A) Main sedimentary basins and fracture zones represented on a free air gravity anomalie map. (B) Main seismic refraction and gravimetric studies in the Mozambique channel.]*

Les rides du Mozambique et de Madagascar sont des structures longues d'environ 1300 km et orientées N-S. Elles sont localisées à des latitudes comprises entre -22°S et -35°S, avec un dénivelé respectif moyen de 3500m et 2000 m et possèdent un gradient gravimétrique semblable (Figure

2.2A). Contrairement à la ride de Madagascar composée d'un plateau unique, la ride du Mozambique est subdivisée en quatre plateaux que sont : Dana, Vauban, Robert Giraud, Rennel. Ceux-ci sont délimités par des escarpements, lesquels sont des lieux préférentiels de passage des courants océaniques.

Le long de la marge indienne est-Afrique plusieurs bassins sédimentaires résultent de la dislocation jurassique (Cochran, 1988; Jokat et al., 2003; Leinweber and Jokat, 2012). Il s'agit du nord au sud des bassins de Somalie et du Mozambique, ce dernier pouvant être décomposé en trois sous bassins composés de la Rovuma, du Limpopo, et du Zambèze (Figure 2.1A) (Salman and Abdula, 1995). Le bassin du Mozambique est structuré par des rifts Karoo, crétacés, et néogènes orientés respectivement E-O et N-S, avec les rifts crétacés préférentiellement localisés sur la plaine du Limpopo alors que les rifts Karoo et néogènes sont situés en bordure du bassin Zambèze. Ce système de rifts néogènes représenté au Mozambique par les rifts Urema et Chissenga correspond à la branche ouest du Rift est-africain (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015), la branche Est se prolongeant en direction de la ride de Davie dans l'océan Indien (Figure 2.1A ; 2.1B).

Contrairement au bassin du Limpopo, la limite distale du bassin du Zambèze est bien définie. En effet la transition entre le bassin et le système turbiditique caractérisé à l'actuel par le chenal du Zambèze est définie par un haut structural : le Haut de Beira. Cette structure de 300 km de long et 100 km de large et localisée sur le prolongement nord de la ride du Mozambique limite une zone subsidente appelée la dépression du Zambèze de la plaine abyssale (Figure 2.1B). La plaine abyssale du canal du Mozambique est définie par une profondeur d'eau supérieure à 5000m et possède une topographie singulière avec une zone surélevée dans la partie centrale du canal entre 22°S et 26°S de latitude (Figure 2.3). La limite de cette zone surélevée crée une délimitation marquant la fin d'une zone de transport turbiditique et le début d'une zone dépositionnelle.

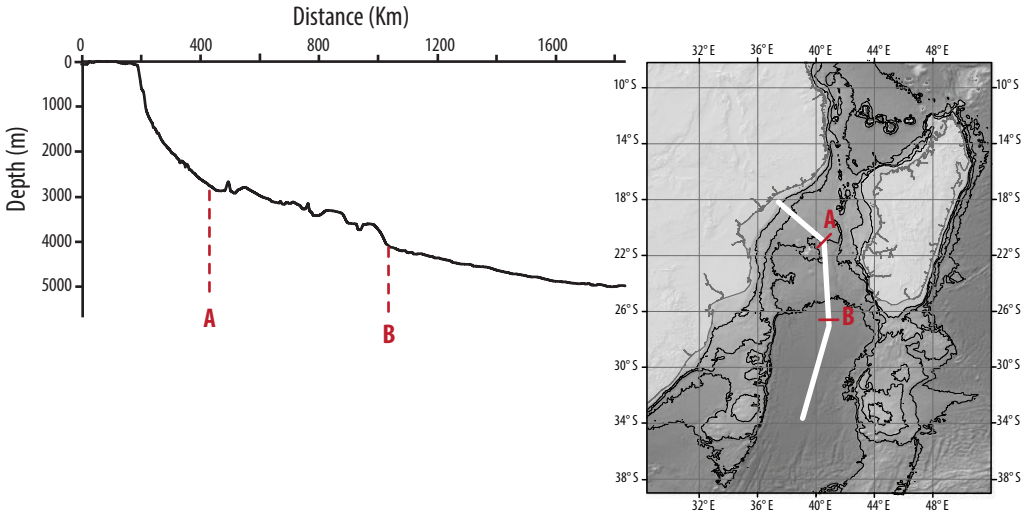


FIGURE 2.3 – Profil topographique de la plaine abyssale du Zambèze. *[Topographic profile of the Zambezi abyssal plain.]*

A terre, la dislocation polyphasée du Gondwana ainsi que la présence de deux anomalies thermiques, sous le plateau sud-africain (Forte et al., 2010; Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Nyblade and Robinson, 1994) et sous l'Ethiopie (Pik et al., 2008) ont généré des contraintes enregistrées et traduites sur les différentes masses continentales par des mouvements verticaux et horizontaux. Cela se traduit par un relief contrasté, avec au nord et au sud deux domaines surélevés correspondant au dôme Kenyan et au plateau sud-africain, alors que la partie centrale correspond à une zone de moindre élévation découpée par les rifts Karoo (Permo-Trias) et néogènes (Rift est-africain) (Figure 2.1A).

2.2 NATURE DES RIDES ET DES HAUTS STRUCTURAUX

Connaître la nature du socle : océanique, continental aminci ou continental, est un point clé afin de pouvoir reconstituer la position initiale des continents avant la dislocation (Darracott, 1974). En effet l'absence de données sur la nature du socle engendre différents modèles cinématiques, et donc d'évolution des masses continentales au cours des temps géologiques. De plus, le taux d'extension et la nature du substratum sont des paramètres de contrôle majeur de la subsidence thermique d'un bassin sédimentaire, et donc de son évolution (McKenzie, 1978; Royden and Keen, 1980).

2.2.1 La ride du Mozambique

La nature, la structure ainsi que l'origine de la ride du Mozambique ont été l'objet de nombreuses discussions depuis les années 1960 (Konig and Jokat, 2010), avec pour question majeure la nature du substratum : océanique ou continentale. Cette nature a été étudiée à partir de données gravimétriques, de sismique réfraction, de forages et de dragages.

2.2.1.1 Une nature océanique :

Les dragues :

La présence du forage DSDP 249 (1972) d'une profondeur de 412m localisé au sommet de la ride du Mozambique définit celle-ci comme océanique et d'âge Crétacé (voir position figure 2.2B). Le forage a pénétré la série sédimentaire d'âge néocomien à quaternaire (∼130 Ma - 0 Ma) ainsi que 3.1m de basaltes qui après analyse des éléments majeurs indiquent une signature géochimique comparable aux basaltes tholéitiques des rides océaniques. Cependant l'acquisition de nouveaux profils de sismique réflexion lors de la campagne MD60/MACAMO (1989) indique la présence d'un corps diffractant intrusif d'où semblent provenir des épanchements interstratifiés dans la série crétacé. La corrélation du forage avec la sismique montre qu'en réalité celui-ci n'a pas atteint le substratum de la ride mais un sill correspondant aux basaltes traversés (Raillard, 1990). L'interprétation réalisée à partir des basaltes sur le substratum de la ride ne serait donc pas valide.

Les arguments géophysiques : comparaison avec le plateau des Aiguilles :

A partir de données de sismique réfraction, Hales and Nation (1973) optent aussi pour une nature océanique avec pour argument majeur l'observation d'un équilibre isostatique entre la ride du Mozambique et la croûte océanique composant les bassins adjacents. Par la suite, et ce à partir des mêmes données, Tucholke et al. (1981) ont estimé que la ride du Mozambique était continentale en comparant les résultats de l'étude de Hales and Nation (1973) avec la sismique réfraction du plateau Aghulas interprété alors comme de nature similaire au socle sud-africain. Cependant, Gohl et al. (2011) et Uenzelmann-Neben et al. (2011) à partir de nouvelles données de sismique réfraction sur le plateau Aghulas optent pour une nature océanique de celui-ci qui correspondrait davantage à un épisode volcanique majeur plutôt qu'à un fragment continental du socle sud-africain.

Les profils sur la ride du Mozambique :

Plus récemment, Konig and Jokat (2010) basés sur l'acquisition de profils 2D de gravité et magnétisme sur le sud de la ride du Mozambique optent aussi pour une nature océanique (voir position figure 2.2B). En effet ceux-ci suggèrent que les variations d'amplitude des anomalies gravimétriques et magnétiques localisées aux limites structurales des quatre plateaux suggèrent une mise en place polyphasée. La ride du Mozambique résulterait ainsi d'une longue période d'activité volcanique au cours du Crétacé inférieur (140-120 Ma).

2.2.1.2 Une nature continentale :

Les arguments d'une nature continentale de la ride du Mozambique sont issus d'échantillons prélevés sur la partie sud de la ride au cours des campagnes océanographiques MD60/MACAMO II. Trois dragages ont rapporté plus d'une tonne de roches supposées en place (traces d'arrachement et d'encroûtement, blocs anguleux et de nature homogène) et qui se regroupent en trois ensembles (Raillard, 1990) :

- Des gneiss à grenat et sillimanite, typiques de la chaîne précambrienne du Namaqualand (1500 Ma) et des granito-gneiss orientés. Des roches métamorphiques, comparables à celles de la

chaîne des Namaqualand (Afrique du Sud ; (Joubert, 1974)) ont également été échantillonnées sur le plateau et l'île des Falkland (complexe du Cap Meredith ; (Cingolani and Varela, 1976) ; et sur le plateau des Aiguilles (dragages ; (Allen and Tucholke, 1981)) ;

- Des roches métamorphiques variées : des anorthosites et des amphibolites (meta-gabbros) et des gneiss arnphibolitiques à passées mylonitiques qui pourraient ressembler aux roches archéennes du craton rhodésien.

2.2.2 La ride de Davie

La nature de la ride de Davie a été analysée à partir de données gravimétriques, de sismique réfraction, et de dragages. Les données gravimétriques soulignent la zone de fracture de Davie avec des anomalies positives sur les rides et négatives dans les dépressions (Figure 2.2B). L'analyse de profils sismiques réfraction réalisée par (Coffin and Rabinowitz, 1987) indique une remontée du Moho entre l'aplomb de la zone de fracture Davie et la plaine abyssale de Somalie située 200 km plus à l'Est, avec des valeurs respectives de 19 km et 9 km traduisant une nature continentale amincie (voir position figure 2.2B). L'absence de sono-bouées intermédiaires à ces deux points ne permet pas de déterminer si cet amincissement est brutal ou progressif. Le substratum de la chaîne Davie, échantillonné de 12°S à 19°S traduit aussi une nature continentale. Trois types de roches ont été identifiés (Leclaire et al., 1989) :

[1] Des sédiments détritiques continentaux (arkoses, grès noirs, argilites vertes, semipélites) intensément déformés (plissements, fracturation, métamorphisme de moyen degré) comparables aux formations Karoo de Madagascar ou de l'Afrique de l'Est (Leclaire et al., 1989) ;

[2] Des gneiss indiquant que les formations sédimentaires reposent sur un substratum cristallin fortement cisaillé (Leclaire et al., 1989) ;

[3] Un substratum qui localement est composé de roches volcaniques. C'est le cas du mont Paisley et des monts St. Lazare et Sakalave, tous associés à de fortes anomalies magnétiques (Segoufin and Patriat, 1981; Virlogeux, 1987). Ces roches basaltiques se seraient mises en place au Tertiaire (Mougenot et al., 1986; Leclaire et al., 1989; Bassias and Leclaire, 1990).

Bien que très localisée, la chaîne de Davie correspondrait donc à une zone de transition entre une croûte d'épaisseur normale à une autre beaucoup plus amincie.

2.2.3 La ride de Madagascar

La ride de Madagascar est dans les grandes synthèses régionales considérée comme le résultat de la mise en place d'une province volcanique (Gaina et al., 2013). Le processus de la mise en place de la ride de Madagascar est souvent associée avec la ride du Mozambique. Deux forages DSDP 246 et 247 (voir position figure 2.2B) ont été réalisés sur le toit de la ride de Madagascar. Ces puits ont pénétré une épaisseur sédimentaire respective de 1030 m et 944 m sans pour autant identifier

la nature du substratum. La série sédimentaire est composée de dépôts d'âges Paléocène à Eocène, Miocène, Pliocène et Quaternaire divisés en trois unités lithologiques principales :

[1] Une première unité à la base datée du Paléocène – début Eocène composée de roches volcanoclastiques riches en sables et brêches volcaniques ;

[2] Une seconde unité datée de l'Eocène composée de sables coquilliers ;

[3] Une troisième unité datée du Miocène à l'actuel composée de sables carbonatés riches en foraminifères et nanofossiles.

2.2.4 Le Haut de Beira

Dans le bassin du Mozambique, les reconstructions cinématiques sont bien contraintes par les anomalies magnétiques pour les périodes du Crétacé supérieur et du Cénozoïque. Cependant pour les intervalles du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur les contraintes sont rares et soumises à des interprétations différentes (Leinweber and Jokat, 2012). Dans ce contexte, connaître la position de la Transition Océan Continent (TOC) est primordiale (Watts, 2001).

En 2014, un profil de réfraction long de 350 km traversant le Haut de Beira du nord-ouest au sud-est est acquis au cours de la campagne océanographique SO230 (voir position figure 2.2B). Ce profil associé à un modèle de vitesse des ondes P et à une modélisation des amplitudes des anomalies de gravité fournit de nombreuses contraintes sur la composition crustale du Haut de Beira (Mueller et al., 2016) (Figure 2.4).

Cette étude révèle trois natures possibles de substratum avec d'est en ouest (Figure 2.4) : (i) une croûte océanique sous la plaine abyssale du Mozambique d'une épaisseur comprise entre 5.5 et 7 km caractérisée par des vitesses d'ondes sismiques P de 6.5-7 km/s ; (ii) un morceau de croûte continentale de 23 km d'épaisseur correspondant au Haut de Beira et défini par une vitesse initiale des ondes P faibles (5.4 km/s) augmentant progressivement jusqu'à des valeurs de 7 km/s ; (iii) une croûte continentale très étirée ou une croûte océanique avec un sous placage de matériel felsique caractérisé par des ondes sismiques P supérieures à 7 km/s.

La présence d'un possible domaine hyper-étiré correspondant à la croûte continentale amincie pourrait indiquer un épisode de *"rift jump"* au cours des prémices de la dislocation du Gondwana, au Jurassique. Cette hypothèse est en accord avec l'étude de Mahanjane (2012) basée sur l'analyse des structures crustales de quatre profils sismiques.

En 2007, une autre campagne océanographique (MoBaMaSis) de sismique réfraction a été réalisée dans le bassin du Mozambique (Leinweber et al., 2013). Tout comme sur la partie ouest du Haut de Beira, est identifiée la présence d'un sous placage caractérisé ici aussi par des ondes sismiques P comprises entre 7 et 7.5 km/s. Cependant contrairement à l'étude de Mueller et al. (2016), la transition entre la croûte continentale du continent africain et le bassin océanique se réalise par la mise en place d'une croûte océanique transitionnelle. Il n'y a dans cette partie nord du bassin

aucun indice traduisant la présence d'une croûte continentale hyper-étirée (voir position figure 2.2B et profil figure 2.5).

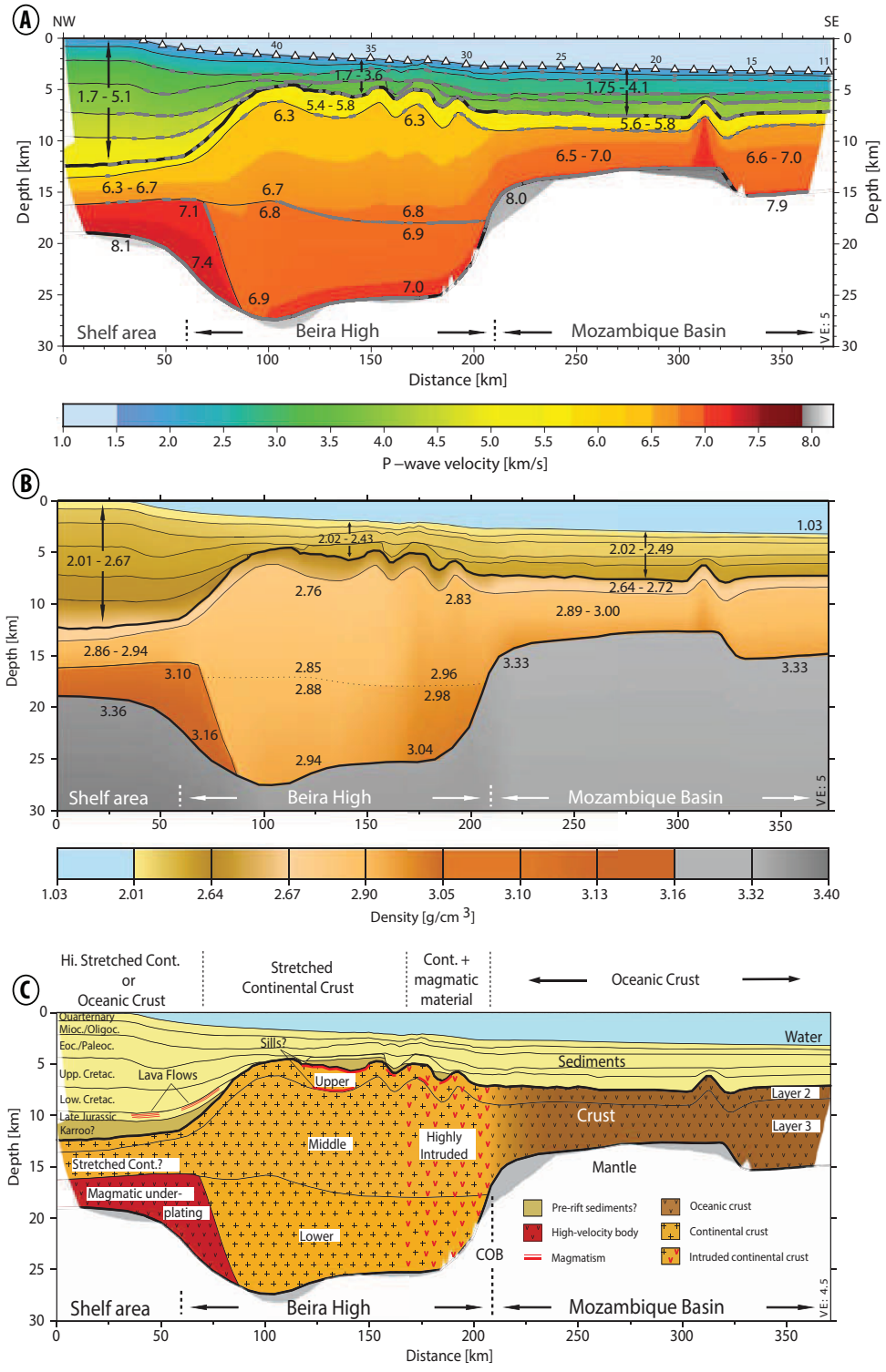


FIGURE 2.4 – Etude de Mueller et al. (2016) réalisée à partir de l'acquisition du profil de réfraction localisé dans le bassin Zambèze : A) Modèle de vitesse des ondes P ; B) Modèle de densité ; C) Interprétation géologique des structures identifiées. *[Seismic refraction profiles study : A) P wave velocities ; B) Density model ; C) Geological interpretation of the deep structures identified. From Mueller et al. (2016).]*

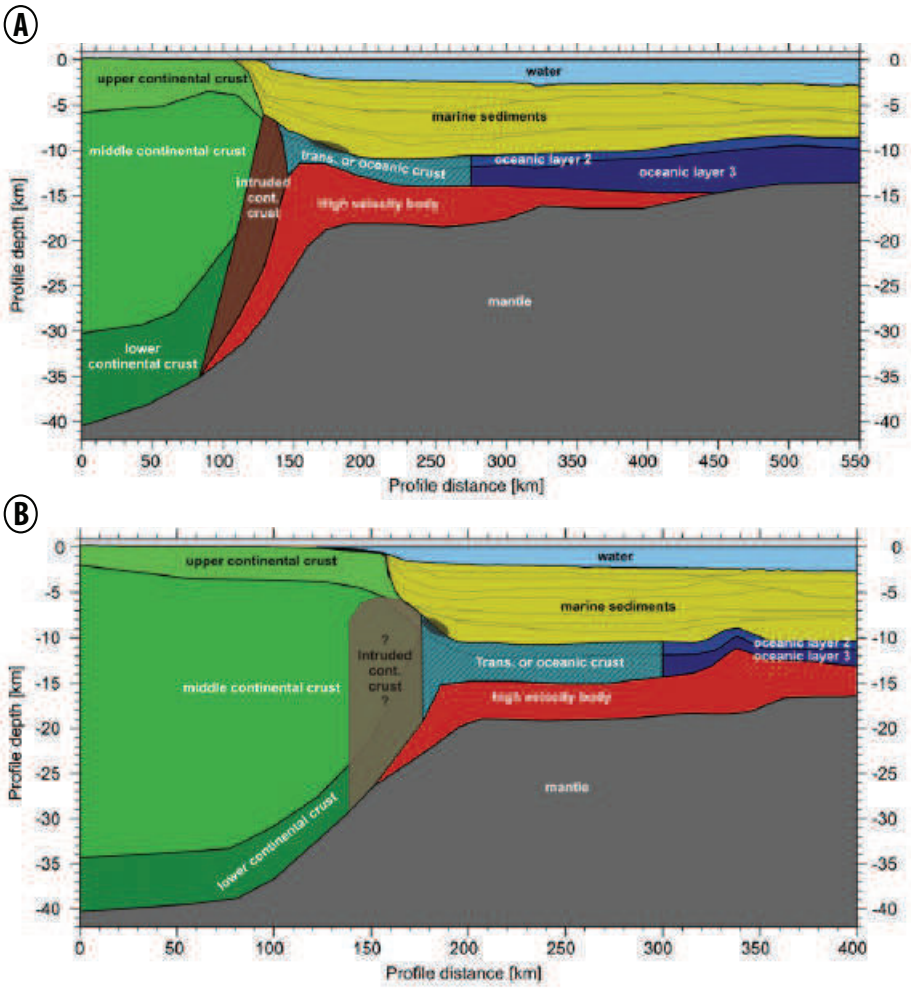


FIGURE 2.5 – Interprétation géologique par Leinweber et al. (2013) des profils de réfraction localisés au nord du bassin du Mozambique. *[Geological interpretation of seismic refraction profiles acquired in the North Mozambique basin. From Leinweber et al. (2013).]*

2.3 ÉVOLUTION CINÉMATIQUE

La formation de l'océan Indien débute avec la dislocation du Gondwana (Le Pichon and Heirtzler, 1968; McElhinny, 1970) bien souvent reliée à un affaiblissement de la lithosphère induit par la mise en place de l'épisode majeur d'épanchement basaltique Karoo entre 184 et 181 Ma (Duncan et al., 1978; Jourdan et al., 2008). Au cours du Jurassique terminal, l'extension entre l'est et l'ouest Gondwana se traduit par l'expansion des socles océaniques dans les bassins de Somalie et du Mozambique, résultats respectifs de la séparation de Madagascar-Afrique et Antarctique-Afrique.

2.3.1 Le bassin de Somalie

Le bassin de Somalie est une plaine abyssale dont la bathymétrie dépasse les 5000m. Résultat de la dislocation du Gondwana, son conjugué correspond au bassin de Morondava situé sur la partie centrale de la marge ouest malgache. La ride de Davie, grande structure orientée NNO-SSE est considérée comme une topographie liée à la zone transformante fossile le long de laquelle Madagascar aurait coulissé en direction du Sud. L'âge de formation de la première croûte océanique du bassin de Somalie est encore aujourd'hui source de nombreuses discussions. Cela est principalement lié au fait que le début de l'expansion océanique s'est produit au cours de la période jurassique magnétique calme « Jurassic Magnetic Quiet Zone », laissant peu ou pas d'anomalies magnétiques identifiables (Klimke et al., 2015).

Plusieurs travaux majeurs ont étudié la cinématique d'ouverture du bassin de Somalie. Tout d'abord Segoufin and Patriat (1981) ont à partir de profils magnétiques orientés N-S, mis en évidence une série d'anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Somalie. Leur identification et leur orientation indiquent une direction d'extension E-O depuis le Kimméridgien (anomalie M21n : 145.52 Ma) jusqu'à l'Aptien terminal (anomalie M0r : 120.6 Ma).

Coffin and Rabinowitz (1987) s'appuyant sur l'acquisition de six nouveaux profils magnétiques N-S, décrivent le développement symétrique d'une séquence d'anomalies qu'ils attribuent aux chrons Ml0 (Hauterivien) à M25n (Oxfordien terminal). Pour ces auteurs, la dorsale océanique fossilisée sous le bassin de Somalie, se situerait plus au sud et serait plus ancienne. L'ouverture du bassin et donc la dérive de Madagascar serait plus précoce puisqu'elle débuterait au moins au chron M25 (Oxfordien terminal) ou même plus tôt. En effet, ces auteurs considèrent que le bassin des Comores est océanique et qu'il correspond à la zone magnétique calme du Jurassique (fin du Dogger). En l'absence d'anomalie magnétique, il n'existe cependant aucun résultat de réfraction permettant de confirmer la nature océanique de ce bassin.

Par la suite Cochran (1988), confirmé par les études de Raillard (1990) possédant des données plus complètes identifie des décalages importants le long de la paléo-dorsale (300km) ayant permis à Madagascar de coulisser de façon parallèle le long des côtes africaines. De plus, l'identification de nouvelles anomalies magnétiques permettent de contraindre davantage la cinématique de Madagascar avec des anomalies correspondant respectivement au début et à la fin du drift aux chrons M22n

(Tithonien : 147.18 Ma) et M0 (Aptien : 120.6Ma) (Figure 2.6). Plus récemment (Gaina et al., 2015) à partir d'une compilation de données géophysiques (anomalies magnétiques, tomographie) identifient les anomalies M40n-M41 (∼166 Ma) pour les plus anciennes et M2 (Barremien : ∼ 127 Ma) pour la plus récente.

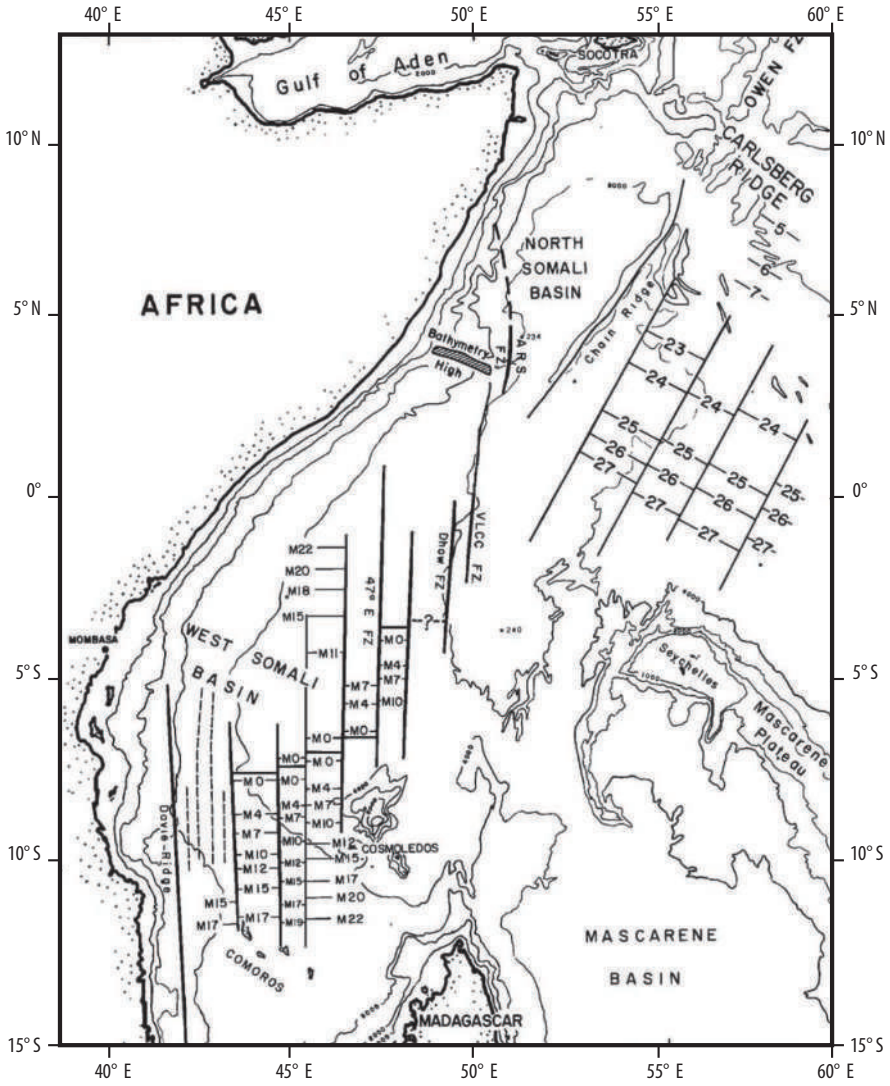


FIGURE 2.6 – Localisation des anomalies magnétiques dans le bassin de Somalie traduisant le coulissement de Madagascar en direction du sud entre les chrons M22n (Tithonien : 147.18 Ma) et M0 (Aptien : 120.6Ma). Figure de Cochran (1988). *[Magnetic anomalies located in the Somali basin showing the southward deplacement of Madagascar between the chrons M22n (Tithonien : 147.18 Ma) et M0 (Aptien : 120.6Ma).From Cochran (1988).]*

2.3.2 Le bassin du Mozambique

La marge du Mozambique coïncide avec l'inflexion de la côte africaine selon une direction NE-SO. A cet endroit, le plateau continental s'étend jusqu'à 160 km des côtes et devient l'un des plus vastes d'Afrique. La marge conjuguée du Mozambique correspond à la Riiser Larsen Sea située au nord du continent Antarctique.

Tout comme le bassin de Somalie, l'âge de formation de la première croûte océanique du bassin du Mozambique est encore aujourd'hui source de nombreuses discussions. Ceci est aussi lié à l'occurrence de la zone magnétique jurassique calme, *"Jurassic Magnetic Quiet Zone"*.

Plusieurs travaux majeurs ont étudié la cinématique d'ouverture du bassin du Mozambique. Tout d'abord, Segoufin and Patriat (1981) identifient une séquence d'anomalies complètes mésozoïque commençant au chron M22 (Thithonien : 151 Ma), date d'ouverture supposée du bassin. Cependant la date de la première anomalie reste encore en suspens avec selon les différentes études (toutes basées sur la reconstitution cinématique et la reconnaissance d'anomalies magnétiques) des gammes d'âges comprises entre 151 Ma (M22) et 166 Ma (M41) : 155.3 Ma (M26) (Jokat et al., 2003; Konig and Jokat, 2010) ; 166Ma (M41) (Leinweber and Jokat, 2012; Leinweber et al., 2013) ; 151 Ma (M22) (Segoufin and Patriat, 1981).

A la différence du bassin de Somalie, l'accrétion océanique et la séparation entre l'Antarctique et l'Afrique se sont poursuivies après l'anomalies M0 (Aptien : ∼125 Ma) (Gradstein et al., 2012). Il existe donc une zone magnétique calme localisée dans le canal du Mozambique entre 27°S et 32°S (Figure 2.7). Le changement de direction des zones de fractures après M0 puis C34 (Campanien : 83.6 Ma) (Gradstein et al., 2012) orientées respectivement NNO-SSE, puis N-S et enfin NE-SO indique plusieurs réorientations de direction d'accrétion océanique (Figure 2.7).

Les vitesses d'accrétion océanique ainsi que le mouvement initial relatif entre l'Afrique et l'Antarctique ne seront ici pas discutées. En effet, ces paramètres sont dépendants du « fit initial » encore aujourd'hui mal contraint. Jusqu'à ce jour, les différents modèles de reconstitution initiale du Gondwana sont dépendants des contraintes majeures que sont : (i) le volcanisme, (ii) les anomalies magnétiques et les zones de fractures, (iii) la nature du substratum. Or la nature du substratum de plusieurs structures du canal du Mozambique étant mal contraint (océanique ou continentale), selon la nature du substratum utilisée dans les modèles, le « fit initial », la cinématique et donc les vitesses d'accrétions seront différentes (Figure 2.8).

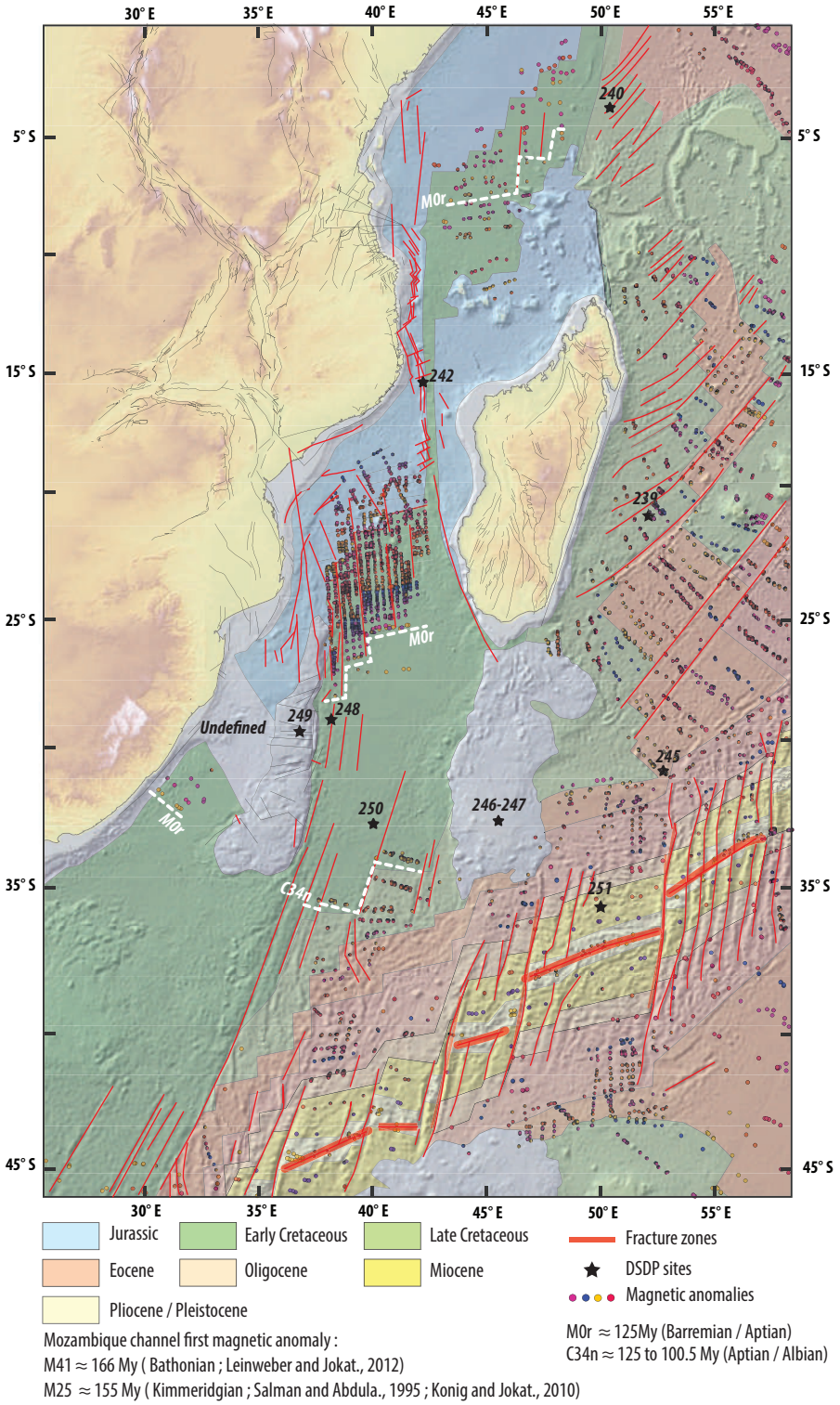


FIGURE 2.7 – Evolution de l'âge du plancher océanique à partir de la synthèse des anomalies magnétiques présentes dans le canal du Mozambique et localisation des principales zones de fractures. Sources des anomalies magnétiques : carte structurale de l'océan Indien (2004), Eagles and König (2008); Konig and Jokat (2010); Leinweber and Jokat (2012). *[Main fractures zones and oceanic crust age evolution constrained by magnetic anomalies in the Mozambique channel. Magnetic anomalies are from : the structural map of the Indian Ocean, Eagles and König (2008); Konig and Jokat (2010); Leinweber and Jokat (2012).]*

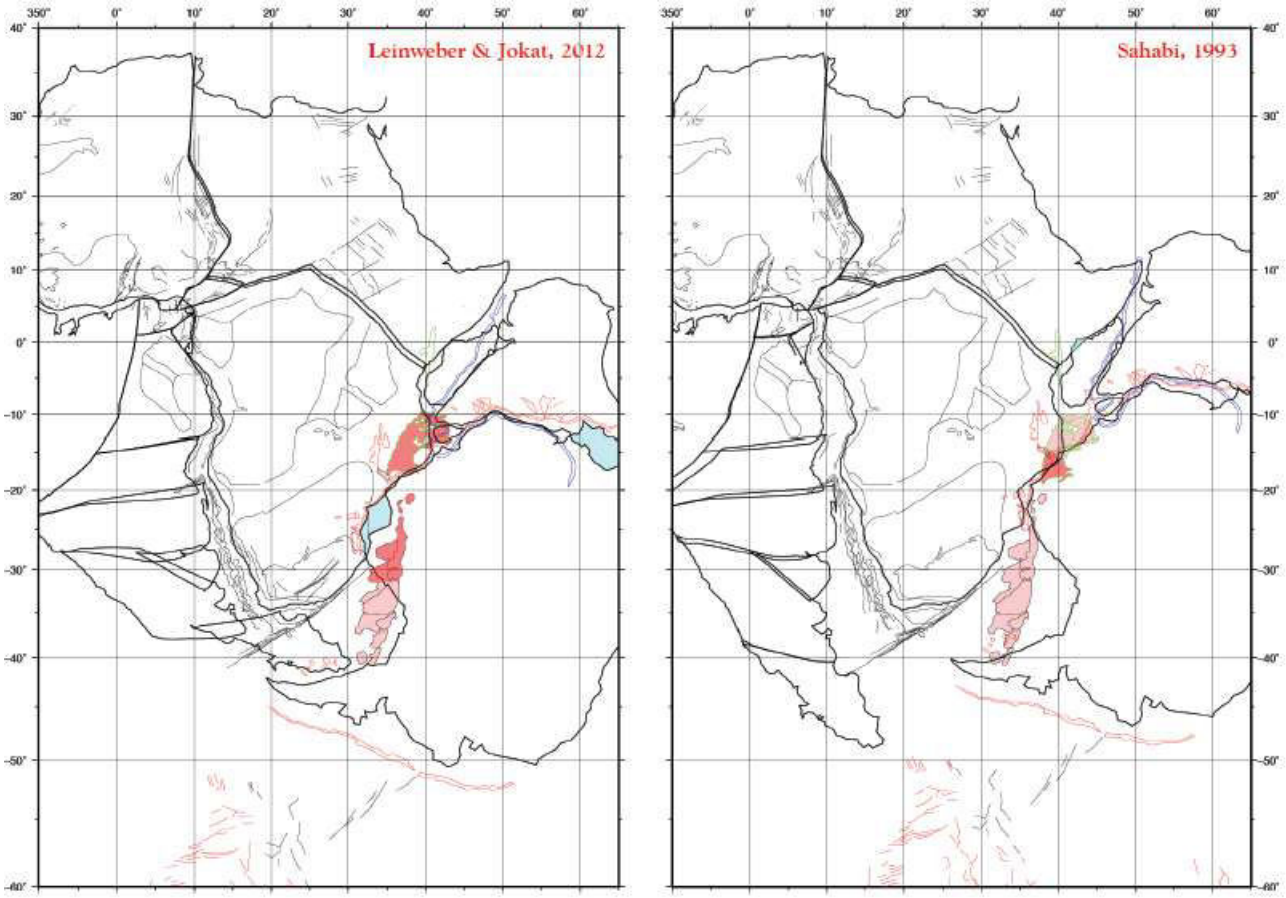


FIGURE 2.8 – Modèles de reconstitution du Gondwana selon deux approches différentes. Leinweber and Jokat (2012) optent pour une nature océanique de la ride du Mozambique alors que Sahabi (1993) définit celle-ci comme continentale. Cette contradiction entraîne une reconstitution différente du fit initial, avec pour Sahabi une position de l'Antarctique décalée en direction de l'est en comparaison avec le modèle de Leinweber afin d'éviter le chevauchement ride Mozambique – Antarctique. De Joseph Thompson (2017). *[Gondwana reconstruction models using two different approaches. Leinweber and Jokat (2012) choosed an oceanic nature for the Mozambique Ridge, while Sahabi (1993) defines it as a continental one. This contradiction results in a different reconstitution of the original fit, with for Sahabi a position of the Antarctic shifted towards the east in comparison with the Leinweber model to avoid the Mozambique-Antarctic ride overlap. From Joseph Thompson (2017).]*

2.3.3 La vallée du Natal

La vallée du Natal située au sud de la zone de fracture Agulhas - Falkland est une étendue large de 400 km limitée à l'ouest par le continent africain et à l'est par la ride du Mozambique. Elle est issue de la dislocation du Gondwana, et plus précisément de la séparation du continent sud-américain et de l'Afrique le long de la fracture transformante Agulhas-Falkland.

Les premiers travaux sont ceux de Goodlad et al. (1982) qui ont identifié dans la vallée du Natal une série d'anomalies magnétiques (M0, Aptien : ∼125 Ma, à M12, Valanginien : ∼135 Ma), NW-SE, perpendiculaires à la zone de fracture des Agulhas (Figure 2.9). Cependant, les anomalies M11 et M12, mal individualisées et difficilement corrélables ne correspondraient pas à des linéations magnétiques mais plutôt à des pointements volcaniques (ride de Tugela) situés à proximité de la frontière océan-continent (Goodlad, 1986). Ainsi, l'ouverture de la vallée du Natal, aurait débuté à l'anomalie M10 (∼133 Ma : fini-Valanginien (Gradstein et al., 2012)). La limite océan-continent serait située à proximité de cette anomalie et coïnciderait avec la ride de socle de Tugela (Goodlad, 1986).Selon le modèle cinématique de Martin et al. (1982) la séparation finale de l'Amérique du Sud (marge des Malvines) et de la pointe sud-africaine se produit durant le Cénomanien inférieur (i.e 98 Ma). Ce passage est enregistré par la présence de l'anomalie magnétique C34 (Cénomanien-Santonien : 100-90 Ma) localisée à l'ouest de la pointe sud-africaine.

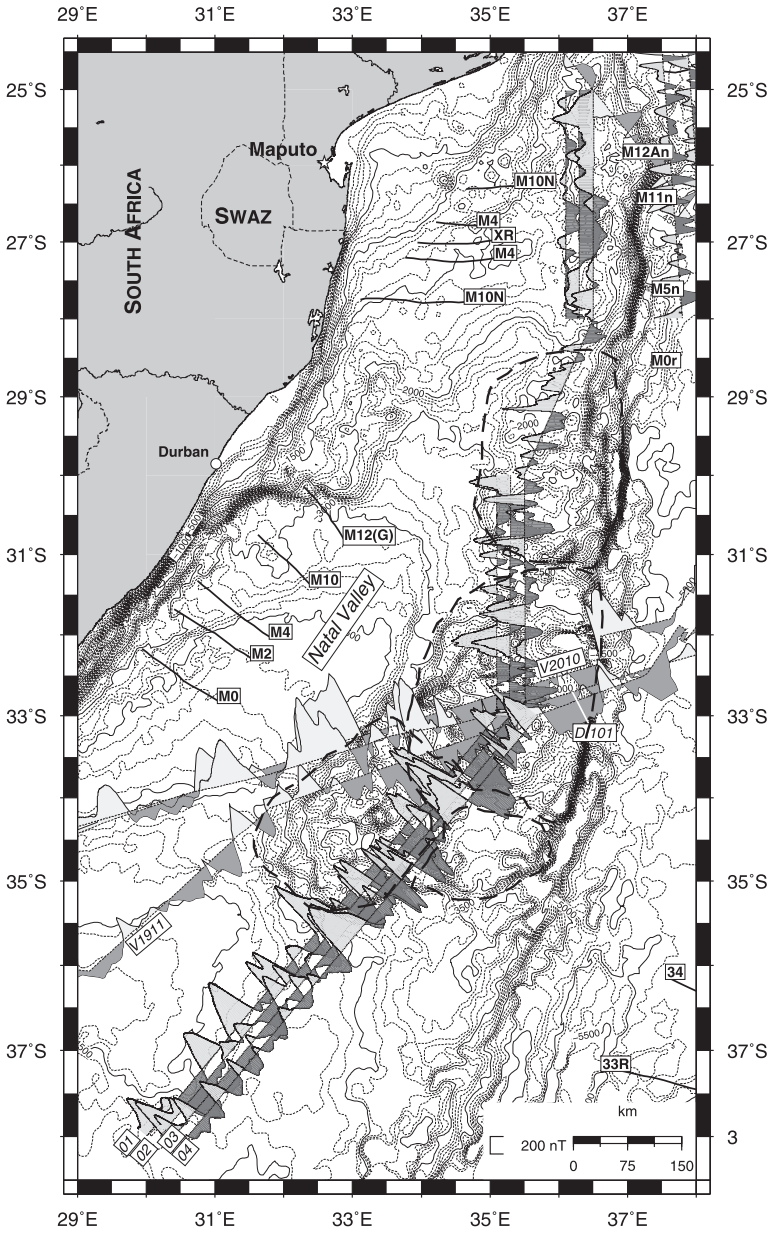


FIGURE 2.9 – Localisation des anomalies magnétiques dans la vallée du Natal et sur la ride du Mozambique. Les anomalies de la vallée du Natal sont de Goodlad et al. (1982). Figure issue de Konig and Jokat (2010). *[Magnetic anomaly data from the Mozambique Ridge plotted along their respective tracks. The identified magnetic anomaly lineations in the Natal Valley after Goodlad et al. (1982). Figure from Konig and Jokat (2010).]*

2.3.4 Le bassin des Mascareignes

Le bassin des Mascareignes est un long bassin de 500 km et 400 km de large. Il est limité à l'est par l'île de Madagascar et à l'ouest par les Seychelles. Ce bassin initié au Crétacé supérieur il y a 95 Ma résulte de la séparation de Madagascar avec le bloc Grande Inde – Seychelles. L'âge de la première croûte océanique est supposée du Santonien (84 Ma) (Plummer and Belle, 1995). Le développement de la ride océanique des Mascareignes est singulier. En effet celle-ci ne s'est développée que dans la partie sud. La mise en place localisée de matériel océanique issu de la ride des Mascareignes a généré un mouvement antihoraire du block Inde-Seychelles relatif à Madagascar (Plummer and Belle, 1995). Cela explique l'orientation actuelle NO-SE des Seychelles.

Deux hypothèses majeures de la genèse du bassin des Mascareignes existent :

[1] Une origine thermique, par l'affaiblissement de la croûte avec la mise en place du plume Marion dont les épanchements volcaniques sont datés à 88 Ma (Reeves, 2014) ;

[2] Une origine tectonique : avec un mouvement décrochant senestre entre Madagascar et le bloc Inde-Seychelles. En effet le caractère rectiligne de la bordure Est de Madagascar, ainsi que l'épaisseur sédimentaire (4.5 km) déposée au cours d'un intervalle de temps réduit serait compatible avec la mise en place d'une faille majeure (Plummer and Belle, 1995). De plus Plummer and Belle (1995) contredit l'hypothèse d'une dislocation thermiquement induite. En effet le très court intervalle de temps entre le début de l'extension (95 Ma) et la mise en place de la première anomalie magnétique (84 Ma) serait incompatible avec un processus thermique lent. Enfin l'épaisseur sédimentaire (4.5 km) déposée au cours de l'extension ne correspondrait pas aux modèles d'érosion « classique » d'une topographie thermiquement induite, dont les taux de sédimentation liés à l'érosion d'un dôme sont beaucoup plus lents.

L'épisode extensif du bassin des Mascareignes prend fin à 64 Ma (Plummer and Belle, 1995; Reeves, 2014) et serait thermiquement induit par la mise en place du point chaud des Deccans engendrant la séparation du bloc « Great India » et des Seychelles. De plus la fin de l'extension du bassin des Mascareignes se traduit aussi par un saut de ride océanique, mettant ainsi en place la ride Carlsberg. Ce changement d'accrétion océanique génère à la transition Crétacé-Paléogène une réorganisation majeure des contraintes dans l'océan indien (Plummer and Belle, 1995).

2.4 LES DÉFORMATIONS DE L'AFRIQUE DE l'EST : CARBONIFÈRE - ACTUEL

2.4.1 Le Carbonifère supérieur, Permien, Trias : le rifting Karoo

Du Carbonifère ($\sim$ 300 Ma) au Trias ($\sim$ 200 Ma) la Téthys connaît une phase extensive et flexurale associée à des épisodes orogéniques et de subduction le long de la marge Panthalassa du Gondwana (paléo-Pacifique) (Catuneanu et al., 2005). Ces contraintes tectoniques et thermiques engendrent la formation de grands bassins sédimentaires à travers le Gondwana : les bassins Karoo (Catuneanu et al., 2005). Les bassins « Karoo » ont, selon les auteurs, une définition stratigraphique et géographique, voire, pour certains, tectonique. La définition la plus unanimement retenue est celle de bassins essentiellement continentaux (à faciès dits « Karoo »), d'âge Permien à Trias, incluant très souvent les dépôts glaciaires d'âge Carbonifère (principalement supérieur) à Permien basal et les sédiments continentaux du Jurassique inférieur (voir synthèse Guillocheau and Liget (2009)). Certains de ces bassins sont scellés par les épandages basaltiques du Trapp du Karoo (âge moyen 181 Ma, Jurassique inférieur). Les bassins « Karoo » s'étendent du Sud de l'Amérique du Sud (de la Patagonie au bassin du Paraná) à l'Inde, en passant par le Sud de l'Afrique, l'Antarctique et Madagascar. En Afrique, les bassins « Karoo » les plus septentrionaux sont les bassins du Gabon, du Congo, de l'Ouganda et d'Ethiopie. La définition tectonique est la moins claire : elle se limite souvent aux seuls rifts ou aux bassins flexuraux de l'avant-pays de la chaîne tardi-hercynienne du Cap.

Dans la région du Rift est-africain, l'épisode de déformation Karoo s'exprime par le développement de grands rifts dont les différentes orientations (N-S, NE-SO et NO-SE) résultent de la réactivation de structures héritées des ceintures protérozoïques (Figure 2.10A,C). Orienté NE-S, le bassin de Lungwa se surimpose a la chaine mesoprotérozoïque des Irumides tandis que le substratum des bassins de Ruhuhu, Metangula et Selous, qui s'étendent du nord-ouest du Lac Malawi à Dar es-Salam, correspond aux ceintures usbandiennes (mesoprotérozoïque), sud Mozambique (mesoprotérozoïque) et Nord-Mozambique (néoprotérozoïque). Plus au sud les rifts Zambezi orientés E-O correspondent à la ceinture néoprotérozoïque délimitant le craton Zimbabwéen (Figure 2.10B).

2.4.2 Les rifts mésozoiques

A la fin du Jurassique, un second épisode majeur et complexe d'extension crustale commence en Afrique Centrale et en Afrique de l'Est. Responsable de la formation d'une autre génération de rifts intra-continentaux (*"West and Central African Rift System"*, WCARS ; (e.g. (Bermingham et al., 1983; Browne and Fairhead, 1983; Fairhead, 1986)), cette phase d'extension est associée à la séparation des plaques tectoniques africaine et sud-américaine et s'étale sur un intervalle de temps supérieur à 100 Ma. Diachrones, chaque rift composant le WCARS se forme pendant une succession d'évènements extensifs de quelques dizaines de millions d'années (Bosworth, 1992).

Au Mozambique, les rifts mésozoïques orientés NNO-SSE sont localisés : (i) dans le bassin Zam-

bèze avec le rift Zambezi ; (ii) sur la plaine du Limpopo avec les rifts peu étudiés de : Palmeira, Xai Xai, Limpopo et les systèmes de rifts de Mazenga et Changani (Figure 2.1B).

Le système de rifts Mazenga incorpore une série de rifts orientés majoritairement NNO-SSE. Il est considéré à l'actuel comme l'extension du Rift est-africain. La partie sud de ce système a été identifié par des données sismiques alors que la partie nord, correspondant à la jonction avec le rift Urema est uniquement déterminée à partir de données aéromagnétiques.

Le rift de Palmeira a été caractérisé à partir de données sismiques et de trois forages. Le substratum du rift situé à 4.5 km de profondeur correspond aux basaltes Karoo. La série sédimentaire enregistre une influence marine croissante avec à la base des sables continentaux (Formation « Red beds ») datés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, jusqu'aux sédiments néogènes principalement deltaiques.

Le rift du Limpopo a comme le système Mazenga été défini dans sa partie sud à partir de données aéromagnétiques et sismiques. Le rift du Limpopo est asymétrique avec une faille majeure située au nord-est. L'évolution du remplissage sédimentaire est supposée similaire au rift de Palmeira. Bien qu'il existe un forage localisé sur le rift Xai Xai il n'y a à ce jour pas de publications décrivant la géométrie de ce rift et les Formations sédimentaires déposées.

Le rift Zambezi localisé entre 18°S et 20°S de latitude correspond à une zone subsidente traduite par la dépression Zambèze. Il est limité au Nord par des roches pré-Cambrienne, à l'ouest et au sud-ouest par la faille d'Inhaminga et le plateau de Chéringoma (calcaires). Les premiers dépôts volcano-sédimentaires continentaux datés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur correspondant aux Formations Lupata et Sena se déposent sur un socle Karoo situé entre 11 et 12 km de profondeur (Nairn et al., 1991; Salman and Abdula, 1995). Depuis sa formation, ce rift est progressivement comblé par les apports sédimentaires du Zambèze, et ce jusqu'à la formation du graben d'Urema au cours du Miocène qui recoupe le rift Zambèze selon une orientation nord-sud (Flores, 1973; Chorowicz, 2005; Steinbruch, 2010; Macgregor, 2015).

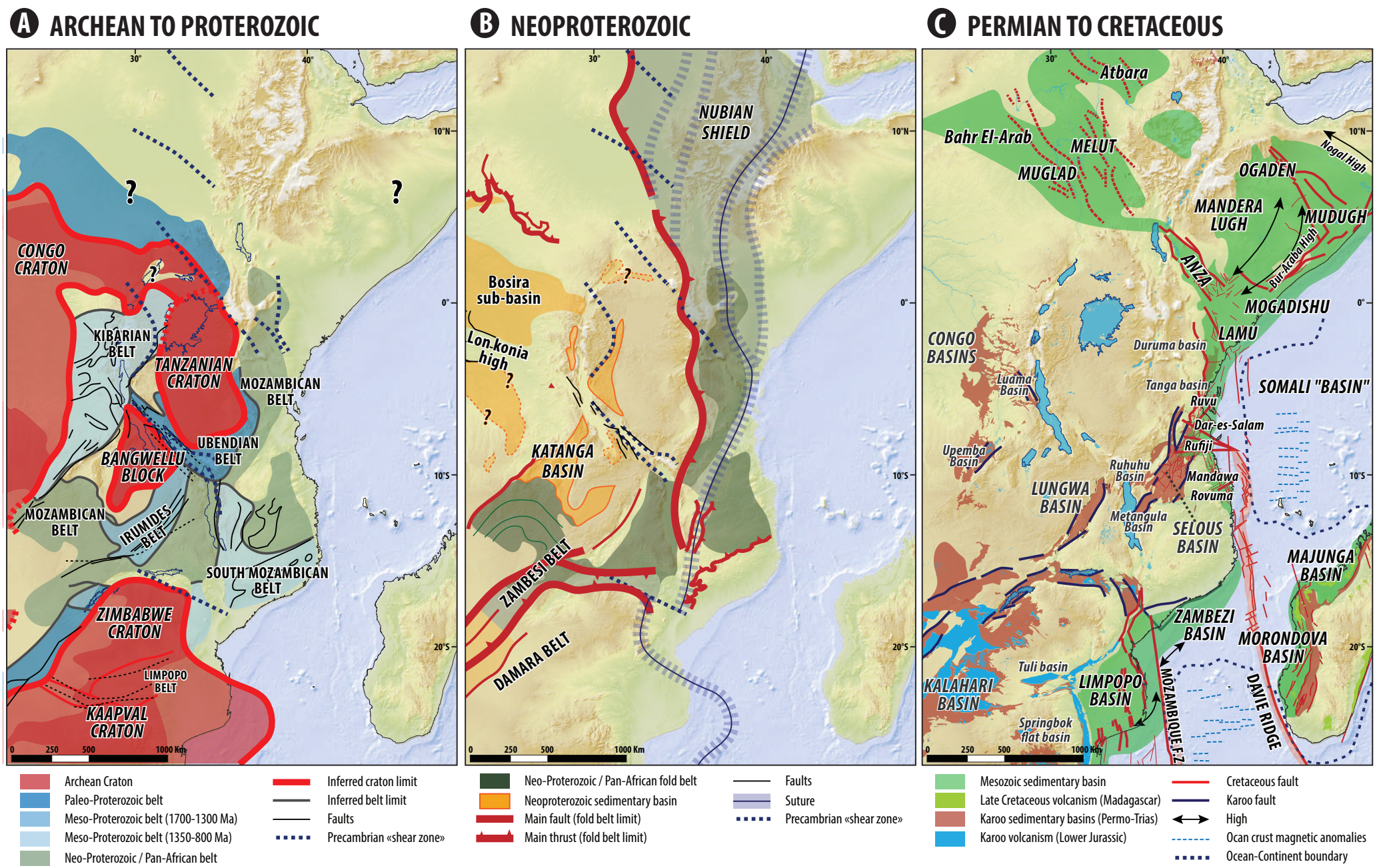

A ARCHEAN TO PROTEROZOIC
CONGO CRATON
KIBARIAN BELT
TANZANIAN CRATON
MOZAMBICAN BELT
UBENDIAN BELT
BANGWELLU BLOCK
MOZAMBICAN BELT
IRUMIDES BELT
SOUTH MOZAMBICAN BELT
ZIMBABWE CRATON
LIMPOPO BELT
KAAPVAL CRATON
B NEOPROTEROZOIC
NUBIAN SHIELD
Bosira sub-basin
Lon.konia high
KATANGA BASIN
ZAMBESI BELT
DAMARA BELT
C PERMIAN TO CRETACEOUS
Atbara
Bahr El-Arab
MELUT
MUGLAD
OGADEN
Nogal High
MANDERA LUGH
MUDUGH
AINZA
Bur-Acaba High
MOGADISHU
LAMU
CONGO BASINS
Duruma basin
Luama Basin
Tanga basin
SOMALI "BASIN"
Ruvu
Dar-es-Salam
Rufiji
Upemba Basin
Ruhuhu Basin
Mandawa
Rovuma
LUNGWA BASIN
Metangula Basin
SELOUS BASIN
MAJUNGA BASIN
ZAMBEZI BASIN
MORONDOVA BASIN
Tuli basin
KALAHARI BASIN
LIMPOPO BASIN
MOZAMBIQUE F.Z.
DAVIE RIDGE
Springbok flat basin
30°
40°
10°N
0°
10°S
20°S
0 250 500 1000 Km
Archean Craton
Paleo-Proterozoic belt
Meso-Proterozoic belt (1700-1300 Ma)
Meso-Proterozoic belt (1350-800 Ma)
Neo-Proterozoic / Pan-African belt
Inferred craton limit
Inferred belt limit
Faults
Precambrian «shear zone»
Neo-Proterozoic / Pan-African fold belt
Neoproterozoic sedimentary basin
Main fault (fold belt limit)
Main thrust (fold belt limit)
Faults
Suture
Precambrian «shear zone»
Mesozoic sedimentary basin
Late Cretaceous volcanism (Madagascar)
Karoo sedimentary basins (Permo-Trias)
Karoo volcanism (Lower Jurassic)
Cretaceous fault
Karoo fault
High
Ocan crust magnetic anomalies
Ocean-Continent boundary

Figure 2.10 – Cartes du substratum (A) archéen et paleo- mésoprotérozoïque, (B) néoprotérozoïque, (C) paléozoïque et mésozoïque du Rift est-africain. Figure issue de Simon (2015). *[Map of the substratum of the East African Rift System, (A) Archean to Mezoproterozoic, (B) Neoproterozoic and (C) Paleozoic to Mezosoic. From Simon (2015).]*

2.4.3 La croissance du plateau sud-africain : l'épisode crétacé

Le plateau sud-africain (ou plateau Kalahari) a une altitude moyenne comprise entre 1000 et 1400m avec en son centre une dépression topographique (dépression du Kalahari) bordée par un bourrelet marginal plus élevé appelé le «Grand Escarpement».

L'anomalie topographique formée par les dômes est-africain - éthiopien et le plateau sud-africain a été défini comme l' *"African superswell"*(Nyblade and Robinson, 1994). Cette anomalie du géoïde a été interprétée par de nombreux auteurs (Burke, 1996; Burke and Gunnell, 2008) comme l'expression en surface du super panache africain *"African Superplume"* mis en évidence par des modèles tomographiques (Nyblade and Robinson, 1994; Forte et al., 2010). A l'actuel, ce panache s'enracine à la transition noyau-manteau sous l'Afrique australe et remonte en dérivant vers le nord-est dans le manteau inférieur et supérieur sous le rift est-africain.

La chronologie des surrections du domaine sud-africain reste controversée. Deux méthodes d'analyse produisant des résultats différents ont été utilisées : (i) la géomorphologie ; (ii) la thermochronologie. Les études thermochronologiques (AFT, U-Th/He) indiquent deux phases d'exhumation rapides au Crétacé moyen (110-80 Ma) et à la limite Crétacé-Paléogène (Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002, 2014; Tinker et al., 2008b). Ces phases de refroidissement assimilées à des épisodes de dénudation coïncident avec : (i) des phases d'augmentations de flux silicoclastiques enregistrées dans les bassins de l'Orange (Namibie) (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012), du Cape (Afrique du Sud) (Tinker et al., 2008a), du Limpopo et du Zambèze (Walford et al., 2005; Said et al., 2015) ; (ii) des phases de volcanisme intense (Woolley, 1987; Ebinger, 1989; Jelsma et al., 2004). Ces auteurs suggèrent donc que l'âge du plateau sud-africain est crétacé supérieur.

Les analyses géomorphologiques proposent un scénario différent. Elles suggèrent que le relief africain résulte de deux cycles tectoniques majeurs (Partridge and others, 1987; Burke and Gunnell, 2008) :

[1] Le premier cycle débuterait par un épisode tectonique initié par la dislocation de la Pangée au Jurassique. La Surface africaine serait le résultat actuel de l'érosion continentale des reliefs liés à ce premier cycle (King, 1967; Partridge and others, 1987) ;

[2] Le relief actuel du plateau Sud-Africain serait issu d'un deuxième cycle tectonique, toujours actif qui débuterait lors de la mise en place du panache mantellique de l'Afar à l'origine du dôme est-africain. La surrection débuterait alors à la transition Eocène – Oligocène (30 Ma). La surface africaine serait ainsi la surface sommitale des reliefs préservés aujourd'hui en Afrique australe.

2.4.4 Le plateau sud-africain : un épisode Paléogène-Néogène

Au cours du Paléogène-Néogène (40-20 Ma) une seconde déformation grande longueur d'onde affecte la majeure partie de l'Afrique Australe (Baby, 2017). Cette déformation caractérisée par une étude stratigraphique des bassins l'Orange (Namibie), Outeniqua (Cape-Afrique du Sud), Durban (sud Mozambique – Afrique du Sud) est définie par un basculement des marges de l'Afrique de l'est traduit par (i) une discordance angulaire en amont des bassins qui tronque les dépôts sous-jacents déformés et (ii) une accélération de la subsidence combinée à la mise en place de prismes de régression forcée. En Afrique de l'ouest, aucune flexure n'est enregistrée, seuls des prismes de régression forcés sont identifiés (Baby, 2017).

A terre, autre que l'analyse de Green et al. (2017) sur le bassin de l'Outeniqua, aucune étude thermochronologique ne recense d'épisode de dénudation au cours du Miocène inférieur. Cependant, bien que Belton and Raab (2010) à partir d'analyses thermochronologiques n'indiquent pas de dénudation au cours du Miocène, Said et al. (2015) identifient une augmentation du flux sédimentaire à la transition Oligo-Miocène dans le bassin du Limpopo (Mozambique).

2.4.5 Les rifts néogènes : le Rift Est Africain

L'une des particularités du Rift est-africain réside dans la présence des deux anomalies topographiques que constituent les dômes est-africain et Ethiopien. L'origine du rifting cénozoïque, du volcanisme et de la topographie du Rift est-africain est encore incertaine malgré les différents modèles proposés (Burke, 1996; Nyblade et al., 2000; Pik et al., 2006). Ces modèles mettent en avant l'influence d'un ou plusieurs panaches mantelliques potentiellement connectés au Super-Panache Africain (*"The African Superswell"*) qui consiste en une large anomalie thermochimique du manteau inferieur aujourd'hui centrée sous le Plateau Sud-Africain (Ritsema et al., 1998).

Lié au processus de topographie dynamique résultant de la présence d'un ou plusieurs panaches mantelliques, le soulèvement des dômes est-africain et Ethiopien est un phénomène encore mal connu et dont l'âge est incertain. Quelques analyses thermochronologiques AFT et/ou U-Th/He (Van der Beek et al., 1998; Pik et al., 2006, 2008; Spiegel et al., 2007; Bauer et al., 2010, 2012, 2016; Pik, 2011), modèles numériques (Moucha and Forte, 2011) et reconstitutions paléogéographiques (Wichura et al., 2010, 2011, 2015) suggèrent néanmoins un soulèvement daté au Miocène inferieur (20 Ma) pour le Dôme Ethiopien et au Miocène moyen (17-13.5 Ma) pour le Dôme est-africain.

Au Mozambique, et Malawi, les rifts du Malawi (Shire), d'Urema et Chissenga correspondent à la continuité de la Branche ouest du Rift est-africain en direction du sud (Chorowicz, 2005; Steinbruch, 2010).

Le rift Malawi constitue la terminaison méridionale de la Branche ouest du Rift est-africain. Il se présente sous la forme d'une succession d'hémi-grabens alternativement basculés vers l'ouest ou l'est, délimités par des horst et/ou des zones d'accommodation, et remplis par une série sédimentaire pouvant atteindre 4-5 Km d'épaisseur (Ebinger et al., 1987; Rosendahl et al., 1992). La faille majeure

du rift Shire située à l'est de celui-ci est appelée faille de Livingstone. La base du remplissage et donc de l'initiation du Rift Malawi restent à ce jour mal contraints. Les premiers dépôts sédimentaires datés correspondent à la Formation Chiwondo caractérisée par l'association de marnes calcaires, sables et silts d'âges Pliocène (4-5 Ma) sur la base de fossiles vertébrés. Cependant l'âge d'initiation du rift est estimée au Miocène supérieur sur la base de la plus ancienne activité volcanique enregistrée dans la région de Rungwe, à l'extrémité nord du Rift Malawi (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993). Trois phases d'activité volcaniques sont enregistrées dans le secteur de Rungwe : une première comprise entre 8.6 Ma et 5 Ma, voir dès 9.2 Ma (trachytes de Usangu ; (Ivanov et al., 1999)), la seconde entre 3.04 et 1.34 Ma et la dernière depuis 0.57 Ma (Ebinger, 1989; Ivanov et al., 1999; Fontijn et al., 2010, 2012).

Sur les bordures des rifts Malawi et Rukwa (situé au nord du Malawi), les données thermochronologiques (Van der Beek et al., 1998) indiquent trois phases distinctes de dénudation des épaulements. Ces trois phases de dénudations, 250-200 Ma, ≈150 Ma, 20Ma, correspondent aux trois épisodes de rifting enregistrés dans la région, à savoir les Rifts Karoo, crétacés et est-africains (Cénozoïque). La dernière phase de dénudation, estimée aux alentours de 20 Ma Van der Beek et al. (1998), suggère une initiation du Rift Malawi bien plus ancienne que celle communément considérée (i.e. 9Ma ; (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993)). Plus récemment, une nouvelle analyse thermochronologique localisée sur la bordure ouest du rift Malawi corrobore les propos de Van der Beek et al. (1998) avec des âges de dénudation compris entre ∼22 et 16 Ma (Mortimer et al., 2006).

Les rifts de Chissenga et Urema localisés dans le bassin du Zambèze correspondent à la continuité du rift Malawi au Mozambique (Chorowicz, 2005; Steinbruch, 2010). La faille majeure de ces deux rifts correspond à la faille Inhaminga située sur la bordure est et qui recoupe le rift Zambèze selon une direction NE-SO. L'âge de ces fossés, et notamment celui d'Urema est uniquement contraint par des données sédimentologiques. Les données de terrain indiquent une activité de la faille Inhaminga depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène (étage non défini), traduit par un enregistrement du jeu de faille sur le toit de la Formation Sena (Cénomanien) et sur la Formation Mazamba (Miocène). Cependant l'absence de dépôts oligocènes préservés à terre contrairement aux dépôts éocènes et miocènes traduirait un épisode intense de dénudation qui pourrait correspondre au paroxysme d'activité de la faille d'Inhaminga durant cette période. Le plateau de Chéringoma correspondant à une structure éocène carbonatée basculée vers l'océan Indien est le résultat de cette dynamique tectonique néogène (Figure 2.11).

A l'actuel, la cinématique du Rift est-africain est bien connue grâce a de récentes études géodésiques intégrant un important jeu de données GPS et de mécanismes au foyer (Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014). Le Rift est-africain constitue ainsi la limite entre trois plaques tectoniques divergentes majeures (plaques arabe, nubienne et somalienne) et, au moins, trois microplaques : la plaque Victoria tournant de manière antihoraire par rapport à la plaque Nubienne, la plaque Rovuma au mouvement horaire, et la plaque Lwandle (Figure 2.12).

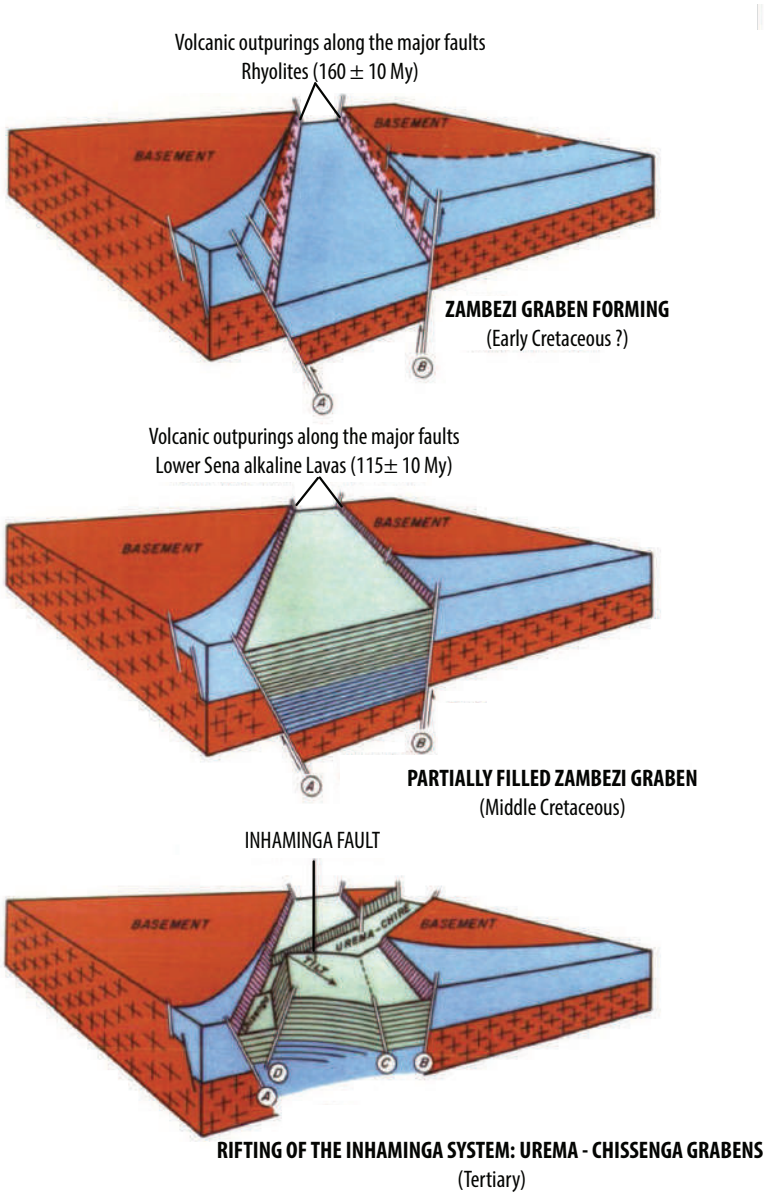


FIGURE 2.11 – Mise en place et évolution du graben d'Urema avec le recoupement du rift crétacé Zambèze et le basculement de la marge en direction de l'est au cours d'un possible paroxysme d'activité au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Flores (1973). *[Urema graben evolution crossing the Zambezi graben and showing an eastward tilt of the margin during a possible paroxysm period of deformation during the late Oligocene - early Miocene. Figure from Flores (1973).]*

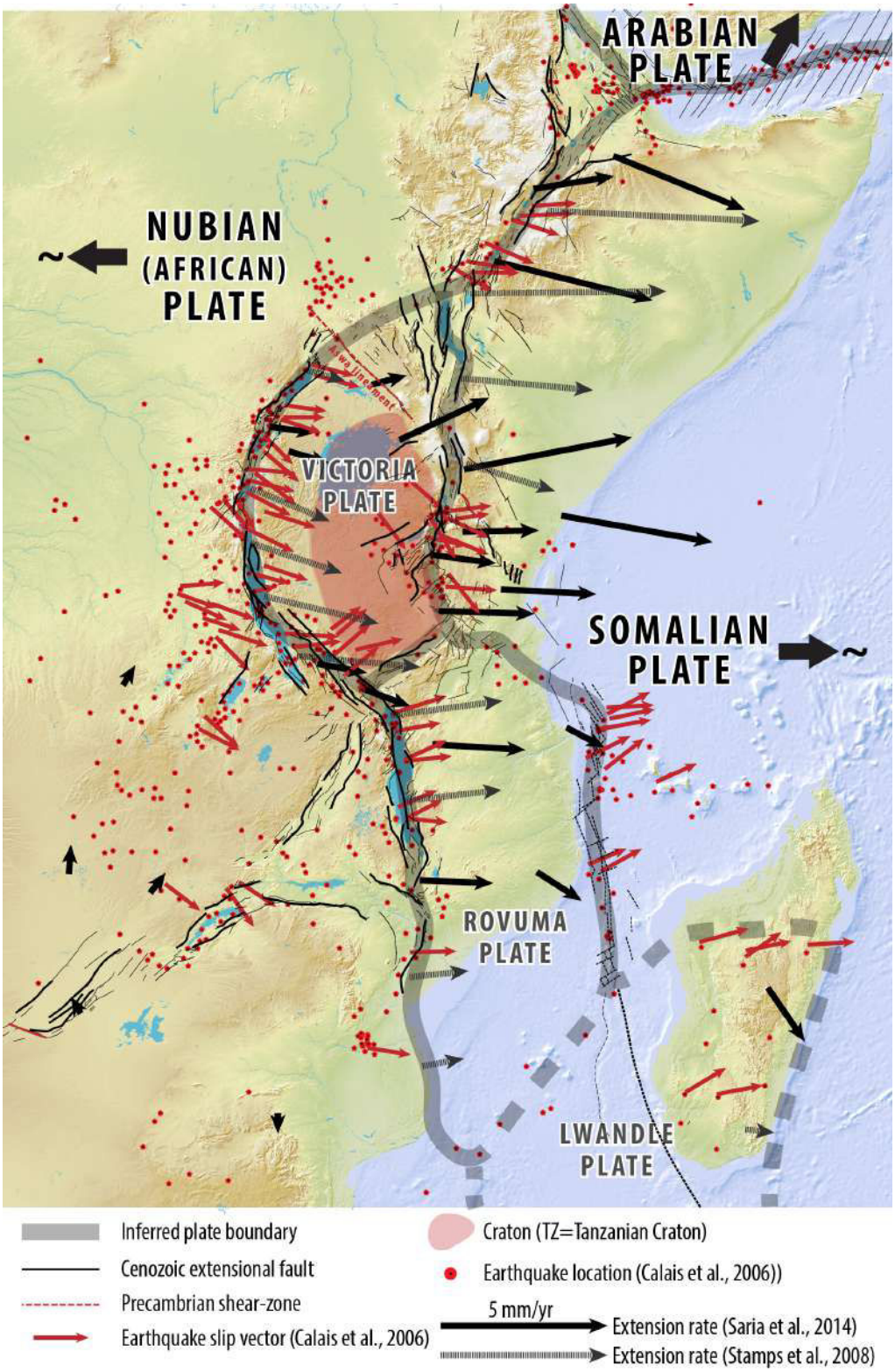


FIGURE 2.12 – Cinématique actuelle du Rift est-africain issue de Simon (2015); Simon et al. (2017). [*Present-day kinematic of the East-African rift from Simon (2015).]*

2.4.6 Le volcanisme en Afrique australe

L'Afrique australe a été affectée par de nombreux évènements magmatiques intraplaques pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque (Figure 2.13). Ces évènements sont corrélés à de grandes réorganisations géodynamiques liées à la dislocation du sud du Gondwana (rift, océanisation) et à des surrections plus tardives du plateau sud-africain (De Wit, 2007). L'objectif ici est de présenter une synthèse des âges disponibles dans la littérature.

L'évènement Jurassique inférieur à moyen : 185-166 Ma

Le début de la dislocation du Gondawana au Jurassique inférieur est marqué par la mise en place de la province magmatique géante du Karoo-Ferrar dans la partie méridionale du supercontinent sur plus de 6 millions de km^2 (Cox, 1992). En Afrique australe, l'âge des coulées et des sills s'étend sur une période relativement longue entre 183.8 ± 2.4 et 176.2 ± 1.3 Ma (Jourdan et al., 2008). Des rhyolites (Formation Belo) qui seraient plus tardives (166 ± 10 Ma) ont été décrites dans la vallée du Zambèze au Mozambique (Flores, 1964).

L'évènement à la transition Jurassique-Crétacé : 146-128 Ma

Après une période de relative quiescence (20 Ma) l'ouverture de l'Atlantique Sud est marquée par une intense activité magmatique en Afrique australe avec :

[1] Un paroxysme d'éruptions de kimberlites au sud-est de l'Afrique australe (∼140-120 Ma, Jelsma et al. (2004)) ;

[2] sur le versant indien de l'Afrique australe, la chaîne volcanique des Lebombo héritée du Karoo est (i) intrudée par des dykes de rhyolites (Formation Kuleni/Ntabankosi) datés à 145.4 ± 3.2 Ma (Saggerson and Bristow, 1983; Allsopp et al., 1984) et (ii) recouverte en discordance par des coulées basaltiques (Formation Movene) datées à ca. 137 Ma (Dingle et al., 1983; Watkeys, 2002), elles-mêmes intrudées par des syénites et des rhyolites de la Formation Bumbeni datées à 133 ± 4 Ma (Allsopp et al., 1984).

L'évènement Crétacé inférieur : 133-113 Ma

Cet évènement est marqué par le mise place de la province magmatique de Chilwa à l'est de l'Afrique australe. Les affleurements de roches magmatiques associées s'étendent depuis le sud du Malawi jusqu'à la vallée du Zambèze et sont datés entre ca. 133 et 115 Ma (Flores, 1964; Woolley, 1987; Eby et al., 1995). Cet évènement pourrait être à l'origine de corps magmatiques imagés (sismique 2D) et forés dans le bassin du Limpopo (Salman and Abdula, 1995).

L'évènement Crétacé supérieur : 100-80 Ma

Le Crétacé supérieur est marqué par une intense activité magmatique généralisée à l'Afrique australe avec :

[1] Un nouveau paroxysme d'éruptions de kimberlites en l'Afrique australe (∼100-80 Ma, (Jelsma et al., 2004) ;

[2] La mise en place du plateau océanique d'Agulhas (non daté) supposé contemporain de cet évènement (e.g (Parsiegla et al., 2008)) ;

[3] La mise en place du trapp Malgache dans le canal du Mozambique à 93 Ma (Bardintzeff et al., 2010).

L'évènement Crétacé supérieur-Paléocène : 77-60 Ma

Cet évènement est localisé sur le versant atlantique du plateau sud-africain. Il est marqué par la mise en place de plusieurs provinces de kimberlites et d'intrusions alcalines (e.g. (Moore et al., 2008)) qui s'étendent depuis la Namibie (parallèle 26°S) jusqu'au bassin de l'Outeniqua :

[1] Provinces de Kimberlites datées : Maltahöhe : 59 ± 4 - 52.3 ± 1.6 Ma, (Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000) ; Gibeon : 77.9 ± 6 - 61 ± 1 Ma, (Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000) ; Bushmanland : 77 ± 3 - 59.3 Ma, (Davis, 1977; Moore and Verwoerd, 1985) ;

[2] Intrusions alcalines datées : Swakopmund : 76.08 ± 0.86 - 74.86 ± 0.92 Ma, (Whitehead et al., 2002) ; Saltpetrekop : 76.8 ± 1.3 - 72.5 ± 1.2 Ma, (Duncan et al., 1978) ; Worcester : 63.7 ± 1 Ma , (Duncan et al., 1978) ; Riversdale : 62.6 ± 1 Ma, (Duncan et al., 1978) ; Alphard Bank : intrusions imagées (sismique 2D) dans le bassin d'Outeniqua, supposées contemporaines de l'évènement volcanique, (Dingle, 1973).

L'évènement Eocène-Oligocène inférieur : 52-32 Ma

Cet évènement marqué par du magmatisme alcalin reste localisé sur le versant Atlantique de l'Afrique australe en Namibie et en Afrique du Sud. Les intrusions alcalines sont datées : Stalhart : 52.4 ± 0.8 - 32 ± 0.2 Ma, (Marsh, 2010), Dicker Willem : 49 ± 2 Ma, (Reid et al., 1990), Swarzerberg : 35.7 Ma, (Kröner, 1973), Klinghardt : 44 Ma, (Pickford et al., 2013), Swartkop : 37 Ma, (Kröner, 1973), Biesiesfontein : 56 ± 3 Ma, (Moore and Verwoerd, 1985).

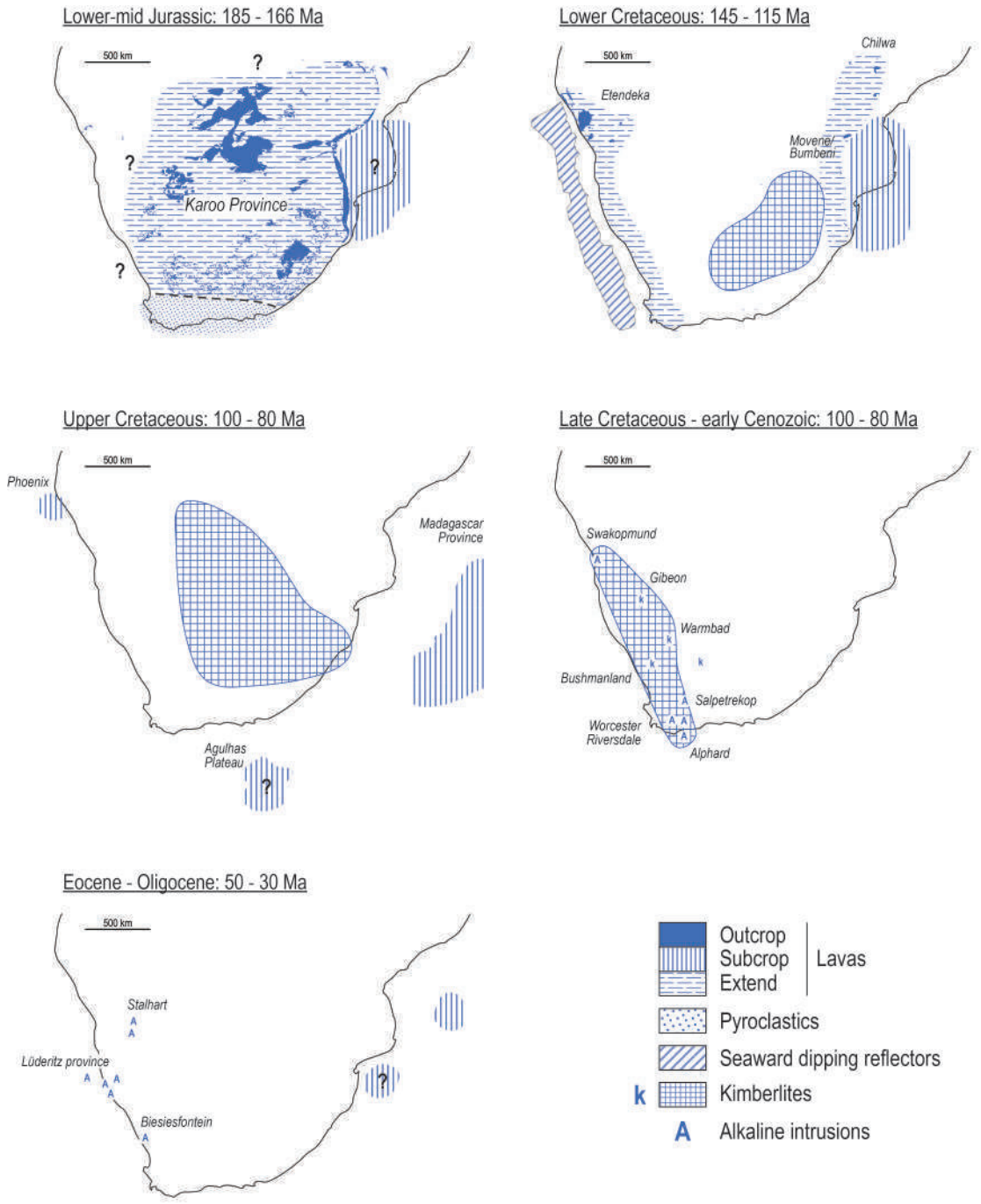


FIGURE 2.13 – Localisation de l'activité magmatique en Afrique australe depuis le Jurassique moyen jusqu'au Cénozoïque. Les sources utilisées sont citées dans le texte. Issue de Baby, (2017). *[Distribution of the igneous activity in southern Africa from middle Jurassic to Cenozoic time. Sources are cited in the text. From Baby, 2017.]*

2.5 LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU BASSIN DU MOZAMBIQUE

2.5.1 Les Formations sédimentaires

L'évolution du bassin du Mozambique récapitulée par une charte stratigraphique (Figures 2.14, 2.15) est divisée en deux grandes phases (Nairn et al., 1991; Salman and Abdula, 1995) :

- Une première phase tardie-gondwanienne (303-157 Ma) dont les dépôts volcanogéniques forment la base du bassin mozambicain ;
- Une seconde phase post-Gondwana (157- 0 Ma) correspondant à la dislocation du Gondwana engendrant la formation du bassin du Mozambique et son remplissage du Jurassique à l'actuel.

Le bassin du Mozambique est composé de roches jurassiques, crétacées et cénozoïques en discordance sur le socle Karoo. Le socle pré-Cambrien (craton Rodésien) affleure au Nord du Mozambique, les unités jurassiques sont continentales et principalement déposées dans des grabens enfouis, les roches crétacées indiquent une transition continental/marin, et enfin les dépôts cénozoïques sont principalement deltaïques et marins. L'épaisseur des sédiments déposés augmente en direction du nord-est et de l'est avec un maxima de 12 km dans le delta du Zambèze dont 5 km depuis le Cénozoïque. Le bassin montre une légère pente régionale en direction de la mer avec un paléolittoral qui a progressivement migré en direction de l'océan Indien.

2.5.1.1 Le socle

Le socle est principalement composé de roches cristallines et métamorphiques précambriennes qui affleurent au Nord. Dans le bassin du Mozambique ces roches sont enfouies à des profondeurs de plusieurs kilomètres, mais celles-ci demeurent inconnues car peu de puits ont atteint ce socle.

2.5.1.2 Le groupe Karoo :

Les sédiments Karoo sont d'âge Carbonifère supérieur à Jurassique inférieur et sont divisés en trois séries : les Formations Dwyka, Ecca et Beaufort. Dans la bibliographie, les descriptions de ces Formations sont très limitées car peu préservées et/ou atteintes par les forages pétroliers. Les Formations sont décrites tel que suit : (i) Formation Dwyka : roches volcaniques et grès ; (ii) Formation Ecca : grès, argiles et charbons ; Formation Beaufort : grès et argiles (Flores, 1973; Salman and Abdula, 1995). Ces dépôts continentaux sont riches en charbons et ont une épaisseur totale d'environ 300m. Le groupe Karoo est tronqué à son sommet par la mise en place de roches volcaniques (basaltes de Letaba) datées du début Jurassique (Salman and Abdula, 1995).

Les dépôts post Karoo :

La série post-Karoo inclut des formations depuis le Jurassique supérieur jusqu'à la fin du Cénozoïque.

Elle montre une évolution verticale des dépôts sédimentaires depuis un pôle continental vers un pôle marin.

2.5.1.3 L'intervalle Jurassique-Crétacé

Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (dislocation et début du drift) :
Au sommet de la série post-Karoo se déposent des sédiments sableux rouges continentaux d'une épaisseur d'environ 900m : les « Red beds ». Ceux-ci sont localisés dans les rifts crétacés localisés sur l'actuelle plaine du Limpopo et correspondant aux grabens de Palmeira, Limpopo, Changani et Mazenga Dans le bassin du Zambèze les « Red beds » sont l'équivalent de la Formation « Lupata » localisée dans le rift Zambèze (Salman and Abdula, 1995).

Crétacé inférieur - Cénomanien (phase de drift/sag) :
Durant cette période transgressive les dépôts indiquent une grande variabilité latérale avec des pôles continentaux, marins et transitionnels. Plusieurs Formations ont été identifiées :

- La Formation de Maputo (Néocomien-Aptien) ;
- La Formation de Sena (Crétacé inférieur- Cénomanien) ;
- La Formation des Argiles Domo (Aptien-Cénomanien).

La Formation « Maputo » se dépose au cours d'une période transgressive crétacée dans la partie sud du Mozambique (plaine du Limpopo). Sa limite nord de dépôt est estimée à 23°S de latitude. Elle est définie par des sables glauconieux intercalés d'argiles.

La Formation Sena occupe la partie centrale du bassin du Mozambique avec une épaisseur maximale de 2700m et correspond à l'équivalent nord des Formations Maputo et Argiles Domo . Elle est considérée comme continentale et définie par une succession de grès, de conglomérats et d'argilites riches en charbon. Le contact entre ces Formations est graduel indiquant un approfondissement constant du bassin depuis le nord vers le sud au cours du Crétacé inférieur. La présence d'une intercalation volcanique d'âge Albo-Aptien (115 ± 10 Ma) au sein de la Formation « Sena » contraint davantage l'âge de celle-ci (Förster, 1975).

L'épaisseur de la séquence sédimentaire d'âge Barremien-Cenomanien varie le long de la marge du Mozambique avec des valeurs décroissantes du sud vers le nord. En effet, dans la région de Maputo, l'épaisseur sédimentaire est comprise entre 500-600m, 60 km plus au nord les valeurs sont de 60-90m, 170 km au nord les dépôts campaniens et maastrichtiens reposent en discordance sur le socle Karoo. Cette variation d'épaisseur de la séquence sédimentaire a été reliée à la présence d'une topographie (uplift) localisée dans la région du Limpopo (Förster, 1975).

La Formation Domo, localisée dans la partie sud et centrale du bassin (Figure 2.15) possède une épaisseur variant entre 700 et 1500m. Elle est constituée d'argilites noires marines avec parfois quelques bancs sableux.

Crétacé supérieur - Cénomanien-Maastrichtien

Le Crétacé supérieur correspond à une période régressive et dont la série sédimentaire est définie par trois Formations caractéristiques, il s'agit de :

- La Formation des Sables Domo (Cénomanien supérieur-Turonien) ;
- La Formation des Argiles supérieures Domo (Turonien-Sénonien inférieur) ;
- La Formation Grudja inférieur (Campanien-Maastrichtien).

Les Sables Domo dont l'épaisseur maximale est d'environ 250m sont déposés dans la partie centrale du bassin. Cette Formation est définie par une succession de grés intercalés d'argiles noires passant progressivement en direction de l'est à des dépôts beaucoup plus argileux. La transition entre les Formations « Argiles Domo » du Crétacé inférieur et Sables Domo du Crétacé supérieur est marquée par une discordance érosive.

La Formation Argiles supérieures Domo est constituée uniquement d'argiles dont l'épaisseur moyenne atteint 600-650m. Ces dépôts sont localisés dans la partie centrale du bassin.

La Formation Grudja inférieur est située dans la partie centrale du bassin (Figure 2.15) avec une épaisseur maximale de 1200m. Elle est composée d'argiles intercalées avec des bancs de grès glauconieux dont l'épaisseur varie de quelques à plusieurs dizaines de mètres. En direction de l'est (vers la pente continentale) les différents corps sableux disparaissent progressivement et passent à des argiles.

A terre, le Cénomanien est absent, la Formation Grudja inférieur (Campanien-Maastrichien) repose directement sur les sables continentaux de la Formation Sena (Crétacé inférieur).

2.5.1.4 Le Cénozoïque - une marge passive :

Durant le Cénozoïque, les sédiments présentent les caractéristiques d'une marge passive avec une construction et une évolution continue du paléo-littoral par progradation et la mise en place d'une pente continentale.

Deux grands cycles sédimentaires séparés par une surface érosive au toit de l'Eocène ont été observés :

- Une série paléocène-éocène transgressive définie par la mise en place d'une plateforme carbonatée ;
- Un série oligocène-néogène régressive caractérisée par un apport important de sédiments terrigènes et la progradation du delta Zambèze jusqu'à l'actuel.

Deux Formations sédimentaires sont caractéristiques du premier cycle, il s'agit de :

- La Formation du Grudja supérieur (Paléocène-Eocène inférieur) ;

- La Formation Chéringoma (Eocène moyen à supérieur).

La Formation Grudja dont l'épaisseur atteint 400m correspond à des sables glauconieux accompagnés d'argiles et de marne. La transition entre les Formations Grudja inférieur du Crétacé supérieur et Grudja supérieur du Paléogène est marquée par une discordance érosive.

La Formation Chéringoma est définie comme une plateforme carbonatée de 250m d'épaisseur composée de calcaires à nummulites accompagnés de bancs argileux et de calcaires sableux. Une surface érosive délimite les Formations Grudja et Chéringoma. Au cours de cette période, le paléo-littoral a graduellement migré en direction de l'ouest en réponse aux transgressions éocènes et paléocènes induisant la mise en place de plusieurs barrières carbonatées.

Le cycle sédimentaire (Oligocène-Néogène) est défini par la mise en place du système deltaïque Zambèze et la progradation de la marge. Contrairement aux périodes crétacées et paléogène, les Formations sédimentaires ne sont plus très étendues, mais localisées. Quatre Formations sont caractéristiques de cette période, il s'agit de :

- La Formation Inharrime (Miocène inférieur) ;
- La Formation Temane (Miocène inférieur) ;
- La Formation Jofane, (Miocène inférieur à moyen) ;
- La Formation Mazamba (Miocène).

La Formation continentale de Mazamba est une série sédimentaire définie par une succession de grès en partie conglomératique. Elle repose en discordance sur la Formation marine de Chéringoma (Eocène).

La Formation d'Inharrime est constituée de dolomies, argiles rouges et de grès. D'une épaisseur de 350m, et localisée sur la bordure est de la plaine du Limpopo, elle repose en discordance sur la Formation Chéringoma (Eocène). Dans la partie centrale de la zone de dépôt de la Formation Inharrime se localise la Formation Temane (Figure 2.15). Celle-ci est définie par des dépôts de gypse et d'anhydrite traduisant un milieu confiné, isolé du marin ouvert.

La Formation Jofane correspond à une plateforme carbonatée de 200m d'épaisseur composée de calcaires et de calcarénites riches en micro-fossiles. Localisée sur la plaine du Limpopo elle correspondrait à la grande transgression du Langhien.

Il n'existe pas de Formation définie pour le Pliocène. Cependant il correspond à des dépôts sableux (dunes) reposant en discordance sur les dépôts miocènes.

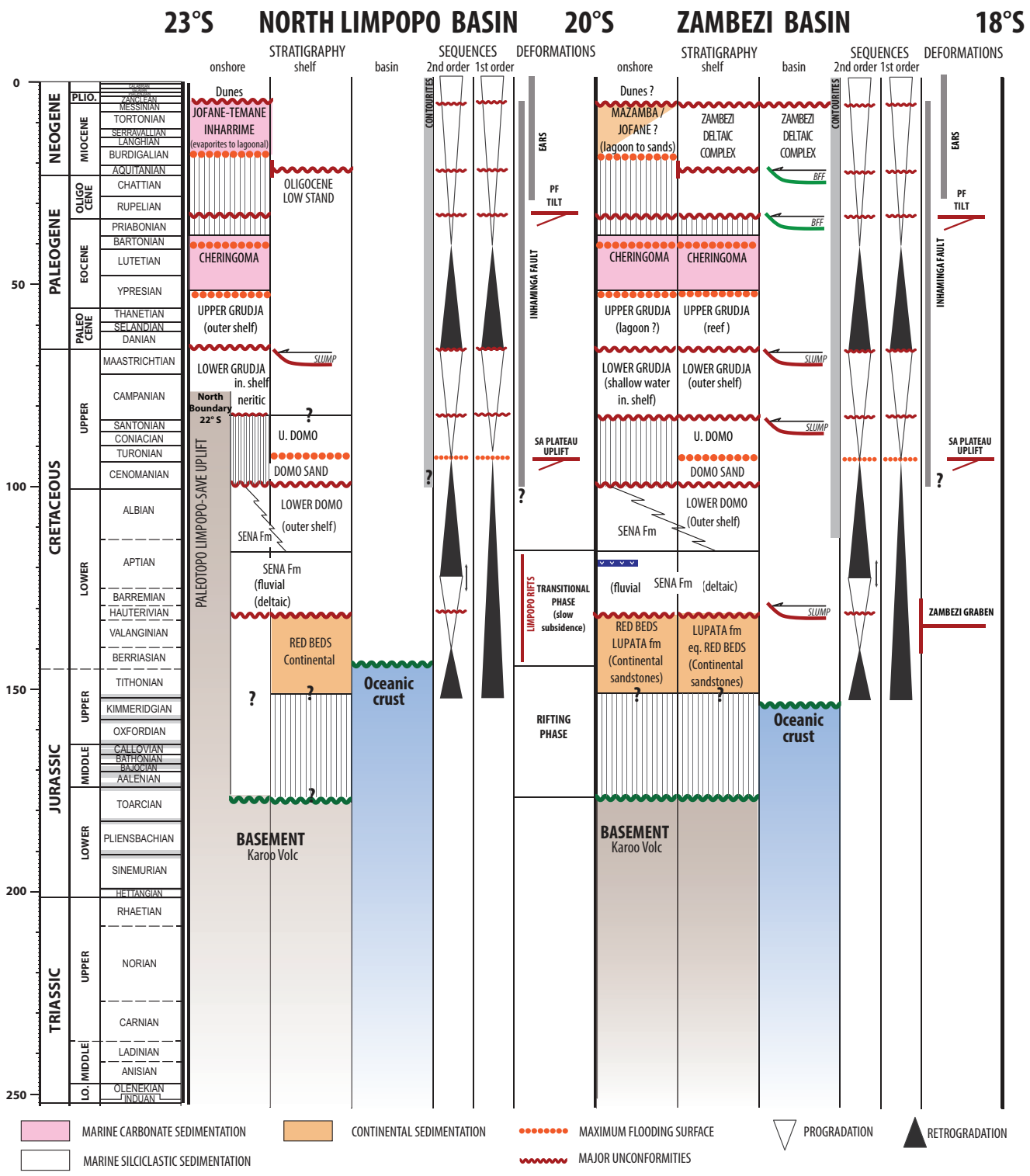


FIGURE 2.14 – Charte stratigraphique du bassin du Mozambique réalisée à partir des publications de Flores (1973); Nairn et al. (1991); Salman and Abdula (1995). *[Regional stratigraphic chart of the Mozambique basin realised during this study using the publications of Flores (1973); Nairn et al. (1991); Salman and Abdula (1995).]*

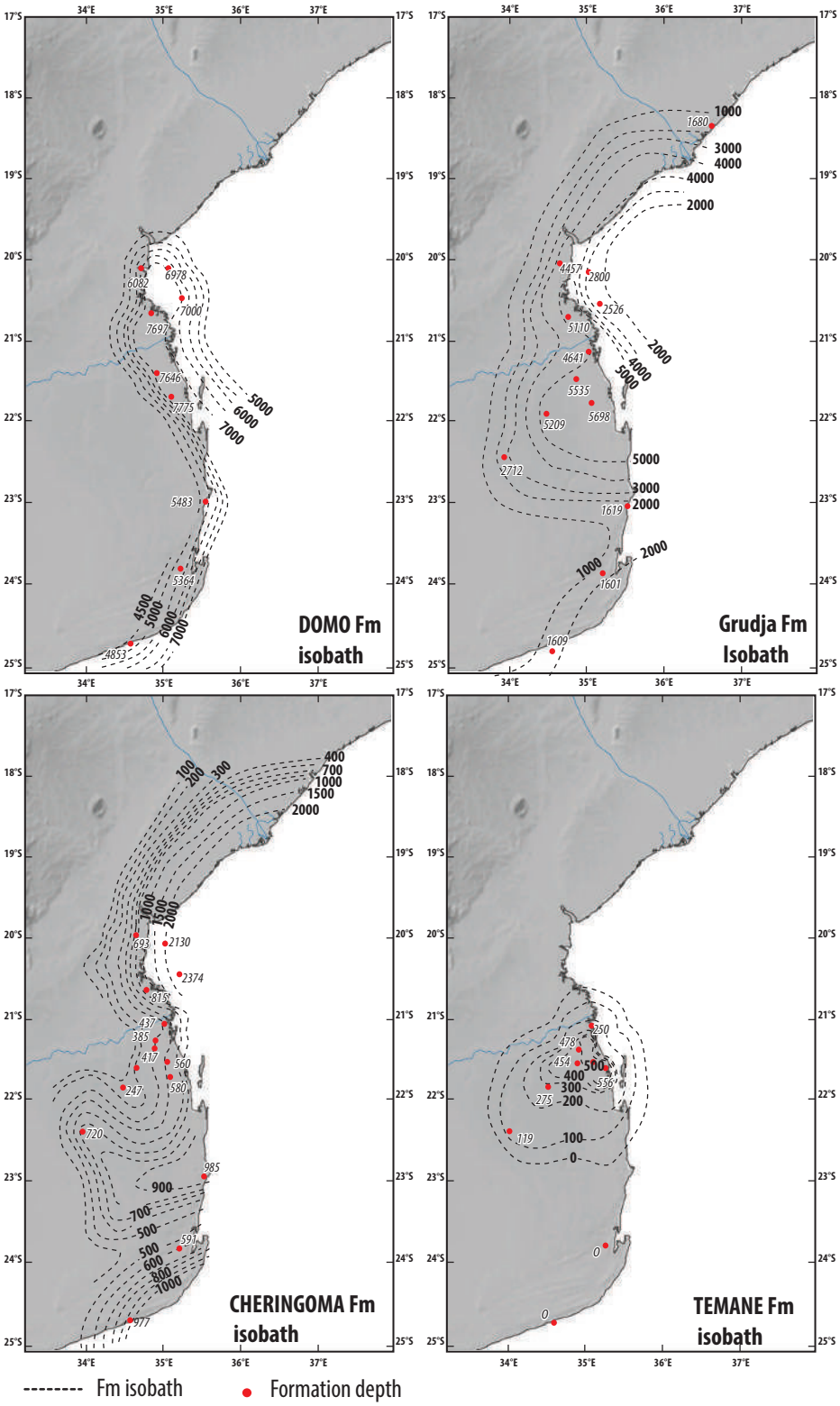


FIGURE 2.15 – Cartes d'isobathes des Formations de Domo, de Grudja, de Cheringoma, de Temane réalisées à partir d'une série de forages localisés dans le bassin du Mozambique. De Flores, (1973). *[Isobath maps of the sedimentary formations of Domo, Grudja, Cheringoma, Temane. The formation depths were provided by several petroleum wells located in the Mozambique basin. From Flores (1973).]*

2.5.2 Evolution synthétique de la marge

La sédimentation de la marge du Mozambique a enregistré les déformations liées : (i) à l'ouverture du canal du Mozambique débutant au Jurassique (Leinweber et al., 2013; Leinweber and Jokat, 2012) ; (ii) à l'ouverture tardive de la vallée du Natal le long de l'Agulhas-Falklands Fracture Zone (AFFZ) à la fin du Valanginien (Goodlad et al., 1982) ; (iii) aux épisodes de croissances du plateau sud-africain et du Rift est-africain au Crétacé et Néogène (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015; Baby, 2017).

L'assise sédimentaire, principalement déposée en milieu ouvert atteint 12 km dans le bassin Zambèze et 7 km dans le bassin du Limpopo. L'évolution de la marge peut être décomposée en trois grands cycles :

[1] Un cycle progradant-aggrandant puis rétrogradant marqué par des géométries planes et le passage graduel depuis un pôle continental vers un pôle marin. Cette période correspond aussi à la mise en place des rifts crétacés localisés dans la plaine du Limpopo scellés par le maximum de transgression au Cénomanien ;

[2] Un cycle progradant marqué par deux grandes discontinuités :

- Une discontinuité érosive marquée par la mise en place de la Formation des sables Domo sur la Formation des argiles marines Domo Shales, et le hiatus d'une partie du Crétacé inférieur au sud Limpopo ;
- Une seconde discontinuité érosive intra-Crétacé supérieur caractérisée dans le nord du bassin Mozambique par un hiatus de la base du Crétacé supérieur.

[3] Le dernier cycle commence après un maximum de transgression à l'Eocène moyen contemporain de la mise en place d'une plateforme carbonatée sur le plateau continental de la marge (Formation Cheringoma). La marge acquiert par la suite une morphologie progradante avec l'initiation des appareils deltaïques du Zambèze et du Limpopo. Ce cycle est perturbé entre l'Eocène terminal et l'Oligocène (∼30-25 Ma) par la mise en place du Rift est-africain (Urema et Chissenga au Mozambique) et le basculement de la marge Zambèze en direction de l'est induisant une accélération de la subsidence en partie distale.

Il faut aussi noter la présence d'un second épisode transgressif majeur au Miocène moyen marqué par la mise en place d'une seconde plateforme carbonatée uniquement localisée sur la plaine du Limpopo. Ces dépôts viennent sceller en discordance la discontinuité oligocène évoquée ci-dessus.

2.6 LES DONNÉES SOURCE TO SINK

Une étude « source to sink » intègre toutes les aires géographiques d'un système au préalable défini contribuant à l'érosion, le transport, et le lieu de dépôt depuis une zone de drainage à terre jusqu'au cône sous-marin d'eau profonde en mer (« deep sea fan »).

L'intéraction entre les processus tectoniques, de surfaces (rivières, fleuves) et climatiques est responsable de la formation et de l'érosion des grandes chaînes de montagnes (Cloetingh et al., 2007). La topographie induite par les mouvements crustaux contrôle la morphologie et les aires des bassins versants, ceux-ci étant des paramètres de premier ordre concernant la quantité et le taux de sédiments transportés en direction du bassin profond (Sømme et al., 2009). Ainsi, l'aire et la distribution des altitudes (hypsométrie) au sein d'une aire de drainage sont des facteurs majeurs concernant : (i) le stockage des sédiments en amont, (ii) leur taux de transport par des processus de surface fonction de la quantité de sédiment soumis à l'érosion et de la capacité de transport de la rivière (Frostick and Jones, 2002; Molnar et al., 2006).

Il est donc primordial de connaître au mieux les grandes périodes de déformations traduites par des mouvements verticaux et la mise en place de reliefs, ainsi que l'évolution des bassins versants au cours du temps.

2.6.1 Les analyses thermochronologiques en Afrique australe

De nombreuses déformations reliées : (i) à la cinématique de dislocation du Gondwana, (ii) au plateau sud-africain, (iii) au Rift est-africain ont affecté le relief de l'Afrique australe depuis le Crétacé inférieur. Il s'agit :

- Au Jurassique-Crétacé inférieur : la dislocation du Gondwana s'initie avec l'ouverture des bassins de Somalie et du Mozambique au Jurassique, l'ouverture de la vallée du Nathal au Valanginien (∼133 Ma) et la séparation définitive de l'Amérique du Sud et de l'Afrique au Cénomanien (∼100-90 Ma) (Goodlad et al., 1982; Martin et al., 1982) ;
- Au Crétacé moyen : cette période correspond à la première grande phase de croissance du plateau sud-africain (∼90Ma) (Baby, 2017) ;
- Paléogène-Néogène : cette période correspond à la seconde phase de croissance du plateau sud-Africain (∼40-20 Ma) ainsi qu'à l'initiation et au développement du Rift est-africain (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015).

Ces différentes phases d'évolution du relief ont été enregistrées par de nombreuses analyses thermochronologiques (AFT, U-Th/He) en Afrique australe ainsi que le long du Rift est-africain.

La distribution des analyses thermochronologiques décrivent un maximum de dénudation au Crétacé, avec un paroxysme atteint à la transition Crétacé moyen-supérieur (Figure 2.16). L'importante répartition géographique des âges AFT indiquant un âge Crétacé inférieur (∼130 Ma) et Crétacé moyen-supérieur (∼110-80 Ma) attestent d'épisodes de dénudation en lien avec des déformations

grande longueur d'onde (x1000 km). Ainsi les déformations du Jurassique et du Crétacé inférieur (∼160 - ∼130 Ma) liées à la cinématique des plaques sont enregistrées sur les marges nord Mozambique et sud indiennes ; de même que la déformation du Crétacé supérieur relative au premier épisode de croissance du plateau sud-africain est enregistrée sur l'ensemble des marges de l'Afrique australe (Figure 2.17).

La déformation initiée par la croissance du Rift est-africain est dans cette étude limitée au Mozambique. Il n'existe que peu d'études sur le rift Malawi dont la plus complète a été réalisée par Daszinnies (2006) qui identifie un épisode de dénudation à l'Oligo-Néogène (35-25 Ma).

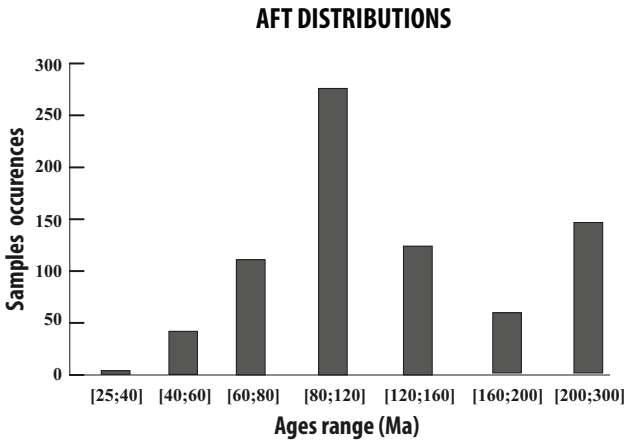


Figure 2.16 – Distribution des âges AFT et ZFT en Afrique australe à partir des données représentées figure 2.17. *[AFT and ZFT distribution in austral Africa using the dataset from figure 2.17.]*

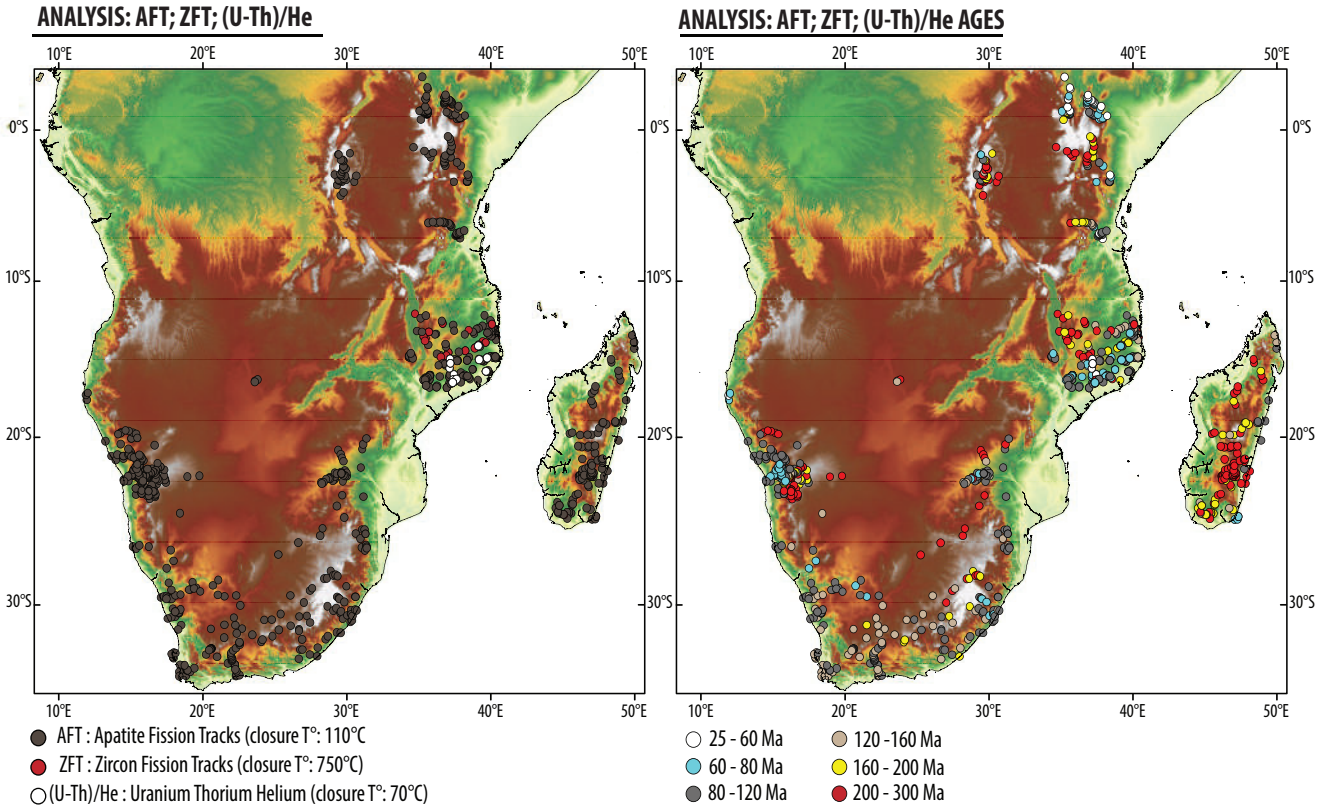


FIGURE 2.17 – Etudes et âges AFT, ZFT et (U-Th)/He en Afrique australe. Compilation des données de Daszinnies (2006); Belton and Raab (2010); Tinker et al. (2008b); Herman et al. (2013). *[Thermochronologic studies and ages AFT, ZFT and (U-Th)/He in austral Africa. Data from the studies of Daszinnies (2006); Belton and Raab (2010); Tinker et al. (2008b); Herman et al. (2013).]*

A mer, de nombreuses études du bilan sédimentaire ont été réalisées sur le pourtour africain avec : (i) Walford et al. (2005) basé sur l'étude de profils sismiques localisés uniquement sur le delta du Zambèze ; (ii) Said et al. (2015) basé sur l'interpolation de données de puits localisés sur la plaine du Limpopo (Mozambique) ; (iii) Tinker et al. (2008a) et Guillocheau et al. (2012) basés sur l'interprétation de profils sismiques sur les bassins du Cape et de l'Orange (Figure 2.18).

Ces études confirment les interprétations basées sur les analyses thermochronologiques et indiquent une augmentation du flux sédimentaire préservé dans les bassins de l'Orange et du Cape pour la période du Crétacé inférieur et dans tous les bassins du pourtour africain pour l'intervalle Crétacé supérieur (∼90 Ma). Sur la marge Mozambique, une brusque augmentation des flux à la transition Eocène-Oligocène suivi d'une période continue d'importants apports sédimentaire est enregistrée au cours du Paléogène-Néogène. Ainsi les périodes de forts apports sédimentaires enregistrées dans les bassins sont contemporaines des phases de dénudation observées par l'analyse des données thermochronologiques.

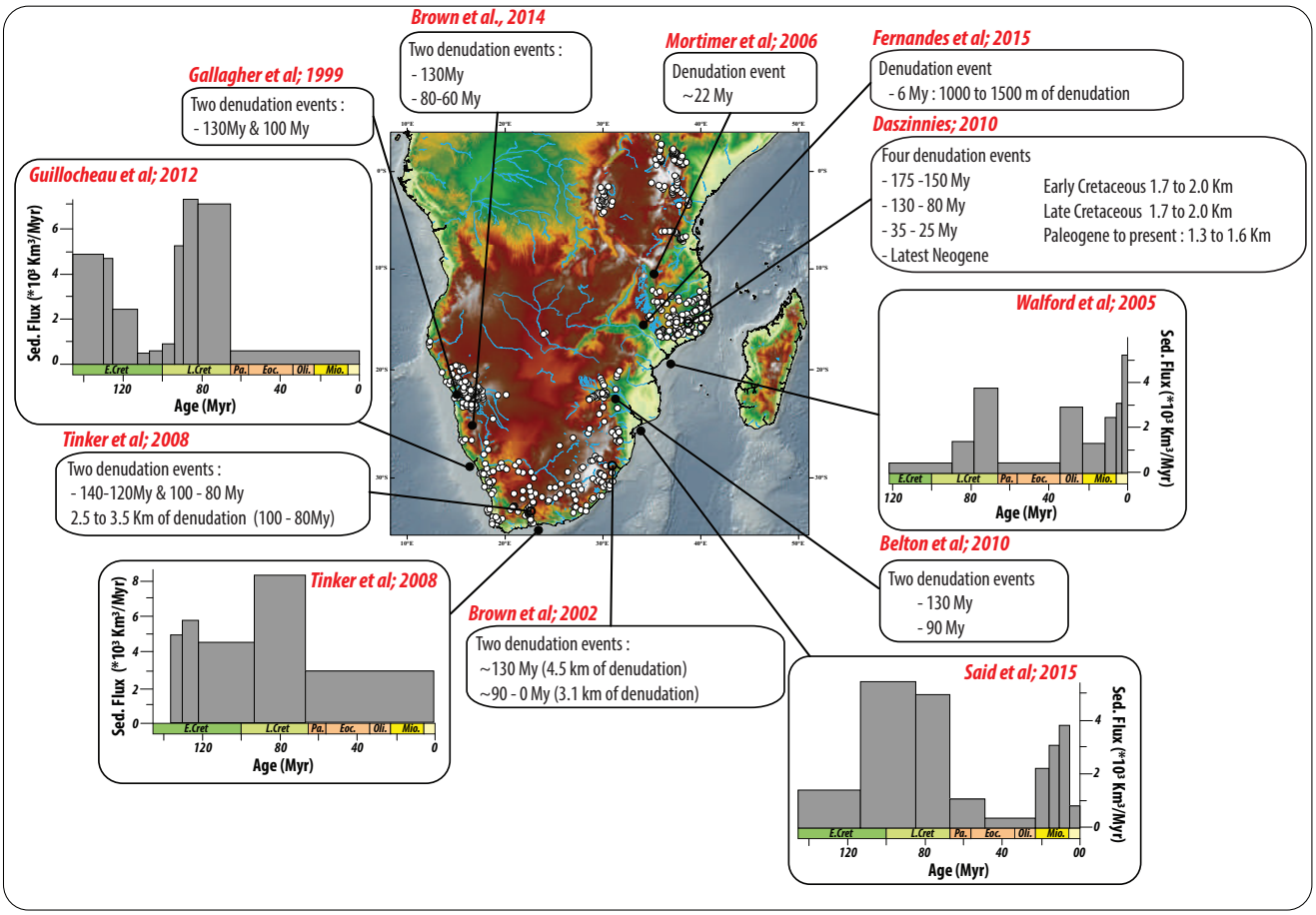


FIGURE 2.18 – Localisation des principales études érosion - sédimentation et représentation des principaux évènements de dénudation en Afrique australe. *[Source to sink studies location and main denudation events in austral Africa.]*

2.6.2 L'évolution du drainage à terre : Jurassique - actuel

Le Zambèze correspond à un fleuve long de 2575 km drainant 1.32 million km^2 sur 8 pays d'Afrique : Angola, Namibie, Botswana, Zimbabwe, Tanzanie, Malawi, Zambie, et Mozambique. Cela fait du Zambèze la plus grande rivière d'Afrique du sud avec un flux moyen annuel cumulé d'eau de 97 km^3 (Moore et al., 2007). Ses caractéristiques sont comparables avec le fleuve du Nil, et son flux annuel est inférieur d'un ordre en comparaison du fleuve Congo, et deux ordres en comparaison avec l'Amazone. L'élévation moyenne du bassin versant du fleuve Zambèze est de 1000m (Summerfield and Hulton, 1994). Ses principaux affluents actuels sont les rivières de Cuando, Cafue, Luangwa et Shire (Lac Malawi).

Le bassin versant Zambèze draine un large domaine depuis la limite nord du plateau sud-africain jusqu'à la limite sud du Rift est-africain incluant donc les rifts Karoo (Luangwa, Zambezi) et le rift Néogène du Malawi-Shire (Thomas and Shaw, 1988). Le parcours du Zambèze peut être subdivisé en trois segments caractéristiques de son évolution : (i) le « Upper Zambezi » s'étend depuis l'amont du système jusqu'au chutes Victoria ; (ii) le « Middle Zambezi » s'étend des chutes Victoria jusqu'aux gorges de Cahora Bassa et traverse les rifts Karoo ; (iii) le « Lower Zambezi » traverse la plaine deltaïque jusqu'à l'embouchure (Goudie, 2005) (Figure 2.19).

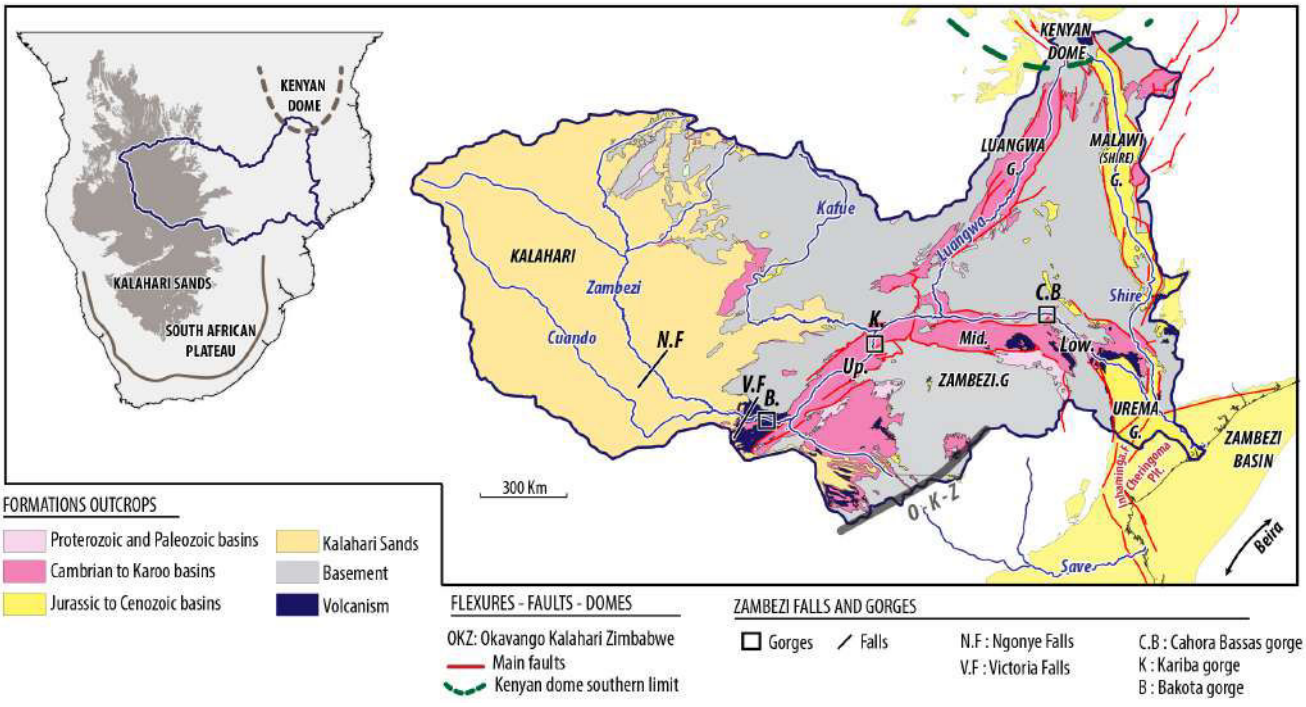


FIGURE 2.19 – Localisation des principales chutes, gorges et grands ensembles lithologiques drainés dans le bassin versant Zambèze. *[Gorges, falls and main lithology group of the Zambezi catchment.]*

2.6.2.1 Le Jurassique - Crétacé

La reconstitution des paléo-drainages est basée sur : (i) l'analyse et l'étude de paléo-incisions et direction de paléo-courants préservées lors du dépôt des Formations sédimentaires ; (ii) l'étude des caractéristiques morphologiques des rivières (largeur, brusques changements de directions) pouvant indiquer une capture. Un essai de reconstitution des paléo-drainages depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel a été réalisé par Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007) (Figure 2.20).

Selon les études de reconstitution des paléo-drainages, il existerait deux bassins versants majeurs pour la période Jurassique – Crétacé inférieur. Le premier serait composé des rivières « Lower Zambezi » et Shire avec une embouchure localisée proche de l'actuelle, un second composé des rivières Okavango, Cuando, « Upper Zambezi », Kafue et Luangwa aurait été relié au fleuve Limpopo par la moderne rivière Shashe (Moore and Larkin, 2001; Moore et al., 2007). Le fleuve Save serait isolé, et ne correspondrait pas à un fleuve de premier ordre.

Afin d'étayer leur modèle, plusieurs arguments sont avancés.

Le premier argument majeur est basé sur la similarité des indices (SI) d'espèces biologiques entre différents fleuves de l'Afrique de l'est. Plus l'indice est élevé, plus le nombre d'espèces partagées est important. Selon l'étude réalisée par Skelton (1994) sur les espèces de poissons, les fleuves « Upper Zambezi » et Okavango, puis « Upper Zambezi » et Kafue présentent un grand nombre d'espèces communes avec des SI respectifs de 0.80 et 0.64 (Tableau 2.1). Cela indiquerait une connexion de ces différents fleuves au cours de leurs évolutions respectives.

Le second argument est basé sur l'évolution morphologique des rivières. L'analyse des trajectoires des fleuves Cuando, Kafue et Luangwa indique la présence de coudes (i.e : changements de direction brutaux de 90° pouvant indiquer une capture) localisés respectivement 300 km en amont des chutes Victoria, 300 km en amont des chutes de Kafue, et enfin à la confluence des fleuves Luangwa et « Middle Zambezi » (Moore and Larkin, 2001) (Figure 2.19). Ainsi avant leurs captures respectives, les fleuves Cuando et « Upper Zambezi » avaient une orientation NO-SE et les fleuves Kafue et Luangwa NE-SO pouvant en effet les connecter au fleuve Limpopo. De plus la largeur de l'incision du fleuve Shashe à la confluence avec le Limpopo estimée à 1 km de large est bien trop importante au vu du flux d'eau annuel (Moore et al., 2007). Cela suggère qu'au cours de son évolution, des masses d'eaux bien plus importantes ont conflué vers ce point, il pourrait donc s'agir des fleuves Cuando, « Upper Zambezi », Kafue et Luangwa.

Au Botswana, la prospection de la mine de diamants Orapa localisée au sud-est du bassin de l'Okavango a révélé la présence d'un ancien réseau de drainage orienté en direction du sud-est vers le fleuve Limpopo. Celui-ci étant dans la prolongation de l'Okavango actuel est supposé avoir effectué la connexion avec le paléo- Limpopo (Moore and Larkin, 2001).

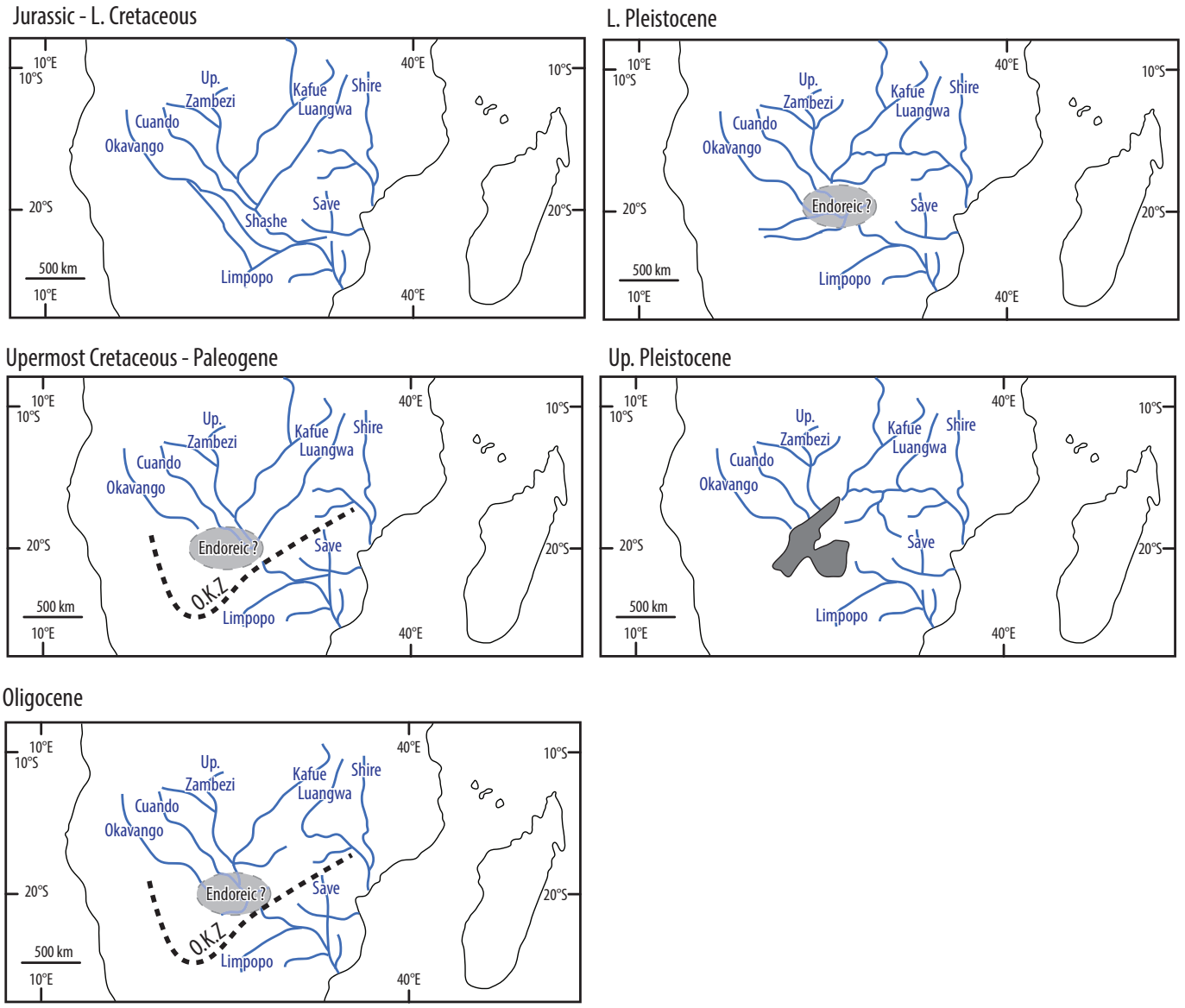


FIGURE 2.20 – Reconstitution des paléo-drainages du bassin versant Zambèze réalisée par Moore (2001, 2007) pour les périodes Jurassique-Crétacé inférieur, Crétacé supérieur-Paléogène, Oligocène, Pléistocène inférieur, Pléistocène supérieur. De Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007). *[Successive drainage reconstructions of the Zambezi catchment for the Jurassic - early Cretaceous, late Cretaceous – Paleogene, Oligocene, early Pleistocene, late Pleistocene periods. Redrawned from Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007).]*

Rivers Compared	Combined number Of species	Species shared	Similarity Index (SI)
Upper Zambezi/Okavango	96	77	0.80
Upper Zambezi/Kafue	97	62	0.64
Kunene/Okavango	93	51	0.55
Save/Limpopo	59	28	0.48
Limpopo/Mid-lower Zambezi	88	36	0.41
Upper Zambezi/Middle-lower Zambezi	133	36	0.27
Upper Zambezi/Limpopo-Inkomaas-Pongola	122	23	0.19
Limpopo/Orange	48	6	0.13

TABLE 2.1 – Indice de similarité entre plusieurs espèces de poissons réalisé sur plusieurs rivières de l'Afrique de l'est. Issu de Skelton (1994). *[Similarity index between fish species realised on several East African rivers. From Skelton (1994).]*

2.6.2.2 Le Crétacé terminal - Paléocène

Au Crétacé supérieur-Paléocène les bassins versants sont modifiés avec des directions de drainage renouvelées. Ceci est lié aux grands évènements tectoniques enregistrés en Afrique australe au cours de cette période. Du Toit (1933) observe que la limite actuelle entre les bassins versants du Zambèze et du Limpopo reflète une ligne de flexure définie comme l'axe Kalahari-Zimbabwe et étendue par Moore (1999) comme l'axe Okavango-Kalahari-Zimbabwe (OKZ). Cette flexure supposée d'âge Crétacé terminal (Moore, 1999) délimite la ligne de partage des eaux entre le Limpopo et le réseau de drainage fossile du bassin de l'Okavango. L'OKZ aurait ainsi sectionné la connexion entre le Limpopo et les fleuves Okavango, Cuando, « Upper Zambezi », Kafue et Luangwa et initié la mise en place du bassin endoréique actuel de l'Okavango (Moore and Larkin, 2001).

En définitive, il existerait donc trois bassins versants majeurs au cours du Crétacé terminal – Paléocène, avec une premier inchangé depuis le Jurassique et défini par les fleuves « Lower Zambezi» et Shire, un second correspondant au fleuve Limpopo et ses affluents secondaires, un dernier composé des fleuves Okavango, « Upper Zambezi », Kafue et Luangwa correspondant au réseau de drainage du bassin endoréique de l'Okavango.

2.6.2.3 L' Oligocène

L'évolution des bassins versants pour la période oligocène reste mal contrainte. Les directions de drainage sont inchangées hormis pour le fleuve Luangwa. En effet Moore and Larkin (2001) proposent une capture du fleuve Luangwa par érosion régressive du « Lower Zambezi » liée aux changements de topographies initiés au Crétacé supérieur. Résultat de cette érosion régressive, les gorges de Cahora Bassas définissent la limite de capture entre le « Lower » et « Middle » Zambezi. Bien que mal contrainte, un âge de 38 Ma est cependant proposé pour la capture du fleuve Luangwa basée sur une évolution de la stratigraphie dans le bassin Zambèze, avec la transition d'une plateforme carbonatée éocène à des dépôts deltaïques oligocènes.

2.6.2.4 Le Miocène - Pleistocène

Cette période est caractérisée par une érosion régressive du « Middle Zambezi » et la capture progressive des fleuves Kafue, Cuando et « Upper Zambezi » traduite dans la morphologie actuelle par les gorges de Bakota, Kariba et par les chutes Victoria. L'âge de capture de l' « Upper Zambezi » est daté du Pléistocène (1.25-2 Ma) à partir de graviers déposés lors de la dernière incision majeure. Si un âge Eocène terminal (∼38 Ma) est correct pour la date de capture du fleuve Luangwa, cela implique une érosion régressive de 550 km sur un intervalle de temps de ∼36 Ma, ou un recul de 0.016m/an. Cette valeur est un ordre inférieur à celle obtenue par Derricourt (1976) calculée à 0.13m/an pour l'incision des gorges de Bakota. La raison de cette différence d'incision n'est pas déterminée, cependant elle peut être le reflet de l'interaction de plusieurs facteurs (Moore and Larkin, 2001) :

- Le manque de contraintes temporelles pour les dates de capture des fleuves Luangwa et « Upper Zambezi » ;
- Des taux d'érosion variables liés à des lithologies différentes ;
- Des différences entre les niveaux de bases affectant le flux du fleuve et donc sa capacité à éroder et inciser.

2.6.2.5 Pleistocène terminal

Depuis la capture de l'« Upper Zambezi » au cours du Pléistocène engendrant une considérable augmentation de la dimension du bassin versant (x2), plusieurs réorganisations de drainages ont eu lieu. Le point critique de ces réorganisations appelé « The Four Corners Area » se situe à la frontière entre le Botswana, le Zimbabwe, la Zambie et la Namibie. Il s'agit d'une grande plaine avec une altitude comprise entre 900 et 1100m sur laquelle toute variation du relief peut entrainer une modification significative du réseau de drainage (Moore et al., 2007).

Ainsi plusieurs lacs aujourd'hui disparus ont été formés, il s'agit entre autre des lacs Paleo-Makgadikgadi profond de 900m et s'étendant sur 120 000 km^3 et du lac de Caprivi profond de 945m.

2.7 LA CIRCULATION OCÉANIQUE PROFONDE

Les courants océaniques et plus globalement les processus océanographiques profonds sont associés à des structures érosionnelles - dépositionnelles d'échelles variables (cm à x100 km) préservées sur le plancher océanique (Rebesco et al., 2014). A l'origine le terme « contourite » définissait tous les sédiments déposés par des courants de contours (thermo-halins). Cette définition a depuis été étendue afin de regrouper les différents dépôts sédimentaires affectés par les nombreux processus océaniques, et consiste donc aujourd'hui à tous les sédiments déposés ou partiellement remobilisés par l'action continue de courants océaniques profonds (Stow et al., 2002; Rebesco et al., 2014). Tout comme les dépôts pélagiques et turbiditiques, les contourites sont un extrême d'un faciès sédimentaire d'eau profonde (Rebesco et al., 2014).

Les dépôts contouritiques sont considérés comme de précieuses archives permettant d'étudier la vitesse des courants profonds, leur direction ainsi que la chimie des eaux profondes et l'interconnexion entre différents bassins (Rebesco et al., 2014). En effet ceux-ci présentent deux caractéristiques majeures permettant une lecture continue des variations du signal climatique : (i) une grande continuité latérale à grande échelle (x 100 km) ; (ii) un taux de sédimentation beaucoup plus important que ceux adjacents liés aux sédiments pélagiques condensés. Ainsi l'étude de la géométrie des contourites, des réflexions internes, des faciès sismiques permet de mieux comprendre l'évolution des masses d'eaux ainsi que leurs trajets et vitesses sur de très longues échelles de temps (x Ma – x 10 Ma).

2.7.1 Les processus de la circulation océanique profonde

Résultats de la circulation thermohaline les courants océaniques profonds sont un paramètre de contrôle majeur du climat. Ils sont issus : (i) du plongement des eaux froides ou riches en sel depuis les pôles vers les profondeurs ; (ii) du plongement de masses d'eaux vers les profondeurs induit par des contraintes atmosphériques (vent) exercées à la surface des océans (ex : le Gulf Stream) ; (iii) des processus de marées qui dans des canyons sous-marins (46-4200 m) peuvent générer des courants excédant 70-75cm/s, et donc des vitesses suffisantes pour remobiliser une particule sableuse (Shepard et al., 1979). Ce flux d'eau dense forme alors des courants pouvant être composés de plusieurs masses d'eaux de densités variables s'écoulant à différentes profondeurs dans les fonds océaniques (Figure 2.21). L'interface entre deux masses d'eaux appelée pyrocline est caractérisée par des courants énergiques dont la direction peut localement être opposée (Shanmugam, 2017).

Les propriétés hydrographiques ainsi que le volume d'une seule masse d'eau définissant un courant sont donc le résultat des mélanges d'eaux successifs avec les volumes d'eaux sus-jacents et sous-jacents rencontrés au cours de la circulation (Kida et al., 2009).

Les variations de topographie, la force de Coriolis, le climat et les variations eustatiques constituent des paramètres de contrôle majeurs de la direction des courants océaniques (Faugères and Stow, 1993; Ercilla et al., 2008; Hernández-Molina et al., 2011; Rebesco et al., 2014). En effet, les différents courants de densité sont contraints par la topographie et la force de Coriolis le long des

marges continentales. Non contraints dans la plaine abyssale, leur vitesse d'écoulement est faible avec des ordres de grandeur de x 1cm/s, cependant contraints par la topographie, leur vitesse augmente le long des pentes continentales avec des valeurs comprises entre 10 et 100 cm/s, voir excèdent 200 cm/s lors du passage de détroits exigus (Zhenzhong and Gao, 1998).

Bien que les tourbillons « eddies » ne soient pas considérés comme une catégorie de la circulation océanique profonde à échelle mondiale, les masses d'eaux mises en mouvements peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres de profondeur sur des aires de l'ordre de x 100 km^2. Leur mise en place est souvent associée à une grande distribution latérale des masses d'eaux (Serra et al., 2010) ou bien à la présence d'irrégularité sur les fonds marins (canyons, monts sous-marins) (Rebesco et al., 2014).

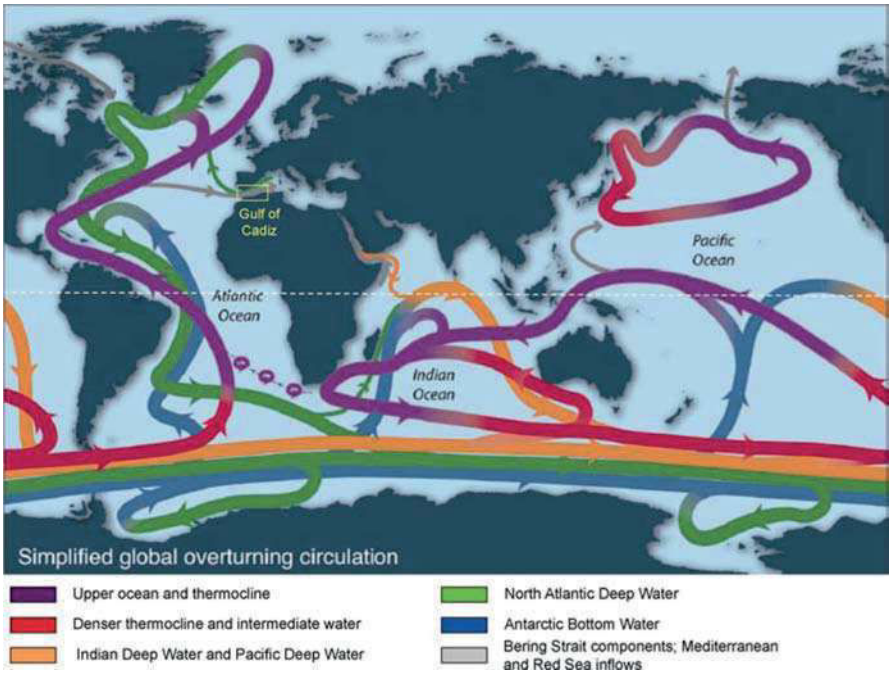


FIGURE 2.21 – La circulation thermohaline mondiale simplifiée (Shanmugan, 2017). *[The global overturning circulation (Shanmugan, 2017).]*

2.7.2 Transport sédimentaire et érosion par les courants océaniques profonds

La présence de courants océaniques profonds pérennes dans le temps affecte la morphologie des fonds océaniques par des processus de remobilisation des particules les plus fines, d'érosion, et de dépôts. Les surfaces d'érosions sont initiées par de puissants courants permettant la remobilisation des particules sédimentaires et sont fréquemment identifiées le long des marges continentales ou bien au pied d'une topographie. Les zones de dépôts sont liées à une diminution d'intensité des courants et sont bien souvent localisées sur la plaine abyssale. Eloignées des sources détritiques, l'érosion et la remobilisation des particules sédimentaires constituent le facteur majeur de transport de sédiments dans la colonne d'eau.

Les processus d'érosion et de remobilisation des dépôts sédimentaires sont contrôlés par de nombreux facteurs agissant à différentes échelles, avec : (i) à grande échelle (x 100 – x 1000m) la capacité d'érosion contrôlée par les contraintes de cisaillement induites par les courants profonds ; (ii) à échelle réduite, in-situ (x cm), la résistance à l'érosion contrôlée par les propriétés intrinsèques des sédiments (dimension et distribution des particules sédimentaires, densité, cohésion, porosité, présence ou absence de perturbation biologique) (Viana et al., 1998).

Lié aux propriétés intrinsèques du sédiment remanié, le comportement hydrodynamique des sédiments carbonatés et silicoclastique est différent. En effet les différentes espèces à test carbonaté présentent des paramètres physiologiques variables induits par les facteurs environnementaux (intensité lumineuse, conditions hydrodynamiques) affectant la taille, la forme, l'épaisseur du test ainsi que la porosité interne et donc leur flottabilité et leur résistance à la remobilisation (Hallock, 1979; Hohenegger et al., 2000). Ainsi contrairement aux particules clastiques, plusieurs particules carbonatées affichant des dimensions similaires peuvent présenter un comportement hydrodynamique très différent (Jorry, 2004; Jorry et al., 2006). De par leur faible densité et leur grande flottabilité, les particules carbonatées sont plus aisément remaniées et transportées par les courants profonds.

Les particules sédimentaires remaniées sont contraintes dans la partie profonde de l'océan et plus particulièrement dans la zone néphéloïde définie comme la tranche d'eau située à l'interface des fonds océaniques et dont l'épaisseur est comprise entre 150-1500m. Le temps de résidence d'une particule sédimentaire transportée par les courants dans la zone néphéloïde est estimé respectivement à environ 15 jours et plusieurs semaines à mois lorsque celle-ci est située dans les 15 premiers mètres ou dans les premiers 100m au-dessus du fond océanique. Une particule sédimentaire peut donc être transportée à des vitesses comprises entre x 1cm/s et x 100cm/s sur plusieurs semaines et donc parcourir des distances considérables (Zhenzhong and Gao, 1998).

2.7.3 Les formes sédimentaires indicatrices de courants profonds

2.7.3.1 Des critères morphologiques

Préservées sur le plancher océanique, de nombreuses formes sédimentaires très variables de par leur lithologie, leur morphologie, et leur extension (x cm – x 10 km) sont indicatrices de courants profonds. Elles peuvent être subdivisées en deux grandes catégories basées sur leur relation spatiale avec la circulation océanique profonde : (i) les formes dépositionnelles sont perpendiculaires au courant ; (ii) les formes érosionnelles sont très étirées et parallèles au courant. De plus, l'orientation des structures sédimentaires et la taille des grains permettent de contraindre la vitesse et la direction de circulation des courants (Rebesco et al., 2014) (Figure 2.22).

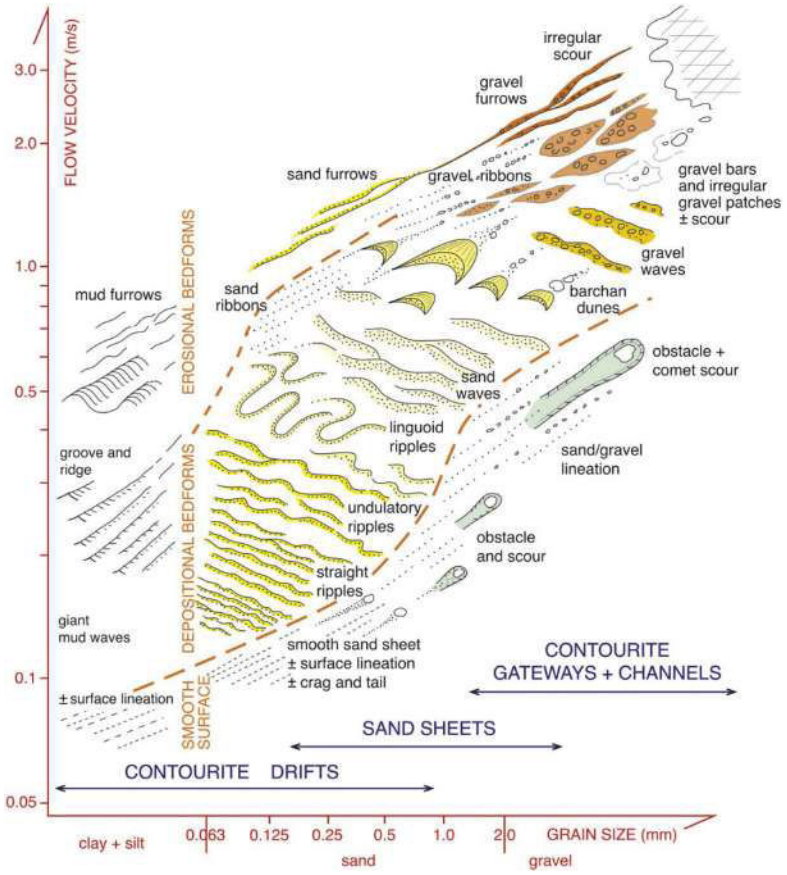


FIGURE 2.22 – Représentation des différentes figures sédimentaires indicatrices de courants profonds en fonction de la taille moyenne des particules sédimentaires et de la vitesse des courants. Figure de Rebesco et al., (2014). *[Bedform-velocity matrix for deep-water bottom current systems, showing a schematic representation of bedforms in function of mean grain size of sediment versus flow velocity at or near the seafloor. From Rebesco et al., (2014).]*

Les drifts contouritiques ou "contourites drifts" sont des dépôts sédimentaires correspondant aux zones d'accumulations majeures des sédiments remaniés par les courants océaniques profonds. Ceux-ci sont caractérisés par : (i) une très grande extension géographique (x 10 km de large ; x 100 km de long) ; (ii) une épaisseur importante (x 1 km) ; (iii) une forme monticulaire présentant un allongement sur une des bordures. Ils sont subdivisés en sous-catégories basées sur des critères morphologiques observés en sismique. Il s'agit de :

Separated drifts : ces dépôts sont souvent associés à de fortes pentes desquelles ils sont séparés par une surface d'érosion ou de non dépôt correspondant au lieu de passage du courant.

Detached drifts : ils présentent généralement une bordure allongée qui s'écarte progressivement de la pente adjacente. Ils présentent deux surfaces d'érosion de part et d'autre du dépôt.

Sheeted drifts : ces dépôts sont le plus souvent rencontrés dans les plaines abyssales. Ils sont caractérisés par une grande élongation et une faible épaisseur.

Plastered drifts : ces dépôts allongés présentent une morphologie convexe avec une épaisseur très faible. Ils correspondent à un « sheeted drift » mais localisés sur les bordures de pente, dans une position plus proximale.

Channel-related drifts : ces dépôts sont localisés en pied de pente ou dans les détroits, zones dans lesquelles les vitesses de courants sont très élevées.

Confined drifts : localisés dans des bassins confinés ces dépôts sont définis par une morphologie concave et un allongement dans la direction du courant.

Patch drifts : ces dépôts sédimentaires sont caractérisés par une extension réduite et une morphologie asymétrique liée à l'interaction des courants océaniques et de la topographie irrégulière du plancher océanique.

Infill drifts : localisés au pied d'un escarpement ces dépôts sont caractérisés par un relief réduit et une morphologie concave. Leur croissance progressive comble la dépression topographique liée à l'escarpement.

Fault-controlled drifts : ces dépôts sont localisés en pied d'escarpement de faille. Ils sont générés en réponse à la perturbation ayant induit la mise en place d'une nouvelle topographie affectant la circulation océanique.

Mixed drifts : ces dépôts sédimentaires sont définis par l'interaction de plusieurs processus de dépôts : (i) remaniements liés aux courants océaniques ; (ii) apport de matériel sédimentaire par les déstabilisations gravitaires et/ou les systèmes turbiditiques.

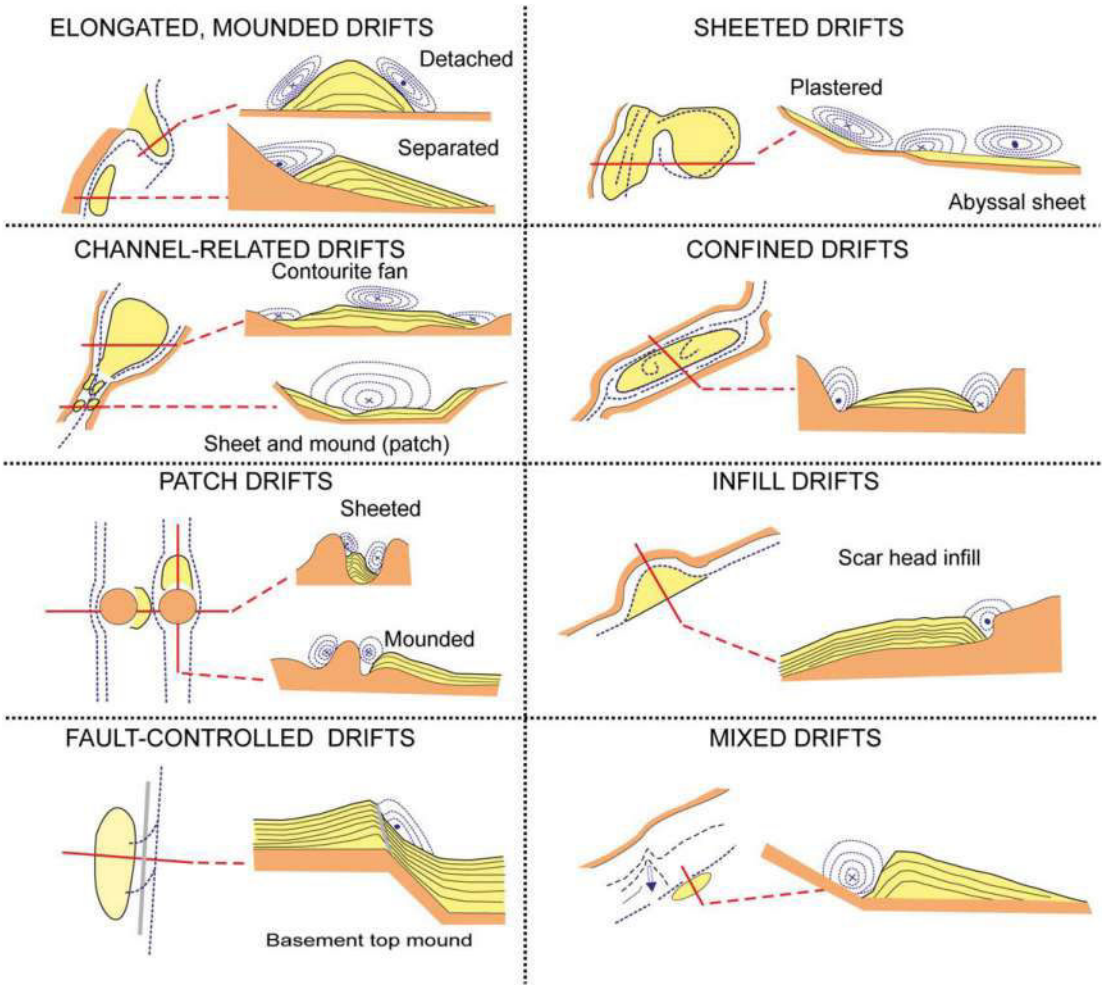


FIGURE 2.23 – Les différentes morphologies de drifts contouritiques. Figure de Rebesco et al., (2014). *[The contouritic drift morphologies. From Rebesco et al., (2014).]*

2.7.3.2 Des critères sédimentologiques

La réalisation d'un modèle de facies unique pour les dépôts contouritiques est un défi majeur de par leur difficulté d'accès. Un premier modèle standard des facies sédimentaires contouritiques réalisé sur le drift de Faro localisé dans le golfe de Cadiz a été proposé par Gonthier et al. (1984) et Faugèers et al. (1984) puis sujet à de légères modifications (Stow et al., 2002), avec l'introduction des séquences C1 à C5 (Faugères and Stow, 2008) (Figure 2.24). Ce modèle implique une tendance cyclique définie par trois principaux facies que sont : (i) C1 et C5 définis par de la boue homogène ; (ii) C2 et C4 définis par des silts tachetés ; (iii) C3 défini par des particules sables-silts. Chaque faciès enregistre un cycle d'évolution des tailles des particules devenant plus grossières puis plus fines en direction du sommet de la Formation. De nombreuses bioturbations sont reconnues dans l'ensemble des séquences. Celles-ci seraient liées à la forte oxygénation des masses d'eaux liées aux courants de contours qui induirait une augmentation de l'activité benthique. Le modèle général des contourites inclut donc une variation de la force du courant : faible-fort-faible.

La principale critique du modèle de facies réalisé sur le drift de Faro repose sur deux faits : (i) la séquence principalement argileuse est localisée sur la partie distale du drift ; (ii) de nouveaux faciès sédimentaires non présents sur le modèle initial de Faugèers et al. (1984) et Gonthier et al. (1984) ont été identifiés sur ce même drift. Le modèle de faciès du drift de Faro peut donc être considéré comme un bon modèle de dépôt contouritique à faible granulométrie (silts-argile) mais non représentatif d'autres granulométries ou lithologies (i.e : carbonates (Martín–Chivelet et al., 2008)).

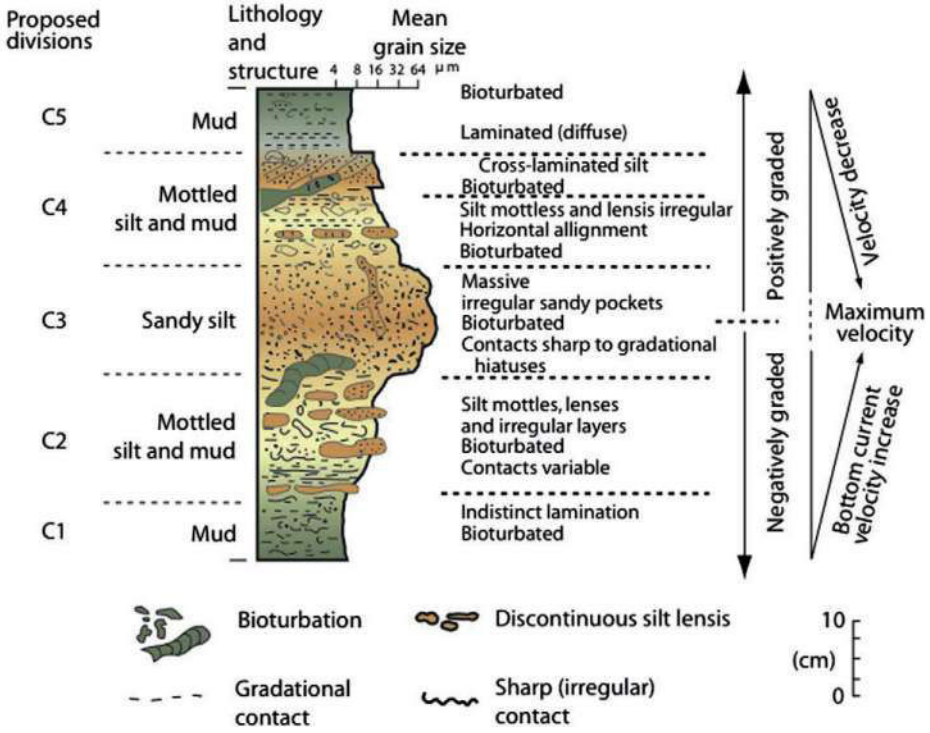


FIGURE 2.24 – Modèle de faciès standard d'une séquence contouritique lié aux variations de vitesse des courants de contour (Figure de Faugères and Stow (2008). *[Standard faciès model of contourite sequence, linked to variation in contour-current velocity. From Faugères and Stow (2008).]*

2.7.4 La circulation océanique actuelle

La limite océan Atlantique - océan Indien localisée entre l'Afrique du Sud et l'Antarctique est une zone clef de la circulation océanique mondiale (Beal et al., 2006, 2011). Ce passage correspond à une zone d'échange inter-océanique d'eaux chaudes et salines issues de l'océan Indien et d'eaux froides et denses issues de l'océan Atlantique impactant la stratification et la convection des eaux océaniques des deux océans (Beal et al., 2011). Différents courants de surfaces et profonds caractérisés par des profils de salinité et de températures spécifiques et facteur de ce mélange inter-océanique sont rencontrés dans le canal du Mozambique (Johnson et al., 1983; Lutjeharms and Ansorge, 2001; DiMarco et al., 2002; Lutjeharms, 2006; Penven et al., 2006; Roman and Lutjeharms, 2009; Beal et al., 2011; Preu et al., 2011).

Il s'agit des courants (Figure 2.25) :

- sud-equatorial ou « South Equatorial Current» (SEC) ;
- sud-equatorial ou « South Equatorial Current» (SEC) ;
- nord-est malgache ou « North East Madagascar Current » (NEMC) ;
- sud-est malgache ou « South East Madagascar Current » (SEMC) ;
- Contre-courant sud-indien ou « South Indian Counter Current » (SICC) ;
- Mozambique ou « Mozambique Current » (MC) ;
- Aiguilles ou « Aghulas Current» (AC) ;
- Retour Aiguilles « Aghulas Return Current » (ARC).

Le SEC correspond à un courant de surface issu des masses d'eaux indonésiennes et tasmaniennes. Il traverse l'océan Indien selon une direction est-ouest jusqu'à Madagascar, où il se subdivise en deux courants : le NEMC et le SEMC. Le NEMC longe la côte est Malgache en direction du nord puis pénètre dans le bassin de Somalie et dans le canal du Mozambique par le passage Amirante situé à une latitude de 12°S. Le courant SEMC borde la côte sud-est de Madagascar puis pénètre dans le canal du Mozambique par un escarpement situé entre Madagascar et la ride de Madgascar à 27°S de latitude. Une partie du SEMC est repoussée par la ride malgache vers la direction opposée et correspond au contre-courant sud indien ou « South Indian Counter Current » SICC.

Le MC est défini comme un courant orienté nord-sud longeant la bordure du Mozambique en direction de l'Afrique du Sud. De nombreux travaux réalisés sur les hiatus sédimentaires le long de la côte du Mozambique indiquent une érosion liée à la présence d'un courant profond pérenne supposé correspondre au courant du Mozambique (Walford et al., 2005; Preu et al., 2011). Cependant l'existence du MC est contestée par des études de modélisation. Penven et al., (2006) attribuent le mouvement des masses d'eaux en direction du sud à la propagation de nombreuses gyres océaniques dont les tourbillons peuvent atteindre 3000m de profondeur. La mise en place de ces gyres serait liée à la présence de l'île de Madagascar qui par sa topographie limiterait les échanges océaniques entre les eaux du canal du Mozambique et celles de l'océan Indien générant ainsi des instabilités.

Le AC est défini comme un courant orienté nord-sud localisé sur la bordure des côtes sud-africaines à partir de 25°S. Une partie des masses d'eaux déplacées est progressivement repoussée par la topographie correspondant à la zone de fracture des Aiguilles et forme l'ARC. L'AC correspond aux mélanges des masses d'eaux : indonésiennes, tasmaniennes et nord africaines (Mer Rouge).

Contrairement aux courants précédemment décrits circulant en direction du sud, plusieurs masses d'eaux profondes et intermédiaires issues des continents Arctique et Antarctique ont été identifiées fluant en direction du nord dans le canal du Mozambique (Gordon et al., 1992; Read and Pollard, 1999; Niemi et al., 2000; Schlüter and Uenzelmann-Neben, 2007, 2008; Uenzelmann-Neben et al., 2011). Il s'agit des masses d'eaux (Figure 2.25) :

- Eaux profondes Antarctiques ou « Antarctic Bottom Water » (AABW) ;
- Eaux intermédiaires Antarctiques ou « Antarctic Intermediate Water » (AAIW) ;
- Eaux profondes nord-Atlantique « North Atlantic Deep Water » (NADW) ;
- Eaux supérieures circumpolaires « Upper Circumpolar Deep Water » (UCDW) ;
- Eaux profondes «circumpolaires « Lower Circumpolar Deep Water » (LCDW).

Le courant circumpolaire est un courant froid circulaire fluant dans le sens horaire et localisé autour du continent Antarctique. Les masses d'eaux profondes et supérieures circumpolaires UCDW et LCDW correspondent au mélange des masses d'eaux NADW, AABW, AAIW mais aussi à des eaux issues du Pacifique, de l'océan Indien et de l'océan Atlantique.
Les eaux AABW et AAIW sont issues de la mer de Wedell en Antarctique nord. Elles sont limitées respectivement à des profondeurs comprises entre 4000-5000m et 500-1500m. Ces deux masses d'eaux remontent dans le canal du Mozambique le long de la bordure est de la ride du Mozambique en direction du nord. A environ 25°S de latitude les masses d'eaux très denses AABW sont contraintes par la topographie du plancher océanique et effectuent alors une rétroflexion en suivant la bordure ouest de la ride de Madagascar, alors que le AAIW poursuit en direction du nord vers le bassin du Zambèze.

Le NADW issu du continent Arctique est contraint à des profondeurs comprises entre 2000-3000m. Le NADW circule le long de la côte sud-africaine et remonte dans le canal du Mozambique par la vallée du Natal où il se scinde en sous-parties. Un premier flux circule au travers des zones de fracture de la ride du Mozambique située au sud et au nord du plateau Galathea, un second flux longe la côte du Mozambique et pénètre dans le bassin Zambèze.

Les masses d'eaux circumpolaires LCDW et UCDW sont identifiées dans le canal du Mozambique à des profondeurs respectives comprises entre 3000-4000m et 1000-2000m. Leur circulation dans le canal du Mozambique reste à ce jour mal contrainte.

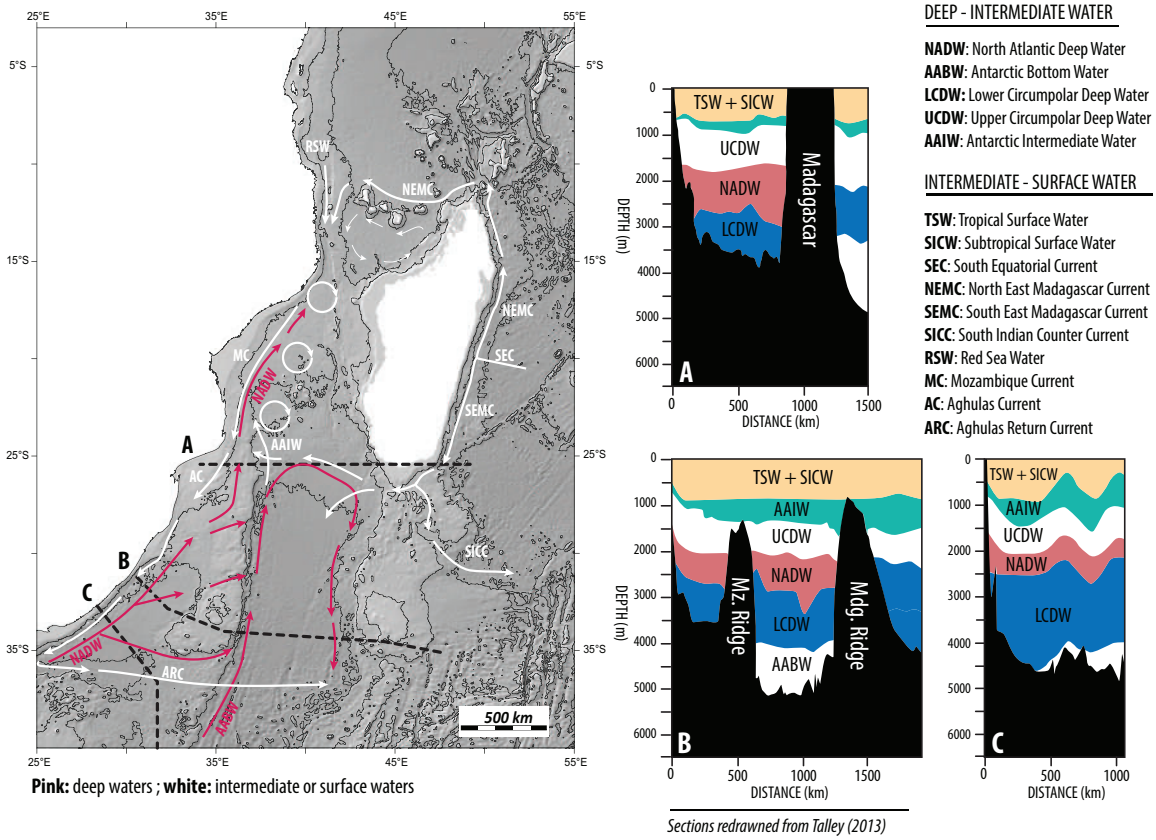


FIGURE 2.25 – Les principales masses d'eaux et courants océaniques observés dans le canal du Mozambique. *[Main water masses and oceanic currents observed in the Mozambique Channel.]*

2.7.5 Evolution de la circulation océanique depuis le Crétacé

La circulation océanique profonde est contrôlée par l'interaction de plusieurs facteurs : l'hétérogénéité thermo haline des océans, le climat, la force de Coriolis, la répartition des masses continentales et la topographie du plancher océanique (Hernández-Molina et al., 2011). Afin de reconstituer l'évolution de la circulation océanique profonde dans l'ancien, il est donc primordial d'identifier les grandes tendances d'évolution du climat ainsi que l'évolution cinématique des masses continentales (Figure 2.26).

Plusieurs études océanographiques basées sur l'acquisition de données de sismique réflexion ont été réalisées sur le pourtour de la côte sud-est africaine ainsi qu'au nord de Madagascar (Figure 2.26). Celles-ci mettent en évidence plusieurs formes sédimentaires (i.e : drift et hiatus) indicatrices d'une circulation océanique pérenne.

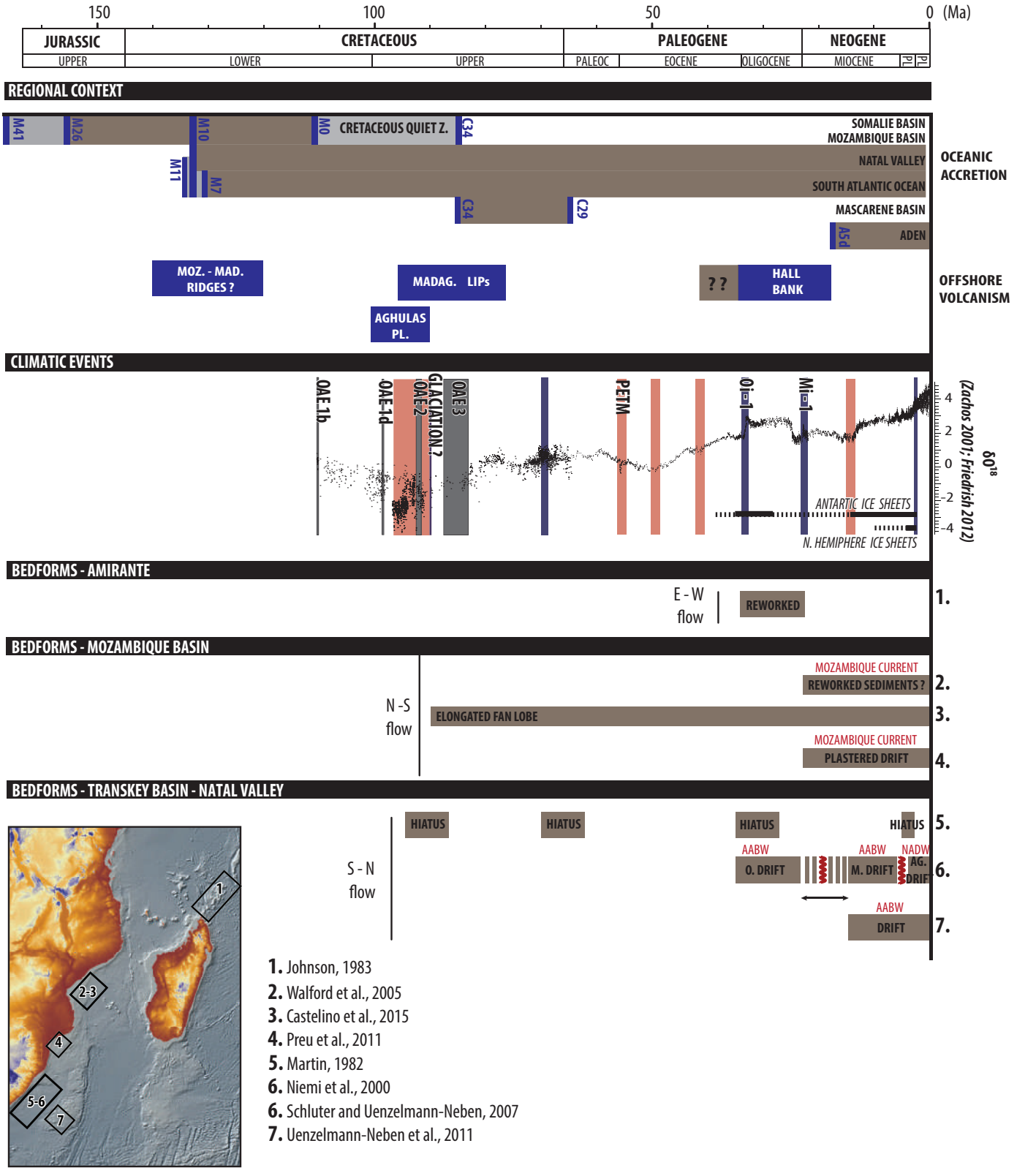


FIGURE 2.26 – Synthèse des études paléocéanographiques dans le canal du Mozambique et principales évolutions de la cinématique, du volcanisme et du climat depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel. *[Main paléoceanographic studies realised in the Mozambique channel and main periods of cinematic evolution, volcanism and climate since Jurassic times.]*

Localisées dans le bassin du Mozambique, trois études Walford et al. (2005); Preu et al. (2011); Castelino et al. (2015) mettent en évidence la présence de courants circulant du nord vers le sud. En effet d'abord Walford et al. (2005) et Preu et al. (2011) identifient la mise en place d'un courant océanique assimilé au courant du Mozambique (MC) dès le Miocène inférieur. Leurs interprétations respectives sont basées sur (i) l'analyse de cartes isochores représentant dès le Miocène inférieur une possible remobilisation des dépôts sédimentaires traduit par un alignement de ceux-ci avec la plaine côtière ; (ii) l'identification d'un « plastered drift » localisé en bordure de pente de la plaine du Limpopo.

Castelino et al. (2015) à partir de l'acquisition de nouveaux profils sismique réflexion orientés NO-SE identifie un lobe turbiditique d'âge crétacé supérieur remanié par une circulation profonde au sein de la séquence sismique MSBU4. Celui-ci est défini par une morphologie concave avec un flanc court à l'ouest et un flanc long à l'est, ainsi que par une variation latérale d'épaisseur atteignant un maximum de 2 seconde-temps-double (std) (Figure 2.27).

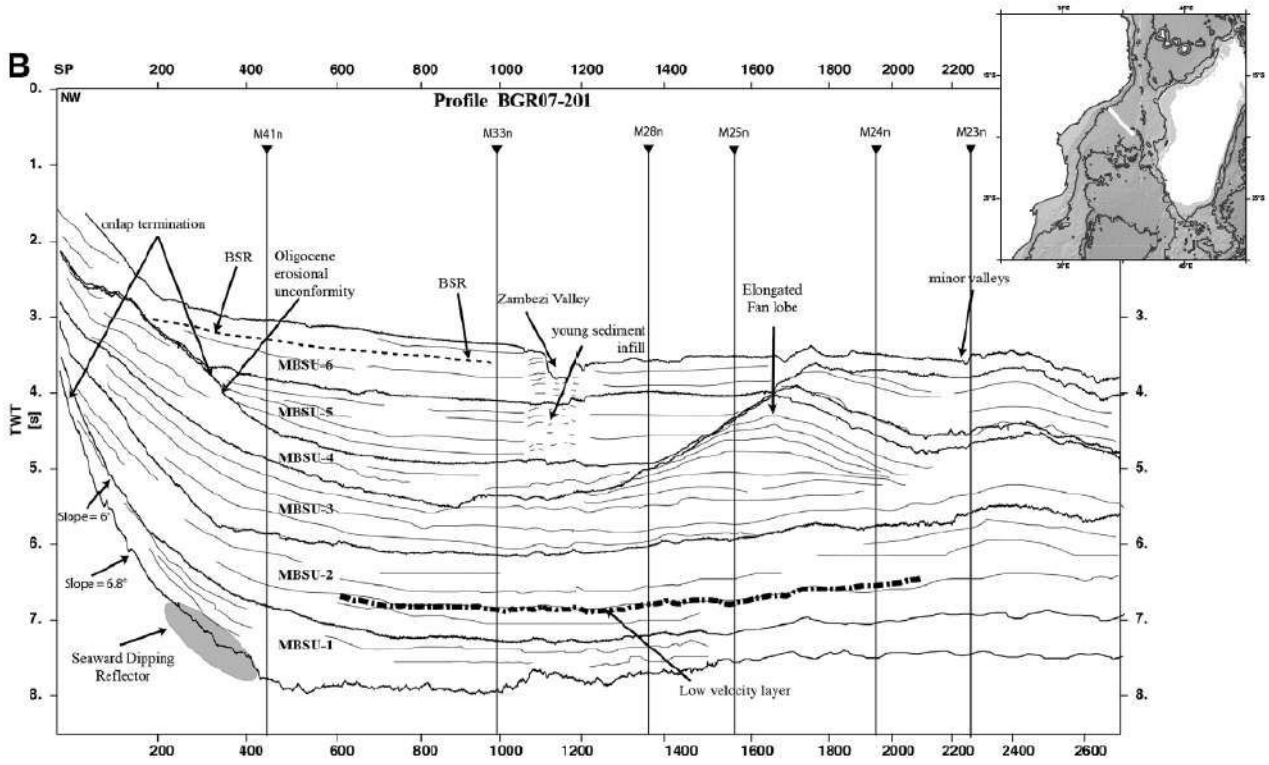


FIGURE 2.27 – Représentation sismique d'un lobe turbiditique remanié identifié dans le bassin Zambèze au sein de la séquence sismique MSBU4 par Castelino et al. (2015) et traduisant la présence d'un courant océanique profond dès le Crétacé supérieur. *[Seismic cross section showing during the MSBU4 seismic sequence supposed to be of late Cretaceous age a fan reworked by deep oceanic current. From Castelino et al. (2015).]*

Contrairement aux études localisées dans le bassin du Mozambique, les études situées dans la vallée du Natal et dans le bassin de Transkey mettent en évidence une circulation océanique profonde fluant en direction du nord. En effet Martin, (1982) identifie au nord de la vallée du Natal quatre hiatus sédimentaires aux transitions : Cénomanien-Turonien, Crétacé-Tertiaire, Eocène-Oligocène et Miocène-Pliocène. Selon son analyse, les différents hiatus seraient liés à la circulation océanique profonde. De plus, la limite Eocène-Oligocène correspondrait à un changement majeur de la circulation océanique traduit par l'apparition d'un faciès sédimentaire défini par mise en place de géométries moulées sur la topographie « moulded features ».

Plus au sud, Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007) identifient trois drifts contouritiques : Oribi Drift (OD), M Drift (MD), Aghulas Drift (AD) datés respectivement à la transition Eocène-Oligocène, au Miocène moyen-inférieur et au Pliocène terminal (∼3 Ma) (localisation figure 2.28). Ces trois dépôts contouritiques sont séparés entre eux par de grandes discontinuités érosives. Les deux premiers dépôts OD et MD seraient liés à la mise en place et à la circulation des masses d'eaux AABW (Antarctic Bottom Water). L'AG, plus récent serait le résultat de la circulation du NADW (North Atlantic Deep Water).

Localisée sur la partie sud de la ride du Mozambique, l'étude d'Uenzelmann-Neben et al. (2011) met en évidence la présence d'un drift contouritique daté du Miocène inférieur-moyen et relié à la circulation de l'AABW. Cette étude serait donc en accord avec celle réalisée par Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007).

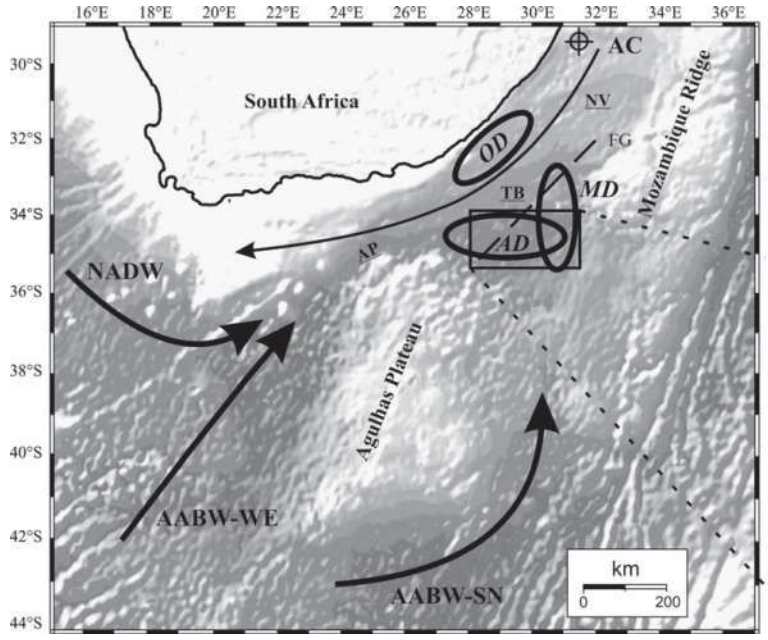


Figure 2.28 – Localisation des différents drifts situés dans le bassin de Transkey par Schluter et Uenzelmann-Neben, (2007). OD : Oribi Drift ; MD : M Drift ; AD : Aghulas Drift. Figure de Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007). *[Location of the different drifts observed in the Transkey basin. OD : Oribi Drift ; MD : M Drift ; AD : Aghulas Drift. From Schlüter and Uenzelmann-Neben (2007).]*

Les différentes études mettent donc en évidence la présence de courants océaniques fluant en direction du nord, et d'autres en direction du sud. L'influence du courant du Mozambique semble majeure dans la zone nord du canal entre les latitudes 18°S et 28°S, alors que l'influence des courants AABW et NADW est prépondérante le long des côtes sud-africaines. En comparaison avec la période crétacée, la période Oligo-Néogène enregistre un grand nombre de dépôts contouritiques. La majorité sont initiés par les courants AABW et NADW liés aux glaciations de l'Antarctique (∼35 Ma) et de l'Arctique (∼2.5 Ma) responsables de la circulation thermo-haline actuelle (Zachos et al., 2001).

La présence de dépôts contouritiques et de hiatus crétacés sur l'ensemble du canal du Mozambique est singulière. En effet ceux-ci sont initiés avant la mise en place de la circulation thermohaline, et les différentes reconstitutions cinématiques ne mettent pas en évidence de détroits susceptibles de générer une accélération des flux océaniques permettant la remobilisation de particules sédimentaires. Les processus d'initiation de ces dépôts et hiatus crétacés restent donc sujet à questionnement.

Chapitre 3

The Zambezi delta (Mozambique Channel, East Africa) : a new high resolution dating method (combining orbital and seismic stratigraphy) to determine climate controls (palaeoprecipitation) and tectonic on a passive margin

The Zambezi delta (Mozambique Channel, East Africa): a new high resolution dating method (combining orbital and seismic stratigraphy) to determine climate controls (palaeoprecipitation) and tectonic on a passive margin

Ponte Jean-Pierre[a,1], Cécile Robin[a], François Guillocheau[a], Speranta Popescu[b], Jean-Pierre Suc[c], Massimo Dall'Asta[d], Mihaela C. Melinte-Dobrinescu[e], Miroslav Bubik[f], Gérard Dupont[c], Jéremie Gaillot[c]

[a] *Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, CNRS 263, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex, France*
[b] *Geobiostratdata Consulting, 385 route du Mas Rillier, 69140 Rilieux-la-Pape, France*
[c] *Sorbonne Universités, UPMC University Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), UMR 7193, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France*
[d] *TOTAL, Research and Development, avenue Larribau, 64018 Pau cedex, France*
[e] *National Institute of Marine Geology and Geoecology (GeoEcoMar), 23-25 Dimitrie Ociul street, RO-024053 Bucharest, Romania*
[f] *Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 60200 Brno, Czech Republic*

Abstract

The Zambezi Delta draining the Southern African Plateau and the southern part of the East African Rift is one of a the largest delta of Africa with a long-lasting history starting during Early Cretaceous with more than 12 km of sediments deposited. The Zambezi Delta is therefore a unique archive of the past topographic evolution of southern and eastern Africa and their related deformations, but also of the climate changes, global and regional (consequences of local topographic growths). Understanding this archive supposes to get a high-resolution dating of the sediments. Our two objectives are here (1) to construct an age model of the Zambezi Cenozoic delta using a combination of biostratigraphy, orbital stratigraphy and sequence stratigraphy and (2) to determine the palaeoprecipitation variations of the Zambezi catchment from the Oligocene to present day in a known tectonic framework. The Neogene sequences were dated at a resolution of 0.1 Myr assuming than the third order sequences are of eustatic origin and record eccentricity cycles. The sequences were correlated in ages on the calculated Earth orbital solutions of Laskar for the time intervals provided by the biostratigraphy (nannofosils, planktonic foraminifers). The palaeoprecipitation record was based on the definition of a humidity index based on pollen analysis and associated botanical associations. The late Oligocene was a quite wet period getting dryer in the uppermost Chattian.

Email address: jean-pierre.ponte@univ-rennes1.fr (Ponte Jean-Pierre)
[1] Corresponding author

The base Tortonian (11 Ma) was a humid period. The Messinian was a dry period with a slight increase of the humidity during the Zanclean and a sharp increase around the Zanclean-Piacenzian boundary. The Zambezi Delta has recorded the uplifts of the Southern African Plateau (around 85 Ma and around 25 Ma) and the ones of the southward migration of the East African Rift (since 5.5 Ma).

Keywords: Mozambique, Zambezi, seismic stratigraphy, orbital stratigraphy, palaeoclimate

---

3.1 INTRODUCTION

The Zambezi Delta (Fig. 1) currently drains the South African Plateau (NE portion of the Kalahari Basin ; Thomas and Shaw (1988); Moore and Larkin (2001)) and the southern portion of the East African Rift (Fig. 1) and has the third largest catchment (1 320 000 km^2) in Africa, after the Nile and the Congo. Its current sediment load is not well known, but is estimated to range from 20.10^6 to 48.10^6 t/yr (Milliman and Syvitski, 1992).

Across all geological eras, the Zambezi Delta is the longest operating delta in Africa starting in the Early Cretaceous with more than 12 km of sediments deposited with 5 km during the Cenozoic (Salman and Abdula, 1995) and with no gravitary tectonics due to the absence of a major decollement level.

The size and location of the Zambezi River catchment has changed throughout the geological eras, and in the most recent times it also captures the upstream portion of the Limpopo River (Nugent, 1990; Moore et al., 2007). These changes resulted from deformation of the South African Plateau when it was uplifted during the Late Cretaceous and Oligocene (De Wit, 2007; Braun et al., 2014), deformation of the East African Rift System (EARS) (Chorowicz, 2005) with southward propagation, and formation of the Malawi Rift, which is assumed to have occurred in the late Miocene (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993).

The topographic growth of EARS domes and rift shoulders had a first-order impact on climate change in East Africa (Sepulchre et al., 2006), influencing atmospheric circulation, moisture transport and spatial patterns of precipitation, and therefore sedimentary flux of the deltaic systems (Milliman and Syvitski, 1992). Several studies have focused on changes in palaeoclimate that occurred in the EARS (e.g. Jacobs and Herendeen (2004); Trauth et al. (2005); Sepulchre et al. (2006); Vincens et al. (2006); Bonnefille (2010); Feakins et al. (2013); Rasmussen et al. (2017)), but only the study of Bonnefille (2010) summarised the continuous climate record since the late Miocene.

The Zambezi Delta is a unique archive (its long duration and absence of gravitary tectonics preserve the geometry of depositional sequences) for studying the influences of deformation and climate controls on the delta and its upstream catchment. Doing so requires high-resolution (around 1 Ma) age calibration of deltaic infilling.

Our study had two objectives : (1) construct an age model of the Zambezi Cenozoic delta using a combination of biostratigraphy, orbital stratigraphy and sequence stratigraphy, and (2) determine the Zambezi Delta upstream catchment precipitation record from the Oligocene to present day. We developed a new method using high-resolution cycles defined on seismic lines (seismic stratigraphy) to design an age model that combines biostratigraphy and orbital stratigraphy (which is the new feature). The study is based on subsurface data : (1) seismic reflection lines for seismic stratigraphic analysis and (2) wells with well logs for seismic calibrations using lithology, age and drill cuttings to explore the micropaleontology (calcareous nannofossils, planktonic foraminifera) and palynology (pollen grains and spores).

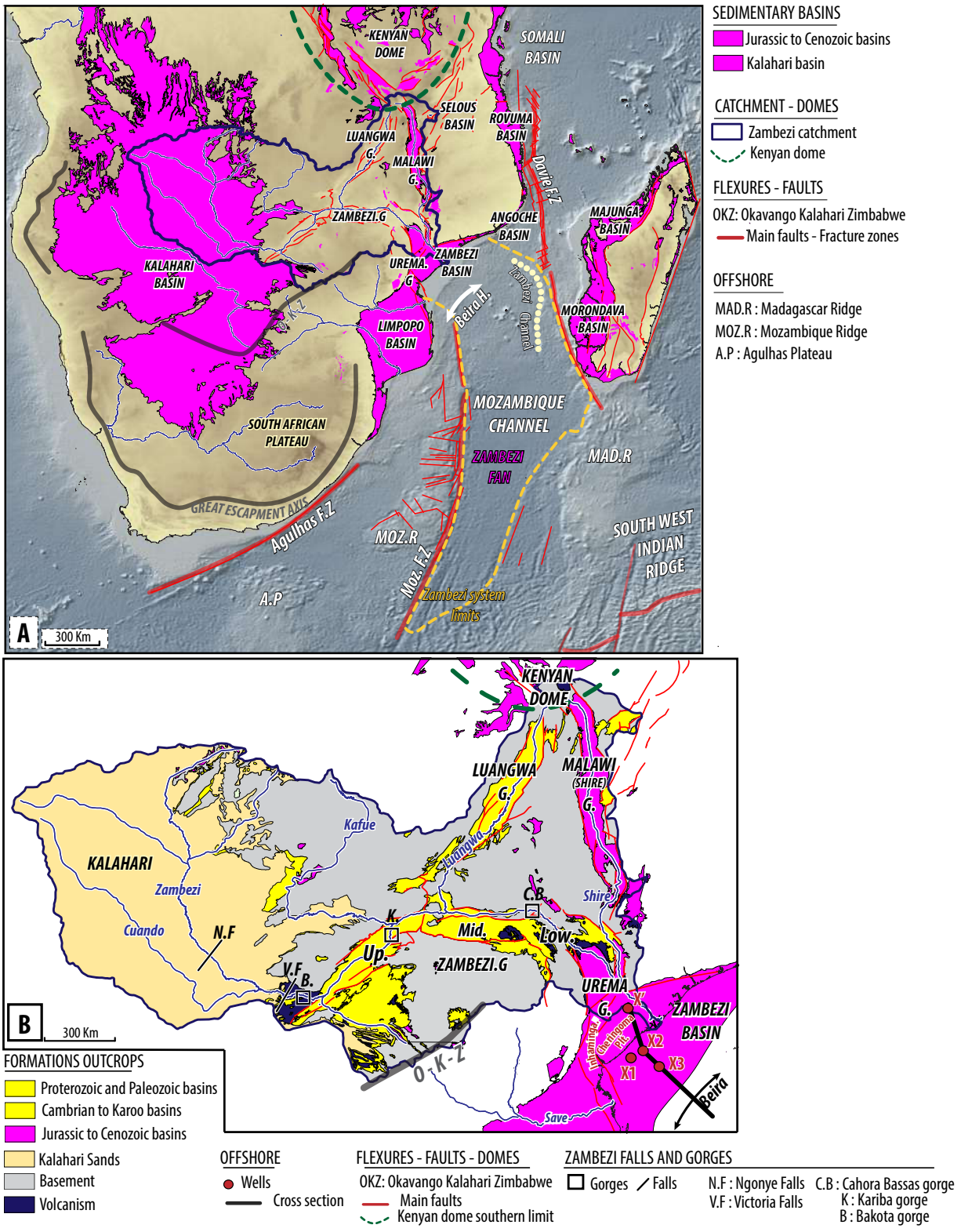


Figure 3.1 – The Zambezi sedimentary system. A : Location in Austral Africa (catchment) and in the Mozambique Channel (deep-sea fan). B : Main geological features of the catchment (Cenozoic Kalahari Basin, Late Carboniferous to Triassic Karoo rifts, Neogene rifts and main faults).

3.2 METHODOLOGY

3.2.1 Data

The study is based on a set of seismic reflection data and four petroleum wells (X', X1 to X3, Fig.1) located on a seismic profile with well-logs and cuttings, provided by TOTAL.

3.2.2 Seismic stratigraphy

Since the 1970s, several successive approaches to seismic stratigraphy have been developed which are more complementary than in opposition.

Researchers at Exxon developed the first approach (Brown and Fisher, 1977; Mitchum et al., 1977), which is based on subdividing depositional sequences into system tracts to identify relative sea level variations in the sedimentary record. System tracts, corresponding to stages of the relative sea level variations (Fig. 2), are bounded by three stratigraphic surfaces with truncations : (1) the unconformity (Un or sequence boundary SB) with onlap truncations, (2) the Maximum Flooding Surface (MFS) below downlaps, and (3) the Maximum Regressive Surface (MRS, formerly Transgressive Surface or Flooding Surface) above toplaps (Fig. 2). Some criticism was launched against this revolutionary model in the early 1980s. For example, no shoreline deposits were preserved when the relative sea level fell. (Plint, 1988), and (Hunt and Tucker, 1992) suggested defining a new system tract, the Forced Regressive Wedge System Tract (FRWST), which corresponds to sediments deposited during the fall in relative sea level.

Researchers at Norsk Hydro Helland-Hansen and Gjelberg (1994); Helland-Hansen and Martinsen (1996); Helland-Hansen and Hampson (2009) developed a technique based on the offlap break (shoreline or shelf-edge break) trajectory over time by defining stratal patterns : forced (descending) regressive, normal (ascending) regressive and transgressive (see Fig. 2 for its relations with relative sea level variations and Exxon's approach). In 2009, Catuneanu and 28 co-authors synthetized and standardised the approaches used to define the relation between the system tract, stratigraphic surfaces and clinoform geometry. A depositional sequence is here defined as follows :

- the sequence boundary that corresponds in the continental domain to the unconformity, an erosion surface overlain by onlapping strata ;
- the forced regressive (FR) deposits (Catuneanu et al., 2009) (equivalent of the forced regressive wedge system tract of Hunt and Tucker (1992) or the falling-stage system tract – FSST - of Plint and Nummedal (2000)), which are not in the EXXON's model, correspond to descending regressive shorelines (i.e forced progradation) passing toward the deep-sea plain to the basin floor fan ;
- the lowstand normal regressive (LNR) deposits (Catuneanu et al., 2009) which correspond to the lowstand system tract (LST) of Posamentier and Vail (1988) or ascending regressive shorelines (i.e progradation-aggradation) of Helland-Hansen (e.g. Helland-Hansen and Hampson (2009)) ;

- the maximum regressive surface (MRS), which corresponds to the former transgressive or flooding surface (Posamentier and Vail, 1988) above the toplapping strata ;
- the transgressive deposits (T ; Catuneanu et al. (2009)) which correspond to the transgressive system tract (TST) of Posamentier and Vail (1988) or transgressive shorelines (i.e retrogradation) of Helland-Hansen (e.g. Helland-Hansen and Hampson (2009)) ;
- the maximum flooding surface (MFS) which lies below downlapping strata ;
- the highstand normal regressive (HNR) deposits (Catuneanu et al., 2009) which correspond to the highstand system tract (HST) of Posamentier and Vail (1988) or ascending regressive shorelines (i.e progradation-aggradation) of Helland-Hansen (e.g. Helland-Hansen and Hampson (2009)).

Based on their cause - climate or lithosphere deformation, sea level variations occurred over different durations in past geological periods (De Graciansky, 1998). As a consequence, the stratigraphic record is a stacking of different orders of nested sequences. Determining the hierarchy of depositional sequences (between two sequence boundaries) or stratigraphic cycles (between two MFS) on a 2D section is difficult due to changes in the sedimentation rate over time. Vail et al. (1977); Vail (1991) defined orders of sequences based on their duration (first order : around 100 - 200 Myrs, second order : several 10 Myrs, third order : several 1 Myrs, fourth order : several 100 kys). This indicates that dating is required to determine a suitable hierarchy of sequences and cycles.

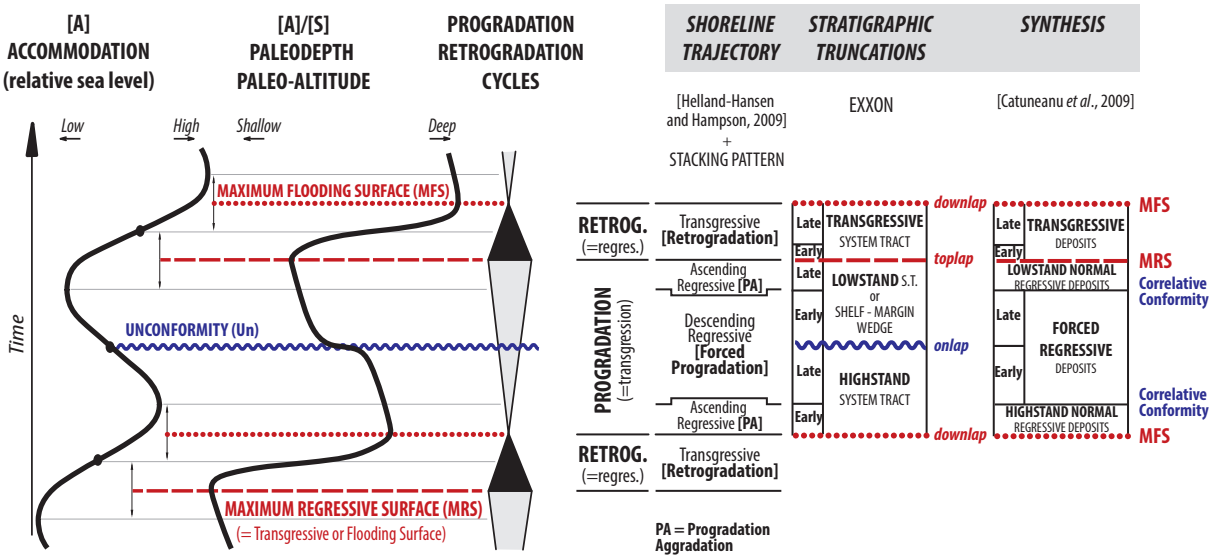


FIGURE 3.2 – Summary chart of approaches used to interpret seismic stratigraphy.

3.2.3 Sediment dating : age model

As mentioned, the high-resolution dating (i.e. around several 0.1 Ma) of the Neogene sediments is based on a combination of biostratigraphy, orbital stratigraphy and sequence stratigraphy. The temporal resolution of planktonic foraminifer and calcareous nannofossil biozones (Gradstein et al.,

2012) ranges from several 100 kys to several Myrs for the Neogene, which is not high enough for our study.

Increasing the temporal resolution is based on two approaches. The first is biostratigraphic, examining strata boundaries using cuttings (see discussion below) to provide a possible age range for formations. The second is orbital stratigraphic, based on identifying depositional sequences that may have been influenced by climate-induced sea level variations related to variations in the Earth's orbit.

3.2.4 Biostratigraphy

The studied samples are ditch raw cuttings collecting sediments of a few centimetre in thickness. After the usual methods of processing, the samples were analysed for both foraminifer (with a special focus on the planktonic species) and calcareous nannoplankton analyses. Calcareous nannofossils have been studied in the fraction of 2-30 μm, separated by decantation method. Smear-slides have been analysed at an Olympus transmitting light microscope, with 1200x magnification. The occurrence of each species has been considered (Tables 1-4 in Supplementary material) with respect to their distribution range in the biostratigraphic zonations (Martini, 1971; Bolli and Saunders, 1985; Perch Nielsen, 1985a,b; Berggren et al., 1995; Burnet, 1998; Young, 1998; Olsson et al., 1999; Berggren and Pearson, 2005; Pearson et al., 2006; Raffi et al., 2006; Gradstein et al., 2012). In addition, we particularly paid attention to some biostratigraphic markers displayed on Figures 8 and 9, which benefit from a robust age of appearance/disappearance datums obtained by astronomical tuning of several cored long sections (Raffi et al., 2006; Gradstein et al., 2012; Zeeden et al., 2013). The studied samples are rich in specimens of planktonic groups of organisms. The main limit of this approach is the use of cuttings and not in situ data such as clabs or cores, unfortunately not enough available in the case of this study. Cuttings are subject to cavings at time of drilling. This means that for a given level microfossils of younger sediments can be mixed with in situ specimens. This implies that the age of the level that has to be dated must correspond to the oldest microfossils available. To strengthen the chronological model, we used the data of all the four studied and/or considered wells, some of them being subject to more cavings due to the quality of drilling or the type of microfossils. In some samples, the mixing of (caved, reworded, in situ) individuals of species of various ages is so high that we constrained the age with respect to Sequence Stratigraphy (prism of low sea level or of high sea level) and then checked out which microfossils are consistent with it.

Analyses of calcareous nannoplankton were performed on all the studied samples (wells X1 and X3) with almost continuously consistent results. They were completed by analysis of planktonic foraminifera in some relatively uncertain intervals from the biostratigraphical viewpoint. The dated surfaces were first identified along seismic lines, as they must belong to the same reflector. In a second step, they are located on well-logs used for log drawings according depth-velocity laws built for each wells. The surface age was defined using the oldest consistent microfossils identified along the surface of the two wells biostratigraphically studied (X1 and X3) plus some available unpublished biostratigraphic data already acquired on two other wells and provided by Total.

3.2.5 Orbital stratigraphy combined with seismic stratigraphy

The seismic stratigraphy study of the Neogene sediments shows the existence of stratigraphic depositional sequences organized in similar repetitive stratigraphic motif. They might correspond to the third order cycles that are now recognized as resulting form sea level variations of climatic origin related to the Earth orbital parameters variations, and here the long term eccentricity variations (e.g. Strasser et al. (2000); Boulila et al. (2011); Martinez and Dera (2015)..). These authors also identified sedimentary sequences or cycles that are modulated in age according to frequencies of several millions years (around 1.2, 2.4 and 9 Ma). Laskar (Laskar et al., 2004, 2011) calculated orbital solutions - and mainly eccentricity – for Cenozoic times.

Biostratigraphic dating of a single, or sets of, repetitive third-order depositional sequence(s) can provide age ranges with a resolution of several million years. We used Laskar's orbital solution (Laskar et al., 2011) within this time range to obtain absolute ages based on the assumption that unconformities record the maximum rate of sea level fall and therefore the major cooling that corresponds to a rapid decrease in the Earth's eccentricity. We used Laskar's orbital solution as a proxy for climate-induced eustatic variations : low-eccentricity periods correspond to cold climates and therefore low sea level, while high-eccentricity periods correspond to warm climates and high sea level.

3.2.6 Pollen and spore analysis and inferred palaeoprecipitation variations

At least one hundred pollen grains were counted per sample except in one very poor sample (Tables 5-6, Suppl. mat.). One hundred and thirteen taxa [1] were identified in the ten samples from well X1, one hundred and twenty-eight taxa were identified in the twenty eight samples from well X1. They were gathered into eleven groups relative to the main types of the modern vegetation of Africa, represented today along the Zambezi catchment. Botanical identification of pollen grains is for long used in Quaternary and Neogene records thanks to a detailed morphological examination of fossil pollen and comparison with pollen databases of living plants (slide and photograph collections, atlases, special papers) originating from herbarium specimens (Suc et al., 2004). It has been established that the same approach is also suitable for Paleogene deposits (Suan et al., 2017).

Pollen flora of well X1 concerns in a discontinuous record the late Oligocene and late Miocene clayey sediments of fluvial origin (Figs. 6-7). Studies on modern sediments from the Grand Rhône Delta (SE France) show that pollen grains recorded in such deltaic to protodeltaic sediments are almost exclusively transported by the river (Cambon et al., 1997) and are highly representative of the vegetation of the catchment basin (Beaudouin et al., 2005). Studies on recent Quaternary similar sediments from the Gulf of Lions (offshore SE France) evidenced weak reworking of palynomorphs (i.e. pollen grains and spores) during phases of high sea level, increasing during phases of sea-level fall (Beaudouin et al., 2005). Pollen flora of well X3 comes from late Miocene to middle Pleistocene hemipelagic shales and silts (Figs. 6-7). Researches done on modern deeper deposits in an area

1. A taxon (pl. taxa) is an entity in Systematics that may be a family, a genus or a species.

influenced by a powerful river such as the Gulf of Lions may guide our interpretation of pollen record of well X3 : sediments from the shelf and slope are rich in pollen grains without sorting by marine currents that makes the signal understandable and reliable where reworking is detected with respect to preservation and colour (Beaudouin et al., 2007,?) ; pollen signal from recent turbidites of the Rhône Neofan (Gulf of Lions) appeared not much disturbed by comparison with a shelf pollen record, despite more intense reworking in relation with phases of low sea level (Beaudouin et al., 2004). In addition to ancient morphological types obviously reworked, palynomorphs of wells X1 and X3 have been considered as reworked when they were poorly preserved or affected by a dark colouring (Tables 5-6, Suppl. mat.). Pollen grains affected by caving cannot be detected because of the almost constant representation of the different vegetation types. Nevertheless, consistency of the slight fluctuations observed in pollen assemblages leads to consider cavings as negligible.

The modern catchment of the Zambezi River displays a large variety in vegetation resulting from strong climate contrasts between the west, arid – the Kalahari Desert – and the east, very humid – around the Malawi Lake (Fig. 3). From the thermal viewpoint, some patches of tropical rain forest persist in spite of human activity in addition to the mangrove on the coastline, that contrasts with few relict areas with Afromontane forest the representation of which is impossible at the scale of the map (Fig. 3). In Tables 5 - 6 (Suppl. mat.) displaying the detailed pollen records from wells 1 and 3 respectively, taxa have been grouped according to their ecological significance in eleven groups representative of the regional vegetation types (Fig. 3). These groups allow drawing the synthetic pollen diagrams shown in Figure 11, their respective percentages are calculated on the total pollen sum (Tables 5-6, Suppl. mat.). Such diagrams contribute to define a dominant climate in the region according to the prevalent pollen-ecological groups.

In the case of rather constant relative frequencies of the pollen groups as shown in the synthetic pollen diagrams of wells 1 and 3 (Fig. 11), calculation of pollen ratios between climatically opposed taxa or groups of taxa may be used to spotlight some variations difficult to evidence (Cour and Duzer, 1978). Such ratios are seldom used in African palynology (Dalibard et al., 2014). In the pollen record of wells 1 and 3, it appeared worthwhile to consider the pollen ratio “tropical rain forest + warm-temperate semi-deciduous forest + pioneer forest / sparse forest to wooded savannah + dry grassland to open savannah”, i.e. low altitude ‘forest vegetation (humid context) vs. open vegetation (dry context)’. Taking into account the important contrast in humidity between these assemblages, the ratio can be regarded as a Humidity Index (HI). Its values ≤ 1 mean drier climatic conditions while those ≥ 1 mean more humid ones. This HI cannot be directly calibrated in terms of annual rainfall because we have no surface pollen records from different climatic areas of the catchment basin. However, DeBusk (1997) realised pollen analysis of surface samples of Lake Malawi located at about 500 m in altitude. A rough calculation on this record of the pollen ratio between ‘evergreen forest / grassland’ shows a strong contrast between the northernmost part of the lake covered by forests and its southernmost part inhabited by wooded savannah (Timberlake, 2000). To the north where precipitation is of ca. 2400 mm/yr, the ratio would range from 0.133 to 0.555. To the south where precipitation is lower than 800 mm/yr, the ratio would range from 0.042 to 0.077.

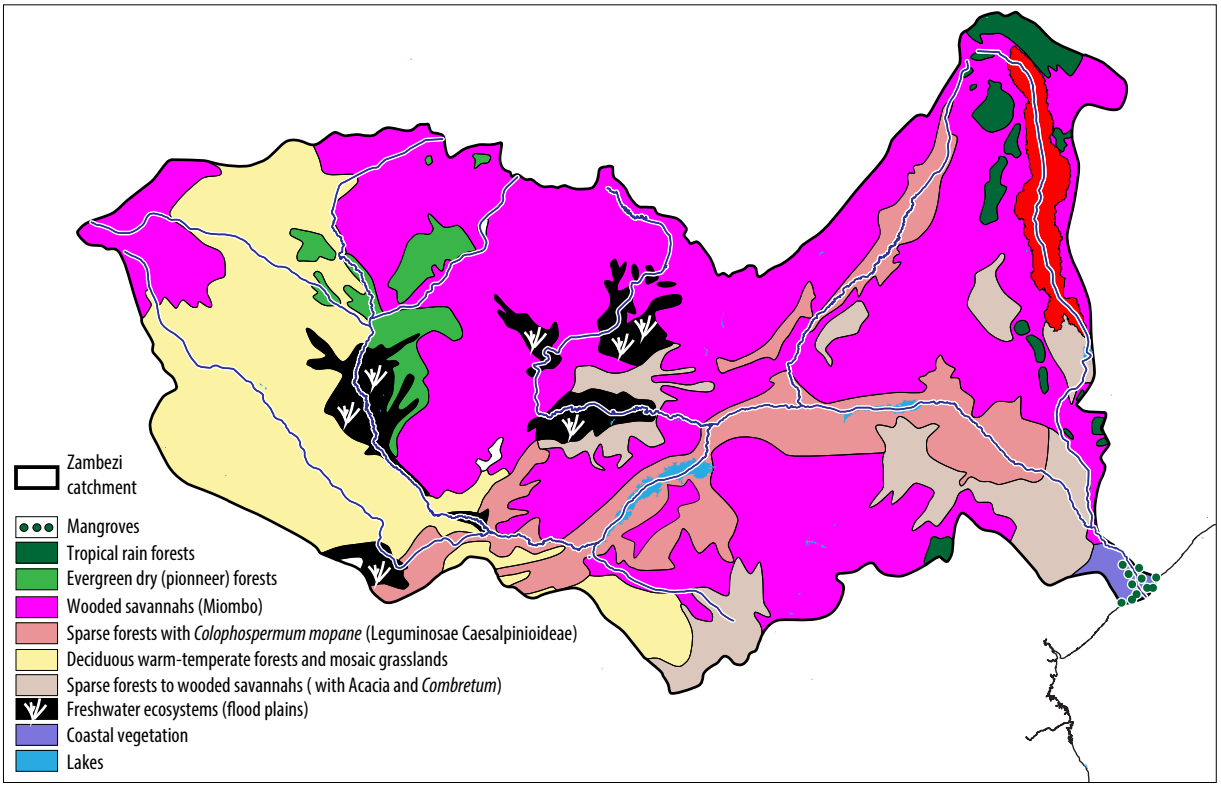


FIGURE 3.3 – Present-day vegetation distribution within the Zambezi catchment (Timberlake, 2000).

3.3 GEOLOGICAL SETTING

The Zambezi Delta is located along the northern Mozambican Margin, which is bounded by two major transform fracture zones (F.Z.) (Fig. 1A), the Mozambique F.Z. to the west and the Davie Ridge or Davie F.Z. to the east. The Zambezi Delta is bounded in the south by the Beira High and passes laterally into a deep-sea plain, the Angoche Basin (Fig. 1A).

3.3.1 Geodynamic setting

The Mozambique Margin is the result of the Mozambique oceanic domain opening between Africa and Antarctica during the Gondwana break-up. The age of the first oceanic crust is still debated, with a range from 155.3 Ma (M26) (Jokat et al., 2003; Konig and Jokat, 2010) to 166 Ma (M41) (Leinweber et al., 2013; Leinweber and Jokat, 2012), i.e. the Late Jurassic. The Beira High is a 280 km long and 100 km wide continental topographic structure that runs parallel to the coast (Konig and Jokat, 2010; Mueller et al., 2016), dividing the Zambezi catchment into a proximal part including the deltaic domain and the Zambezi depression, and a distal part corresponding to turbidite deposits.

Onshore, the Zambezi catchment drains a large area from the northern boundary of the South African Plateau (Thomas and Shaw, 1988) to the southern portion of the EARS, including the

eroded aborted Karoo Rifts (Luangwa, Cabora Bassa, Mid-Zambezi) and active Neogene Rifts (Malawi/Shire). The Zambezi River path is subdivided into three major segments with specific geomorphic characteristics (Moore et al., 2007). Upper Zambezi, which extends from the headwaters to Victoria Falls ; Middle Zambezi, which extends from the Falls to the edge of the Mozambique coastal plain, corresponding to the Cabora Bassa Gorge ; and, Lower Zambezi, which is located along the coastal plain (Fig. 1B).

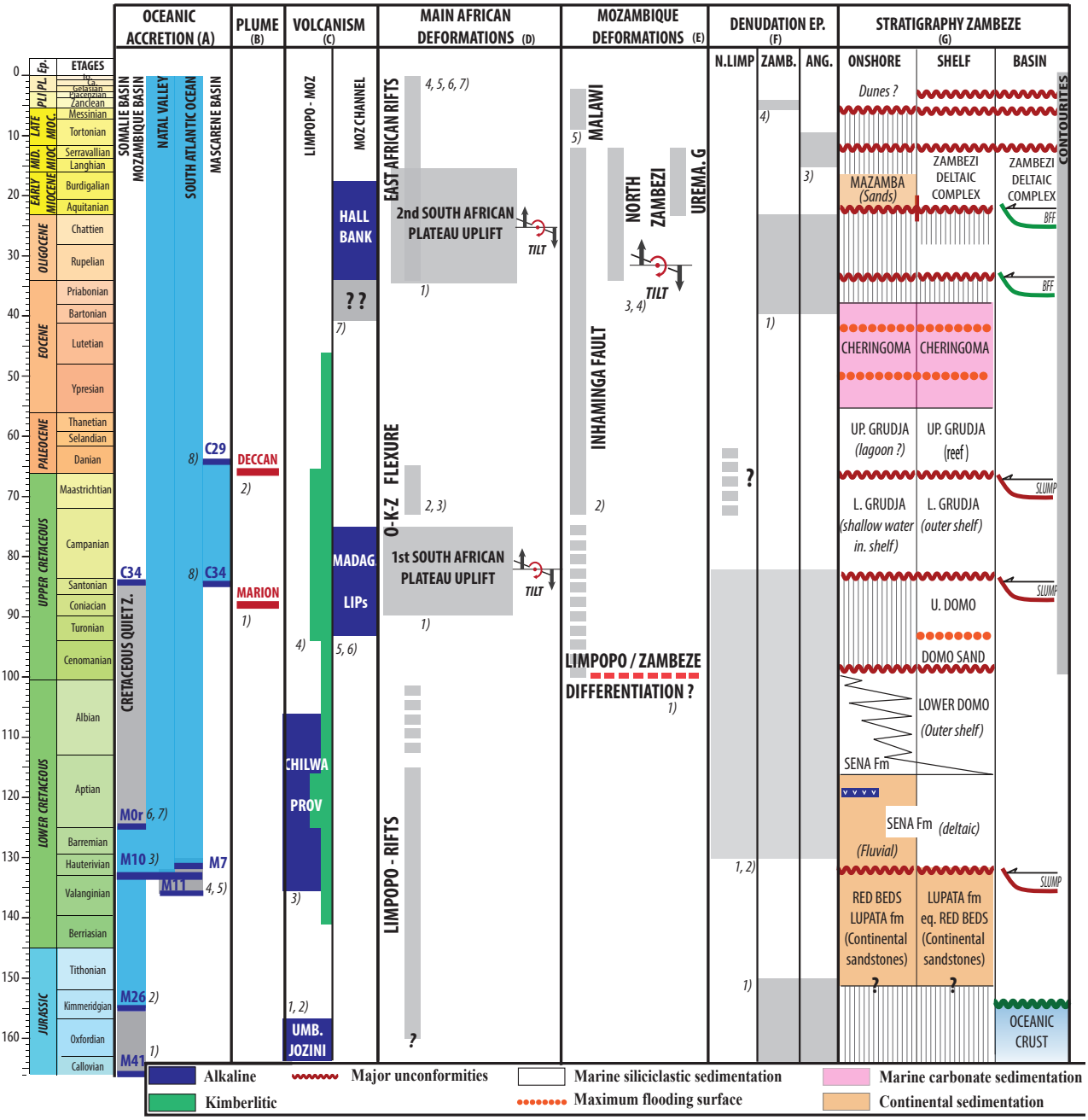
This segmentation results from topographic changes in the Zambezi in response to three main deformation events that have occurred since the Cretaceous (Moore et al., 2007) caused by uplifts of the South African Plateau and the EARS (Fig. 4) :

- The initial uplift of the South African Plateau in the Late Cretaceous, which most likely induced a flexure from the Limpopo to Zambezi Rivers, as identified by **?** and later described by Moore (1999) as the Okavango-Kalahari-Zimbabwe high. Apatite fission track analysis (AFTA) recorded this event in southern Africa (e.g. (Gallagher and Brown, 1999; Van Der Beek et al., 2002)), showing a main denudation event and an increase in the amount of sediment (Guillocheau et al., 2012).
- A second uplift of the South African Plateau from the Oligocene to the beginning of the Miocene. This long-wavelength deformation induced a progressive tilt of the Zambezi Margin and relief denudation, as indicated by AFTA (Belton and Raab, 2010; Emmel et al., 2011) and tilted sedimentary deposits (Cheringoma Fm and Urrongas Fm in southern Mozambique) (Flores, 1973).
- Progressive southward migration of the EARS since the Oligocene (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015) coeval with an increase in topography roughness and relief (Pik et al., 2008). The EARS is subdivided into a western branch, which crosses Mozambique and delimits the Rovuma and Victoria "plates" from the African plate, and an eastern branch, which crosses Tanzania and spreads into the Mozambique Channel through the Davie Ridge (Mougenot et al., 1986). It delimits the Rovuma from the Somalian "plates".

Uplift of the EARS began in its eastern branch (in Ethiopia) during the Oligocene-Miocene, with long-wavelength topographic growth contemporaneous with Oligocene volcanic activity (LIP , Coulié et al. (2003) overlapping the Ethiopian Rift shoulders (Pik et al., 2003, 2008). The initial western branch of the EARS developed during the middle Miocene (Macgregor, 2015) with the formation of Lake Albert at about 17 Ma (Simon et al., 2017), the central Tanganyika Rift at approximately 9-12 Ma (Cohen et al., 1993), and the Malawi Rift most likely at 8.6 Ma (Songwe tuff) (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993). More recently, thermochronological data recorded a regional uplift dated at 2.5 Ma (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2016) and K/Ar volcanic activity dating (Ebinger et al., 1993) from the Albert Rift to the North Malawi Rift. This major tectonic activity since the Oligocene has shaped a 6000 km elevated area (Chorowicz, 2005) that is oriented mainly north-south with a medium wavelength crest that reaches 1500-5100 m.

3.3.2 Margin infilling

The Zambezi sedimentary record is assumed to have started during the Late Jurassic, deposited over Karoo volcanics in the Early Jurassic (Salman and Abdula, 1995) (Fig. 4). The Late Jurassic sediments are continental sandy red-beds distributed mainly along buried grabens. Cretaceous rocks are terrigenous sediments deposited in continental and shallow marine environments (Sena, Domo (Lower and Upper), and Lower Grudja Fm). Cenozoic deposits are predominantly marine and deltaic (Salman and Abdula, 1995) (Fig. 4). The Paleogene is characterized by a shallow, mixed marine platform (Upper Grudja Fm), the Eocene by a carbonate platform (Cheringoma Fm). The base of Oligocene corresponds to the initiation of the two main present-day deltaic systems, the Limpopo and the Zambezi Deltas (Salman and Abdula, 1995).



Compilation of data from literature :

A) *: (1) Leinweber et al., 2013; (2) Konig and Jokat, 2010; 3) Goodlad et al., 1982; (4) Leinweber and Jokat, 2011; (5) Tikku et al., 2002; (6) Cochran, 1988; (7) Raillard,1990 ; (8) Plummer and Belle, 1995.*

B)*: (1) Storey et al., 1995; (2)Mahoney et al., 2002.*

C) *: (1) Salman and Abdula, 1995; (2) Pekkala, 2008; (3) Wooley, 1987; (4) Jelsma et al., 2004; (5) Raillard, 1990; (6) Bardintzeff et al., 2010; (7) Courgeon et al., 2016.*

D) *: (1) Baby, 2017; (2) Moore, 1999; (3) Du Toit, 1933; (4) Ebinger 1989; (5) Chorowicz, 2005; (6) Macgregor, 2015; (7) Simon et al., 2017*

E) *: (1) Nairn et al., (1991), (2) Flores, 1973; (3) Lafourcade, 1984; (4) Baby, 2017; (5) Ebinger,1989, 1993.*

F)*: (1) Daszinnies, 2006; (2) Belton and Raab, 2010; (3) Mortimer, 2006; (4) Fernandes et al., 2015.*

G)*: (1) Flores, 1973; (2) Virlogeux, 1987; (3) Nairn et al., 1991; (4) Salman and Abdula, 1995.*

FIGURE 3.4 – Summary chart of the main geodynamic (oceanic accretion, plumes, volcanism) and tectonic (main African and Mozambican deformations, denudations and uplifts) events with the stratigraphy (lithostratigraphy and main unconformities and marine floodings) from the literature.

3.3.3 Climate setting

Several methods have been used to study changes in the East African paleoclimate : computer modelling (Sepulchre et al., 2006) ; analysis of sedimentary rocks such as bauxites or evaporites (Scotese et al., 1999; Burke and Gunnell, 2008; Morley, 2011) ; and analysis of palaeobotanical data such as leaves (Jacobs and Winkler, 1992; Jacobs and Herendeen, 2004), fruit (Chesters, 1957), pollen grains (Vincens et al., 2006; Bonnefille, 2010; Rasmussen et al., 2017), and wood (Bonnefille, 2010). In addition, several studies analysed leaf morphology to quantify palaeoprecipitation (Jacobs, 2002; Jacobs and Herendeen, 2004). Most studies are based on scattered outcrops in northeast Africa ; only Bonnefille (2010) provides a continuous curve of vegetation associations characteristic of climate zones, based on pollen record from well DSDP 231 (Gulf of Aden). These discontinuous data hinder understanding of climate change in an active tectonic setting in which local vegetation is the result of interactions between topography and climate (Jacobs et al., 2010). Thus, only major climate trends can be identified :

Paleocene : The Paleocene was a wet and warm period characterised by the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum, a widespread megathermal rainforest or monsoon forest (Morley, 2011) and lateritic rocks from 23°N to 23°S latitude (Burke and Gunnell, 2008).

Eocene : The Eocene corresponds to the wettest and warmest period of the Cenozoic, with deep-sea water temperatures 10°C higher than those of the present day (Zachos et al., 2001). As in the Palaeocene, a megathermal rainforest or monsoon forest covered most of Africa (Burke and Gunnell, 2008; Morley, 2011). However, palynological data indicate that woodlands existed in Tanzania during the Lutetian at 46 Ma (Herendeen and Jacobs, 2000; Jacobs and Herendeen, 2004), which challenges the idea of a permanent megathermal forest over Africa (Bonnefille, 2010).

Oligocene : defined at its outset by global climate change, with the growth of the Antarctic ice sheet and a 5°C decrease in deep-sea water temperatures (Zachos et al., 2001), which initiated an icehouse period. Locally, palynological data indicate the presence of moist forests in Ethiopia in the Chattian (Jacobs and Herendeen, 2004; Jacobs et al., 2005; Pan et al., 2006). However due to the lack of outcrops of this age over larger geographic areas, the extent and sustainability of this climate belt in East Africa is uncertain (Bonnefille, 2010).

Miocene : The Miocene is characterised by a climatic temperature optimum (14.7-17.0 Ma) (Zachos et al., 2001) and rapid global cooling (Serravallian) caused by growth of a permanent Antarctic ice sheet (Zachos et al., 2001). East Africa experienced widespread aridification in the early to middle Miocene. The growth of relief and high volcanic activity related to the EARS is assumed to have created great variability and spatial heterogeneity in vegetation, with wet forests above drier plains and rain shadow effects that dried vegetation (Bonnefille, 2010). For the late Miocene, based on the continuous record of well DSDP 231 (Gulf of Aden), Bonnefille (2010) highlights three pulses of grassland vegetation and one episode of reduction in pollen richness corresponding to the occurrence of wet events at 10.5, 7.0 and 5.5 Ma and an arid event at 6.5 Ma, respectively.

Pliocene : At world-scale the early Pliocene (5.3-3.6 Ma - Zanclean) is a warm period with two

cooling (glaciation) events around 4.9-4.8 Ma and 4 Ma (De Schepper et al., 2014). The cooler upper Pliocene (Piacenzian) is punctuated by a warm period known as the Mid-Piacenzian (former mid-Pliocene) Warmth (or Warm Period) between 3.25 and 3.05 Ma (e.g. Prescott et al. (2014)). The early Pliocene is an African-scale humid event (e.g. Bonnefille (2010)).

Pleistocene : The Pliocene - Pleistocene transition is a major cooling, followed at the early - middle Pleistocene transition (0.8-0.9 Ma) by a change in the climatic record of the prevailing influence of obliquity in the orbital cycles (41 kyrs) during the early Pleistocene replaced by that of eccentricity (100 kyrs) after. Historically, these variations were recorded in the peri-Sahara marine domains with the record of aeolian dusts in West and East Africa sediments (Tiedemann et al., 1994; Demenocal, 1995).

3.4 RESULTS

3.4.1 Seismic stratigraphy (Fig.5-7)

Two types of depositional profiles were observed : a margin delta (most of the basin infilling) and a carbonate ramp. The profile of the margin delta changed over time, with an increase in height and steepness of clinoforms from the Cretaceous to the present day (from 80 to ∼1400 m). The flat upstream portion (undaform or topset) consists of flat relatively continuous parallel-to-slightly-divergent reflectors (Fig. 5). Calibration of the well logs and cuttings suggests that they are either continental deltaic plain deposits passing upstream to alluvial plain deposits (sequences S6-S4) or, more recently, alternating deltaic plains and shelf deposits due to numerous marine floods (sequences S4-S1). The clinoforms have high-amplitude reflectors that consist mainly of clayey siltstones. The base of the clinoforms (fondoform or bottomsets) shows a wide variety of facies, from gravitary deposits to hemipelagites. The gravitary deposits (Fig. 5) are either reflectors of differing degrees of continuity (alternating continuous and discontinuous sub-chaotic reflectors - shallow turbidite lobes) or are chaotic (Mass Transport Complexes (MTC) : slumps to debris flows). The most obvious and common features are mounded structures with large aggradational sandwaves and channels characteristic of reworking and transport by oceanic currents (contourites s.l. ; e.g. Faugères et al. (1999); Rebesco et al. (2014) - Fig. 5).

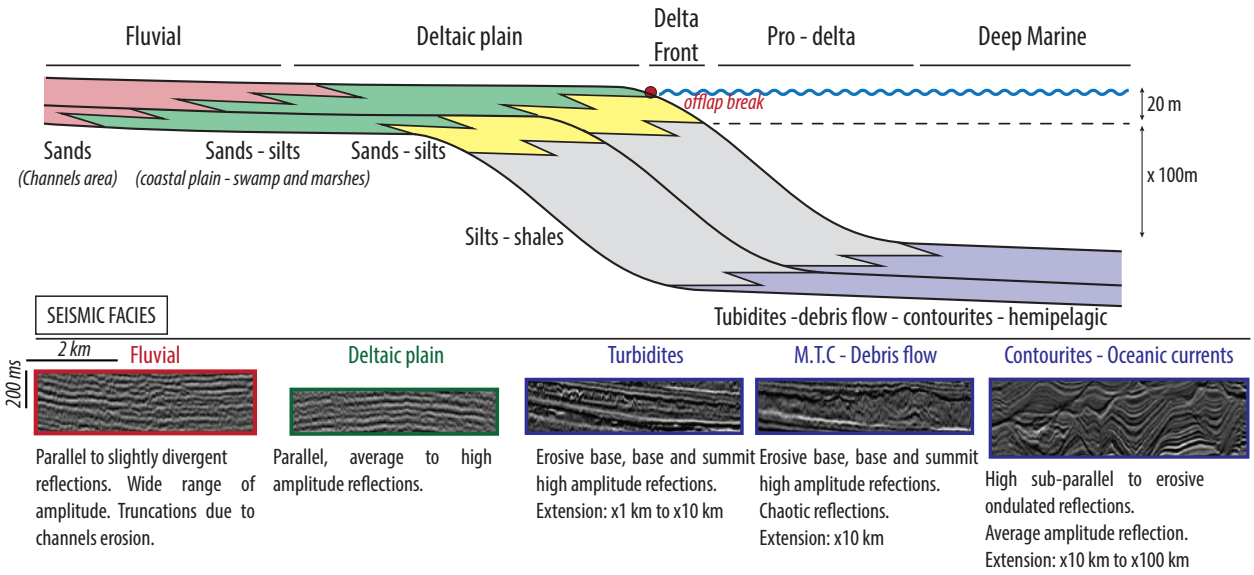


FIGURE 3.5 – Margin delta depositional profile : environments and lithology, clinoforms height and main seismic facies.

The carbonate ramp (sequences S7 and S6 - Fig 7) is poorly documented on cuttings and outcrops (it crops out upstream in the Cheringoma Plateau; Fig. 1). It is made-up of muddy limestones (calcilutites - mudlog descriptions) passing upstream to higher energy bioclastic facies (calcarenites - mudlog descriptions) with no indication of the hydrodynamic processes (tides, storms, etc.). At least three orders of sequences (Figs. 6-7) were defined that require confirmation using the age model (see discussion above). The possible third-order unconformity-bounded sequences, which are well recorded in the Oligocene-Neogene wedge (based on previously published ages – see above), are repetitive stratigraphic motives. Seventeen sequences were defined and classified from the most recent (Pl.0, Pl.5) to the oldest (M1, M.11). Four main sub-units were defined, which correspond in part to system tracts :

- Gravitary deposits part of the of the LST onlap the unconformity at the toe of the clinoform. These deposits are either shallow turbidite lobes (see description above) or MTC.
- FR or FSST and LNR or LST deposits, were difficult to distinguish one from other. Most of these wedges are progradational-agradational indicating LNR or LST. Few periods of accommodation removal corresponding to FR or FSST are preserved. This is likely due to the large amount of subsidence created beneath the delta, which is often greater than the accommodation removal due to eustasy.
- Transgressive deposits (T or TST) which are retrogradational, highly aggradational wedges.
- A few well-preserved HNR deposits, whose dominant feature is the TST. Most are recorded by a single reflector below the unconformity or are eroded by the latter.

Potential second-order unconformity-bounded sequences (Figs. 6-7-10) were defined from the main MFS of the Cenomanian-Turonian boundary (based on previously published ages – see above).

The quality of the seismic data was too low to define cycles, except for well X', but this is only a 1D approach. The sequences were classified from the most recent (S0) to the oldest (S8) :

- Sequence S8 is mainly composed of siltstones. Offlap breaks were difficult to identify. The deposits present destabilization features and numerous erosion surfaces are observed.
- Sequence S7 is a mixed siliciclastic (mainly siltstones) carbonate (coarse-grained bioclastic sands) ramp corresponding to the Upper Grudja Fm (Salman and Abdula, 1995), with offlap breaks that were difficult to identify. Oceanic current activity is substantial, as indicated by the numerous erosion surfaces along the distal ramp that increase toward the eastern portion of the Beira High.
- Sequence S6 is mainly a carbonate ramp with sediments that are finer-grained than those in S7, with still-active erosion and transport by ocean currents. It corresponds to the Cheringoma Fm (Salman and Abdula, 1995). A large contourite mound was created along the Beira High.
- Sequence S5 is bounded by the largest unconformity in the entire existence of the delta, with incisions along the shelf (flat incised valleys), the ramp/slope (canyons) and the deepest part of the system (contourite incised channels). Many older Eocene fauna are reworked in the sediments just above this unconformity. This is the birth of the modern delta, with a typical deltaic depositional profile. The clinoforms become higher, ranging from 650-900 m. System tracts and third-order sequences are difficult to identify in this mainly progradational sequence consisting of coarse-grained sand upstream and silt downstream.
- Sequence S4 (third-order sequence M.11) is bounded by the second largest truncated unconformity underlying progradational wedges and with a major onlap of the overlying sediments. This sequence is relatively thin (200 ms) and eroded along the Beira High by large contourite incisions.
- Sequence S3 (third-order sequences M.10-M.1) is bounded by an erosional unconformity truncating older inner deposits. The deltaic clinoforms progressively grow to more than 1000 m. This mainly progradational sequence is characterised by a FR wedge above the unconformity. This is the time of emplacement of the first shallow turbiditic wedges at the base of clinoforms. The first MTC occurred. The upstream sediments are coarse to medium-grained sediments.
- Sequence S2 (third-order sequences Pl.5-Pl.3), mainly progradational and aggradational, consists mainly of fine to medium-grained sands and silts. The clinoforms range in height from $\sim$1000 to $\sim$1300 m, and MTCs are more common.
- Sequence S1 (third-order sequences Pl.2-Pl.0), mainly progradational and aggradational, is the growth period of the modern depositional profile (higher than 1400 m). MTCs are the dominant gravity deposits.

A first-order cycle, or continental-encroachment cycle (e.g. De Graciansky (1998)), was defined. However Cenozoic uplifts eroded the upstream portion of the margin, which made it difficult to identify major marine flooding. Two plausible candidates are the MFS of the Cenomanian-Turonian

boundary or sequence S6 (Cheringoma Fm). Geometrically, the trend is progradational to aggradational during the earliest Cretaceous from the basement to the unconformity Uc2 then clearly retrogradational until the MFS of the Cenomanian-Turonian boundary. It is more aggradational from the latter to the MFS of sequence S6, and it is progradational-aggradational from the MFS of sequence S6 to the seafloor forming the famous Oligocene-Neogene wedge characteristic of the Zambezi Delta.

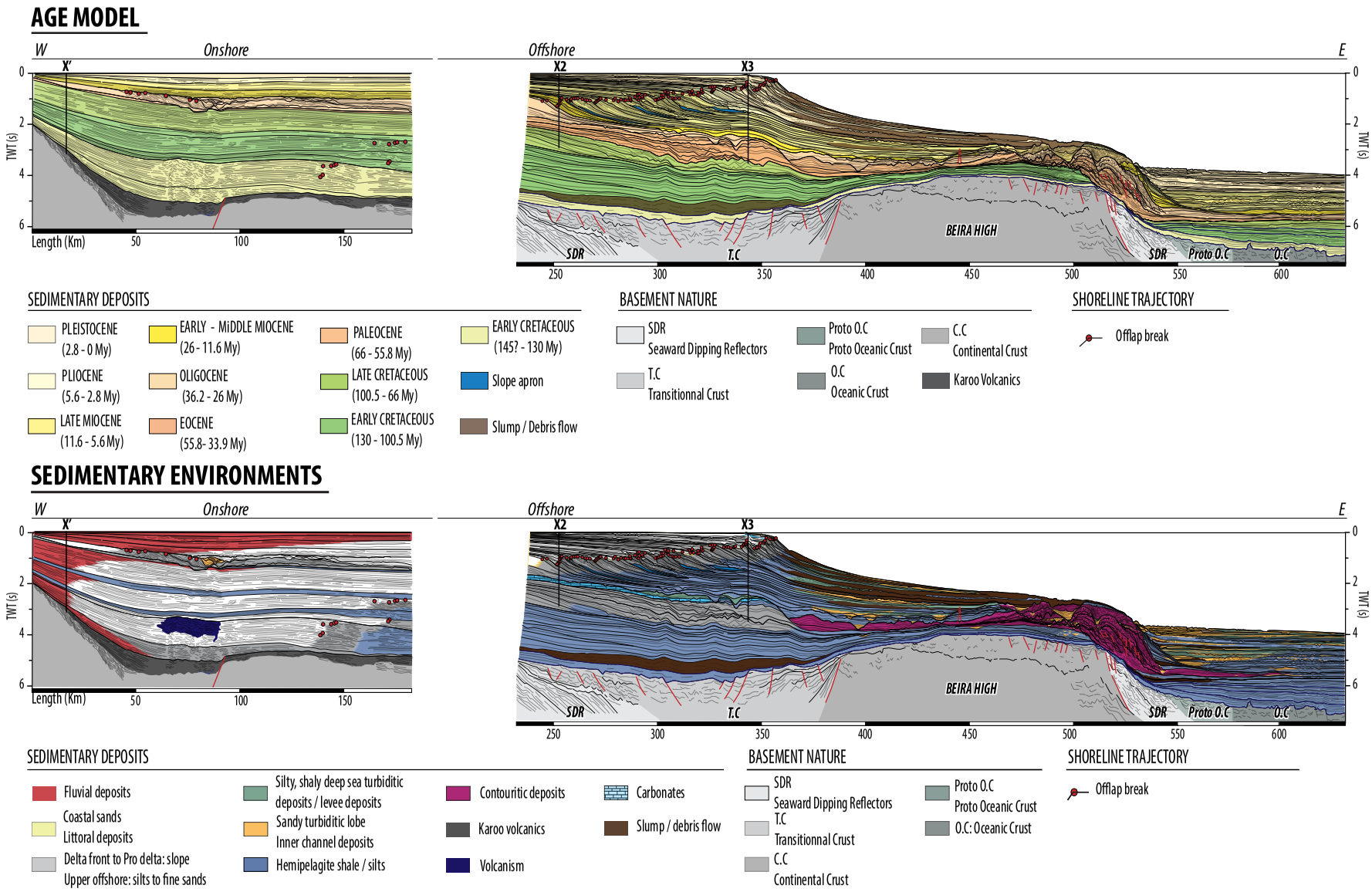


FIGURE 3.6 – Zambezi Delta regional seismic line from the upstream coastal plain bordered by the Cheringoma Plateau to the Beira High (see location on Fig. 1B) : age model and sedimentary environments.

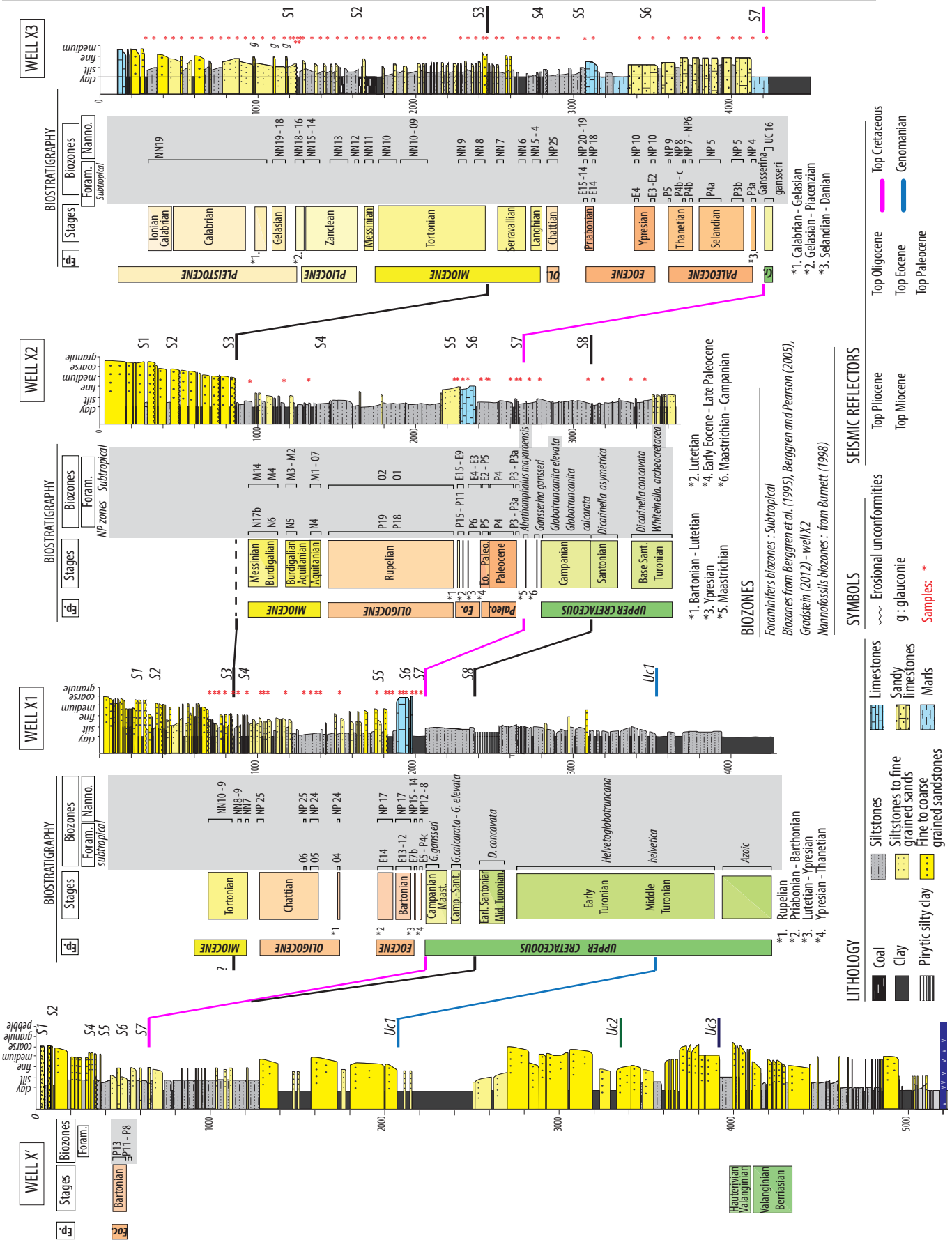

WELL X3
WELL X2
WELL X1
WELL X'
BIOSTRATIGRAPHY
Foram. Subtropical
Biozones
Nanno.
Stages
Ep.
clay silt fine medium coarse granule pebble
S1 S2 S3 S4 S5 S6 S7 S8
Uc1 Uc2 Uc3
PLEISTOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
PALEOCENE
UPPER CRETACEOUS
Ionian Calabrian
Calabrian
Gelasian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravalian
Langhian
Chattian
Priabonian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Gansserina ganseri
Messinian
Burdigalian
Aquitanian
Rupelian
Paleocene
Campanian
Santonian
Base Sant. Turonian
Tortonian
Chattian
Bartonian
Campanian Maast.
Camp.-Sant.
Early Turonian
Middle Turonian
Azoic
Hauterivian Valanginian
Valanginian Berriasian
*1. Calabrian - Gelasian
*2. Gelasian - Placenzian
*3. Selandian - Danian
*1. Bartonian - Lutetian
*2. Lutetian
*3. Ypresian
*4. Early Eocene - Late Paleocene
*5. Maastrichian
*6. Maastrichian - Campanian
*1. Rupelian
*2. Priabonian - Barthonian
*3. Lutetian - Ypresian
*4. Ypresian - Thanetian
BIOZONES
Foraminifers biozones : Subtropical
Biozones from Berggren et al. (1995), Berggren and Pearson (2005), Gradstein (2012) - well X2
Nannofossils biozones : from Burnett (1998)
SYMBOLS
Erosional unconformities
g : glauconie
Samples: *
SEISMIC REFLECTORS
Top Pliocene
Top Miocene
Top Oligocene
Top Eocene
Top Paleocene
Top Cretaceous
Cenomanian
LITHOLOGY
Coal
Clay
Siltstones
Siltstones to fine grained sands
Pirytic silty clay
Fine to coarse grained sandstones
Limestones
Sandy limestones
Marls

FIGURE 3.7 – Studied wells (see location on Fig. 1B) : lithology from well-logs and cuttings, unconformities (Uc) in the second-second-order sequences (labelled S1 to S8 from the number in the above sequence) and biostratigraphic dataset (calcareous nannofossils and planktonic foraminifers).

3.4.2 Age model

Two types of age models were developed. For the Late Cretaceous and Paleogene, ages were based only on biostratigraphy (Figs. 6-7) (planktonic foraminifera and calcareous nannofossils - figs. 8-9). For the Neogene, a true-age model was developed based on biostratigraphy (using the same proxies) and orbital stratigraphy combined with seismic stratigraphy (Fig. 10). *Late Cretaceous to Paleogene*

- The base-unconformity of sequence **S8** was dated from planktonic foraminifera to the boundary between the *Dicarinella asymetrica* and *Globotruncanita elevata calcarata* biozones (well X2), and to that between *Globotruncanita elevata calcarata* and *Dicarinella concavata* on X1 ; i.e. around the Santonian-Campanian boundary.
- The base-unconformity of sequence **S7** (Upper Grudja Fm.) is dated on the well X3 by both planktonic foraminifera and calcareous nannofossils between biozones UC16 (72-76 Ma, late Campanian) and NP4 (61.5-63.2 Ma, uppermost Danian) (calcareous nannofossils) and between *Gansserina Gansseri* (71.8-72.8 Ma, uppermost Campanian-base Maastrichtian) and P3a (61.2-62.2 Ma, uppermost Danian - base Selandian) zones (planktonic foraminifera). On the wells X2 and X1 it is only dated by planktonic foraminifera between *Abathomphalus Mayaroenis* (77.8-67.3 Ma, uppermost Campanian – most of the Maastrichtian) and P3-P3a (62.2-60.7, Selandian) biozones (well X2), and between *Gansserina gansseri* and E5-P4c biozones (well X1). The uppermost Maastrichtian and the early Danian are missing, and no downward onlapping wedges that might be the early Danian missing in well X3 were identified from seismic lines. The early Danian seems a hiatus at the scale of the domain studied.
- The base unconformity of sequence **S6** (Cheringoma Fm.) is dated on wells X1 and X3 by both planktonic foraminifera and calcareous nannofossils between zones P5 and E3-E2 (X3), and E5-P4c and E7b (well X1) (planktonic foraminifera) and between zones NP9 and NP10 (well X3) and NP12-NP8 and NP15-NP14 (well X1)(calcareous nannofossils). In the well X2 the unconformity is only dated by planktonic foraminifera between P5-E2 and E4-E3 zones. Integrating possible cavings the age of the oldest underlying formation belongs to the foraminifer zone P4c and the one of the oldest overlying formation refers to biozone E7b. According to the fact that the age of a formation might be at the early or latest time range of the biozone, minimum and maximum age ranges of the unconformity have to be defined. Here the minimum range is between 57.7 and 57.0 Ma and the maximum between 48.2 and 45.7., i.e. late Thanetian to early Lutetian. Considering the sequence S6 thickness evolution from wells X' to X3, we suggest to base the age on a well with high sedimentation rate, i.e X3. A late Thanetian to early Ypresian age is most probable (57.7-54.5 Ma, i.e. NP9-NP10 biozones).

- Regarding to the planktonic foraminifera, the base unconformity of sequence **S5** (base of the deltaic complex) is dated between zones E15-E14 and E14 (X3), intra zone E15-E9 (well X2) intra zone E14 (well X1) ; and between NP20-NP19 and NP18 zones (well X3), intra NP 17 zone (X1) for what concerns calcareous nannofossils. Based on the same principles than for S6, the age of the oldest underlying formation refers to zone E9 and the one oldest overlying formation belongs to zone E15 (maximum 43.2-43.8 Ma, minimum : 34.6-36.2 Ma). Because of the condensed toes of deltaic clinoformes observed on X2 and X3, we suggest to base the age on a well drilled in the deltaic clinoforms where the sedimentation rate is higher (X1). In that case, the ages of the oldest underlying formation and of the oldest overlying formation fall into the same biozones i.e. E14 (36.2-38.2 Ma, latest Bartonian to early Priabonian). It cannot be younger than the Eocene-Oligocene boundary (33.9 Ma) as previously expected by different authors (e.g. Salman and Abdullah, 1995).
- The base unconformity of sequence **S4** is dated between zones O1-2 and M1-O7 (well X2) according to (planktonic foraminifera) ; and between NP25 and NN7 zones (well X1) and zones NP25 and NN4-5 (well X3) according to calcareous nannofossils.
  The age of the oldest underlying formation refers to zones O1-2 and the one oldest overlying formation to zone M1. The minimum age range of the base-unconformity S4 is between 30.2 and 34 Ma and the maximum between 25.2 and 21 Ma, i.e. from Rupelian to most of the Aquitanian. The hiatus in well X2 is quite long (i.e. Rupelian to Aquitanian). Therefore we suggest to use the well X1 where no hiatus is observed. Based on X1, the unconformity S4 is posterior to the O6 biozone (27 -25.2 Ma), a late Chattian age (25-23 Ma) is most probable.

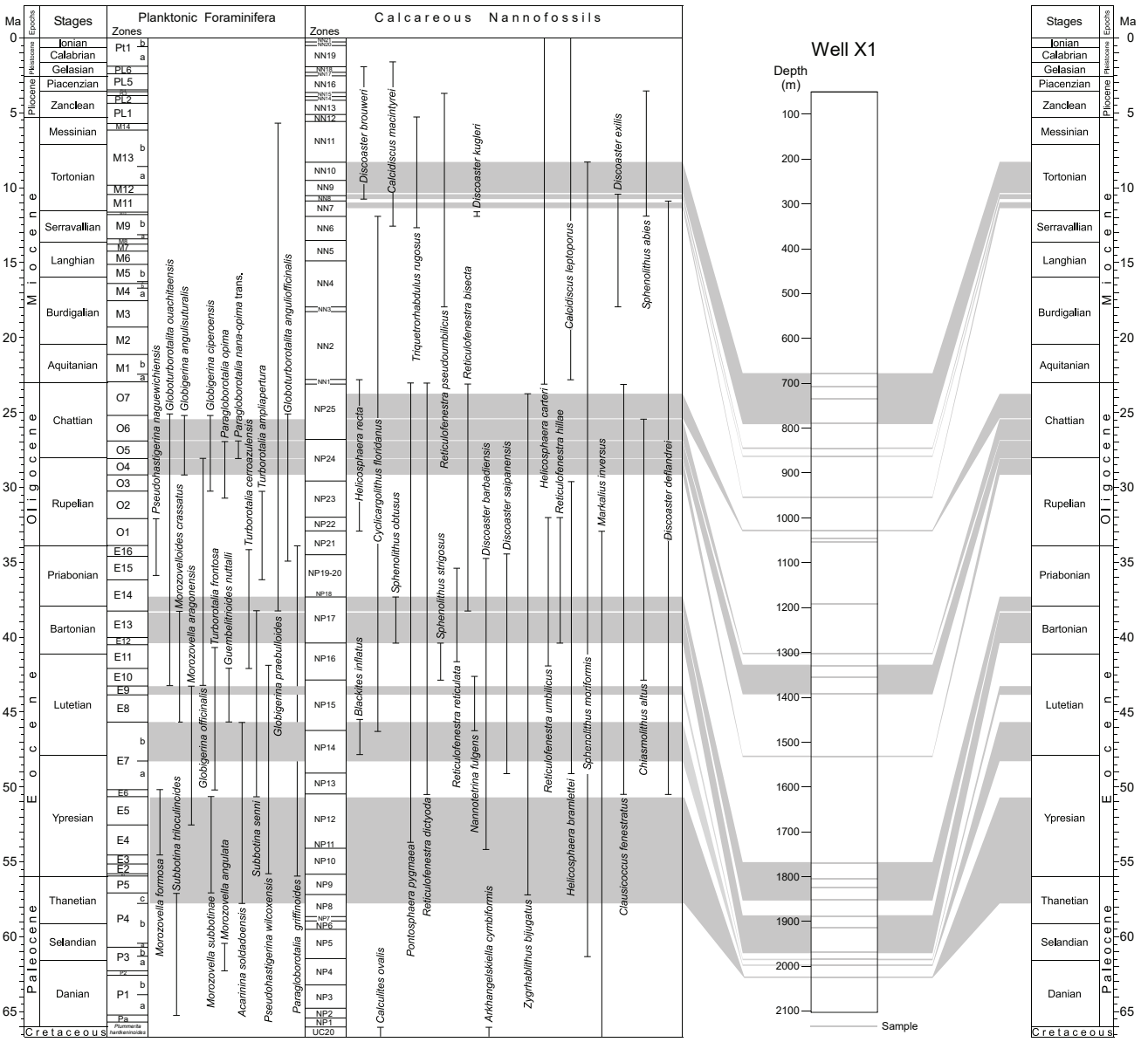


FIGURE 3.8 – Biostratigraphy of Well X1. The grey stripes show the proposed correlations of the studied samples with the occurrence charts of calcareous nannofossil and/or planktonic foraminifer biostratigraphic markers and relative biozones.

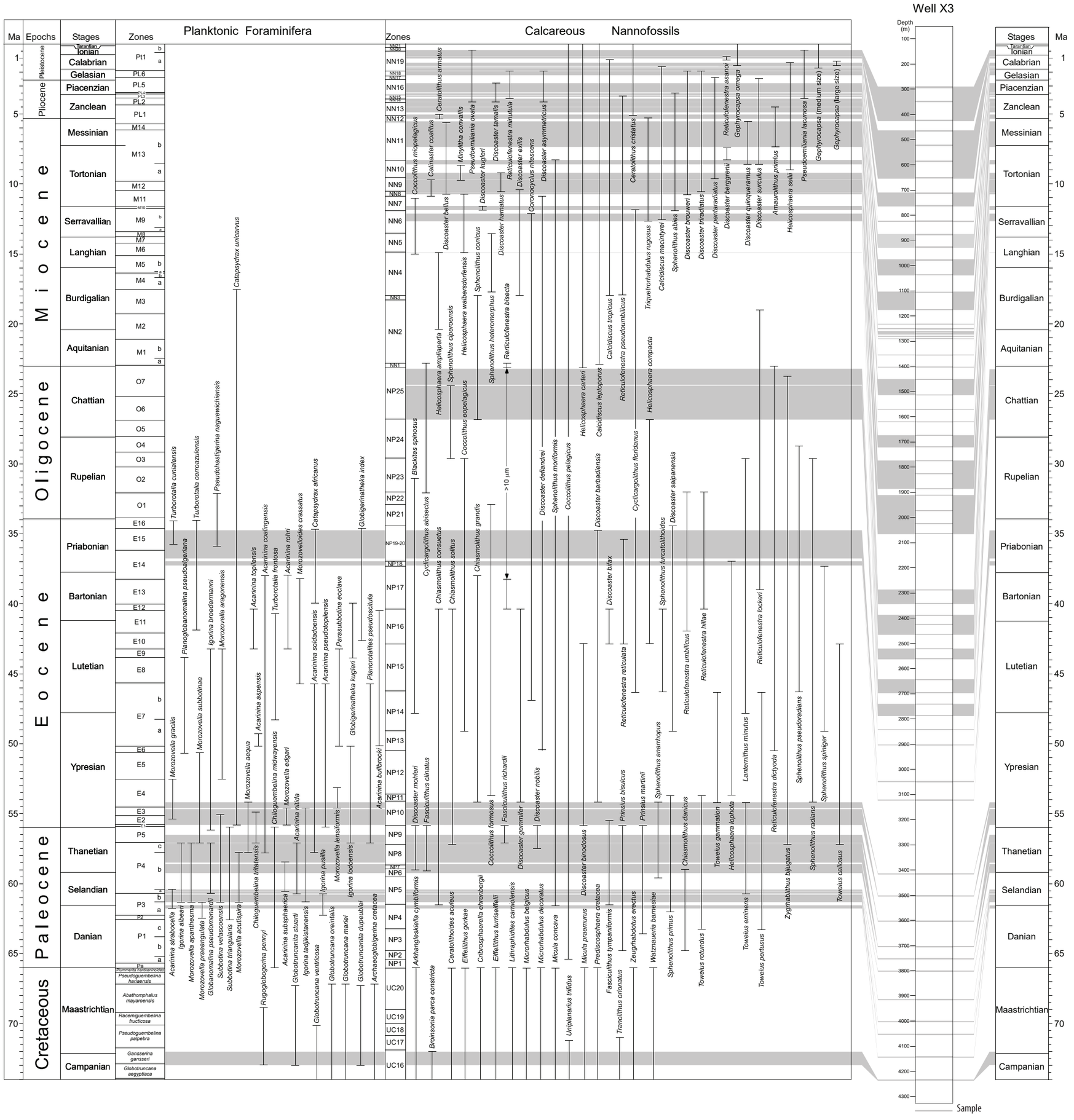

Well X3
Planktonic Foraminifera
Calcareous Nannofossils
Ma
Epochs
Stages
Zones
Depth (m)
Pleistocene
Pliocene
Miocene
Oligocene
Eocene
Paleocene
Cretaceous
Tarantian
Ionian
Calabrian
Gelasian
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Danian
Maastrichtian
Campanian
Sample

FIGURE 3.9 – Biostratigraphy of Well X3. The grey stripes show the proposed correlations of the studied samples with the occurrence charts of calcareous nannofossil and/or planktonic foraminifer biostratigraphic markers and relative biozones.

Neogene

Several age ranges were provided by calcareous nannofossils ticking either single or sets of third order cycles. These ages provide possible ranges for the equivalences with the Laskar's orbital solutions and therefore the age calibration of the third order sequence unconformities. The first satisfying result is that we got the same number of sequences on the Laskar's orbital solutions than the observed third order sequences using the ages provided by biostratigraphy. Base of sequence M7 (also base S3 unconformity) is dated at 11.6 Ma, and so on for base of M6 at 10.6 Ma, M5 at 9.8 Ma, M4 at 8.8 Ma, M3 at 8.2 Ma, M2 at 7.6 Ma, M1 at 6.8 Ma, Pl.5 (base S2 unconformity) at 5.6 Ma, Pl.4 at 5 Ma, Pl.3 at 3.6 Ma, Pl.2 (base S1 unconformity) at 2.8 Ma, Pl.1 at 0.9 Ma, Pl.0 at 0, 15 Ma.

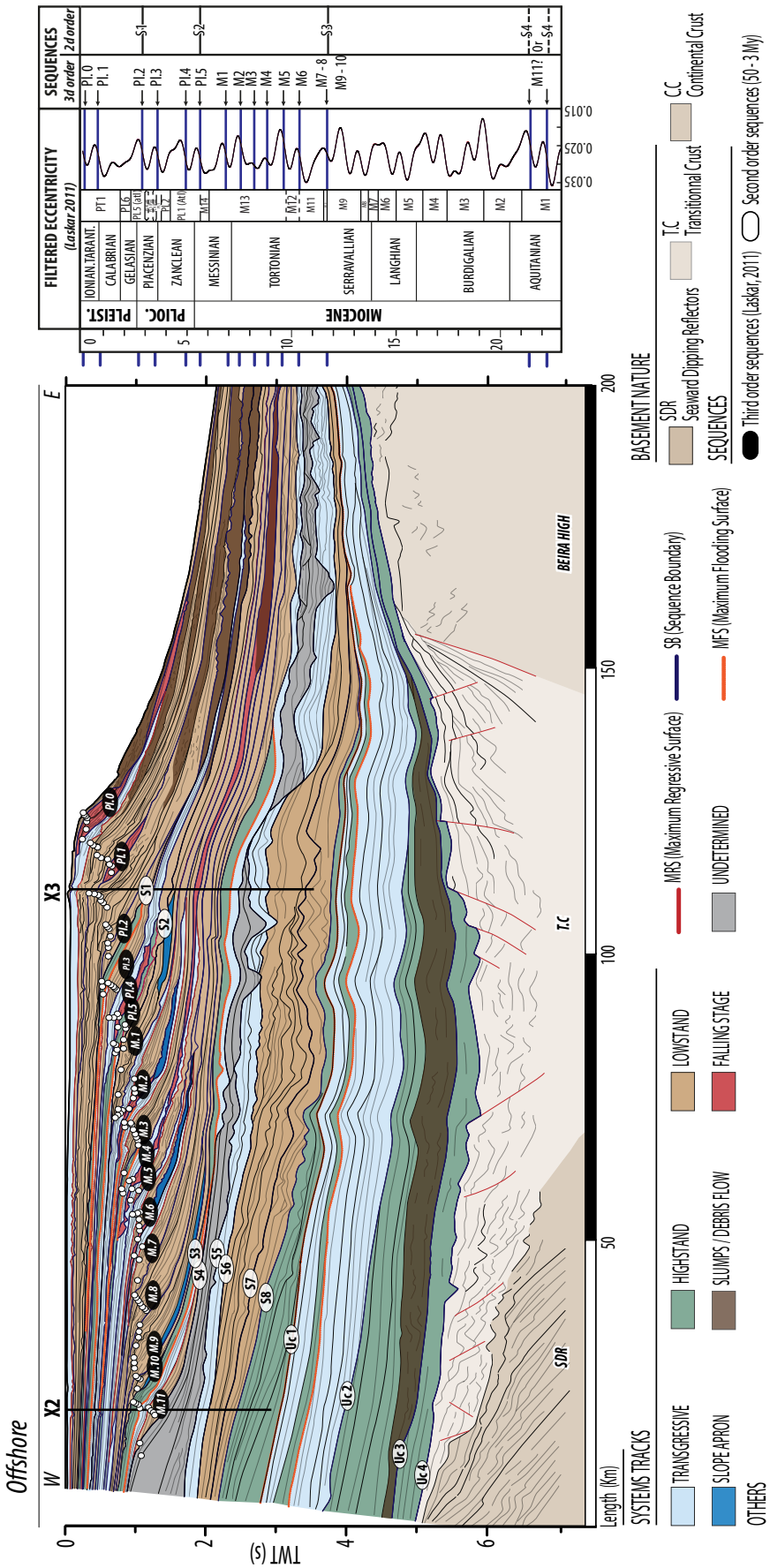


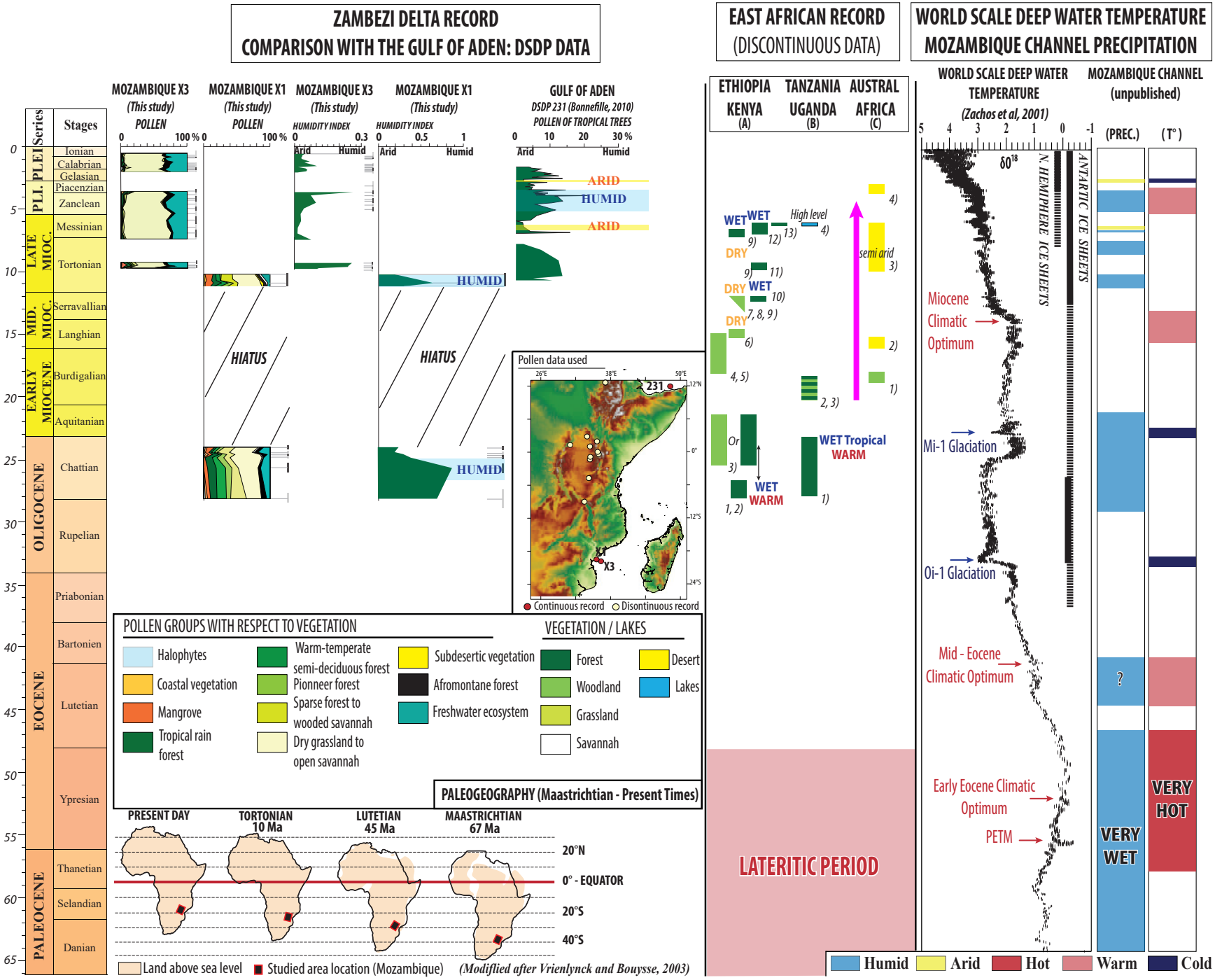
FIGURE 3.10 – Age model for Zambezi Delta Neogene sediments : (1) repetitive unconformity-bounded third-order depositional sequences influenced by climate-induced sea level changes, defined on both offlap break migration and stratigraphic truncations (labelled from Pl.0 to Pl.5 and M.1 to M.11) and (2) calibration of the unconformities in the third-order sequences on Laskar's orbital solution (eccentricity ; Laskar et al., 2011) based on the assumption that a sea level fall must correspond to major cooling and therefore to a decrease in eccentricity.

3.4.3 Palaeoprecipitation evolution (Fig. 11, Tables 5-6 Suppl. mat.)

The synthetic pollen diagrams of wells X1 and X3 (Fig. 11) show that the distribution of each pollen group is quite uniform during the late Oligocene as from the late Miocene up to mid-Pleistocene. The late Paleogene to middle Pleistocene pollen flora of the Zambezi catchment is dominated by *Poaceae* representing open vegetation and *Cyperaceae* representing freshwater ecosystems, supporting a uniform permanent contrast between two environments, the dry tropical domain and the flat humid habitat (swamps to little lakes). Few littoral plants (halophytes, mangrove elements, components of the tropical rain forest and warm-temperate and pioneer forests) were recorded. This might be somewhat biased by the course of the Zambezi River that only crossed these domains at its end. On the whole, the pollen assemblages preserved in the sediments offshore of the Zambezi Delta denote almost continuous warm and dry climatic conditions.

However, few weak variations are perceived. An interesting point is the variations of the elements of the Afromontane forest, mainly composed of *Podocarpus* that indicates the occurrence of high relief in the region. Their slight increase in the early Chattian, mid-Tortonian, late Zanclean and especially Calabrian (Fig. 11) may result from descent of this vegetation belt in relation with some cooling (e.g. Dalibard et al. (2014)), perhaps associated with a more intense activity of the river in altitude. Noteworthy is also the maximum of mangrove elements during Chattian and early Tortonian, probably in relation with warmer conditions and highstand of sea level (Poumot, 1989).

The most relevant proxy is the above defined Humidity Index (HI). Unfortunately the number of samples is quite limited for the late Oligocene and for the late Miocene. This is explained by the origin of the concerned samples within the condensed deposits of the toes of clinoforms. Obviously, late Oligocene (Chattian) is the most humid period of all the studied time-interval with values of HI comprised between 0.6 and 0.9 in well X1, that suggests yearly rainfalls of ca. 2000 mm. It occurred after a little aridification around the Eocene-Oligocene boundary compared to the very humid conditions prevailing up to Lutetian (Braun et al., 2014). Humidity was important again during Tortonian when HI values reached 0.75 in well X1. It is to be pointed out that the maxima of HI in the coastal well X1 are higher than those in the distal well X3, probably because of the lesser concentration in arboreal pollen grains towards the basin. After an aridification during the uppermost Miocene-lowermost Pliocene (?), humidity increased again during the late Pliocene with HI values reaching a maximum at 0.255 in well X3, but this phase was not so humid as the Chattian and Tortonian phases. Following repeated more arid conditions, the Gelasian-Calabrian period was more humid too with after all maximum HI values lower than 0.1. Apart from the more humid episodes, HI ranges between 0.2 and 0.3 in well X1 and 0.01 and 0.05 in well X3, revealing annual precipitation below 800 mm.



Compilation of data from literature *: **A)** : (1) Pan et al., 2006; (2) Jacobs et al., 2005, (3) Vincens et al., 2006 (4) Bestland and Retallack, 1993; (5) Collinson et al., 2009; (6) Retallack, 2002; (7) Rasmussen et al., (2017); (8) Jacobs and Deino, 1996; (9) Jacobs, 2002; (10) Jacobs and Kabuye, 1987; (11) Sakai et al., 2010; (12) Kingston et al., 2002; (13) De Franceschi et al., 2016. **(B):** (1) Damblon et al., 1998; (2) Pickford, 2002; (3) Pickford, 2004; (4) Simon et al., 2017. **(C):** (1) Neumann and Bamford, 2015; (2) Pickford, 2014; (3) Dupont et al., 2011; (4) Hoetzel et al., 2017.*

FIGURE 3.11 – Reconstructed precipitation estimates of the Zambezi catchment from the Oligocene up to Present in the frame of the East Africa : (1) from wells X1 and X3 (see Fig. 1B for location) based on pollen records (this study – see text for discussion) and comparison with the reference DSDP Site 231 (Gulf of Aden ; Bonnefille, 2010) ; (2) compilation of the published precipitation evaluation from scattered outcrops in East Africa mainly based on palaeobotanical data (woods, leaves, pollen grains), (3) regional (Mozambique Channel) and world-scale climatic data. The Mozambique Channel data (unpublished at the moment) were acquired in the frame of the PAMELA Project through collaborations between geoscientists of Rennes University and palynologists of TOTAL Company (N. Buratti and D. Michoux).

3.5 DISCUSSION

3.5.1 Regional (lithosphere deformation) vs. global (eustasy/climate) controls of the second-order sequences (Fig. 12)

The second-order sequences might be controlled as all the depositional sequences by accommodation space variations (Jervey, 1988) that can be either tectonic (vertical component of the lithosphere deformation) or eustatic (of tectonic or climatic origin). For the Cenozoic time interval studied, the eustatic variations are increasingly influenced by the climate over time, mainly after the Eocene-Oligocene transition, with the onset of an icehouse period and the growth of glaciers in Antarctica (e.g. Miller et al. (2008)). Nevertheless, some authors, based on detailed subsidence analysis of well-dated basins, suggested that second-order sequences are of tectonic origin, recording accelerating-decreasing variations in subsidence rates (e.g Vail (1991)). We here use oxygen-isotope curves of global deep ocean water compiled by Friedrich et al. (2012) and Zachos et al. (2001) as proxies of climate-induced eustasy for the Cretaceous and Cenozoic, respectively.

- **S8** unconformity (around the Santonian-Campanian boundary, i.e. 86.3 Ma) does not correspond to any major climatic cooling that might control a climatic eustatic fall at the origin of an unconformity (Friedrich et al., 2012). It is more likely the end of a cool period. However, the Late Cretaceous has an extremely long-wavelength (several thousands of kilometres km) lithosphere deformation that is influenced by mantle dynamics (e.g. Nyblade and Robinson (1994); Gurnis et al. (2000); De Wit (2007)) that induced the major uplift phase of the South African Plateau. The uplift began around the Cenomanian-Turonian boundary (around 94 Ma) and ended in the Campanian (80-75 Ma) (Braun et al., 2014). A possible cause of this unconformity by uplift is reinforced by the thermochronological data, which indicate a major cooling event on both sides of the Zambezi outlet : the southern portion of the Zimbabwe Plateau (Belton and Raab, 2010) to the west and the southern North Mozambique to the east (Emmel et al., 2011).
- **S7** unconformity (around the Cretaceous-Paleogene boundary, 67.3-63.2 Ma) is a regional-scale unconformity that extends throughout southern Africa and has a tectonic origin linked to the growth of the South African Plateau (Baby, 2018). However, its deformation processes

are insufficiently understood. Eustatic origin cannot be inferred; the Cretaceous-Paleogene boundary experienced major warming and therefore major sea level rise (Friedrich et al., 2012).

- **S6** unconformity (late Thanetian to early Ypresian, 57.7-54.5 Ma, is marked by two carbonate platforms, the oldest is mixed siliciclastic (Upper Grudja Fm), while the youngest contains only carbonates (Cheringoma Fm). Determining a tectonic origin is difficult, as there is no evidence of local or regional angular unconformity or a siliciclastic event. At the global scale, the uppermost Thanetian is a major period of sharp cooling (Zachos et al., 2001) before the PETM and the overall warming of the Ypresian Early Eocene Climatic Optimum. We suggest that the base S6 unconformity can be the eustatic decrease in sea level before the uppermost Thanetian cooling/low sea level.
- **S5** unconformity (latest Bartonian to early Priabonian, 38.2-36.2 Ma) corresponds to the initiation of the modern deltaic system of the Zambezi River. An unconformity occurring around the Eocene-Oligocene boundary has been characterized all around the Africa and related to a major continent-scale uplift related to mantle dynamics (Burke and Gunnell, 2008). Nevertheless, because of its age and wide occurrence at Africa-scale, its cause is debated and related to the climatic and oceanographic changes (e.g. Séranne (1999)). Our age results indicate that this unconformity occurred before the Eocene-Oligocene climate change and therefore cannot be related to the associated major sea-level fall of approximately 100 m (Miller et al., 2008; De Boer et al., 2010). In the south-eastern portion of the South African Plateau along the Durban Basin and the Kwazulu-Maputaland Margin, Baby (2018) identified on both stratigraphic and geomorphological evidences a continuous second uplift phase of the southern African Plateau from 40 Ma (early Bartonian) to 20 Ma (end of Burdigalian) with an unconformity at 26 Ma (Chattian) that may be the paroxysm of this uplift. We relate the unconformity, approximately of the same age given uncertainties in dating microfossils from cuttings, to this second uplift of the South African Plateau and the associated rejuvenation of the Zambezi catchment to explain the siliciclastic supply and thus the formation of the modern Zambezi Delta.
- **S4** unconformity (Late Chattian, 25-23 Ma) is related to the 26 Ma unconformity that Baby (2018) identified in the Durban Basin and interpreted as the paroxysmal period of the second phase of the South African Plateau uplift.
- **S3** The base S3 unconformity (11.6 Ma, base of Tortonian) does not correspond to the major climate cooling in the second half of the Miocene that occurred during the Serravallian (around 13 Ma). It is related to the formation of the modern EARS, even though the timing of these events is not well dated (Macgregor, 2015; Simon et al., 2017).
- **S2** unconformity (5.6 Ma, uppermost Messinian) is both a major tectonic reorganization of the EARS and of the climate. From a climate viewpoint, this is a major humidification event, from drier to wetter conditions (Fig. 11 ; Bonnefille, 2010). The latest Miocene marks the formation of the Rukwa Rift and portions of the northern Malawi Rift. This is the end of the first phase of the Runkwe Volcanic Province (at the transition between the Rukwa and Malawi Rifts;

Fontijn et al. (2012)). This is a major change in the subsidence regime in the Albert Rift. This indicates a major reorganisation of drainage in the Malawi that likely extended far north before this event. It is difficult to assess what is due to lithosphere deformation vs. changes in precipitation ; the latter most likely enhanced the former.

- **S1** unconformity (2.8 Ma, latest Piacenzian) is a period of lithosphere deformation and climate change. In the EARS, it corresponds to the paroxysmal phase of the Rungwe Volcanic Province (Fontijn et al., 2012) and, although it is unclear, the uplift of the northern end of the Malawi Rift and an increase in subsidence to the south (Ebinger et al., 1993). From a climatic point of view this is the beginning of the glacial phases of the Pleistocene in the Northern Hemisphere (2.6 Ma). Again a climatically enhanced tectonic unconformity is the most probable.

3.5.2 The palaeoprecipitation record of the Zambezi Delta in the frame of the East African climate Cenozoic changes.

As already mentioned the palaeoprecipitation record of Africa is based mainly on local discontinuous outcrops of sediments dated with varying degrees of accuracy. This is also true for EARS sediments, in which the stratigraphic record consists of continental sediments interstratified within thick volcanic rocks. The only continuous records come from wells in the Aden Gulf (DSDP Site 261 : Bonnefille (2010)) and offshore of Namibia (ODP site 1085 ; e.g. Dupont et al. (2011)) in north-eastern and southern Africa, respectively.

The methods of palaeoprecipitation reconstructions are pollen assemblages, morphology of leaves (e.g. Jacobs (2002)), the structure of trunks (e.g. De Franceschi et al. (2016)), the type of palaeosoils (e.g.Retallack et al. (2002)) or are based on vertebrate associations (the number of herbivore fossils) or isotope geochemistry (the ratio between C3 proxy of woodlands vs. C4 proxy of grasslands). The Oligocene climate in Africa is not well known. In northern Africa, aridification is recorded around the Eocene-Oligocene boundary, with a change from a tropical forest (Eocene) to more arid conditions with dry or semi-arid forests (early Oligocene) (e.g. (Louvet, 1973; Biondi et al., 1985)). In Ethiopia (north of Lake Tana), late Oligocene flora and palaeosoils (Jacobs et al., 2005; Pan et al., 2006) – at that time a lowland setting – indicate warm, humid conditions (precipitation greater than 1100 mm/yr). Southward along the Rukwa Rift, late Oligocene woods (Damblon et al. (1998) ; redated by Roberts et al. (2010)) are typically tropical, with possible precipitation ranges from 1450-1750 mm/yr. These data indicating tropical warm and humid conditions during the late Oligocene in East Africa are confirmed by our data suggests humid conditions along the Zambezi catchment during this time interval.

In Austral Africa (Atlantic side of Western Cape) palynological and biogeochemical studies indicate that in the early to middle Miocene, at the scale of astronomically driven climate change (Milankovitch cycles), alternating subtropical and warm temperate conditions occurred (Roberts et al., 2013) in an overall trend of cooler and drier conditions (Sciscio et al., 2016). Northward along the Atlantic Namibian Margin where the present-day Namib Desert is located, the first evidence of

aeolian sediments (Namib Desert) are dated from the late early Miocene (16 Ma ; Pickford (2014)). Silicified wood and vertebrate fauna in the early Miocene Orange terraces (19-18 Ma, Burdigalian) suggest subtropical open woodlands (Neumann and Bamford, 2015). Isotopic studies of ratite eggshells preserved in aeolian sediments (Segalen et al., 2006) indicate homogeneous climate conditions during the Miocene, which was less arid than the present day and may have had winter precipitation. This aridification is related to the position of the Benguela Current and associated upwellings (Siesser, 1980; Diester-Haass et al., 1990). The offshore drilling record (ODP Site 1085) for the late Miocene indicates at least two phases of aridification : (1) a progressive change (Dupont et al., 2011) from 10-6 Ma (late Miocene), with the development of semi-arid succulent vegetation corresponding to modern Cape flora (i.e. fynbos), and (2) a second phase at 4.3 Ma (early Pliocene ; Hoetzel et al. (2017)). The early to middle Miocene aridification trend seems due to regional changes in southern Africa. The late Miocene seems to be the first time that climate change differed between the Atlantic and Indian coasts of the southern African margins, with pervasive arid conditions in Namibia but a rapid return to more humid conditions in the Zambezi catchment.

In East Africa, north of the Kenyan Dome (Lokichar Basin) and around the Oligocene-Miocene boundary, palynological data (Vincens et al., 2006) suggest wet conditions (1200-1600 mm/yr) with a dry season in a mosaic of semi-deciduous forests and humid woodlands. Later (early Miocene) and southward along the East African Dome around the Napak District (Uganda, 20.0-18.5 Ma ; Pickford (2002); Pickford et al. (2004)) and Kisingiri Volcano (Kenyan portion of Lake Victoria ; (Bestland and Retallack, 1993; Collinson et al., 2009)) the landscape is dominated by woodlands with small patches of rainforest. The main debate is the amount of grassland – an indicator of seasonal aridity – which seemed to exist based on palaeosoils and fauna (gastropods and vertebrates). Bestland and Retallack (1993) suggested that, based on palaeosoils, precipitation ranged from 550-750 mm/yr.

The middle Miocene climate experienced greater differences, most likely with alternating drier and wetter periods. In the Nyanza Rift, east of present-day Lake Victoria, (Maboko Fm, around 15 Ma ; Retallack et al. (2002) data on palaeosoils indicate dry environments, with precipitation ranging from 300-500 mm/yr. In the Kenyan Rift (Tugen Hills area), palaeobotanical data suggest relatively dry conditions around 13.3-12.0 Ma (Ngorora Fm, Rasmussen et al. (2017)), with grassy savannah around 12.6 Ma (Kaberso Fm ; Jacobs and Deino (1996); Jacobs (2002)), followed by deciduous forests with precipitation from 955-1185 mm/yr, indicating more tropical conditions (rainforest ; Jacobs and Kabuye (1987)). The main challenge is determining the local (e.g. topographic effect due to block tilting) or regional (dome-scale) meaning of these drier and wetter events. Most authors agree that widespread aridification occurred from the early to middle Miocene in the East African Dome.

The late Miocene in the Kenyan Rift (eastern branch of the EARS) is characterised by a drier period followed by extreme humidification around 9.5 Ma (Samburu Hill - Suguta Valley ; Sakai et al. (2010)). In the Tugen Hills, the “open vegetation structures” in a climate with a pronounced dry season and precipitation of 490-610 mm/yr indicate that a drier period occurred around 9-10 Ma (Waril site ; Jacobs (2002)). In the Tugen Hills in the late Miocene (Messinian), the presence

of deciduous forest indicates more humid conditions (Kapturo site, 7.2-6.7 Ma, precipitation from 730-1020 mm/yr ; Jacobs (2002)) and wet lowland rainforests (Mpesida Fm, 7-6 Ma ; Kingston et al. (2002)) or gallery forests "similar to the modern Tana River" (Mpesida Fm, 6.3 Ma ; De Franceschi et al. (2016)). The high lake levels around 7.2 Ma also indicate a humid period in the western branch of the EARS (Simon et al., 2017). In the Kenyan Rift (Tugen Hills), stable isotope analysis of herbivore teeth (Lukeino Fm ; Roche et al. (2013)) shows evidence of drier conditions around 6.1-5.8 Ma and wetter conditions around 5.7 and 5.3-4.5 Ma. This is in agreement with results from the Gulf of Aden (DSDP site 231 ; Bonnefille (2010) that show maximum aridity around 5.9 Ma.

The two humidity peaks characterized here around 11 ad 9.5-9 Ma in the Zambezi catchment might be related to the post 12 Ma and 9.5 Ma humidification identified in the Kenyan rift. The relative aridification around 10 Ma is in agreement with the drier even characterized by Jacobs (2002) in the Waril site.

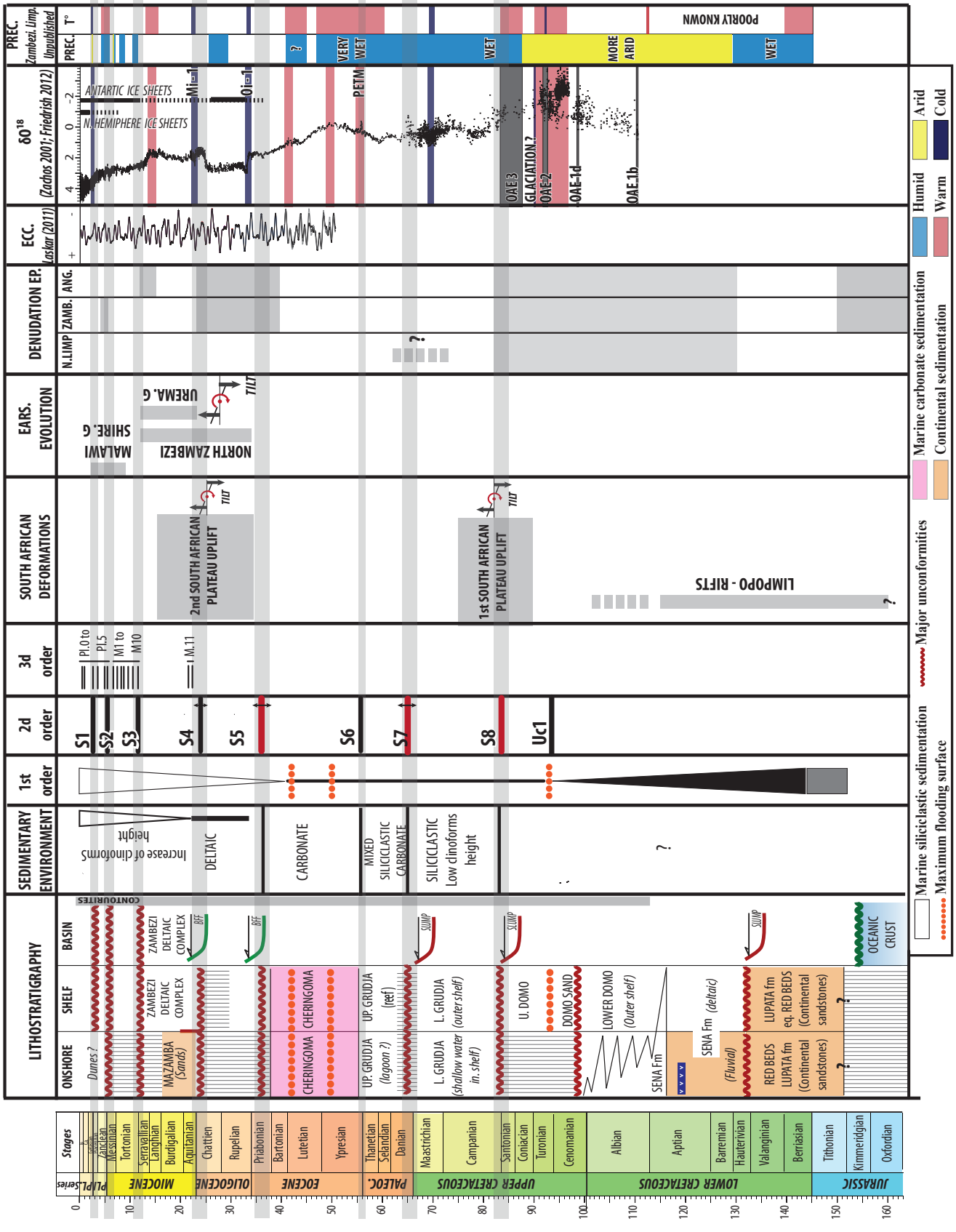


FIGURE 3.12 – Summary chart of the stratigraphic data and their possible causes, deformations and climates.

3.6 CONCLUSION

(1) We have here developed an integrated method combining biostratigraphy, orbitostratigraphy and sequence stratigraphy in order to define a high-resolution age model for the Zambezi Delta and to discuss its main control parameters that are expected to be either climato-eustatic or tectonic.

- Although the biostratigraphic study was realised on cuttings, argues are strong for robust ages as information from calcareous nannofossils reinforced by planktonic foraminifera is almost constantly consistent. In addition, we coupled - for the Neogene - the biostratigraphy results with orbital stratigraphy (correlation of third order unconformities with Earth eccentricity cycles) using the calculated Earth orbital solution of Laskar.
- Three order of sequences were defined : (1) seventeen third-order sequence for Neogene times - Pl.0 to Pl.5 for the Pliocene-Pleistocene time span and M.1 to M.11 for the Miocene ; (2) eight second-order sequences from Late Cretaceous to Present ; (3) one first-order cycle subdivided into three steps, (an aggradational to retrogradational period during the Late Cretaceous, a mainly aggradational one until the middle Eocene, and a third prograding one corresponding to the Zambezi Delta initiation).

(2) From this stratigraphic framework we discussed the tectonic or climato-eustatic controls of the second-order sequences.

- Tectonic - controlled sequences : **S8** unconformity (dated around the Santonian-Campanian boundary, i.e. 86.3 Ma) is coeval with the uplift of the South African Plateau, **S7** unconformity (dated around the Cretaceous-Paleogene boundary, 67.3-63.2 Ma), **S5** unconformity (dated from the uppermost Bartonian to early Priabonian, 38.2-36.2 Ma), **S4** unconformity (ascribed to the late Chattian, 25-23 Ma) are consistent with the southern African Plateau periods of uplift, **S3** unconformity (dated from the basal Tortonian, 11.6 Ma), **S2** unconformity (dated 5.6 Ma, uppermost Messinian), **S1** unconformity (belonging to the latest Piacenzian, 2.8 Ma) are coeval to the EARS main periods of deformation and its southward propagation toward Mozambique.
- Climato - eustatic controlled sequences : **S6** unconformity (dated from late Thanetian to early Ypresian, 57.7-54.5 Ma), **S2** unconformity (dated from the latest Messinian, 5.6 Ma), **S1** unconformity (attributed to the latest Piacenzian, 2.8 Ma) are consistent with worldwide climato-eustatic variations.

The Zambezi delta recorded both the uplifts of the South African Plateau, a major one during the Late Cretaceous (S8) and another one during the late Oligocene (S4). Later on, form the uppermost Miocene (S2) to today, the Zambezi delta is controlled by the southward propagation of the EAR.

(3) Analysis of pollen grains allowed defining a Humidity Index resulting in reconstruction of the precipitation record of the Zambezi catchment since 35 Ma. This indice is defined as the pollen ratio “tropical rain forest + warm-temperate semi-deciduous forest + pioneer forest / sparse forest to wooded savannah + dry grassland to open savannah”, i.e. low altitude ‘forest vegetation (humid context) vs. open vegetation (dry context)’.

The late Oligocene was a quite wet period getting dryer in the uppermost Chattian. No data are available for the early – late Miocene. The base Tortonian (11 Ma) - a humid peak is in good agreement with the paleobotanical record in the Central Kenyan Rift System. The Messinian was a dry period with a slight increase of the humidity during the Zanclean and a sharp increase around the Zanclean – Piacenzian boundary.

3.7 AKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the petroleum company TOTAL and the French oceanographic research agency IFREMER in the frame of the project PAMELA "Passive Margin Exploration Laboratory". All the data (seismic lines, well-logs and cuttings) were provided by TOTAL. We thank our colleagues of the PAMELA project for stimulating discussions.

SUPPLEMENTARY MATERIALS

Table 1. Interpreted occurrences of planktonic foraminifera in the studied samples from Well X1.
The species shown in Figure 8 are written in bold characters. Reworked species from periods older than Campanian are not mentioned.

Table 2. Interpreted occurrences of calcareous nannofossils in the studied samples from Well X1.
The species shown in Figure 9 are written in bold characters. Reworked species from periods older than Campanian are not mentioned.

Table 3. Interpreted occurrences of planktonic foraminifera in the studied samples from Well X3.
The species shown in Figure 9 are written in bold characters. Reworked species from periods older than Campanian are not mentioned.

Table 4. Interpreted occurrences of calcareous nannofossils in the studied samples from Well X3.
The species shown in Figure 9 are written in bold characters. Reworked species from periods older than Campanian are not mentioned.

Table 5. Detailed pollen and spore analyses of the studied samples from Well X1.
The abbreviation 'cf.' ('confer') is used to specify the most probable taxon after comparison of a fossil pollen with that of several alive taxa ; the suffix '-type' only displays a possible way of pollen identification because the same pollen morphology exists in several other taxa.

Table 6. Detailed pollen and spore analyses of the studied samples from Well X3.
Same explanations as for Table 5.

Chapitre 4

ANALYSE DES FORMES DU RELIEF

4.1 INTRODUCTION

Au premier ordre, le relief terrestre peut être décomposé en trois ensembles : (1) les chaînes de montagnes (Himalaya, Atlas en Afrique), (2) les épaulements de rifts (rift central du Kenya), (3) les plateaux anorogéniques (plateau Sud-africain) et les plaines (plaines sahariennes). Ces formes du relief possèdent des dimensions variables et traduisent des modes de déformation de différentes longueurs d'onde avec, pour les domaines de rift, une déformation de courte à moyenne longueur d'onde ($\lambda \approx$ x 1 - 10 km) contre une déformation de grande à très grande longueur d'onde ($\lambda \approx$ x 100 - 1000 km) pour les domaines de plaines et plateaux. Les plaines et plateaux représentent environ 70% des reliefs émergés et sont caractérisés par de vastes surfaces d'érosion sub-planes appelées *"surfaces d'aplanissement"*. Elles correspondent à des surfaces planes de dimensions variables (1 km^2 à 10^5 km^2) tronquant un substratum lithologiquement hétérogène sur lequel repose peu ou pas de couvertures sédimentaires. Ces surfaces sont très souvent étagées et raccordées entre elles par des escarpements plus ou moins marqués. Les différences d'altitudes sont de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Leur mode de formation reste cependant encore débattu avec deux modèles majeurs : (i) la formation de ces surfaces résulte de l'adaptation du relief à un niveau de base par processus d'abaissement et/ou de recul des versants et leur étagement traduit donc une surrection, ou (ii) les surfaces se développent simultanément à des altitudes différentes traduisant leur emboîtement (Migon, 2004). Cependant plusieurs arguments supportent la première hypothèse :

[1] Les surfaces les plus hautes indiquent une dégradation poussée par l'incision des rivières contrairement aux surfaces basses, pouvant ainsi indiquer que les surfaces hautes aient été soumises durant une plus longue période à l'altération et seraient donc plus anciennes ;

[2] Les datations absolues de latérites armant les surfaces d'aplanissement montrent un âge décroissant depuis le sommet vers la base du plateau ou de la plaine (Beauvais et al., 2008) ;

[3] Enfin les surfaces d'aplanissement les plus hautes peuvent être déformées alors que les plus basses restent planes.

Ces surfaces d'aplanissement étagées reposant aujourd'hui jusqu'à des altitudes de 3000m (Plateau du Drakensberg en Afrique du Sud) traduisent donc l'enregistrement des mouvements verticaux dont les modes de déformation sont exprimés par leur extension et leur longueur d'onde. La différence d'altitude entre deux surfaces d'aplanissement successives est un proxy de l'amplitude de la chute relative du niveau de base associée à une surrection de la lithosphère (Guillocheau et al., 2018).

L'histoire de la surrection des domaines à multiples surfaces d'aplanissements est souvent difficile à restituer de par l'absence de datations de ces surfaces et notamment l'absence de dépôts sédimentaires. L'analyse combinée des surfaces d'aplanissement et des altérations associées, des données thermochronologiques, du volcanisme, et des bassins sédimentaires périphériques est donc une approche obligatoire pour comprendre la déformation de ces domaines.

Ce chapitre présente la cartographie et un modèle d'âge des surfaces d'aplanissement étagées au Mozambique, Zimbabwe et Malawi et leur utilisation comme proxy de la déformation de grande

à très grande longueur d'onde. Cette étude repose sur : (i) un travail de cartographie réalisé à partir de l'analyse de Modèles Numériques de Terrain (GEBCO 2014, SRTM 90 m) sur logiciels S.I.G (ArcGis10.2, Global Mapper15), (ii) l'intégration d'un maximum de données bibliographiques concernant l'altération, le volcanisme, et les sédiments associés. Aucune analyse de terrain n'a été effectuée du fait de l'impossibilité pour des raisons de sécurité d'accéder au terrain du Mozambique.

Dans un premier temps, nous détaillerons les différents types de surfaces d'aplanissement présentes en Afrique et détaillerons la démarche utilisée afin de les caractériser. Nous exposerons par la suite les éléments du relief de la zone étudiée puis nous exposerons nos résultats à une échelle plus régionale en intégrant les travaux réalisés dans le cadre de la thèse de Baby (2017) sur l'Afrique Australe.

4.2 LES TYPES DE SURFACES, LEURS SIGNIFICATIONS ET LEURS METHODES D'ÉTUDES

Il existe trois grands types de surfaces d'aplanissement observées en Afrique : (i) les surfaces de corrosion ou *"etchplains"*associées à des épisodes d'érosion chimique sous des conditions climatiques chaudes et humides, (ii) les pédiplaines-pédiments-pédivallées, résultats d'épisodes d'érosion mécanique et ou chimique avec des variations climatiques plus contrastées et (iii) les surfaces d'abrasion marines ou *"wave cut platform"* correspondant à des surfaces d'érosion marine résultant de l'action des vagues lors de transgressions.

Ces surfaces sont préservées à l'actuel sous forme de reliefs résiduels ("*etchplain*" : x1 à 10^2 km^2) ou de larges plaines (pédiplaines et surfaces d'abrasions marine : 10^3 à 10^4 km^2) disséquées par le réseau fluviatile actuel et passé.

4.2.1 « Etchplain » ou surface de corrosion

Une surface de corrosion désigne une surface d'aplanissement liée à la croissance d'un profil d'altération plus ou moins préservé pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur formé sous des conditions climatiques chaudes et humides.

Deux types de surfaces de corrosion peuvent être différenciés : (i) les surfaces de corrosion cuirassées ou "*mantled etchplains*" présentant une topographie sub-plane et caractérisées par un profil latéritique complètement préservé avec à leur sommet une cuirasse ferrugineuse ou bauxitique "*duricrust*" et (ii) les surfaces de corrosion décapées ou "*stripped etchplains*" décapées par les processus alluviaux (Figure 4.1). Dans ce dernier cas, la base du profil d'altération décapé constitue alors la topographie de la surface d'aplanissement sur laquelle demeurent parfois quelques résidus du profil latéritique (<10 % de l'aire initiale). La rugosité de cette nouvelle surface dépend de la forme du front d'altération et donc des hétérogénéités du substratum. Ces hétérogénéités faiblement altérées constituent alors des buttes résiduelles appelés "*inselbergs*".

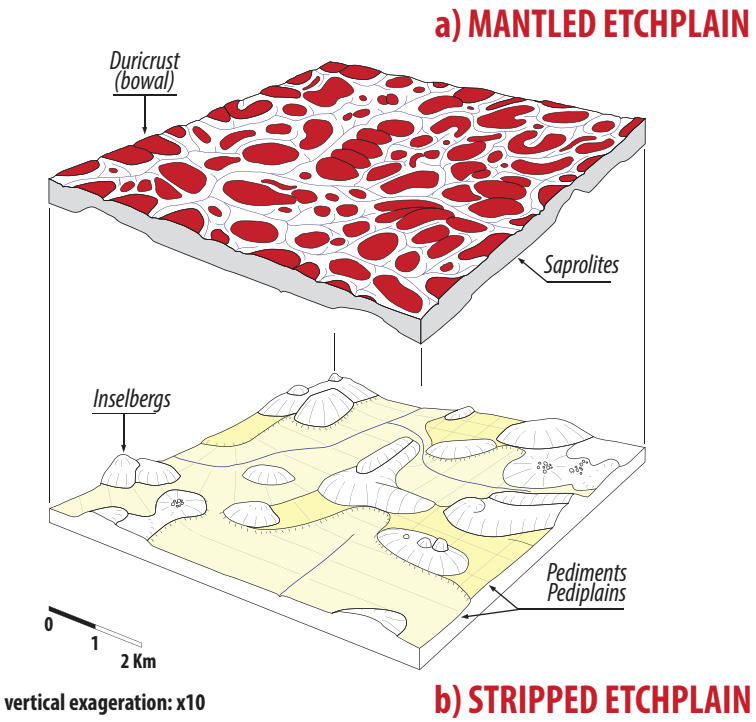


Figure 4.1 – Principales caractéristiques des surfaces de corrosion. (a) La surface de corrosion cuirassée ; (b) La surface de corrosion décapée. Figure issue de Guillocheau et al. (2018). *[Main characteristics of the etchplains. (a) Mantled etchplain with duricrusts ; (b) Stripped etchplain with inselbergs. From Guillocheau et al. (2018).]*

4.2.2 Pédiments, pédiplaines et pédivallées

Au premier ordre, les pédiments sont des surfaces d'érosion faiblement inclinées limitées en amont par des escarpements les reliant à d'autres formes du relief plus anciennes. Ces escarpements peuvent être : (1) abrupts ou légèrement sinueux, (2) très disséqués par l'incision du réseau fluviatile,(3) ou bien plus progressifs avec la mise en place de longue vallées planes (largeur : 50-200km, longueur :100-500 km) appelées pédivallées. Les pédiments se différencient des pédiplaines par leur superficie, avec respectivement des ordres de grandeur de x10 à 10^2 km^2 et x10^3 à 10^6 km^2 (Figure 4.2). Plus précisément, le terme pédiment est défini comme une surface d'aplanissement résultant d'une érosion mécanique caractérisée par (Dohrenwend and Parsons, 2009; Tator, 1952; Whitaker, 1979) :

- une surface faiblement inclinée (pentes comprises entre x10^{-4} % et 1 %) adaptée à un niveau de base local ou global, tronquant les structures et lithologies sous-jacentes sans relief significatif ;
- une aire comprise entre 10^2 km^2 et 10^4 km^2 ;
- un profil longitudinal concave (en général) à rectiligne ;
- des valeurs de pentes très faibles en aval (x 10^{-4} à 1%) augmentant en partie amont (x1% à >15%) ;

- l'absence de couverture sédimentaire ou la présence de placages sédimentaires discontinus de faible épaisseur (x1 m) ;
- l'absence de réseaux de rivières surimposés ou un réseau à chenaux étroits (x1 m à x10 m de large) sans incision significative (x1 m).

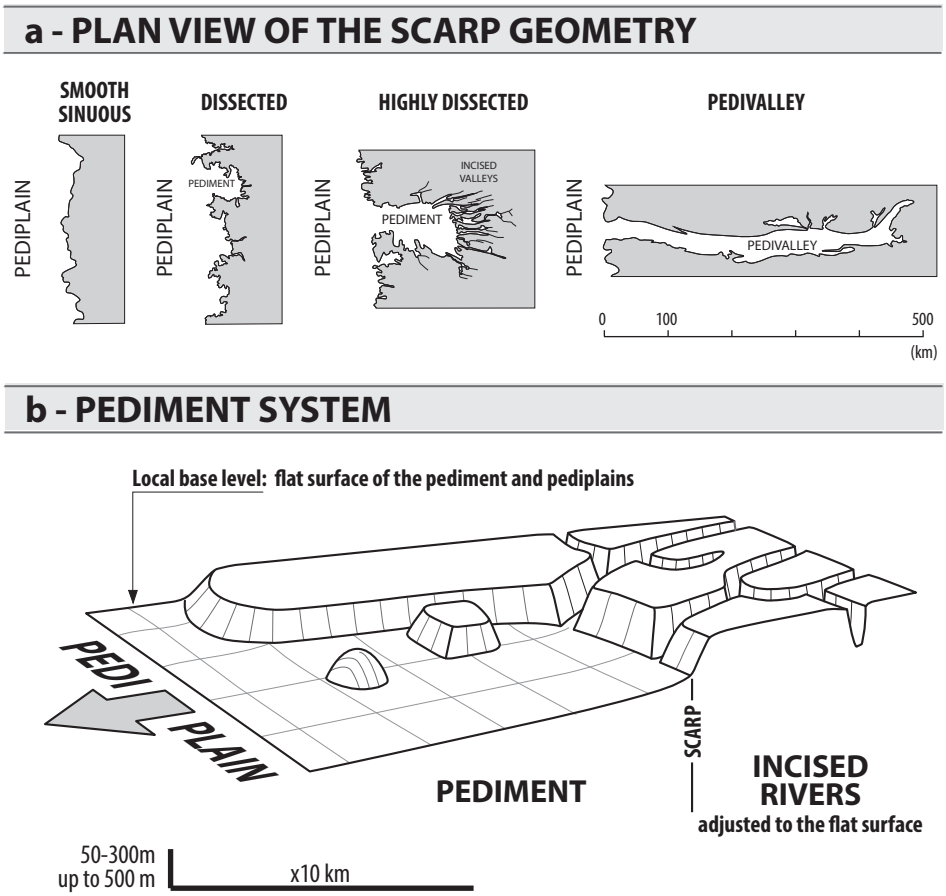


FIGURE 4.2 – Principales caractéristiques des pédiments et pédiplaines. (a) Représentation en plan ; (b) Le concept d'un système pédimentaire. Figures de Guillocheau et al. (2018) *[Main characteristics of the pediments and pediplains. (a) Plan view variability of the pediment shape ; (b) The concept of a pediment system. From Guillocheau et al. (2018).]*

4.2.3 Surfaces d'abrasion marines (« wave cut platform »)

Les surfaces d'abrasion marine "*wave-cut platforms*" sont des surfaces d'aplanissement, légèrement inclinées vers l'océan qui viennent souvent buter sur un escarpement correspondant à une paléo-falaise ou paléo-littoral. Elles se développent durant les phases de transgression marine, le déferlement des vagues étant le principal agent érosif. Lorsqu'elles sont préservées à terre, ces surfaces peuvent porter des sédiments marins résiduels témoignant d'une phase transgressive ou bien de haut niveau marin. Les surfaces sont très souvent le terme d'une évolution polygénique accentuant des surfaces d'aplanissement préexistantes de type surfaces de corrosion ou pédiments.

4.2.4 Les facteurs de contrôle des surfaces d'aplanissement étagées

La formation d'une surface d'aplanissement résulte d'un processus d'altération et d'érosion long de l'ordre de 1 Ma - x1 Ma (Beauvais et al., 2008), avec un taux d'altération pouvant différer selon les environnements climatiques (humide, sec, tropical). Au premier ordre, la création d'une surface d'aplanissement s'effectue par rapport à un niveau de base donné, alors que son extension dépend de la durée et de la stabilité de ce même niveau de base. L'étagement des surfaces est lui facteur des conditions climatiques (climato-eustatisme) ou du régime de déformation (surrection-subsidence) pouvant induire des variations du niveau de base et ainsi la genèse de différentes surfaces. La genèse d'une surface est donc induite au cours de processus de déformation continus ou discontinus avec de possibles changements des modes d'érosion selon la dynamique du climat. L'expression de la déformation peut être synthétisée selon trois longueurs d'ondes :

- Les déformations de courte longueur d'onde et de vitesse importante ($\lambda \approx$ x10 km, V $\approx$ x 1 km/Ma) correspondent à des hétérogénéités (crustales) telles que des failles crustales, des chevauchements, pouvant induire des amincissements ou épaississements crustaux. Ces phénomènes correspondent à des déformations localisées et de courte durée ;
- Les déformations de moyenne longueur d'onde ($\lambda \approx$ x100 km, V $\approx$ x 10-100 m/Ma) correspondent à des phénomènes de flambage lithosphérique induits par des phénomènes de charge/décharge (e.g. bassin sédimentaire, chaîne de montagnes), ou à des phénomènes d'instabilité thermique sous la lithosphère (i.e sous-placage mantellique) ;
- Les déformations de grande longueur d'onde ($\lambda \approx$ x100 km, V$\approx$ x 10m/Ma) correspondent à des phénomènes impliquant la dynamique (la convection) du manteau : la topographie dynamique. Ce phénomène est dirigé par les flux mantelliques impliquant des anomalies positives (plateaux) et négatives (dépressions) de topographie sur de larges surfaces continentales (Forte et al., 2010).

4.2.5 Les méthodes d'analyse des formes du relief

Dans ce travail, l'analyse des formes du relief est réalisée à partir (i) de l'analyse et du traitement de Modèles Numériques de Terrain (MNT ou DEM – "Digital Elévation Model" ; altitude du terrain avec une résolution spatiale donnée) et d'images satellitaires par l'utilisation de Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) ; (ii) de la compilation et de l'interprétation de cartes géologiques et géomorphologiques de travaux antérieurs.

4.2.5.1 La cartographie des formes du relief

Les outils de SIG (ESRI Arcgis 10 ; Qgis ; Google Earth) permettent une visualisation 2D et 3D de la topographie de la zone étudiée. Ce sont les uniques outils utilisés pour la cartographie des formes du relief sur la zone d'étude (Zimbabwe, Zambie, Mozambique, Malawi). Comme déjà

indiqué, les contrôles de terrain prévus au Mozambique n'ont pu être réalisés pour des raisons de sécurité.

Afin de réaliser la cartographie, plusieurs traitements (calculs) ont été menés sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ce sont :

- **l'ombrage**, qui permet de faire ressortir le relief associé aux données d'altitude d'un MNT selon une orientation définie et qui met en évidence les structures et linéaments perpendiculaires à cette orientation ;
- **la pente**, qui peut permettre d'isoler les zones les plus planes du relief. Une valeur seuil, en-dessous de laquelle une surface d'aplanissement est identifiée, peut être choisie. Cependant, la définition d'un seuil peut exclure les surfaces planes mais basculées, comme c'est le cas au Mozambique et au Zimbabwe ;
- **la courbure**, qui mesure la dérivée de la pente définie selon 3 éléments : tangentielle, de profil et planaire. La courbure de profil est la plus pertinente afin d'identifier les ruptures de pentes dans la topographie ;
- **les profils topographiques** qui permettent une vue en coupe du relief afin de caractériser la géométrie et l'agencement des formes du relief et notamment les escarpements ;
- **les profils "*Swath*"**, qui représentent en coupe, la projection des valeurs d'altitudes moyennes maximales et minimales d'une surface rectangulaire d'une largeur de pixels données. Ce type de méthodes est particulièrement adapté pour caractériser les surfaces d'aplanissement qui ne subsistent que de façon résiduelle dans le paysage. En effet, la courbe des altitudes maximales n'échantillonnera que les points hauts résiduels en s'affranchissant relativement des dégradations postérieures liées à l'incision des rivières. A l'inverse, la courbe des altitudes minimales permet de caractériser le niveau de base actuel grâce à la configuration des profils de rivières.
- **les *"Topographic Position index"* (TPI)**, soit la différence d'altitude entre une cellule donnée et l'altitude moyenne de ses voisines dans un rayon déterminé. La combinaison de deux calculs de TPI avec des rayons de recherche différents améliore l'identification de formes du relief plus complexes.

4.2.5.2 La chronologie relative et les datations des formes du relief

La chronologie relative des surfaces d'aplanissement étagées est basée sur les relations géométriques existant entre différentes surfaces d'aplanissement en y intégrant les roches sédimentaires et volcaniques qui les scellent ou qu'elles recoupent. Le principe étant que toute surface recoupée en aval par un escarpement d'une surface plus basse est plus vieille que cette dernière. Les datations de chaque génération de surfaces peuvent être réalisées par : (i) leurs relations géométriques avec des roches sédimentaires ou volcaniques datées qui les encadrent (les surfaces sont post-datées si elles les recoupent ; pré-datées lorsqu'elles sont scellées par ces roches), (2) grâce aux méthodes de datation absolue appliquées aux profils d'altération qui scellent les surfaces d'aplanissement (Beauvais et al.,

2008). Au cours de cette étude, aucune datation absolue (sédimentaires, volcaniques, altérites) n'a été réalisée, seules celles disponibles dans la littérature ont été utilisées.

4.2.5.3 La restauration de la paléo-topographie

La restauration de la topographie est basée sur trois principes.

[1] Les surfaces d'aplanissement ont une pente très faible (10^{-4} % - 1 %). Ces valeurs proviennent d'une compilation des pentes des parties avales des pédiments subactuels en Afrique (Guillocheau et al., 2018) ;

[2] L'étagement entre deux surfaces d'aplanissement résulte d'une chute du niveau de base induite par une surrection dont les arguments ont été développés précédemment.

[3] L'amplitude des chutes du niveau de base contrôle la hauteur de l'escarpement entre deux surfaces successives, du fait que chaque surface plane amont de pédiments correspond un niveau de base local.

4.3 AGE ET ORIGINE DU RELIEF – ÉTAT DE L'ART

Le nord-est de l'Afrique australe est caractérisée par des reliefs qui peuvent être subdivisés en deux sous-catégories, avec : (i) au nord Mozambique et Malawi, des escarpements abrupts liés à une histoire tectonique cassante relative à la croissance du rift Est-Africain au cours du Miocène (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015), et (ii) au Sud Mozambique et Zimbabwe, un domaine élevé mais présentant des pentes régionales faiblement inclinées issues d'une déformation grande longueur d'onde relative à la croissance du plateau Sud-Africain. Celui-ci étant lié à la présence d'une anomalie thermique à la transition noyau-manteau mise en évidence par les modèles topographiques (Forte et al., 2010) et définie comme l' "*African superplume*".

4.3.1 Les données thermochronologiques

De nombreuses études thermochronologiques (AFT, U-Th/He) en Afrique australe ainsi que le long du rift Est Africain indiquent trois principales phases de refroidissement rapide d'extension régionale à continentale, au Crétacé inférieur (150-130 Ma), au Crétacé supérieur (110-80 Ma) et depuis l'Oligocène jusqu'au Miocène moyen (34-11Ma). Ces phases coïncident avec : (i) des phases d'accélération de flux silicoclastiques enregistrés dans les bassins de l'Orange (Namibie) (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012), du Cape (Afrique du Sud) (Tinker et al., 2008a), du Limpopo et du Zambèze (Walford et al., 2005; Said et al., 2015) ; (ii) des phases de volcanisme intense (Woolley, 1987; Ebinger, 1989; Jelsma et al., 2004). Les phases de refroidissement rapide enregistrées par les études thermochronologiques ont été interprétées ici comme des périodes d'exhumation.

4.3.2 Les études géomorphologiques de l'Afrique australe

Plusieurs études géomorphologiques, focalisées sur les escarpements et les surfaces d'aplanissement, ont été menées en Afrique australe (King, 1967; Lister, 1967, 1987; Burke and Gunnell, 2008; Baby, 2017)(Figure 4.3). Ces études sont fondées sur deux principes : (1) les surfaces d'aplanissement sont planes et peuvent être datées en fonction de leur altitude relative, (2) les surfaces d'aplanissement ont été formées au niveau de la mer. Cela suggère que les reliefs résiduels résultent de plusieurs cycles tectoniques successifs. Ces cycles débutent par une chute du niveau de base associée à une phase de surrection brève. Le relief créé est ensuite progressivement érodé pendant une période de quiescence tectonique plus ou moins longue, jusqu'à aboutir à une surface d'aplanissement d'échelle continentale, proche du niveau marin. Un nouveau cycle peut alors être initié à la faveur d'une nouvelle phase de surrection.

4.3.3 Les études au Zimbabwe et au Malawi

Plusieurs études géomorphologiques ont été réalisées sur le Malawi (Lister, 1967; Ray, 1975) et au Zimbabwe (Lister, 1987) (Figure 4.3). Les travaux les plus complets sont ceux de Lister (1967, 1987) qui prolongent les travaux de King (1967) en Afrique du Sud afin de caractériser une succession

de six surfaces identifiées au Malawi et au Zimbabwe et définies comme :

- La surface **Gondwana** datée du Jurassique moyen à terminal ;

  La surface du Gondwana est définie par la fin de l'épanchement volcanique Karoo et le début de la dislocation du Gondwana. Le volcanisme Karoo ainsi que le rifting n'étant pas synchrone à l'échelle du continent africain, la surface gondwanienne est considérée comme diachrone.

- La surface **post Gondwana** datée du Crétacé inférieur ;

  La surface post Gondwana débute après la dislocation du Gondwana jusqu'à la base du Crétacé supérieur. Aujourd'hui extrêmement décapées par les cycles érosifs postérieurs, les surfaces Gondwana et post-Gondwana sont limitées aux altitudes les plus élevées.

- La surface **africaine** datée du Crétacé moyen à Oligocène terminal ;

  Le Crétacé moyen est caractérisé par l'initiation d'une déformation grande longueur d'onde puis par une période de quiescence tectonique. Liée à la longue durée de ce cycle, la surface africaine qui en résulte est caractérisée par (i) une surface très plane étendue sur de vaste zones géographiques, (ii) la présence de ferricrètes, bauxites et calcrètes dépendant de la lithologie du substratum et du climat ;

- La surface **post-Africaine** datée du Miocène ;
- La surface **pliocène** datée du Pliocène ;
- La surface **quaternaire** datée de la fin Pliocène à l'actuel ;

4.3.4 L'étude de l'Afrique australe

Plus récemment une étude géomorphologique complète combinant : (i) la caractérisation de surfaces d'aplanissement par l'utilisation de données SIG et de terrain ; (ii) des calculs de volumes dénudés à terre ; et (iii) une étude chronologique des déformations et de leurs distribution géographique a été réalisée par G.Baby (2017) sur l'Afrique du Sud ainsi que sur une grande partie du versant Atlantique de l'Afrique australe. Cinq surfaces d'aplanissement ont été définies et très bien contraintes temporellement à partir de formations sédimentaires et des nombreuses datations de kimberlites et d'épanchements volcaniques présents en Afrique du Sud et Namibie. Les cinq surfaces ont été définies comme suit (Figure 4.3) :

- Les surfaces **S1a ($<$ 176 Ma)** et **S1b ($<$ 130 Ma)** correspondent à des surfaces de corrosion décapées ou « stripped etchplains » qui subsistent sous la forme de buttes et de plateaux résiduels (x10 à x1000 km^2) ;

- La surface d'aplanissement **S2 (92-81 Ma)** est une pédiplaine d'échelle continentale (x100 000 km^2) ;

- Les surfaces d'aplanissement **S3 (81-70 Ma)** sont de deux types : (i) une vaste pédiplaine (x100 000 km^2) située sur le plateau et (ii) des pédiments qui peuvent être coalescents (pédiplaine) sur la frange côtière ($\times$10 000 km^2) ;

- Les formes du relief **S4 (25-18 Ma)** sont de trois types : (i) des surfaces d'abrasion marine ou « wace-cut platforms » ; (ii) des pédiments qui peuvent être coalescents ; (iii) des incisions fluviatiles.

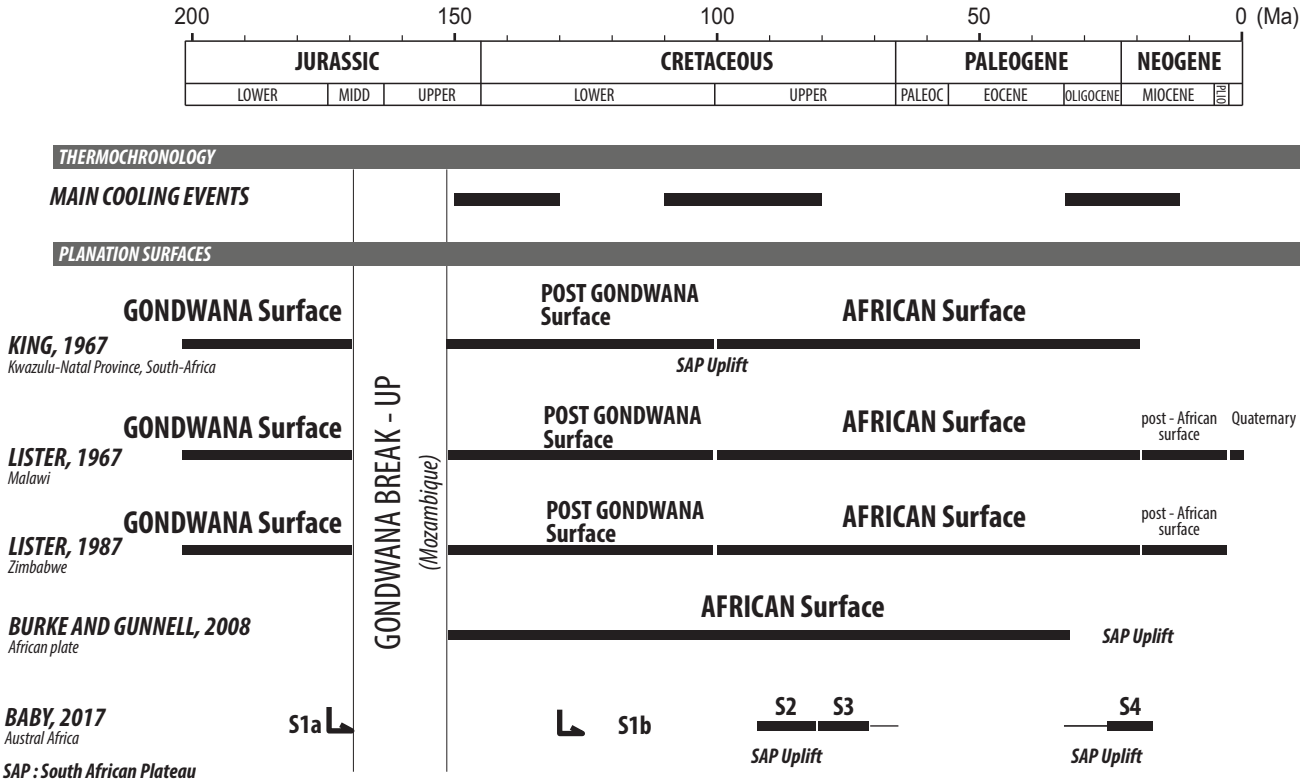


FIGURE 4.3 – Synthèse des études thermochronologiques et géomorphologiques réalisées en Afrique Australe. *[Summary of the previous thermochronological and geomorphologic studies carried out in southern and central Africa.]*

4.4 LES SURFACES D'APLANISSEMENT DU BASSIN VERSANT ZAMBEZE

4.4.1 Les grandes unités géomorphologiques du bassin versant zambèze

Au premier ordre, les reliefs du bassin versant du Zambèze au Mozambique, Malawi, Zambie et Zimbabwe sont caractérisés par quatre grands types de formes (Figure 4.4 ; 4.5).

[1] Des massifs volcaniques (Rungwe) ayant préservé leur forme éruptive.

[2] Des plateaux et des collines plus ou moins incisés/disséqués par les vallées du réseau fluviatile (Mafungabusi, Nyikia, Vipya).

[3] Les dépressions correspondant à des rifts actifs néogènes (Shire-Malawi-Nyasa, Urema) ou fossilles permo-triassique (Luangwa, Zambezi).

[4] De grandes plaines parfois endoréïques et plus ou moins incisées par les rivières (plaine de Lilongwe, Kalahari).

Le plateau du Malawi :

Cette unité est localisée entre le rift actif du Malawi et le rift fossile de la Luangwa (Karoo). Le plateau du Malawi est composé de trois plateaux et d'une plaine, avec respectivement du nord au sud : les plateaux Nyika, Vipya et Kirk, et la grande plaine de Lilongwe. Ces trois plateaux de faibles à moyennes dimensions (∼100 km de long et ∼50 km de large) sont définis par des altitudes moyennes décroissantes avec respectivement du nord au sud : 2300m, 1600m, 1400m. La plaine de Lilongwe couvrant la majeure partie du Malawi présente une pente en direction de l'ouest dans sa partie nord, et une altitude moyenne de 1000m.

Le plateau Zambien :

Situées sur la bordure ouest de l'escarpement du rift de Luangwa, les montagnes de Muchinga possèdent une élévation moyenne de 1400m. Elles sont limitées à l'ouest par deux grandes surfaces de déflation situées à une altitude moyenne de 1100m et comblées par les sables du Kalahari.

Le plateau Zimbabwéen :

Le plateau du Zimbabwe est limité sur sa partie nord et est par le système de rifts fossiles du Zambeze (Karoo) dont les escarpements sont supérieurs à 1000m. L'altitude moyenne du grand plateau du Zimbabwe est importante avec 75% de sa surface culminant à des altitudes supérieures à 650m et 66% de sa surface supérieure à 1000m (Lister, 1987). Ce plateau est incliné en direction de l'ouest créant ainsi une ligne franche de délimitation des bassins versants qui alimentent trois grands fleuves avec à l'ouest le fleuve Zambèze et à l'est les fleuves du Save et du Limpopo (Figure 4.5). Cette zone plane est recouverte dans sa partie sud-ouest par les sables du Kalahari. La limite Est du plateau correspond aux reliefs les plus importants du Zimbabwe (« Eastern Highlands »), relief extrêmement disséqué avec des altitudes supérieures à 2600m s'étendant sur 300 km de long et 100 km de large (Lister, 1987).

La dépression du rift actif du Malawi-Shire :

Le rift Malawi-Shire est une structure tectonique active orientée N-S s'étendant sur 700 km de long et 100 km de large. Il constitue la terminaison méridionale de la branche ouest du Rift est-africain et se présente sous la forme d'une succession d'hémi-grabens alternativement basculés vers l'ouest ou l'est, délimités par des horsts et/ou des zones d'accommodation. Le système de failles du rift dont la hauteur des escarpements est d'environ 1000m recoupe les grands plateaux et la plaine du Malawi.

La dépression du rift fossile de Luangwa :

Le rift de Luangwa est un rift Karoo orienté NE-SO s'étendant sur 500 km de long et 150 km de large. La hauteur des escarpements de faille est variable sur le rift, les majeurs d'une hauteur de 700 m sont situés à l'ouest et représentent la limite est des montagnes de Muchinga. Sur la partie est, la hauteur des escarpements est majeure au nord (800m) mais diminue progressivement en direction du sud pour atteindre la centaine de mètres. La transition entre la plaine du Lilongwe basculée du Malawi et le rift Luangwa devient alors graduelle.

La dépression du système de rifts fossiles Zambèzes

La dépression associée au système de rift Zambèze constitue une structure majeure du paysage actuel. Orienté NE-SO puis O-E il représente une plaine s'étendant sur 1000 km de long et 150 km de large qui délimite les reliefs du Malawi, Zimbabwe et de la Zambie. La hauteur des escarpements est variable, les plus importants (700-800m) délimitent le plateau du Zimbabwe et le plateau de Zambie, alors que les mineurs (100-300m) représentent la limite avec la plaine du Malawi.

La province volcanique du Rungwe :

La province volcanique du Rungwe d'âge Miocène supérieur (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993) et Pliocène (Fontijn et al., 2012) est localisée au nord du rift Malawi-Shire. Avec des altitudes comprises entre 2400 et 2600m celle-ci délimite le rift Rukwa des rifts Malawi-Shire et Luangwa.

La plaine côtière du Mozambique et le plateau de Cheringoma :

Deux types de formes caractérisent les reliefs du Mozambique, il s'agit de la plaine côtière, et du plateau de Chéringoma. La surface de la plaine côtière est inégale le long du Mozambique, avec un maximum d'étendue localisé sur la plaine du Limpopo et un minimum situé juste avant l'embouchure du Zambèze. La délimitation entre les hautes surfaces du Zimbabwe et d'Afrique du Sud avec la plaine côtière est abrupte traduite par un dénivelé de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Le plateau de Chéringoma correspond à une surface plane de faible altitude ($\sim$300 m) basculée en direction de l'océan Indien. Cette surface délimite la plaine du Zambèze liée aux rifts de la plaine côtière.

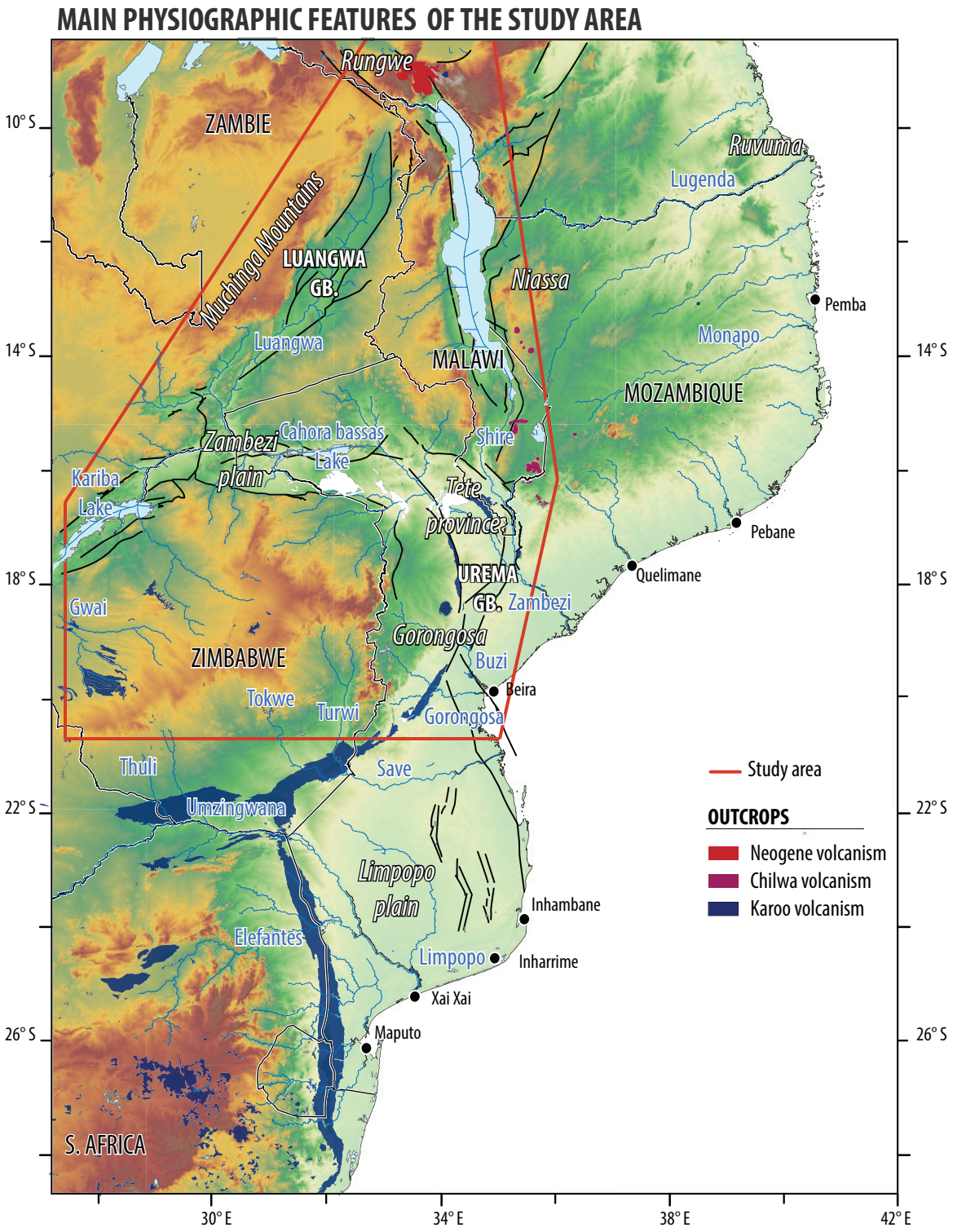


FIGURE 4.4 – Réseau hydrologique, volcanisme, plaines, plateaux et principales stuctures de la zone d'étude et du Mozambique. [*Hydrologic network, Karoo volcanism, and location of the main plateaus, plains, and rifts of the study area.*]

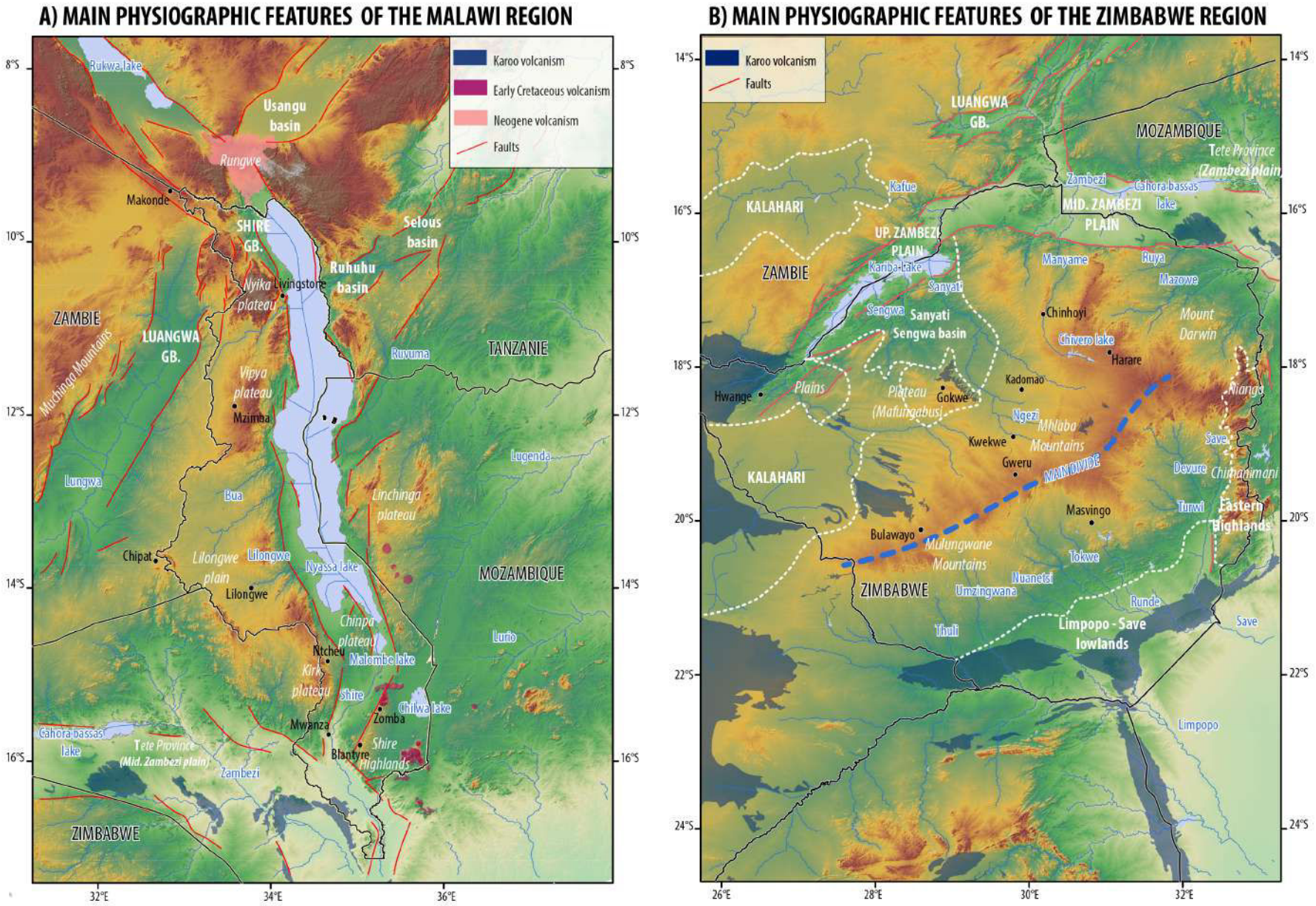


FIGURE 4.5 – Réseau hydrologique, volcanisme, plaines, plateaux et rifts du : (a) Malawi ; (b) Zimbabwe. *[Hydrologic network, volcanism, plains, plateaus, and main structures of the : (a) Malawi ; (b) Zimbabwe.]*

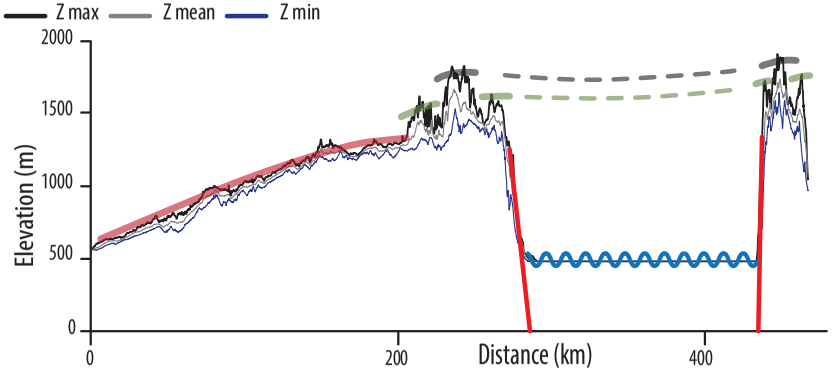
4.4.2 Nature et chronologie relative des surfaces d'aplanissement

Sept générations de surfaces d'aplanissement étagées ont été définies sur la zone Malawi, Zimbabwe, Sud - centre Mozambique et Est Zambie. Ce sont, de la plus élevée à la plus basse, (1) une surface de corrosion résiduelle "*stripped etchplain*" S1 ; (2) les pédiplaines S2, S3, S4 ; (3) la surface d'abrasion marine ou "*wave-cut platform*" S5 ; (4) les pédiplaines S6 et S7, avec S7 correspondant à la surface actuelle. Les formes du relief identifiées présentent des caractéristiques différentes selon leurs zones d'extension géographique (centre Mozambique et Malawi versus Sud Mozambique et Zimbabwe) en réponse d'un régime de contrainte différent. Les caractéristiques de ces surfaces selon leurs répartitions géographiques sont synthétisées dans le tableau 4.1. Leurs géométries dans le relief actuel sont représentées sur sept "*swath profiles*", quatre au Zimbabwe, trois au Malawi (Figures 4.6 ; 4.7).

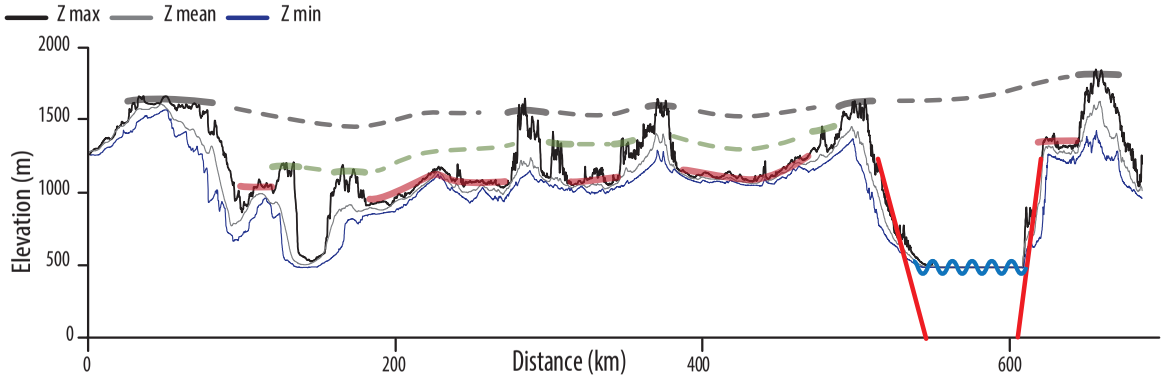
	ELEVATION	LANDFORM +WEATHERING	RELATIONSHIP WITH THE OLDEST FORM	SYNONYMY	AGE (this study)
S1	**Malawi** : 1600 m to the South increasing to value > 2100 m northward.	Highly degraded - *"stripped etchplain"*. Little dimensions : x 1km to the South increasing to x10 km northward.		Gondwana surface (King, 1967,1982;Lister,1967,1987)	No data
	Zimbabwe : > 2200 - 2400 m (Eastern Highlands)	Highly degraded - *"stripped etchplain"*. Identified only on the eastern side of Zimbabwe (Eastern Highlands). Little dimensions : x1 km			
	Zambia: 1600-1700 m	Highly degraded - *"stripped etchplain"*. Little dimensions : x 1 km			
S2	**Malawi**: 1450 m to the South increasing to 1850 m northward	Regional scale pediplain - slightly degraded. Northern part (Nyika and Vipya plateau area) tilted towards the West. Extension of x10 km. Only located on the eastern side of Malawi.	Steep contact with S1 - Difference of elevation: 150 to x100 m.	African surface (King, 1967,1982; Lister,1967,1987)	S2 cut through the Karoo basalts dated at 183-176 Ma (Jourdan et al.,2008)
	Zimbabwe: 1200 - 1750 m	Regional scale pediplain - well preserved on its western side, slightly degraded towards the Indian ocean. Extension of x100 km. Surface tilted towards the inlands.	Steep contact with S1 - Difference of elevation: >300 m		
	Zambia: 1450 -1550 m	Regional scale pediplain - well preserved. Extension of x100km.	Steep contact with S1 - Difference of elevation: 150 - 300 m.		
S3	**Malawi**: 1000 - 1200 m	Regional pediplain - well preserved. Widespread and continuous surface. Extension of x100 km area. Northern part (Nyika and Vipya plateau area) tilted towards the West, the southern part is horizontal. S3' corresponds to S3 degraded by the relative sea level fall due to the onset of the Malawi rift.	Steep contact with S2 - Difference of elevation: 150 - 250 m.	African surface (King, 1967,1982; Lister,1967,1987). Post African Surface I (Patridge & Maud, 1987)	S3 cut through continental Early Cretaceous sediments (Sena Fm : i.e last age 93My) (Salman and Abdula, 1995). S3 is overlain by marine Paleocene (Grudja Fm) and Eocene sediments (Cheringoma Fm) dated between 66 and 41 My (Salman and Abdula, 1995).
	Zimbabwe: 800 - 1150 m	Regional pediplain - well preserved on its western side, highly degraded towards the Indian ocean. Widespread and continuous surface tilted towards the inlands. Extension of x100 km area.	Gradual contact with S2 - Difference of elevation: x10m to 150 m.		
	Zambia: 1100 -1300 m	Regional pediplain - well preserved on its eastern side, slightly degraded towards the inlands. Extension: x100 km area.	Steep contact with S2 - Difference of elevation: 150 - 250 m.		
S4	**Malawi**: 550 -800 m	Regional pediplain - well preserved. Extension of x10 km area.	Steep contact with S3 on the East side - Fault escarpment. Difference of elevation: >400 m. Gradual contact on the West and South side. Difference of elevation: x10m - 150 m.	Post african surface (King, 1967, Lister,1967,1987). Post African Surface II (Patridge & Maud, 1987)	S4 is overlain by marine sediments (Jofane Fm) dated from middle Miocene (Salman and Abdula, 1995). It is also overlain by the Sungwe Fm dated of Miocene age.
	Zimbabwe: 450 -700 m	Regional pediplain - well preserved and flat on its western side, hightly degraded and tilted towards the Indian ocean. Extension: x100 km area.	Gradual contact with S3. Difference of elevation: x10 m to 100 m		
S5	**Limpopo area**: 25-75 m	Wave cut platform. Extension: x100 km area.	Gradual contact with S4. Difference of elevation: x10 m.	Post african surface (King, 1967, Lister,1967,1987)	S5 corresponds to the last long duration transgression which deposited the Jofane Fm.
S6	**Malawi area**: 400-500 m	Flat regional pediplain - well preserved. Extension: x10 km area.	Gradual contact with S4. Difference of elevation: x10m.	Post african surface (King, 1967, Lister,1967,1987) or Pliocene surface	S6 is not affected by the main faults of the Urema graben, supposed to be of early to middle Miocene age (Ebinger _Mortimer). S6 intersects the Chitimwe Fm (Pliocene age) and it is overlain by the Chiwondo Fm (Pleistocene age).
S7	**Mozambique area**: 0-25 m	Present day base level. Extension: x10 km area.	No contact with other surfaces.	Quaternary surface (King, 1967, Lister,1967,1987)	

TOPOGRAPHIC PROFILES ACCROSS THE NORTH MALAWI PLATEAU

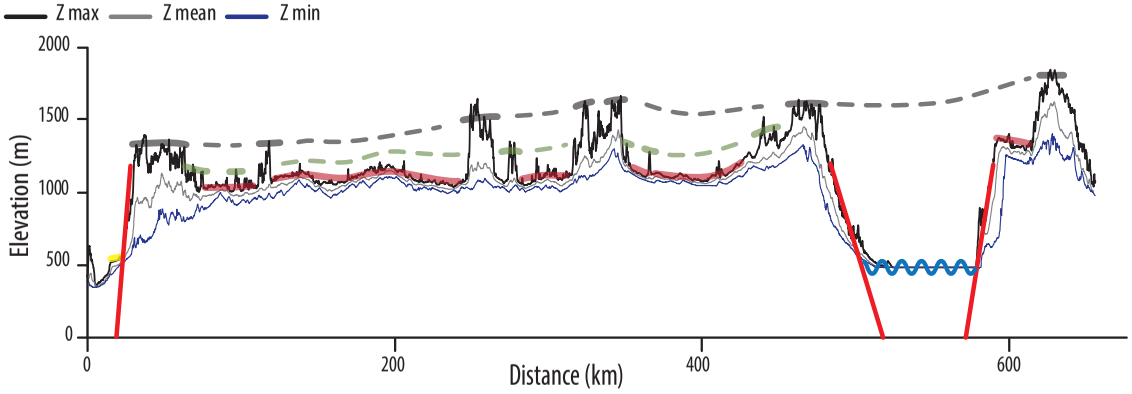
PROFIL A - A′

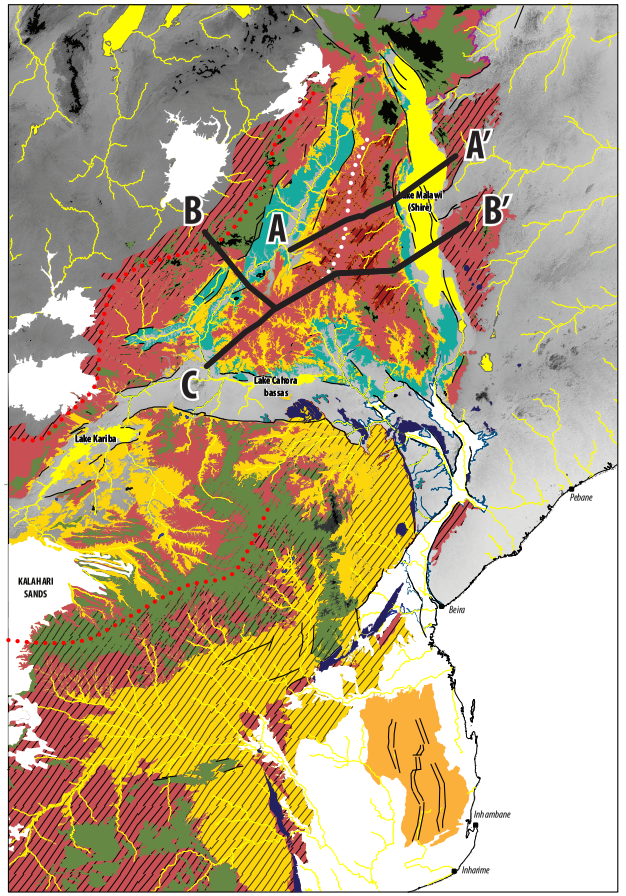


PROFIL B - B′



PROFIL C - B′

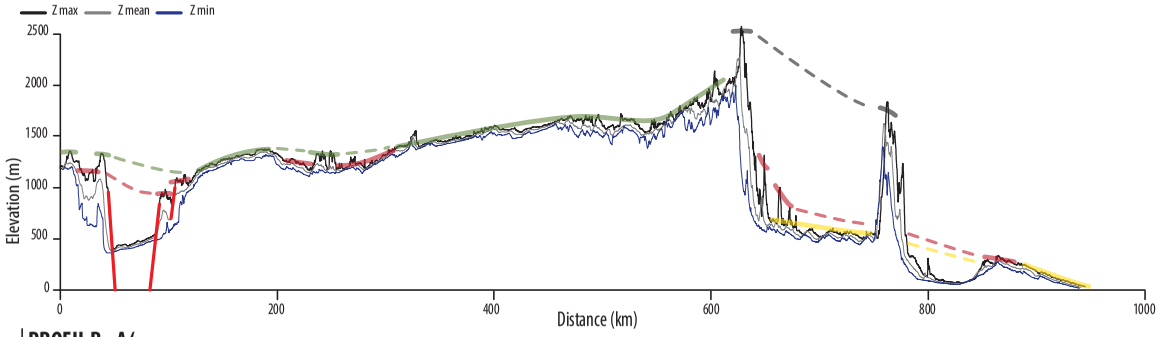




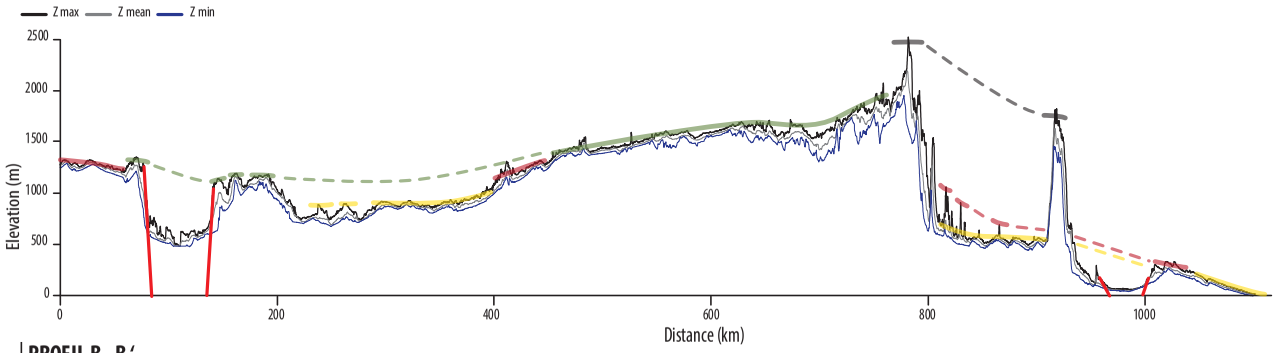
S1
S2
S3
S3′
S4
S5
S5
S6
Karoo volcanism
Main divides
Current base level
Degraded surface
Kalahari sands
Deflation surface
Main faults

TOPOGRAPHIC PROFILES ACROSS THE ZIMBABWE PLATEAU

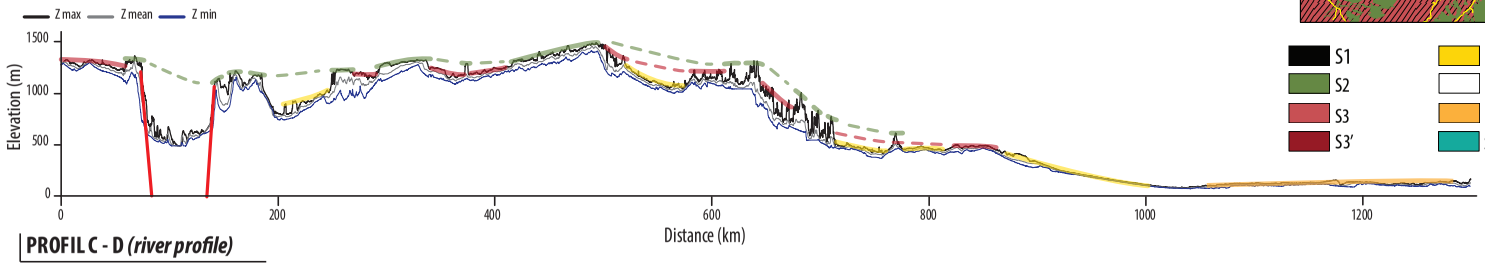
PROFIL A - A'



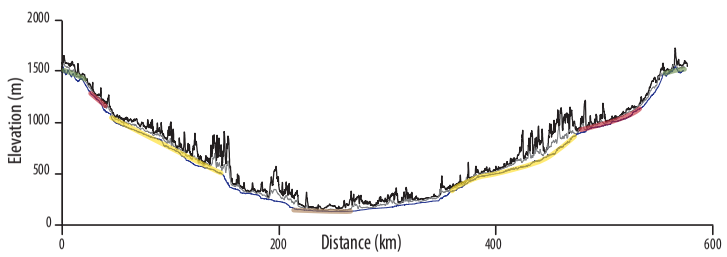
PROFIL B - A'

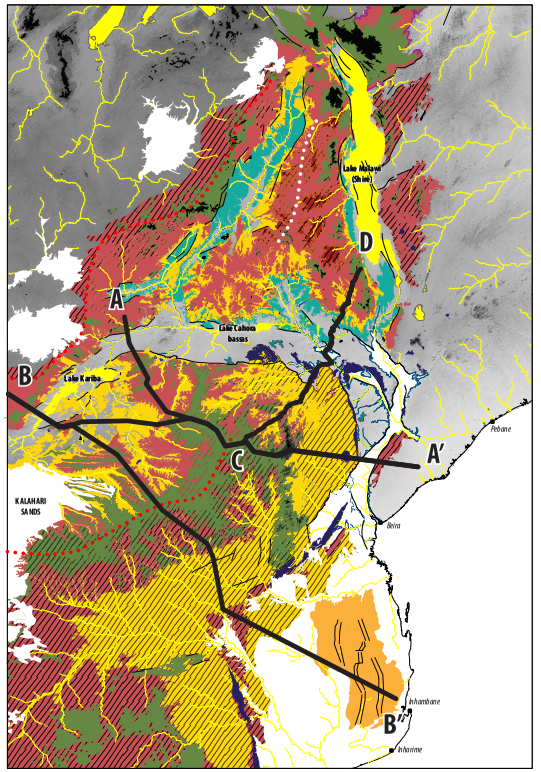


PROFIL B - B'



PROFIL C - D *(river profile)*





S1
S2
S3
S3'
S4
S5
S5
S6

Current base level
Degraded surface
Kalahari sands
Deflation surface
Karoo volcanism
Main divides
Main faults

TABLE 4.1 – Chronologie relative, caractéristiques, synonymie et âges des formes du relief. *[Relative chronology, characteristics, synonymy and ages of the landforms.]*

FIGURE 4.6 – Profils topographiques « swath » interprétés du Malawi. *[Malawi interpreted swath profiles.]*

FIGURE 4.7 – Profils topographiques « swath » interprétés du Zimbabwe . *[Zimbabwe interpreted swath profiles.]*

4.5 LES ÉLEMENTS DE DATATION DES SURFACES

La datation relative des surfaces d'aplanissement définies préalablement est basée sur les relations géométriques entre ces surfaces et les sédiments marins préservés à terre et le volcanisme.

4.5.1 Les données du bassin versant Zambèze

La nature, la localisation géographique et l'âge des éléments de datation utilisés dans cette étude sont représentés (Figure 4.8).Une synthèse des contraintes de datation est représentée (Figure 4.10).

Surface S1 : cette surface de corrosion dégagée ou "*stripped etchplain*" très localisée ne recoupe ou n'est recouverte par aucune Formation sédimentaire ou évènement volcanique. Elle ne peut être que post-datée par la surface S2.

Surface S2 : la pédiplaine S2 recoupe les basaltes et les dolérites de la province magmatique du Karoo situés dans la région des montagnes de Mulungwane (Zimbabwe) et datés entre 183 et 176 Ma (Jurassique supérieur) (Jourdan et al., 2008). L'aplanissement de cette surface est donc **postérieur à 176 Ma**.

Surface S3 : la pédiplaine S3 recoupe les sédiments continentaux de la base du Crétacé supérieur (Fm de Sena : 93 Ma) ; Salman and Abdula (1995) localisés dans le bassin du Limpopo (Mozambique). S3 est recouverte par les sédiments marins des Formations de Grudja et de Cheringoma localisés sur la bordure est du graben d'Urema et datés entre 66 et 41 Ma (Salman and Abdula, 1995), ainsi que par la Formation de Mapai localisée dans le bassin du Limpopo et d'âge Paléocène (Pekkala et al., 2008). L'aplanissement de cette surface est donc **postérieure à 93 Ma et antérieure à 66 Ma**.

Surface S4 : la pédiplaine S4 recoupe la Formation de Mapai d'âge Paléogène (Pekkala et al., 2008) et est recouverte par les sédiments marins de la Formation de Jofane et d'Uloa localisés dans le bassin du Limpopo et datés respectivement du Miocène moyen (∼16-12 Ma) ;(Salman and Abdula, 1995) et du Miocène inférieur à moyen (Frankel, 1966). Sur la bordure Est de l'épaulement du rift Malawi, la surface S4 est recouverte par la Formation basculée de Sungwe d'âge Miocène (sans plus de précision) (Dixey, 1927) (Figure 4.9, voir localisation figure 4.8). L'âge d'aplanissement de cette surface, estimée à partir des formations sédimentaires (Sungwe, Jofane et Uloa) est donc intra-Miocène et antérieur à 16 Ma.

Dans la partie nord de la zone d'étude (Malawi), la surface S4 n'est pas affectée par le jeu de failles majeures du rift Malawi. En effet l'âge de mise en place de ce rift est mal contraint. Le volcanisme du Rungwe localisé au nord Malawi commence à environ 9 Ma (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993) ce qui contraint la présence d'une activité tectonique au Miocène supérieur. Mais plus récemment une étude thermochronologique (U-Th)/He sur les bordures Ouest du rift font état de mouvements verticaux dès le Miocène inférieur à moyen (∼22-16 Ma)(Mortimer et al., 2006). L'âge d'aplanissement de cette surface estimée à partir de la thermochronologie serait donc estimé entre ∼22 et 9 Ma. La combinaison des deux approches (recoupement avec les formations sédimentaires

Sungwe, Jofane et Uloa et la thermochronologie) permettrai de définir un âge final de la surface **S4 entre ∼22 et 16 Ma**.

Surface S5 : il n'existe aucun dépôt sédimentaire permettant de dater cette surface d'abrasion marine « wave cut platform ».

Surface S6 : la pédiplaine S6 recoupe sur la bordure est de l'épaulement du rift Malawi les sédiments non basculés de la Formation de Chiwondo datés du Pliocène (5-4 Ma) (Ebinger, 1989)(Figure 4.9). Dans cette même zone géographique, S5 est recouverte par les sédiments pléistocènes de la Formation de Chitimwe (Figure 4.9). Il n'existe cependant pas de valeurs d'âges absolus de la Formation de Chitimwe. Il est donc raisonnable d'indiquer un âge de S6 compris entre ∼ **4 Ma (base du Pliocène) et 0 Ma (toit du Pleistocène)**.

Surface S7 : cette pédiplaine correspond au niveau de base actuel.

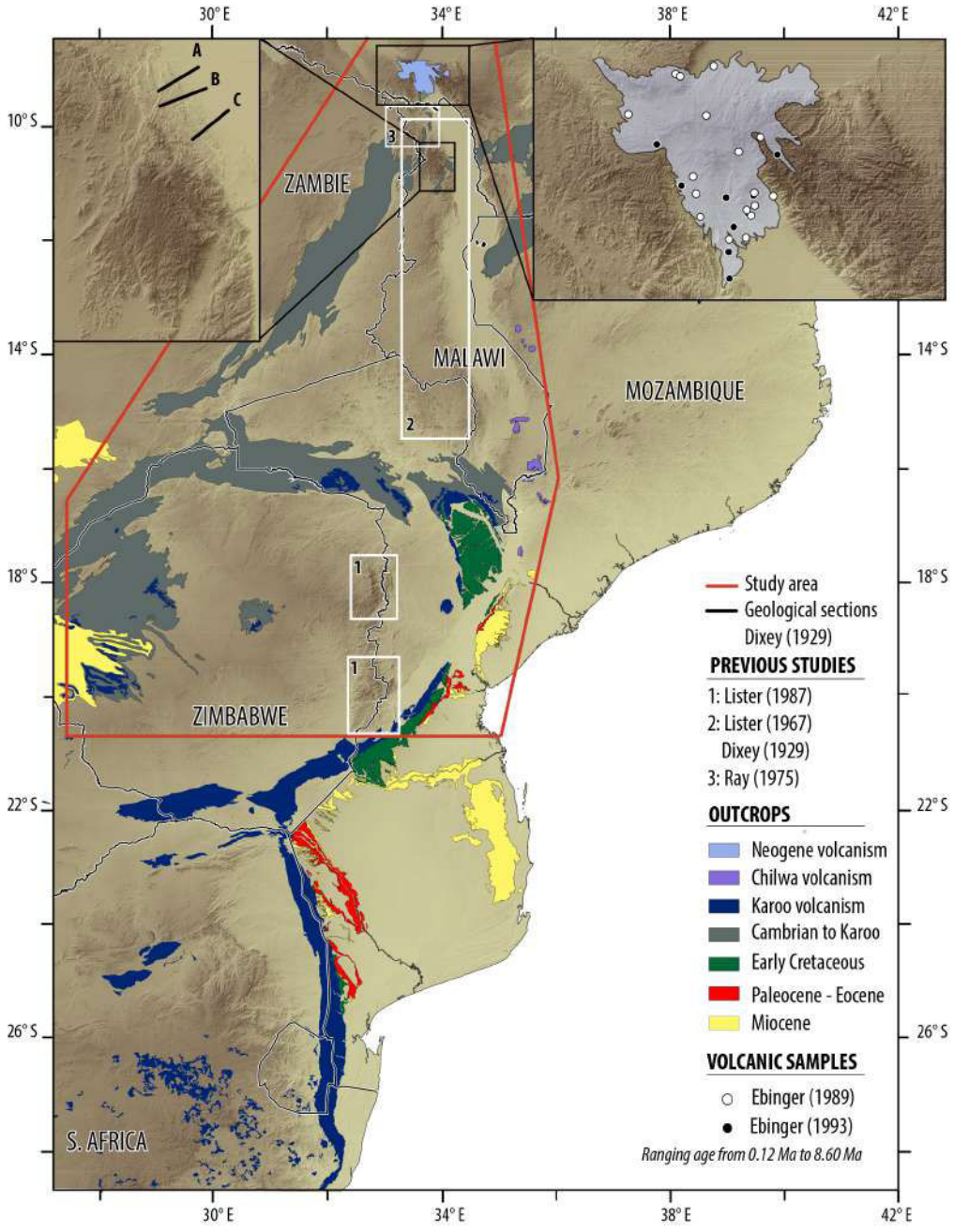


Figure 4.8 – Localisation des éléments de datations des formes du relief (Mozambique, Zimbabwe et Malawi. *[Location of the landforms datation constraints (Mozambic, Zimbabwe and Malawi.]*

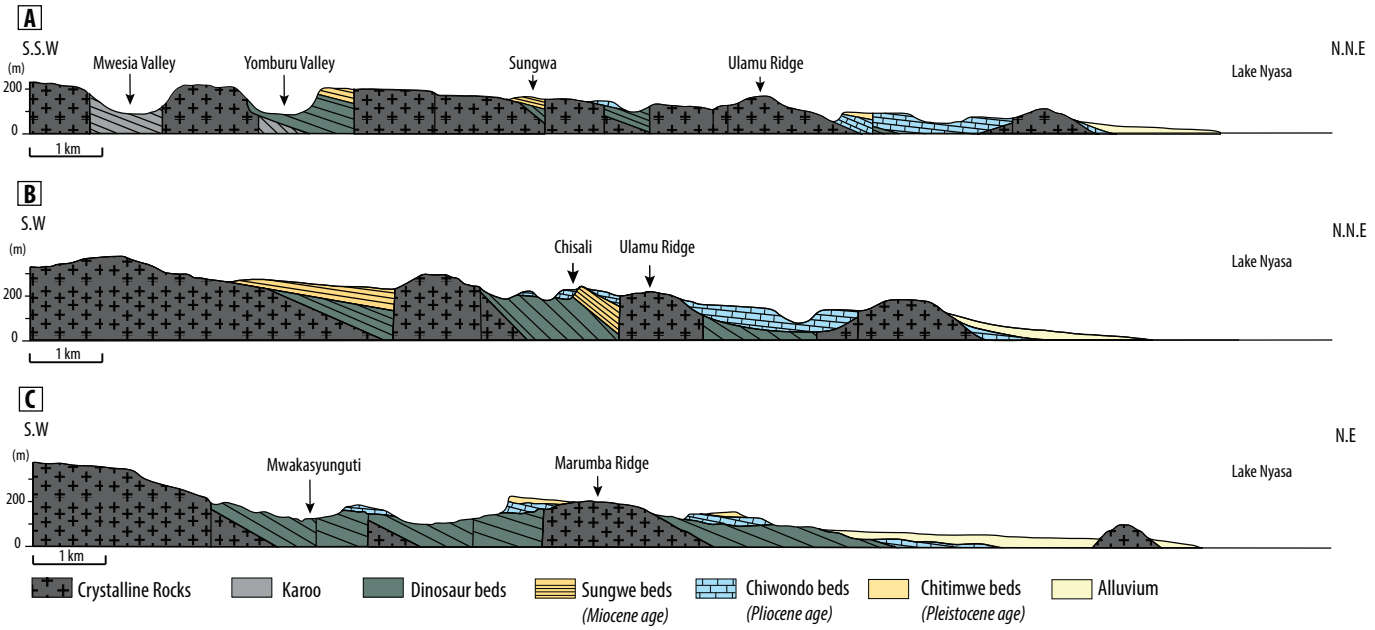
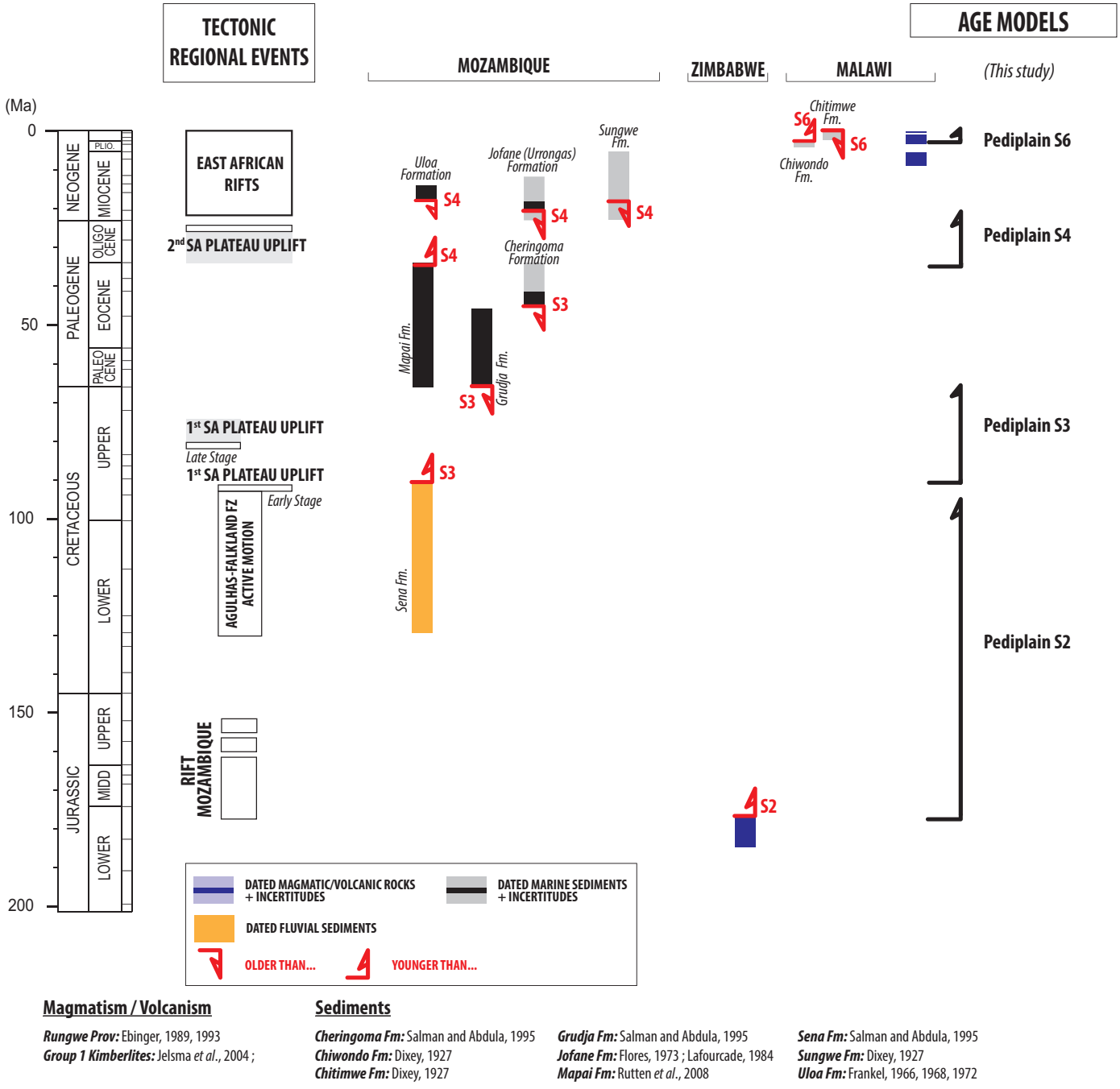


FIGURE 4.9 – Coupe du flanc Ouest du rift Malawi. Voir localisation (Figure 4.8). Les Formations Dinosaur beds et Sungwe d'âge crétacé et miocène sont basculés alors que les Formations Chiwondo et Chitimwe sont planes. Une discordance angulaire majeure est observée sur la coupe B à Chisali entre la Formation Sungwe et Chiwondo. Cela indique une déformation postérieure post ou intra Miocène et anté – Pliocène. *[Cross section of the West Malawi flanc graben, from Dixey (1927). The Diosaur beds and Sungwe beds Formation of Cretaceous and Miocene age are tilted, whereas the Chiwondo and Chitimwe Formation are flat. A huge angular unconformity is observed on the cross section B between the Formations Sungwe and Chiwondo (Chisali). A deformation episode occured during the Miocene and before the Pliocene. See location (Figure 4.8).]*



Magmatism / Volcanism

Rungwe Prov: Ebinger, 1989, 1993
Group 1 Kimberlites: Jelsma *et al.*, 2004 ;

Sediments

Cheringoma Fm: Salman and Abdula, 1995
Chiwondo Fm: Dixey, 1927
Chitimwe Fm: Dixey, 1927
Grudja Fm: Salman and Abdula, 1995
Jofane Fm: Flores, 1973 ; Lafourcade, 1984
Mapai Fm: Rutten *et al.*, 2008
Sena Fm: Salman and Abdula, 1995
Sungwe Fm: Dixey, 1927
Uloa Fm: Frankel, 1966, 1968, 1972

FIGURE 4.10 – Chronologie relative des formes du relief datées à partir des formations sédimentaires et des roches volcaniques et magmatiques préservées à terre. [*Chronologic relationship between the landforms studied and sediments, magmatism.*]

4.5.2 Intégration des données de l'Afrique Australe (Baby, 2017) : réduction des incertitudes

Afin de réduire les incertitudes d'âges des différentes surfaces et d'homogénéiser les cartes géomorphologiques réalisées par le groupe de Géosciences Rennes, les cartes géomorphologiques de cette étude et de Baby (2017) sur l'Afrique Australe ont été comparées et harmonisées. Plusieurs surfaces sont communes (caractéristiques et continuité cartographique similaires). Il s'agit des surfaces S2, S3, S4 de cette étude avec les surfaces S2, S3, S4 de l'étude de Baby (2017). Les éléments de datation identifiés par Baby (2017) et non pas son modèle d'âge final (relevant de la corrélation d'une histoire sédimentaire des marges étudiées et des éléments de datation) ont donc ici été ajoutés aux contraintes d'âges déjà caractérisées lors de cette étude. Les nouveaux âges obtenus à partir de la combinaison des contraintes de datation sont synthétisés sur la tableau 4.2.

La surface S1 de Baby (2017) est difficilement assimilable à celle définie ici. Elles ont comme seul élément commun de recouper la grande province ignéee (LIP) du Karoo. S1 est donc postérieure à 176 Ma mais antérieure à 92-81 Ma, âge de la surface S2 de Baby (2017).

	THIS STUDY	G.BABY (2017)	AGE MODEL
S2	S2 > 176 My	105 My > S2 > 80 My Constraints: Cretaceous kimberlites intersection.	105 My > S2 > 80 My
S3	93 My > S3 > 66 My	84 My > S3 > 72 My Constraints: Overlain by Campanian and Lutetian marine sediments.	84 My > S3 > 72 My
S4	Within Miocene and older than 16 My	41 My > S4 > 15 My Constraints: cut through marine Eocene sediments. Overlain by marine Miocene sediments.	During Miocene and older than 16 My

TABLE 4.2 – Corrélation des contraintes temporelles entre cette étude et l'étude géomorphologique de Baby (2017). *[Age constraints correlation between this study and Baby (2017) geomorphologic study.]*

4.6 LES DISCONTINUITES STRATIGRAPHIQUES MAJEURES À MER : CONTRAINTES POUR UN MODELE D'AGE

4.6.1 Les discontinuités de l'enregistrement sédimentaire de la marge pouvant être interprétées comme témoins de la déformation

A mer, plusieurs discontinuités majeures traduites par la mise en place de prismes de régression forcés associés à une érosion à terre ont été observées sur une partie ou l'ensemble de la marge du Mozambique au Crétacé supérieur et au cours de la période Oligo-Néogène.

- Après un maximum de transgression atteint au Cénomanien, le début du Crétacé supérieur (93 - 84 Ma) correspond à une phase progradante - aggradante de la marge Zambèze. Une discontinuité majeure datée à ∼84 Ma marque la fin de cette période progradante - aggradante et l'initiation d'une progradation forcée enregistrée dans le bassin par des prismes de régressions forcées et de déstabilisations gravitaires (slump).
- La période Oligocène terminal-Néogène est définie par une période de progradation majeure et la mise en place du delta du Zambèze actuel. Plusieurs grandes discontinuités sont enregistrées : (i) au toit du Chattien (25 - 23 Ma) ; (ii) au toit du Pliocène (∼2.8 Ma).

La discontinuité du Miocène inférieur (25 - 23 Ma) correspond à une limite de séquence basculée en direction de l'océan Indien. Elle marque la mise en place de prismes de régression forcés et de déstabilisations gravitaires (turbidites de pied de pente). Elle se traduit sur la plaine côtière par une importante érosion des dépôts sédimentaires oligocènes.

La discontinuité du Pliocène supérieur (2.8 Ma) est définie comme une limite de séquence. Celle-ci marque le développement de nombreux prismes de régression forcés ainsi que le développement de nombreux écoulements de débris. Tout comme à l'Oligocène et au Crétacé supérieur, aucun affleurement à terre n'a été préservé.

4.6.2 Le modèle d'âge :

En se basant sur les éléments de datation préservés à terre corrélés avec les géométries sédimentaires datées en mer, nous proposons le modèle d'âge détaillé ci-dessous :

Surface S1 : l'âge de cette surface demeure très incertain : postérieure à 176 Ma.

Surface S2 : Cette pédiplaine est postérieure à 105 Ma et antérieure à 80 Ma. S2, et dans une moindre mesure S3 ont une morphologie bombée avec, sur le plateau zimbabwéen, une légère inclinaison vers l'ouest (Figure 4.12), puis une pente plus importante en direction de l'océan Indien. Cela traduit l'initiation d'un basculement régional syn S2 – S3, puisque la surface S4 reste plane sur la partie ouest du Zimbabwe. Sur la marge, la transition entre la rétrogradation (transgression) cénomanienne et la progradation post-cénomanienne traduit une diminution du niveau marin relatif dès 93 Ma. La chute du niveau de base associée à la pédiplaine S2 pourrait donc correspondre à la flexure de la marge, enregistrée à partir de 93 Ma par la progradation de la marge puis par une

érosion de la plaine côtière à ∼84 Ma. L'âge de la surface S2 serait donc compris entre **∼92 Ma et ∼83 Ma**.

Surface S3 : Cette pédiplaine est postérieure à ∼84 Ma et antérieure à 72 Ma. Tout comme S2, la surface S3 est basculée en bordure de la marge du Mozambique, mais très peu déformée (subhorizontale) sur la partie Est du Zimbabwe. La chute du niveau de base associée à la mise en place de cette pédiplaine pourrait être associée à une surrection à l'origine des prismes de régression forcés dans le bassin Zambèze. L'âge de la surface S3 serait donc compris entre **∼83 Ma et 72 Ma**.

Surface S4 : La pédiplaine S4 serait postérieure à ∼22 Ma et antérieure à 16 Ma (l'âge d'initiation reste mal contraint). La chute du niveau de base associée à la mise en place de cette pédiplaine pourrait correspondre au basculement de la marge initiée progressivement durant l'Oligocène, avec un paroxysme à la fin de l'Oligocène (∼26 Ma) (Baby, 2017), et enregistrée dans le bassin par l'érosion de la plaine côtière et la mise en place de prismes de bas niveau marin. Du fait des incertitudes sur les contraintes temporelles permettant de définir un âge absolu du début de la surface S4, nous faisons l'hypothèse que l'âge d'initiation de S4 correspond au paroxysme de croissance du plateau Sud-Africain. L'âge de la surface S4 serait donc compris entre **∼26 Ma et 16 Ma**.

Surface S5 : La nature et la localisation spécifique de la surface d'abrasion marine S5 peut correspondre à la dernière transgression marine initiée lors du Miocène moyen et enregistrée sur la plaine du Limpopo par la Formation des calcaires de Jofane **(∼16 - 12 Ma)**.

Surface S6 : La surface S6 est postérieure aux sédiments pliocènes et antérieure aux sédiments pléistocènes. Cette pédiplaine pourrait correspondre à la chute eustatique mondiale (Zachos et al., 2001) enregistrée dans le bassin à 2.5 Ma et/ou à un épisode de croissance du rift Malawi à ∼3 Ma (Ebinger et al., 1993). L'âge de la surface S6 serait donc compris entre **∼3 Ma et 0 Ma**.

4.7 LE MODELE D'ÉVOLUTION A LONG TERME

La reconstitution de l'évolution de la topographie est fondée (1) à terre sur l'étagement des surfaces d'aplanissement, leur cartographie (Figure 4.11), leur restauration, et (2) à mer, sur la géométrie des marges. L'évolution de la topographie terre-mer de la marge et son remplissage sédimentaire ont été restaurés au travers de deux coupes synthétiques (coupes en position actuelle : figure 4.12, coupes restaurées : figures 4.13 et 4.14).

- Avant **93 Ma (Cénomanien supérieur)**, le relief de la marge du Mozambique est peu marqué. Le plateau du Zimbabwe et du Malawi sont des surfaces sub-planes avec des reliefs résiduels très localisés et disséqués de type « stripped etchplain », correspondant à la surface S1 ;

- Vers **93 - 92 Ma (Cénomanien supérieur)**, la surrection du Plateau sud-africain induit un basculement progressif de la marge du Zambèze en direction de l'océan Indien. A terre, cette chute du niveau de base contrôle le creusement de la pédiplaine S2 (92-83 Ma). Au Zimbabwe, S2 est progressivement basculée en direction de l'Ouest créant ainsi une délimitation des bassins versants du Zambèze et du Limpopo et modifiant ainsi le réseau de drainage. Cette limite de partage des eaux est définie comme la flexure Okavango-Kalahari-Zimbabwe (OKZ) (**?**Moore, 1999). A mer, cette déformation se traduit par la mise en place d'une progradation puis par un grand épisode érosif de la plaine côtière du Zambèze daté à 84 Ma.

- **A (83 Ma)**, une seconde période de surrection ou une accélération de la surrection initiée à 93 Ma induit à terre la genèse d'une nouvelle surface d'aplanissement (pédiplaine S3). Au Malawi comme au Zimbabwe, cette surface sub-plane est très étendue et correspond encore aujourd'hui à la surface la mieux préservée et la plus étendue. Au Zimbabwe, S3 est très légèrement basculée (sub-horizontale) en direction de l'ouest et date ainsi la fin de la flexure OKZ. A mer, cette déformation s'exprime par la mise en place de prismes de régréssions forcées et de déstabilisations gravitaires (slumps).

- De **∼56 à ∼36 Ma (Eocène)**, la marge du Mozambicaine est ennoyée et se développe une plateforme carbonatée (Fm Cheringoma). A terre, au Zimbabwe comme au Malawi, cette période est définie comme une période tectoniquement calme avec un climat chaud et humide *(cf. chapitre 3)* permettant la mise en place de surfaces latéritiques sur l'ensemble du continent africain (Burke and Gunnell, 2008).

- De **∼38 Ma à ∼26 Ma (Priabonien – Chattien)**, en réponse au début d'un second épisode de surrection de la bordure orientale du Plateau sud-africain et de la chute eustatique à la transition Eocène - Oligocène (Zachos et al., 2001), le delta actuel du Zambèze s'installe, contemporain d'une accélération du flux sédimentaire dans le bassin du Zambèze *(cf. chapitre 2)*.

- **∼26 – 3.0 Ma (Chattien – Pliocene)** deux évènements majeurs se surimposent : (i) la mise en place des rifts Malawi et Urema (mal daté - *cf. chapitre 2)* en lien avec le rift Est – Africain ;

(ii) le paroxysme de la déformation lié au second épisode de surrection du plateau sud-africain (Baby, 2017). Cet épisode de surrection sur l'ensemble de la marge entraîne la création de la surface d'aplanissement S4 (∼26 - 16 Ma). Au Zimbabwe, la topographie de la marge est acquise lors de cette dernière surrection. Elle se traduit par une flexure importante des surfaces S3 et S4 en direction de l'océan Indien. Cette déformation syn-S4 reste localisée sur la marge du Limpopo (Figure 4.14), puisque dans la région de Mufungabusi (Ouest Zimbabwe) la surface S4 reste plane. La mise en place de la surface d'abrasion marine S5 datée à environ 16 Ma par le dépôt de la Formation des calcaires Jofane scelle cette déformation. La surface S5 est ensuite elle-même très légèrement déformée, créant des reliefs de x10 m. Cette déformation très locale pourrait être liée à la réactivation de grabens crétacés *(cf. chapitre 2)* par la propagation des rifts Est-Africain.

Au Malawi, l'extension contemporaine du rift Malawi (Shire) bascule les surfaces S1, S2 et S3 en direction de l'Ouest. Cette déformation est partitionnée, puisque uniquement la zone de plateaux au nord (plateaux Nyika et Vipya) est basculée alors que la plaine de Lilongwe au Sud reste plane. La surface S4 est ici plane et localisée en pied d'escarpements de failles. A l'intersection des rifts Rukwa, Usangu et Malawi s'initie la province volcanique de Rungwe aujourd'hui à des altitudes supérieures à 2100 m. Trois phases volcaniques sont enregistrées : (i) une première comprise entre 8.6 et 5 Ma, la seconde entre 3.04 et 1.34 Ma, et la dernière depuis 0.57 Ma (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993). La mise en place de cette topographie miocène et pliocène pourrait avoir rompu la connexion d'un réseau de drainage entre les rifts Rukwa et Usangu (au nord de la province du Rungwe) et le rift Malawi.

Sur le secteur Zambèze de de la marge du Mozambique, l'épaulement du rift Urema bascule la surface S3 et plus légèrement la surface S4, indiquant ainsi une déformation syn-S4. Cet épisode est enregistré sur la marge par différents prismes de bas niveau marins au cours du Miocène.

- **3.0 – 0 Ma (Pléistocène – actuel) :** cette période correspond à la mise en place de la surface d'aplanissement S6 localisée dans la partie Nord (Malawi) et en pied des failles des rifts Karoo. Ce changement de niveau de base pourrait être lié à : (i) la chute eustatique enregistrée à la transition Pliocène – Pleistocène (zachos et al., 2001) et/ou (ii) un épisode d'activité du rift Malawi daté à 3 Ma par la mise en place d' un épisode basaltique felsique (Ebinger, 1989; Ebinger et al., 1993).

28°0'0"E
30°0'0"E
32°0'0"E
34°0'0"E
36°0'0"E
38°0'0"E
10°0'0"S
12°0'0"S
14°0'0"S
16°0'0"S
18°0'0"S
20°0'0"S
22°0'0"S
24°0'0"S
Lake Malawi
(Shire)
Lake Cahora
bassas
Lake Kariba
KALAHARI
SANDS
Pebane
Beira
Inhambane
Inharime
LANDFORMS
S1
S2 (92 - 83 Ma)
S3 (83 -72 Ma)
S3'
S4 (26 -16 Ma)
S4 (deformed)
S5 (Wave cut platform)
S6 (post ~3 - 2.5 Ma)
S7 (present day)
Degraded surface
Kalahari sands
Deflation surface
OTHERS
Karoo volcanism
Plio - Pleistocene volcanism
Late Miocene volcanism
Main divides
Main faults

FIGURE 4.11 – Carte des formes du relief des domaines Mozambique, Zimbabwe et Malawi. *[Geomorphological map of the Mozambic, Zimbabwe and Malawi domains.]*

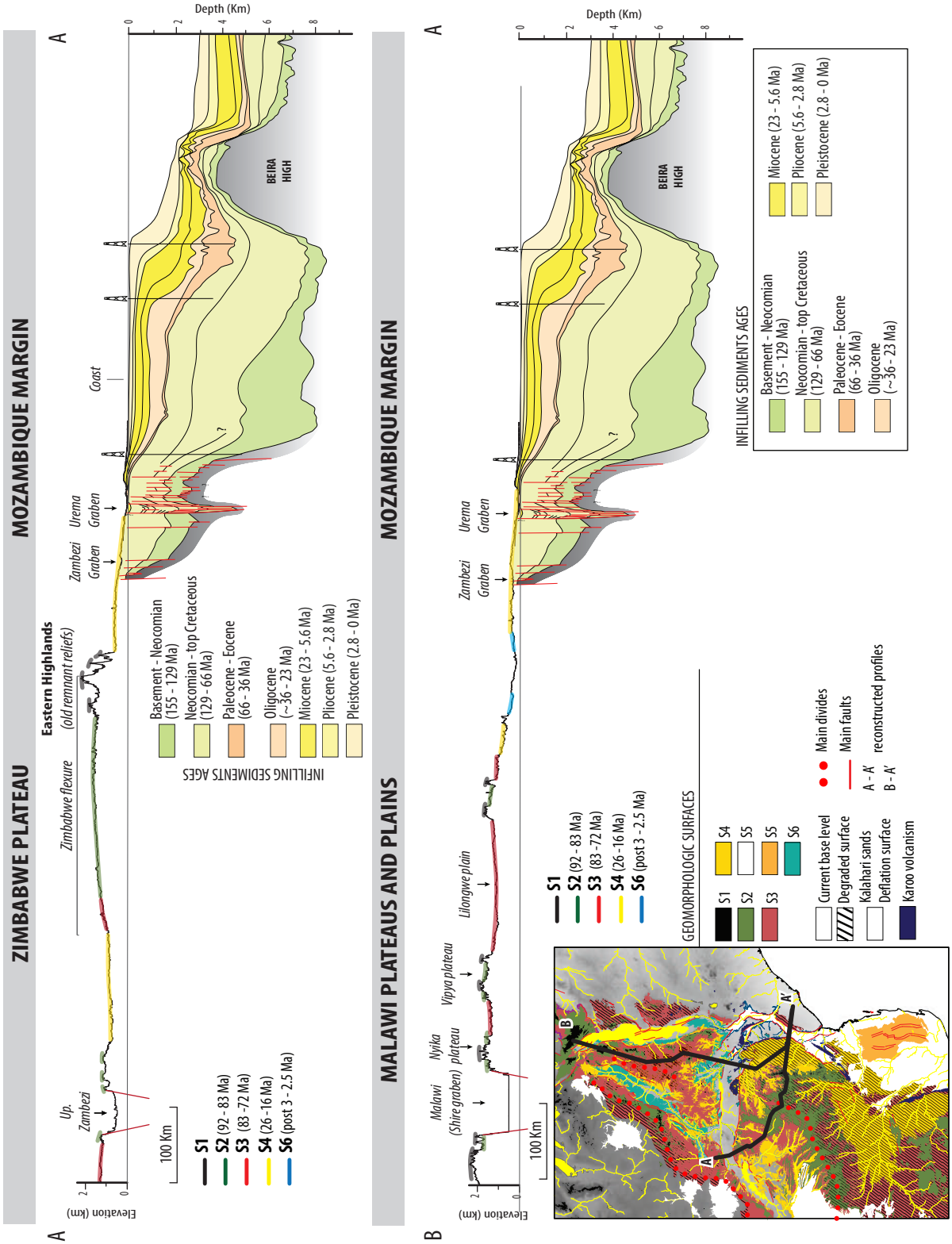


FIGURE 4.12 – Transect des formes du relief actuel du plateau Zimbabwéen et du Malawi. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Present day landforms of the Zimbabwe and Malawi domain. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth].*

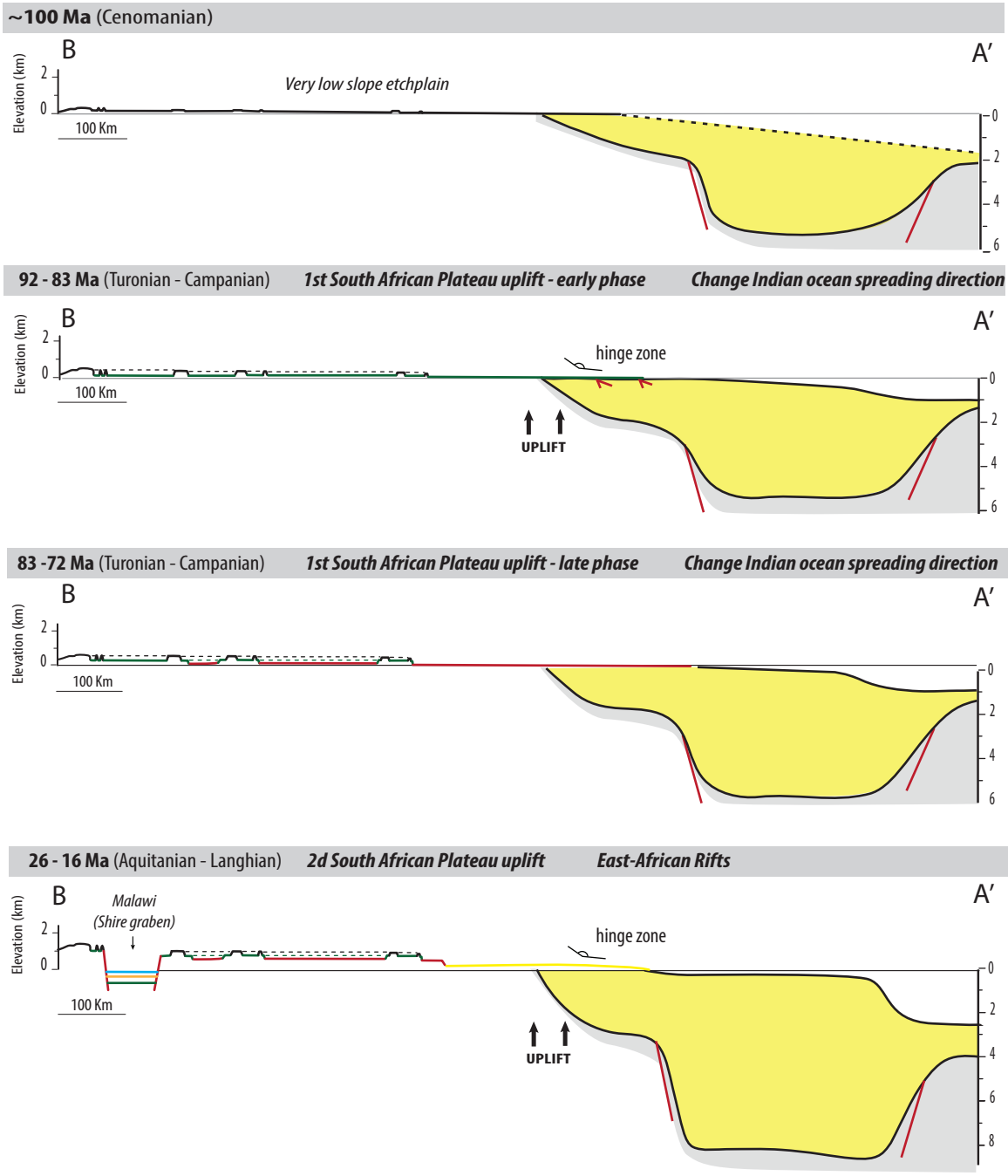


FIGURE 4.13 – Evolution synthétique des formes du relief du Malawi. La coupe représente un transect nord-sud, depuis le flanc Est du rift Malawi jusqu'au bassin Zambèze. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Malawi landforms synthetic evolution along a North – South transect from the Malawi rift Est flank to the Zambezi basin. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth.]*

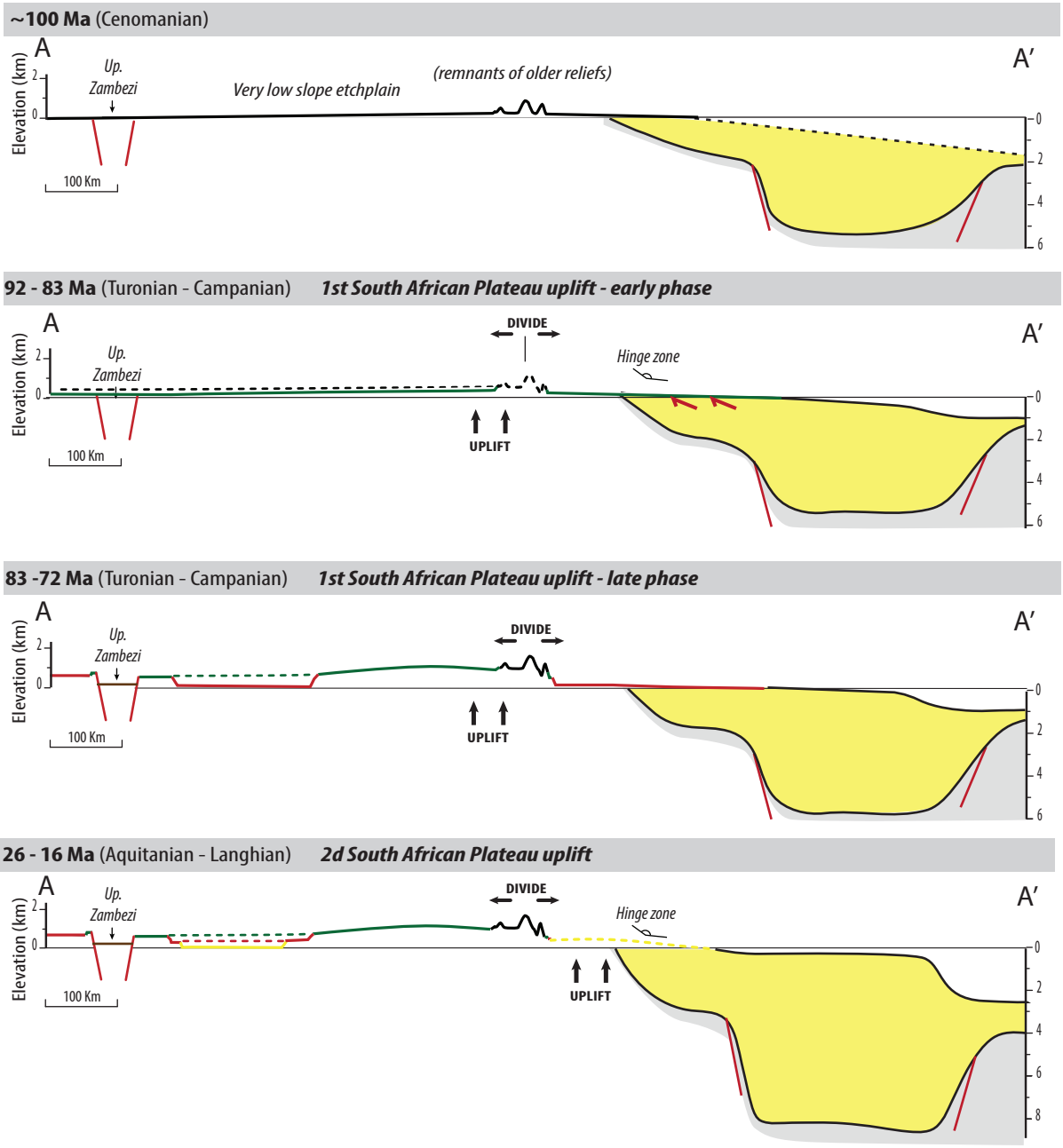


FIGURE 4.14 – Evolution synthétique des formes du relief du Zimbabwe. La coupe représente un transect Ouest-Est, depuis le flanc Ouest du plateau Zimbabwéen jusqu'au bassin Zambèze. Les géométries à mer sont issues de l'interprétation des données sismiques converties en profondeur. *[Zimbabwe landforms synthetic evolution along a West – East transect from the Zimbabwe plateau West flank to the Zambezi basin. The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth].*

4.8 QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION ET COMPARAISON AVEC LES DONNÉES THERMOCHRONOLOGIQUES

L'objectif de ce paragraphe est de quantifier la composante verticale de la déformation (surrection) puis de comparer ces valeurs avec celles obtenues par les études thermochronologiques. L'amplitude des chutes du niveau de base, expression de la surrection, a été mesurée pour les intervalles de temps entre les cinq générations de surfaces d'aplanissement S1, S2, S3, S4, et S6. La hauteur de l'escarpement actuel, entre deux surfaces d'aplanissement données, correspond à un proxy de la dénudation. Pour permettre une comparaison, ces mesures ont été réalisées à partir de profils topographiques sur quatre zones où des valeurs de dénudation ont été documentées par des études thermochronologiques (AFT, U-Th/He) ou des études sur vitrinites (Figure 4.15).

4.8.1 Les valeurs de dénudation : les données thermochronologiques

La majeure partie des études thermochronologiques en Afrique australe a été réalisée sur la frange côtière et les bourrelets marginaux du plateau Sud-Africain (Raab et al., 2005; Tinker et al., 2008b; Belton and Raab, 2010; Flowers and Schoene, 2010). Quelques études ont été effectuées sur le craton nord mozambicain en bordure de marge (Daszinnies, 2006; Emmel et al., 2011, 2014) ainsi que dans la province de Tete(Fernandes et al., 2015).

Le nord Mozambique :

Lors de l'épisode de surrection du Crétacé supérieur, les valeurs de dénudations estimées sur le craton nord mozambicain indiquent une dénudation bien plus importante sur la partie est du craton (marge) que sur la partie Ouest (Mont Turbine). Cette tendance s'inverse lors de l'épisode Paléogène - Néogène. En effet, les valeurs de dénudation obtenues sont respectivement pour le Mont Turbine et le craton (marge) lors des épisodes du Crétacé supérieur et du Paléogène de 2.0 - 1.7 km et 1.6 - 1.3 km, puis de 2.8 - 2.4 km et 0.8 - 0.7 km (Figure 4.15). Cette inversion des tendances est reliée au contexte géodynamique, avec au Crétacé la mise en place des bassins du Mozambique et de Somalie, puis au Paléogène – Néogène une déformation liée aux rifts Est-Africain (Figure **??**).

Le Sud Zimbabwe (Bushveld) :

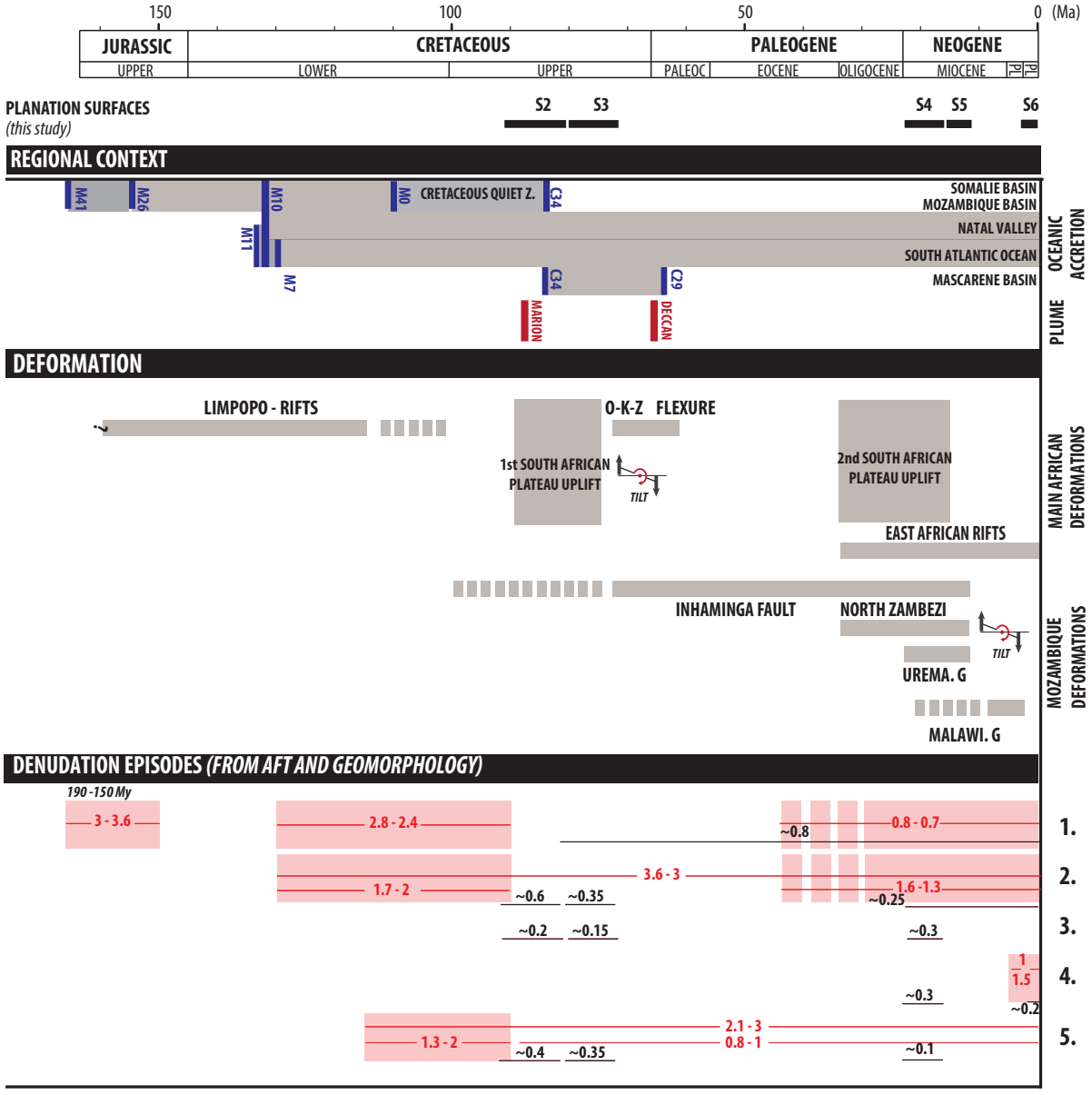
Les modélisations par inversion des données de traces de fission montrent sur le plateau Sud-Africain et son rentrant du Bushveld deux phases de refroidissement rapides, au Crétacé inférieur (∼130Ma) et au Crétacé supérieur (110 - 80 Ma) interprétées comme des périodes de surrection régionale. Les valeurs de dénudations estimées sur le plateau du Zimbabwe à partir d'un paléo-gradient géothermique d'environ 26°C/Km indiquent une dénudation plus importante au Crétacé inférieur (1.3-2 km) qu'au Crétacé supérieur (0.8 - 1km)(Belton and Raab, 2010).

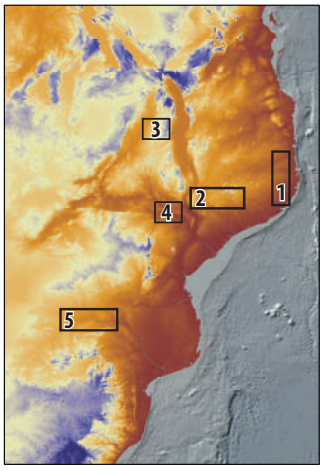
4.8.2 Les valeurs de dénudation : analyse des formes du relief

Les hauteurs d'escarpements mesurées dans notre étude (Figure 4.15) ont été réalisées à partir de l'état actuel de préservation des surfaces d'aplanissement. Sachant que ces formes du relief continuent d'évoluer postérieurement à leur formation, les hauteurs mesurées donnent donc une estimation minimale de la dénudation.

L'amplitude des valeurs obtenues lors de cette étude est cohérente avec les valeurs obtenues par modélisation inverse des données thermochronologiques pour les études de Belton and Raab (2010), et Daszinnies (2006) avec des valeurs de dénudation respectives de ∼0.8 km, ∼1.2km, ∼0.85km pour le craton du Mozambique, le Mt Turbine et le Zimbabwe depuis le Crétacé supérieur (Figure 4.15).

A l'inverse, les valeurs obtenues par notre étude géomorphologique sont différentes de celles calculées par Fernandes et al. (2015) à partir des réflectances de vitrinites. En effet, à partir des réflectances Fernandes et al. (2015) estime un gradient géothermique de 49°C/km et donc une dénudation de 1.5 à 1.0 km au cours des derniers 6 millions d'années. Si le gradient thermique utilisé avait été moindre (soit environ 30°C/km comme à l'actuel pour la marge du Mozambique), les valeurs de dénudation auraient été encore plus importantes. L'importance de la dénudation au cours des derniers millions d'années dans le rift du karoo zambèze reste donc non résolue, avec deux alternantives durant les 6 derniers millions d'années, 1.5 - 1.0 km (analyse sur vitrinites) ou 0.5 km (cette étude).





Cooling events

Denudation inferred from AFT thermal modeling or vitrinite

Denudation measurement using pediments

1) MOZAMBIQUE MARGIN (craton)
(Daszinnies, 2006)

2) MOZAMBIQUE MARIN (Mt Turbine)
(Daszinnies., 2006)

3) MALAWI (VIPYA PLATEAU)
(This study)

4) MOZAMBIQUE (Tete province)
(Fernandes et al., 2015)

5) ZIMBABWE
(Belton et al., 2010)

FIGURE 4.15 – Corrélation des études de géomorphologie et de thermochronologie réalisées en Afrique Australe avec l'évolution cinématique des marges Est africaines et les principaux épisodes de déformation. Les amplitudes des chutes du niveau de base sont mesurées à partir des pédiments. *[Correlation of the geomorphologic and thermochronological studies carried out in austral Africa with the East african geodynamic margin evolution and the main episodes of deformation. The base level falls are inferred from pediments.]*

4.9 DISCUSSION

4.9.1 Les déformations du Crétacé supérieur : chronologie et distribution spatiale

4.9.1.1 Cette étude : Malawi, Mozambique, Zimbabwe

La cartographie des surfaces d'aplanissement (Figure 4.11) indique un étagement identique entre le nord et le sud de la région étudiée avec une préservation préférentielle des surfaces les plus anciennes à l'est (marge indienne). La différence d'altitude entre les surfaces d'aplanissement le long des escarpements a permis d'estimer les valeurs de dénudation entre les surfaces S1 et S2 puis S2 et S3 avec respectivement au Zimbabwe 0.4 et 0.35 km, au Mozambique (Mont Turbine) ∼0.6 et ∼0.35 km, au Malawi 0.2 et ∼0.15 km (Figure 4.15).

Ces valeurs indiquent une chute du niveau de base à ∼92 Ma (S2) plus importante que la chute contemporaine de l'érosion de S3. Les valeurs de dénudation obtenues au Zimbabwe et au Mont Turbine (Mozambique) pour S2 et S3 sont deux à trois fois plus importantes qu'au Malawi (plateau de Vipya). Ceci montre la présence d'un gradient de déformation entre le Sud (Zimbabwe, Zambèze) et le nord (Malawi) au Crétacé supérieur, avec ainsi une déformation majeure localisée au sud probablement liée à la dynamique du Plateau sud-africain (Figure 4.15).

Les caractéristiques des formes du relief confortent ces résultats. Elles indiquent un basculement crétacé du Plateau zimbabwéen et une dégradation très avancée des pédiplaines S2 et S3 sur ce même plateau par comparaison au Malawi, où S3 est bien préservée et correspond à la plaine de Lilongwe).

4.9.2 Les déformations du Cénozoique : chronologie et distribution spatiale

4.9.2.1 Cette étude : Malawi, Mozambique, Zimbabwe

La cartographie des surfaces (Figure 4.11) indique un étagement différent des surfaces d'aplanissement entre le nord et le sud de la région étudiée avec au Malawi et nord Mozambique les surfaces S4 et S6, et au sud (Zimbabwe, Sud Mozambique) les surfaces S4 et S5 (déformée et non déformée). L'absence de continuité des surfaces entre le Zimbabwe et la Malawi indique un régime tectonique

différent, avec la surface S6 liée à la croissance du rift Malawi, et la surface S5 à la transgression marine miocène identifiée sur la plaine du Limpopo par la Formation des calcaires de Jofane.

La différence d'altitude des surfaces d'aplanissement au niveau des escarpements a permis d'estimer les valeurs minimales de dénudation de la surface S4 avec respectivement au Zimbabwe 0.1 km, au Mozambique (province de Tete) ∼0.3 km, au Malawi (Vipya plateau et Ouest Malawi) ∼0.3 km. Ces valeurs indiquent que la chute du niveau de base correspondant à la pénéplaine S4 est trois fois plus importante au nord (Malawi et Mozambique) qu'au Sud (Zimbabwe). Cela montre la présence d'une distribution contrastée de la déformation avec une surrection plus importante au nord comme l'indique le basculement miocène des surfaces S2 et S3 limité dans la zone des nord plateaux du Malawi (Vipya et Nyika). Cette différence d'amplitude du chute de niveau de base sur l'ensemble de la zone d'étude pourrait être liée à la dynamique du Rift est-africain (Figure 4.15).

4.10 CONCLUSION

Le relief du Mozambique, Malawi et Zimbabwe est constitué de sept générations de surfaces d'aplanissement successives (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7). Les surfaces d'aplanissement sont de trois types :

- une surface de corrosion résiduelle ("*stripped etchplain*") (S1) ;
- des pédiplaines / pédiments (S2, S3, S4, S6, S7) ;
- une surface d'abrasion marine ou *("wave cut platform")* (S5).

Ces formes du relief résultent de chutes du niveau de base successives lié à des surrections différentielles. Ces variations du niveau de base sont associées à (i) des surrections de très grande longueur d'onde (x1000 km) du plateau Sud-Africain et/ou (ii) la croissance du système de rifts Est-Africain depuis l'Oligocène. La datation des surfaces d'aplanissement (basée sur la relation géométrique des surfaces avec les placages sédimentaires et le volcanisme), leur cartographie, puis leur corrélation à l'échelle de l'Afrique australe ont permis de définir les grandes phases d'évolution du relief et de la topographie.

[1] Le relief actuel est principalement d'âge Crétacé supérieur : S2 (92 - 83 Ma), et S3 (83 - 72 Ma). Les surfaces d'aplanissement cénozoïques sont limitées aux bordures des marges (plaine du Limpopo) ou à la verticale des bassins sédimentaires fossiles (Rifts Karoo) d'âge permien-trias ;

[2] Le relief et la morphologie actuelle du Zimbabwe (Plateau du Zimbabwe) est acquise à la fin du Crétacé supérieur (S3 : 83 - 72 Ma) alors que la topographie devient définitive à la fin de l'Oligocène. Le relief, la morphologie et la topographie du Malawi évoluent au cours du Néogène, au Miocène inférieur à supérieur puis durant le Plio – Pléistocène ;

[3] La déformation est distribuée entre une zone nord, Malawi et centre Mozambique, puis sud, Zimbabwe et Sud Mozambique. Du nord au sud, les formes du relief enregistrent principalement une déformation qui (i) au Malawi est contrôlée par la croissance du Rift est-fricain, (ii) au Mozambique est liée aux phases de croissances du Plateau sud-Africain ainsi qu'à l'évolution néogène du Rift est-africain ; (iii) au Zimbabwe est uniquement associée à croissance du Plateau sud-africain ;

[4] A l'Oligocène (S4) et au Crétacé supérieur (S3), la mise en place d'une flexure affecte les marges indiennes depuis le Cap jusqu'au delta du Zambèze actuel.

Chapitre 5

ETUDE DU DOMAINE EN SEDIMENTATION

5.1 INTRODUCTION : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Cette étude à échelle continentale est basée sur l'interprétation de données de sismique réflexion acquises dans le cadre du projet PAMELA (PAssive MArgin Exploration LAboratories), ainsi que de données de sismique pétrolières et de puits mis à disposition par TOTAL.

Le secteur étudié couvre la partie centrale de la marge du Mozambique correspondant au bassin Zambèze et nord Limpopo, ainsi que l'ensemble du canal du Mozambique limité respectivement au nord, à l'est, à l'ouest et au sud par les rides de Davie, de Madagascar, du Mozambique et de la ride océanique sud-indienne.

5.2 LES DONNEES DISPONIBLES

5.2.1 Les lignes de sismiques réflexion 2D

Pour ce travail, nous disposons d'un ensemble de données sismiques 2D inégalement réparties sur l'ensemble de la zone d'étude, avec une très grande densité dans le bassin du Zambèze et des lignes beaucoup plus espacées (x 100 km) dans le canal du Mozambique (Figure 5.1). Trois jeux de données sismiques de résolution et de pénétration variables ont été exploités. Il s'agit de lignes de sismique réflexion pétrolière (jeu de données TOTAL), de lignes de sismique réflexion acquises lors du projet PAMELA, et de la sismique Lamont acquise dans les années 70.

Les données de sismiques pétrolières permettent d'imager l'ensemble de la série sédimentaire à des profondeurs supérieures à 9 std avec une résolution de x10 m alors que les données de sismique réflexion acquises dans le cadre du projet PAMELA ont une pénétration comprise entre 2 et 3 std par 3 km de fond d'eau et une résolution de x 1m. Celles-ci sont localisées dans le canal du Mozambique, aire très peu étudiée et correspondent à un jeu de données extraordinaire permettant d'imager le système Zambèze depuis le delta jusqu'au cône sous-marin d'eau profonde ou « deep sea fan ».

La résolution des données sismiques Lamont est très faible et ne permet que l'identification du plancher océanique et du socle. Ces lignes sismiques sont localisées juste avant la ride océanique sud-indienne à des latitudes comprises entre 32°S et 40°S (Figure 5.1).

5.2.2 Les données de puits

En complément de la couverture sismique régionale, TOTAL a mis à disposition les informations de nombreux forages pétroliers effectués sur la plaine deltaïque et sur le talus de la marge mozambicaine. Un accès complet (diagraphies, rapports de fin de sondage et déblais de forages ou « cuttings ») à 4 forages localisés dans le bassin du Zambèze a été accordé. Pour des raisons de confidentialité, les noms de ces puits seront anonymisés. Ils s'agit des forages X', X1, X2, X3. A cela s'ajoutent 6 forages DSDP localisés dans le canal du Mozambique (DSDP 248, 250) et sur les rides de Madagascar (DSDP 246, 247), du Mozambique (DSDP 249), et de Davie (DSDP 242) (Figure 5.1).

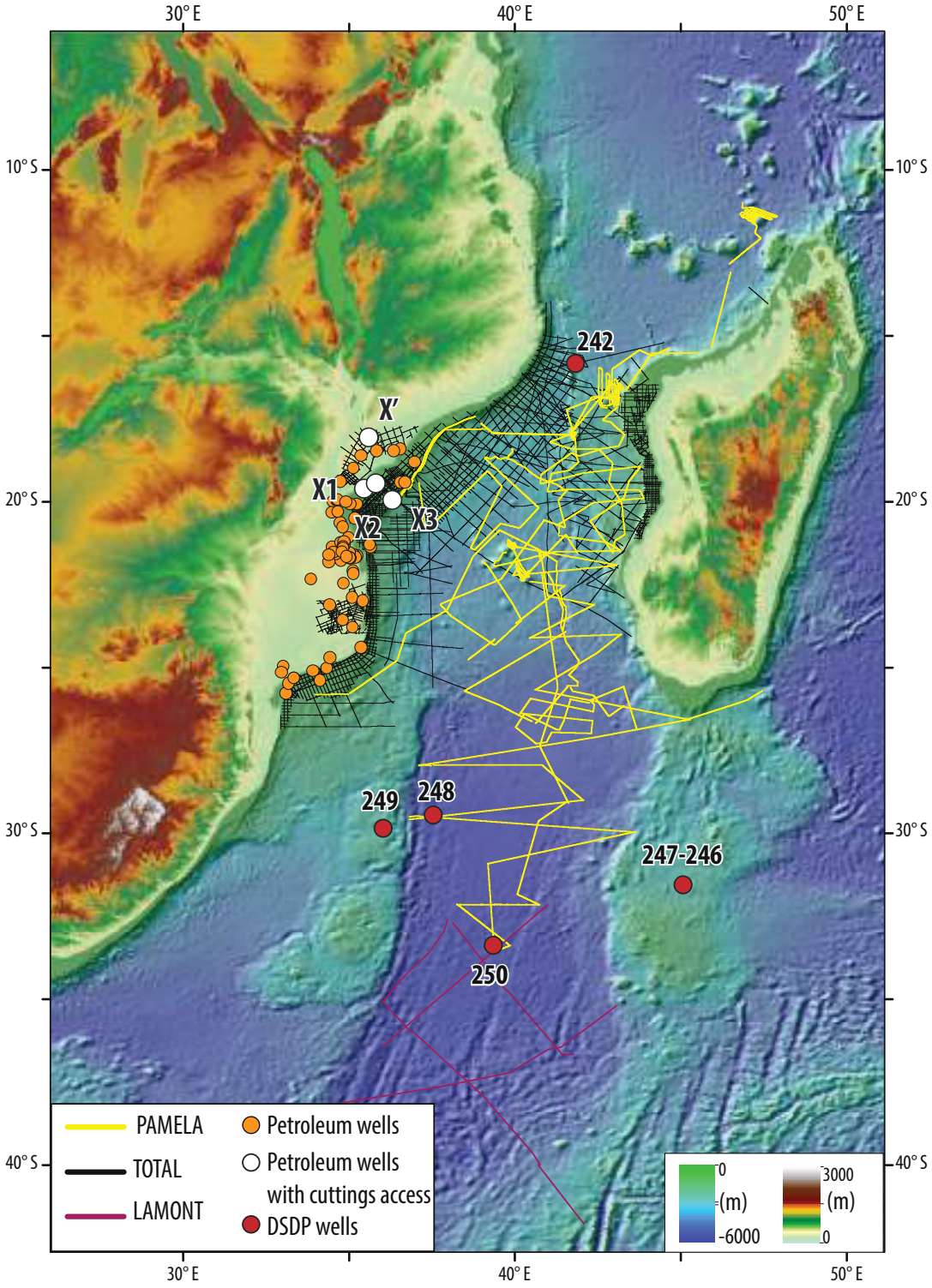


FIGURE 5.1 – Jeu de données de l'étude (forages et lignes sismiques). *[Dataset of this study : wells and seismic reflexion.]*

5.3 METHODOLOGIE

Le travail d'analyse par stratigraphie sismique consiste à décrire l'architecture stratigraphique d'un bassin à partir des migrations du profil de dépôt dans le temps. La première étape de cette étude s'est donc traduite par la réalisation d'une analyse de stratigraphie sismique du bassin sédimentaire du Zambèze afin d'identifier les principales discontinuités observables et corrélables à l'échelle du bassin.

5.3.1 La stratigraphie sismique

Le principe de stratigraphie sismique a été discuté chapitre 3. Un bref résumé est énoncé ci-dessous.

Nous utilisons les termes formalisés par Catuneanu et al. (2009) à la fois pour les unités stratigraphiques et les surfaces les délimitant. Trois surfaces principales sont définies : (i) la limite de séquence (SB) ou discordance pendant la régression au moment de la diminution de l'accommodation, (ii) la surface régressive maximale (MRS, sensu Catuneanu et al., 2009) à la fin d'une régression et la surface maximale d'inondation (MFS) à la fin d'une transgression (rétrogradation). Quatre unités principales sont reconnues, trois (HNR, FR, LNR - voir ci-dessous) lors de la régression (progradation) et une (T) lors de la transgression (rétrogradation) :

[1] Les dépôts régressifs normaux de hauts niveaux marins (HNR = Highstand System Tract ou HST de Posamentier et al., 1998) correspondent à l'unité stratigraphique délimitée entre la MFS et la discordance au début de la régression ;

[2] Les dépôts régressifs forcés (FR = Falling Stage System Tract ou FSST de Posamentier et Allen, 1999) correspondent au déplacement vers le bassin de la sédimentation (sensu Neal et Abreu, 2009) contemporains d'une érosion aérienne à terre ;

[3] Les dépôts régressifs normaux de bas niveaux marins (LNR = Lowstand System Tract ou LST selon la définition corrigée de Catuneanu et al., 2009) correspondent à l'unité stratigraphique délimitée entre la discordance et la MRS à la fin de la régression ;

[4] Les dépôts transgressifs (T = Transgressive System Tract ou TST de Posamentier et al., 1998) sont délimités à leur base par la MRS et à leur sommet par la MFS et correspondent à l'épisode de transgression (rétrogradation).

Formellement, les séquences de dépôt sont définies entre deux discordances (= limite des séquences), alors que les séquences génétiques ou les cycles stratigraphiques sont définis entre deux MFS.

5.3.2 L'habillage des cortèges en environnements de dépôts

L'habillage des cortèges sédimentaires en environnements de dépôt a été réalisé à partir de deux études combinées que sont : (i) une interprétation des données diagraphiques ; (ii) une étude des faciès sismiques dans le bassin Zambèze ainsi que dans l'ensemble du canal du Mozambique.

5.3.2.1 L'étude des données de puits : les interprétations diagraphique

Dans un premier temps, il est attribué à chaque signature diagraphique de puits (combinaison des signatures « gamma ray » et « sonic ») un environnement de dépôt particulier. Les analyses sédimentologiques issues des déblais de forages sont des contraintes supplémentaires permettant de valider les interprétations.

Quatre types d'environnements de dépôts ont ainsi été définis d'amont en aval :

[1] La plaine côtière deltaïque ou « coastal plain » : c'est le milieu le plus variable d'un point de vue lithologique (alternance de dépôts argileux organiques tourbeux ou de dépôts sableux hétérolitiques de barres fluviatiles). Il sera en général caractérisé par un GR faible très oscillatoire, combiné à un Dt variable ;

[2] Le littoral ou front de delta ou « shoreface » : le front deltaïque, transition entre les domaines continentaux et marins est caractérisé par des dépôts sableux massifs dont la signature diagraphique est un faible GR homogène (sable de barres d'embouchure, de barre tidale ou côtières peu radioactif car exclusivement constitué de quartz) et un fort Dt homogène (forte porosité des grès).

[3] L'offshore supérieur ou « upper offshore » : zone de prodelta dans l'influence des vagues de tempêtes, c'est un milieu de dépôt où alternent des niveaux sableux, produits du ravinement des zones proximales, et des dépôts argileux produits du dépôt de la fraction fine des écoulements fluviatiles. La signature diagraphique typique d'un tel environnement est la structure type «arbre de noël inversée » (diminution progressive de la courbe de Gamma ray et augmentation graduelle de la courbe du sonic), interprétée comme le passage progressif d'un milieu strictement argileux distal à un milieu plus sableux proximal (tendance progradante des systèmes deltaïques).

[4] L'offshore inférieur (lower offshore) : il s'agit du milieu distal de sédimentation deltaïque. Il S'étend de la zone d'offshore moyen (limite externe du prodelta) jusqu'au domaine profond (talus et plaine abyssale). Cet environnement, en général caractérisé par une sédimentation argileuse, peut devenir localement très sableux, dans le cas où les puits traversent des systèmes gravitaires profonds (dépôts turbiditiques). La signature GR est alors très faible et peut être alors confondue avec les électrofaciès d'offshore supérieur ou de shoreface. Dans ce cas de figure, l'argument discriminant permettant de valider l'environnement d'offshore inférieur est sa position très distale par rapport au littoral ou « offlap break », que l'on peut estimer grâce à la géométrie et à la position des marqueurs sur les lignes sismiques.

5.3.2.2 La caractérisation des faciès sismiques

En complément des études de puits, une étude des faciès sismiques du profil de dépôt du delta du Zambèze ainsi que des structures et des dépôts sédimentaires identifiés dans le canal du Mozambique a été menée. Plusieurs environnements de dépôts ont été caractérisés par différents faciès sismique, il s'agit des environnements : fluviatile, de plaine deltaïque et marin profond *(cf. chapitre 3 et Figure 5.2)*. Dans le domaine marin profond plusieurs dépôts ont été caractérisés : (i) les dépôts turbiditiques (chenaux et lobes), (ii) les écoulements de débris, (iii) les dépôts contouritiques, (iv) les plateformes carbonatées ennoyées, (v) volcanisme sous-marin, (vi) les dépôts hémipélagiques *(cf. chapitre 3 et Figure 5.2)*.

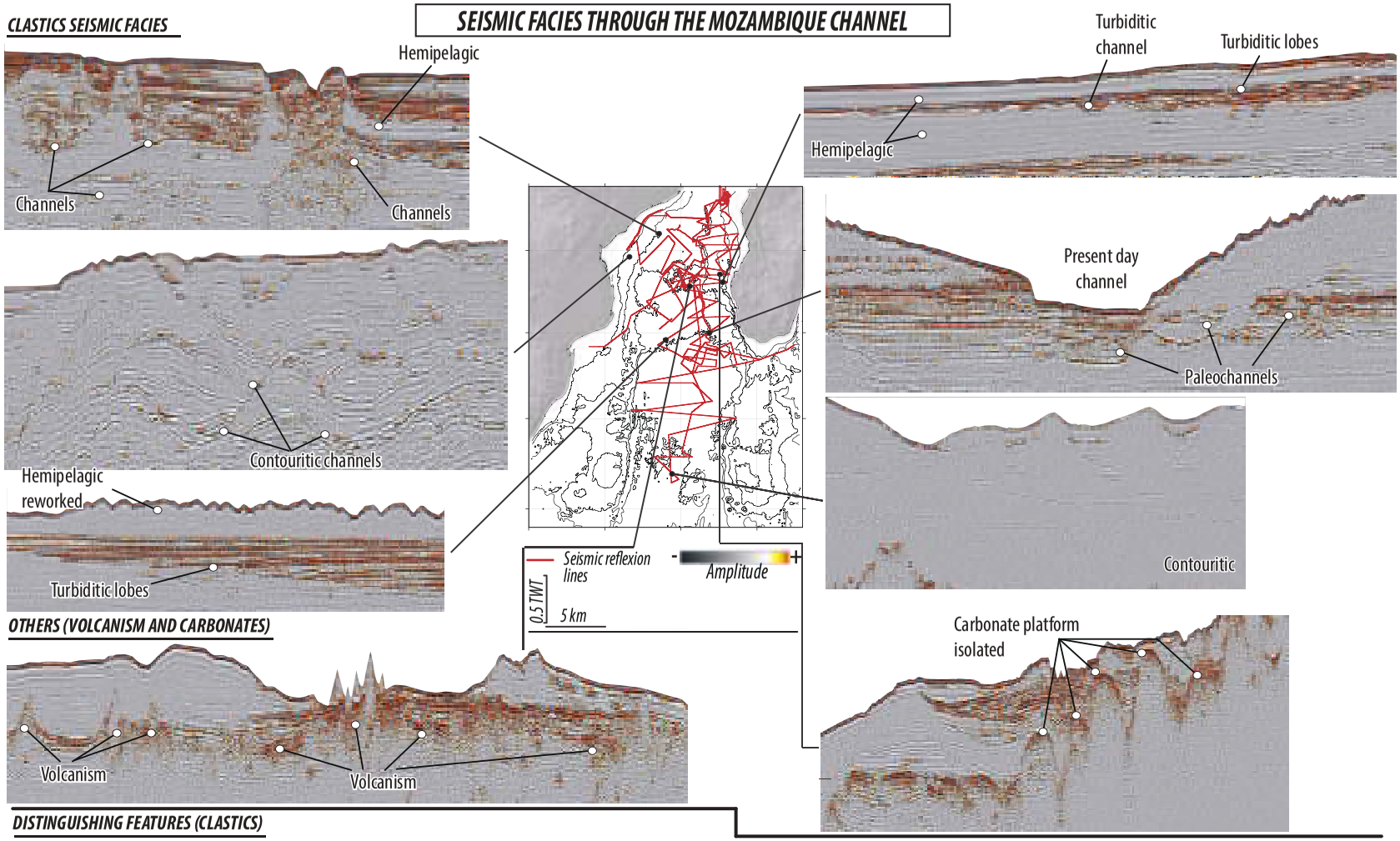


FIGURE 5.2 – Charte des faciès sismiques observés dans le canal du Mozambique. *[Chart of seismic faciès observed along the Mozambique Channel.]*

5.3.3 Le calage chronostratigraphique : vers un nouveau modèle d'âge

Afin de dater les différentes discontinuités stratigraphiques identifiées dans le bassin du Zambèze, une méthodologie combinant la biostratigraphie et la stratigraphie orbitale a été réalisée. Celle-ci est développée dans le chapitre 3 et résumée ci-dessous.

Dans un premier temps la compilation des études biostratigraphiques réalisées sur 4 forages, et la mise en place d'une nouvelle étude biostratigraphique sur deux d'entre eux ont permis de dater six surfaces stratigraphiques depuis le Crétacé jusqu'au Néogène. Dans un second temps la double approche biostratigraphie-stratigraphie orbitale a permis pour les séries néogènes de réduire les incertitudes des gammes d'âges obtenues par biostratigraphie en réalisant une analyse comparée du signal climato-eustatique observé sur le profil sismique entre deux datations absolues avec l'évolution de la courbe d'excentricité terrestre définie par Laskar (2011). La réalisation de cette double approche a permis la réalisation d'un nouveau modèle d'âge haute résolution x 100 Ka – 1 Ma pour les sédiments néogènes.

5.3.4 La réalisation des cartes d'isochores , d'isopaques et paléogéographiques

Une série de marqueurs stratigraphiques datés ont été propagés à l'ensemble du système sédimentaire Zambèze. Il s'agit des réflecteurs sismiques correspondant aux limites : Hauterivien - Barremien (∼129 Ma) Cénomanien - Turonien (∼93.9 Ma), Crétacé - Tertiaire (∼66 Ma), intra Eocène - Oligocène (∼36 Ma), Oligocène - Miocène (∼23 Ma), Serravalien - Tortonien (∼11.6 Ma), Miocène - Pliocène (∼5.6 Ma), Pliocène - Pleistocène (∼2.8 Ma). Dans la partie distale, les modèles d'âges des forages DSDP 248 et 250 ont permis de vérifier la pertinence du pointé sismique pour les sédiments néogènes (Figure 5.3).

Par la suite les différentes discontinuités sismiques ont été corrélées aux discontinuités pointées par Emmanuel Roquette (2016) sur le nord Mozambique (10°S – 16°S) et Guillaume Baby sur le sud Mozambique, partie Limpopo (23°S – 28°S) (2017). Il s'agit respectivement pour l'étude de Roquette (2016) et de Baby (2017) des réflecteurs sismiques : Crétacé-Eocène, Eocène-Oligocène, Oligocène-Miocène, Miocène-Pliocène puis des réflecteurs Hauterivien - Barrémien, Cénomanien - Turonien, Crétacé - Tertiaire, Eocène - Oligocène et intra Miocène.

Enfin les discontinuités sismiques ont été extrapolées afin de réaliser des cartes isochores puis d'isopaques par intervalle de temps sur l'ensemble du système.

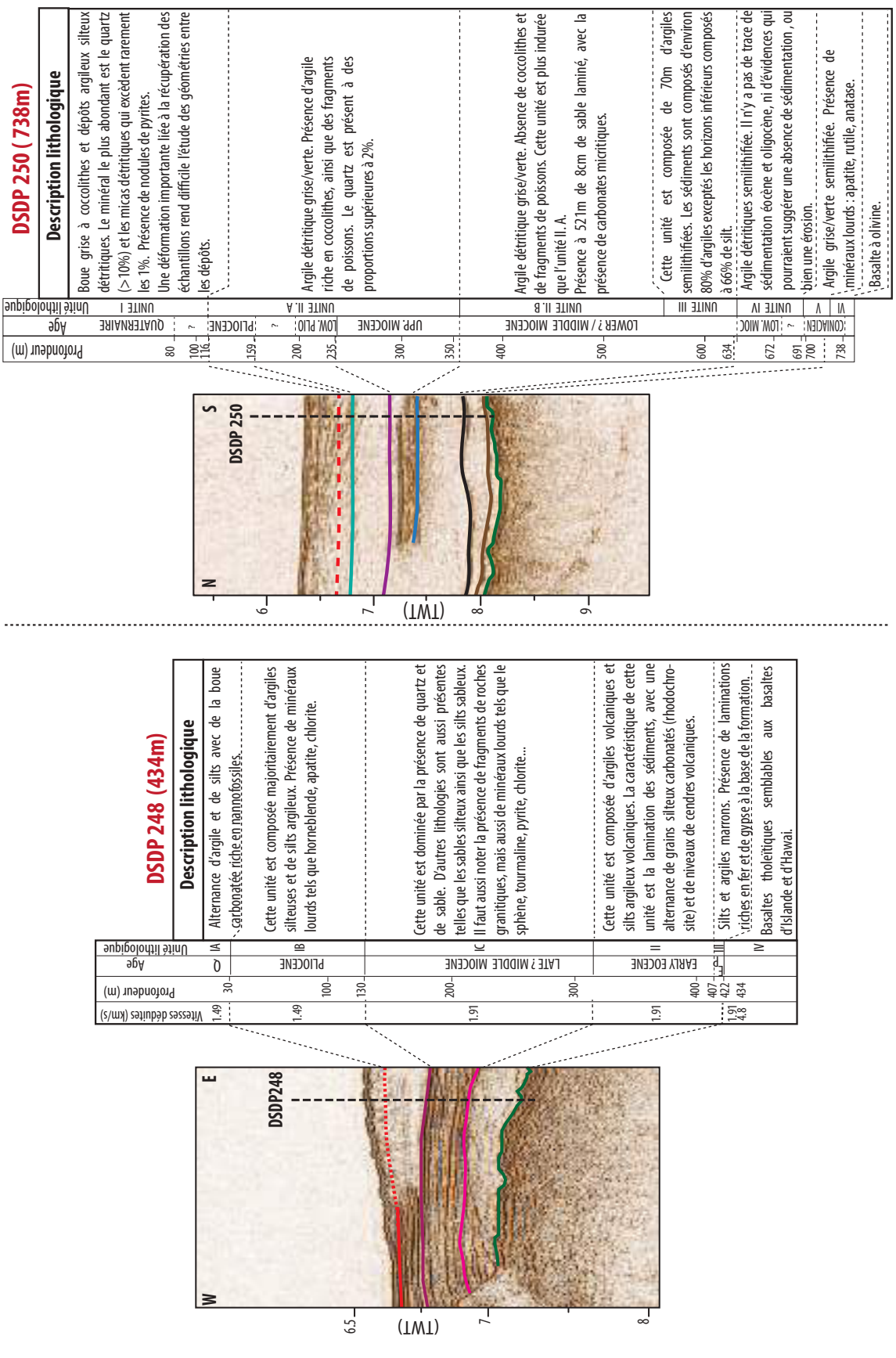


FIGURE 5.3 – Calage puits-sismique et description lithologique des forages DSDP 248 et 250. *[Wells-seismic calibration and lithologic description of the two DSDP wells 248 and 250.]*

5.3.4.1 La conversion temps-profondeur

Les différentes cartes isochores ont été par la suite converties en profondeur afin d'obtenir une cartographie des épaisseurs sédimentaires pour chaque intervalle de temps. L'épaisseur sédimentaire, la compaction, l'épaisseur de la tranche d'eau et les lithologies dominantes sont autant de paramètres impactant la vitesse sismique des ondes dans les sédiments. Ces facteurs évoluent le long d'un profil de dépôt proximal-distal s'étalant dans le système Zambèze sur plusieurs milliers de kilomètres.

Deux lois de vitesse correspondant à l'évolution du profil de dépôt ont été réalisées dans cette étude. La première loi « layer cake » a été réalisée afin de correspondre au mieux aux vitesses des ondes sismiques dans le domaine proximal, et donc au bassin sédimentaire Zambèze. La seconde loi est une polynomiale correspondant au mieux aux vitesses des ondes sismiques dans un environnement de dépôt de plaine abyssale, ou système turbiditique.

La loi de vitesse « layer cake » a ici été appliquée à toutes les discontinuités sismiques propagées et donc à l'ensemble du système Zambèze même si cette loi correspond davantage aux sédiments localisés dans la partie proximale.

La loi polynomiale a aussi été appliquée à toutes les discontinuités sismiques cependant, seule la partie du « fan » convertie avec cette loi de vitesse sera discutée.

La loi Layer Cake

La loi « layer cake » a été réalisée à partir des lois de vitesses de 10 forages pétroliers localisés sur la plaine deltaïque et le talus du Mozambique. Elle se divise en deux intervalles : (i) plancher océanique-toit du Crétacé ; (ii) toit du Crétacé-croûte océanique ou continentale. Elle est définie par une suite de termes tels que (Figure 5.4) :

Z0 = (V0 / K) * [(exp K.t) – 1]
Z1 = [((V0/K + Z0) * exp (K . deltaT)] – (V0/K)

V0 = Vitesse de référence
K= Gradient de vitesse
Z0= Profondeur dans le premier intervalle
Z1= Profondeur dans le second intervalle

t : temps en seconde temps double depuis l'horizon de référence (plancher océanique).

delta T : temps en seconde temps double du réflecteur dans le second intervalle depuis l'horizon précédent de référence (i.e : limite Crétacé-Tertiaire).

Les termes V0 et K ont été définis avec V0 pour respectivement le premier et second intervalle égal à 2100 m/s et 2800 m/s, et K pour le premier et second intervalle égal à 0.25 et 0.45.

La loi polynomiale

La seconde loi correspondant à une loi polynomiale est le résultat d'études de vitesse des ondes dans les sédiments de la plaine abyssale de Somalie réalisées dans les années 70 par les Etat-Unis et déclassifiées en 2006. Elle est définie par la formule suivante :

Z= $6(\exp(10^{-5x^2}))$ + 0.854 x

Z= Profondeur

x= temps en seconde temps double sous l'horizon de référence (plancher océanique ou « sea floor »)

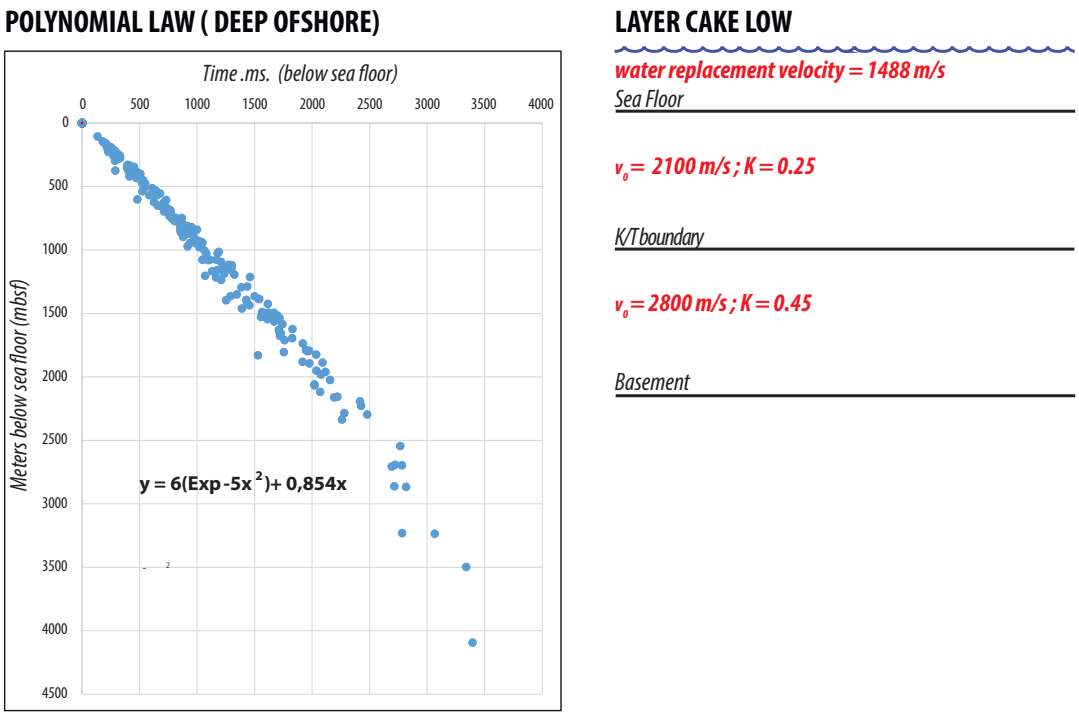


FIGURE 5.4 – Représentation graphique des lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Visual models of layer cake and polynomial laws.]*

5.3.4.2 Le contrôle aux puits : les "misties"

Suite à la conversion temps-profondeur des cartes isochores, un contrôle des erreurs aux puits a été réalisé pour chaque intervalle de temps et ce pour chaque loi de vitesse. Celui-ci consiste à comparer la profondeur du marqueur au puits « picks » précisant l'âge d'un réflecteur, avec la profondeur du réflecteur sismique converti d'âge identique. La différence de profondeur entre le réflecteur sismique converti et l'âge du marqueur au puits est considérée comme une erreur. L'objectif final étant que l'erreur relative au puits ne dépasse pas 10%. L'erreur étant définie tel que suit :

((Valeur th – Valeur r) / Valeur th) * 100 = Erreur relative (%)

Valeur th : Valeur théorique Valeur r : Valeur réelle

Les "misties" sont représentés figures 5.5 à 5.7. Les puits ont été anonymisés, cependant les noms X', X1, X2, X3 correspondent aux forages utilisés pour l'étude biostratigraphique (voir chapitre 3).

Chaque graphe représentant l'erreur au puits est composé de deux axes : (1) la profondeur du marqueur au puits en mètres, (2) la profondeur en mètres de l'horizon converti. Lorsque les profondeurs des marqueurs au puits sont supérieures à celles de l'horizon converti, cela signifie que la loi de vitesse est trop lente. Cela se traduit sur le graphique par des points au-dessus de la droite. Lorsque les profondeurs des marqueurs au puits sont inférieures à celles de l'horizon converti, cela

signifie que la loi de vitesse est trop rapide. Cela se traduit sur le graphique par des points au-dessous de la droite.

Les erreurs aux puits issues de la conversion temps profondeur avec la loi de vitesse "layer cake" sont inférieures à 10% sur l'ensemble des forages localisés le long de la marge du Mozambique (Figures 5.5, 5.6, 5.7). Cependant il apparaît clairement que les erreurs dans la partie distale du système et enregistrées par le forage DSDP 250 sont conséquentes avec des valeurs oscillant entre -71% (horizon du socle) et -45% (horizon Miocène moyen). Il apparaît donc que la loi de vitesse "layer cake" est trop rapide pour la partie distale du système.

Les erreurs aux puits issues de la conversion temps profondeur avec la loi de vitesse polynomiale présentent une tendance inverse de celles obtenues avec la loi de vitesse "layer cake" (Figures 5.5, 5.6, 5.7). En effet celles-ci sont inférieures à 10% sur la partie distale (puits DSDP 250) mais comprises entre 50% (horizon Cénomanien) et 23% (horizon toit Crétacé) pour la partie proximale. La loi de vitesse polynomiale est donc bien trop lente pour la partie proximale du système.

Associé à l'analyse des erreurs aux puits, une coupe sismique a été réalisée à partir des deux lois de vitesses.

Cette coupe représentée figure 5.8 illustre la variation de profondeur du socle converti avec la loi "layer cake" ou polynomiale. L'écart de profondeur atteinte pour le réflecteur converti varie selon la loi utilisée de plusieurs kilomètres. Afin de réduire au maximum les erreurs issues de la conversion temps-profondeur, il apparaît nécessaire d'utiliser plusieurs lois de vitesses avec ici en zone proximale la loi "layer cake" et en zone distale "la loi polynomiale".

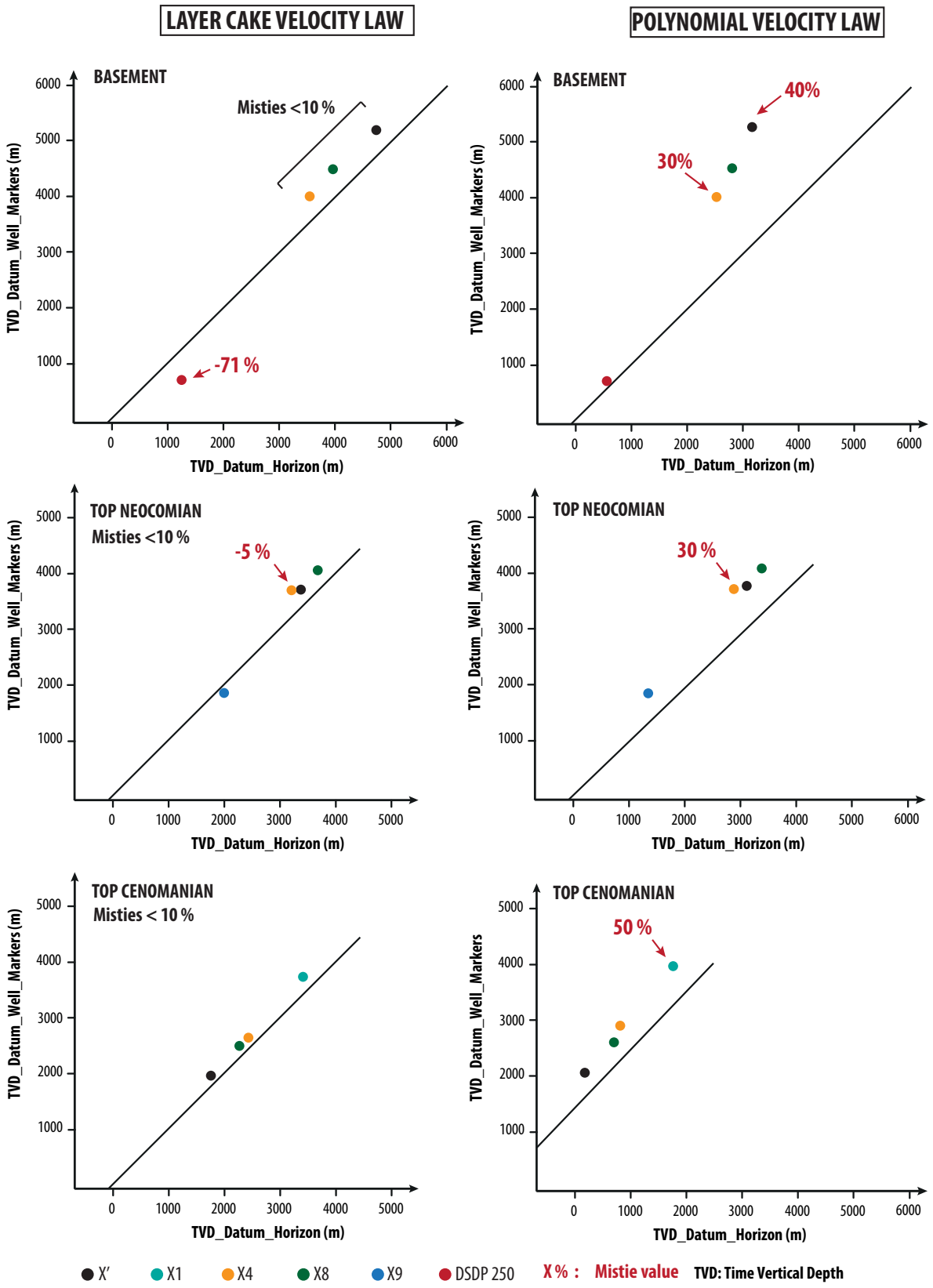

LAYER CAKE VELOCITY LAW
POLYNOMIAL VELOCITY LAW
BASEMENT
Misties <10 %
-71 %
BASEMENT
40%
30%
TOP NEOCOMIAN
Misties <10 %
-5 %
TOP NEOCOMIAN
30 %
TOP CENOMANIAN
Misties < 10 %
TOP CENOMANIAN
50 %
TVD_Datum_Well_Markers (m)
TVD_Datum_Horizon (m)
X'
X1
X4
X8
X9
DSDP 250
X % : Mistie value
TVD: Time Vertical Depth

Figure 5.5

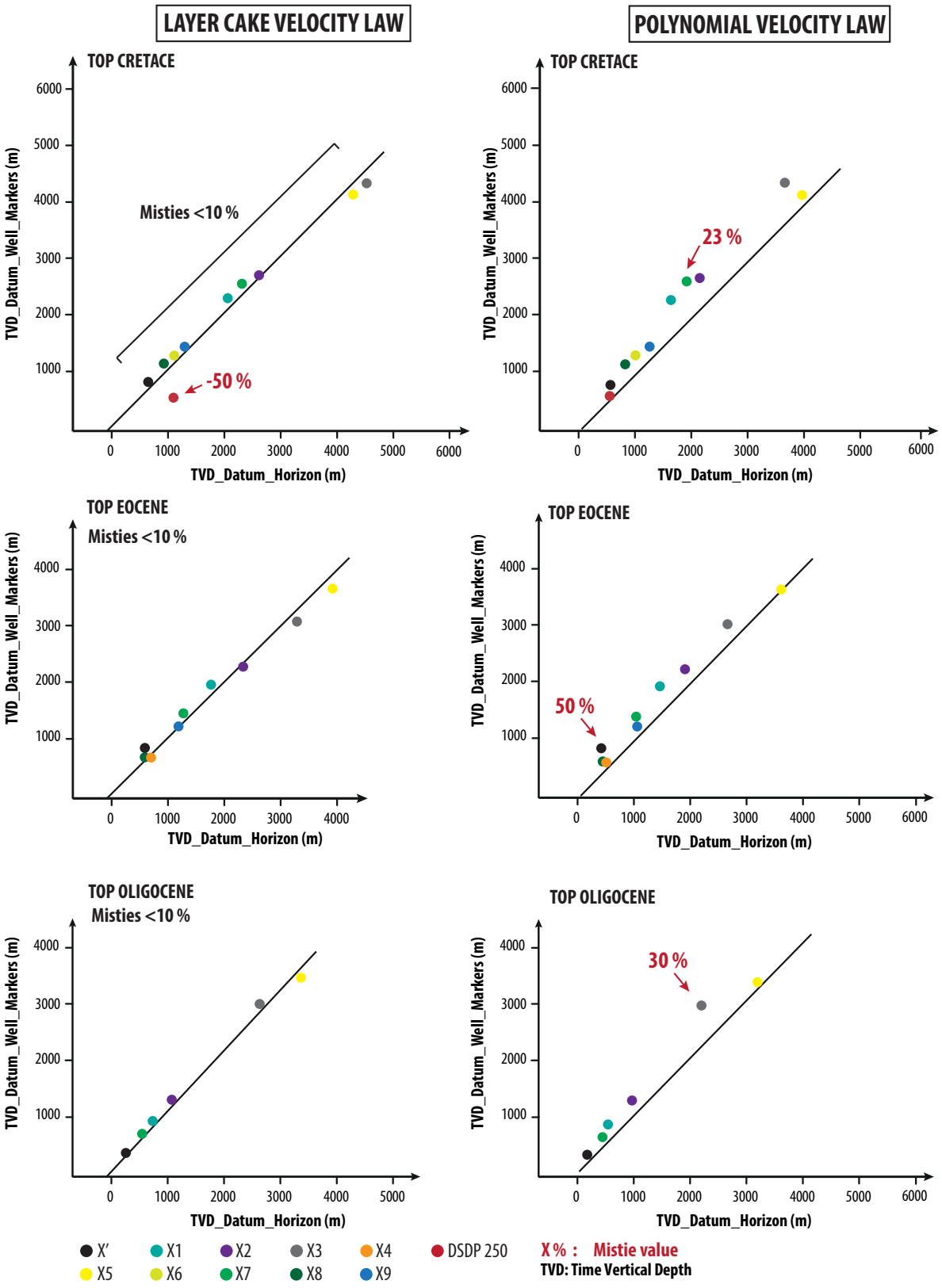

LAYER CAKE VELOCITY LAW
POLYNOMIAL VELOCITY LAW
TOP CRETACE
Misties <10 %
-50 %
23 %
TOP EOCENE
Misties <10 %
50 %
TOP OLIGOCENE
Misties <10 %
30 %
TVD_Datum_Well_Markers (m)
TVD_Datum_Horizon (m)
X' X1 X2 X3 X4 DSDP 250
X5 X6 X7 X8 X9
X % : Mistie value
TVD: Time Vertical Depth

Figure 5.6

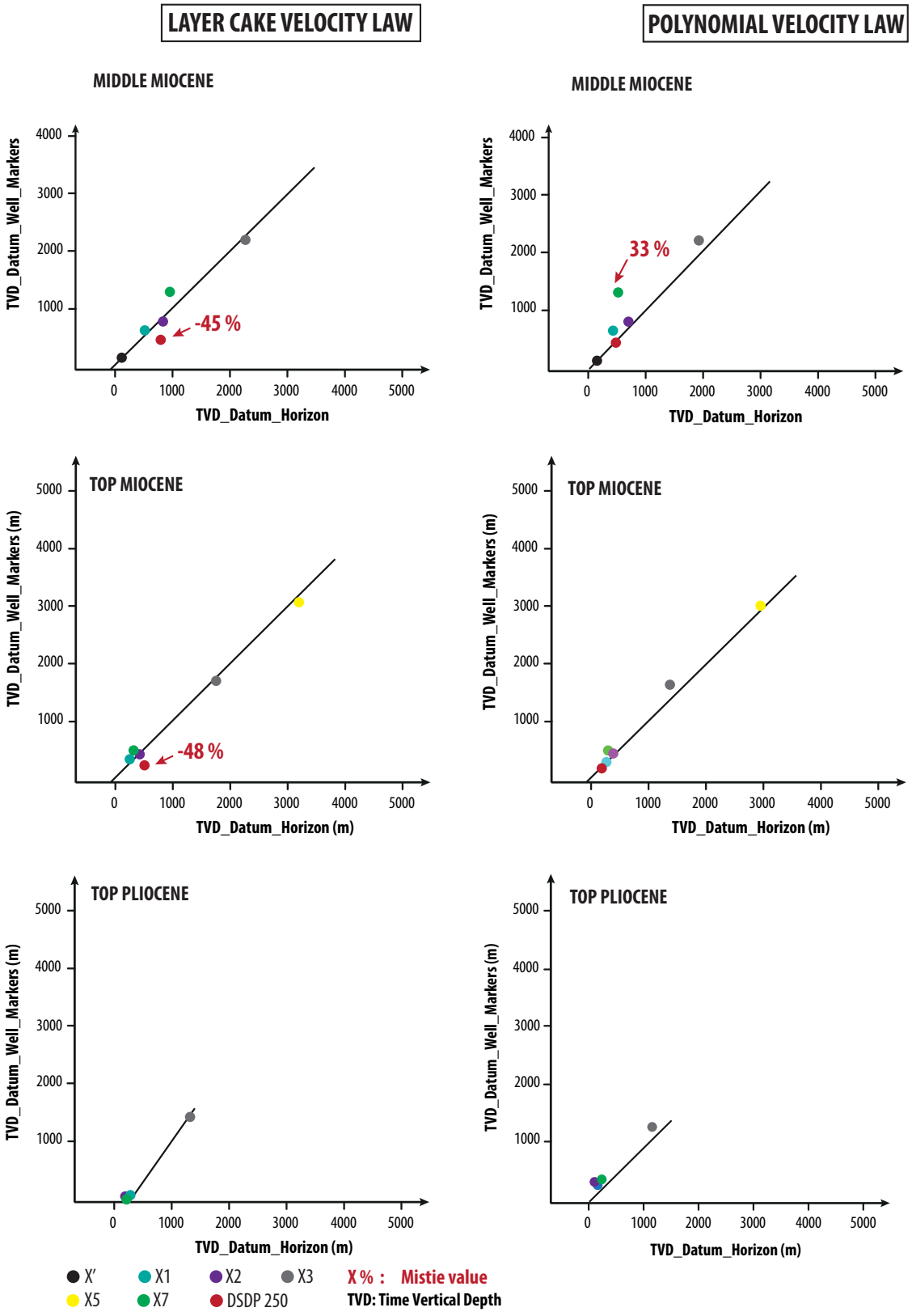

LAYER CAKE VELOCITY LAW
POLYNOMIAL VELOCITY LAW
MIDDLE MIOCENE
MIDDLE MIOCENE
TVD_Datum_Well_Markers
TVD_Datum_Horizon
-45 %
33 %
TOP MIOCENE
TOP MIOCENE
TVD_Datum_Well_Markers (m)
TVD_Datum_Horizon (m)
-48 %
TOP PLIOCENE
TOP PLIOCENE
X'
X1
X2
X3
X5
X7
DSDP 250
X % : Mistie value
TVD: Time Vertical Depth

Figure 5.7

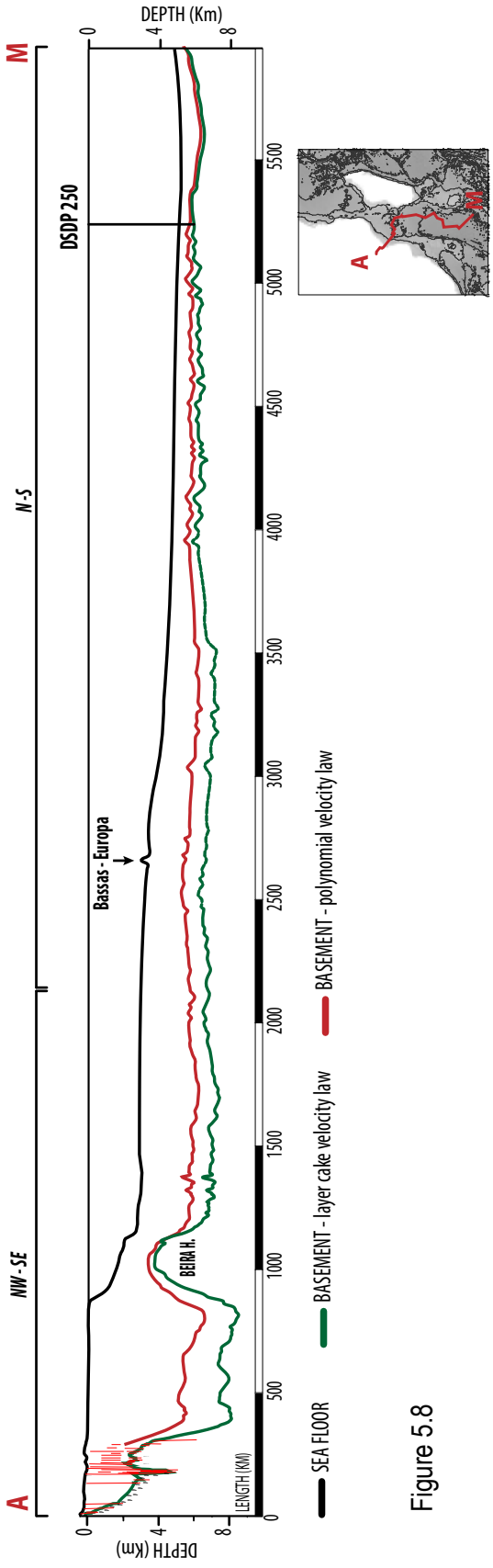

DEPTH (Km)
0
4
8
A
M
NW - SE
N-S
DSDP 250
Bassas - Europa
BEIRA H.
LENGTH (KM)
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
5000
5500
SEA FLOOR
BASEMENT - layer cake velocity law
BASEMENT - polynomial velocity law

Figure 5.8

FIGURE 5.5 – Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons socle, toit Néocomien, toit Cénomanien lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons basement, top Neocomian and top Cenomanian.]*

FIGURE 5.6 – Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons toit Crétacé, toit Eocène, toit Oligocène lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons top Cretaceous, top Eocene and top Oligocene.]*

FIGURE 5.7 – Représentation graphique des erreurs aux puits pour les horizons Miocène moyen, toit Miocène, toit Pliocène lors de la conversion temps profondeur pour les lois de vitesses "layer cake" et polynomiale. *[Graphics representation of the well misties for the layer cake and polynomial velocity laws. The graphics were realised for the horizons middle Miocene, top Miocene and top Pliocene.]*

FIGURE 5.8 – Coupe représentant la variation de profondeur atteinte du réflecteur sismique du socle selon la loi de conversion temps-profondeur utilisée : loi "layer cake" ou polynomiale. *[Cross section showing the basement time-depth conversion using the layer cake or the polynomial velocity law.]*

5.3.4.3 Les cartes paléogéographiques

La réalisation des cartes paléogéographiques est basée sur l'étude : (i) des lithologies et des environnements de dépôts identifiés par l'analyse des forages pétroliers disponibles ; (ii) des faciès sismiques définissant un environnement de dépôt ou bien une lithologie spécifique observés sur les lignes et coupes sismiques ; (iii) de documents bibliographiques analysant l'évolution de la cinématique (modèle de Thompson (2017)) et les épisodes de dénudation enregistrés à terre le long de la marge du Mozambique *(2 - les déformations de l'Afrique de l'Est)*.

5.4 RESULTATS

5.4.1 Analyse des lithologies aux puits

A partir des données de forages mis à disposition par TOTAL, l'identification des lithologies et des hiatus sédimentaires ont servi de contraintes à la réalisation des cartes paléogéographiques. La qualité des documents utilisés pour la réalisation de cette synthèse était très hétérogène. Il s'agit pour quelques forages de rapports de fin de sondages détaillés permettant une analyse précise et continue des évolutions de lithologies, et pour d'autres forages, de suites de noms de Formations sans davantage de descriptions.

Une synthèse des lithologies a été réalisée pour les intervalles de temps suivant : Crétacé inférieur (∼155 - 94 Ma), Crétacé supérieur (94 - 66 Ma), Eocène (56 – 36 Ma), Oligocène (33.9 – 23 Ma), Miocène inférieur à moyen (23 - ∼10 Ma), Miocène supérieur (∼10 - 5 Ma), Pliocène-Pléistocène (5-0 Ma) (Figures 5.9 ; 5.10).

Le Crétacé inférieur

L'intervalle du Crétacé inférieur est caractérisé par le dépôt des Formations de : "Sena" (sables continentaux localisés au nord de 23°S), "Maputo" (équivalent de la Formation "Sena" au sud de 23°S et composée de sables glauconieux), "Lower Domo" (argiles marines). A terre seuls les affleurements de la Formation fluviatile "Sena" ont été observés.

Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est caractérisé par le dépôt des Formations "Domo Sands", "Upper Domo", et "Lower Grudja" composées respectivement de grès intercalées d'argiles noires, d'argiles, et enfin d'argiles intercalés avec des bancs de grès glauconieux. Une zone érosive est enregistrée sur trois forages localisés entre 24°S et 26°S.

L'Eocène

La période éocène est définie par la mise en place de la plateforme carbonatée "Cheringoma". Trois lithologies plus précises sont démarquées de la définition classique de la plateforme "Cheringoma" définie par des calcaires nummulitiques et des grès glauconieux. Il s'agit d'Ouest en Est de : (i) dépôts calcaires silteux à sableux, (ii) marnes riches en nummulites, (iii) calcarénites.

L'Oligocène

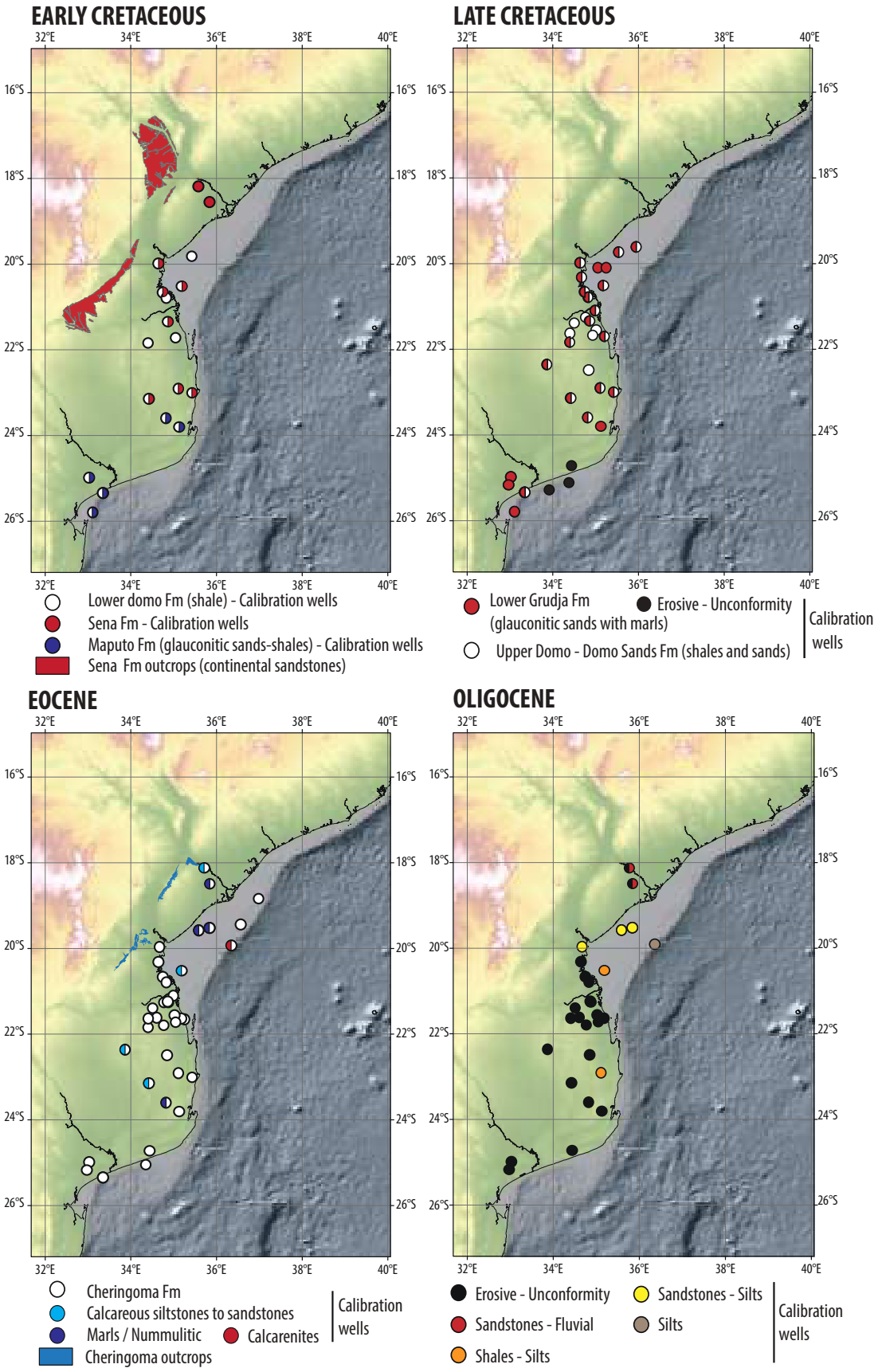
La période oligocène est définie par la présence d'une discontinuité érosive majeure observée sur de nombreux forages à terre. Seuls deux forages enregistrent des dépôts sableux fluviatiles oligocènes d'épaisseur réduite. Les dépôts sédimentaires oligocènes sont principalement sableux à silteux.

Le Miocène inférieur

Le Miocène inférieur est caractérisé au Sud du Mozambique par les Formations "Iharrime", 'Temane" et "Jofane" traduisant un milieu confiné puis marin ouvert et composées respectivement de dolomies, de gypse et anhydrites, puis de calcaires sableux riches en micro-fossiles. Au nord, les dépôts sont sableux à silteux, voir partiellement conglomératiques et correspondent à la Formation Mazamba. Deux forages localisés à terre indiquent une érosion partielle des dépôts sédimentaires.

Le Miocène supérieur et le Plio-Pleistocène

Au sud Mozambique, le Miocène supérieur et le Plio-Pléistocène sont définis par une érosion. Aucun affleurement n'est préservé. Le nord Mozambique est caractérisé pour ces deux intervalles par des dépôts sableux. Deux forages localisés à terre indiquent une érosion partielle de ces dépôts avec une épaisseur maximale de quelques dizaines de mètres.


EARLY CRETACEOUS
LATE CRETACEOUS
EOCENE
OLIGOCENE
32°E
34°E
36°E
38°E
40°E
16°S
18°S
20°S
22°S
24°S
26°S
Lower domo Fm (shale) - Calibration wells
Sena Fm - Calibration wells
Maputo Fm (glauconitic sands-shales) - Calibration wells
Sena Fm outcrops (continental sandstones)
Lower Grudja Fm (glauconitic sands with marls)
Erosive - Unconformity
Upper Domo - Domo Sands Fm (shales and sands)
Calibration wells
Cheringoma Fm
Calcareous siltstones to sandstones
Marls / Nummulitic
Calcarenites
Cheringoma outcrops
Calibration wells
Erosive - Unconformity
Sandstones - Fluvial
Shales - Silts
Sandstones - Silts
Silts
Calibration wells

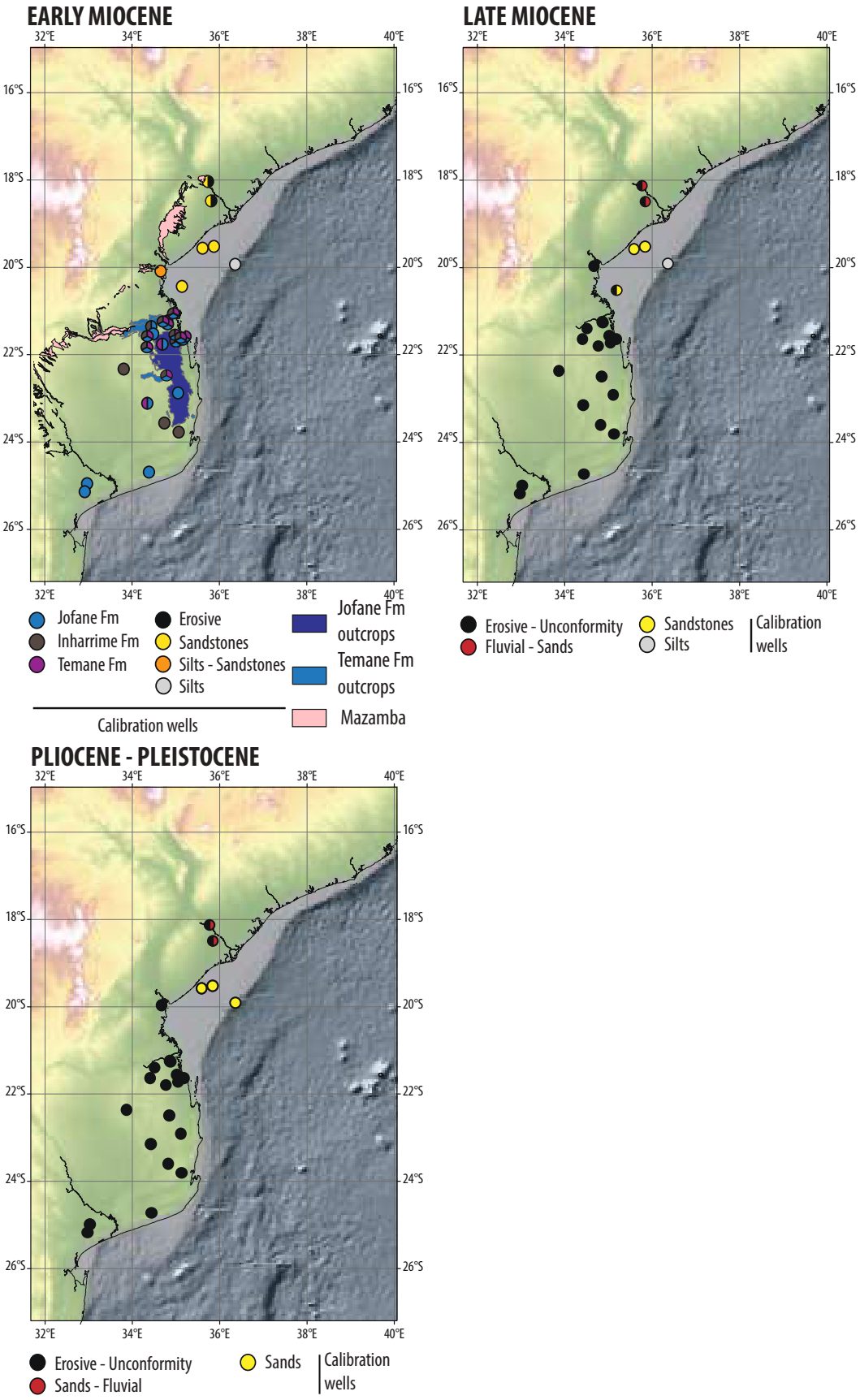

EARLY MIOCENE
LATE MIOCENE
PLIOCENE - PLEISTOCENE
32°E
34°E
36°E
38°E
40°E
16°S
18°S
20°S
22°S
24°S
26°S
Jofane Fm
Inharrime Fm
Temane Fm
Erosive
Sandstones
Silts - Sandstones
Silts
Calibration wells
Jofane Fm outcrops
Temane Fm outcrops
Mazamba
Erosive - Unconformity
Fluvial - Sands
Sandstones
Silts
Calibration wells
Erosive - Unconformity
Sands - Fluvial
Sands
Calibration wells

Figure 5.9 – Etude des lithologies aux puits pour les intervalles du Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Eocène, Oligocène. *[Study of the lithologies observed in the wells for the times interval of early Cretaceous, late Cretaceous, Eocene, Oligocene.]*

Figure 5.10 – Etude des lithologies aux puits pour les intervalles du Miocène inférieur - moyen, Miocène supérieur, Pliocène-Pleistocène. *[Study of the lithologies observed in the wells for the times interval of early - middle Miocene, late Miocene, Pliocene-Pleistocene.]*

5.4.2 Les cartes isopaques, les cartes d'environnements sédimentaires, les coupes sismiques

5.4.2.1 Introduction

Au cours de cette étude, huit associations de cartes isopaques et d'environnement de faciès ont été réalisées à partir de la loi de vitesse "layer cake" pour les intervalles de temps suivant (Figures 5.12 à 5.19) :

[1] Socle - toit Hautérivien (155 - 129 Ma) ;

[2] Toit Hautérivien - toit Cénomanien (129 - 94 Ma) ;

[3] Toit Cénomanien ; toit Crétacé (94 - 66 Ma) ;

[4] toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma) ;

[5] Toit Eocène - toit Oligocène (∼36 - 23 Ma) ;

[6] Toit Oligocène - toit Serravalien (23 - 11.6 Ma) ;

[7] Toit Serravalien - toit Miocène (11.6 - 5.6 Ma) ;

[8] Toit Messinien - actuel (∼5.6 - 0 Ma).

Six autres cartes d'isopaques complémentaires du jeu d'isopaques précédent et sans cartes d'environnements de faciès associées ont été réalisées (Figures 5.20 ; 5.21). Il s'agit des intervalles :

[1] Socle - toit Crétacé (155 - 66 Ma) ;

[2] Toit Crétacé - actuel (66 - 0 Ma) ;

[3] Toit Eocène - actuel (∼36 - 0 Ma) ;

[4] Toit Oligocène - toit Miocène (23 - 5.6 Ma) ;

[5] Toit Miocène - toit Pliocène (∼5.6 - 2.8 Ma) ;

[6] Toit Pliocène - actuel (∼2.8 - 0 Ma).

Cette série de cartes isopaques a été réalisée en complément de la série de cartes précédente. Elle permet d'imager l'évolution globale des épaisseurs sédimentaires depuis le Crétacé (isopaques : 155 - 66 Ma, 66 - 0 Ma et 36 - 0 Ma), mais aussi d'avoir un détail des épaisseurs sédimentaires sur l'intervalle Pliocène - actuel (5.6 - 0).

Associées aux cartes isopaques, sept coupes sismiques représentant l'évolution des géométries et des faciès sédimentaires depuis le Jurassique à l'actuel ainsi qu'une étude et une cartographie des faciès volcaniques du trapp malgache Turonien-Campanien Raillard (1990); Bardintzeff et al. (2010) ont été réalisées sur l'ensemble du canal du Mozambique (Figures 5.11 et 5.27). Six coupes sont en seconde temps double ou "Two Way Traveltime" (std ou "TWT") et la dernière (Figure 5.26.a) a été convertie en profondeur à partir de la loi "layer cake". La coupe (Figure 5.22) a été décrite de manière précise dans le chapitre 3.

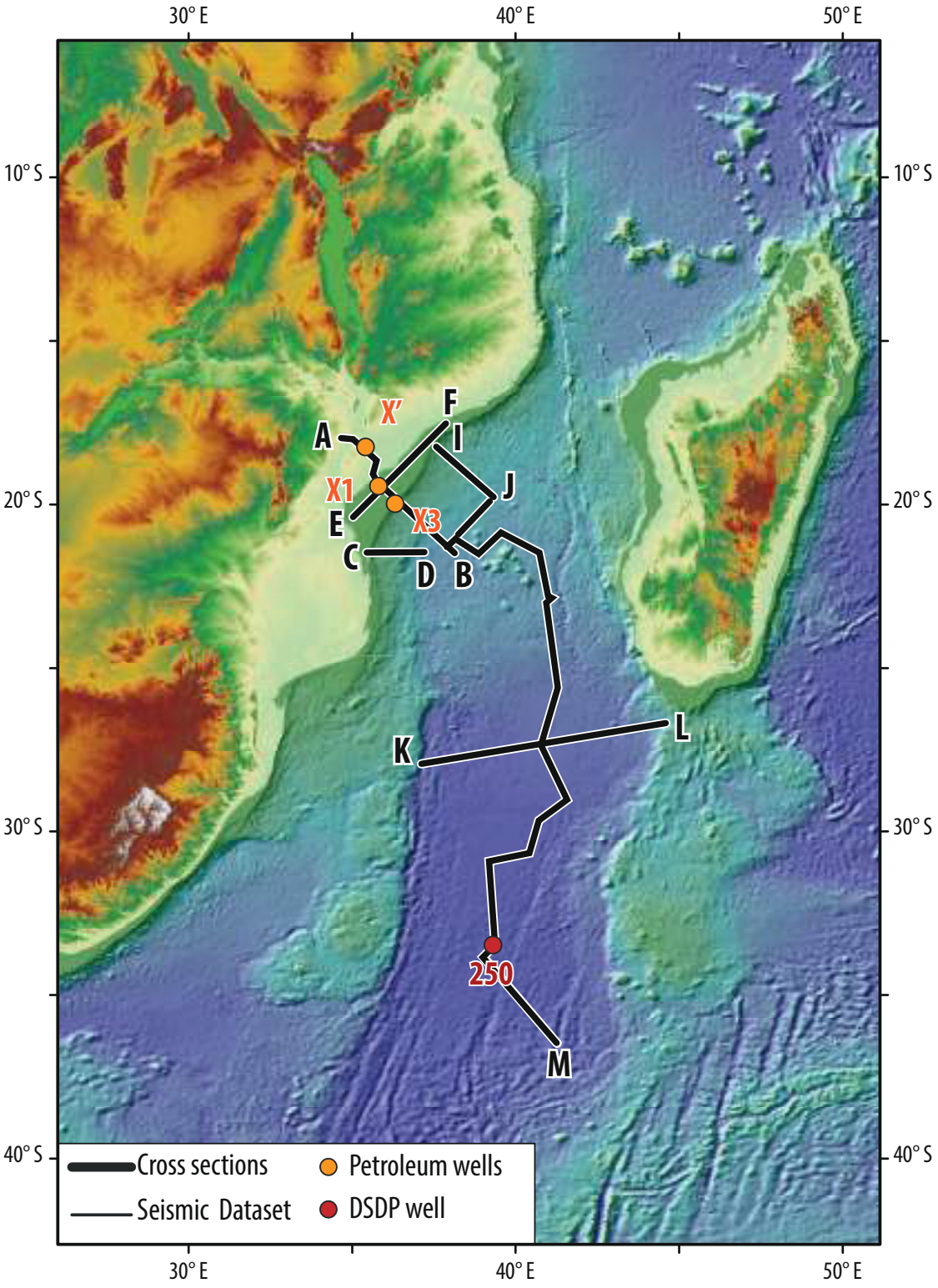


FIGURE 5.11 – Localisation des coupes sismiques réalisées au cours de cette étude. *[Location of the several cross sections realised during this study.]*

5.4.2.2 Les cartes isopaques et les cartes d'environnements sédimentaires

a) Intervalle socle - Néocomien (∼155 - 129 Ma)

Description de la carte isopaque :

Au cours de l'intervalle socle - Néocomien les principaux dépôts sédimentaires sont localisés le long de la marge du Mozambique. Deux dépôt-centres localisés : (i) à l'embouchure du fleuve actuel Zambèze ; (ii) sur la bordure ouest de la ride de Davie, présentent un maximum d'épaisseur respectif de ∼4000 m et ∼4600 m.

Plusieurs corps sédimentaires dont l'épaisseur excède 1km sont observés entre 22°S et 26°S de latitude le long de la ride actuelle du Mozambique. Ceux-ci pourraient être induits par des mouvements décrochants lors de la dislocation du Gondwana. Une proto ride du Mozambique s'initie. Celle-ci est alors uniquement sédimentaire (*communication personnelle : Aslanian Daniel, Thompson Joseph*) contrairement à la ride actuelle qui est intrudée et composée en majorité de roches volcaniques *(cf. chapitre 2 - Konig and Jokat (2010))*.

Description des environnements sédimentaires :

A terre, la marge nord Mozambique (14°S - 18°S) se soulève *(cf. chapitre 2 - Daszinnies (2006))* alors que la marge sud Mozambique composée du rift Zambèze et des rifts Limpopo subside. Les dépôts sédimentaires préservés (Formation Sena) sont fluviatiles.

Dans le bassin les dépôts sédimentaires sont principalement hémipélagiques (Figure 5.22). Les dépôt-centres identifiés sur la carte correspondent à : (i) un proto delta Zambèze, (ii) des dépôts sédimentaires repris en inversion lors du coulissement en direction du Sud de Madagascar au Crétacé inférieur *(cf. chapitre 2)*. Des systèmes chenalisants peu incisifs sont identifiés au nord du Mozambique, le long de la marge en surrection.

Evolution de la marge :

Le Crétacé inférieur correspond à la dislocation du Gondwana. La marge enregistre les premières transgressions avec les premiers signes d'environnements marin identifiés sur le forage X', suivit d'une période progradante (Figure 5.22). La pente du système est très réduite et peut être assimilée à une rampe. La présence de dépôts gravitaires au toit du Néocomien traduit une augmentation progressive de la pente (Figure 5.22). La limite distale du système est mal contrainte. En effet, la présence du volcanisme turonien (trapp malgache) limite l'interprétation sismique en dessous de la discontinuité stratigraphique du Crétacé supérieur (voir cartographie figure 5.27). La limite distale du système en dépôt correspondrait ici à la limite distale du canal du Mozambique localisée à ∼26°S et déduite par la présence d'anomalies magnétiques dans le bassin (chron M0r : ∼125 Ma).

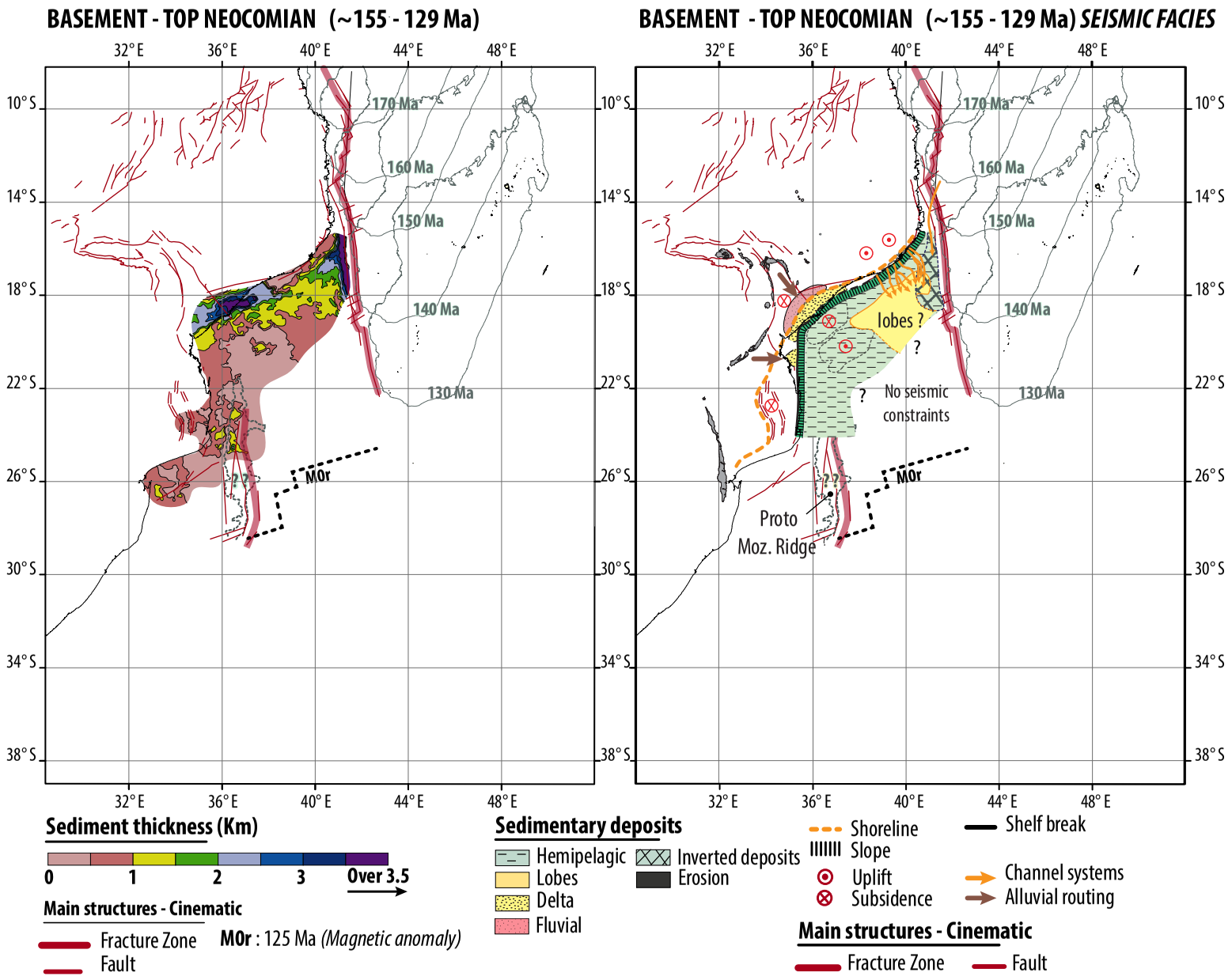


FIGURE 5.12 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle Socle - toit Hautérivien (155 - 129 Ma). Reconstitution cinématique issue de Thompson (2017). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval Basement - top Hauterivian (155 - 129 Ma). Cinematic reconstruction from Thompson (2017).]*

b) Intervalle toit Néocomien - toit Cénomanien (129 - 94 Ma) :

Description de la carte isopaque :

Tout comme pour l'intervalle précédent, les dépôts sédimentaires sont principalement localisés le long de la marge du Mozambique. Un dépôt sédimentaire majeur dont l'épaisseur maximale est supérieure à 4000 m est confiné dans la partie proximale du bassin par le haut topographique de Beira, "Beira High". Deux dépôt-centres sont identifiés aux embouchures des fleuves Zambèze (épaisseur : $\sim$ 4000m) et Save (épaisseur : $\sim$ 3000m) actuels. Un dernier dépôt dont l'épaisseur excède 1.5 km est localisé le long de la bordure ouest de la ride de Davie entre 17°S et 22°S de latitude.

Description des environnements sédimentaires :

A terre, la marge nord Mozambique (14°S - 18°S) et du sud Mozambique (23°S - 30°S) enregistrent une surrection *(cf. chapitre 2 - Förster (1975); Daszinnies (2006))*. Les dépôts sédimentaires sont composés d'ouest en est de sables et argilites (Formation Sena - fluviatile), et d'argiles et de silts (Formation "Lower Domo" - marin).

Les deux dépôt-centres définis précédemment sur la carte isopaque correspondent à des dépôts deltaïques. Un épisode progradant majeur aptien est d'ailleurs identifié à l'embouchure du fleuve Save actuel(Figure 5.26.c).

Le Haut de Beira correspond à une zone de faible dépôt/érosion limitant les dépôts turbiditiques dans la partie proximale de la marge (Figure 5.22). Les premiers dépôts contouritiques traduisant la présence de courants océaniques profonds sont identifiés le long du Haut de Beira (Figures 5.22 et 5.23). Au nord du Mozambique des systèmes chenalisants peu incisifs sont identifiés le long de la marge en surrection.

Evolution de la marge :

L'intervalle Néocomien - Cénomanien se définit par une importante progradation de la marge suivie d'une rétrogradation progressive puis majeure au toit du Cénomanien comme identifié sur les coupes (Figures 5.22 et 5.26.c). Cela se traduit par le passage progressif de dépôts fluviatiles (Formation Sena) à des dépôts marins argileux (Formation "Lower Domo") *(cf. chapitre 3 - figure 4 Salman and Abdula (1995))*. Tout comme pour l'intervalle précédent (socle - Néocomien) La limite distale du système en dépôt correspondrait à la limite distale du canal du Mozambique localisée à $\sim$36°S et déduite par la présence d'anomalies magnétiques dans le bassin (chron C34n : $\sim$100.5 Ma).

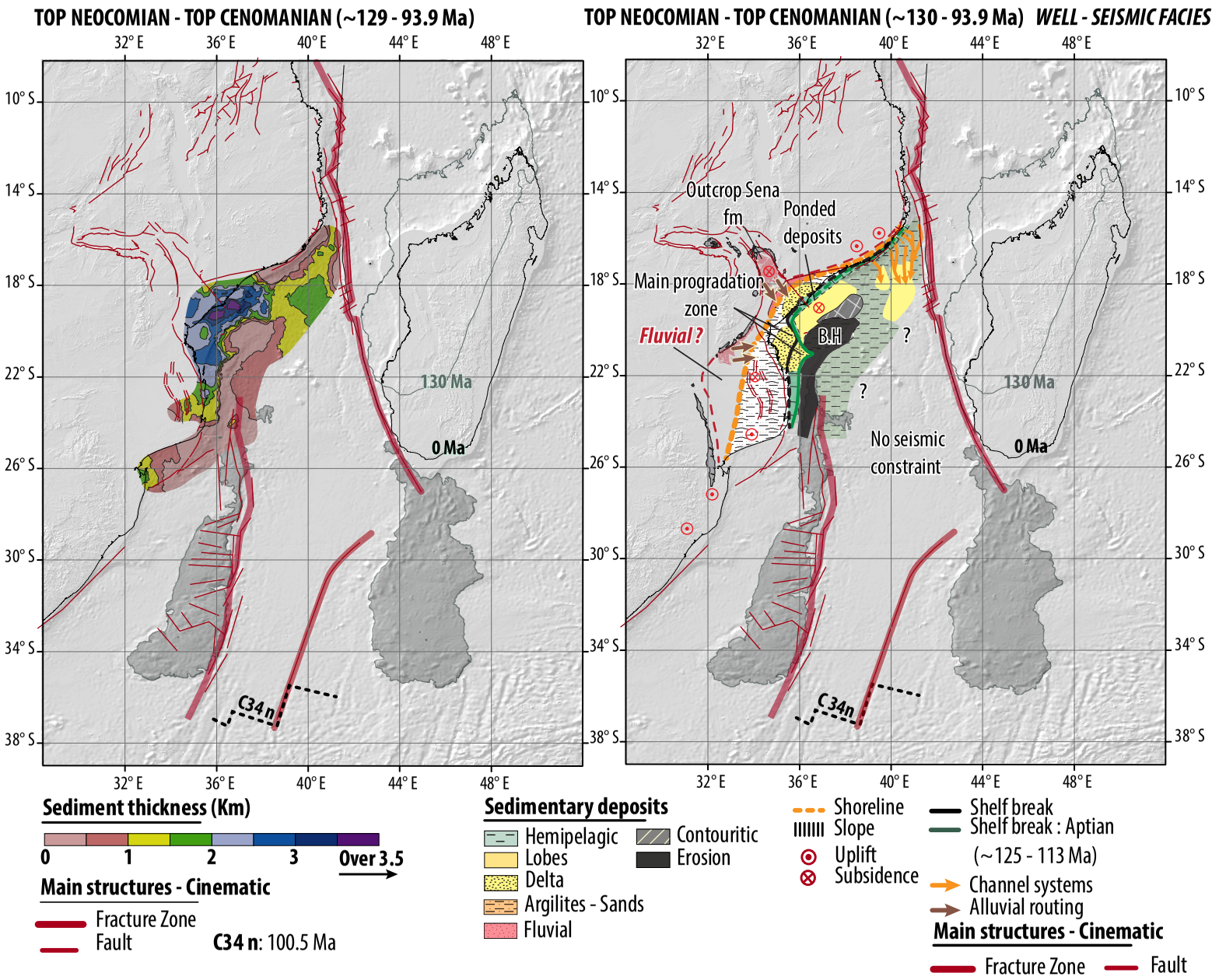


FIGURE 5.13 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Hautérivien - toit Cénomanien (129 - 94 Ma). Reconstitution cinématique issue de Thompson (2017). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Hauterivian - top Cenomanian (129 - 94 Ma). Cinematic reconstruction from Thompson (2017).]*

c) Intervalle toit Cénomanien - toit Crétacé (94 - 66 Ma)

Description de la carte isopaque :

Comme au Crétacé inférieur les dépôts sédimentaires majeurs du Crétacé supérieur sont localisés le long de la marge du Mozambique entre 23°S et 18°S de latitude et sont confinés par le Haut de Beira. Trois dépôt-centres sont observés aux embouchures des fleuves Save, Limpopo et Zambèze actuels et possèdent une épaisseur respective de ∼1600m, ∼1600m et ∼5000m. Trois zones de faible sédimentation sont observées sur le Haut de Beira et sur la partie nord de la ride du Mozambique, ainsi que dans la partie sud de la plaine deltaïque du Limpopo (∼24°S - 26°S). La partie abyssale du système Zambèze est caractérisée par une faible épaisseur sédimentaire.

Description des environnements sédimentaires :

A terre une surrection de la marge du sud Limpopo est identifiée entre ∼24°S et 26°S de latitude et traduite sur les isopaques par une zone d'érosion. Les dépôts préservés sur la marge du Mozambique sont principalement composés d'argiles et de sables issus des Formations de "Domo Sands", "Upper Shales Domo" et "Lower Grudja" *(cf. chapitre 2)*.

Les dépôt-centres localisés aux embouchures des fleuves Zambèze, Limpopo et Save actuels correspondent à des dépôts deltaïques. Le Haut de Beira correspond à une zone en érosion induite par la circulation océanique. Comme observé durant le Crétacé inférieur, des dépôts turbiditiques sont confinés dans le bassin du Zambèze par le Haut de Beira. Des dépôts contouritiques sont aussi observés le long du Haut de Beira.

Plusieurs systèmes chenalisants turbiditiques sont observés entre 21°S et 14°S de latitude le long de la marge du Mozambique. La mise en place du trapp Malgache est identifiée dans le canal du Mozambique entre 22°S et 30°S de latitude. Une cartographie a été réalisée (Figure 5.27).

Evolution de la marge :

A terre, le Crétacé supérieur correspond au premier épisode de soulèvement du plateau sud-africain *(cf. chapitre 2 - la croissance du plateau sud-africain)*.

Les dépôts du Crétacé supérieur sont définis le long de la marge par des prismes de régressions normales et forcées et des dépôts de slumps traduisant une progradation de la marge et une augmentation progressive de la pente (Figure 5.22).

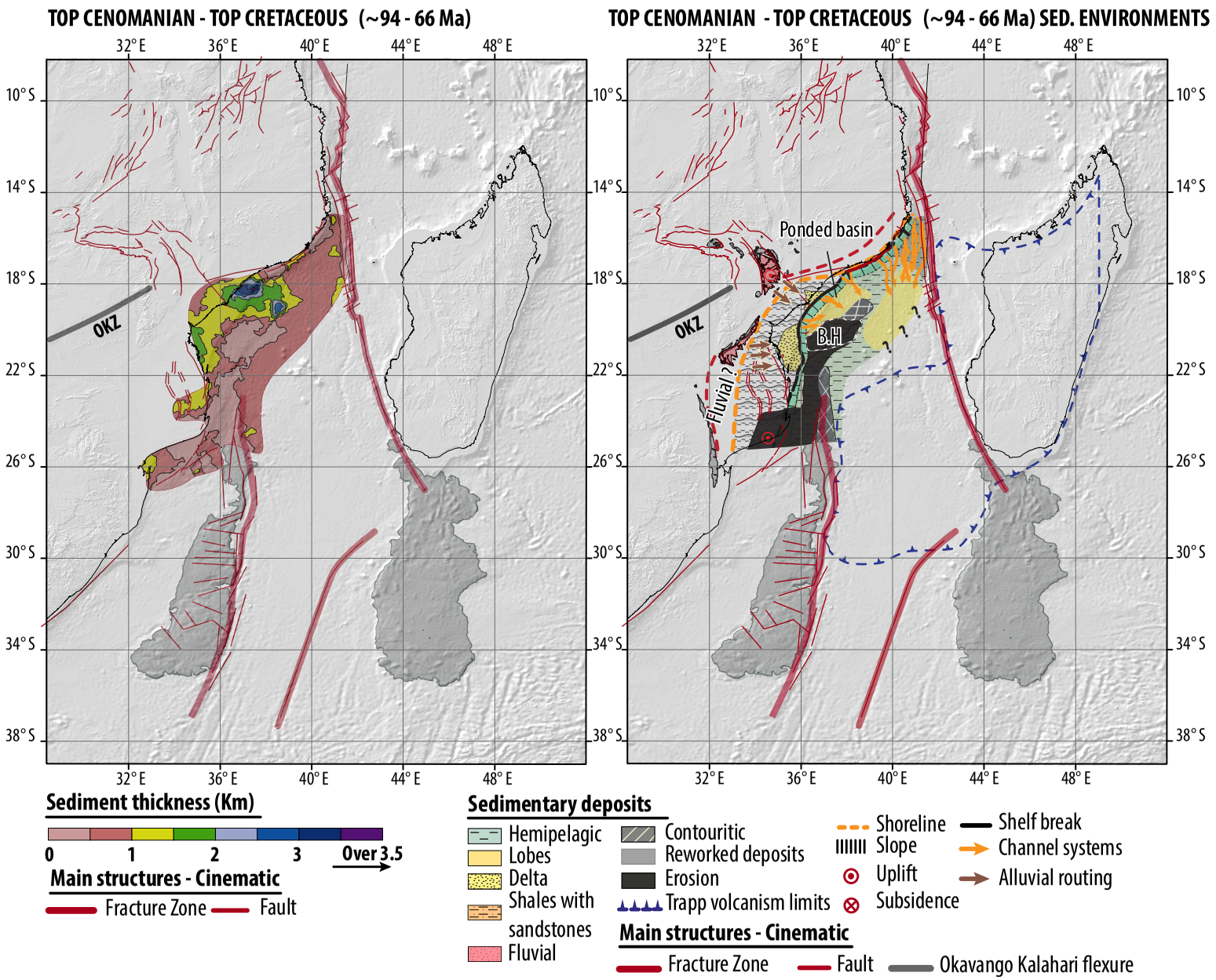


FIGURE 5.14 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Cénomanien - toit Crétacé (94 - 66 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Cenomanian - top Cretaceous (94 - 66 Ma).]*

d) Intervalle toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma)

Description de la carte isopaque :

La période Paléocène - Eocène est caractérisée par une épaisseur sédimentaire moyenne faible (∼400m). Trois dépôt-centres sont identifiés à l'embouchure du fleuve Zambèze actuel, au sud du fleuve Save et dans la plaine abyssale (∼20°S de latitude). Une limite de dépôt basée sur l'interprétation des profils de sismique réflexion 2D a été identifiée à 26°S de latitude (Figures 5.25 et 5.26.a). A la différence du Crétacé inférieur et supérieur, les embouchures du Save et du Limpopo actuels ne sont plus les zones préférentielles de dépôts sédimentaires.

Description des environnements sédimentaires :

Le premier dépôt-centre localisé à l'embouchure du fleuve Zambèze actuel correspond à un prisme de bas niveau marin remanié par la circulation océanique alors que le second et le troisième dépôt-centre sont contouritiques. L'Eocène se définit sur la marge du Mozambique par la mise en place d'une plateforme carbonatée initiée au cours d'une transgression majeure. Dans la partie distale du système la sédimentation est hémipélagique. Un évènement volcanique fini - Eocène dans la partie centrale du canal du Mozambique est identifié par l'étude des lignes sismiques reflexion.

Evolution de la marge :

L'intervalle Paléocène - Eocène est caractérisé par une transgression majeure entrainant un déplacement de la ligne de rivage vers le continent et la mise en place d'une plateforme carbonatée sur l'ensemble du Mozambique. Le toit de l'Eocène est érodé par une surface d'érosion majeure à ∼36 Ma incisant à la fois la plateforme et la pente (Figure 5.22) induite par le second épisode de surrection du plateau sud-africain *(cf. chapitre 3)*.

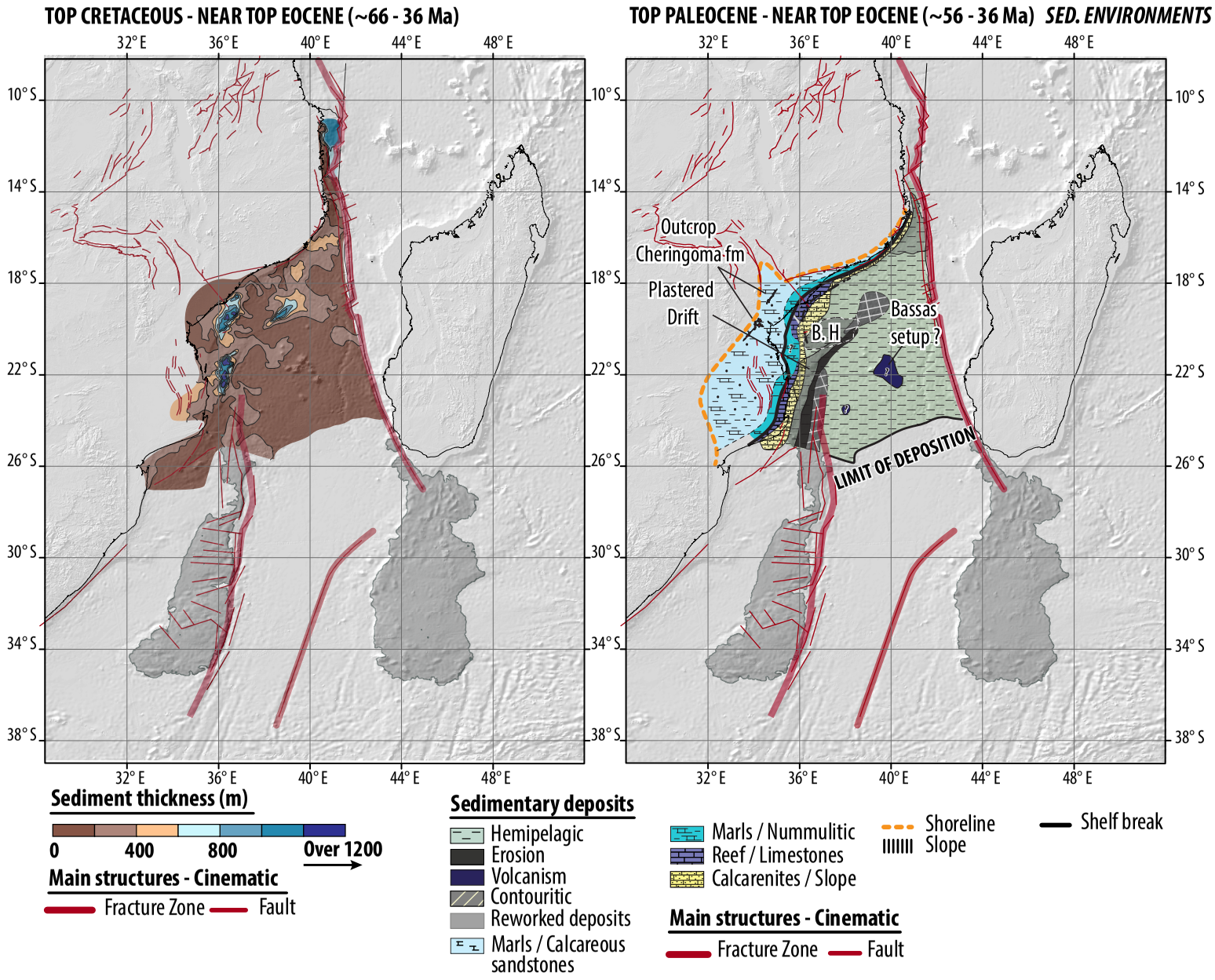


FIGURE 5.15 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Cretaceous - top Eocene (66 - 36 Ma).]*

e) Intervalle toit Eocène - toit Oligocène (~36 - 23 Ma)

Description de la carte isopaque :

L'épaisseur sédimentaire moyenne pour la période de l'Oligocène est faible (~400 - 600m). Deux dépôt-centres sont observés : (i) à l'embouchure du fleuve du Zambèze actuel et dans la partie centrale du canal du Mozambique (~20°S). Une limite de dépôt basée sur l'interprétation de la sismique réflexion 2D a été identifiée à 27°S de latitude, soit 150 km plus au sud que la limite de dépôt des sédiments éocènes (Figures 5.25 et 5.26.a).

Description des environnements sédimentaires :

Le premier dépôt-centre observé à l'embouchure actuelle du fleuve Zambèze correspond à des dépôts deltaïques alors que le second dépôt majeur est contouritique (Figure 5.23). Une érosion des dépôts sédimentaires à terre est observée.

Les dépôts sédimentaires localisés sur les bordures ouest du Haut de Beira et de la ride de Davie sont remaniés et/ou érodés par les courants océaniques (Figures 5.22 et 5.24). La mise en place d'un grand corps contouritique (épaisseur : ~1600m) surimposé aux dépôts contouritiques crétacés et éocènes crée un haut topographique qui, associé au Haut de Beira, subdivise progressivement le système Zambèze en deux parties (Figure 5.23).

Deux systèmes chenalisants sont identifiés : (i) aux limites du delta Zambèze, (ii) au nord du Mozambique, le long de la bordure ouest de la ride de Davie. Ceux-ci alimentent un chenal turbiditique distal appelé Serpa Pinto (Droz and Mougenot, 1987) traversant la plaine abyssale sur 800 km. Les limites "upper-middle fan" et "middle-lower fan" sont observées à 22°S et 25°S de latitude. Les dépôts sédimentaires localisés en bordure de la ride de Madagascar sont contouritiques.

Evolution de la marge :

A terre deux déformations induites par le second épisode de surrection du plateau sud-africain *(cf. chapitre 3)* et par l'initiation du Rift est-africain (rift Urema - *cf. chapitre 2*) sont enregistrées . L'Oligocène est défini par la mise en place du système actuel Zambèze et par une progradation de la marge entraînant une augmentation progressive de la pente avec une hauteur de clinoformes croissante (650-900m). Les dépôts oligocènes reposent sur une surface érosive incisant à la fois la pente et la plateforme carbonatée éocène liée à la surrection du plateau sud-africain *(cf. chapitre 3)*.

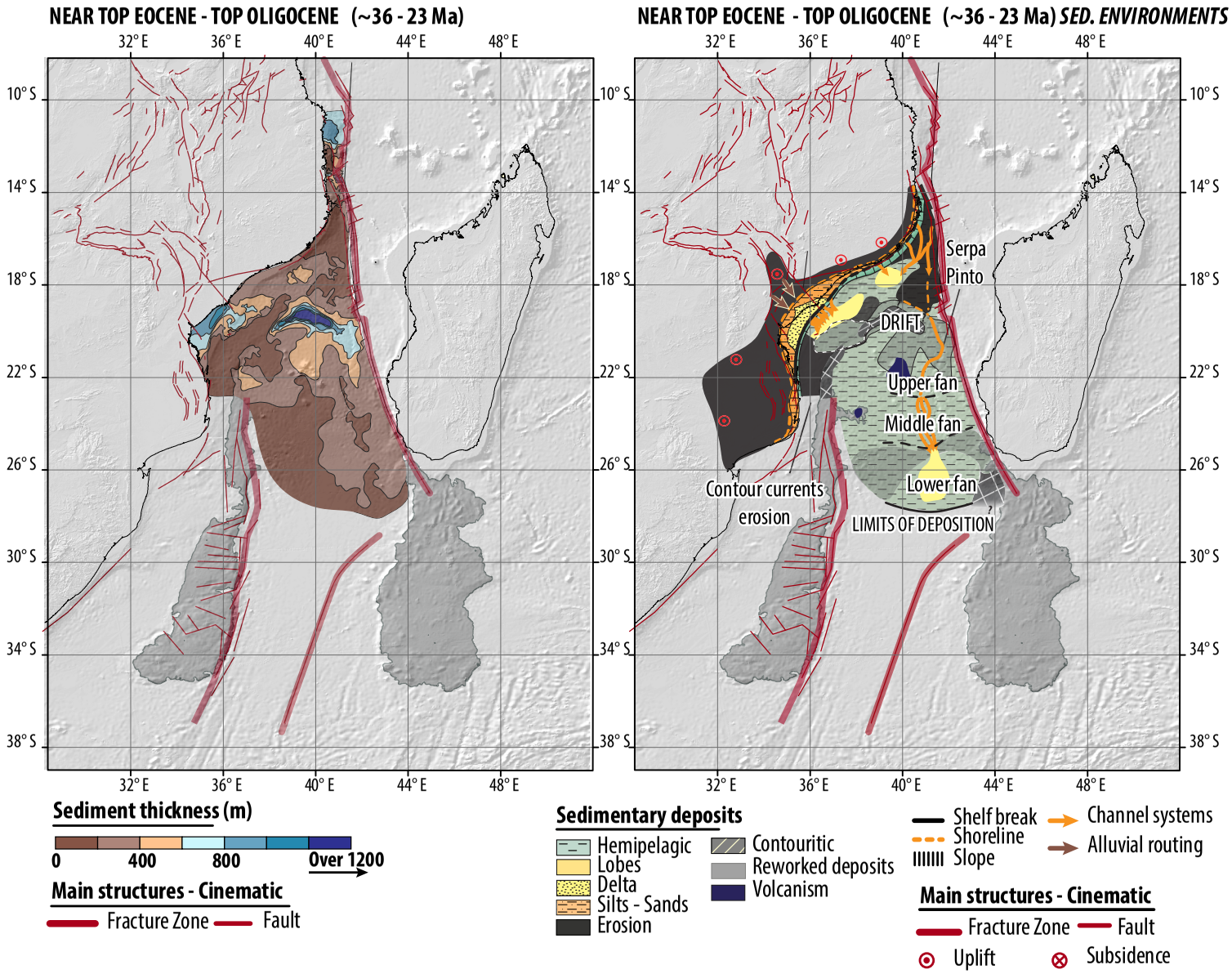


FIGURE 5.16 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Eocène - toit Oligocène (~36 - 23 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Eocene - top Oligocene (~36 - 23 Ma).]*

f) Intervalle toit Oligocène - toit Serravalien (~23 - 11.6 Ma)

Description de la carte isopaque :

L'épaisseur maximale des dépôts sédimentaires du Miocène inférieur est comprise entre 1200 et 1300m. Cinq dépôt-centres sont identifiés : (1) à l'embouchure du fleuve Zambèze actuel ; (2) au Nord Mozambique entre 16°S et 20°S de latitude (~1200m) ; (3) sur la bordure ouest de la ride de Davie à 22°S de latitude (~1200m) ; (4) dans la partie distale du système Zambèze à 30°S de latitude (~500m) ; (5) proche des premiers reliefs de la ride océanique sud-indienne à 32°S de latitude (~700m). Les zones de dépôt correspondant à la ride contouritique oligocène ainsi que celles situées le long des bordures des rides est Mozambique et ouest Madagascar correspondent à des aires de faible sédimentation avec des valeurs moyennes inférieures à ~200m.

Description des environnements sédimentaires :

A terre les dépôts sédimentaires du sud Mozambique (20°S-26°S) sont à dominante carbonatée comme indiqué par la succession des formations Temane (évaporites) et Inharrime (dolomites) puis Jofane (plateforme carbonatée : calcaires récifaux et calcarénites - *cf. chapitre 2)* traduisant l'évolution depuis un environnement confiné vers marin ouvert. En opposition, la sédimentation de la marge nord Mozambique est clastique.

Les premiers et troisièmes dépôt-centres localisés à l'embouchure du fleuve Zambèze actuel et proches de la ride océanique sud-indienne correspondent respectivement à des dépôts deltaïques et contouritiques. Les seconds et quatrièmes dépôt-centres sont des dépôts turbiditiques confinés dans l'amont du système par les hauts topographiques du Haut de Beira et de la ride contouritique oligocène. A la différence du Crétacé, de l'Eocène, et de l' Oligocène, aucun dépôt contouritique miocène ne se surimpose aux précédents dépôts contouritiques localisés dans le bassin Zambèze (Figure 5.23). Au cours du Miocène moyen la dépression liée à la mise en place de la ride contouritique oligocène est comblée, permettant le passage des dépôts turbiditiques vers la plaine abyssale ("fill and spill model" - Sinclair and Tomasso (2002)).

Plusieurs nouveaux systèmes chenalisants sont initiés à la limite du delta Zambèze ainsi que le long de la marge nord Mozambique. Tout comme à l'Oligocène, ceux-ci alimentent un chenal turbiditique distal traversant la plaine abyssale entre 18°S et 26°S. Il s'agit ici du chenal du Zambèze et non plus du Serpa Pinto. Des dépôts de lobes ainsi que des systèmes chenalisants malgaches traversent la ride de Davie et alimentent le système Zambèze. Le système turbiditique miocène montre une capacité d'export supérieure à celui de l'Oligocène avec des dépôts sédimentaires atteignant 30°S de latitude traduisant une avancée de 300km dans la plaine abyssale (Figures 5.25 et 5.26.a). Comme durant l'Oligocène, des dépôts contouritiques sont identifiés le long des rides du Mozambique et de Madagascar (Figure 5.24). Les lobes turbiditiques les plus distaux (30°S de latitude) sont remaniés par les courants océaniques.

Evolution de la marge :

A terre, le Miocène inférieur est caractérisé par le développement du Rift est-africain et la mise en place d'une topographie majeure correspondant au dôme Kenyan *(cf. chapitre 2)*.

Le nord Mozambique et le sud Mozambique présentent une évolution différente, avec au nord des dépôts clastiques dans un contexte tectonique actif (Rift est-africain), et au sud un environnement sans déformation avec l'initiation d'une plateforme carbonatée. Le delta du Zambèze enregistre des cortèges sédimentaires de régressions normales et forcées et présente une pente croissante avec des hauteurs de clinoformes supérieures à 900m (Figure 5.22).

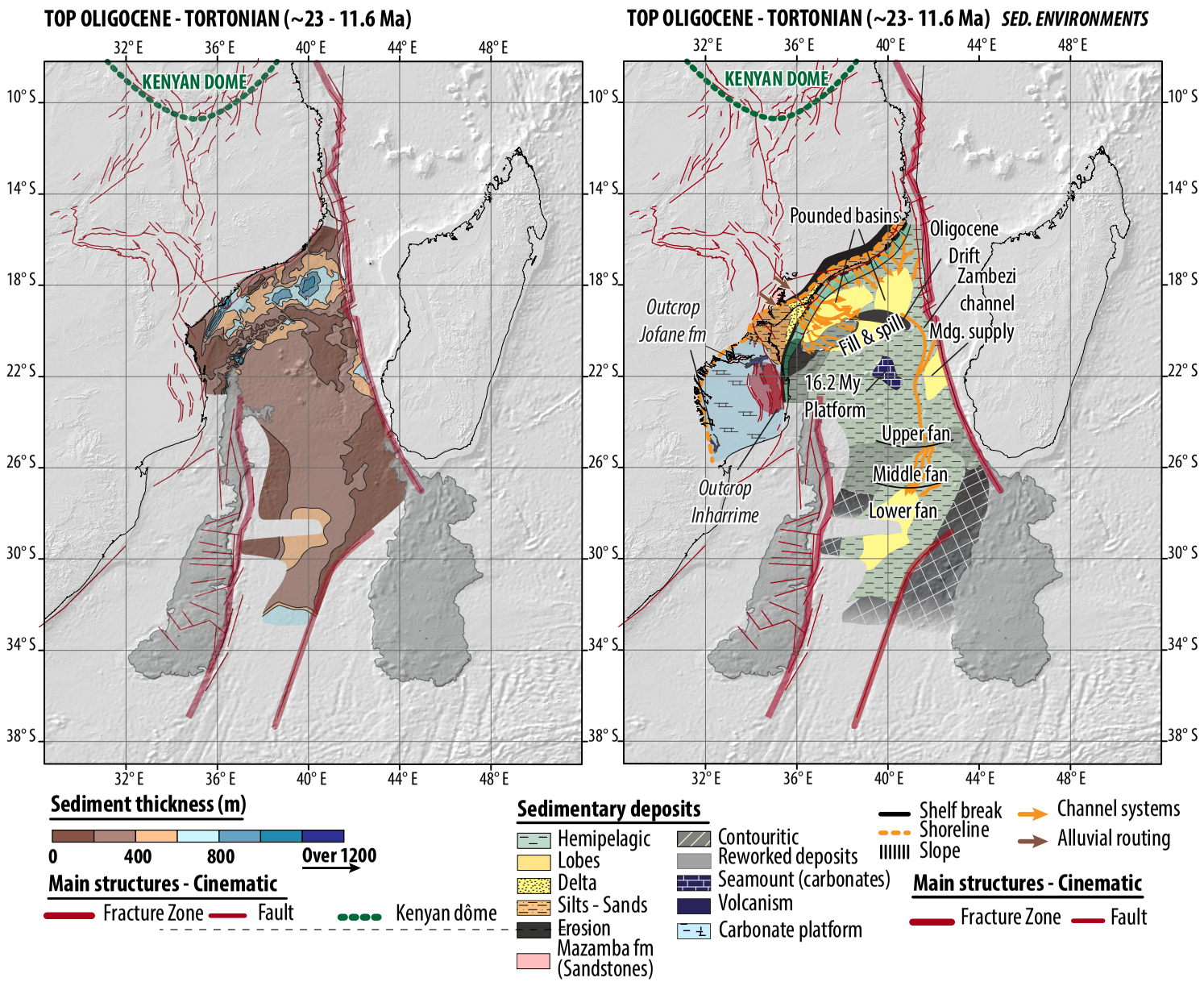


FIGURE 5.17 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Oligocène - toit Serravalien (23 - 11.6 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Oligocene - top Serravalian (23 - 11.6 Ma).]*

g) Intervalle toit Serravalien - toit Miocène (11.6 - 5.6 Ma)

Description de la carte isopaque :

L'épaisseur maximale des dépôts sédimentaires du Miocène supérieur est de ∼1200m. Les dépôts sédimentaires majeurs sont localisés le long de la marge nord Mozambique entre 21°S et 17°S ainsi que sur la bordure est du Haut de Beira. Un dernier dépôt-centre est situé à 28°S de latitude dans la partie distale du système. La partie centrale du canal du Mozambique entre 20°S et 26°S correspond à une zone de faible épaisseur sédimentaire. Les dépôts deltaïques du Zambèze présentent une morphologie allongée (en aiguille) avec un amincissement en direction du Limpopo.

Description des environnements sédimentaires :

A terre, aucun dépôt sédimentaire n'est préservé sur la plaine deltaïque du Limpopo. A mer, les différents dépôt-centres correspondent à des sédiments deltaïques et turbiditiques. En comparaison avec le Miocène inférieur, davantage de sédiments traversent le haut topographique initié par la ride contouritique oligocène. Une surrection est identifiée dans la partie centrale du canal du Mozambique entre 20°S et 25°S et affecte les dépôts sédimentaires du Crétacé jusqu'au Pliocène (Figures 5.25 et 5.26.a). Celle-ci correspond sur la carte isopaque à une aire de faible sédimentation. La mise en place de cette nouvelle topographie confine plusieurs dépôts turbiditiques dans la partie amont du système (amont de 22°S).

Tout comme au Miocène supérieur, le système turbiditique Zambèze est alimenté par deux sources provenant de Madagascar et du Mozambique. Des dépôts turbiditiques sont observés dans la partie la plus distale du système (30°S de latitude) traduisant une grande capacité d'export turbiditique. De nombreux dépôts gravitaires MTC "Mass Transport Complex" issus de la ride du Mozambique sont observés (Figure 5.24). De même que pour les intervalles Oligocène et Miocène inférieur, des dépôts contouritiques sont identifiés le long des rides du Mozambique et de Madagascar.

Evolution de la marge :

La marge du Mozambique est caractérisée par une forte progradation traduite par de nombreux prismes de regressions normales et forcées. La hauteur des clinoformes augmente avec des valeurs supérieures à 1000m. Cela se traduit par le développement de nombreux MTC en pied de pente (Figure 5.22).

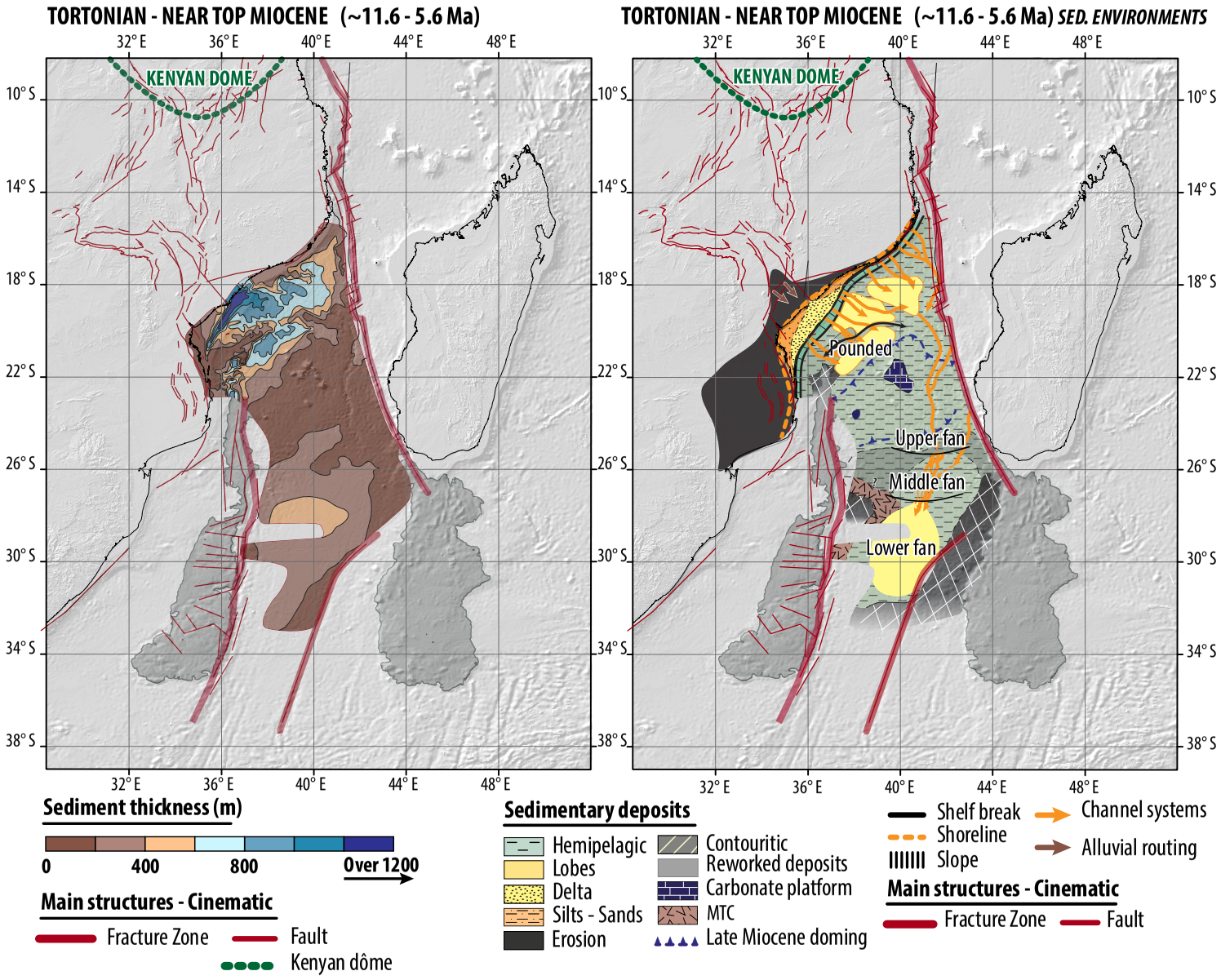


FIGURE 5.18 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Serravalien - toit Miocène (Messinien) (~11.6 - 5.6 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Serravalian - top Miocene (Messinian) (~11.6 - 5.6 Ma).]*

h) Intervalle toit Miocène - actuel (5.6 - 0 Ma)

Description de la carte isopaque :

L'isopaque du Plio-Pleistocène est similaire aux isopaques des intervalles Miocène inférieur et moyen.

L'épaisseur maximale des dépôts sédimentaires du Miocène supérieur est de ∼2000m. Les principaux dépôts sont localisés le long de la marge nord Mozambique et à l'est du Haut de Beira à des latitudes comprises entre 21°S et 17°S. Deux autres dépôt-centres (épaisseur ∼500m) sont observés à l'ouest de la ride de Davie entre 22°S et 26°S et dans la partie distale du canal du Mozambique entre 26°S et 33°S.

Description des environnements sédimentaires :

A terre aucun dépôt sédimentaire n'est préservé. Dans le bassin, les dépôts sédimentaires les plus épais et allongés en direction du sud (morphologie en aiguille) correspondent à des dépôts deltaïques. Les autres dépot-centres sont turbiditiques et sont alimentés par la marge nord Mozambique et par l'île de Madagascar.

La surrection observée au Miocène supérieur dans le canal du Mozambique (20°S et 25°S) est scellée par les sédiments pliocènes. Cependant certains dépôts turbiditiques restent encore contraints en amont du système. Plusieurs nouveaux systèmes chenalisants sont observés le long du delta du Zambèze et alimentent le chenal du Zambèze. Entre 22°S et 26°S de latitude le chenal Zambèze est en érosion comme indiqué par la faible épaisseur sédimentaire sur la carte isopaque.

De façon similaire à l'Oligocène et au Miocène, des courants océaniques remanient les lobes turbiditiques distaux comme indiqué par la présence de contourites le long des rides du Mozambique et de Madagascar.

Evolution de la marge :

Au cours du Plio-Pleistocène la marge du Mozambique prograde. La pente du delta augmente avec des hauteurs de clinoformes supérieures à 1400m. Les MTC deviennent alors communs, et de nombreuses turbidites de pied de pente sont identifiées (Figure 5.22).

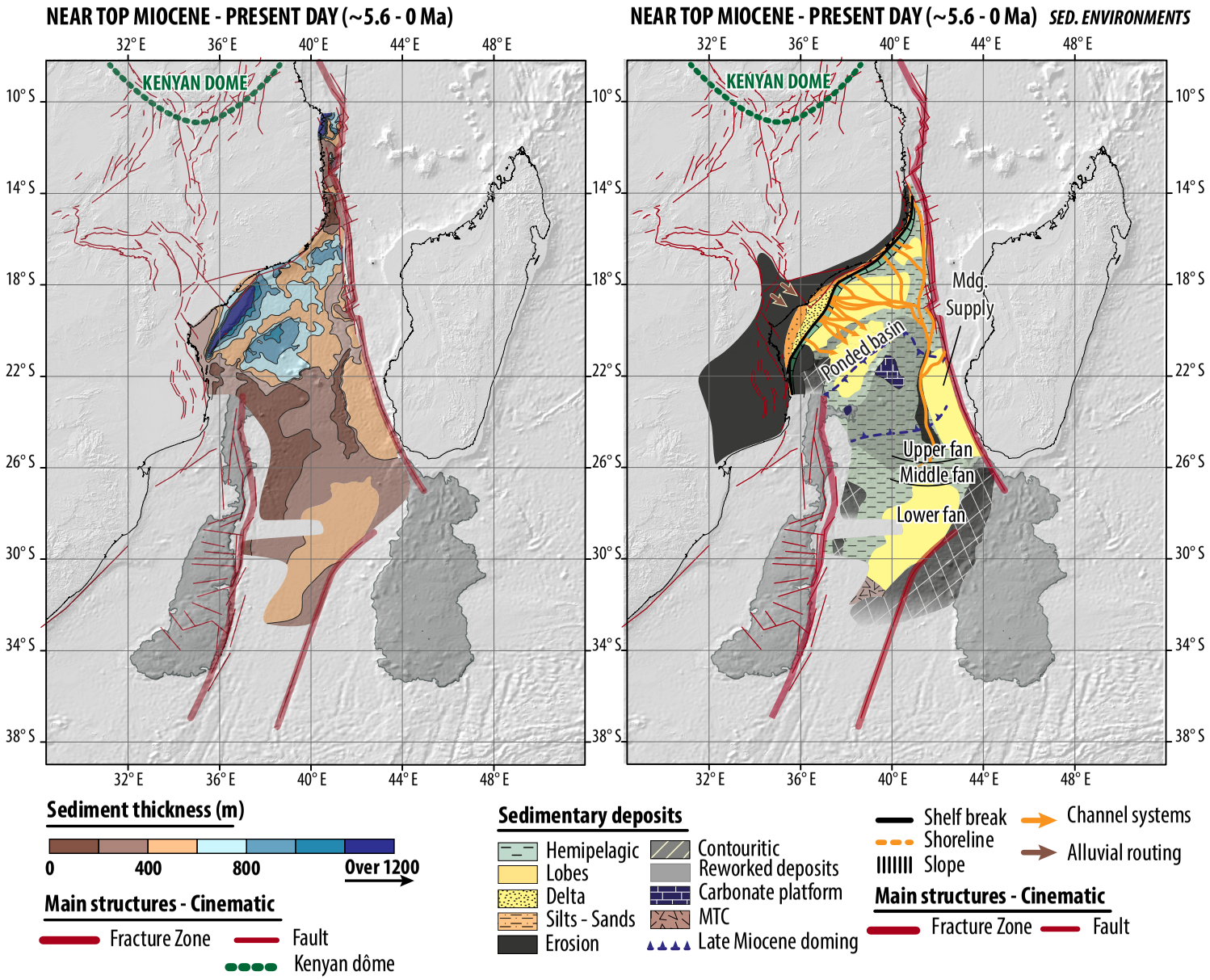


FIGURE 5.19 – Carte isopaque et de paléo-environnements pour l'intervalle toit Miocène - actuel (~5.6 - 0 Ma). *[Isopac map and sedimentary environments for the time interval top Miocene - present day (~5.6 - 0 Ma).]*

i) Détail des isopaques du Néogène

Toit Oligocène - toit Miocène (∼23 - 5.6 Ma) :

Deux dépôt-centres de ∼1.8km sont localisés le long de la marge nord du Mozambique et à l'est du Haut de Beira et de la ride contouritique. Trois autres dépôt-centres sont observés :

[1] le long de la ride de Davie (latitude : 22°S) lié à des sources sédimentaires malgaches ;

[2] dans la partie distale du canal du Mozambique (26°S - 30°S) correspondant à des lobes turbiditiques ;

[3] au sud de 30°S de latitude. Ce sont des dépôts contouritiques.

Toit Miocène - toit Pliocène (∼5.6 - 2.8 Ma) :

Un dépôt-centre allongé (morphologie en aiguille) d'épaisseur moyenne de 0.8km localisé à l'embouchure du fleuve Zambèze correspond au delta du Zambèze. Une épaisseur moyenne de 200m est observée pour cet intervalle.

Toit Pliocène - actuel (∼2.8 - 0 Ma) :

Un dépôt-centre allongé (morphologie en aiguille) d'épaisseur moyenne de 1.2km localisé à l'embouchure du fleuve Zambèze correspond au delta du Zambèze. Deux autres dépôt-centres sont observés dans la partie nord de la marge du Mozambique (18°S -16°S) ainsi qu'à l'est du Haut de Beira.

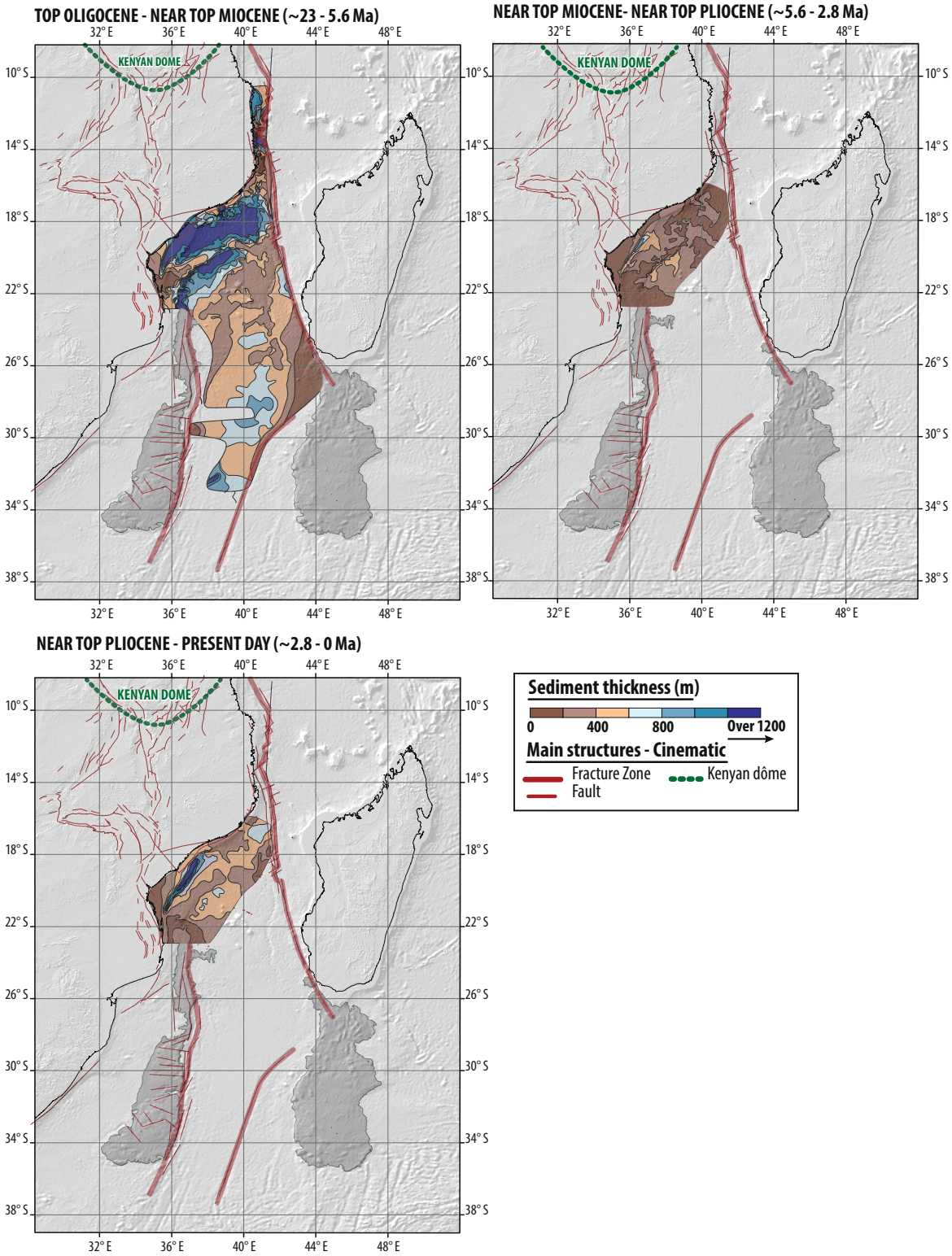


FIGURE 5.20 – Cartes isopaques pour les intervalles de temps toit Pliocène - actuel (~2.8 - 0 Ma), toit Miocène - toit Pliocène (~5.6 - 2.8 Ma), toit Oligocène - toit Miocène (23 - 5.6 Ma). *[Isopac maps for the times interval of the top Pliocene - present day (~2.8 - 0 Ma), top Miocene - top Pliocene (~5.6 - 2.8 Ma), top Oligocene - top Miocene (23 - 5.6 Ma).]*

j) Evolution synthétique des épaisseurs sédimentaires du canal du Mozambique depuis le Jurassique supérieur

Socle - toit Crétacé (∼155 - 66 Ma) :

La majorité des dépôts sédimentaires sont concentrés dans la partie amont du canal du Mozambique (latitude : 14°S - 26°S) avec des valeurs maximales d'assises sédimentaires supérieures à 8km. Le Haut de Beira et la ride du Mozambique correspondent à des zones où peu de sédiments sont préservés. Les dépôts majeurs localisés le long de la bordure ouest de la ride de Davie sont issus de l'érosion de l'île de Madagascar lors de son coulissement en direction du sud au cours du Jurassique-Crétacé inférieur.

Au sud de 26°S de latitude, l'épaisseur sédimentaire est faible avec des valeurs maximales inférieures à 1km. Le Crétacé inférieur est donc caractérisé par une efficacité réduite de transport turbiditique.

Le Cénozoïque (∼66 - 0 Ma et ∼36 - 0 Ma) :

Les isopaques du Cénozoïque sont similaires. La localisation des dépôt-centres est identique sur les deux isopaques. Cependant ces deux intervalles présentent des valeurs maximales d'assises sédimentaires différentes avec respectivement ∼4000m et ∼3500m pour l'intervalle Crétacé - actuel et Oligocène - actuel. Deux dépôts majeurs sont observés : (i) le long de la marge nord Mozambique ; (ii) dans la partie distale du système Zambèze entre 26°S et 34°S et correspondent aux lobes turbiditiques déposés par le système turbiditique Zambèze au cours de la période oligo-néogène. Les dépôts sédimentaires localisés le long de la bordure de la ride de Davie correspondent à des lobes turbiditiques de sources malgaches.

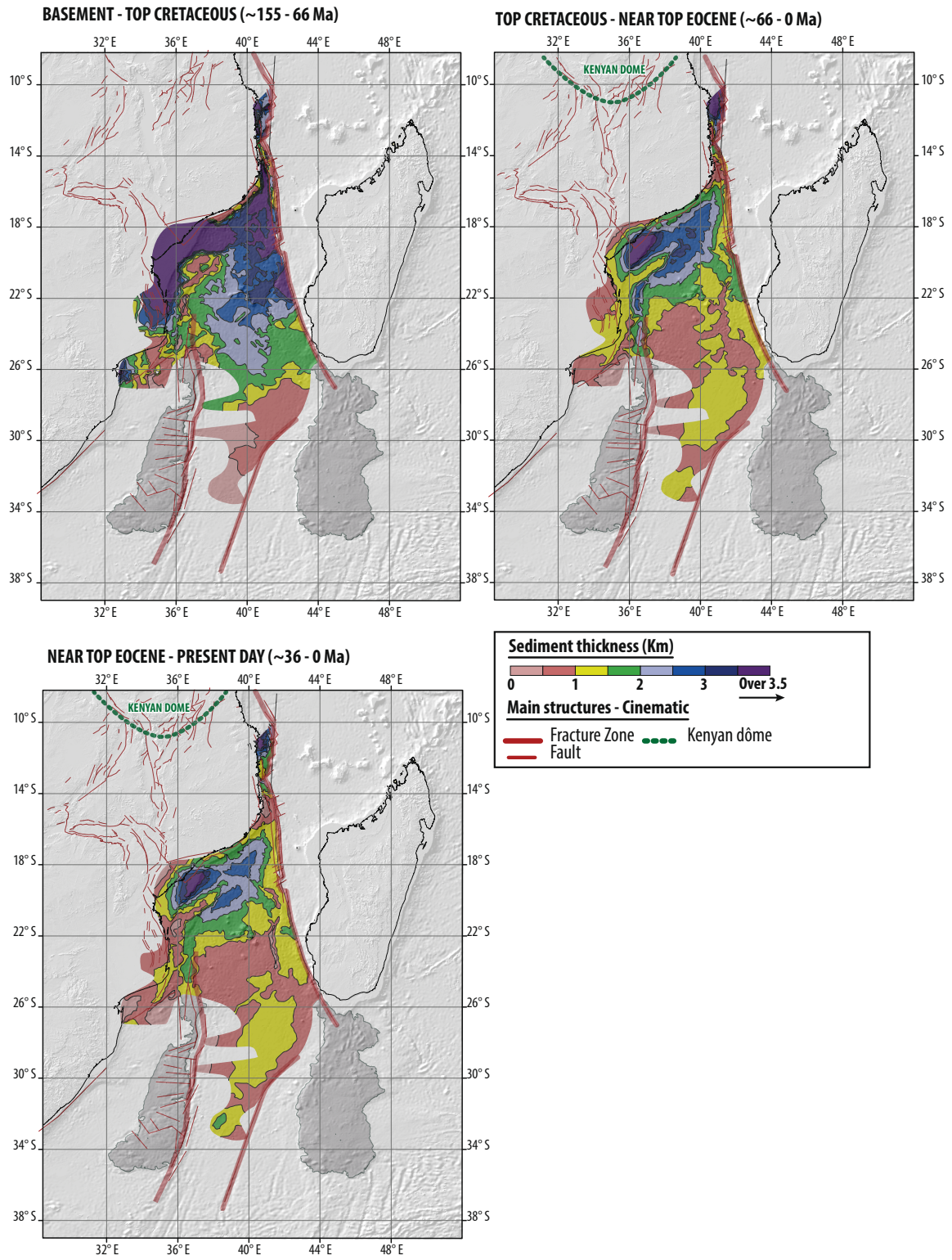
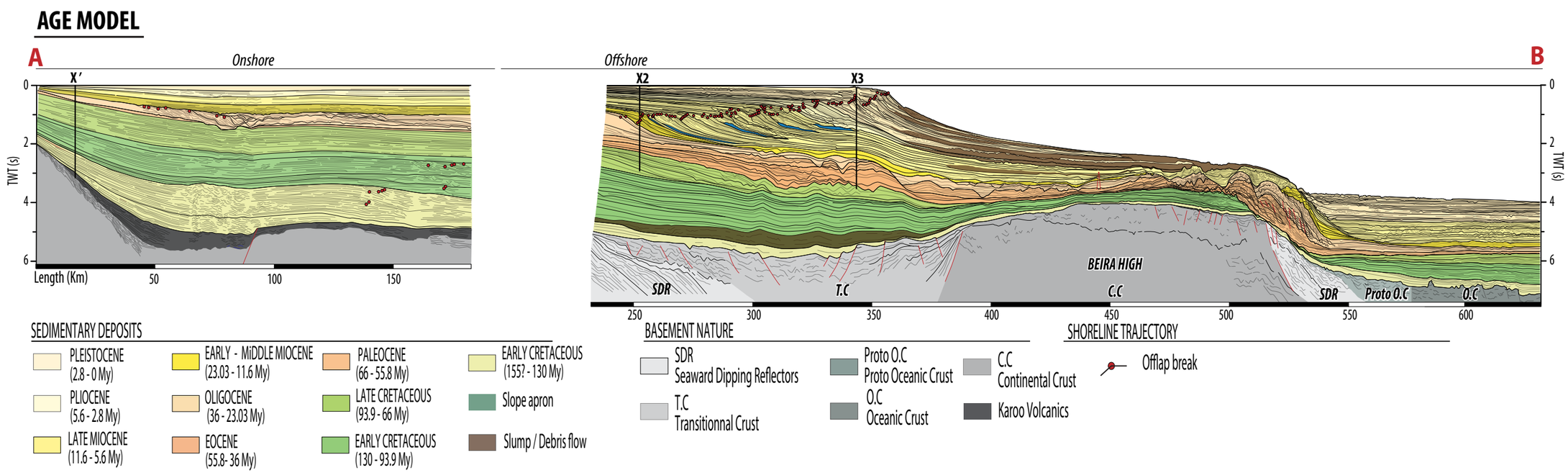


FIGURE 5.21 – Cartes isopaques pour les intervalles de temps toit Eocène - actuel (~36 - 0 Ma), toit Crétacé - actuel (66 - 0 Ma), Socle - toit Crétacé (155 - 66 Ma). *[Isopac maps for the times interval of the top Eocene - present day (~36 - 0 Ma), top Cretaceous - present day (66 - 0 Ma), basement - top Cretaceous (155 - 66 Ma).]*


AGE MODEL
A
Onshore
X'
TWT (s)
Length (Km)
50
100
150
Offshore
X2
X3
B
SDR
T.C
BEIRA HIGH
C.C
SDR
Proto O.C
O.C
SEDIMENTARY DEPOSITS
PLEISTOCENE (2.8 - 0 My)
PLIOCENE (5.6 - 2.8 My)
LATE MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
EARLY - MiDDLE MIOCENE (23.03 - 11.6 My)
OLIGOCENE (36 - 23.03 My)
EOCENE (55.8- 36 My)
PALEOCENE (66 - 55.8 My)
LATE CRETACEOUS (93.9 - 66 My)
EARLY CRETACEOUS (130 - 93.9 My)
EARLY CRETACEOUS (155? - 130 My)
Slope apron
Slump / Debris flow
BASEMENT NATURE
SDR Seaward Dipping Reflectors
T.C Transitionnal Crust
Proto O.C Proto Oceanic Crust
O.C Oceanic Crust
C.C Continental Crust
Karoo Volcanics
SHORELINE TRAJECTORY
Offlap break

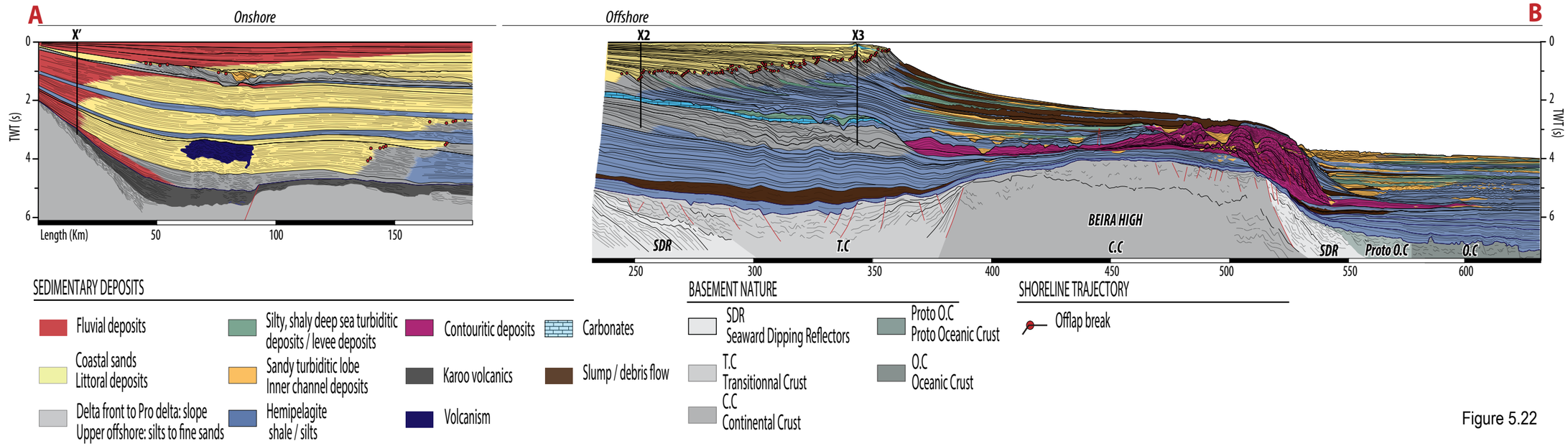

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS
A
Onshore
X'
TWT (s)
Length (Km)
50
100
150
Offshore
X2
X3
B
SDR
T.C
BEIRA HIGH
C.C
SDR
Proto O.C
O.C
SEDIMENTARY DEPOSITS
Fluvial deposits
Coastal sands Littoral deposits
Delta front to Pro delta: slope Upper offshore: silts to fine sands
Silty, shaly deep sea turbiditic deposits / levee deposits
Sandy turbiditic lobe Inner channel deposits
Hemipelagite shale / silts
Contouritic deposits
Karoo volcanics
Volcanism
Carbonates
Slump / debris flow
BASEMENT NATURE
SDR Seaward Dipping Reflectors
T.C Transitionnal Crust
C.C Continental Crust
Proto O.C Proto Oceanic Crust
O.C Oceanic Crust
SHORELINE TRAJECTORY
Offlap break

Figure 5.22

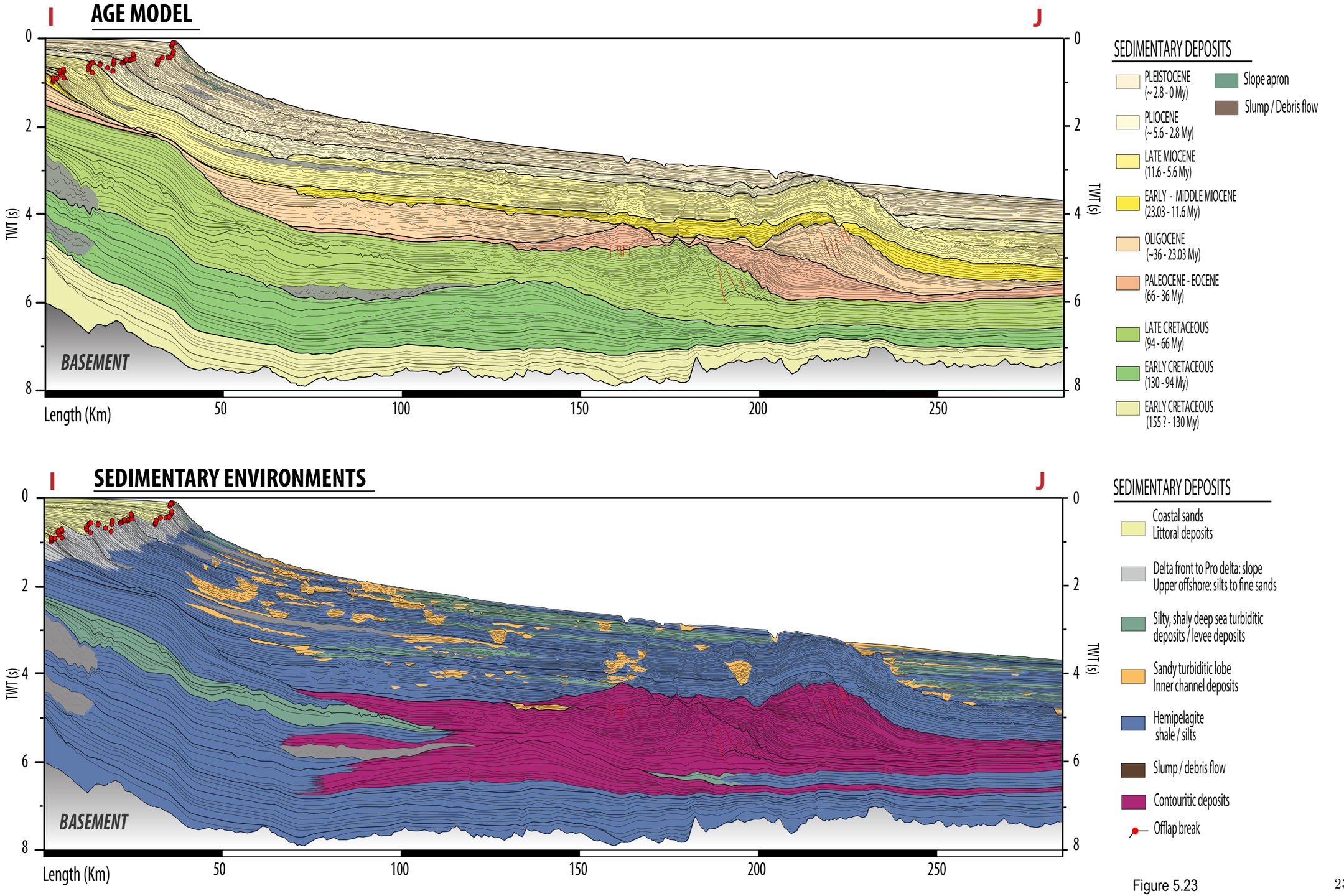

I
AGE MODEL
J
TWT (s)
0
2
4
6
8
BASEMENT
Length (Km)
50
100
150
200
250
SEDIMENTARY DEPOSITS
PLEISTOCENE (~ 2.8 - 0 My)
PLIOCENE (~ 5.6 - 2.8 My)
LATE MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
EARLY - MiDDLE MIOCENE (23.03 - 11.6 My)
OLIGOCENE (~36 - 23.03 My)
PALEOCENE - EOCENE (66 - 36 My)
LATE CRETACEOUS (94 - 66 My)
EARLY CRETACEOUS (130 - 94 My)
EARLY CRETACEOUS (155 ? - 130 My)
Slope apron
Slump / Debris flow
I
SEDIMENTARY ENVIRONMENTS
J
SEDIMENTARY DEPOSITS
Coastal sands
Littoral deposits
Delta front to Pro delta: slope
Upper offshore: silts to fine sands
Silty, shaly deep sea turbiditic deposits / levee deposits
Sandy turbiditic lobe
Inner channel deposits
Hemipelagite
shale / silts
Slump / debris flow
Contouritic deposits
Offlap break

Figure 5.23

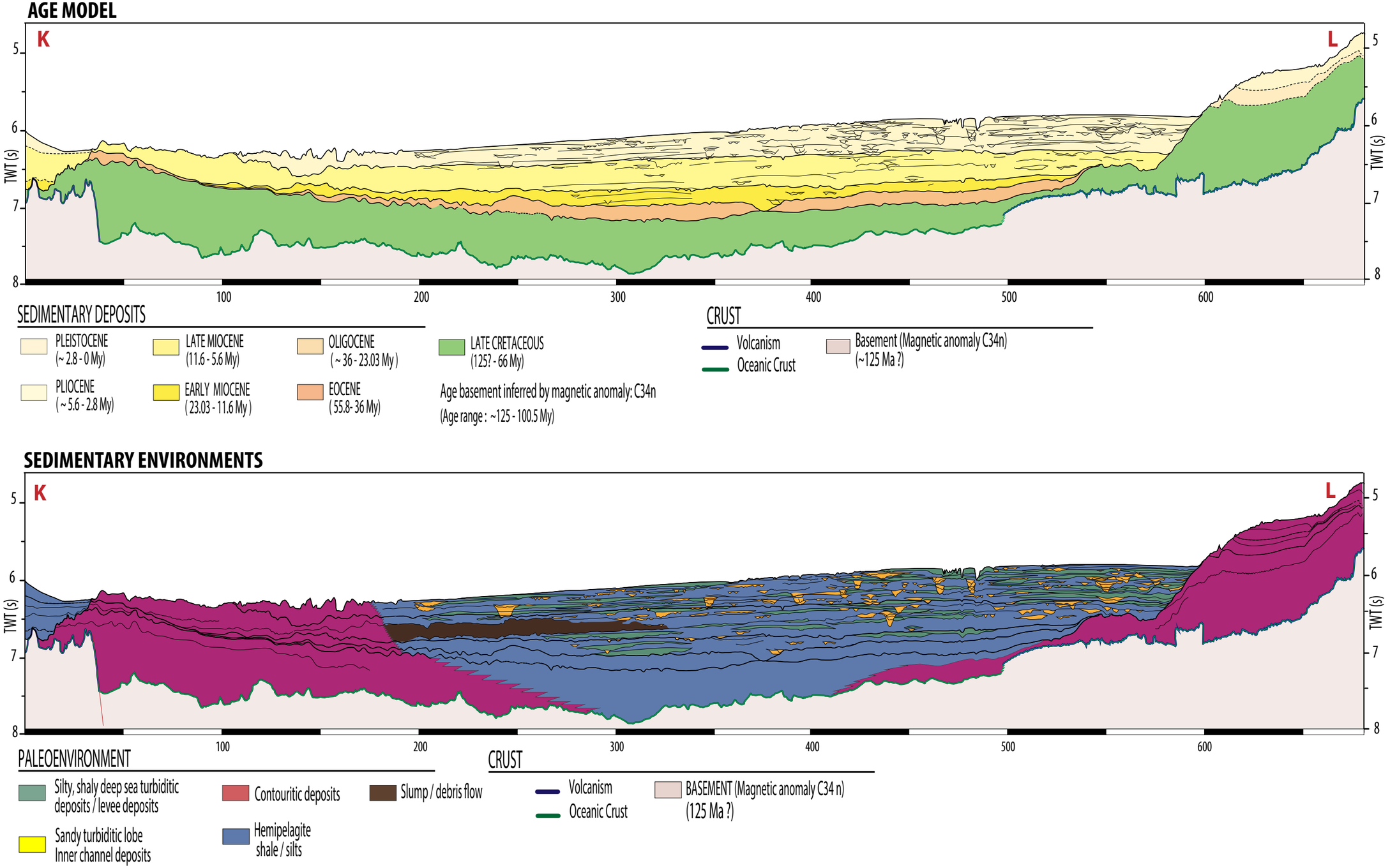
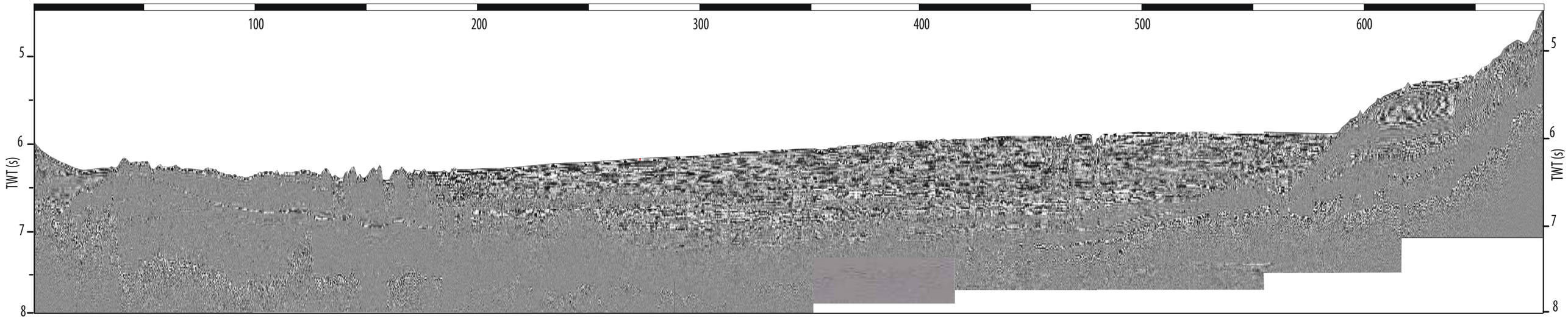

AGE MODEL
K
L
TWT (s)
5
6
7
8
100
200
300
400
500
600
SEDIMENTARY DEPOSITS
PLEISTOCENE (~ 2.8 - 0 My)
PLIOCENE (~ 5.6 - 2.8 My)
LATE MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
EARLY MIOCENE (23.03 - 11.6 My)
OLIGOCENE (~ 36 - 23.03 My)
EOCENE (55.8- 36 My)
LATE CRETACEOUS (125? - 66 My)
Age basement inferred by magnetic anomaly: C34n
(Age range : ~125 - 100.5 My)
CRUST
Volcanism
Oceanic Crust
Basement (Magnetic anomaly C34n) (~125 Ma ?)
SEDIMENTARY ENVIRONMENTS
PALEOENVIRONMENT
Silty, shaly deep sea turbiditic deposits / levee deposits
Sandy turbiditic lobe Inner channel deposits
Contouritic deposits
Hemipelagite shale / silts
Slump / debris flow
CRUST
Volcanism
Oceanic Crust
BASEMENT (Magnetic anomaly C34 n) (125 Ma ?)

Figure 5.24



Seismic line from figure 5.24 without interpretation

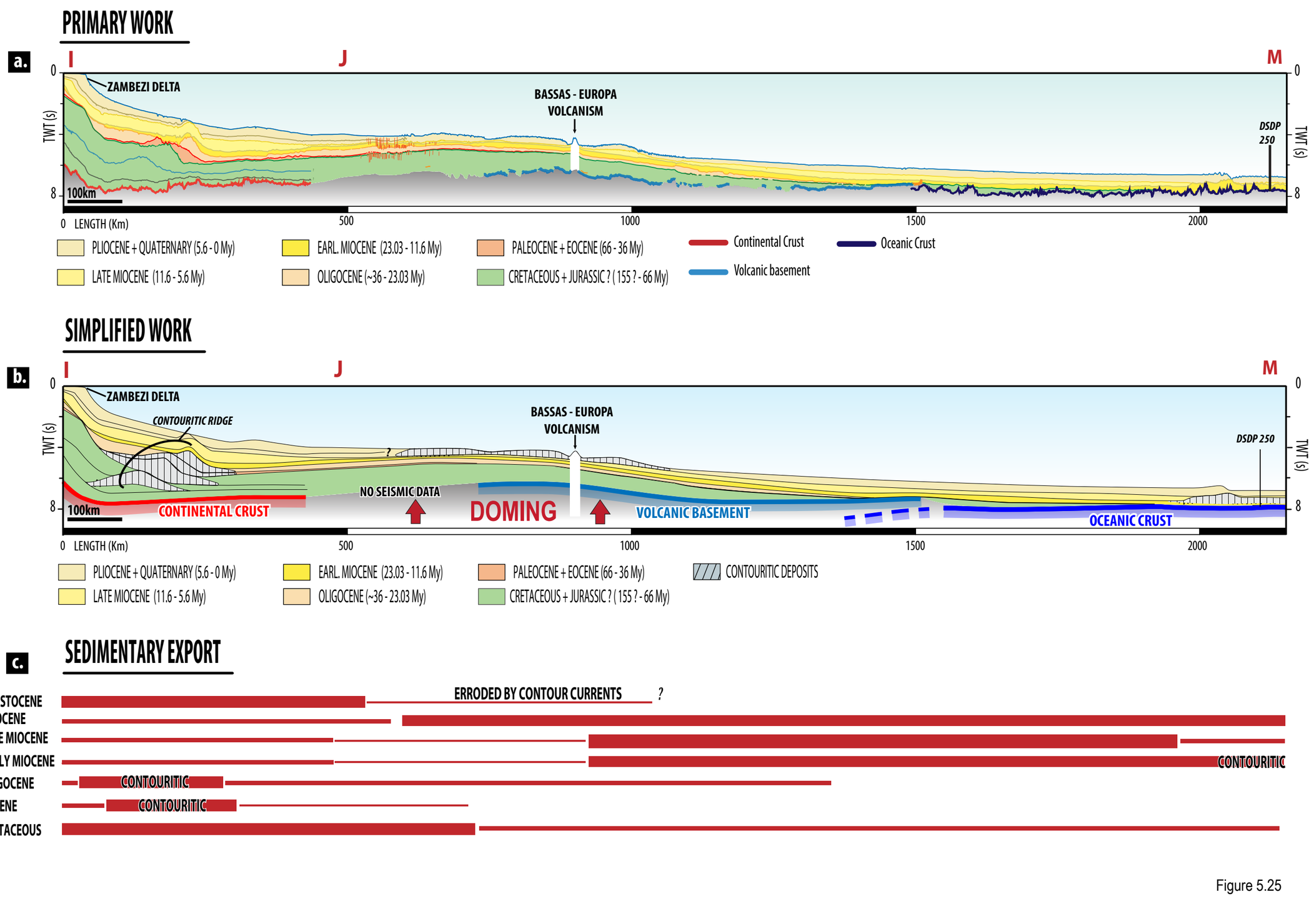

PRIMARY WORK
a.
I
J
M
0
8
TWT (s)
ZAMBEZI DELTA
BASSAS - EUROPA
VOLCANISM
DSDP
250
100km
0 LENGTH (Km)
500
1000
1500
2000
PLIOCENE + QUATERNARY (5.6 - 0 My)
LATE MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
EARL. MIOCENE (23.03 - 11.6 My)
OLIGOCENE (~36 - 23.03 My)
PALEOCENE + EOCENE (66 - 36 My)
CRETACEOUS + JURASSIC ? (155 ? - 66 My)
Continental Crust
Volcanic basement
Oceanic Crust
SIMPLIFIED WORK
b.
CONTOURITIC RIDGE
?
NO SEISMIC DATA
DOMING
CONTINENTAL CRUST
VOLCANIC BASEMENT
OCEANIC CRUST
CONTOURITIC DEPOSITS
SEDIMENTARY EXPORT
c.
PLEISTOCENE
PLIOCENE
LATE MIOCENE
EARLY MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
CRETACEOUS
ERRODED BY CONTOUR CURRENTS
?
CONTOURITIC
CONTOURITIC

Figure 5.25

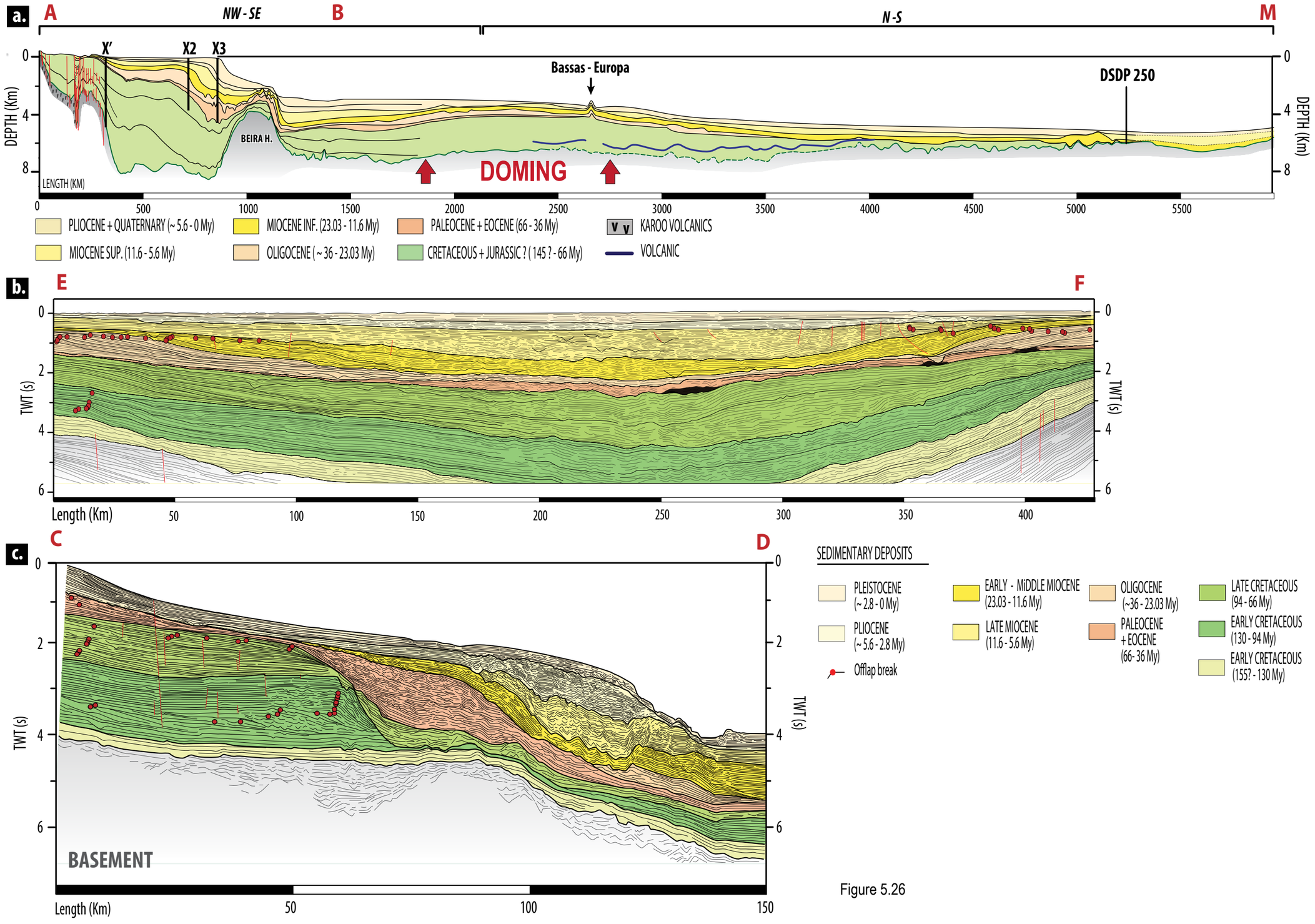
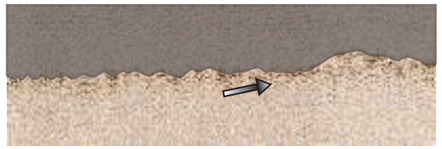

a.
A
NW - SE
B
N-S
M
X'
X2
X3
Bassas - Europa
DSDP 250
BEIRA H.
DOMING
DEPTH (Km)
LENGTH (KM)
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
5000
5500
PLIOCENE + QUATERNARY (~ 5.6 - 0 My)
MIOCENE INF. (23.03 - 11.6 My)
PALEOCENE + EOCENE (66 - 36 My)
KAROO VOLCANICS
MIOCENE SUP. (11.6 - 5.6 My)
OLIGOCENE (~ 36 - 23.03 My)
CRETACEOUS + JURASSIC ? (145 ? - 66 My)
VOLCANIC
b.
E
F
TWT (s)
Length (Km)
50
100
150
200
250
300
350
400
c.
C
D
BASEMENT
SEDIMENTARY DEPOSITS
PLEISTOCENE (~ 2.8 - 0 My)
PLIOCENE (~ 5.6 - 2.8 My)
Offlap break
EARLY - MiDDLE MIOCENE (23.03 - 11.6 My)
LATE MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
OLIGOCENE (~36 - 23.03 My)
PALEOCENE + EOCENE (66- 36 My)
LATE CRETACEOUS (94 - 66 My)
EARLY CRETACEOUS (130 - 94 My)
EARLY CRETACEOUS (155? - 130 My)

Figure 5.26

VOLCANISM FACIES EVOLUTION THROUGH THE MOZAMBIQUE CHANNEL

Summit: continuous average amplitudes reflectors /
Vertical shift: none /
Overlying : concordant or onlap /



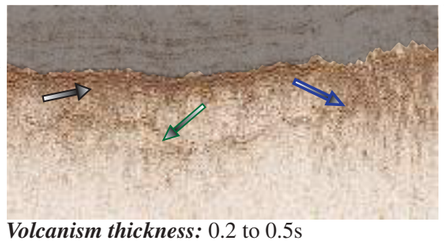
Volcanism thickness: 0.1s

Summit: disrupted high amplitude reflectors /
Vertical shift: none /
Overlying: concordant or onlap /



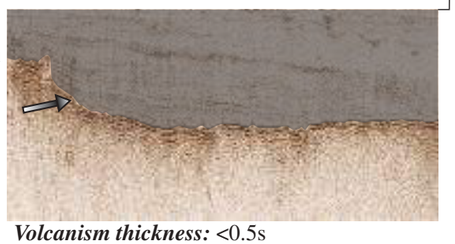
Volcanism thickness: 0.1 to 0.3s

Summit: very continuous high amplitude reflectors /
Vertical shift: none /
Overlying: concordant or onlap /



Volcanism thickness: 0.2 to 0.5s

Summit: very continuous high amplitude reflectors /
Vertical shift: none /
Overlying: concondant or onlap /

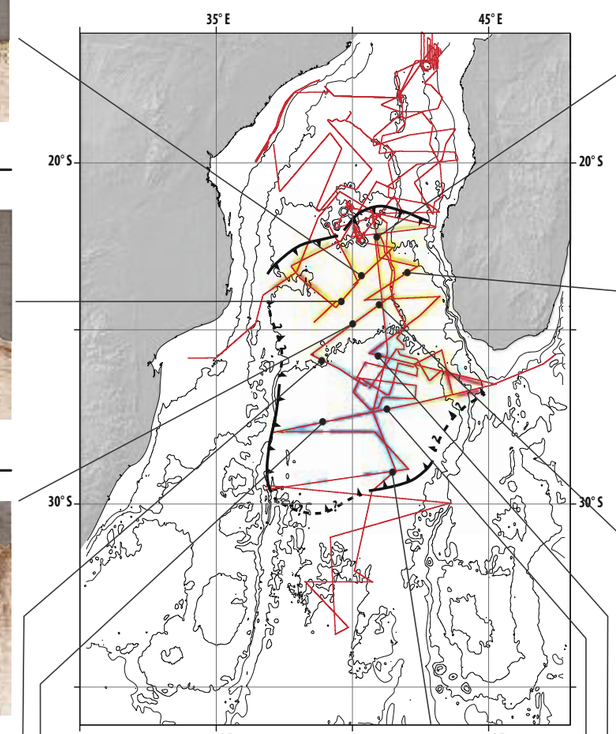


Volcanism thickness: <0.5s

Summit : disrupted high amplitude reflectors /
Vertical shift: high > 0.5 s /
Overlying: concordant or onlap /



Vocanism thickness: 0.5 to 0.1 s





Summit : continuous high amplitude reflectors /
Vertical shift: none /
Overlying: concordant or onlap /
Volcanism thickness: 0.3 to 0.1 s /

Summit: disrupted average to low amplitude reflectors /
Vertical shift: very low or absent /
Overlying: concordant / onlap



Volcanism thickness: low < 0.2s

Summit: disrupted ? / continuous ? average amplitude reflectors /
Vertical shift: very low or absent /
Overlying: concordant or onlap /



Volcanism thickness: <0.3s

Summit: highly disrupted high amplitude reflectors /
Vertical shift: 0.2 to 0.4s /
Overlying: concordant or onlap /



Volcanism thickness: 0.3 to > 1s ?

Summit: highly disrupted high
amplitude reflectors /
Vertical shift: 0.3 to 0.1s /
Overlying: concordant or onlap /



Volcanism thickness: 0.5 to 1s?

Summit: highly disrupted high amplitude reflectors /
Vertical shift: 0.2s to 0.1s /
Overlying: concordant or onlap /
Volcanism thickness: 0.5 to 1s?
Multi layered volcanism ?



Volcanism thickness: 0.5 to 1s?

Figure 5.27

FIGURE 5.22 – Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique A-B. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the A-B cross section.]*

FIGURE 5.23 – Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique I-J. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the I-J cross section.]*

FIGURE 5.24 – Modèle d'âge, étude des géométries et environnements sédimentaires sur la coupe sismique K-L. *[Age model, sedimentary geometries and environment study interpreted on the K-L cross section.]*

FIGURE 5.25 – Géométrie et variation d'export turbiditique du système Zambèze le long d'une coupe orientée nord-sud (I-M). *[Zambezi system sedimentary geometries and sedimentary export variation along a North-South cross section (I-M).]*

FIGURE 5.26 – Etude des géométries sédimentaires sur trois coupes sismiques : C-D, E-F et A-M (profondeur). *[Sedimentary geometries study realised on three cross sections : C-D, E-F and A-M (depth).]*

FIGURE 5.27 – Cartographie et étude sismique des faciès du trapp malgache. *[Madagascar trapp cartography and seismic facies study.]*

5.4.3 Les courants océaniques

5.4.3.1 Les évidences de courants océaniques pérennes : Crétacé - actuel

La présence de dépôts contouritiques, résultats de courants océaniques profonds a été identifiée depuis le Crétacé inférieur (au Cénomanien : figures 5.23, 5.24, 5.14). Une cartographie de premier ordre réalisée par tranche de temps met en évidence des zones pérennes de remaniement sédimentaire.

Le Crétacé supérieur

Au cours du Crétacé supérieur, deux zones de remaniement sédimentaire pérennes ont été identifiées (Figure 5.28.a). La première est localisée entre 26°S et 18°S de latitude le long de la marge du Mozambique. Les structures contouritiques identifiées s'alignent le long de hauts topographiques traduits ici par la ride du Mozambique dont la mise en place est estimée entre 140 et 120 Ma (Konig and Jokat, 2010), et le Haut de Beira "Beira High ou Beira Horst".

La seconde zone remaniée est localisée dans la partie distale du canal du Mozambique sur les bordures est de la ride du Mozambique et ouest de la ride de Madagascar. Cependant la cartographie sous l'horizon sismique crétacé n'a pas été réalisable dans la partie centrale du canal du Mozambique lié à la présence d'un masque acoustique créé par l'épanchement turonien du trapp de Madagascar (Figure 5.27). Il est donc envisageable que des sédiments remaniés non identifiés au cours de cette étude soient localisés le long des rides du Mozambique et de Madagascar.

L'Oligo-Néogène

Comme observé au Crétacé, deux zones de remaniement sédimentaire pérennes ont été identifiées durant la période oligo-néogène (Figure 5.28.b). Leur localisation varie légèrement de celles du Crétacé mais les dépôts remaniés restent cependant identifiés au pied des hauts structuraux localisés le long de la marge du Mozambique, ainsi que sur la bordure est de la ride du Mozambique et ouest de la ride de Madagascar. Dans le canal du Mozambique, des sédiments remaniés sont identifiés de manière continue entre 34°S et 26°S de latitude et présentent une courbure située à 26°S de latitude.

5.4.3.2 La circulation océanique du canal du Mozambique : Crétacé - actuel

Au cours du Cénozoique, l'évolution des zones de remaniement sédimentaire (arrêt, expansion, création) indique une profonde évolution des courants océaniques au cours de deux périodes : l'Oligocène et le Plio-Pléistocène.

En effet, en comparaison du Crétacé, l'Oligocène est caractérisé par une intensification et une modification des courants océaniques profonds comme indiqué par le développement et l'extension de nouvelles et anciennes surfaces érosives et/ou de zones de remaniement sédimentaire (Figure 5.28.c). Celles-ci étant localisées sur la bordure ouest de la ride de Davie ainsi que dans la partie haute du canal du Mozambique entre 18°S et 22°S de latitude. De plus, l'évolution de la ride contouritique dans

la zone géographique Zambèze - Angoche (22°S - 18°S) est singulière (Figure 5.28.d). En effet, celle-ci migre progressivement en direction de l'Est et présente une morphologie de plus en plus convexe depuis le Crétacé jusqu'à l'Oligocène. L'abandon de la ride contouritique au cours de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur traduit un changement brutal de la circulation océanique.

Au cours du Plio-Pleistocène, se développe dans la partie centrale une nouvelle aire dans laquelle la sédimentation est remaniée (Figure 5.29). Celle-ci est délimitée au Nord par le soulèvement Miocène supérieur et à l'Est de manière brutale par le chenal du Zambèze. Dans la partie distale du bassin, la sédimentation remaniée correspond à une zone pérenne de remaniement par les courants océaniques comme défini précédemment.

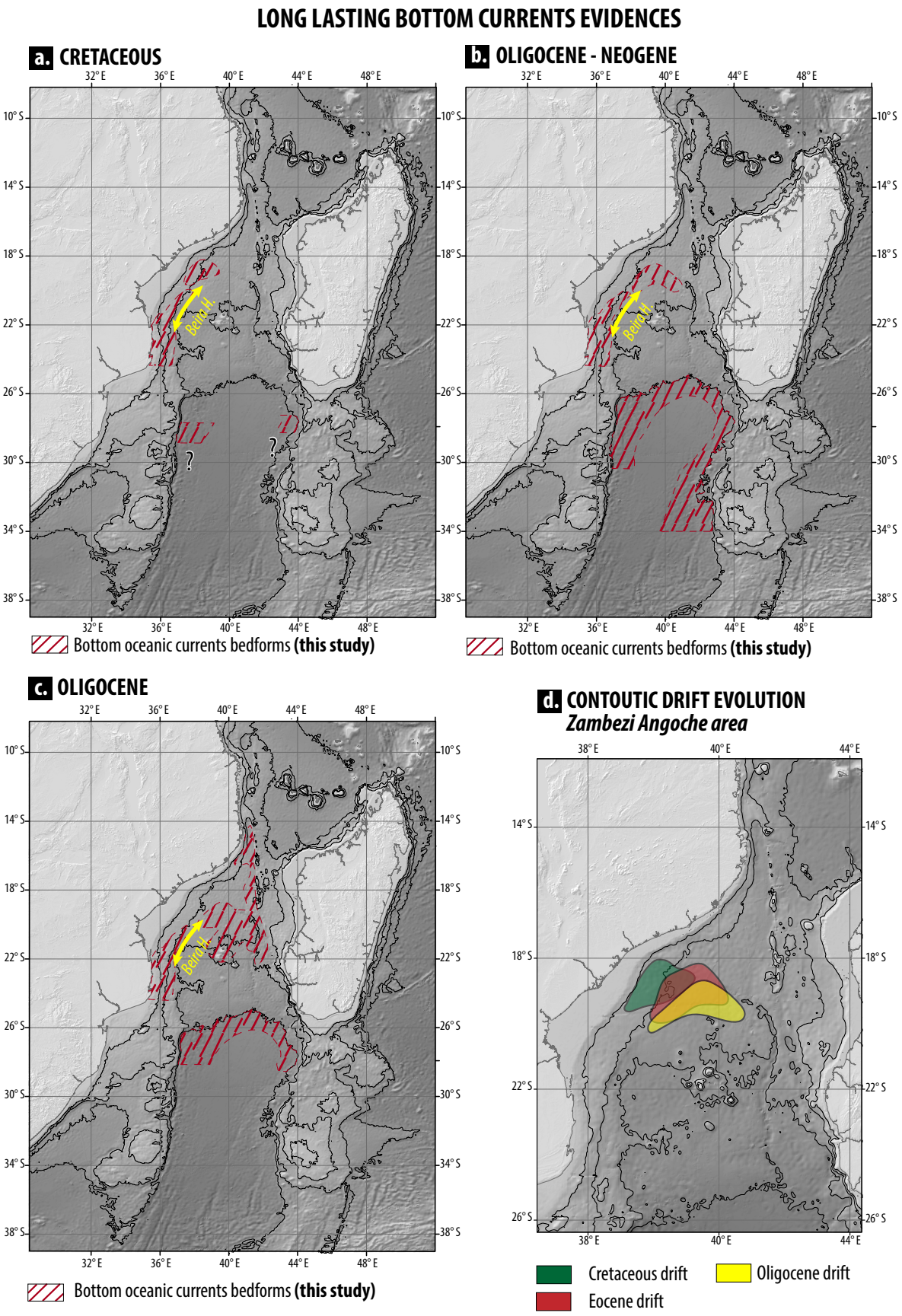


FIGURE 5.28 – Evidences sédimentaires de courants océaniques pérennes (Crétacé - actuel)). *[Long lasting bottom currents evidences (Cretaceous - present day.*

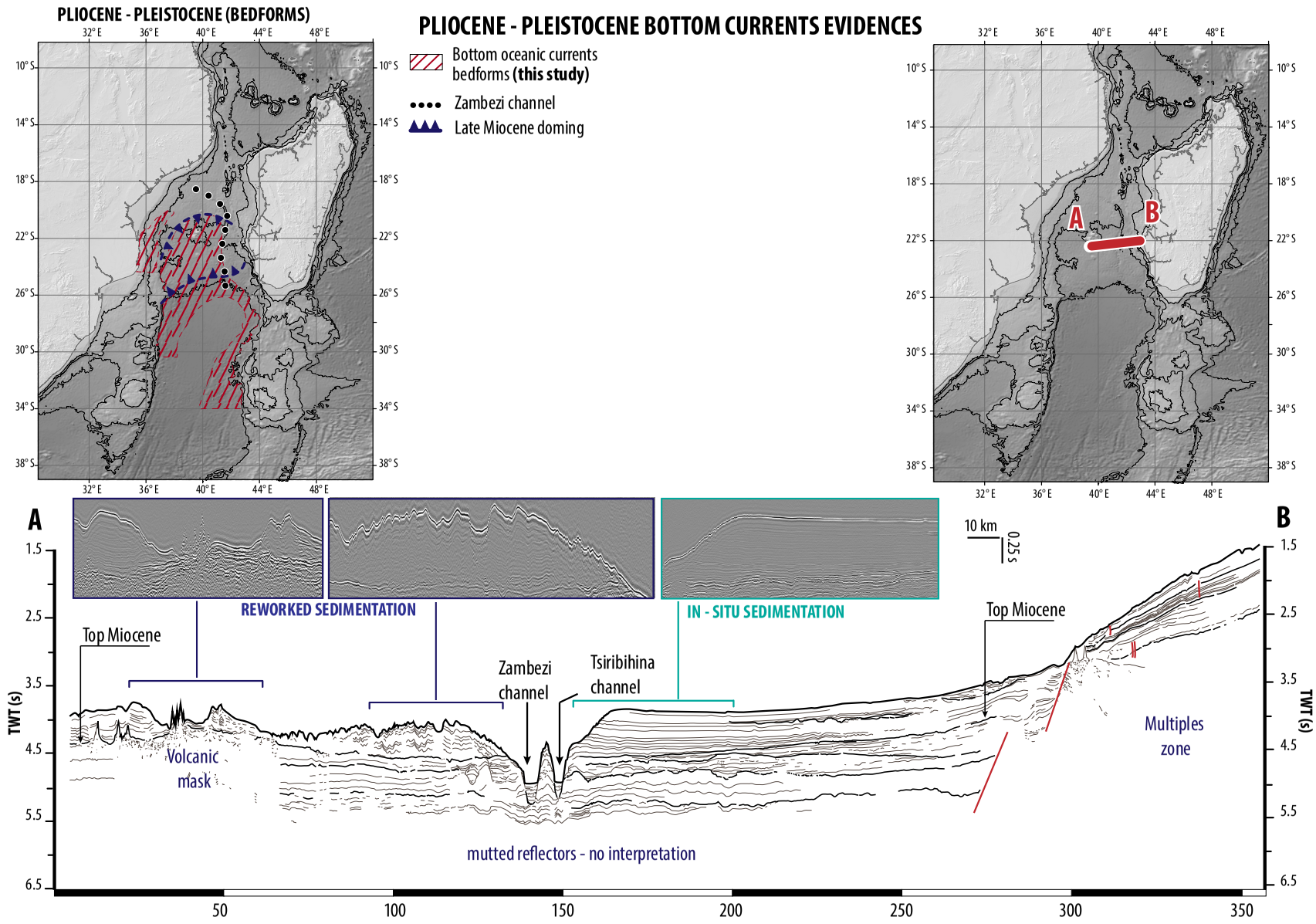


FIGURE 5.29 – Faciès sismiques indicateurs de courants profonds à l'ouest du chenal Zambèze au cours de l'intervalle Plio-Pléistocène. *[Plio-Pleistocene seismic facies showing bottom currents evidences on the western side of the Zambezi channel.]*

5.4.3.3 Evolution de la circulation océanique dans le canal du Mozambique

La circulation océanique du canal du Mozambique évolue donc au cours de trois grandes phases identifiée au :

- Toit du Crétacé inférieur (initiation de la circulation océanique) ;
- Limite Eocène - Oligocène (intensification des courants océaniques)
- Toit Oligocène - Miocène inférieur (abandon de la ride contouritique du Mozambique)
- Pliocène - Pleistocène (développement de nouvelles zones de remaniement)

Au cours du Crétacé inférieur le canal du Mozambique est en pleine accrétion océanique. Les principales limites du système que sont les rides de Madagascar et du Mozambique sont établies à 120 Ma (Konig and Jokat, 2010). L'âge de mise en place d'une circulation océanique profonde estimée par cette étude au cours du Crétacé inférieur est cohérent avec l'évolution cinématique et les études de Niemi et al. (2000) et Castelino et al. (2015) réalisées respectivement dans la vallée du Natal et dans le bassin du Mozambique.

Durant l'Oligocène, l'intensification des courants océaniques observée dans le bassin du Mozambique coincide avec la mise en place de hiatus sédimentaires et du drift contouritique Oribi dans la vallée du Natal (Martin et al., 1982; Niemi et al., 2000) et dans le passage d'Amirante (Johnson et al., 1983). De même l'abandon de la ride contouritique au cours du Miocène inférieur semble contemporain de la mise en place du M.Drift dans la vallée du Nathal (Niemi et al., 2000). Ces modifications de la circulation océanique pourraient être induites par des changements climatiques globaux, avec : (i) à la transition Eocène-Oligocène, une intensification des courants océaniques profonds liée à la glaciation du continent Antarctique et à l'initiation du courant AABW "Antarctic Bottom Water" ; (ii) au Miocène inférieur un réchauffement global (Zachos et al., 2001).

Au vu de la morphologie convexe de la ride contouritique initiée au Crétacé et abandonnée à la fin de l'Oligocène, il apparaît peu probable que les courants océaniques ayant induit ces dépôts contouritiques soient orientés N-S comme indiqué par Castelino et al. (2015). En effet il faudrait expliquer la raison d'une rétroflexion des courants océaniques au milieu du canal du Mozambique alors qu'aucune topographie pouvant inhiber la circulation en direction du sud ne semblait exister. Cependant une circulation océanique orientée S-N depuis la vallée du Natal jusque dans le bassin du Mozambique et longeant la ride du Mozambique et le Haut de Beira correspondrait davantage à la localisation des formes de courant identifiées lors de cette étude ainsi qu'à la forme convexe de la ride contouritique (Figures 5.28.c).

De même, dans la partie distale du canal du Mozambique (26°S-28°S) la morphologie convexe des formes sédimentaires indicatrices de courants depuis l'Oligocène à l'actuel traduirait une circulation S-N pérenne le long des bordures des rides du Mozambique et de Madagascar avec une rétroflexion des courants océaniques profonds située à 26°S de latitude.

Au cours du Pliocène - Pléistocène, le développement d'une nouvelle zone de remaniement sédimentaire au centre du canal du Mozambique est contemporain du développement de l'Agulhas drift (Niemi et al., 2000). Cette modification de la circulation océanique pourrait être reliée à la glaciation Arctique entraînant la mise en place de nouveaux courants océaniques profonds tels que le NADW "North Atlantic Deep Water". Cependant la cartographie réalisée dans le canal du Mozambique pour le Plio-Pleistocène est singulière. En effet il apparait que les limites nord et est des zones sédimentaires remaniées correspondent respectivement à la limite d'une topographie datée du Miocène supérieur et au chenal du Zambèze. Il n'est donc pas à exclure que : (i) la mise en place d'une topographie puisse affecter la circulation océanique ; (ii) que le chenal du Zambèze puisse avoir un impact sur les profils de température et de salinité et donc influencer les courants de fond sur une aire restreinte.

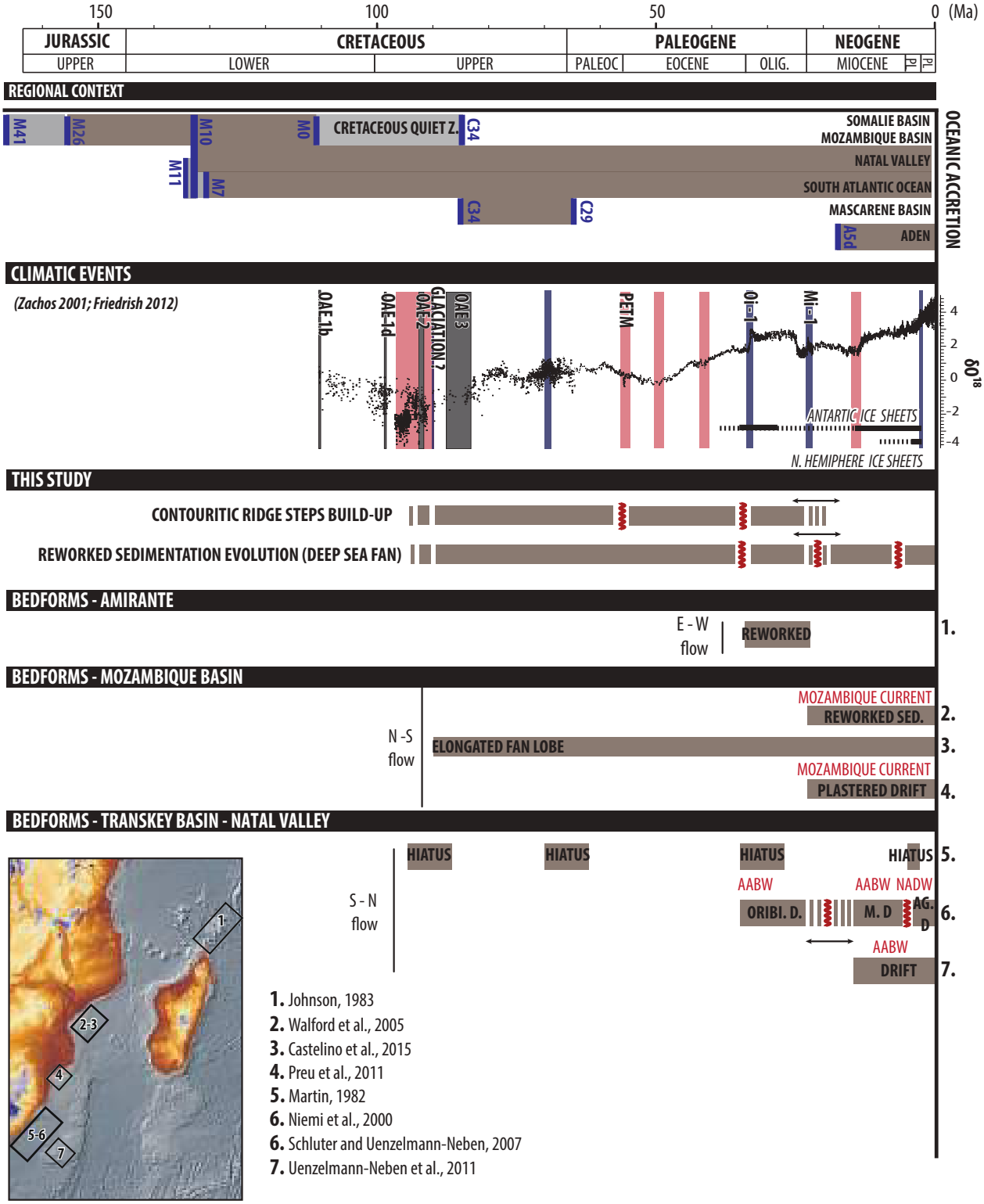


FIGURE 5.30 – Corrélation des études paléocéanographiques réalisées en Afrique de l'est avec l'évolution cinématique et climatique depuis le Jurassique. *[Correlation of the paleoceanographic studies realised in East Africa with cinematic and climatic evolution since the Jurassic.]*

5.5 EVOLUTION SYNTHETIQUE DE LA MARGE

L'étude des coupes sismiques réalisées le long de la marge du Mozambique ainsi que l'analyse des cartes isopaques et d'environnements sédimentaires a révélé une évolution constante de la marge liée : (i) à la mise en place de nombreux mouvements verticaux ; (ii) à des changements de sources sédimentaires (variation des bassins versants) ; (iii) à la circulation océanique profonde. Une description des grands évènements d'évolution de la marge au cours de cinq intervalles de temps est détaillée ci-dessous.

Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est défini par la dislocation du Gondwana et une tectonique active traduite par le coulissement de Madagascar en direction du sud et la mise en place progressive du bassin du Zambèze et de la dépression associée. Les limites est et ouest du système en sédimentation ne sont définies qu'au toit de l'Aptien ~113 Ma avec l'établissement progressif des rides de Davie (Aptien), de Madagascar et du Mozambique (Valanginien - Aptien, (140 -120 Ma)) *(cf. chapitre 2)*. La limite distale du système en dépôt migre en direction du sud, avec d'abord une limite estimée à ~26°S au toit du Néocomien, puis ~37°S de latitude au toit du Crétacé inférieur.

A terre, plusieurs mouvements verticaux sont enregistrés le long de la marge du Mozambique avec : (i) la surrection continue du domaine nord Mozambique durant l'ensemble du Crétacé supérieur *(cf. chapitre 2)* probablement induite par les contraintes liées au déplacement de Madagascar ; (ii) au cours de l'aptien (~120Ma) l'initiation d'une surrection sud Mozambique (23°S-30°S) nommée par Förster (1975) le "Limpopo - Save uplift". En opposition, deux zones subsident au cours du Crétacé inférieur, il s'agit de la dépression du Zambèze localisée en amont du Haut de Beira, et des rifts Limpopo.

L'évolution de la marge du Mozambique au Crétacé inférieur peut être subdivisée en deux épisodes avec : (i) jusqu'à l'Aptien un épisode progradant développant une pente croissante depuis un système en rampe néocomien jusqu'à des clinoformes d'une hauteur de ~600m fin Aptien ; (ii) jusqu'au Cénomanien un épisode aggradant puis transgressif marqué par une inondation majeure au toit du Cénomanien. La progradation aptienne particulièrement marquée à l'embouchure du fleuve Save est contemporaine du début de la surrection localisée le long de la marge sud du Limpopo.

Quatre sources majeures d'apports sédimentaires sont observées durant le Crétacé inférieur. Il s'agit de Madagascar, et des bassins versants du Bushveld (Zimbabwe et Afrique du Sud), d'Angoche, du Zambèze. Les apports malgaches sont majeurs au Crétacé inférieur avec des dépôt-centres localisés le long de la bordure ouest de la ride de Davie. A l'est de la ride de Davie, aucun système chenalisant alimentant le système Zambèze n'a été identifié entre les intervalles Cénomanien - Turonien (~94 Ma) et le toit du Crétacé (~66 Ma) (*thèse Antoine Delaunay : communication personnelle*). Ainsi tous les dépôt-centres localisés en bordure de la ride de Davie (Figure 5.21) seraient liés à l'érosion de l'île de Madagascar lors de son coulissement. Les apports sédimentaires cesseraient donc au cours

du Crétacé inférieur, probablement après l'arrêt du coulissement de l'île, soit à l'Aptien terminal (M0r : ∼126 Ma).

Le Cénomanien marque la mise en place d'une circulation océanique profonde pérenne traduite par la construction d'un premier corps contouritique le long du Haut de Beira.

Le Crétacé supérieur

Au cours du Crétacé supérieur, la marge prograde et les limites distales du système Zambèze sont établies. L'ensemble du domaine à terre est en surrection comme indiqué par les données thermochronologiques et sédimentologiques avec un hiatus entre le Maastrichtien et le Cénomanien *(cf. chapitre 2)*. Cette surrection probablement induite par le premier épisode de croissance du plateau sud-africain *(cf. chapitre 3)* est contemporaine de l'initiation de la flexure (Okavango - Kalahari - Zimbabwe) ou "OKZ". A mer, la surrection du "Limpopo - Save uplift" déjà initiée à l'Aptien est majeure au Crétacé supérieur comme indiqué par la zone érosive présente entre 23°S et 26°S de latitude (Förster, 1975).

Comme au Crétacé inférieur, les bassins versants du Bushveld, d'Angoche, et du Zambèze alimentent le système sédimentaire durant le Crétacé supérieur. Cependant les apports sédimentaires du fleuve Save conséquents au Crétacé deviennent subsidiaires au Cénozoïque indiquant un changement de régime d'érosion, probablement lié à une modification des bassins versants induits par les nombreux mouvements verticaux observés au cours du Crétacé supérieur (surrection du plateau sud-africain, initiation de l'OKZ, "Limpopo - Save uplift" (**?**Förster, 1975; Moore and Larkin, 2001; Braun et al., 2014).
Un épanchement volcanique correspondant au trapp malgache est enregistré dans le canal du Mozambique.

L'Eocène

La période éocène est définie par la mise en place d'une plateforme carbonatée au cours d'un épisode transgressif (haut niveau marin relatif) entraînant une migration de la ligne de rivage de plusieurs dizaines de kilomètres. Cet épisode climatiquement induit est lié à une hausse progressive du niveau marin relatif depuis le Paléocène *(cf. chapitre 3)*. La sédimentation éocène est donc carbonatée et hémipélagique.

L'Oligo - Néogène

A terre, la période Oligo-Néogène est définie par des hiatus sédimentaires ou érosions lors des intervalles Oligocène, Miocène supérieur et Plio-Pleistocène. Deux épisodes de déformation majeurs observés en sismique au toit de l'Eocène et au toit de l'Oligocène seraient liés : (i) à la mise en place du second épisode de surrection du plateau sud-africain avec un paroxysme de déformation enregistré à ∼26 Ma ; (ii) au fonctionnement de la faille d'Inhaminga correspondant à la faille majeure du rift Urema *(cf. chapitre 3, 2)*. L'érosion des dépôts oligocènes observée à terre serait donc induite par un basculement de la marge en direction de l'océan Indien à la fin de l'Oligocène.

Au cours de l'Oligo-Néogène, le système Zambèze devient de nouveau clastique avec le développement d'un delta et d'un système turbiditique. La marge prograde de manière continue entraînant une augmentation progressive de la pente avec des valeurs respectives de hauteur de clinoformes de 650m et supérieure à 1400m pour les intervalles stratigraphiques oligocène et pléistocène. Cela entraîne le développement de MTC et de turbiditites de pied de pente. Ces dépôts deviennent communs à partir du Pliocène.

Il faut noter la dichotomie de la marge du Mozambique au Miocène inférieur avec une zone en déformation liée à la croissance du Rift est-africain et des dépôts clastiques au nord Mozambique, et une aire de non déformation au sud Mozambique traduite par la mise en place d'une plateforme carbonatée miocène.

Trois sources majeures d'apports sédimentaires sont observées durant l'Oligo-Néogène. Il s'agit de Madagascar, et des bassins versants d'Angoche et du Zambèze. Contrairement aux apports sédimentaires issus des bassins versants du Zambèze et d'Angoche, la source Malgache n'alimente la partie distale du système Zambèze que depuis le Miocène moyen. Les sédiments issus des sources du Zambèze et d'Angoche sont transportés dans la partie distale du système turbiditique par plusieurs systèmes chenalisants. Ceux-ci contournent les topographies induites par les rides contouritiques et le Haut de Beira et rejoignent le chenal de Serpa Pinto oligocène puis le chenal du Zambèze initié au Miocène inférieur - moyen. Cette transition d'un chenal turbiditique à un autre pourrait être induite par une tectonique active le long de la ride de Davie au cours du Miocène et majeure au cours du Plio-Pleistocène (Droz and Mougenot, 1987; Raillard, 1990; Franke et al., 2015), ainsi que par l'augmentation des apports sédimentaires du Zambèze liée au développement du Rift est-africain (Droz and Mougenot, 1987).

Le domaine distal du système Zambèze est caractérisé par : (i) de nombreux remaniements sédimentaires le long de hauts topographiques (ride du Mozambique et de Madagascar) liés à une circulation océanique profonde pérenne ; (ii) une capacité de transport turbiditique croissante depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène, contemporaine de l'évolution du relief à terre avec le développement des rifts est-africains au cours de l'Oligocène (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015), le dôme Kenyan au Miocène moyen (Wichura et al., 2010, 2011, 2015), puis un paroxysme d'activité du Rift est-africain au Miocène supérieur (Simon, 2015) ; (iii) une déformation localisée dans la partie centrale du canal du Mozambique datée du Miocène moyen et scellée au Miocène supérieur ; (iiii) de nombreux bassins confinés par des hauts topographiques tels que la ride contouritique datée du Crétacé-Oligocène, le Haut de Beira, et la topographie du Miocène moyen localisée dans la partie centrale du canal du Mozambique. La physiographie anormale du chenal du Zambèze *(cf. chapitre 2)* pourrait être liée à la surrection miocène localisée dans la partie distale du système turbiditique.

5.6 CONCLUSION

Le système Zambèze présente une évolution complexe depuis le Jurassique supérieur puisque celui-ci enregistre :

[1] plusieurs déformations au Crétacé comme au Cénozoïque ;

[2] différentes sources sédimentaires dont les apports varient au cours des temps géologiques ;

[3] une variation de la capacité d'export turbiditique ;

[4] la présence de nombreux dépôts sédimentaires confinés par des hauts structuraux ou bien des hauts topographiques ;

[5] de puissants courants océaniques depuis le Crétacé inférieur remaniant la sédimentation abyssale.

Un enregistrement de la déformation

L'étude du système Zambèze a permis de mettre en lumière une série de déformations avec :

[1] au Crétacé supérieur le premier épisode de croissance du plateau sud-africain associé au paroxysme d'activité du "Limpopo - Save uplift" et de la mise en place de la flexure OKZ (scéllée à ~70 Ma) ;

[2] au cours de l'Oligo-Néogène trois déformations distinctes avec : (i) le second épisode de croissance du plateau sud-africain durant l'Oligocène ; l'initiation du Rift est-africain au cours de l'Oligocène ; (iii) la surrection de la partie centrale du canal du Mozambique au Miocène supérieur.

Plusieurs sources sédimentaires

Quatre sources d'apports sédimentaires ont alimenté le système Zambèze depuis le Jurassique supérieur, il s'agit :

[1] de Madagascar depuis le Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (~126Ma), puis du Miocène moyen à l'actuel ;

[2] du Bushveld qui au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur est une source majeure d'apports sédimentaires. Ceux-ci deviennent extrêmement réduits au Cénozoïque ;

[3] des bassins versants du Zambèze et d'Angoche qui sont des sources d'apports pérennes.

La variation de la capacité d'export sédimentaire

L'export des sédiments turbiditiques a varié depuis le Cénozoïque avec un export croissant dont les phases d'évolution sont contemporaines des grandes périodes de mutation du domaine à terre avec :

[1] un faible export sédimentaire durant l'Eocène défini par une sédimentation carbonatée ;

[2] un transport turbiditique croissant depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène, contemporain de l'évolution du relief à terre avec la mise en place du Rift est-africain au cours de l'Oligocène et du dôme Kenyan au Miocène moyen ; et un paroxysme d'activité du Rift est-africain au Miocène supérieur.

Un contrôle de la topographie sur la sédimentation et les courants océaniques

L'analyse des cartes isopaques et des faciès sédimentaires a permis de mettre en relief l'influence de la topographie sur la sédimentation avec notamment le développement : (i) de nombreux dépôts turbiditiques confinés par le Haut de Beira au Crétacé inférieur, par la ride contouritique crétacée-oligocène au cours du Miocène inférieur et enfin par la topographie initiée au cours du Miocène moyen et localisée au centre du canal du Mozambique ; (ii) de zones de remobilisations et/ou d'érosion sédimentaires préférentiellement localisées en pied de pente des hauts topographiques.

Un contrôle des courants océaniques sur la sédimentation

Depuis le Crétacé inférieur, la circulation océanique contrôlée par la topographie de la marge et le climat est un paramètre de contrôle majeur de la sédimentation dans le canal du Mozambique. Son action est double puisqu'elle : (i) confine les dépôts turbiditiques et participe au développement de dépôt-centres (période du Miocène inférieur), ou au contraire remanie, érode et transporte des sédiments créant ainsi des zones de faible sédimentation (bordures des rides de Davie et du Mozambique, Haut de Beira, toit de la ride contouritique).

Chapitre 6

SOURCE TO SINK

6.1 INTRODUCTION

Plusieurs études visant à quantifier la sédimentation en mer et les volumes érodés à terre ont été réalisées sur le pourtour de l'Afrique australe (Walford et al., 2005; Tinker et al., 2008a; Guillocheau et al., 2012; Said et al., 2015). Au Mozambique, deux études quantifiant les volumes de sédiments en mer ont été conduites par Walford et al. (2005) sur le seul delta du Zambèze puis par Said et al. (2015) sur le sud Limpopo *(cf. chapitre 2)*. Ces travaux sont respectivement basés sur l'étude de profils sismiques (delta du Zambèze) et l'extrapolation de données de puits sans données de sismique réflexion (plaine du Limpopo). Cependant aucun d'entre eux n'a quantifié pour un intervalle de temps donné une dénudation à terre ou bien n'a intégré la partie distale du système Zambèze : le cône sous-marin d'eau profonde ou *("deep sea fan")*.

Notre objectif est ici de quantifier un bilan érosion (terre) - sédimentation (mer) (approche dite "source to sink") pour le système Zambèze depuis le delta jusqu'aux lobes turbiditiques. Les volumes érodés ("source") sont mesurés à terre. Les résultats obtenus sont ensuite comparés aux volumes sédimentés ("sink") du système Zambèze.

Le calcul de volume érodé n'a pu être réalisé que sur un unique intervalle, entre la surface d'aplanissement S3 (83 - 72 Ma) extrapolée et la topographie actuelle. Les volumes sédimentés dans le système Zambèze ont été mesurés au cours de 8 intervalles de temps que sont : (1) socle - toit Hauterivien (155 - 129 Ma) ; (2) toit Hauterivien - toit Cénomanien (129 - 94 Ma) ; (3) toit Cénomanien - toit Crétacé (94 - 66 Ma) ; (4) toit Crétacé - toit Eocène (66 - 36 Ma) ; (5) toit Eocène - toit Oligocène (∼36 - 23 Ma) ; (6) toit Oligocène - toit Serravallien (23 - 11.6 Ma) ; (7) toit Serravallien - toit Miocène (11.6 - 5.6 Ma) ; (8) toit Messinien - actuel (∼5.6 - 0 Ma) ;

6.2 BILAN DES VOLUMES SEDIMENTAIRES ERODES

6.2.1 Données et méthode

Cette étude s'inscrit dans la lignée de deux études utilisant les surfaces d'aplanissement comme marqueurs de la paléo-topographie (Simon, 2015; Baby, 2017). Les volumes de roches érodés sont ici estimés à partir de la différence d'altitude entre la géométrie actuelle de la surface d'aplanissement et la topographie actuelle.

Lié à la dégradation des surfaces et à leur répartition géographique non homogène, i n'a pas été possible de proposer des reconstitutions topographiques réalistes et donc de calculer des volumes érodés entre de nombreuses surfaces. En effet les surfaces S4, S6 et S7 sont uniquement localisées le long des rifs de Luangwa, Malawi et Urema ; la surface S4 est extrêmement dégradée sur l'ensemble de la partie est Zimbabwe ; et la surface S2 est absente sur la majeure partie de la plaine du Lilongwe (Malawi). Donc seule la surface S3 (83 - 72 Ma) a été extrapolée afin de réaliser un calcul de dénudation entre 72 Ma et l'actuel.

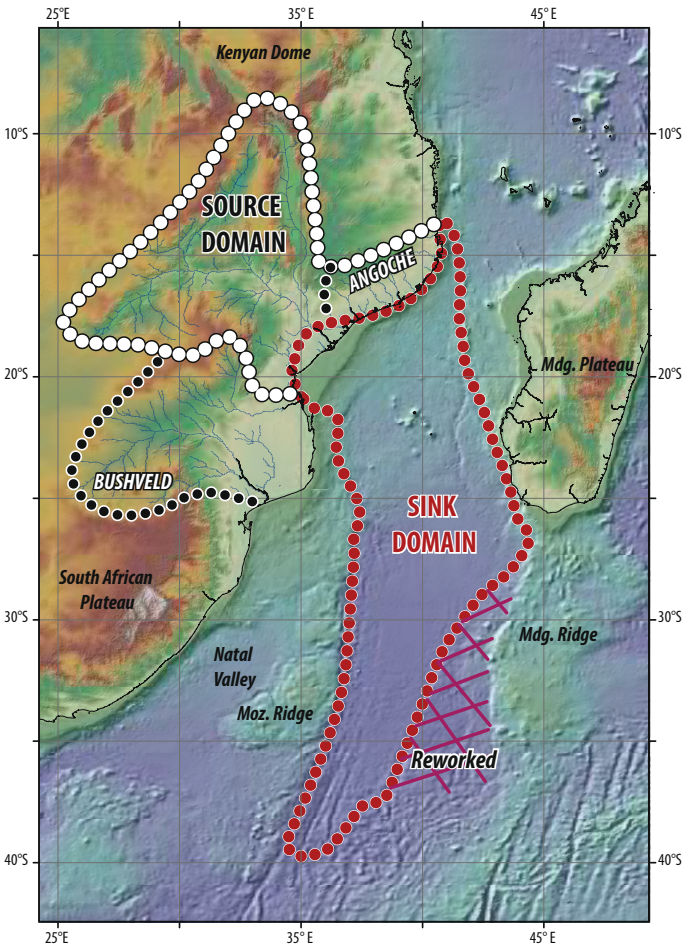


FIGURE 6.1 – Domaine à terre "source" et à mer "sink" sur lesquels ont été calculés respectivement un volume dénudé et un volume sédimenté. *[Onshore "source" and offshore "sink" domain on which denudation and sedimentation volumes were computed.]*

6.2.1.1 Le système en érosion testé

Le système Zambèze est alimenté en Afrique de l'est par trois sources différentes : il s'agit des bassins versants nord Bushveld, Zambezi, et Angoche. A partir des études des formes du relief *(cf. chapitre 5)* et du domaine en sédimentation "Sink" une évolution sommaire des bassins versants du Bushveld et du bassin versant Zambèze a été envisagée. Celle - ci peut être synthétisée en cinq grands intervalles avec :

[1] au Crétacé inférieur : le bassin versant du Bushveld et le "lower Zambezi" alimentent le système Zambèze ;

[2] au Crétacé supérieur : (i) dans un premier temps une dynamique des bassins versants similaire à celle du Crétacé inférieur ; (ii) dans un second temps la modification du bassin versant Bushveld lié à l'initiation des topographies du "Limpopo - Save uplift" et de la flexure OKZ (Okavango - Kalahari - Zimbabwe).

[3] au cours de l'Oligocène la capture du "Middle Zambezi" par le "lower Zambezi" (Moore and Larkin, 2001).

[4] au cours du Miocène la limite nord du bassin versant reste mal contrainte avec une possible connexion entre les systèmes de drainage nord Rifts est-africain (rifts de Rukwa et Usangu) et sud Rifts est-africain (rifts Malawi et Urema) sectionnée au cours du Pliocène supérieur par la création d'une topographie (volcanisme Rungwe) au nord du rift du Malawi ;

[5] au cours du Pleistocène (∼1.25 - 2 Ma), la capture du "upper Zambezi" par le "Middle Zambezi" entrainant une augmentation significative de l'aire de drainage (x2) du bassin versant Zambèze.

La difficulté majeure de cette étude « source to sink » repose sur le fait que depuis le façonnement de la surface S3 les dimensions du bassin versant Zambèze ont évolué au cours de plusieurs épisodes. Ainsi ne pouvant calculer qu'un unique intervalle (S3 - 0 Ma) il est impossible de modifier les dimensions du bassin versant Zambèze selon son évolution. Une unique limite a donc dû être choisie malgré les incertitudes importantes qui en découlent.

Dans cette étude, nous avons fait le choix d'utiliser la limite du bassin versant Oligocène. En effet, choisir les dimensions actuelles du bassin versant établi au cours du Pléistocène ou bien celles du bassin versant crétacé conduirait respectivement à une surestimation et une sous-estimation considérable de la dénudation depuis ∼72 Ma. Ainsi choisir une dimension intermédiaire des bassins versants correspondant aux limites oligocènes permet de limiter la surestimation et la sous-estimation des valeurs de dénudation liées aux dimensions des aires drainées.

De plus la période qui s'étend de la fin du Crétacé supérieur au Paléogène est considérée comme une période de non déformation et d'apports sédimentaires faibles *(cf. chapitre 5)*. Le relief est fossilisé et l'érosion continentale est réduite comme l'atteste sur l'ensemble du continent africain la mise en place de latérites (Burke, 1996) et au Mozambique une plateforme carbonatée éocène (Fm Cheringoma) *(cf. chapitre 2)*. Utiliser une limite de bassin versant Oligocène n'aurait donc que peu d'impact sur le volume dénudé Paléocène et Eéocène puisque l'érosion continentale au cours de ces deux intervalles est considérée comme réduite.

Deux autres bassins versants ont alimenté le système Zambèze depuis ∼72 Ma. Il s'agit de la partie nord du Bushveld et du bassin versant d'Angoche. Bien qu'un calcul de dénudation ait été réalisé sur l'ensemble du Bushveld, les volumes obtenus ne seront pas considérés dans le bilan "source to sink". En effet, le manque de connaissance d'évolution du système de drainage au sein du Bushveld conduirait à utiliser la limite actuelle du bassin versant et donc à une surestimation du volume dénudé. Or depuis le Cénozoïque les apports du Bushveld vers le système Zambèze sont extrêmement réduits.(*cf. chapitre 5)*. Ainsi ne pas intégrer le bassin versant Bushveld dans le bilan "source to sink" conduit à une sous-estimation du volume dénudé, cependant l'erreur sur le bilan total est moindre que si celui-ci était intégré.

Lié au manque de données sur une évolution possible du bassin versant d'Angoche composé d'une succession de fleuves alimentant de manière continue le système Zambèze depuis le Crétacé *(cf. chapitre 5)*, les limites du bassin choisies pour le calcul "source to sink" correspondent aux limites actuelles. Il est cependant impossible de déterminer si ce choix conduit à une surestimation ou sous-estimation des volumes dénudés.

6.2.1.2 Subdivision du système de drainage

L'étude des formes du relief du système du Zambèze *(cf. chapitres 4 et 5)* a mis en évidence plusieurs sources sédimentaires alimentant ce système sédimentaire. Il s'agit des bassins versants du Zambèze, d'Angoche, du Bushveld et de l'île de Madagascar. Afin d'essayer de quantifier les volumes sédimentaires issus des différentes sources identifiées, le domaine en érosion a été subdivisé en plusieurs entitées géographiques qualifiées de "boîtes".

Trois boîtes correspondant à différents bassins versant ont donc été définies. Il s'agit du Bushveld, du Zambèze ("middle et upper Zambezi"), et d'Angoche (Figure 6.2.a).

6.2.1.3 Reconstitution 3D de paléo-surfaces et estimation des volumes érodés

A partir de la cartographie des formes du relief de l'Afrique australe *(cf. chapitre 4)*, la surface d'aplanissement S3 qui subsiste sous forme résiduelle dans la topographie actuelle (plateaux et plaines), a été échantillonnée à partir du logiciel ArcGIS 10.1 par un semis de points qui inclut des coordonnées (longitudes (x), latitudes (y)) et altitudes (z). Cet échantillonnage a été effectué automatiquement avec une maille de 10 × 10 km puis corrigé manuellement afin de n'intégrer que les points hauts représentatifs de la surface dégradée étudiée. Ces points géo-référencés ont ensuite été interpolés selon la méthode "topo to raster" qui permet de réaliser des modèles numériques de terrain avec un système hydrographique réaliste. Une enveloppe topographique a ainsi été obtenue pour la surface S3 (Figure 6.2.b).

6.2.1.4 Les incertitudes

Les sources d'incertitudes associées à cette méthode sont liées : (i) aux erreurs de cartographies de mon fait ; (ii) àà l'importance de l'érosion post-aplanissement principal des pédiplaines et (iii) aux erreurs d'interpolations.

Concernant le point (ii) en l'absence de cuirasses latéritiques indurées ou de coulées volcaniques qui permettent de les conserver, les surfaces d'aplanissement continuent d'évoluer après leur abandon par érosion chimique et/ou mécanique. L'altitude actuelle des surfaces d'aplanissement préservées en Afrique australe est donc une altitude minimale. Estimer l'altitude de roches érodées après l'abandon de la surface est difficile et constitue une des incertitudes le plus importantes de cette étude. Ces incertitudes sont donc actuellement impossibles à quantifier.

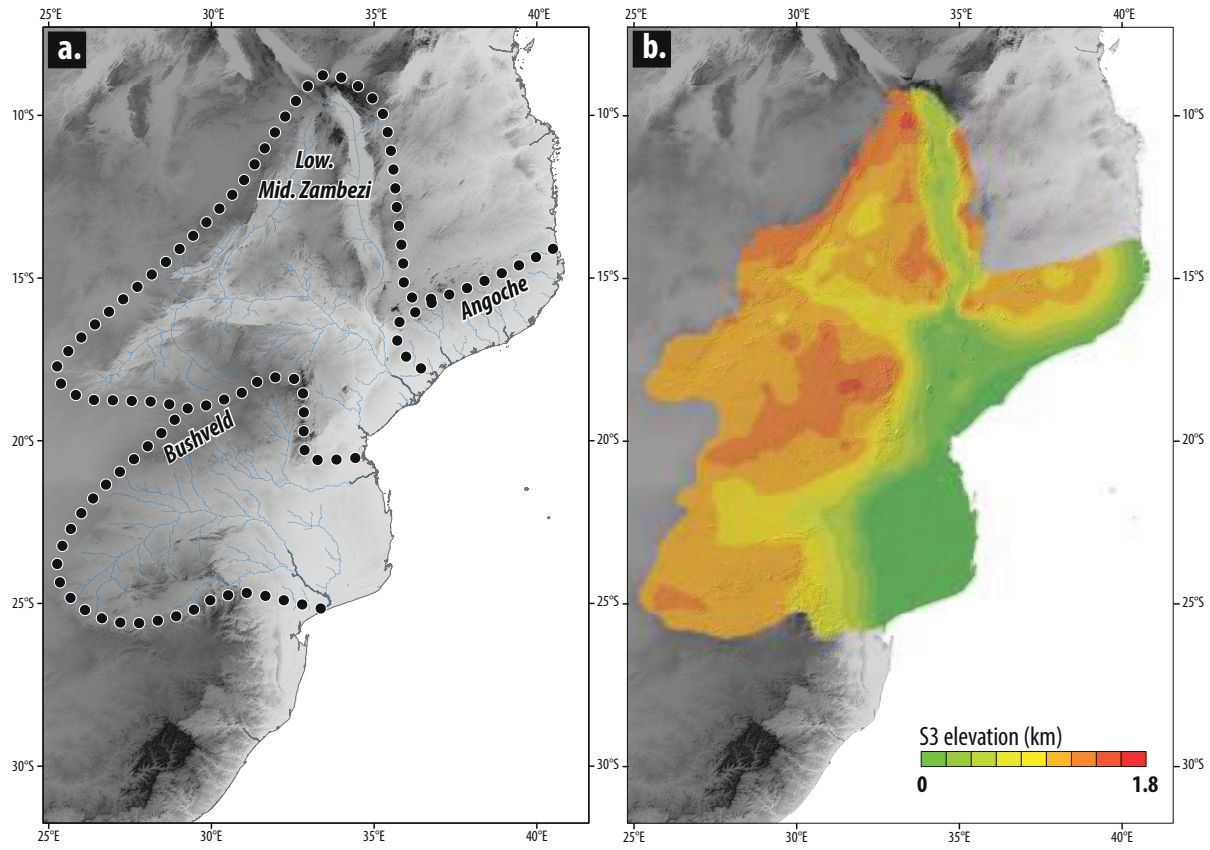


FIGURE 6.2 – a.) Localisation des boîtes du "middle et lower" Zambèze, Angoche, et Bushveld sur lesquelles un calcul de dénudation a été effectué. b.) Topographie interpolée de la surface S3 (83 - 72 Ma). *[a.) Middle and upper Zambezi, Angoche, Bushveld boxes on which denudation computation was realised. b.) Interpolated topography of the planation surface S3 (83 - 72 Ma).]*

6.2.2 Résultats

Les valeurs de dénudation obtenues pour une verticale (z) et pour l'intervalle de temps (72 - 0 Ma) sont comprises entre 0.7 km et 0 km (Figure 6.3.a). Les zones de dénudation maximales sont localisées le long des rifts Karoo du Luangwa et du Zambeze, ainsi que sur l'ensemble du bassin versant d'Angoche. Les hauts plateaux et hautes plaines (plaine de Lilongwe, plateau du Zimbabwe), ainsi que la plaine du Limpopo et la plaine deltaïque du Zambèze correspondent à des zones de faible dénudation.

Les volumes de roches dénudés sont respectivement de 53 000 km^3 pour le Bushveld, de 212 000 km^3 pour le "lower - middle Zambezi" et de 95 000km^3 pour Angoche(Figure 6.3.b). Bien que possédant une aire comparable de 617.4 x10^3 km^2 (Bushveld) et 787 x10^3 km^2 (Lower - middle Zambezi) (Tableau 6.1) le volume dénudé du Bushveld représente un quart de celui du "Lower - middle Zambezi". Cette différence est de deux ordres, (1) l'essentiel de la dénudation du Bushveld se fait au Crétacé supérieur lors de la surrection paroxymale du Plateau sud-africain, (2) les surfaces d'aplanissement au Zimbabwe sont dégradées avec pour conséquence un différentiel d'altitude réduit

entre la surface d'aplanissement S3 et la topographie actuelle. Il est donc majeur de noter que le volume dénudé calculé correspond à une valeur minimale du volume réel dénudé.

Le volume minimal dénudé à terre et alimentant le système Zambèze depuis le Cénozoïque est estimé à 307 000 km^3 (Figure 6.3.b). Il est alimenté à hauteur de ∼69% par le bassin versant du "Lower - Middle Zambezi" et à ∼31% par le bassin versant d'Angoche.

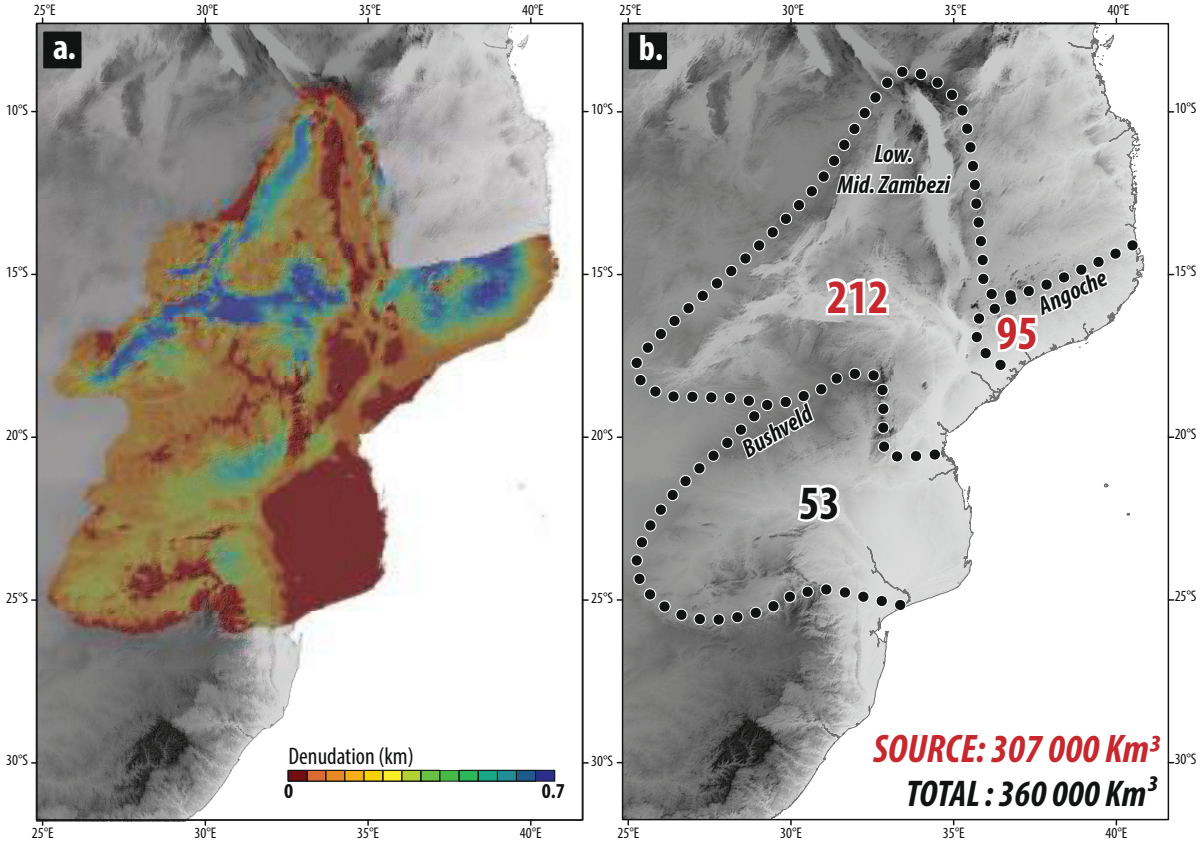


FIGURE 6.3 – a.) Carte de dénudation depuis la surface S3 (83 - 72 Ma). b.) Volumes dénudés pour les boîtes "lower, middle Zambezi", Angoche et Bushveld.*[a.) Denudation map since the planation surface S3 (83 - 72 Ma). b.) Denuded volumes for the three boxes "lower - middle Zambezi", Angoche and Bushveld.]*

Landforms	(Myr)	Areas	(x 10³ km²)	Denudation rate (m/Myr)	Rock volume (x 10³ km³)	Volumetric rate (x 10³ km³/Myr)	Source volume fraction (%)
S3 - Present day	72 - 0	total	1599,6	2,7 ± 0,43	360,1	5,1 ± 0,69	/
		Angoche	194,4	6,6 ± 0,9	95,5	1,3 ± 0,18	31,1
		Low - Mid. Zambezi	787,8	3, 31 ± 0,52	211,8	3,0 ± 0,41	68,9
		Bushveld	617,4	1,05 ± 0,16	52,8	0,75 ± 0,10	/

TABLE 6.1 – Volumes dénudés pour les boîtes "lower, middle Zambezi", Angoche et Bushveld et fraction (%) du volume dénudé des bassins versants du "lower, middle Zambezi) et de Angoche sur le volume dénudé total du bassin versant Zambèze.*[Denuded volumes for the three boxes "lower - middle Zambezi", Angoche and Bushveld and fraction (%) of the lower - middle Zambezi and Angoche catchment area denuded volumes on the whole Zambezi area catchment denuded volume.]*

6.3 BILAN DES VOLUMES TERRIGENES POST - RIFT SEDIMENTES DANS LE SYSTEME ZAMBEZE

6.3.1 Données et méthodes

L'estimation des volumes terrigènes suit une approche déjà utilisée par plusieurs auteurs Walford et al. (2005); Rouby et al. (2009); Guillocheau et al. (2012); Baby (2017). Ici, la méthode utilisée correspond à une évolution de celle développée par le groupe de Rennes et publiée par Guillocheau et al. (2012).

Les mesures de flux et de volumes sédimentaires préservés dans le système du Zambèze ont été réalisées à partir de l'étude stratigraphique de la marge *(cf. chapitres 3 et 5)*. Les cartes isopaques obtenues à partir des lois de vitesse "Layer cake" et "Polynomiale" et les lithologies aux puits pour les différents intervalles stratigraphiques ont permis via le logiciel VolumeEstimatorSurface (VES - développé par J.Braun) d'obtenir des volumes sédimentaires compactés. Ceux-ci ont par la suite été comparés avec les volumes érodés à terre.

6.3.1.1 Le modèle de dépôt du système Zambèze testé - source to sink

Afin de corréler le volume dénudé à terre depuis le façonnement de la surface d'aplanissement S3 datée (83-72 Ma) avec le volume sédimenté à mer dans le canal du Mozambique, il a été indispensable : (i) de déterminer les limites de sédimentation du système Zambèze depuis le toit du Crétacé supérieur - Cénozoïque ; (ii) d'identifier à mer la discontinuité sismique correspondant à la fin de la surface S3.

Contrairement à l'étude du domaine en érosion, le modèle d'âge et le jeu de données sismiques permet pour le système en sédimentation de contraindre pour chaque intervalle stratigraphique depuis le toit du Crétacé jusqu'à l'actuel l'évolution des limites distales du système en dépôt. Ainsi une limite de dépôt a été définie pour les intervalles stratigraphiques Paléocène - Eocène, Oligocène, Miocène inférieur - moyen, Miocène supérieur, Pliocène - Pléistocène *(cf. chapitre 5)*.

Cependant le manque de contraintes d'âges dans le Crétacé n'a pas permis de parfaitement contraindre dans le bassin une discontinuité sismique correspondant à la fin de S3. De plus, lié à la puissance de la sismique réflexion dans la partie distale du canal du Mozambique et à la présence d'une unité volcanique, les réflecteurs sismiques en-dessous du toit du Crétacé n'ont pas été imagés. Il est donc impossible de calculer un volume de dépôt depuis ~72 Ma tout en intégrant la totalité du système sédimentaire Zambèze. Afin d'intégrer l'ensemble du domaine en sédimentation, une hypothèse de travail a été réalisée en choisissant le toit du Crétacé (66 Ma) comme réflecteur de référence dans le bassin afin de comparer à la dénudation à terre depuis ~72 Ma.

6.3.1.2 Les données 1D

Les données de forages localisés sur l'ensemble de la marge du Mozambique ont apporté des contraintes lithologiques (description de déblais de forages et diagraphies - *cf. chapitre 5*) et géophysiques (mesures ponctuelles d'ondes P sur échantillons (Vp)). Ces données de puits ont été utilisées afin de déterminer les lithologies dominantes pour chaque intervalle stratigraphique. Ces valeurs seront des contraintes pour mesurer la compaction de la succession sédimentaire réalisée sous VolumeEstimatorSurface.

6.3.1.3 Les données 2D

Le jeu de données 2D exploité correspond à la sismique réflexion disponible au sein du projet Pamela et interprétée *(cf. chapitre 3, 5)*. A la différence de la méthodologie utilisée par Guillocheau et al. (2012) le calcul de volume sédimentaire n'est pas basé sur l'interpolation de différentes coupes sismiques 2D réparties sur l'ensemble du bassin, mais sur les isobathes réalisées pour les 8 intervalles stratigraphiques déjà évoqués *(cf. chapitre 5)*.

6.3.2 L'obtention des volumes totaux de sédiments

Deux séries de volumes sédimentés ont été calculées par le logiciel VolumeEstimatorSurface à partir des cartes isobathes converties avec la loi de vitesse "Layer cake" et "Polynomiale", respectivement mieux adaptées aux domaines proximal et à la plaine abyssale *(cf. chapitre 5)*. Afin d'obtenir un volume sédimenté au plus proche des valeurs réelles, les volumes totaux de sédiments ont été calculés en tenant compte de cette variation proximal-distal. Les volumes globaux du système du Zambèze ont été calculés par addition (1) des volumes des boîtes "Delta" et "Angoche" (domaine proximal) obtenus à partir de la loi de vitesse "Layer cake" et (2) des volumes des boîtes "Fan" et "Lamont" obtenus à partir de la loi "Polynomiale".

Aucun calcul de volume n'a été réalisé sur la boîte "Limpopo" puisque celle-ci n'alimente pas le système turbiditique du Zambèze.

6.3.3 Les paramètres d'entrée du code VolumeEstimatorSurface

6.3.3.1 Les aires de sédimentation

L'analyse de l'évolution du cône sous-marin d'eau profonde du Zambèze *(cf.chapitre 5)* a montré de grandes variations d'export turbiditique depuis le Crétacé inférieur. Afin de quantifier ces variations, le système du Zambèze a été subdivisé en cinq boîtes avec en amont : la plaine deltaïque du Limpopo, le delta du Zambèze, le sous bassin d'Angoche et, en distal, le cône sous-marin d'eau profonde ou "deep sea fan" et la boîte du Lamont (Figure 6.4).

Les limites latérales des boîtes "Limpopo", "Delta" et "Angoche" correspondent aux grandes limites de dépôt-centres identifiées sur les cartes isopaques depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'actuel. Leur limite distale avec la boîte "Fan" correspond aux hauts topographiques du Haut de Beira et de la ride contouritique oligocène. La limite entre la boîte "Lamont" et "Fan" est justifiée par la résolution des données sismiques. Ainsi un volume sédimenté sera calculé pour tous les intervalles de temps dans la boîte "Fan" alors qu'un unique intervalle entre le socle et le fond d'eau sera calculé pour la boîte "Lamont". Les limites latérales des boîtes "fan" et "Lamont" correspondent à des failles majeures ou à des hauts topographiques (rides de Madagascar et du Mozambique).

Les bornes des boîtes "Limpopo", "Delta" et "Angoche" restent inchangées pour l'ensemble des intervalles stratigraphiques. Cependant la limite distale (sud) de la boîte "Fan" varie selon les intervalles de temps puisque celle-ci correspond à la fin du domaine en déposition (extension méridionale des lobes turbiditiques) *(cf. chapitre 5)*. La limite distale de la boîte fan pour les différents intervalles de temps est représentée figure 6.5.

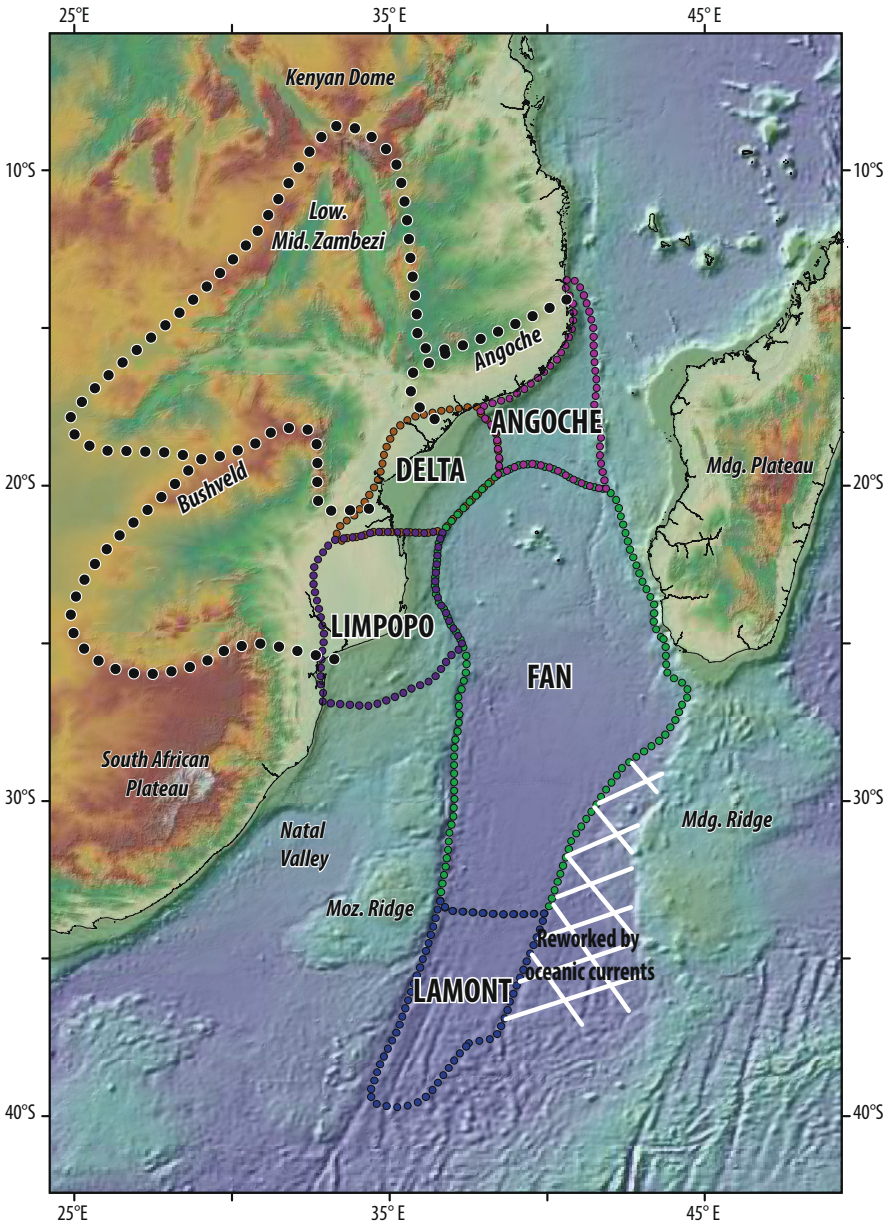


Figure 6.4 – Localisation des boîtes du domaine en sédimentation avec les boîtes du domaine en érosion. *[Sink boxes location linked with the source boxes.]*

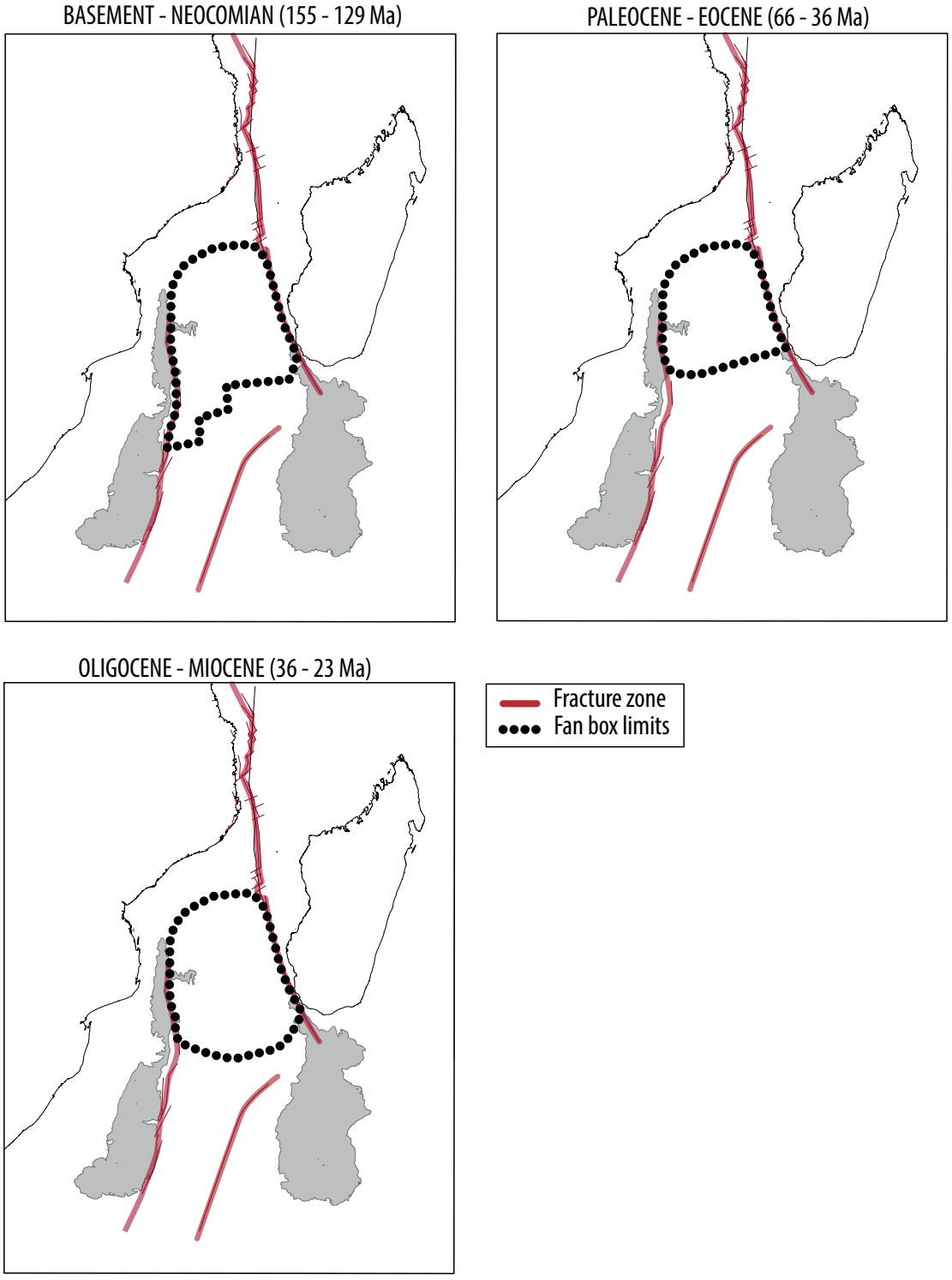


FIGURE 6.5 – Limite distale de la boîte "fan" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - toit du Néocomien, toit du Crétacé - toit de l'Eocène, toit de l'Eocène - toit de l'Oligocène. La limite distale pour tous les autres intervalles est représentée figure 6.4 . *[Fan limits for the times intervals of the Late Jurassic - top Neocomian, top Cretaceous - top Eocene, top Eocene - top Oligocene. The distal limit for the other times intervals are shown figure 6.4.]*

La puissance de certaines lignes sismiques, et notamment les lignes de sismique réflexion acquises dans le cadre du projet PAMELA n'ont pas permis d'imager la série sédimentaire sous le Crétacé. Pour cet intervalle stratigraphique donné (le Crétacé inférieur) les cartes isopaques ne couvrent donc pas la totalité des boîtes (Fan, Limpopo, etc..). Dans ce cas, les limites du semis de points constituant la carte isobathe sont alors extrapolées jusqu'à couvrir la totalité de la zone en dépôt (Figure 6.6).

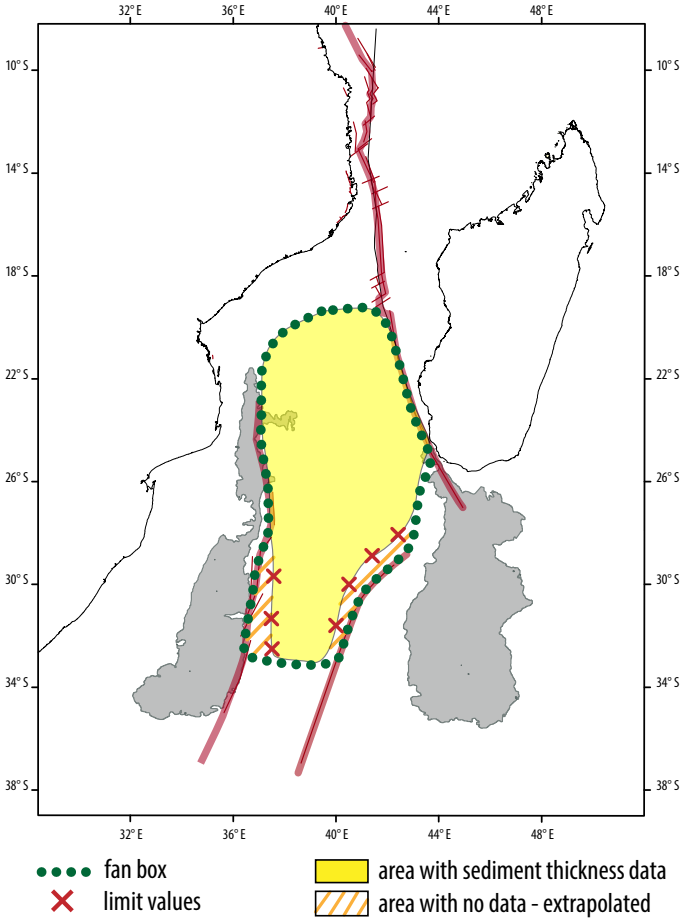


FIGURE 6.6 – Système d'extrapolation des données sismiques lorsque les dimensions de la carte isobathe sont inférieures à celles de la boîte d'entrée.. *[Seismic data extrapolation when the isobath size is less important than the box configured.]*

6.3.3.2 VolumeEstimatorSurface - mode de calcul des sédiments compactés

Les volumes mesurés à partir de l'approche présentée précédemment ont été corrigés de la sédimentation autochtone issue de la production carbonatée estimée à partir des données de forages sur la marge et compactés pour obtenir des volumes réels de roches (sans porosité). La compaction des sédiments, croissante avec l'enfouissement, s'exprime selon une relation exponentielle entre la porosité et la profondeur :

Θ (z)= Θ_0 exp$^{-z/k}$

Θ la porosité à la profondeur Z ;

Θ_0 la porosité en surface ;
k constante dépendant de la lithologie.

Cette relation porosité-profondeur, dépend donc de la lithologie et de la porosité initiale du sédiment. Pour chaque intervalle de temps, le volume de sédiments a été décompacté en testant plusieurs lithologies selon deux pôles (sables, argiles). Les volumes estimés de porosité (Figure 6.2) ont ensuite été soustraits au volume de sédiment pour obtenir des volumes de roches sans porosité.

6.3.4 Les incertitudes

Le processus complet de calcul de volumes sédimentaires préservés implique de nombreuses incertitudes liées :

[1] à la datation des réflecteurs sismiques (modèle d'âge de la marge) ;

[2] aux lois de vitesses appliquées lors de la conversion temps - profondeur ;

[3] aux limites de l'extrapolation des données sismiques ;

[4] à l'estimation du pourcentage de carbonates ;

[5] à la variabilité de la porosité.

6.3.5 Résultats

6.3.5.1 Les volumes sédimentaires préservés

Les volumes et les vitesses d'apport (flux) des sédiments terrigènes du système du Zambèze depuis le delta, jusqu'aux lobes turbiditiques, ont été calculés pour neuf intervalles de temps depuis la dislocation du Gondwana et la création du bassin Zambèze (volumes, figures 6.7 à 6.11, flux terrigènes, figure 6.12). Un tableau de synthèse récapitule toutes les valeurs de volumes et de flux terrigènes obtenus (Tableau 6.3).

Le volume total de sédiments déposés dans le système du Zambèze est de 2 477 000 km^3 dont 807 000 km^3 pour le Cénozoïque et 733 000 km^3 depuis l'Oligocène inclus. Les tendances d'évolution des volumes sédimentés depuis le Jurassique supérieur dans les différentes boîtes analysées sont similaires, avec de fortes valeurs de volume (1) au cours du Jurassique supérieur - Crétacé et (2)à l'Oligocène - actuel, et de faibles valeurs durant l'intervalle Paléocène - Eocène. L'analyse comparée des volumes calculés des boîtes "Delta" et "Angoche" indique une variation des localisations préférentielles des flux sédimentaires. En effet les valeurs de volumes sédimentés sont supérieurs dans la boîte "Delta" durant le Crétacé et le Pleistocène et supérieurs dans la boîte "Angoche" durant le Paléogène, le Miocène et le Pliocène. Le volume sédimenté dans la boîte "Fan" est à l'exception de l'intervalle Néocomien - Cénomanien ($\sim$129 - 94 Ma) toujours supérieur aux volumes préservés dans les boîtes "Angoche" et "Delta".(Figures 6.9, 6.10, 6.11).

Angoche box	**Ages (Ma)**	**Fraction (%)**			
Seismic horizons		**sand**	**shale**	**silt**	**carbonate**
Near top Pliocene - Present day	2,8 - 0	30	35	35	0
Near top Miocene - Near top Pliocene	5,6 -2,8	30	35	35	0
Middle Miocene - Near top Miocene	11,6 -5,6	25	45	30	0
Near top Oligocene - Middle Miocene	25 -11,6	15	45	40	0
Near top Eocene - Near top Oligocene	36 - 26	15	55	30	0
Top Cretaceous - Near top Eocene	66 - 36	0	80	5	15
Top Cenomanian - Top Cretaceous	93,9 - 66	5	55	40	0
Top Neocomian - Top Cenomanian	129,4 - 93,9	5	70	25	0
Basement - Top Neocomian	155 - 129,4	0	90	10	0
Delta box	**Ages (Ma)**	**Fraction (%)**			
Seismic horizons		**sand**	**shale**	**silt**	**carbonate**
Near top Pliocene - Present day	2,8 - 0	30	25	45	0
Near top Miocene - Near top Pliocene	5,6 -2,8	25	30	45	0
Middle Miocene - Near top Miocene	11,6 -5,6	25	30	45	0
Near top Oligocene - Middle Miocene	25 -11,6	10	40	40	10
Near top Eocene - Near top Oligocene	36 - 26	10	50	40	0
Top Cretaceous - Near top Eocene	66 - 36	10	30	20	40
Top Cenomanian - Top Cretaceous	93,9 - 66	10	45	45	0
Top Neocomian - Top Cenomanian	129,4 - 93,9	5	75	20	0
Basement - Top Neocomian	155 - 129,4	5	85	10	0
Fan box	**Ages (Ma)**	**Fraction (%)**			
Seismic horizons		**sand**	**shale**	**silt**	**carbonate**
Near top Pliocene - Present day	2,8 - 0	5	75	20	0
Near top Miocene - Near top Pliocene	5,6 -2,8	5	75	20	0
Middle Miocene - Near top Miocene	11,6 -5,6	5	75	20	0
Near top Oligocene - Middle Miocene	25 -11,6	0	70	20	15
Near top Eocene - Near top Oligocene	36 - 26	0	90	10	0
Top Cretaceous - Near top Eocene	66 - 36	0	85	5	10
Basement - Top Cretaceous	155 - 66	0	85	15	0
Lamont box	**Ages (Ma)**	**Fraction (%)**			
Seismic horizons		**sand**	**shale**	**silt**	**carbonate**
Basement - Present day	66 - 0	0	90	5	5

TABLE 6.2 – Teneurs approximatives en sables, argiles, silts et carbonates dans les sédiments préservés des boîtes "Delta, Angoche, Fan, Lamont". *[Sands, shales, silts and carbonate distributions of the "Delta, Angoche, Fan, Lamont" boxes.]*

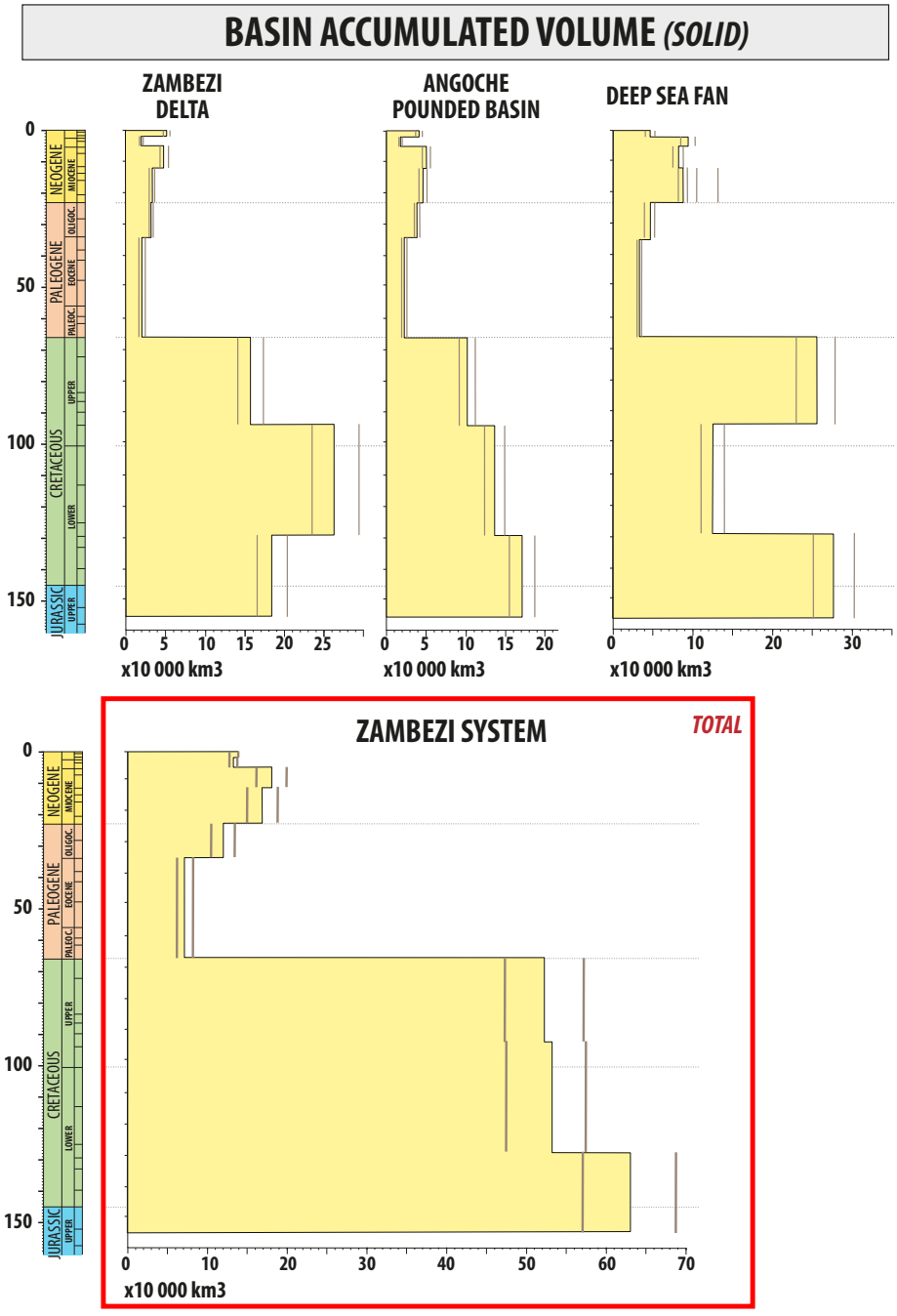
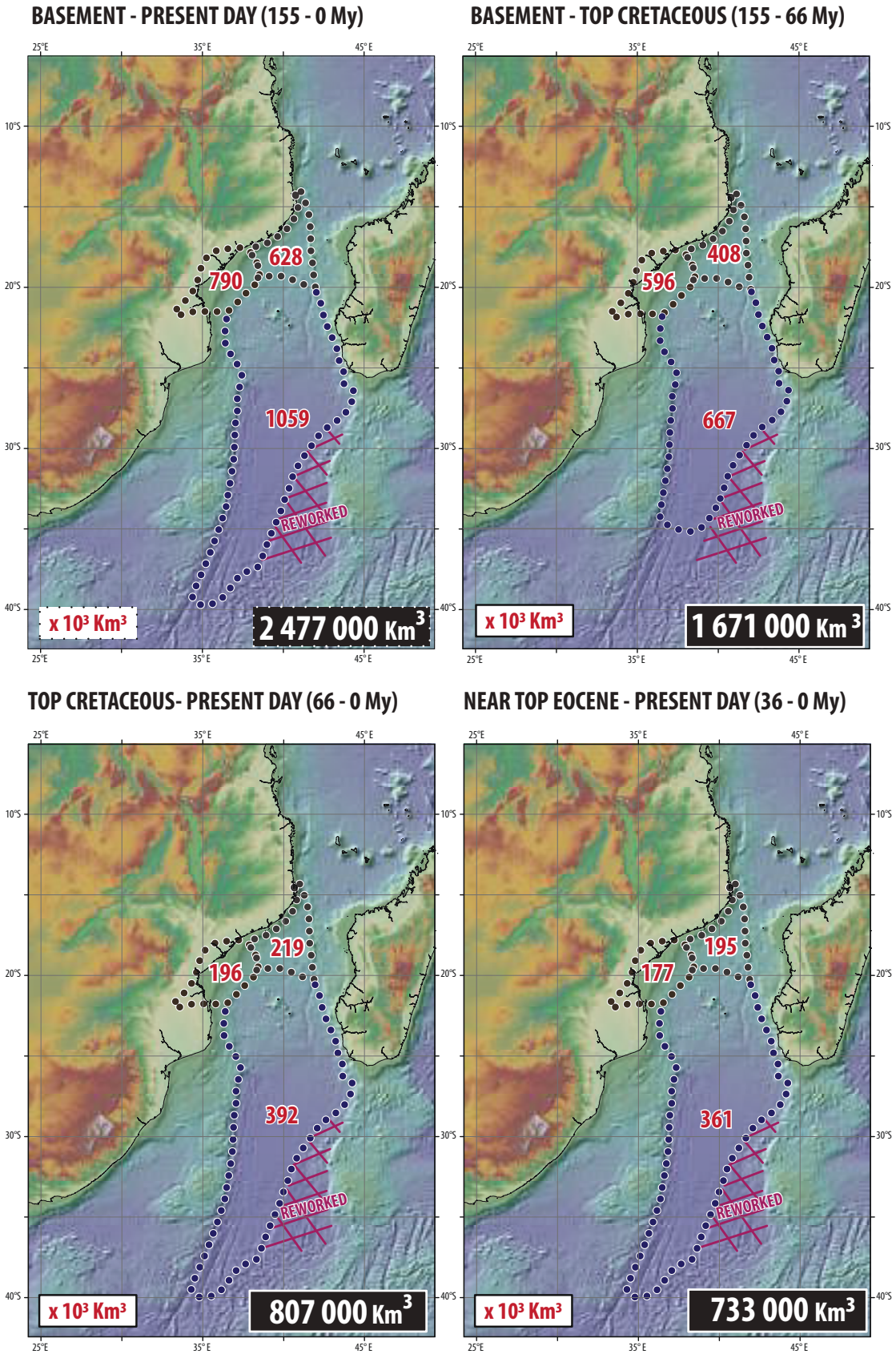
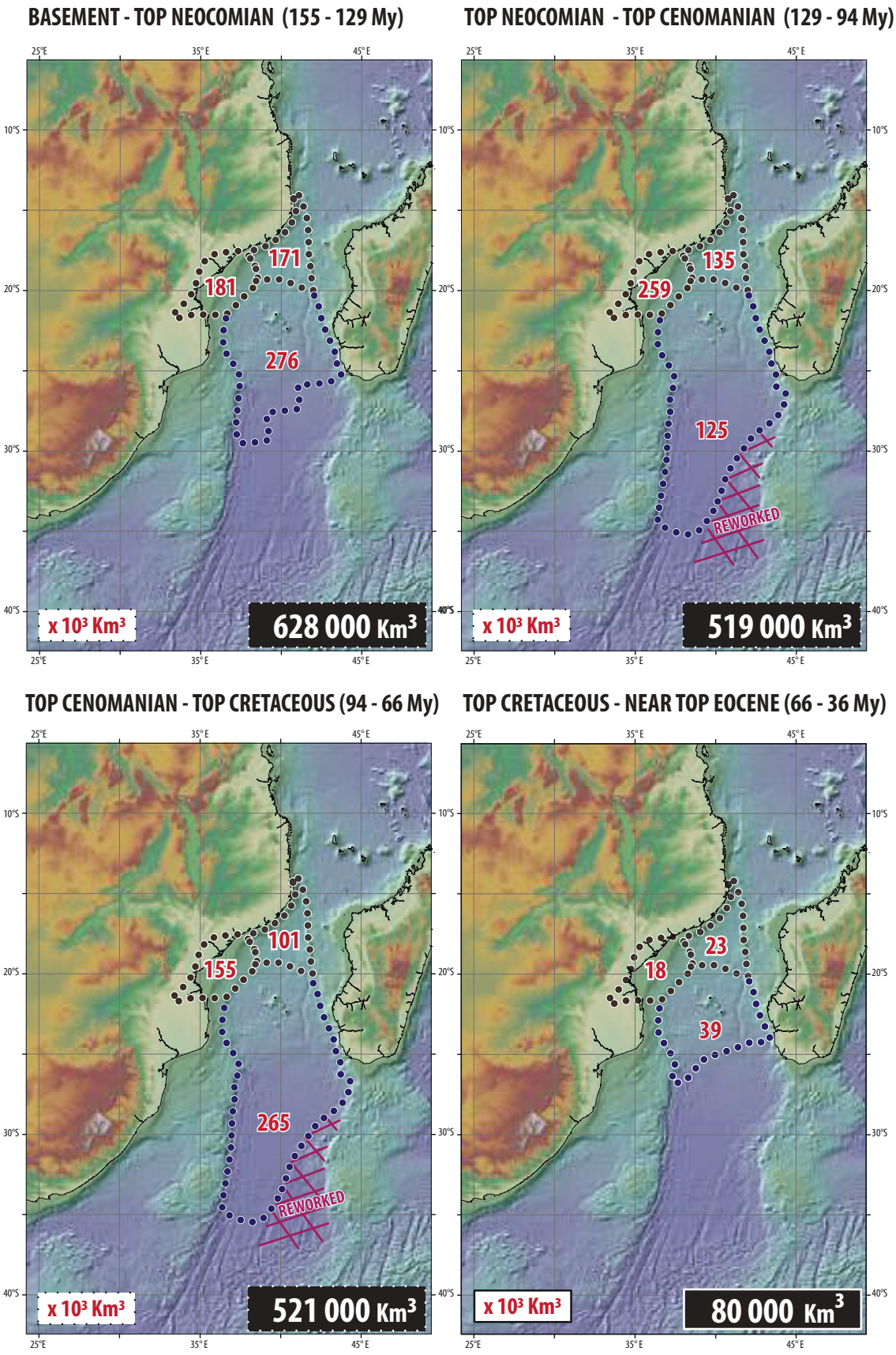
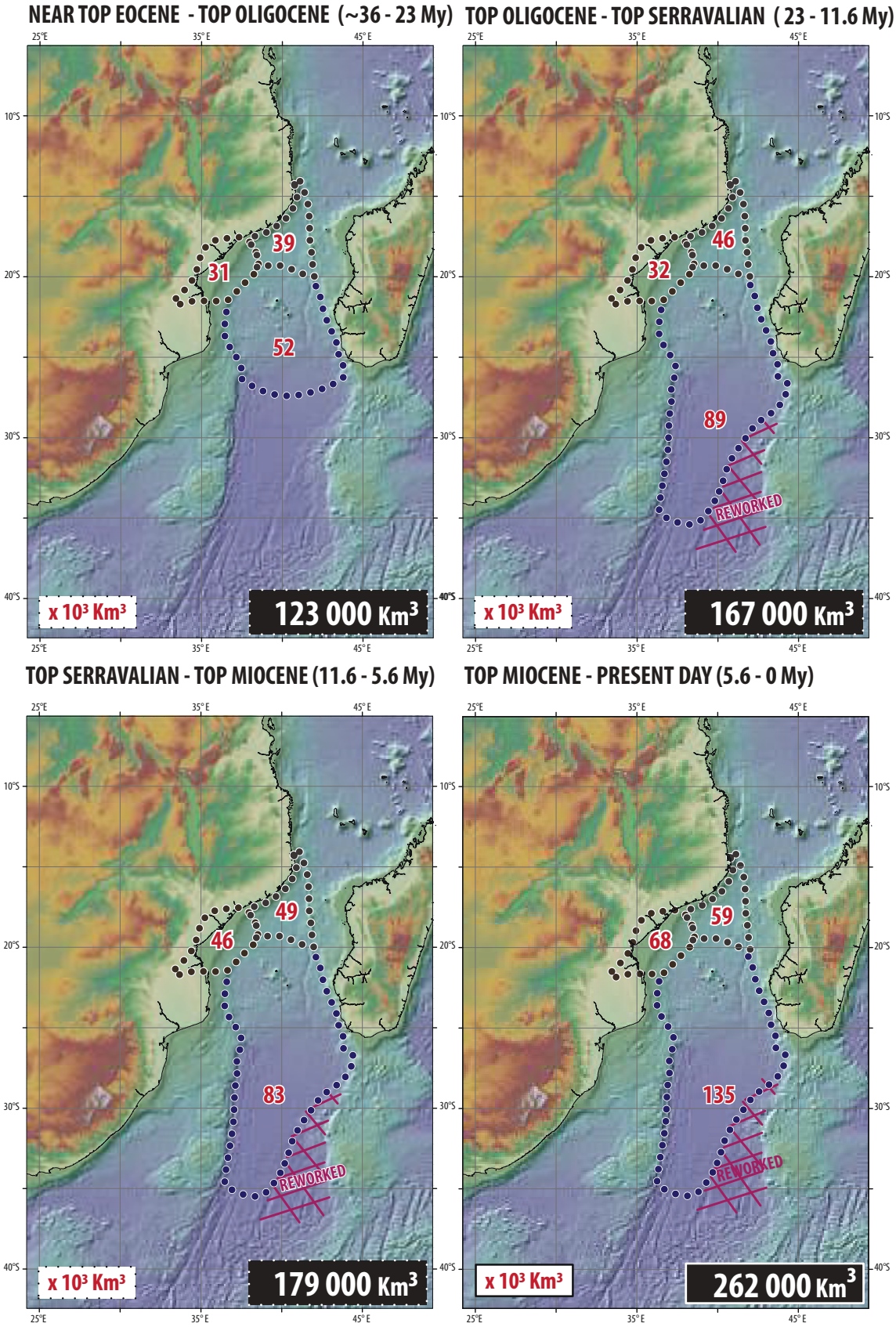


FIGURE 6.7 – Volumes sédimentaires accumulés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" et sur la totalité du système sédimentaire.*[Basin accumulated volume for the "Delta, Angoche, Fan" boxes and for the whole Zambezi sedimentary system.]*


BASEMENT - PRESENT DAY (155 - 0 My)
628
790
1059
REWORKED
x 10³ Km³
2 477 000 Km³
BASEMENT - TOP CRETACEOUS (155 - 66 My)
408
596
667
REWORKED
x 10³ Km³
1 671 000 Km³
TOP CRETACEOUS- PRESENT DAY (66 - 0 My)
219
196
392
REWORKED
x 10³ Km³
807 000 Km³
NEAR TOP EOCENE - PRESENT DAY (36 - 0 My)
195
177
361
REWORKED
x 10³ Km³
733 000 Km³
25°E
35°E
45°E
10°S
20°S
30°S
40°S


BASEMENT - TOP NEOCOMIAN (155 - 129 My)
171
181
276
x 10³ Km³
628 000 Km³
TOP NEOCOMIAN - TOP CENOMANIAN (129 - 94 My)
135
259
125
REWORKED
x 10³ Km³
519 000 Km³
TOP CENOMANIAN - TOP CRETACEOUS (94 - 66 My)
101
155
265
REWORKED
x 10³ Km³
521 000 Km³
TOP CRETACEOUS - NEAR TOP EOCENE (66 - 36 My)
23
18
39
x 10³ Km³
80 000 Km³
25°E
35°E
45°E
10°S
20°S
30°S
40°S


NEAR TOP EOCENE - TOP OLIGOCENE (~36 - 23 My)
39
31
52
x 10³ Km³
123 000 Km³
TOP OLIGOCENE - TOP SERRAVALIAN (23 - 11.6 My)
46
32
89
REWORKED
x 10³ Km³
167 000 Km³
TOP SERRAVALIAN - TOP MIOCENE (11.6 - 5.6 My)
49
46
83
REWORKED
x 10³ Km³
179 000 Km³
TOP MIOCENE - PRESENT DAY (5.6 - 0 My)
59
68
135
REWORKED
x 10³ Km³
262 000 Km³
25°E
35°E
45°E
10°S
20°S
30°S
40°S

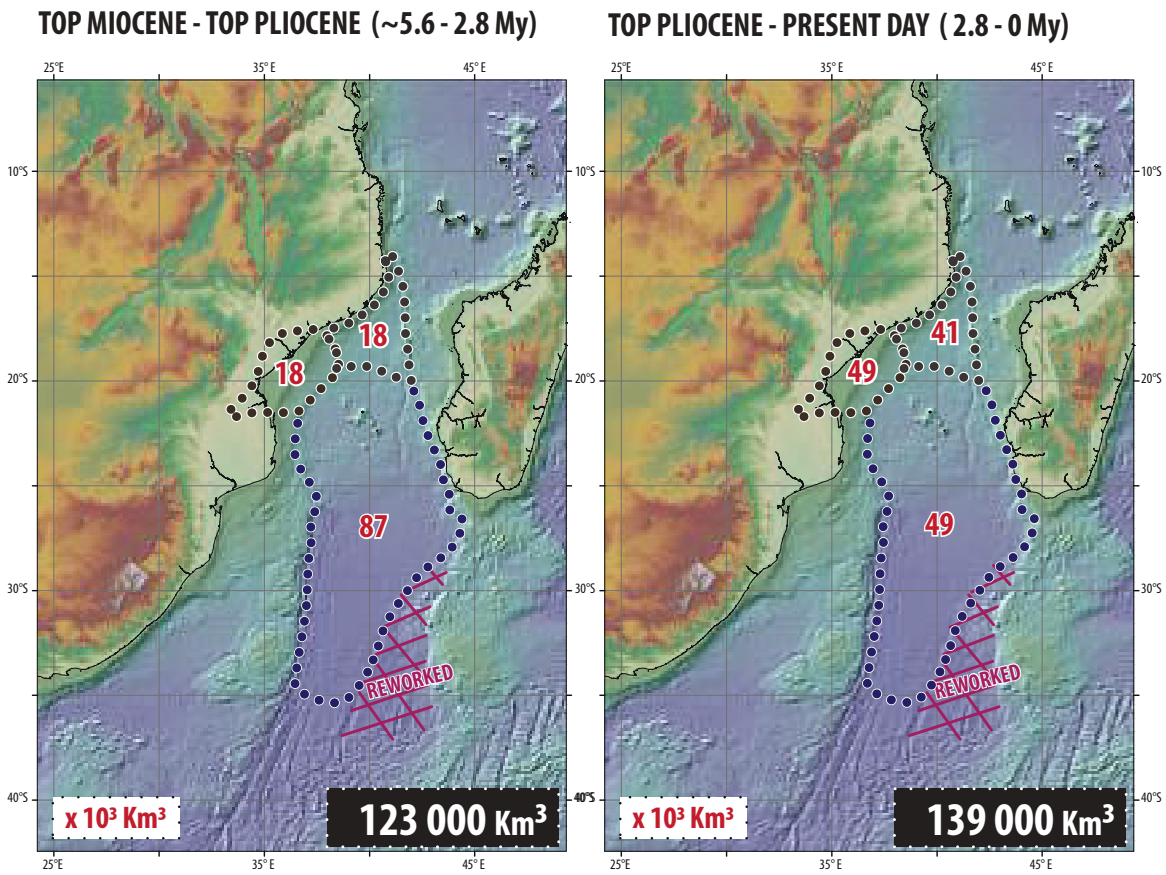


FIGURE 6.8 – Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan-Lamont" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - actuel, Jurassique supérieur - toit du Crétacé, toit du Crétacé - actuel, toit Eocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of uppermost Jurassic - present day, uppermost Jurassic - top Cretaceous, top Cretaceous - present day, top Eocene - present day.]*

FIGURE 6.9 – Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps Jurassique supérieur - toit du Néocomien, toit du Néocomien - toit du Cénomanien, toit du Cénomanien - toit du Crétacé, toit du Crétacé - toit Eocène.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of uppermost Jurassic - top Neocomian, top Neocomian - top Cenomanian, top Cenomanian - top Cretaceous, top Cretaceous - top Eocene.]*

FIGURE 6.10 – Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps toit de l'Eocène - toit de l'Oligocène, toit de l'Oligocène - toit du Serravallien, toit du Serravallien - toit du Miocène, toit du Miocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of top Eocene - top Oligocene, top Oligocene - top Serravalian, top Serravalian - top Miocene, top Miocene - present day.]*

FIGURE 6.11 – Volumes sédimentaires terrigènes préservés dans les boîtes "Delta, Angoche et Fan" pour les intervalles de temps toit du Miocène - toit du Pliocène, toit du Pliocène - actuel.*[Basin accumulated volumes preserved into the "Delta, Angoche, Fan-Lamont" boxes for the times interval of top Miocene - top Pliocene, top Pliocene - present day.]*

6.3.5.2 Vitesse d'accumulation et export sédimentaire vers le cône sous marin d'eau profonde

Les vitesses d'accumulations sont comprises pour la boîte "Delta" entre 17.6 et 0.6 $*10^3$ km^3/Ma, pour la boîte "Angoche" entre 14.8 et 0.8 $*10^3$ km^3/Ma, pour la boîte "Fan" entre 31.1 et 1.1 $*10^3$ km^3/Ma et enfin pour le système du Zambèze entre 49.8 et 2.4 $*10^3$ km^3/Ma.

Les tendances d'évolution des vitesses d'accumulations depuis le Jurassique supérieur dans les différentes boîtes analysées sont similaires, avec des valeurs importantes au cours du Jurassique supérieur - Crétacé et Oligocène - actuel, et des valeurs faibles durant l'intervalle Paléocène - Eocène (Figure 6.12). Depuis l'Oligocène, le taux d'accumulation sédimentaire dans les différentes boîtes croît de manière constante à l'exception de l'intervalle Pliocène de la boîte "fan" durant lequel la valeur de la vitesse d'accumulation de $31.1*10^3$ km^3/Ma est supérieure à celle observée durant le Pléistocène, soit $17.3*10^3$ km^3/Ma.

Plusieurs périodes préférentielles d'exports sédimentaires terrigènes entre le système amont ("Delta et Angoche") et le cône sous-marin du Zambèze délimité par le Haut de Beira et la ride contouritique oligocène ont été identifiées au (i) Crétacé supérieur (94 - 66 Ma), (ii) Miocène inférieur (23 - 11.6 Ma), (iii) Pliocène (5.6 - 2.8 Ma). Au contraire, des périodes de faible export sédimentaire ont été observées au (i) Crétacé inférieur (155 - 94 Ma), (ii) Paléogène (66 - 23 Ma), (iii) Miocène supérieur (11.6 - 5.6 Ma), (iiii) Pléistocène (2.8 - 0 Ma) (Figure 6.13).

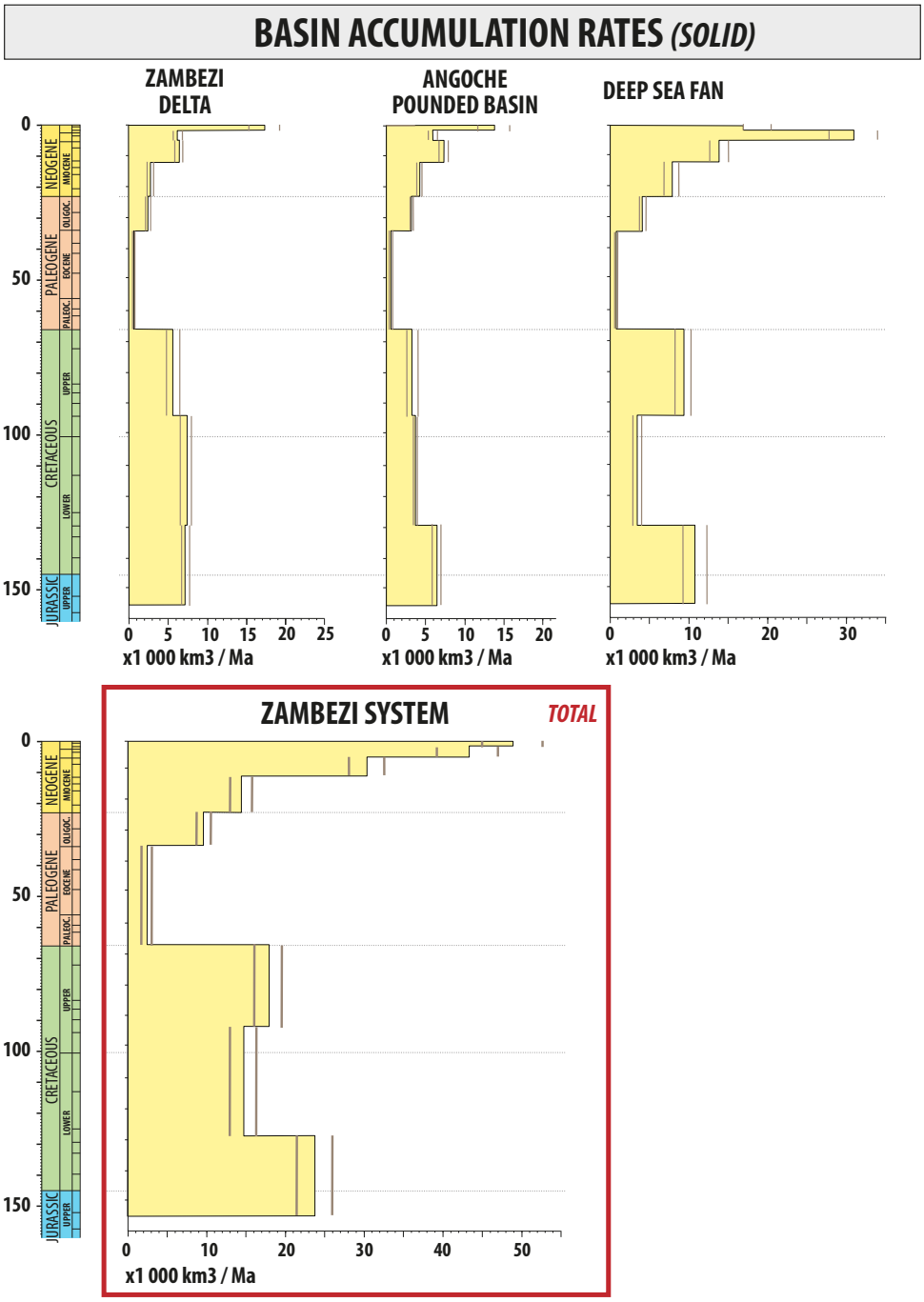


FIGURE 6.12 – Vitesse d'accumulation de sédiments terrigènes calculés pour les boîtes "Delta, Angoche et Fan" et sur la totalité du système sédimentaire.*[Basin accumulation rates for the "Delta, Angoche, Fan" boxes and for the whole Zambezi sedimentary system.]*

Acuumulated solid volumes, rates and associated variance for the Delta box

Time interval	(Myr)	volume (x 10^3 km^3)	σ	rate (x 10^3 km^3/Myr)	σ
Top Pliocene - Present day	2,8 - 0	49,6	9,5	17,7	4,7
Top Miocene - Top Pliocene	5,6 - 2,8	18,4	3,6	6,6	1,2
Top Serravalian - Top Miocene	11,6 - 5,6	46,5	9,6	7,8	1,3
Top Oligocene - Top Serravalian	23 - 11,6	31,6	7,8	2,8	0,7
Top Eocene - Top Oligocene	36 - 23	31,1	6,6	2,4	0,5
Top Cretaceous - Top Eocene	66 - 36	18,8	8,4	0,6	0,2
Top Cenomanian - Top Cretaceous	94 - 66	155	33,2	5,5	1,1
Top Neocomian - Top Cenomanian	129 - 94	259,1	55,9	7,4	1,6
Basement - Top Neocomian	155 - 129	181,7	38,6	7,0	1,4

Acuumulated solid volumes, rates and associated variance for the Angoche box

Time interval	(Myr)	volume (x 10^3 km^3)	σ	rate (x 10^3 km^3/Myr)	σ
Top Pliocene - Present day	2,8 - 0	41,3	7,6	14,8	3,8
Top Miocene - Top Pliocene	5,6 - 2,8	18	3,3	6,4	1,1
Top Serravalian - Top Miocene	11,6 - 5,6	49,8	9,4	8,3	1,3
Top Oligocene - Top Serravalian	23 - 11,6	46,6	8,9	4,1	0,8
Top Eocene - Top Oligocene	36 - 23	39,4	7,6	3,0	0,6
Top Cretaceous - Top Eocene	66 - 36	23,7	5,9	0,8	0,2
Top Cenomanian - Top Cretaceous	94 - 66	100,9	19,6	3,6	0,7
Top Neocomian - Top Cenomanian	129 - 94	135,9	26,5	3,9	0,7
Basement - Top Neocomian	155 - 129	171,1	33,5	6,6	1,2

Acuumulated solid volumes, rates and associated variance for the Fan box

Time interval	(Myr)	volume (x 10^3 km^3)	σ	rate (x 10^3 km^3/Myr)	σ
Top Pliocene - Present day	2,8 - 0	48,5	8,9	17,3	3,4
Top Miocene - Top Pliocene	5,6 - 2,8	87,2	17,5	31,1	6,2
Top Serravalian - Top Miocene	11,6 - 5,6	83,5	16,6	13,9	2,7
Top Oligocene - Top Serravalian	23 - 11,6	89	20,5	7,8	1,5
Top Eocene - Top Oligocene	36 - 23	52,4	14,7	4,0	0,8
Top Cretaceous - Top Eocene	66 - 36	31,8	6,5	1,1	0,2
Top Cenomanian - Top Cretaceous	94 - 66	265	50	9,5	1,8
Top Neocomian - Top Cenomanian	129 - 94	125,5	24,1	3,6	0,7
Basement - Top Neocomian	155 - 129	276,7	52,7	10,6	2,1

Acuumulated solid volumes, rates and associated variance for the Lamont box

Time interval	(Myr)	volume (x 10^3 km^3)
Top Cretaceous - Present day	66 - 0	5,1077

Acuumulated solid volumes, rates and associated variance for the Zambezi system

Time interval	(Myr)	volume (x 10^3 km^3)	σ	rate (x 10^3 km^3/Myr)	σ
Top Pliocene - Present day	2,8 - 0	139,5	26,1	49,8	9,1
Top Miocene - Top Pliocene	5,6 - 2,8	123,4	24,6	44	8,3
Top Serravalian - Top Miocene	11,6 - 5,6	179,9	35,6	29,9	5,4
Top Oligocene - Top Serravalian	23 - 11,6	167,3	37,3	14,6	2,7
Top Eocene - Top Oligocene	36 - 23	123	29	9,4	1,7
Top Cretaceous - Top Eocene	66 - 36	74,4	20,93	2,4	0,4
Top Cenomanian - Top Cretaceous	94 - 66	521	103	18,6	3,5
Top Neocomian - Top Cenomanian	129 - 94	520,7	102,6	14,8	2,8
Basement - Top Neocomian	155 - 129	630	124,9	24,2	4,7

TABLE 6.3 – Volumes et vitesse (flux) de sédiments terrigènes du système du Zambèze.*[Volumes and accumulation rates of the Zambezi system.]*

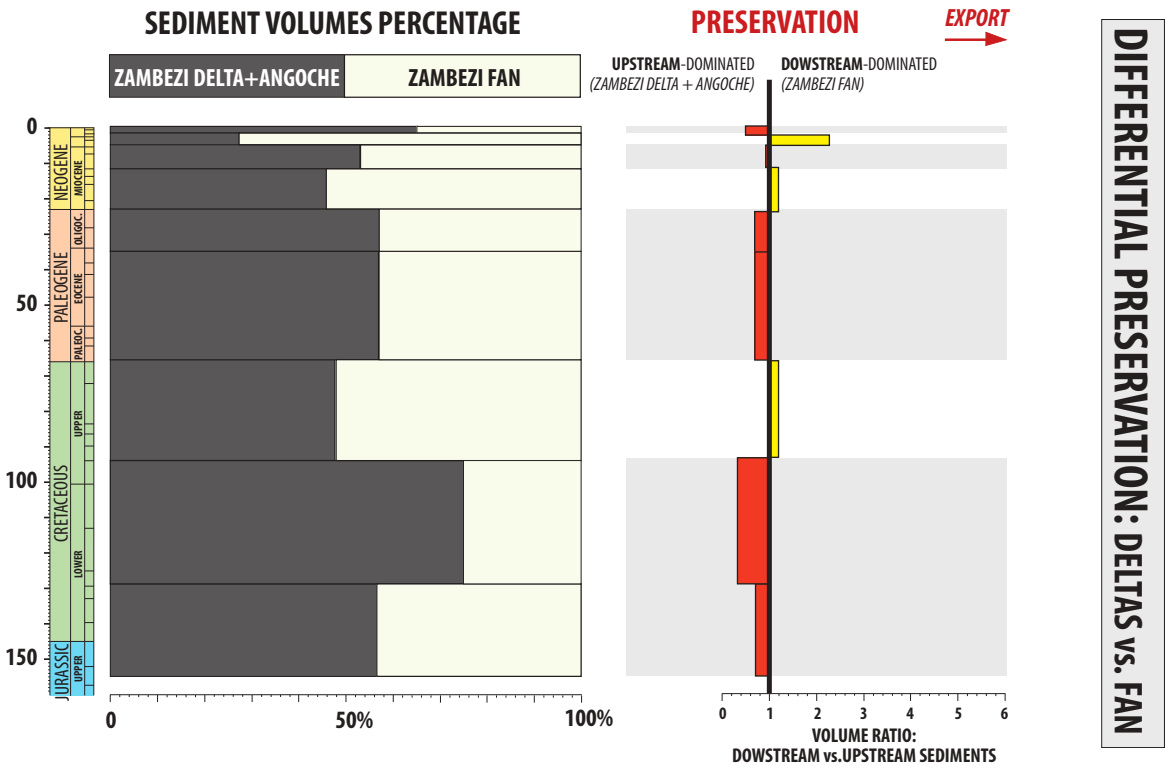


FIGURE 6.13 – Variations de l'export sédimentaire du système sédimentaire du Zambèze depuis le Jurassique supérieur. Le ratio du volume sédimenté a été obtenu par la formule : (volume "delta" + volume "Angoche"/ volume "fan". *Zambezi system sedimentary variation export since the uppermost Jurassic. The volume ratio deposited was obtained by the formula : (volume "delta" + volume "Angoche"/ volume "fan".]*

6.3.6 Contrôles de la déformation et du climat sur le taux d'accumulation sédimentaire

Depuis le Jurassique supérieur une série de déformations a affecté le système sédimentaire Zambèze. Celles-ci ont été traduites par des modifications : (i) des aires de drainage, (ii) des sources sédimentaires, (iii) de localisation des dépôt-centres (confinement par des hauts topographiques) *(cf. chapitres 4 et 5)*.

L'analyse comparée du taux d'accumulation du système Zambèze avec un calendrier simplifié des déformations de l'Afrique australe montre une synchronicité entre les épisodes de déformation et l'évolution des vitesses d'accumulation sédimentaire. En effet, les périodes de fortes accumulations sédimentaires correspondent toutes à des phases de déformation alors que les périodes de faibles accumulations correspondent à des intervalles de temps sans déformation notable (Figure 6.14).

Ainsi les périodes de fortes accumulations observées au Crétacé inférieur (155 - 129 Ma), au Crétacé supérieur (94 - 66 Ma), et au cours de l'Oligo - Néogène (36 - 0 Ma) sont respectivement synchrones : (i) de la dislocation du Gondwana, (ii) du premier épisode de croissance du plateau sud-africain et (iii) du second épisode de surrection du plateau sud-africain contemporain du développement du Rift est-africain (Figure 6.14).

Ces grandes phases de déformations sont pour certaines associées à des réorganisations majeures du système de drainage *(cf. chapitres 2, 4, 5)* avec :

[1] A la transition Crétacé - Paléogène une réduction des dimensions du bassin versant du Bushveld lié à la surrection du plateau sud-africain et la mise en place de la flexure OKZ ;

[2] La capture du segment du "Middle Zambezi" à la transition Eocene - Oligocène conduisant à une augmentation significative des dimensions du bassin versant Zambèze ;

[3] La capture du segment de l"Upper Zambezi" au cours du Pleistocène, doublant ainsi l'aire de drainage du bassin versant Zambèze.

Les évolutions successives de la topographie sous le double effet du second épisode de surrection du Plateau sud-africain et de la croissance du Rift est-africain pourraient donc expliquer l'augmentation croissante du flux depuis l'Oligocène, période charnière correspondant à la mise en place du système deltaïque actuel et à l'accroissement progressif des dimensions du bassin versant actuel.

Sur cet effet global, les paléoprécipitations inhibent ou accélèrent la tendance contrôlée par la déformation. L'évolution du taux d'accumulation sédimentaire entre le Crétacé inférieur basal (155 - 129 Ma) et sommital (129 - 94 Ma) peut aussi être le résultat de l'évolution des précipitations depuis une période humide vers une période aride. Cependant l'évolution du taux d'accumulation entre le Crétacé inférieur et supérieur ne peut être d'origine climatique puisque ces deux périodes sont définies par un climat semi-aride (Figure 6.14).

Pour la période Paléocène - Eocène, le climat est un paramètre de contrôle majeur puisqu'en l'absence de déformation à terre et d'apports silicoclastiques celui-ci permet le développement progressif d'une plateforme carbonatée au cours de deux épisodes transgressifs : à la transition Paléocène - Eocène, et au cours de l'Ypresien *(cf. chapitre 3)*. Le changement d'un régime clastique vers un régime carbonaté conduit à une réduction des volumes et des flux sédimentaires sur l'ensemble de la marge (Figure 6.14).

L'impact de l'évolution climatique sur le taux d'accumulation sédimentaire au cours de l'intervalle Oligo - Néogène est très difficile à discuter lié aux brusques variations spatiales du climat générées par les nombreux reliefs induits par la croissance du Rift est-africain. En effet ceux-ci affectent le transport d'humidité et donc la répartition spatiale et la quantité de précipitations (voir chapitre 3). Cependant malgré ce contexte climatique instable (variation spatiale de zones humides et arides), le taux d'accumulation sédimentaire croît depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel traduisant ainsi un facteur de contrôle majeur non climatique. Il s'agit ici probablement d'un contrôle tectonique.

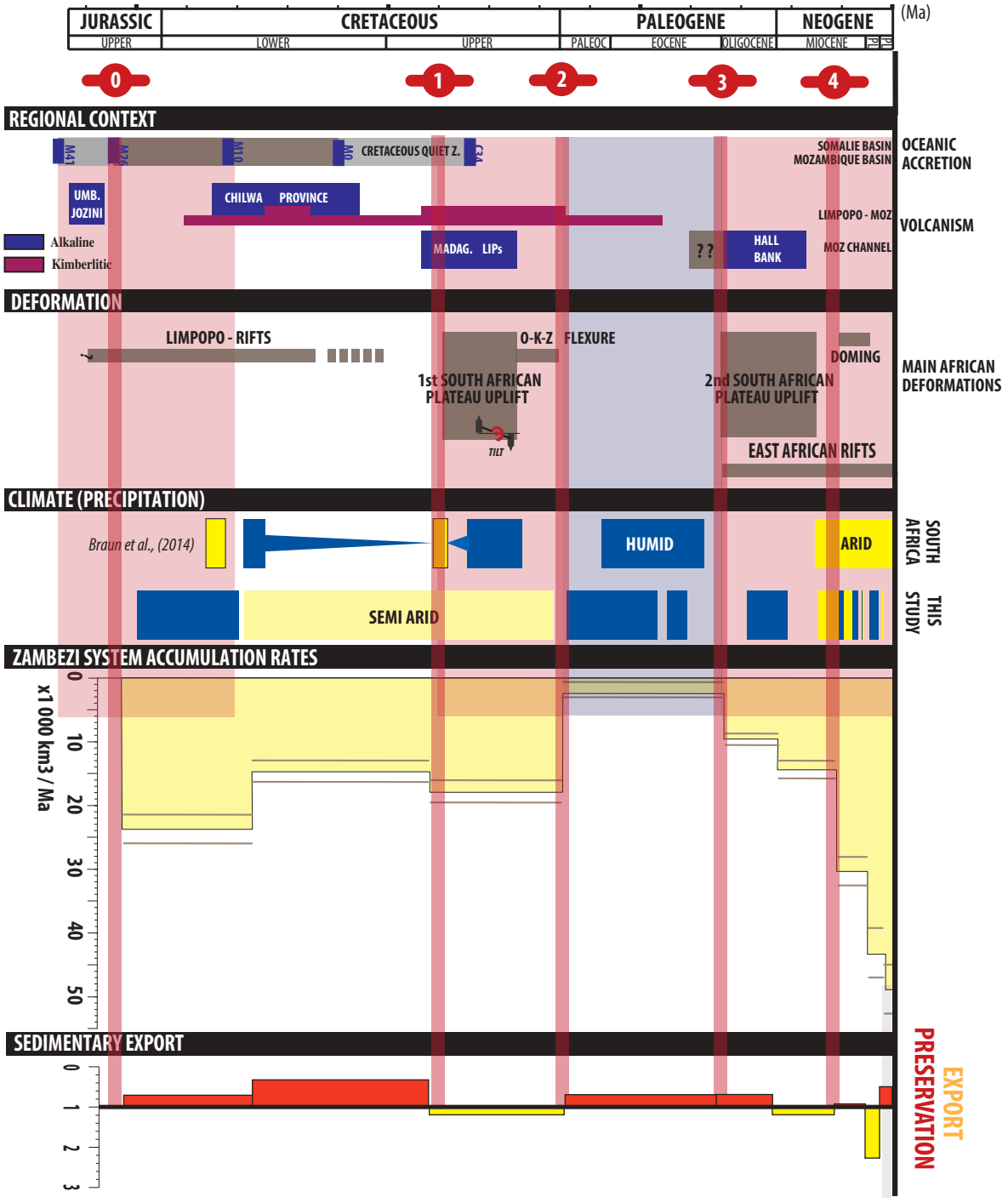


FIGURE 6.14 – Charte synthétique représentant la corrélation entre les épisodes de déformation en Afrique australe, l'évolution climatique en Afrique de l'est et l'évolution des flux et de l'export sédimentaire du système Zambèze.*[Synthetic chart showing the correlation between the Austral African deformations, East African climatic evolution and the Zambezi sedimentary flux and export evolution.]*

6.3.7 Origine possible des variations d'exports sédimentaires

Depuis le Jurassique supérieur plusieurs hauts topographiques induits par des déformations courtes à grandes longueurs d'onde ou bien liés à la remobilisation sédimentaire par les courants océaniques (rides contouritiques) ont partiellement limité l'export sédimentaire du domaine proximal au domaine distal *(cf. chapitre 5)*. Une analyse par période stratigraphique est détaillée ci-dessous.

Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est caractérisé par un stockage des sédiments dans le domaine proximal (Figure 6.13). Cette faible capacité de transport pourrait être liée (i) au faible différentiel de topographie entre la partie proximale et distale du système (notamment au Néocomien avec une pente peu importante de type rampe) et des chenaux très peu incisifs, (ii) au confinement des dépôts turbiditiques dans la partie proximale par le Haut de Beira au cours du Crétacé inférieur sommital (129 - 94 Ma).

Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est défini par un export sédimentaire réduit (Figure 6.13). Comme au Crétacé inférieur, la majorité des apports sédimentaires issus des bassins versants du Bushveld et du Zambèze sont confinés dans la partie amont du système par le Haut de Beira. Le système sédimentaire distal semble principalement alimenté par les apports issus du bassin versant d'Angoche. L'augmentation de l'export sédimentaire pourrait être induit par une accentuation de la pente de la marge nord Mozambique liée à une surrection. Plusieurs épisodes de dénudations probablement liés à cette déformation grande longueur d'onde sont enregistrés durant le Crétacé supérieur au nord Mozambique, Tanzanie et Kenya (Daszinnies, 2006).

Le Paléocène - Eocène

Les dépôts sédimentaires des intervalles stratigraphiques paléocène et éocène sont principalement stockés dans le domaine proximal et possèdent une lithologie carbonatée. Le faible export sédimentaire peut être expliqué par : (i) la géométrie des dépôts paléocènes correspondant à un prisme de bas niveau marin ; (ii) la mise en place d'une plateforme carbonatée au cours de deux intervalles transgressifs à la limite Paléocène - Eocène et durant l'Yprésien stockant ainsi la majorité du matériel produit en amont.

L'Oligocène

L' Oligocène est défini par la mise en place du delta actuel du Zambèze et par un très faible export sédimentaire, la majorité des sédiments étant stockés en amont. Ceci peut être expliqué en partie par la construction en amont d'une ride contouritique confinant progressivement la majeure partie des dépôts dans la partie proximale du système malgré le développement d'un chenal turbiditique (Serpa Pinto) alimentant le système distal *(cf. chapitre 5)*.

Le Miocène inférieur - Miocène moyen

Le Miocène inférieur - moyen est caractérisé par un export sédimentaire faible. Une partie des dépôts turbiditiques sont confinés durant le Miocène inférieur dans le domaine proximal par la ride contouritique oligocène *(cf. chapitre 5)*. Au cours du Miocène moyen, la topographie liée à la ride contouritique est comblée et les sédiments sont de nouveau exportés vers le système distal *(cf. chapitre 5)*.

L'augmentation de l'export sédimentaire enregistrée au cours de ces intervalles pourrait être en partie induite par : (i) l'absence de topographie inhibant le transport sédimentaire vers le système distal, (ii) le développement de nouveaux systèmes chenalisants dans le bassin d'Angoche et du Zambèze *(cf. chapitre 5)*, (iii) la mise en place d'apports malgaches au cours du Miocène moyen alimentant directement le système turbiditique distal, (iiii) le basculement du bassin du Zambèze à la fin de l'Oligocène induisant une accentuation de la pente régionale.

Le Miocène supérieur

Le Miocène supérieur est caractérisé par le stockage de sédiments turbiditiques dans le domaine proximal du système. Cette diminution importante de l'export sédimentaire en comparaison avec le Miocène inférieur pourrait principalement être induite par l'initiation d'une surrection au Miocène moyen - supérieur confinant la majeure partie des sédiments turbiditiques dans la partie amont du système Zambèze. Cette topographie est notamment traduite sur les cartes isopaques par une épaisseur sédimentaire très faible *(cf. chapitre 5)* et à l'actuel par une morphologie inhabituelle du fond d'eau et du chenal du Zambèze *(cf. chapitre 2)*.

Le Pliocène

Le Pliocène est défini par un très fort export turbiditique. La surrection du Miocène supérieur est scellée par les dépôts du Pliocène dont certains restent confinés en amont. Cet augmentation d'export pourrait en partie être liée au paroxysme d'activité du Rift est-africain contemporain de la mise en place de plusieurs évènements volcaniques au Turkana, Kenya et Malawi (Simon et al., 2017). Cependant ce fort export turbiditique pourrait aussi être induit par : (i) une augmentation des apports sédimentaires malgaches (présence d'un important dépôt-centre à l'ouest de la ride de Davie au Plio-Pléistocène), (ii) par une modification du profil du chenal du Zambèze étant alors en déséquilibre, avec des sédiments en "bypass" et/ou un profil en érosion dans la zone géographique surélevée par la surrection du Miocène supérieur.

Le Pléistocène

La période du Pléistocène est définie par un très faible export turbiditique en comparaison avec le Pliocène. Pourtant dans le domaine distal aucune déformation ou topographie nouvellement induite aurait pu engendrer une telle variation. Cependant les études réalisées par Jorissen (2015) sur des carottages Kulenberg dans le canal du Mozambique et par Ortiz (2016) sur des lignes de sismique réflexion permettent de proposer une explication. En effet, l'étude stratigraphique du delta du Zambèze pour la période du Pléistocène réalisée par (Ortiz, 2016) montre un arrêt du fonctionnement du chenal du Zambèze et donc une absence de transfert turbiditique en direction du domaine distal

de (∼340 ka) entre 780ka et 440ka. Celui-ci serait en effet obstrué par un écoulement de débris de classe mondiale de 2829 km^3.

L'étude de Jorissen (2015) réalisée sur l'analyse de carottes sédimentaires localisées sur les levées du chenal du Zambèze dans la partie distale du canal du Mozambique et datées entre 440 000 Ka et 4500 Ka indiquent une faible occurrence de dépôts turbiditiques avec une fréquence de 1/20 000 Ka. Le taux de sédimentation calculé à partir de ces données est estimé à environ 2.7 cm/ka, soit un taux de sédimentation très faible. En comparaison, les taux de sédimentation du système turbiditique du Congo atteignent 79 cm/ka à 720 km de distance du delta (Savoye et al., 2009). Les valeurs réduites du taux de sédimentation sembleraient donc indiquer un abandon progressif du chenal du Zambèze actuel.

6.4 BILAN SOURCE TO SINK

6.4.1 Le bilan érosion - sédimentation du système Zambèze depuis 72 Ma

Le bilan de matière érosion - sédimentation entre ∼72 Ma et l'actuel est établi comme suit : un volume érodé de 307 000 km^3 et un volume sédimenté de 807 000 km^3 ±174 000 km^3. Le volume sédimenté correspond donc à 2.6 fois le volume érodé. Ces données sont du même ordre de grandeur et semblent donc cohérentes.

Les incertitudes liées à cette différence de valeurs (discutées ci-après) sont de deux ordres, (i) les incertitudes à terre liées à l'évolution du bassin versant Zambèze au cours du Cénozoïque (Figure 6.15), (ii) à mer liées à la remobilisation des sédiments par les courants océaniques profonds et au nombre de sources alimentant le système Zambèze (Figure 6.15), (iii) au manque de contraintes géologiques dans la partie distale du système permettant de contraindre le calculateur de volumes : VolumeEstimatorSurface.

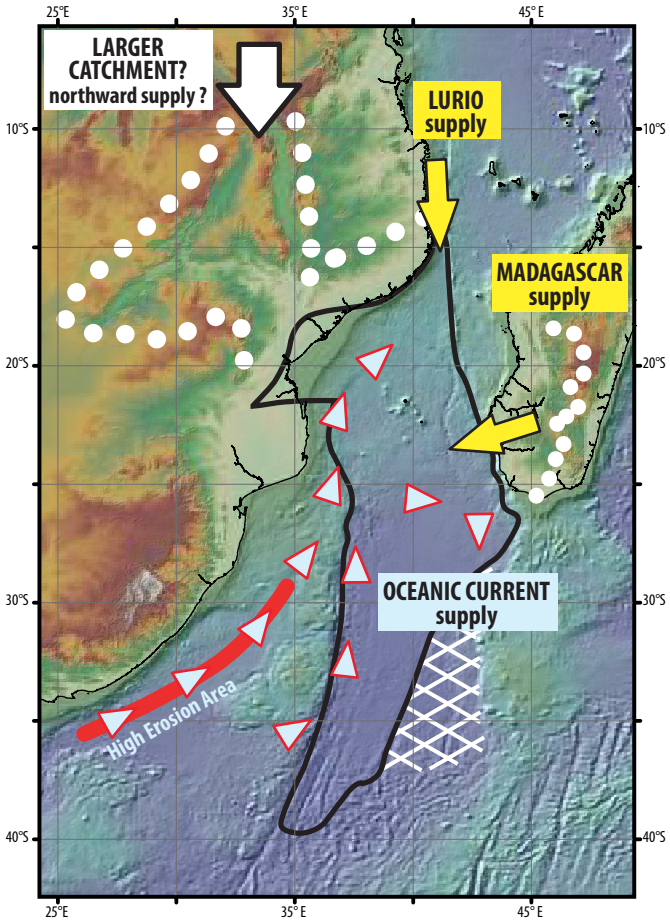


FIGURE 6.15 – Paramètres mal contraints pouvant influencer le bilan source - sink du système Zambèze .*Unconstrained parameters affecting the source to sink budget.]*

6.4.2 Les incertitudes à terre

La source principale des incertitudes à terre concerne le nombre et l'évolution des dimensions des bassins versants. En effet depuis le façonnement de la surface S3 (83 - 72 Ma) les dimensions du bassin versant Zambèze ont évolué au cours de plusieurs épisodes. Ainsi ne pouvant calculer qu'un unique intervalle (S3 - 0 Ma) il a été impossible de modifier les dimensions du bassin versant Zambèze selon son évolution. La délimitation probable du bassin versant Oligocène a donc été choisie. Or celle-ci a évolué au cours du Pliocène et du Pléistocène (Figure 6.15). La limite choisie comme délimitation du bassin versant est donc de toute évidence trop réduite conduisant à une sous-estimation des volumes érodés.

La seconde source d'incertitudes est liée à la méthode de calcul de la dénudation consistant à soustraire l'altitude de la surface d'aplanissement S3 avec l'altitude actuelle. En effet les surfaces d'aplanissement continuent d'évoluer après leur abandon par érosion chimique et/ou mécanique, ainsi l'altitude actuelle des paléosurfaces est une altitude minimale. Estimer la hauteur initiale des roches érodées de la surface est impossible et constitue une des incertitudes le plus importantes de

cette étude impossible à quantifier.

6.4.3 Les incertitudes à mer

6.4.3.1 Les incertitudes d'extrapolation

Une incertitude majeure concerne la méthode de calcul du volume sédimentaire préservé. En effet, en raison du (1) manque de données sismiques dans la partie distale du système (boîte "Fan"), ou (2) de la présence de masques acoustiques (Province Ignée de Madagascar) l'iterprétation sismique sur l'ensemble du domaine étudié n'a pas été réalisable, et donc certaines données (réflecteurs sismiques) ont dû être extrapolées. C'est le cas pour les réflecteurs sismiques : toit Néocomien, toit Cénomanien et toit Pliocène. Dans ce cas, le logiciel VolumeEstimatorSurface extrapole les données jusqu'aux limites de "boîtes" fixées ("Delta, Angoche et Fan"). En l'absence de données permettant de définir leur extension géographique, les limites ont été figées en utilisant : (i) l'âge de la croûte océanique, c'est le cas pour le Néocomien et Cénomanien, (ii) les données de forages distaux (DSDP 250), comme utilisé pour le réflecteur toit Pliocène. Cependant, dans le cas du Néocomien et du Cénomanien, rien n'indique que l'onlap distal ne soit plusieurs centaines de kilomètres avant la limite correspondant à l'âge de la croûte océanique du Néocomien ou du Cénomanien comme c'est le cas pour les intervalles Eocène et Oligocène où l'onlap distal se situe à des latitudes de 25°S (Eocène) et 28°S (Oligocène) *(cf. chapitre 5)*.

L'erreur induite par cette méthode d'extrapolation peut être quantifiée en calculant le volume sédimenté entre deux isobathes (intervalle de temps) bien contraintes (i.e couvrant la totalité de la boîte d'entrée), et en le comparant avec le volume de ce même intervalle subdivisé en plusieurs sous intervalles dont les isobathes manquent de contraintes (i.e : volume de l'intervalle socle - toit du Crétacé, versus, somme des volumes des intervalles socle-toit du Néocomien, toit du Néocomien-toit du Cénomanien, et toit du Cénomanien - toit du Crétacé ; Tableau 6.4). Cette méthode a été réalisée à partir de la loi layer cake. Pour l'intervalle Pliocène à actuel l'erreur est minime (1.2 %) alors que pour l'intervalle socle - Crétacé l'erreur est conséquente avec 26 %.

Extrapolation errors values estimation (%)

Intervalles	Volumes (x 10^3 km^3 - unique time interval)	Volumes (x 10^3 km^3 - total time intervals)	erreur (%)
Basement - Cretaceous	880,4	1112,7	26,39
Top Miocene - Present day	206,8	209,3	1,21

TABLE 6.4 – Erreurs liées à l'extrapolation des données pour les intervalles stratigraphiques mal contraints dans le domaine distal.*[Errors linked to the data extrapolation for the unconstrained stratigraphic stages.]*

6.4.3.2 Les sources sédimentaires

Au cours du Cénozoïque, le système sédimentaire du Zambèze a été alimenté par plusieurs sources sédimentaires *(cf. chapitre 5)*. Il s'agit principalement d'apports issus de l'érosion de Madagascar depuis le Miocène moyen, du bassin versant Zambèze, mais aussi du bassin versant d'Angoche comme observé au cours de cette étude. Cependant Roquette (2016) à partir d'une étude sismique rigoureuse observe la présence d'apports sédimentaires provenant du fleuve Lurio situé au nord d'Angoche alimentant aussi le système Zambèze (Figure 6.15).

Le calcul de volume de roches dénudées réalisé uniquement sur les bassins versants du Zambèze et d'Angoche conduit à une sous estimation du volume total érodé et déposé dans le système Zambèze. Il faudrait donc poursuivre l'étude géomorphologique plus au nord jusqu'à la Rovuma ainsi qu'à Madagascar afin de réaliser des calculs de dénudations. Cependant afin de différencier le volume de sédiments transportés dans le système Zambèze ou bien déposés in-situ une étude source - sink devra être réalisée pour ces deux systèmes.

Comme nous l'avons vu précédemment, plusieurs bassins versants (Lurio voir Rovuma, SE Madagascar) peuvent avoir contribué à alimenter le système du Zambèze. Ces bassins versants débouchent sur des marges transformantes à oblique qui présentent la particularité de pouvoir préserver une partie de leur charge sédimentaire en amont du bourrelet marginal associé à la zone transformante en aval. Dans le cas du Lurio, c'est la zone amont qui alimente le système du Zambèze, dans le cas de Madagascar, c'est sa partie avale qui contribuerait au système Zambèze. Des études complémentaires sont donc nécessaires pour déterminer sur chaque sous sytème sa contribution.

6.4.3.3 Les courants océaniques profonds

Une des grandes incertitudes dans les budgets de sédiments à mer, non quantifiables à ce jour, concerne les transferts de matières par les courants océaniques. En effet les particules sédimentaires peuvent être remaniées et transportées durant plusieurs mois à des vitesses comprises entre x 1cm/s et x 100cm/s (Zhenzhong and Gao, 1998) affectant ainsi le budget sédimenté final.

Une cartographie de premier ordre des principaux dépôts contouritiques *(cf. chapitre 5)* a permis de réaliser une estimation des volumes remaniés par intervalle stratigraphique dans le canal du Mozambique (Figure 6.5). La fraction des dépôts contouritiques sur le volume total des sédiments déposés varie entre 3.4 % pour l'intervalle Cénomanien - Crétacé et ∼27 % pour l'intervalle Paléocène - Eocène. Le volume sédimentaire remanié correspond pour les intervalles Crétacé - Eocène et Oligocène - Miocène à près d'un quart du volume sédimentaire préservé (Tableau 6.5). Sur l'ensemble du Crétacé le volume sédimentaire remanié est estimé à ∼114 000 km^3, soit 8.6 % du volume préservé (Tableau 6.5).

Différentes études (Martin et al., 1982; Niemi et al., 2000; Schlüter and Uenzelmann-Neben, 2007; Uenzelmann-Neben et al., 2011) de cartographie des contourites réalisée dans le périmètre de cette

étude indiquent des zones préférentielles d'érosion localisées dans la vallée du Natal, et le long de la ride du Mozambique et du Haut de Beira. Celles-ci sont liées à une circulation océanique profonde (NADW et AABW) orientée N-S *(cf. chapitre 5)*. Une partie de ces sédiments érodés sont donc transportés par les courants profonds et vraisemblablement déposés dans le système du Zambèze (Figure 6.15). Cependant les dépôts turbiditiques proximaux ainsi que les dépôts deltaïques du Zambèze sont aussi remaniés - érodés par ces courants de fond et probablement déposés plus loin dans le système ou transportés hors du système Zambèze *(cf. chapitre 3 et 5)*. Il est donc difficile de déterminer la part de remaniement de sédiments externes ou internes au système sédimentaire du Zambèze.

L'erreur possible du volume sédimenté préservé dans le système Zambèze correspond donc à l'addition des erreurs calculées par le logiciel VolumeEstimatorSurface *(cf. chapitre 6. les incertitudes)* soit 173 000 km^3 et le volume sédimentaire remanié soit ∼114 000 km^3, pour un total de 287 000 km^3.

Accumulated solid volumes for contouritic deposits

Time interval	(Myr)	Contourites volume (x 10³ km³)	Zambezi system volume (x 10³ km³)	Fraction of contouritic deposits (%)
Top Oligocene - Present day	23 - 0	46,4	610,1	7,6
Top Eocene - Top Oligocene	36 - 23	29,7	123	24,1
Top Cretaceous - Top Eocene	66 - 36	20	74,4	26,9
Top Cenomanian - Top Cretaceous	94 - 66	17,6	521	3,4
Top Cretaceous - Present day	66 - 0	96,1	807,5	11,9
Top Cenomanian - Present day	94 - 0	113,7	1328,5	8,6

TABLE 6.5 – Volumes sédimentaires remaniés du sytème Zambèze.*[Reworked sedimentary volumes of the Zambezi system.]*

6.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de calculer les volumes sédimentés à mer et de réaliser un bilan érosion - sédimentation du système Zambèze depuis ~72 Ma. Les volumes érodés ont été calculés à partir de la soustraction de la topographie de la paléo - surface S3 et de la topographie actuelle. Les volumes sédimentés ont été calculés à partir des cartes isopaques issues des lois de vitesse "Layer Cake" pour le domaine proximal et "polynomiale" pour le domaine distal. Les bilans de matières sont cohérents et du même ordre de grandeur aux incertitudes près, soit 307 000 km^3 de roches érodées et 807 000 $\pm$ 287 000 km^3 de sédiments terrigènes déposés.

Les causes possibles de cette différence entre volumes érodés - volumes sédimentés sont multiples :

[1] L'évolution du bassin versant du Zambèze avec plusieurs changements majeurs notamment au cours de l'Oligocène et du Plio-Pléistocène.

[2] L'apport de sédiments de sources lointaines non comptabilisé dans les volumes érodés (Madagascar et du fleuve Lurio).

[3] L'érosion et le transport de sédiments par les courants océaniques profonds.

Sur l'ensemble de la période étudiée du domaine en sédimentation, soit du Jurassique supérieur à l'actuel le système Zambèze montre :

[1] Un contrôle de la déformation sur les flux sédimentaires avec un taux d'accumulation important lors des périodes tectoniques actives, soit au Crétacé inférieur basal, Crétacé supérieur et durant l'Oligo - Néogène. Au contraire les périodes de faible sédimentation sont définies par l'absence de déformation (e.g Paléocène - Eocène) ;

[2] Un contrôle du climat permettant le développement de la plateforme carbonatée éocène, qui de ce fait réduit le taux d'accumulation dans l'ensemble du système ;

[3] Trois périodes préférentielles d'export turbiditique au cours du Crétacé supérieur, du Miocène inférieur et du Pliocène ;

[4] Un abandon progressif ou ponctuel du chenal du Zambèze au cours du Pléistocène.

Chapitre 7

SYNTHESE

7.1 INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser la paléogéographie terre-mer, couplant la géomorphologie et la stratigraphie des marges, pour accéder à une esquisse de la paléotopographie dans un cadre climatique contraint, depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel. Cette série de cartes doit permettre de caractériser la déformation de la lithosphère et ses différentes longueurs d'ondes. Cette synthèse sera réalisée à partir de cartes paléogéographiques illustrant :

[1] les formes du relief à terre (ici, les plateaux et les escarpements correspondant aux amonts des pédiplaines/pédiments) et la configuration au premier ordre des bassins versants ;

[2] la localisation des principaux dépôt-centres, des grands appareils deltaïques avec une cartographie (i) de la rupture de pente continentale, (ii) des grands dépôts turbiditiques et contouritiques, (iii) des zones déformées (surrection) ;

[3] la localisation des provinces magmatiques.

La reconstitution des paléo-drainages est basée sur : (i) l'analyse des formes du relief réalisée au cours de cette étude *(cf. chapitre 4)* combinée à celle menée par Baby (2017) en Afrique australe et Guillocheau et al. (2017), (ii) une compilation bibliographique des travaux portant sur l'évolution des bassins versants et du relief d' Afrique australe (e.g - Mozambique et Zimbabwe - Moore and Larkin (2001); Moore et al. (2007) - *cf. chapitre 2*). L'apparence des cartes est semblable à celles de synthèses réalisées par Baby (2017) en Afrique australe et Guillocheau et al. (2017).

Sept intervalles de temps ont été cartographiés. Ceux-ci illustrent l'évolution du système Zambèze depuis le Jurassique supérieur.

[1] La dislocation du Gondwana au Jurassique terminal (155 - 129 Ma).

[2] Le développement du système deltaïque crétacé (129 - 94 Ma).

[3] La première surrection du Plateau sud-africain au Crétacé supérieur associée à une modification brutale des aires de drainage à terre (83 - 66 Ma).

[4] La période de non déformation du Paléogène (66 - 36 Ma).

[5] Le deuxième épisode de surrection du Plateau sud-africain à la fin de l'Oligocène, et la mise en place du système deltaïque actuel du Zambèze (36 - 26 Ma).

[6] La dichotomie des dépôts sédimentaires entre le nord et le sud du Mozambique, la surrection de la partie centrale du canal du Mozambique, et la mise en place du rift du Malawi (26 - 5.6 Ma).

[7] L'expansion du bassin versant Zambèze au cours du Plio-Pléistocène lié à la propagation du du Rift est-africain en direction du sud (Mozambique) et du sud-ouest (Botswana) (5.6 - 0 Ma).

7.2 Le CRETACE INFERIEUR : Jurassique terminal - Néocomien (155 - 129 Ma)

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Façonnement de la surface S1 (postérieure à 176 Ma, actuellement disséquée et très localisée) - reliefs supposés de faibles amplitudes.

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Le système de drainage du Crétacé inférieur est peu contraint, que ce soit au Zimbabwe ou au Mozambique.

[2] Quatre sources d'apports sédimentaires majeures alimentent le canal du Mozambique, il s'agit : du Bushveld, du Zambèze, d'Angoche et de Madagascar.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Système deltaïque, à pente faible, période progradante - aggradante.

[2] Système turbiditique peu développé, incisions des chenaux turbiditiques réduites. Préservation des dépôts dans le domaine proximal du système.

Absence de contraintes sismiques dans la partie distale du système, limite de dépôt supposée à partir des anomalies magnétiques (M0r : 125 Ma).

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - CLIMAT

Volume préservé : 630 000 km^3.
Taux d'accumulation : 24 200 km^3/Ma.
Climat mal contraint.

C - LA DEFORMATION

[1] Dislocation du Gondwana avec une première croûte océanique datée entre 166 Ma (M41) et 151 Ma (M22) selon les auteurs : 155.3 Ma (M26) (Jokat et al., 2003; Konig and Jokat, 2010) ; 166Ma (M41) (Leinweber and Jokat, 2012; Leinweber et al., 2013) ; 151 Ma (M22) (Segoufin and Patriat, 1981).

[2] Mise en place de grabens et hémigrabens localisés sur la marge du Mozambique : rifts du Limpopo et du Zambèze.

[3] Coulissement de Madagascar en direction du sud le long de la faille transformante correspondant à la ride de Davie jusqu'à l'Aptien (chron M0).

[4] Reprise en inversion des dépôts néocomiens (140-130 Ma) le long de la bordure ouest de la ride de Davie lié au coulissement de Madagascar.

[5] Subsidence du bassin du Zambèze et croissance relative du Haut de Beira.

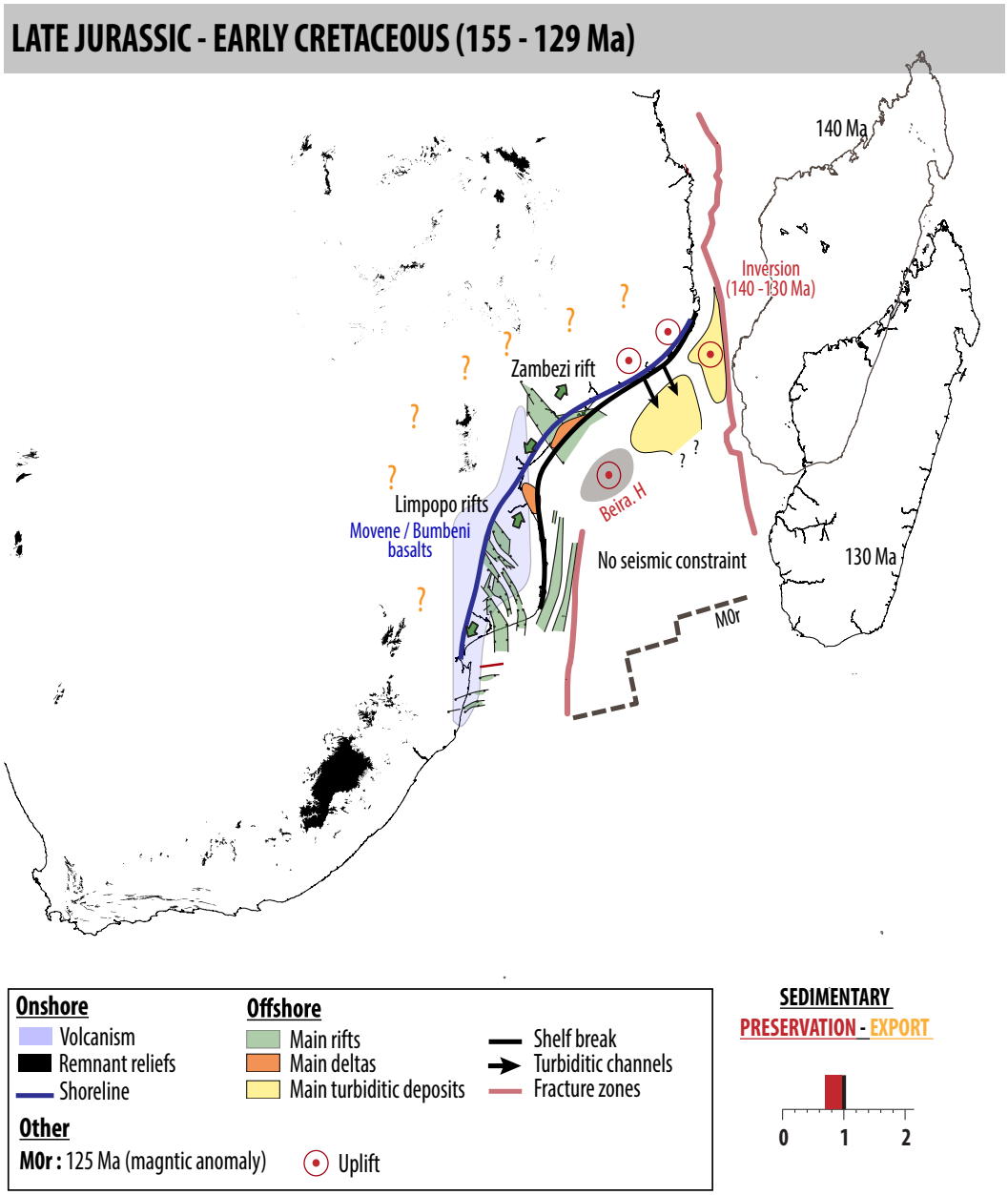


FIGURE 7.1 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Jurassique supérieur - Néocomien. *[Late Jurassic - Early Cretaceous paleogeography of the Zambezi system.]*

7.3 Le CRETACE INFERIEUR : Néocomien - Cénomanien (129 - 94 Ma)

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Paléotopographie peu contrainte - similaire à l'intervalle de temps 155 - 129 Ma (surface S1).

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Le système de drainage du Crétacé inférieur est peu contraint.

[2] La limite des bassins versants représentée figure 7.2 est modifiée de Moore and Larkin (2001) *(cf. chapitre 2)*. Moore and Larkin (2001) connectaient les paléodrainages Kafue, Luangwa, Cuando, Upper Zambezi et Okavango au Limpopo. Cependant, au vu de l'important dépôt-centre observé à l'embouchure du Bushveld (Nord plaine LImpopo) au cours du Crétacé inférieur et au début du Crétacé supérieur en comparaison avec celui du sud de la plaine du Limpopo *(cf. chapitre 4)*, nous proposons d'avantage une connexion entre le système de drainage amont et le nord de la plaine du Limpopo.

[3] Trois sources sédimentaires majeures alimentent le système Zambèze, il s'agit : du Bushveld, du Zambèze et d'Angoche.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Système deltaïque progradant jusqu'à l'Aptien, suivi d'une tendance rétrogradante avec un maximum d'inondation atteint au Cénomanien.

[2] Les dépôts turbiditiques issus du Bushveld et du Zambèze sont localisés dans la partie proximale du système par le Haut de Beira. Faible export sédimentaire.

[3] Sédimentation coutouritique depuis le Cénomanien ~94 Ma traduisant une circulation océanique profonde dès le Crétacé.

Absence de contraintes sismiques dans la partie distale du système, limite de dépôt supposée à partir des anomalies magnétiques (M34n : 100.5 Ma).

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - CLIMAT

Volume préservé : 521 000 km^3.
Taux d'accumulation : 14 800 km^3/Ma.
Climat : tendance aride - peu de contraintes sur la quantité de précipitation.

C - LA DEFORMATION

[1] Subsidence de la marge du Limpopo, les rifts crétacés sont scéllés au Cénomanien.

[2] Subsidence de la partie proximale du système du Zambèze (dépression du Zambèze).

[3] Surrection au nord de la marge du Mozambique Daszinnies (2006) - *(cf. chapitre 1)*.

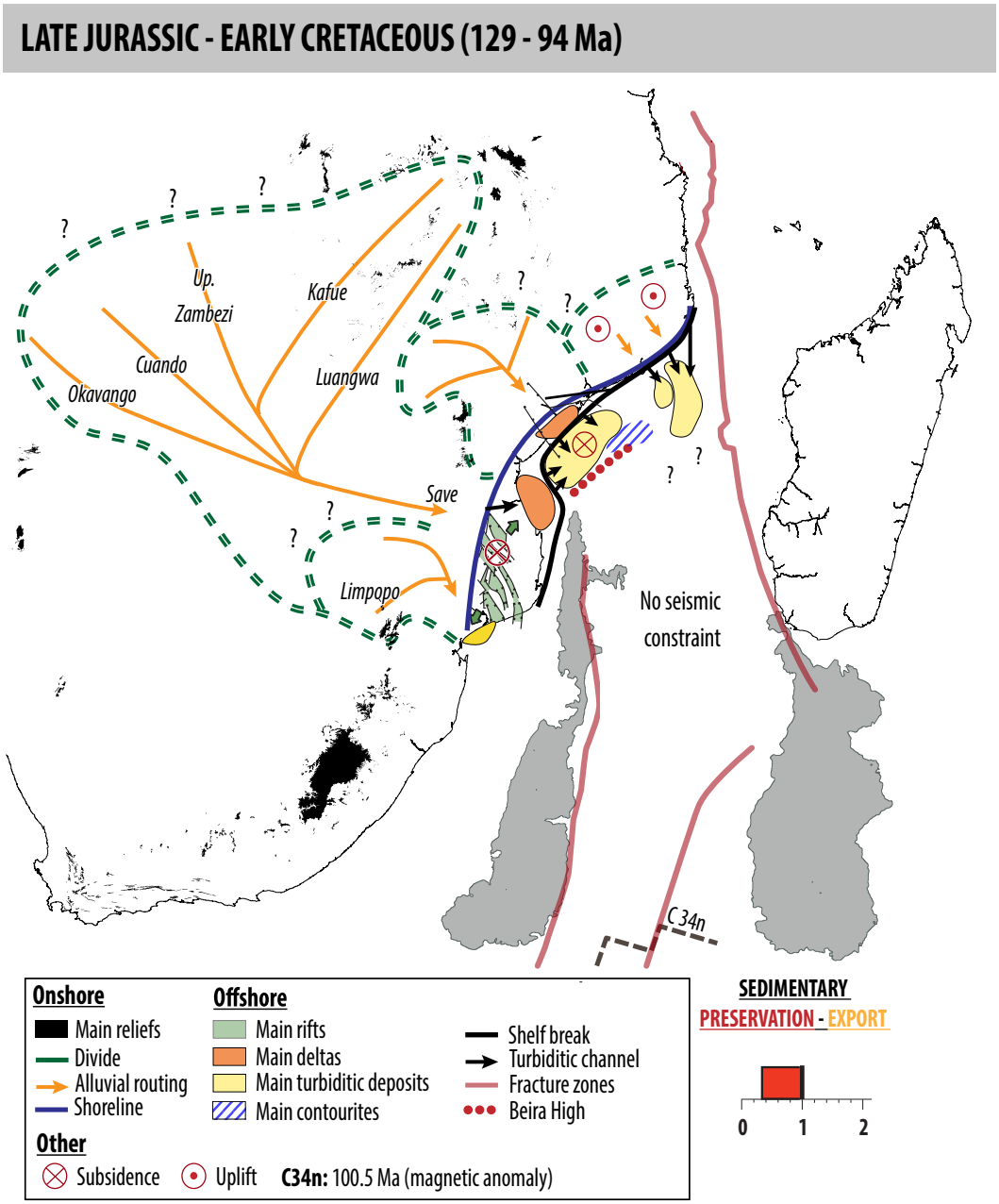


FIGURE 7.2 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Néocomien - Cénomanien. *[Neocomian - Cenomanian paleogeography of the Zambezi system.]*

7.4 LE CRETACE SUPERIEUR : Campanien - Maastrichtien (83 - 66 Ma)

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Façonnement de la surface d'aplanissement S3 (83 - 72 Ma).

[2] La surface S1 ainsi que la surface d'aplanissement S2 mise en place entre 93 - 84 Ma forment des plateaux emboîtés délimités par les escarpements de S3.

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Le système de drainage est contraint par les surfaces S1 et S2 cartographiées au cours de cette étude et corrélée à l'étude de Baby (2017); Guillocheau et al. (2017).

[2] Déconnexion des drainages amont du Kafue, Luangwa, Cuando, Upper Zambezi et Okavango avec la pédiplaine Nord Limpopo le long d'un axe correspondant à la flexure OKZ (Okavango-Kalahari-Zimbabwe).

[3] Domaine amont du bassin versant du Zambèze peu contraint.

[4] Trois sources sédimentaires majeures alimentent le système Zambèze, il s'agit : du Bushveld, du Zambèze et d'Angoche.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Progradation du système deltaïque Zambèze.

[2] Sédimentation coutouritique depuis le Cénomanien ∼94 Ma traduisant une circulation océanique profonde dès le Crétacé.

Manque de contraintes sismiques pour la partie distale du système.

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - LE CLIMAT

Volume préservé : 521 000 km^3.
Taux d'accumulation : 18 600 km^3/Ma.
Faible export sédimentaire.
Climat : humide.

C - LA DEFORMATION

[1] Premier épisode de surrection du Plateau sud-africain au Crétacé supérieur en réponse à la surrection du Plateau sud-africain.

[2] Flexure du plateau du Zimbabwe en direction du l'ouest (OKZ).

[3] Erosion de la zone sud du Limpopo : Limpopo - Save uplift.

[4] Gradient de déformation du sud vers le nord avec une surrection de ∼0.6 km au Zimbabwe et de ∼0.2 km au Malawi.

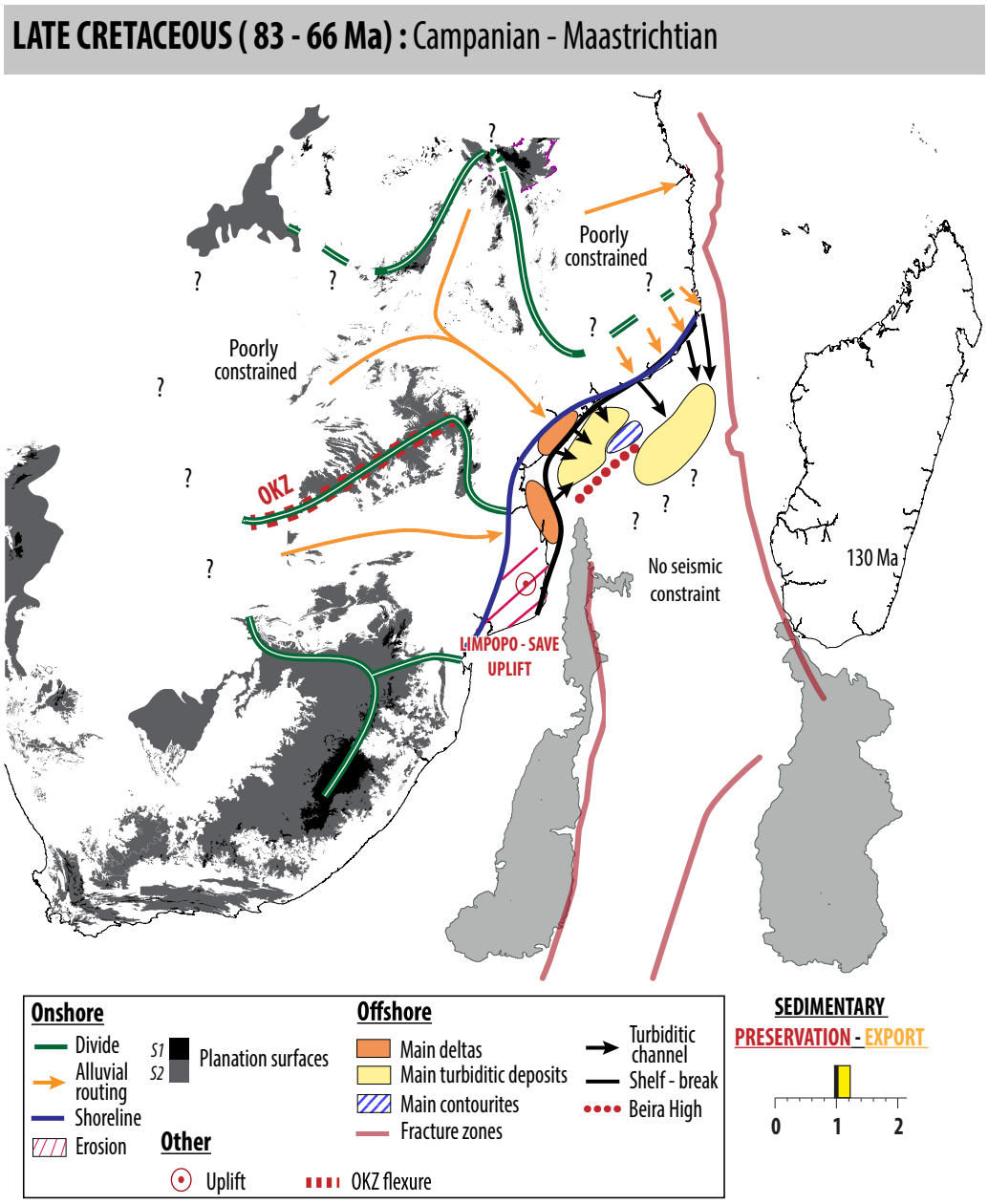


FIGURE 7.3 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Campanien - Maastrichtien. *[Campanian - Maastrichtian paleogeography of the Zambezi system.]*

7.5 LE PALEOCENE - EOCENE : 66 - 36 Ma

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Phase d'altération intense du continent africain marqué par le cuirassement des reliefs hérités du Crétacé supérieur. Fossilisation du relief crétacé.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Delta - prisme de bas niveau marin paléocène érodé et remanié par les courants océaniques profonds.

[2] Mise en place d'une plateforme carbonatée à l'Eocène.

[3] Période transgressive majeure correspondant au maximum d'inondation atteint au cours du Cénozoïque.

[4] Absence de systèmes chenalisants turbiditiques.

[5] Dépôts contouritiques le sur la bordure ouest du Haut de Beira.

[6] Limite distale des dépôts profonds observée à 25°S de latitude.

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - LE CLIMAT

Volume préservé : 74 00 km^3.
Taux d'accumulation : 2 400 km^3/Ma.
Climat : chaud et humide caractérisé par deux optimums climatiques, le PETM (Paleocene Eocene Thermal Maximum) et MECO (Middle Eocene Climatic Optimum).

C - LA DEFORMATION

[1] Période tectonique stable.

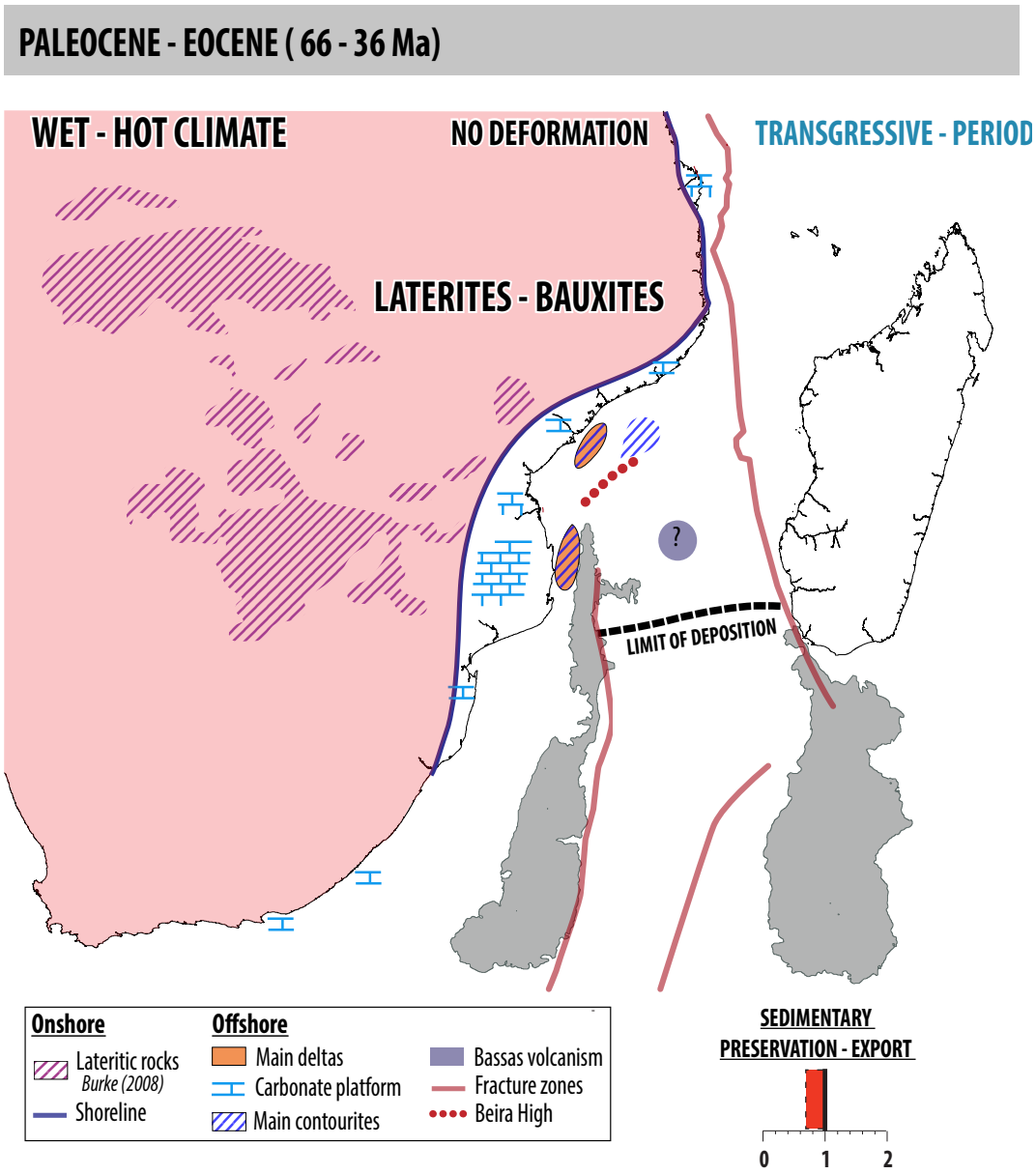


FIGURE 7.4 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Paléocène - Eocène. *[Paleocene - Eocene paleogeography of the Zambezi system.]*

7.6 L' OLIGOCENE (36 - 23 Ma) - deuxième épisode de surrection du Plateau sud - africain

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Début du façonnement de la surface d'aplanissement S4 à 26 Ma.

[2] La topographie cartée correspond aux surfaces S1, S2 et S3.

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Réduction de l'aire de drainage du Zambèze en comparaison avec l'intervalle du Crétacé supérieur.

[2] La limite entre les bassins versants du Zambèze et du Bushveld reste identique à celle du Crétacé.

[3] Le système Zambèze est alimenté par trois sources sédimentaires majeures que sont les bassins versant d'Angoche, du Zambèze et du Lurio.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Progradation du système deltaïque.

[2] Mise en place du chenal turbiditique de la vallée de Serpa Pinto.

[3] Préservation des dépôts turbiditiques dans le domaine proximal lié à la création d'une ride contouritique oligocène subdivisant le système Zambèze.

[4] Limite distale des dépôts turbiditiques observée à 28°S de latitude.

[5] Circulation océanique profonde accrue.

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - LE CLIMAT

Volume préservé : 167 300 km^3.
Taux d'accumulation : 14 600 km^3/Ma.
Climat : refroidissement mondial à la transition Eocène - Oligocène (glaciation Oi 1), épisode humide au Chattien.

C - LA DEFORMATION

[1] Déformation très grande longueur d'onde (x 1000 km) affectant l'ensemble du Plateau sud-africain.

[2] Basculement de la marge du Zambèze.

[3] Flexure des marges du Kwazulu au Mozambique à grande longueur d'onde (x 100 km) correspondant à la flexure du "Natal Monocline", caractérisée par un basculement de la marge et marquée par une discordance angulaire en amont des bassins qui tronque les dépôts sous-jacents déformés.

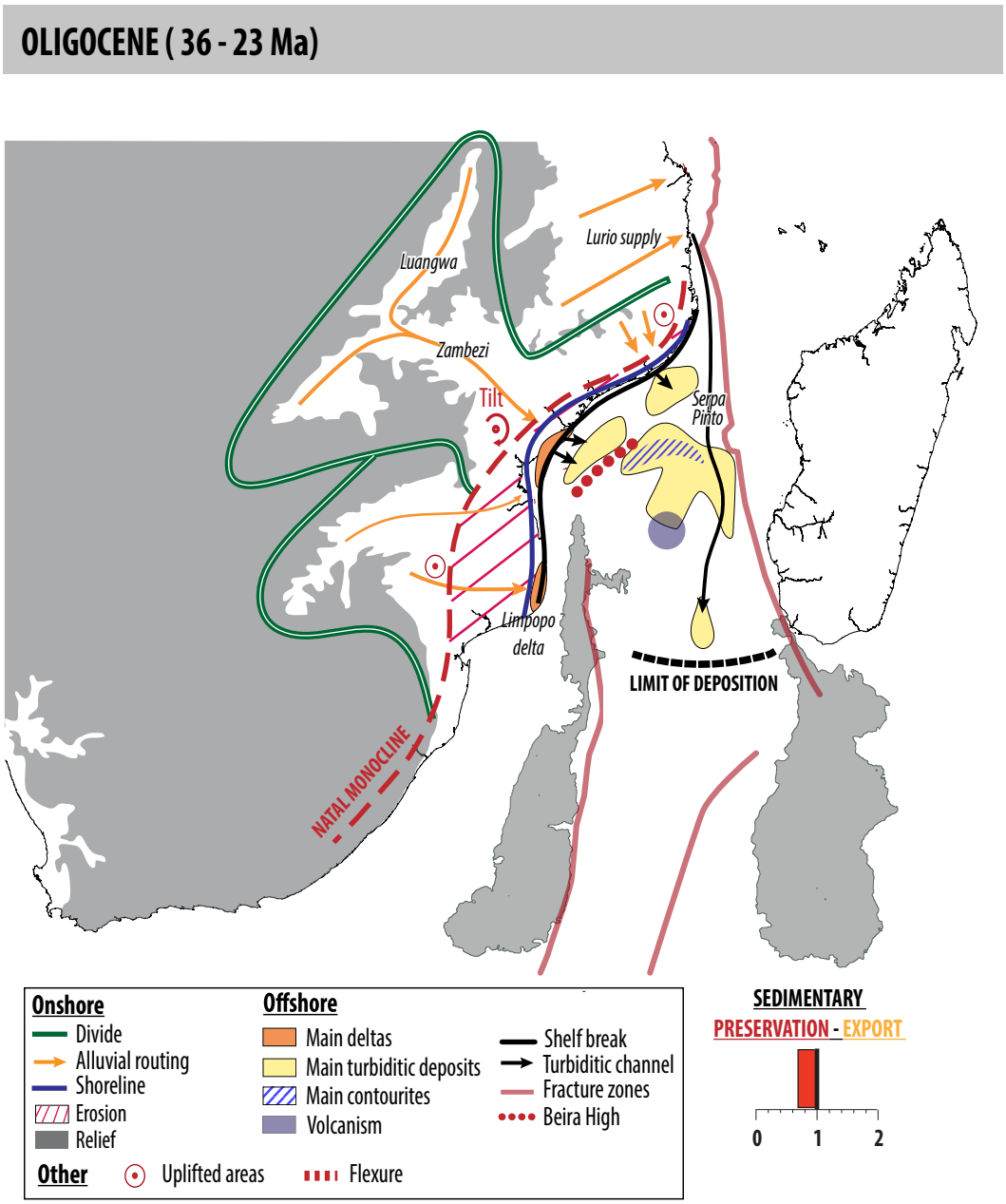


FIGURE 7.5 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Oligocene. *[Oligocene paleogeography of the Zambezi system.]*

7.7 LE MIOCENE : 23 - 5.6 Ma

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Façonnement de la surface d'aplanissement S4 (26 - 16 Ma).

[2] Façonnement de la surface d'abrasion marine S5 (16 - 12 Ma).

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Initiation d'un nouvelle source alluviale correspondant à la pédivallée du Shire liée au développement du rift Malawi - Shire.

[2] La limites nord du système de drainage reste mal contrainte, avec une alimentation provenant du nord du Malawi probable.

[3] Quatre sources sédimentaires majeures sont identifiées, il s'agit des bassins versants du Zambèze et d'Angoche, de Madagascar et du Lurio.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Système deltaïque progradant - préservation de prismes de régression forcées au Miocène inférieur dans le delta du Zambèze.

[2] Dichotomie du système Zambèze avec un domaine carbonaté localisé sur la plaine du Limpopo uniquement au cours du Miocène inférieur (Formation Jofane), et un système clastique au nord.

[3] Développement de turbidites de pied de pente (augmentation de la hauteur des clinoformes de 650 à ∼1000m).

[4] Abandon de la ride contouritique oligocène localisée le long du Haut de Beira, et développement de nombreuses aires sédimentaires remaniées sur la bordure Est de la ride du Mozambique et Ouest de la ride de Madagascar.

[5] Initiation du chenal turbiditique actuel du Zambèze.

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - LE CLIMAT

Volume préservé : 347 200 km^3.

Taux d'accumulation : 19 720 km^3/Ma.

Le Climat : une tendance aride est observée en Afrique australe au cours du Miocène inférieur. Le Miocène supérieur caractérisé par deux évènements humides majeurs à la base et au toit du Tortonien (∼11 Ma et ∼7.5 Ma).

C - LA DEFORMATION

[1] Initiation du rift Malawi - Shire et du Dôme Kenyan au Miocène inférieur en lien avec la dynamique du Rift est-africain.

[2] Basculement localisé des plateaux nord Malawi en direction de l'ouest.

[3] Surrection de la partie centrale du canal du Mozambique au cours du Miocène supérieur.

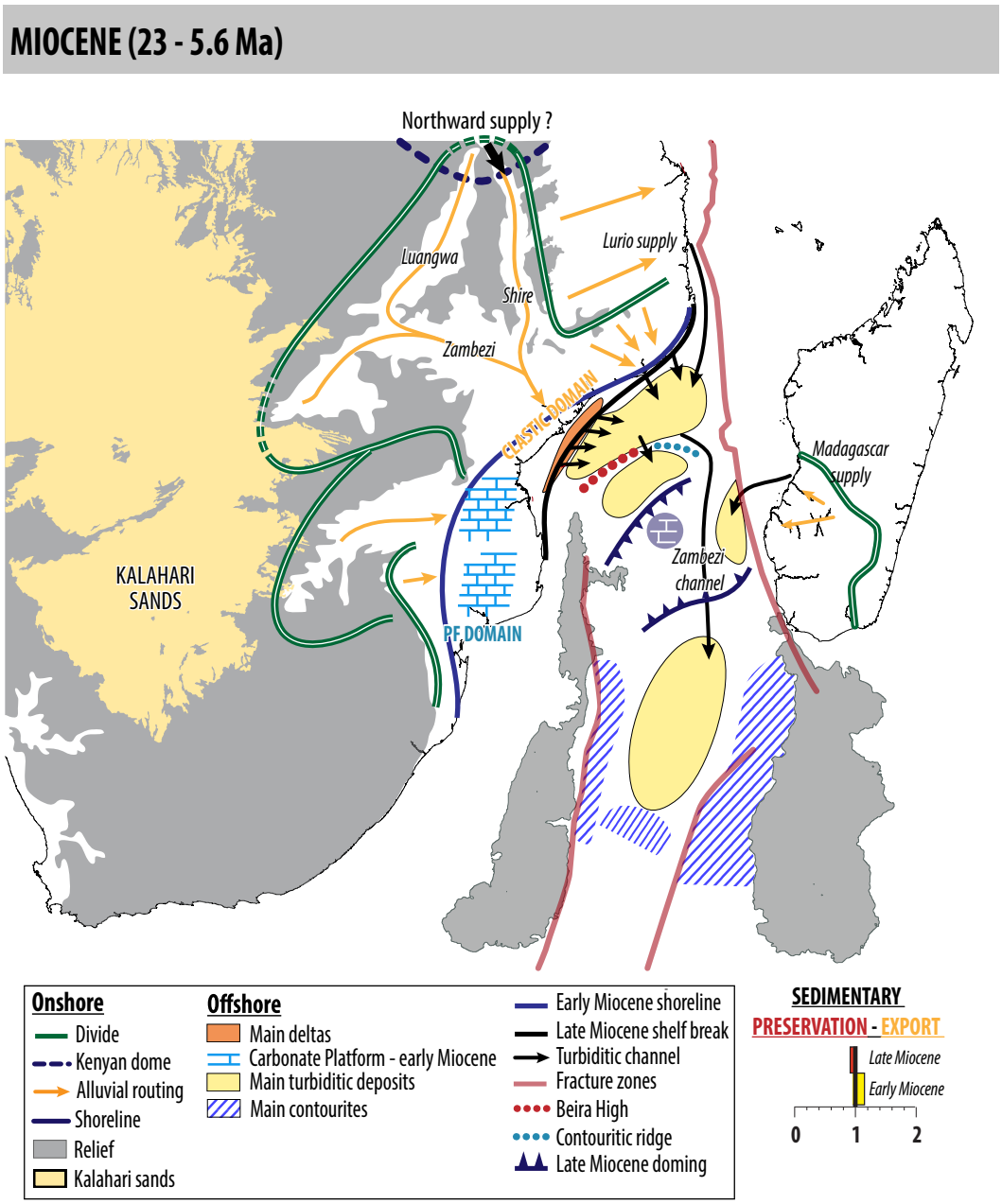


FIGURE 7.6 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Miocene. *[Miocene paleogeography of the Zambezi system.]*

7.8 LE PLIOCENE - PLEISTOCENE : 5.6 - 0 Ma

A - PALEOGEOGRAPHIE

LES FORMES DU RELIEF

[1] Façonnement des surfaces d'aplanissement S6 et S7 au pied des escarpements de failles des rifts karoo fossiles (Luangwa et Zambezi) et du rift actif de Malawi-Shire.

DRAINAGE ET SOURCES A MER

[1] Expansion du bassin versant du Zambèze dont les dimensions double au cours du Plio-Pléistocène.

[2] Déconnexion de possibles systèmes de drainages nord du fait des épanchements volcaniques du Rungwe.

[3] La configuration du système Zambèze alluvial est semblable à celle du Miocène avec quatre sources sédimentaires que sont les bassins versants du Zambèze, d'Angoche, du Lurio et de Madagascar.

LE SYSTEME SEDIMENTAIRE

[1] Système deltaïque progradant.

[2] Augmentation de la hauteur des clinoformes jusqu'à des valeurs supérieures à 1400 m.

[3] Nombreux écoulements de débris et de turbidites.

[4] Une partie des sédiments turbiditiques sont contraints dans la partie proximale par la surrection miocène localisée dans la zone centrale du canal du Mozambique.

[5] Forte remobilisation sédimentaire par les courants océaniques le long des rides du Mozambique et de Madagascar.

B - LES VOLUMES TERRIGENES PRESERVES - LE CLIMAT

Volume préservé : 262 900 km^3.

Taux d'accumulation : 46 940 km^3/Ma.

Le climat : Le Plio-Pléistocène est marqué par deux évènements humides au toit du Zancléen et au Calabrien et un épisode froid enregistré à la transition Pliocène-Pléistocène.

C - LA DEFORMATION

[1] Croissance du rift du Malawi dans un contexte global d'évolution du Rift est-africain.

[2] Mise en place de la province volcanique du Rungwe, majeure au Pliocène.

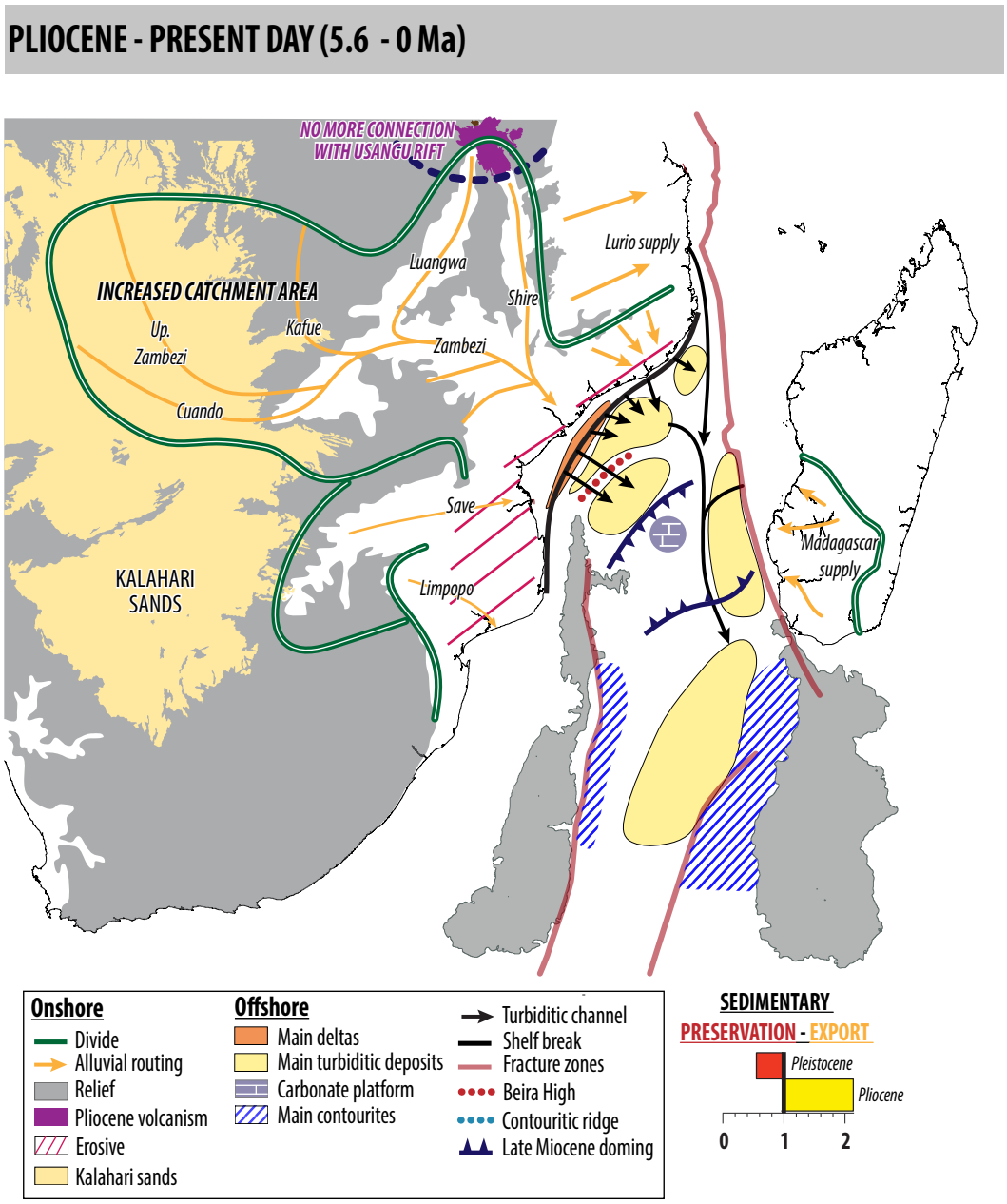


FIGURE 7.7 – Carte paléogéographique du système Zambèze pour l'intervalle Pliocène - Pléistocène. *[Plio - Pléistocene paleogeography of the Zambezi system.]*

Chapitre 8

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail avait pour objectifs de (1) caractériser et de discuter l'origine des déformations enregistrées dans le système sédimentaire Zambèze depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel, (2) quantifier les bilans érosion - sédimentation dans une approche dite "source to sink" pour le système du Zambèze.Il se fonde sur une double approche terre-mer du système Zambèze, couplant la sédimentologie, la stratigraphie et la géomorphologie.

Le Modèle d'âge des sédiments du delta du Zambèze

Le modèle d'âge du remplissage sédimentaire du bassin du Zambèze est fondé sur le couplage entre une étude biostratigraphique (foraminifères planctoniques et nannofossiles) combinée à une étute orbitostratigraphique corrélant les périodes de faibles excentricité avec les chutes du niveau marin relatif. Cette méthode couplée a permis l'obtention d'un modèle d'âge complet depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel avec une très haute résolution pour la période néogène. En parallèle, une analyse climatique depuis l'Oligocène a été menée.

L'évolution du système Zambèze

L'évolution de la sédimentation du système Zambèze peut être décomposée en quatre périodes.

[1] Le Crétacé inférieur : 155 - 94 Ma

- Dislocation du Gondwana et expansion océanique ;

- Mise en place des limites latérales du système fin Aptien (rides du Mozambique, de Davie et de Madagascar) ;

- Système deltaïque progradant jusqu'à l'Aptien puis progradant - aggradant avec une tendance rétrogradante au sommet du Crétacé inférieur. Un maximum d'ennoiement est atteint au Cénomanien ;

- Système deltaïque à faible pente (rampe) et chenaux turbiditiques peu incisifs ;

- Quatre sources sédimentaires majeures : Madagascar, et les bassins versants du Bushveld, d'Angoche et du Zambèze.

[2] Le Crétacé supérieur : 94 - 66 Ma

- le domaine à terre est en surrection lié au premier épisode de croissance du Plateau sud-africain - réorganisation des bassins versants à terre avec la flexure du plateau du Zimbabwe ;

- Système deltaïque progradant ;

- Apports sédimentaires importants issus du bassin versant du Bushveld. Ceux-ci sont réduits au Cénozoïque. Trois sources sédimentaires majeures : les bassins versants du Zambèze, Angoche et Bushveld ;

- Occurence du volcanisme de Madagascar identifié sur la majeure partie du canal du Mozambique (trapp malgache).

[3] Le Paléocène - Eocène : 66 - 36 Ma

- Période de non déformation - reliefs fossilisés et altérés (latérites) ;

- Mise en place d'une plateforme carbonatée - maximum d'inondation atteint au cours du Cénozoïque ;

- Sédimentation carbonatée et pélagique - faible taux d'accumulation sédimentaire.

[4] L' Oligo - Néogène : 36 - 0 Ma

- Retour à un système clastique et mise en place du delta et du système turbiditique actuel alimenté par chenal de la Serpa Pinto au cours de l'Oligocène et par le chenal du Zambèze du Miocène à l'actuel. Le chenal principal turbiditique du Zambèze est probablement abandonné au cours du Pléistocène ;

- Importante déformation dans la partie centrale du canal du Mozambique au cours du Miocène supérieur ;

- Quatre sources majeures d'apports sédimentaires, il s'agit de : Angoche, Zambèze, Lurio et de Madagascar à partir du Miocène moyen ;

- A noter la dochotomie du système au Miocène inférieur avec une plateforme carbonatée au sud et une alimentation clastique au nord Mozambique.

La circulation océanique profonde

Un fait notable de cette étude est la mise en évidence de la forte intéraction entre les dépôts turbiditiques et la circulation océanique profonde avec :

[1] L'érosion - la remobilisation en pied de pente des dépôts sédimentaires - turbiditiques ;

[2] Le confinement de nombreux dépôts sédimentaires en amont du système par la construction d'une structure sédimentaire pérenne du Crétacé à l'Oligocène.

La circulation océanique profonde est canalisée par de nombreux hauts structuraux que sont le Haut de Beira et les rides du Mozambique, de Davie et de Madagascar. Les zones préférentielles d'érosion - remobilisation sédimentaire ont varié depuis le Crétacé au cours de trois épisodes caractérisés par de grands changements climatiques et/ou mouvements verticaux :

[1] Limite Eocène - Oligocène : intensification des courants liés à la mise en place de la calotte glaciaire Antarctique et le courant profonde AABW ;

[2] Limite Oligocène - Miocène : réchauffement progressif mondial au cours du Miocène ;

[3] Pliocène - Pléistocène : mise en place d'une topographie dans la partie centrale du canal du Mozambique au Miocène supérieur et glaciation de l'Arctique avec le développement du courant océanique profond NADW.

Les formes du relief

L'Afrique australe est caractérisée par des surfaces d'aplannissement étagées et altérées. Trois types de forme du relief ont été observées : (i) des surfaces corrodées résiduelles ou "etchplain", (ii) des pédiments et pédiplaines, (iii) des surfaces d'abrasion marine ou "wave cut platform".

La cartographie des formes du relief a permis de caractériser une surface corrodée (S1), cinq générations de surfaces d'aplannissement (S2, S3, S4, S6 et S7) et une surface d'abrasion marine (S5). Leur relation avec le volcanisme et les placages sédimentaires ainsi que a corrélation des surfaces avec l'étude de Baby (2017) a permis de proposer un modèle d'âge à partir de 100 Ma.

L'étagement de ces formes du relief traduit deux épisodes de surrection du Plateau sud-africain enregistrés dans le signal sédimentaire des marges au Crétacé supérieur et à l'Oligocène - Miocène inférieur. De plus cet étagement est cohérent avec l'évolution polyphasée du Rift est-africain depuis l'Oligocène. L'évolution des formes du relief a été définie comme suit :

[1] Cénomanien : ∼100 Ma

- plateau peu élevé à faible relief ;

- les reliques de surfaces plus hautes et plus anciennes (S1) préfigurent la configuration du drainage.

[2] Turonien - Campanien : 92 - 83 Ma

- une vaste pédiplaine S2 s'initie liée à la surrection du Plateau sud-africain ;

- mise en place d'une flexure (OKZ) délimitant les bassins versants du Zambèze - Limpopo et modifiant le réseau de drainage.

[3] Campanien - Maastrichtien : 83 - 72 Ma

- mise en place de la pédiplaine S3 liée à une accélération possible de la surrection du Plateau sud-africain ;

- la surface S3 est la plus étendue et la mieux préservée à l'actuel.

[4] Paleocène - Eocène : 66 - 36 Ma

- période apparente de non déformation ;

- relief fossilisé et intensément altéré (profils latéritiques).

[5] Miocène : 26 - 0 Ma

- mise en place des pédiplaines S4 (26 - 16 Ma), S6 (3 - 0 Ma) et de la surface d'abrasion marine S5 ;

- seconde période de surrection du Plateau sud-africain marqué à l'est par une flexure de la marge depuis le Natal jusqu'au Zambèze ;

- basculement du plateau du Malawi en direction de l'ouest ;

- présence d'un gradient de déformation avec un mouvement vertical plus important au nord qu'au sud Mozambique pour l'intervalle Cénozoïque lié à la croissance du Rift est-africain.

[6] Pliocène - Pléistocène : 3 - 0 Ma

- croissance du Rift est-africain et mise en place de la surface d'aplanissement S6 en pied de faille au nord du Mozambique ;

- déformation localisée au nord Mozambique, cependant quelques effets sont observés sur la plaine du Limpopo (déformation de la surface S5).

Le bilan source - sink

Le volume total sédimenté dans le Zambèze est de 2 477 000 km^3 dont 807 000 km^3 depuis le Crétacé et 703 000 km^3 depuis l'Oligocène. Depuis ~72 Ma, 307 000 km^3 de roches ont été dénudées. Le bilan érosion - sédimentation est cohérent (du même ordre de grandeur) bien que le volume sédimenté représente 2.6 fois le volume érodé.

Les sources d'erreurs sont multiples :

[1] Une mauvaise connaissance de l'évolution des bassins versants ;

[2] Un système avec plusieurs sources sédimentaires non comptabilisées dans le volume érodé ;

[3] La circulation océanique profonde remobilisant le matériel sédimentaire déposé, notamment en provenance de la vallée du Natal.

Les variations de volumes de sédiments terrigènes (sink)

Les volumes et les vitesses de sédimentation sont relativement importants durant le Crétacé, faibles au cours du Paléocène - Eocène et de nouveau importants et croissants durant l'intervalle Oligocène - actuel.

Les grandes variations des vitesses d'apports terrigènes depuis le Jurassique ont été attribuées : (i) à la mise en place de grands épisodes de déformation à terre (e.g le Plateau sud-africain au Crétacé supérieur et à l'Oligocène, le Rift est-africain de l'Oligocène à l'actuel) entraînant une augmentation du flux sédimentaire de part leur érosion, mais aussi (ii) au climat et à l'absence de déformation, notamment durant l'intervalle Paléocène - Eocène avec deux importantes transgressions marines induisant la mise en place d'une plateforme carbonatée.

Depuis le Jurassique supérieur, trois phases d'important export sédimentaire ont été enregistrés. Il s'agit du Crétacé supérieur, du Miocène inférieur et du Pliocène. Les autres périodes géologiques sont caractérisées par un faible export et une préservation des sédiments dans le domaine proximal liés à :

[1] La présence de hauts structuraux : le Haut de Beira confinant une majeure partie des sédiments crétacés en amont du système, ou bien la surrection du Miocène supérieur localisée dans la partie centrale du canal du Mozambique ;

[2] Une faible pente et des chenaux turbiditiques peu développés limitant le transport sédimentaire vers le domaine distal ;

[3] A la circulation océanique qui part des dépôts sédimentaires très localisés créent une haute topographie (ride contouritique) confinant les dépôts sédimentaires dans la partie proximale.

Chapitre 9

PERSPECTIVES

Les perspectives d'étude du système Zambèze sont de deux ordres : améliorer nos connaissances (i) sur le domaine en érosion, (ii) sur le domaine en sédimentation.

Les connaissances géologiques

Le bassin versant - le domaine en érosion :

Comme observé au cours de cette étude, le bassin versant du Zambèze depuis le Jurassique supérieur est mal contraint. Afin de mieux comprendre son évolution, plusieurs idées pourraient être réalisées :

[1] Dater les profils d'altération (paléomagnétisme, datation Ar du cryptomélane, datation de la goethite et des kaolinites..) sur le continent pour mieux contraindre l'âge des surfaces d'aplanissement ;

[2] Observer sur le terrain les géométries entre le remplissage sédimentaire du rift Malawi - Shire et le volcanisme Pliocène du Rungwe, et rechercher une prolongation possible au nord du bassin versant Zambèze sous forme de gorges scellées par des épanchements volcaniques.

Le domaine en sédimentation :

Dans le bassin sédimentaire, les intervalles stratigraphiques du Jurassique supérieur et du Crétacé sont peu contraints. Les datations réalisées sur ces périodes géologiques se sont révélées infructueuses sur les puits du bassin Zambèze. Afin d'obtenir une meilleure connaissance de l'évolution du système Zambèze au cours du Crétacé, des données d'âges stratigraphiques seraient inestimables. Quelques suggestions sont ici présentées :

[1] Réaliser une série de datations sur les puits du Limpopo et propager les discontinuités stratigraphiques en direction du bassin Zambèze ;

[2] Redater le puits DSDP 250, localisé dans la partie la plus distale du système Zambèze. En effet, de nombreuses incertitudes sont relevées sur l'ensemble du puits, et notamment à la base du forage avec un intervalle stratigraphique Coniacien ($\sim$ 86 Ma) incertain. Cependant une datation précise de ce puits permettrait de contraindre l'évolution du système Zambèze dans sa partie distale ;

[3] Réaliser une cartographie précise des contourites et des directions de courants profonds depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'actuel dans l'objectif de discriminer les zones d'érosions et de dépôts préférentiels et donc de déterminer des échelles de transports sédimentaires par la circulation océanique profonde.

Bibliographie

Allen, P. A. (2008). Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *Geological Society, London, Special Publications 296*(1), 7–28.

Allen, R. B. and B. E. Tucholke (1981). Petrography and implications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Geology 9*(10), 463–468.

Allsopp, H., W. Manton, J. Bristow, and A. Erlank (1984). Rb-Sr geochronology of Karoo felsic volcanics. *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. Special Publications of the Geological Society of South Africa 13*, 273–280.

Baby, G. (2017). *Mouvements verticaux des marges passives d'Afrique australe depuis 130Ma, étude couplée : stratigraphie de bassin - analyse des formes du relief.* Ph. D. thesis, Université de Rennes 1.

Baby, G., F. Guillocheau, C. Boulogne, C. Robin, and M. Dall'Asta (2017). Uplift history of a transform margin, a view from the stratigraphic record : The case of the Agulhas transform margin along the Indian Ocean side of the South African Plateau. *Tectonophysics accepted paper*.

Bardintzeff, J.-M., J.-P. Liégeois, B. Bonin, H. Bellon, and G. Rasamimanana (2010). Madagascar volcanic provinces linked to the Gondwana break-up : Geochemical and isotopic evidences for contrasting mantle sources. *Gondwana Research 18*(2), 295–314.

Bassias, Y. and L. Leclaire (1990). The Davie Ridge in the Mozambique Channel : Crystalline basement and intraplate magmatism. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie : Monatshefte 2*, 67–90.

Bauer, F., U. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi (2010). Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift system, Uganda. *International Journal of Earth Sciences 99*(7), 1575–1597.

Bauer, F., M. Karl, U. Glasmacher, B. Nagudi, A. Schumann, and L. Mroszewski (2012). The Rwenzori Mountains of western Uganda–Aspects on the evolution of their remarkable morphology within the Albertine Rift. *Journal of African Earth Sciences 73*, 44–56.

Bauer, F. U., U. Glasmacher, U. Ring, R. W. Grobe, V. Mambo, and M. Starz (2016). Long-term cooling history of the Albertine Rift : new evidence from the western rift shoulder, DR Congo. *International Journal of Earth Sciences 105*(6), 1707–1728.

Beal, L. M., T. K. Chereskin, Y. D. Lenn, and S. Elipot (2006). The sources and mixing characteristics of the Agulhas Current. *Journal of physical oceanography 36*(11), 2060–2074.

Beal, L. M., W. P. De Ruijter, A. Biastoch, and R. Zahn (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature 472*(7344), 429.

Beaudouin, C., B. Dennielou, T. Melki, F. Guichard, N. Kallel, S. Berné, and A. Huchon (2004). The Late Quaternary climatic signal recorded in a deep-sea turbiditic levee (Rhône Neofan, Gulf of Lions, NW Mediterranean) : palynological constraints. *Sedimentary Geology 172*(1), 85–97.

Beaudouin, C., G. Jouet, J.-P. Suc, S. Berné, and G. Escarguel (2007). Vegetation dynamics in southern France during the last 30ky in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews 26*(7), 1037–1054.

Beaudouin, C., J.-P. Suc, N. Acherki, L. Courtois, M. Rabineau, J.-C. Aloïsi, F. J. Sierro, and C. Oberlin (2005). Palynology of the northwestern Mediterranean shelf Gulf of Lions : First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology 22*(6), 845–863.

Beaudouin, C., J.-P. Suc, G. Cambon, A. Touzani, P. Giresse, D. Pont, J.-C. Aloïsi, T. Marsset, P. Cochonat, D. Duzer, et al. (2005). Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 292–306.

Beaudouin, C., J.-P. Suc, G. Escarguel, M. Arnaud, and S. Charmasson (2007). The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments : the example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geobios 40*(2), 159–172.

Beauvais, A., G. Ruffet, O. Hénocque, and F. Colin (2008). Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis : The 39ar-40ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface 113*(F4).

Belton, D. X. and M. J. Raab (2010). Cretaceous reactivation and intensified erosion in the Archean - Proterozoic Limpopo Belt, demonstrated by apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics 480*(1), 99–108.

Bentley, S., M. Blum, J. Maloney, L. Pond, and R. Paulsell (2016). The mississippi river source-to-sink system : Perspectives on tectonic, climatic, and anthropogenic influences, miocene to anthropocene. *Earth-Science Reviews 153*, 139–174.

Berggren, W. A., D. V. Kent, C. C. Swisher III, and M.-P. Aubry (1995). A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy.

Berggren, W. A. and P. N. Pearson (2005). A revised tropical to subtropical paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research 35*(4), 279–298.

Bermingham, P., J. Fairhead, and G. Stuart (1983). Gravity study of the Central African Rift system : A model of continental disruption 2. The Darfur domal uplift and associated Cainozoic volcanism. *Tectonophysics 94*(1-4), 205–222.

Bestland, E. and G. Retallack (1993). Volcanically influenced calcareous palaeosols from the Miocene Kiahera Formation, Rusinga Island, Kenya. *Journal of the Geological Society 150*(2), 293–310.

Biondi, E., J.-C. Koeniguer, and C. Privé-Gill (1985). Bois fossiles et végétations arborescentes des régions méditerranéennes durant le Tertiaire. *Plant Biosystem 119*(3-4), 167–196.

Bolli, H. and J. Saunders (1985). Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In *Calcareous nannofossils Biostratigraphy* (Bolli, H.M, Saunders, J.B, Perch-Nielsen, K ed.)., pp. 155–162. Cambridge University press.

Bonnefille, R. (2010). Cenozoic vegetation, climate changes and hominid evolution in tropical africa. *Global and Planetary Change 72*(4), 390–411.

Bosworth, W. (1992). Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. *Tectonophysics 209*(1-4), 115–137.

Boulila, S., B. Galbrun, K. G. Miller, S. F. Pekar, J. V. Browning, J. Laskar, and J. D. Wright (2011). On the origin of Cenozoic and Mesozoic "third-order" eustatic sequences. *Earth-Science Reviews 109*(3), 94–112.

Braun, J., F. Guillocheau, C. Robin, G. Baby, and H. Jelsma (2014). Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 119*(7), 6093–6112.

Brown, J. and W. Fisher (1977). Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems : Examples from Brazilian Rift and Pull - Apart Basins : Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.

Brown, R., M. Summerfield, A. Gleadow, K. Gallagher, A. Carter, R. Beucher, and M. Wildman (2014). Intracontinental deformation in southern Africa during the Late Cretaceous. *Journal of African Earth Sciences 100*, 20–41.

Brown, R. W., M. A. Summerfield, and A. J. Gleadow (2002). Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 107*(B12).

Browne, S. and J. Fairhead (1983). Gravity study of the Central African Rift System : A model of continental disruption 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics 94*(1-4), 187–203.

Burke, K. (1996). The african plate. *South african journal of geology 99*(4), 341–409.

Burke, K. and Y. Gunnell (2008). The African erosion surface : a continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. *Geological Society of America Memoirs 201*, 1–66.

Burnet, J. (1998). Upper Cretaceous. In *Plankton stratigraphy* (Brown, P.R ed.)., pp. 132–199. Chapman and Hall Ltd - Kluwer Academic Press, London.

Calais, E., C. Ebinger, C. Hartnady, and J. Nocquet (2006). Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. *Geological Society, London, Special Publications 259*(1), 9–22.

Cambon, G., J.-P. Suc, J.-C. Aloisi, P. Giresse, A. Monaco, A. Touzani, D. Duzer, and J. Ferrier (1997). Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana 36*(2), 105–113.

Castelino, J. A., C. Reichert, F. Klingelhoefer, D. Aslanian, and W. Jokat (2015). Mesozoic and early cenozoic sediment influx and morphology of the mozambique basin. *Marine and Petroleum Geology 66*, 890–905.

Castelltort, S. and J. Van Den Driessche (2003). How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record ? *Sedimentary Geology 157*(1), 3–13.

Catuneanu, O., V. Abreu, J. Bhattacharya, M. Blum, R. Dalrymple, P. Eriksson, C. R. Fielding, W. Fisher, W. Galloway, M. Gibling, and others (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews 92*(1), 1–33.

Catuneanu, O., H. Wopfner, P. Eriksson, B. Cairncross, B. Rubidge, R. Smith, and P. Hancox (2005). The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences 43*(1), 211–253.

Chardon, D., J.-L. Grimaud, D. Rouby, A. Beauvais, and F. Christophoul (2016). Stabilization of large drainage basins over geological time scales : Cenozoic west africa, hot spot swell growth, and the niger river. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems 17*(3), 1164–1181.

Chesters, K. I. (1957). The Miocene flora of Rusinga Island, Lake Victoria, Kenya. *Palaeontographica Abteilung B*, 30–71.

Chorowicz, J. (2005). The east African rift system. *Journal of African Earth Sciences 43*(1), 379–410.

Cingolani, C. and R. Varela (1976). Investigaciones, geologicas y geochronologicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector de Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. In *Actas del sexto congreso Geologico Argentino*, Volume 1, pp. 457–73.

Clift, P. D. (2006). Controls on the erosion of cenozoic asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth and Planetary Science Letters 241*(3), 571–580.

Cloetingh, S., P. Ziegler, P. Bogaard, P. Andriessen, I. M. Artemieva, G. Bada, R. Van Balen, F. Beekman, Z. Ben-Avraham, J.-P. Brun, and others (2007). TOPO-EUROPE : The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. *Global and Planetary Change 58*(1), 1–118.

Cochran, J. R. (1988). Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 93*(B10), 11985–12008.

Coffin, M. F. and P. D. Rabinowitz (1987). Reconstruction of Madagascar and Africa : evidence from the Davie fracture zone and western Somali basin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 92*(B9), 9385–9406.

Cohen, A. S., M. J. Soreghan, and C. A. Scholz (1993). Estimating the age of formation of lakes : an example from Lake Tanganyika, East African Rift system. *Geology 21*(6), 511–514.

Collinson, M. E., P. Andrews, and M. K. Bamford (2009). Taphonomy of the early Miocene flora, Hiwegi Formation, Rusinga Island,Kenya. *Journal of Human Evolution 57*(2), 149–162.

Coulié, E., X. Quidelleur, P.-Y. Gillot, V. Courtillot, J.-C. Lefèvre, and S. Chiesa (2003). Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism : implications for timing and duration of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters 206*(3), 477–492.

Cour, P. and D. Duzer (1978). La signification climatique, édaphique et sédimentologique des rapports entre taxons en analyse pollinique. In *Ann. Mines Belgique*, pp. 155–164.

Courgeon, S., S. Jorry, G. Camoin, M. BouDagher-Fadel, G. Jouet, S. Révillon, P. Bachèlery, E. Pelleter, J. Borgomano, E. Poli, et al. (2016). Growth and demise of Cenozoic isolated carbonate platforms : New insights from the Mozambique Channel seamounts (SW Indian Ocean). *Marine Geology 380*, 90–105.

Cox, K. (1992). Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. *Geological Society, London, Special Publications 68*(1), 137–148.

Dalibard, M., S.-M. Popescu, J. Maley, F. Baudin, M.-C. Melinte-Dobrinescu, B. Pittet, T. Marsset, B. Dennielou, L. Droz, and J.-P. Suc (2014). High-resolution vegetation history of West Africa during the last 145 ka. *Geobios 47*(4), 183–198.

Damblon, F., P. Gerrienne, H. D'Outrelepont, D. Delvaux, H. Beeckman, and S. Back (1998). Identification of a fossil wood specimen in the Red Sandstone Group of southwestern Tanzania : stratigraphical and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences 26*(3), 387–396.

Darracott, B. W. (1974). On the crustal structure and evolution of southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters 24*(2), 282–290.

Daszinnies, M. (2006). *The Phanerozoic thermo-tectonic evoultion of northern Mozambique constrained by fission track and (U-Th)/He analyses.* Ph. D. thesis, University of Bremen.

Davis, G. (1977). The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. *Carnegie Institution of Washington Yearbook 76*, 631–654.

De Boer, B., R. Van de Wal, R. Bintanja, L. Lourens, and E. Tuenter (2010). Cenozoic global ice-volume and temperature simulations with 1-d ice-sheet models forced by benthic δ o18 records. *Annals of Glaciology 51*(55), 23–33.

De Franceschi, D., M. Bamford, M. Pickford, and B. Senut (2016). Fossil wood from the upper Miocene Mpesida Beds at Cheparain (Baringo District, Kenya) : Botanical affinities and palaeoenvironmental implications. *Journal of African Earth Sciences 115*, 271–280.

De Graciansky, P. C. (1998). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins : Maps.* Number 60. SEPM Soc for Sed Geology.

De Schepper, S., P. L. Gibbard, U. Salzmann, and J. Ehlers (2014). A global synthesis of the marine and terrestrial evidence for glaciation during the Pliocene Epoch. *Earth-Science Reviews 135*, 83–102.

De Wit, M. (2007). The Kalahari Epeirogeny and climate change : differentiating cause and effect from core to space. *South African Journal of Geology 110*(2-3), 367–392.

DeBusk, G. H. (1997). The distribution of pollen in the surface sediments of Lake Malawi, Africa, and the transport of pollen in large lakes. *Review of Palaeobotany and Palynology 97*(1-2), 123–153.

Delvaux, D. and A. Barth (2010). African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics 482*(1), 105–128.

Demenocal, P. B. (1995). Plio-pleistocene African climate. *Science*, 53–59.

Derricourt, R. (1976). Retrogression rate of the Victoria Falls and the Batoka Gorge. *Nature 264*, 23–25.

Diester-Haass, L., P. A. Meyers, and P. Rothe (1990). Miocene history of the Benguela Current and Antarctic ice volumes : Evidence from rhythmic sedimentation and current growth across the Walvis Ridge (Deep Sea Drilling Project Sites 362 and 532). *Paleoceanography 5*(5), 685–707.

DiMarco, S. F., P. Chapman, W. D. Nowlin, P. Hacker, K. Donohue, M. Luther, G. C. Johnson, and J. Toole (2002). Volume transport and property distributions of the Mozambique Channel. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography 49*(7), 1481–1511.

Dingle, R. (1973). Post-Palaeozoic stratigraphy of the eastern Agulhas Bank, South African continental margin. *Marine Geology 15*(1), 1–23.

Dingle, R. V., W. G. Siesser, and A. Newton (1983). *Mesozoic and Tertiary geology of southern Africa*. Balkema Rotterdam.

Dixey, F. (1927). The tertiary and post-tertiary lacustrine sediments of the Nyasan Rift-valley. *Quarterly Journal of the Geological Society 83*(1-5), 432–442.

Dohrenwend, J. C. and A. J. Parsons (2009). Pediments in arid environments. In *Geomorphology of desert environments*, pp. 377–411. Springer.

Droz, L. and D. Mougenot (1987). Mozambique upper fan : origin of depositional units. *AAPG Bulletin 71*(11), 1355–1365.

Du Toit, A. (1933). Crustal movement as a factor in the geographical evolution of South Africa. *South African Geographical Journal 16*(3), 20.

Duncan, R., R. Hargraves, and G. Brey (1978). Age, palaeomagnetism and chemistry of melilite basalts in the Southern Cape, South Africa. *Geological Magazine 115*(5), 317–327.

Dupont, L. M., H. P. Linder, F. Rommerskirchen, and E. Schefu\s s (2011). Climate-driven rampant speciation of the Cape flora. *Journal of Biogeography 38*(6), 1059–1068.

Eagles, G. and M. König (2008). A model of plate kinematics in gondwana breakup. *Geophysical Journal International 173*(2), 703–717.

Ebinger, C. (1989). Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geological Society of America Bulletin 101*(7), 885–903.

Ebinger, C., A. Deino, A. Tesha, T. Becker, and U. Ring (1993). Tectonic controls on rift basin morphology : evolution of the Northern Malawi (Nyasa) Rift. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 98*(B10), 17821–17836.

Ebinger, C. J., B. Rosendahl, and D. Reynolds (1987). Tectonic model of the malaŵi rift, africa. *Tectonophysics 141*(1-3), 215–235.

Eby, G., M. Roden-Tice, H. Krueger, W. Ewing, E. Faxon, and A. Woolley (1995). Geochronology and cooling history of the northern part of the chilwa alkaline province, malawi. *Journal of African Earth Sciences 20*(3-4), 275–288.

Einsele, G. and M. Hinderer (1998). Quantifying denudation and sediment–accumulation systems (open and closed lakes) : basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140*(1), 7–21.

Emmel, B., R. Kumar, J. Jacobs, K. Ueda, M. Van Zuilen, and R. Matola (2014). The low-temperature thermochronological record of sedimentary rocks from the central Rovuma Basin (N Mozambique)—Constraints on provenance and thermal history. *Gondwana Research 25*(3), 1216–1229.

Emmel, B., R. Kumar, K. Ueda, J. Jacobs, M. Daszinnies, R. Thomas, and R. Matola (2011). Thermochronological history of an orogen-passive margin system : An example from northern Mozambique. *Tectonics 30*(2).

Ercilla, G., D. Casas, F. Estrada, J. Vázquez, J. Iglesias, M. García, M. Gómez, J. Acosta, J. Gallart, A. Maestro-González, and others (2008). Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology 247*(1), 61–83.

Fairhead, J. (1986). Geophysical controls on sedimentation within the African rift systems. *Geological Society, London, Special Publications 25*(1), 19–27.

Faugèers, J.-C., E. Gonthier, and D. A. Stow (1984). Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology 12*(5), 296–300.

Faugères, J.-C. and D. Stow (2008). Contourite drifts : nature, evolution and controls. *Developments in sedimentology 60*, 257–288.

Faugères, J.-C. and D. A. Stow (1993). Bottom-current-controlled sedimentation : a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology 82*(1-4), 287–297.

Faugères, J.-C., D. A. Stow, P. Imbert, and A. Viana (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology 162*(1), 1–38.

Feakins, S. J., N. E. Levin, H. M. Liddy, A. Sieracki, T. I. Eglinton, and R. Bonnefille (2013). Northeast African vegetation change over 12 my. *Geology 41*(3), 295–298.

Fernandes, P., N. Cogné, D. M. Chew, B. Rodrigues, R. C. Jorge, J. Marques, D. Jamal, and L. Vasconcelos (2015). The thermal history of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique : An integrated vitrinite reflectance and apatite fission track thermochronology study. *Journal of African Earth Sciences 112*, 55–72.

Flores, G. (1964). On the age of the Lupata rocks, lower Zambezi River, Mozambique. *South African Journal of Geology 67*(01), 111–118.

Flores, G. (1973). The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand. *Sedimentary basins of the African coasts 2*, 81–111.

Flowers, R. M. and B. Schoene (2010). (U-Th)/He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African Plateau. *Geology 38*(9), 827–830.

Fontijn, K., D. Delvaux, G. G. Ernst, M. Kervyn, E. Mbede, and P. Jacobs (2010). Tectonic control over active volcanism at a range of scales : case of the Rungwe Volcanic Province, SW Tanzania ; and hazard implications. *Journal of African Earth Sciences 58*(5), 764–777.

Fontijn, K., D. Williamson, E. Mbede, and G. G. Ernst (2012). The Rungwe Volcanic Province, Tanzania - A volcanological review. *Journal of African Earth Sciences 63*, 12–31.

Förster, R. (1975). The geological history of the sedimentary basin of southern mozambique, and some aspects of the origin of the mozambique channel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 17*(4), 267–287.

Forte, A. M., S. Quéré, R. Moucha, N. A. Simmons, S. P. Grand, J. X. Mitrovica, and D. B. Rowley (2010). Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics : A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters 295*(3), 329–341.

Franke, D., W. Jokat, S. Ladage, H. Stollhofen, J. Klimke, R. Lutz, E. S. Mahanjane, A. Ehrhardt, and B. Schreckenberger (2015). The offshore east african rift system : Structural framework at the toe of a juvenile rift. *Tectonics 34*(10), 2086–2104.

Frankel, J. (1966). The basal rocks of the Tertiary at Uloa, Zululand, South Africa. *Geological Magazine 103*(3), 214–230.

Friedrich, O., R. D. Norris, and J. Erbacher (2012). Evolution of middle to Late Cretaceous oceans - a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology 40*(2), 107–110.

Frostick, L. E. and S. J. Jones (2002). Impact of periodicity on sediment flux in alluvial systems : grain to basin scale. *Geological Society, London, Special Publications 191*(1), 81–95.

Gaina, C., D. J. Hinsbergen, and W. Spakman (2015). Tectonic interactions between India and Arabia since the Jurassic reconstructed from marine geophysics, ophiolite geology, and seismic tomography. *Tectonics 34*(5), 875–906.

Gaina, C., T. H. Torsvik, D. J. van Hinsbergen, S. Medvedev, S. C. Werner, and C. Labails (2013). The African Plate : A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics 604*, 4–25.

Gallagher, K. and R. Brown (1999). The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. *Geological Society, London, Special Publications 153*(1), 41–53.

Galloway, W. E. and T. A. Williams (1991). Sediment accumulation rates in time and space : Paleogene genetic stratigraphic sequences of the northwestern gulf of mexico basin. *Geology 19*(10), 986–989.

Gohl, K., G. Uenzelmann-Neben, and N. Grobys (2011). Growth and dispersal of a southeast African large igneous province. *South African Journal of Geology 114*(3-4), 379–386.

Gonthier, E., J.-C. Faugères, and D. Stow (1984). Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Special Publications 15*(1), 275–292.

Goodlad, S., A. Martin, and C. Hartnady (1982). Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal Valley. *Nature 295*(5851), 686–688.

Goodlad, S. W. (1986). *Tectonic and sedimentary history of the mid-Natal Valley (SW Indian Ocean)*. Department of Geology, University of Cape Town.

Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, and M. J. Warner (1992). Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research : Oceans 97*(C5), 7223–7240.

Goudie, A. S. (2005). The drainage of Africa since the Cretaceous. *Geomorphology 67*(3), 437–456.

Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg (2012). *The geologic time scale 2012*. elsevier.

Green, P. F., I. R. Duddy, P. Japsen, J. M. Bonow, and J. A. Malan (2017). Post-breakup burialand exhumation of the southern margin of Africa. *Basin Research 29*(1), 96–127.

Guillocheau, F. and A. Liget (2009). Base de données paléogéographiques en Afrique. Permien terminal - Jurassique inférieur. Etude des bassins "Karoo". Technical report.

Guillocheau, F., C. Robin, G. Baby, A. Delaunay, J.-P. Ponte, M. Dall'Asta, N. Buratti, and D. Michoux (2017). Austral and east african uplifts and relief growths, paleoclimate changes : A tool for predicting offshore sediments location and nature. In *Third EAGE Eastern Africa Petroleum Geoscience Forum*.

Guillocheau, F., D. Rouby, C. Robin, C. Helm, N. Rolland, C. Le Carlier de Veslud, and J. Braun (2012). Quantification and causes of the terrigeneous sediment budget at the scale of a continental margin : a new method applied to the Namibia - South Africa margin. *Basin Research 24*(1), 3–30.

Guillocheau, F., B. Simon, G. Baby, P. Bessin, C. Robin, and O. Dauteuil (2018). Planation surfaces as a record of mantle dynamics : The case example of Africa. *Gondwana Research*.

Gurnis, M., J. X. Mitrovica, J. Ritsema, and H.-J. van Heijst (2000). Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates : The case of the African superplume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1*(7).

Hales, A. and J. Nation (1973). A seismic refraction study in the southern Indian Ocean. *Bulletin of the Seismological Society of America 63*(6-1), 1951–1966.

Hallock, P. (1979). Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research 9*(1), 61–69.

Helland-Hansen, W. and J. G. Gjelberg (1994). Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy : a different perspective. *Sedimentary Geology 92*(1-2), 31–52.

Helland-Hansen, W. and G. Hampson (2009). Trajectory analysis : concepts and applications. *Basin Research 21*(5), 454–483.

Helland-Hansen, W. and O. J. Martinsen (1996). Shoreline trajectories and sequences : description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research 66*(4).

Herendeen, P. S. and B. F. Jacobs (2000). Fossil legumes from the middle Eocene (46.0 Ma) Mahenge flora of Singida, Tanzania. *American Journal of Botany 87*(9), 1358–1366.

Herman, F., D. Seward, P. G. Valla, A. Carter, B. Kohn, S. D. Willett, and T. A. Ehlers (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature 504*(7480), 423–426.

Hernández-Molina, F. J., D. A. Stow, E. Llave, M. Rebesco, G. Ercilla, D. Van Rooij, A. Mena, J.-T. Vázquez, and A. H. Voelker (2011). *Deep-water circulation : processes & products (16–18 June 2010, Baiona) : introduction and future challenges*. Springer.

Hoetzel, S., L. M. Dupont, F. Marret, G. Jung, and G. Wefer (2017). Steps in the intensification of Benguela upwelling over the Walvis Ridge during Miocene and Pliocene. *International Journal of Earth Sciences 106*(1), 171–183.

Hohenegger, J., E. Yordanova, and A. Hatta (2000). Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Journal of Foraminiferal Research 30*(1), 3–28.

Hoosen, Z., S. Kurszlaukis, G. Kiviets, and L. Fourie (2000). New high-precision ages from the Gibeon and Maltahohe Kimberlite Fields, southern Namibia. *Journal of African Earth Sciences 31*(1), 31–31.

Hunt, D. and M. E. Tucker (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base-level'fall. *Sedimentary Geology 81*(1-2), 1–9.

Ivanov, A., S. Rasskazov, A. Boven, L. Punzalan, I. Brandt, S. Brandt, and M. Fernandez-Alonso (1999). Timing and Late Cenozoic volcanic activity and rift basin formations in the Rungwe province of Tanzania substantiated by K–Ar and 40ar/39ar dating. *Proceedings of Rifting in Intracontinental Setting : Baikal Rift System and Other Continental Rifts*, 22–30.

Jacobs, B. F. (2002). Estimation of low-latitude paleoclimates using fossil angiosperm leaves : examples from the Miocene Tugen Hills, Kenya. *Paleobiology 28*(3), 399–421.

Jacobs, B. F. and A. L. Deino (1996). Test of climate-leaf physiognomy regression models, their application to two Miocene floras from Kenya, and 40ar/39ar dating of the Late Miocene Kapturo site. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 123*(1-4), 259–271.

Jacobs, B. F. and P. S. Herendeen (2004). Eocene dry climate and woodland vegetation in tropical Africa reconstructed from fossil leaves from northern Tanzania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 213*(1), 115–123.

Jacobs, B. F. and C. H. Kabuye (1987). A middle Miocene (12.2 my old) forest in the East African Rift Valley, Kenya. *Journal of Human Evolution 16*(2), 147–155.

Jacobs, B. F., A. D. Pan, and C. R. Scotese (2010). A review of the Cenozoic vegetation history of Africa. *Cenozoic mammals of Africa*, 57–72.

Jacobs, B. F., N. Tabor, M. Feseha, A. Pan, J. Kappelman, T. Rasmussen, W. Sanders, M. Wiemann, J. Crabaugh, and J. G. Massini (2005). Oligocene terrestrial strata of northwestern Ethiopia : a preliminary report on paleoenvironments and paleontology.

Jacobs, B. F. and D. A. Winkler (1992). Taphonomy of a middle Miocene autochthonous forest assemblage, Ngorora Formation, central Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 99*(1-2), 31–40.

Jelsma, H. A., M. J. De Wit, C. Thiart, P. H. Dirks, G. Viola, I. J. Basson, and E. Anckar (2004). Preferential distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of Southern Africa. *South African Journal of Geology 107*(1-2), 301–324.

Jervey, M. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.

Johnson, D., M. Ledbetter, and J. Damuth (1983). Neogene sedimentation and erosion in the Amirante Passage, western Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 30*(2), 195–219.

Jokat, W., T. Boebel, M. König, and U. Meyer (2003). Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 108*(B9).

Jorissen, E. (2015). Le système turbiditique du canal du Mozambique : faciès sédimentaires et analyses stratigraphiques. Technical report, Université de Bretagne Occidentale.

Jorry, S. (2004). *The Eocene nummulite carbonates (central Tunisia and NE Libya) : sedimentology, depositional environments, and application to oil reservoirs*. Ph. D. thesis, University of Geneva.

Jorry, S. J., C.-A. Hasler, and E. Davaud (2006). Hydrodynamic behaviour of Nummulites : implications for depositional models. *Facies 52*(2), 221.

Joubert, P. (1974). The gneisses of Namaqualand and their deformation. *South African Journal of Geology 77*(3), 339–345.

Jourdan, F., G. Féraud, H. Bertrand, M. Watkeys, and P. Renne (2008). The 40ar/39ar ages of the sill complex of the Karoo large igneous province : Implications for the Pliensbachian-Toarcian climate change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9*(6).

Kida, S., J. Yang, and J. F. Price (2009). Marginal sea overflows and the upper ocean interaction. *Journal of Physical Oceanography 39*(2), 387–403.

King, L. C. (1967). morphology of the earth ; a study and synthesis of world scenery.

Kingston, J. D., B. F. Jacobs, A. Hill, and A. Deino (2002). Stratigraphy, age and environments of the late Miocene Mpesida Beds, Tugen Hills, Kenya. *Journal of Human Evolution 42*(1-2), 95–116.

Klimke, J., D. Franke, C. Gaedicke, B. Schreckenberger, M. Schnabel, H. Stollhofen, J. Rose, and M. Chaheire (2015). How to identify oceanic crust—Evidence for a complex break-up in the Mozambique Channel, off East Africa. *Tectonophysics*.

Konig, M. and W. Jokat (2010). Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International 180*(1), 158–180.

Kröner, A. (1973). Comments on "Is the African plate stationary ?". *Nature 243*(5401), 29–30.

Lafourcade, P. (1984). *Etude géologique et géophysique de la marge continentale du sud Mozambique(17 S à 28 S)*. Ph. D. thesis.

Laskar, J., A. Fienga, M. Gastineau, and H. Manche (2011). La2010 : a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics 532*, A89.

Laskar, J., P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. Correia, and B. Levrard (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics 428*(1), 261–285.

Le Pichon, X. and J. R. Heirtzler (1968). Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research 73*(6), 2101–2117.

Leclaire, L., Y. Bassias, M. Clocchiatti, and J. Ségoufin (1989). La Ride de Davie dans le Canal de Mozambique : approche stratigraphique et géodynamique. *CR Acad. Sci.(Paris, série 2) 308*, 1077–1082.

Leinweber, V. T. and W. Jokat (2011). Is there continental crust underneath the northern Natal Valley and the Mozambique Coastal Plains ? *Geophysical Research Letters 38*(14).

Leinweber, V. T. and W. Jokat (2012). The Jurassic history of the Africa - Antarctica corridor - new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics 530*, 87–101.

Leinweber, V. T., F. Klingelhoefer, S. Neben, C. Reichert, D. Aslanian, L. Matias, I. Heyde, B. Schreckenberger, and W. Jokat (2013). The crustal structure of the Central Mozambique continental margin - Wide angle seismic, gravity and magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. *Tectonophysics 599*, 170–196.

Lister, L. (1967). Erosion surfaces in Malawi. *Rec. Geol. Surv. Malawi 7*(1965), 15–28.

Lister, L. A. (1987). *The erosion surfaces of Zimbabwe.* Number 90. Zimbabwe Geological Survey.

Lithgow-Bertelloni, C. and P. G. Silver (1998). Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature 395*(6699), 269.

Louvet, P. (1973). Contribution à l'étude de la mise en place des fôrets tropicales africaines. *CR Seance Soc Biogeogr*.

Lutjeharms, J. (2006). The ocean environment off southeastern Africa : a review : coelacanth research. *South African Journal of Science 102*(9-10), 419–426.

Lutjeharms, J. and I. Ansorge (2001). The Agulhas return current. *Journal of Marine Systems 30*(1), 115–138.

Macgregor, D. (2015). History of the development of the East African Rift System : a series of interpreted maps through time. *Journal of African Earth Sciences 101*, 232–252.

MacPhee, D. (2006). *Exhumation, rift-flank uplift, and the thermal evolution of the Rwenzori Mountains determined by combined (U-Th)/He and U-Pb thermochronometry.* Ph. D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.

Mahanjane, E. S. (2012). A geotectonic history of the northern Mozambique Basin including the Beira High–A contribution for the understanding of its development. *Marine and Petroleum Geology 36*(1), 1–12.

Mahoney, J., R. Duncan, W. Khan, E. Gnos, and G. McCormick (2002). Cretaceous volcanic rocks of the south tethyan suture zone, pakistan : implications for the réunion hotspot and deccan traps. *Earth and Planetary Science Letters 203*(1), 295–310.

Marks, K. and A. Tikku (2001). Cretaceous reconstructions of east antarctica, africa and madagascar. *Earth and Planetary Science Letters 186*(3), 479–495.

Marsh, J. S. (2010). The geochemistry and evolution of Palaeogene phonolites, central Namibia. *Lithos 117*(1), 149–160.

Martin, A., S. Goodlad, C. Hartnady, and A. d. Plessis (1982). Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophysical Journal International 71*(3), 567–579.

Martinez, M. and G. Dera (2015). Orbital pacing of carbon fluxes by a 9 My eccentricity cycle during the Mesozoic. *Proceedings of the National Academy of Sciences 112*(41), 12604–12609.

Martini, E. (1971). Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. In *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*, pp. 739–785. Tecnoscienza.

Martín–Chivelet, J., M. Fregenal–Martínez, and B. Chacón (2008). Traction structures in contourites. *Developments in Sedimentology 60*, 157–182.

McElhinny, M. (1970). Formation of the Indian ocean. *Nature 228*(5275), 977–979.

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters 40*(1), 25–32.

Meade, R. H. (1982). Sources, sinks, and storage of river sediment in the atlantic drainage of the united states. *The Journal of Geology 90*(3), 235–252.

Migon, P. (2004). *Peneplains* (Goodie A.S ed.). Routledge London.

Miller, K., J. Wright, M. Katz, J. Browning, B. Cramer, B. S. Wade, and S. Mizintseva (2008). A view of Antarctic ice-sheet evolution from sea-level and deep-sea isotope changes during the Late Cretaceous - Cenozoic. *Antarctica : a keystone in a changing world*, 55–70.

Milliman, J. D. and J. P. Syvitski (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology 100*(5), 525–544.

Mitchum, J., P. Vail, and S. Thompson III (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level : Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis : Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Molnar, P., R. S. Anderson, G. Kier, and J. Rose (2006). Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface 111*(F2).

Moore, A. (1999). A reappraisal of epeirogenic flexure axes in southern Africa. *South African Journal of Geology 102*(4), 363–376.

Moore, A., T. Blenkinsop, and others (2008). Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters 268*(1), 151–164.

Moore, A. and P. Larkin (2001). Drainage evolution in south-central Africa since the breakup of Gondwana. *South African Journal of Geology 104*(1), 47–68.

Moore, A. and W. Verwoerd (1985). The olivine melilitite-" kimberlite"-carbonatite suite of Namaqualand and Bushmanland, South Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa 88*(2), 281–294.

Moore, A. E., F. P. Cotterill, M. P. Main, and H. B. Williams (2007). The Zambezi River. *Large rivers : geomorphology and management*, 311–332.

Morley, R. (2011). Cretaceous and Tertiary climate change and the past distribution of megathermal rainforests. In *Tropical rainforest responses to climatic change*, pp. 1–34. Springer.

Mortimer, E., J. Foeken, M. Strecker, and F. Stuart (2006). Evolution of a Young Rift Border-Fault System Constrained by Low Temperature (U-Th/He) Thermochronometry : North Basin, Malawi Rift, East Africa. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Moucha, R. and A. M. Forte (2011). Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience 4*(10), 707–712.

Mougenot, D., M. Recq, P. Virlogeux, and C. Lepvrier (1986). Seaward extension of the East African rift. *Nature 321*(6070), 599–603.

Mueller, C. O., W. Jokat, and B. Schreckenberger (2016). The crustal structure of Beira High, central Mozambique - Combined investigation of wide-angle seismic and potential field data. *Tectonophysics 683*, 233–254.

Nairn, A. E., I. Lerche, and J. E. Iliffe (1991). Geology, basin analysis, and hydrocarbon potential of Mozambique and the Mozambique Channel. *Earth-Science Reviews 30*(1), 81–123.

Neumann, F. H. and M. K. Bamford (2015). Shaping of modern southern African biomes : Neogene vegetation and climate changes. *Transactions of the Royal Society of South Africa 70*(3), 195–212.

Niemi, T. M., Z. Ben-Avraham, C. J. Hartnady, and M. Reznikov (2000). Post-Eocene seismic stratigraphy of the deep ocean basin adjacent to the southeast African continental margin : a record of geostrophic bottom current systems. *Marine Geology 162*(2), 237–258.

Nugent, C. (1990). The Zambezi River : tectonism, climatic change and drainage evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 78*(1-2), 55–69.

Nyblade, A. A., T. J. Owens, H. Gurrola, J. Ritsema, and C. A. Langston (2000). Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa. *Geology 28*(7), 599–602.

Nyblade, A. A. and S. W. Robinson (1994). The african superswell. *Geophysical research letters 21*(9), 765–768.

Olsson, R., C. Hemleben, W. Berggren, and B. Huber (1999). Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. In *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, pp. 85–252.

Ortiz, A. (2016). Analyse sismo-stratigraphique des séries pléistocènes de la plate-forme du Mozambique. Technical report, Université de Rennes 1.

Pan, A. D., B. F. Jacobs, J. Dransfield, and W. J. Baker (2006). The fossil history of palms (Arecaceae) in Africa and new records from the late Oligocene (28 - 27 Mya) of north-western Ethiopia. *Botanical Journal of the Linnean Society 151*(1), 69–81.

Paola, C. and J. M. Martin (2012). Mass-balance effects in depositional systems. *Journal of Sedimentary Research 82*(6), 435–450.

Parsiegla, N., K. Gohl, and G. Uenzelmann-Neben (2008). The Agulhas Plateau : Structure and evolution of a large igneous province. *Geophysical Journal International 174*(1), 336–350.

Partridge, R. and others (1987). Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology 90*(2), 179–208.

Pearson, P., R. Olson, B. Huber, C. Hemleben, and W. Berggren (2006). Atlas of eocene planktonic foraminifera. *Cushman Foundation Spec. Publ 41*, 514.

Pekkala, Y., T. Kuivasaari, R. Gonçalves, M. Deus, F. Chaúque, and C. Almeida (2008). Review of industrial minerals in Mozambique. *Geol. Surv. Finland, Spec. Pap 48*, 289–306.

Penven, P., J. Lutjeharms, and P. Florenchie (2006). Madagascar : A pacemaker for the Agulhas Current system ? *Geophysical Research Letters 33*(17).

Perch Nielsen, K. (1985a). Cenozoic calcareous nannofossils. In *Plankton stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K ed.)., pp. 427–554. Cambridge University press, Cambridge.

Perch Nielsen, K. (1985b). Mesozoic calcareous nannofossils. In *Plankton stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K ed.)., pp. 329–426. Cambridge University press, Cambridge.

Phillips, J. (2003). Alluvial storage and the long-term stability of sediment yields. *Basin research 15*(2), 153–163.

Pickford, M. (2002). Early Miocene grassland ecosystem at Bukwa, Mount Elgon, Uganda. *Comptes Rendus Palevol 1*(4), 213–219.

Pickford, M. (2014). New Ratite eggshells from the Miocene of Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia 15*, 70–90.

Pickford, M., Y. Sawada, H. Hyodo, and B. Senut (2013). Radio-isotopic age control for Palaeogene deposits of the Northern Sperrgebiet, Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia 15*, 3–15.

Pickford, M., B. Senut, and C. Mourer-Chauviré (2004). Early Pliocene Tragulidae and peafowls in the Rift Valley, Kenya : evidence for rainforest in East Africa. *Comptes Rendus Palevol 3*(3), 179–189.

Pik, R. (2011). Geodynamics : east Africa on the rise. *Nature Geoscience 4*(10), 660.

Pik, R., B. Marty, J. Carignan, and J. Lavé (2003). Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U - Th)/He thermochronometry : implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth and Planetary Science Letters 215*(1), 73–88.

Pik, R., B. Marty, J. Carignan, G. Yirgu, and T. Ayalew (2008). Timing of East African Rift development in southern Ethiopia : Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology 36*(2), 167–170.

Pik, R., B. Marty, and D. Hilton (2006). How many mantle plumes in Africa ? The geochemical point of view. *Chemical Geology 226*(3), 100–114.

Plint, A. (1988). Sharp-base shoreface sequences and" offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta : their relationship to relative changes in sea-level. *Sea-level Changes : An Integrated Approach : SEPM Special Publication 42*, 357–370.

Plint, A. G. and D. Nummedal (2000). The falling stage systems tract : recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications 172*(1), 1–17.

Plummer, P. S. and E. Belle (1995). Mesozoic tectono-stratigraphic evolution of the Seychelles microcontinent. *Sedimentary Geology 96*(1-2), 73–91.

Poag, C. W. and W. D. Sevon (1989). A record of appalachian denudation in postrift mesozoic and cenozoic sedimentary deposits of the us middle atlantic continental margin. *Geomorphology 2*(1), 119–157.

Posamentier, H. and P. Vail (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models.

Poumot, C. (1989). Palynological evidence for eustatic events in the tropical neogene. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 13*(2), 437–453.

Prescott, C. L., A. M. Haywood, A. M. Dolan, S. J. Hunter, J. O. Pope, and S. J. Pickering (2014). Assessing orbitally-forced interglacial climate variability during the mid-Pliocene Warm Period. *Earth and Planetary Science Letters 400*, 261–271.

Preu, B., V. Spie\s s, T. Schwenk, and R. Schneider (2011). Evidence for current-controlled sedimentation along the southern Mozambique continental margin since Early Miocene times. *Geo-Marine Letters 31*(5-6), 427–435.

Raab, M., R. Brown, K. Gallagher, K. Weber, and A. Gleadow (2005). Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics 24*(3).

Raffi, I., J. Backman, E. Fornaciari, H. Pälike, D. Rio, L. Lourens, and F. Hilgen (2006). A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews 25*(23), 3113–3137.

Raillard, S. (1990). *Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fracture associées : Chaine Davie et Ride du Mozambique.* Ph. D. thesis, Universite Pierre et Marie Curie.

Rasmussen, C., B. Reichenbacher, O. Lenz, M. Altner, S. B. Penk, J. Prieto, and D. Bruesch (2017). Middle - late Miocene palaeoenvironments, palynological data and a fossil fish Lagerstätte from the Central Kenya Rift (East Africa). *Geological Magazine 154*(1), 24–56.

Ray, G. E. (1975). *The geology of the Chitipa-Karonga area.* Government Printer, South Africa.

Read, J. and R. Pollard (1999). Deep inflow into the Mozambique Basin. *Journal of Geophysical Research : Oceans 104*(C2), 3075–3090.

Rebesco, M., F. J. Hernández-Molina, D. Van Rooij, and A. Wahlin (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes : state-of-the-art and future considerations. *Marine Geology 352*, 111–154.

Reeves, C. (2014). The position of Madagascar within Gondwana and its movements during Gondwana dispersal. *Journal of African Earth Sciences 94*, 45–57.

Reid, D., A. Cooper, D. Rex, and R. Harmer (1990). Timing of post–Karoo alkaline volcanism in southern Namibia. *Geological Magazine 127*(5), 427–433.

Retallack, G. J., J. G. Wynn, B. R. Benefit, and M. L. Mccrossin (2002). Paleosols and paleoenvironments of the middle Miocene, Maboko Formation, Kenya. *Journal of Human Evolution 42*(6), 659–703.

Ritsema, J., A. A. Nyblade, T. J. Owens, C. A. Langston, and J. C. VanDecar (1998). Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa : Implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 103*(B9), 21201–21213.

Roberts, D. L., L. Sciscio, A. I. Herries, L. Scott, M. K. Bamford, C. Musekiwa, and H. Tsikos (2013). Miocene fluvial systems and palynofloras at the southwestern tip of Africa : Implications for regional and global fluctuations in climate and ecosystems. *Earth-science reviews 124*, 184–201.

Roberts, E. M., P. M. O'Connor, N. J. Stevens, M. D. Gottfried, Z. A. Jinnah, S. Ngasala, A. M. Choh, and R. A. Armstrong (2010). Sedimentology and depositional environments of the Red Sandstone Group, Rukwa Rift Basin, southwestern Tanzania : New insight into Cretaceous and Paleogene terrestrial ecosystems and tectonics in sub-equatorial Africa. *Journal of African Earth Sciences 57*(3), 179–212.

Roche, D., L. Ségalen, B. Senut, and M. Pickford (2013). Stable isotope analyses of tooth enamel carbonate of large herbivores from the Tugen Hills deposits : Palaeoenvironmental context of the earliest Kenyan hominids. *Earth and Planetary Science Letters 381*, 39–51.

Roman, R. and J. Lutjeharms (2009). Red Sea Intermediate Water in the source regions of the Agulhas Current. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers 56*(6), 939–962.

Roquette, E. (2016). La marge transformante nord-Mozambicaine : bilan érosion - sédimentation. Technical report, Université de Rennes 1.

Rosendahl, B. R., E. Kilembe, and K. Kaczmarick (1992). Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics 213*(1-2), 235–256.

Rouby, D., S. Bonnet, F. Guillocheau, K. Gallagher, C. Robin, F. Biancotto, O. Dauteuil, and J. Braun (2009). Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150my : An evaluation from sedimentation/denudation balance. *Marine and Petroleum Geology 26*(6), 782–794.

Royden, L. and C. Keen (1980). Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters 51*(2), 343–361.

Saggerson, E. and J. Bristow (1983). The geology and structural relationships of the southern Lebombo volcanic and intrusive rocks, South Africa. *Bulletin of Volcanology 46*(2), 161–181.

Sahabi, M. (1993). *Un modèle général de d'évolution de l'océan indien*. Ph. D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.

Said, A., C. Moder, S. Clark, and B. Ghorbal (2015). Cretaceous–Cenozoic sedimentary budgets of the Southern Mozambique Basin : Implications for uplift history of the South African Plateau. *Journal of African Earth Sciences 109*, 1–10.

Sakai, T., M. Saneyoshi, S. Tanaka, Y. Sawada, M. Nakatsukasa, E. Mbua, and H. Ishida (2010). Climate shift recorded at around 10 Ma in Miocene succession of Samburu Hills, northern Kenya Rift, and its significance. *Geological Society, London, Special Publications 342*(1), 109–127.

Salman, G. and I. Abdula (1995). Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sedimentary Geology 96*(1), 7–41.

Saria, E., E. Calais, Z. Altamimi, P. Willis, and H. Farah (2013). A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic Solutions : Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 118*(4), 1677–1697.

Saria, E., E. Calais, D. Stamps, D. Delvaux, and C. Hartnady (2014). Present-day kinematics of the east african rift. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 119*(4), 3584–3600.

Savoye, B., N. Babonneau, B. Dennielou, and M. Bez (2009). Geological overview of the angola–congo margin, the congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography 56*(23), 2169–2182.

Schlüter, P. and G. Uenzelmann-Neben (2007). Seismostratigraphic analysis of the Transkei Basin : A history of deep sea current controlled sedimentation. *Marine Geology 240*(1), 99–111.

Schlüter, P. and G. Uenzelmann-Neben (2008). Indications for bottom current activity since Eocene times : The climate and ocean gateway archive of the Transkei Basin, South Africa. *Global and Planetary Change 60*(3), 416–428.

Sciscio, L., H. Tsikos, D. Roberts, L. Scott, Y. van Breugel, J. S. Damste, S. Schouten, and D. Grocke (2016). Miocene climate and vegetation changes in the Cape Peninsula, South Africa : evidence from biogeochemistry and palynology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 445*, 124–137.

Scotese, C., A. Boucot, and W. McKerrow (1999). Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences 28*(1), 99–114.

Segalen, L., M. Renard, J. A. Lee-Thorp, L. Emmanuel, L. Le Callonnec, M. De Rafélis, B. Senut, M. Pickford, and J.-L. Melice (2006). Neogene climate change and emergence of C 4 grasses in the Namib, southwestern Africa, as reflected in ratite 13 C and 18 O. *Earth and Planetary Science Letters 244*(3), 725–734.

Segoufin, J. and P. Patriat (1981). Reconstructions de l9ocean Indien Occidental pour les epoques des anomalies M21, M2 et 34 ; Paleoposition de Madagascar. *Bulletin de la Société Géologique de France 7*(6), 603–607.

Sepulchre, P., G. Ramstein, F. Fluteau, M. Schuster, J.-J. Tiercelin, and M. Brunet (2006). Tectonic uplift and Eastern Africa aridification. *Science 313*(5792), 1419–1423.

Séranne, M. (1999). Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin : a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition ? *Terra Nova-Oxford 11*(4), 135–140.

Serra, N., I. Ambar, and D. Boutov (2010). Surface expression of Mediterranean Water dipoles and their contribution to the shelf/slope–open ocean exchange. *Ocean Science 6*(1), 191–209.

Shanmugam, G. (2017). Contourites : Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Petroleum Exploration and Development 44*(2), 183–216.

Sharman, G. R., J. A. Covault, D. F. Stockli, A. F.-J. Wroblewski, and M. A. Bush (2017). Early cenozoic drainage reorganization of the united states western interior–gulf of mexico sediment routing system. *Geology 45*(2), 187–190.

Shepard, F. P., N. F. Marshall, P. A. McLoughlin, and G. G. Sullivan (1979). Currents in submarine canyons and other seavalleys.

Siesser, W. G. (1980). Late Miocene origin of the Benguela upswelling system off northern Namibia. *Science 208*(4441), 283–285.

Simoes, M., J. Braun, and S. Bonnet (2010). Continental-scale erosion and transport laws : A new approach to quantitatively investigate macroscale landscapes and associated sediment fluxes over the geological past. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11*(9).

Simon, B. (2015). *Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : Déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17Ma.* Ph. D. thesis, Université de Rennes 1.

Simon, B., F. Guillocheau, C. Robin, O. Dauteuil, T. Nalpas, M. Pickford, B. Senut, P. Lays, P. Bourges, and M. Bez (2017). Deformation and sedimentary evolution of the Lake Albert Rift (Uganda, East African Rift System). *Marine and Petroleum Geology 86*, 17–37.

Sinclair, H. and M. Tomasso (2002). Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of sedimentary research 72*(4), 451–456.

Skelton, P. H. (1994). Diversity and distribution of freshwater fishes in East and Southern Africa. *Annales-Musee Royal de l'Afrique Centrale. Sciences Zoologiques (Belgium) ISSN 0770-4666*.

Sømme, T. O., W. Helland-Hansen, O. J. Martinsen, and J. B. Thurmond (2009). Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems : A basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Research 21*(4), 361–387.

Spiegel, C., B. P. Kohn, D. X. Belton, and A. J. Gleadow (2007). Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks : Implications for late Cenozoic environmental change in East Africa. *Geology 35*(5), 427–430.

Spriggs, A. J. (1988). *An isotopic and geochemical study of kimberlites and associated alkaline rocks from Namibia.* Ph. D. thesis, University of Leeds.

Stamps, D. S., E. Calais, E. Saria, C. Hartnady, J.-M. Nocquet, C. J. Ebinger, and R. M. Fernandes (2008). A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters 35*(5).

Steinbruch, F. (2010). Geology and geomorphology of the Urema Graben with emphasis on the evolution of Lake Urema. *Journal of African Earth Sciences 58*(2), 272–284.

Storey, M., J. J. Mahoney, A. D. Saunders, R. A. Duncan, S. P. Kelley, M. F. Coffin, et al. (1995). Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of madagascar and india. *Science - New York - Washington*, 852–852.

Stow, D. A., G. Kahler, and M. Reeder (2002). Fossil contourites : type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. *Geological Society, London, Memoirs 22*(1), 443–455.

Strasser, A., H. Hillgärtner, W. Hug, and B. Pittet (2000). Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nova 12*(6), 303–311.

Suc, J.-P., S. Fauquette, and S.-M. Popescu (2004). L'investigation palynologique du Cénozoïque passe par les herbiers. In *Actes du Colloque "Les herbiers : un outil d'avenir. Tradition et modernité", Villeurbanne. Edit. Association française pour la Conservation des Espèces Végétales, Nancy*, pp. 67–87.

Summerfield, M. and N. Hulton (1994). Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 99*(B7), 13871–13883.

Tator, B. A. (1952). Pediment characteristics and terminology. *Annals of the Association of American Geographers 42*(4), 295–317.

Thomas, D. S. and P. A. Shaw (1988). Late Cenozoic drainage evolution in the Zambezi Basin : geomorphological evidence from the Kalahari rim. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 7*(4), 611–618.

Thompson, J. O. (2017). The opening of the Indian ocean what is the impact on the East African Madagascar and Antarctic margins and what are the origins of the aseismic ridges.

Tiedemann, R., M. Sarnthein, and N. J. Shackleton (1994). Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic δ18O and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography 9*(4), 619–638.

Tikku, A. A., K. M. Marks, and L. C. Kovacs (2002). An Early Cretaceous extinct spreading center in the northern Natal Valley. *Tectonophysics 347*(1), 87–108.

Timberlake, J. (2000). *Biodiversity of the Zambezi basin*. Biodiversity Foundation for Africa Bulawayo.

Tinker, J., M. de Wit, and R. Brown (2008a). Linking source and sink : evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa. *Tectonophysics 455*(1), 94–103.

Tinker, J., M. de Wit, and R. Brown (2008b). Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics 455*(1), 77–93.

Trauth, M. H., M. A. Maslin, A. Deino, and M. R. Strecker (2005). Late cenozoic moisture history of east africa. *Science 309*(5743), 2051–2053.

Tucholke, B. E., R. E. Houtz, and D. M. Barrett (1981). Continental crust beneath the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 86*(B5), 3791–3806.

Tucker, G. E. and R. Slingerland (1996). Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research 8*(3), 329–349.

Uenzelmann-Neben, G., M. Watkeys, W. Kretzinger, M. Frank, and L. Heuer (2011). Palaeoceanographic interpretation of a seismic profile from the southern Mozambique Ridge, southwestern Indian Ocean. *South African Journal of Geology 114*(3-4), 449–458.

Vail, P. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology-an overview. *Cycles and events in stratigraphy*, 617–659.

Vail, P. R., R. Mitchum Jr, and S. Thompson III (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level : Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap : section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigrapic Interpretation.

Van der Beek, P., E. Mbede, P. Andriessen, and D. Delvaux (1998). Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology. *Journal of African Earth Sciences 26*(3), 363–385.

Van Der Beek, P., M. A. Summerfield, J. Braun, R. W. Brown, and A. Fleming (2002). Modeling post-breakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 107*(B12).

Viana, A., J.-C. Faugères, and D. Stow (1998). Bottom-current-controlled sand deposits—a review of modern shallow-to deep-water environments. *Sedimentary Geology 115*(1-4), 53–80.

Vincens, A., J.-J. Tiercelin, and G. Buchet (2006). New Oligocene - early Miocene microflora from the southwestern Turkana Basin : Palaeoenvironmental implications in the northern Kenya Rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 239*(3), 470–486.

Virlogeux, P. (1987). *Geologie de la marge nord-mozambique et de la chaine davie (9s a 21s) : campagne md40-macamo*. Ph. D. thesis, Paris 6.

Walford, H., N. White, and J. Sydow (2005). Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth and Planetary Science Letters 238*(1), 49–63.

Watkeys, M. (2002). Development of the Lebombo rifted volcanic margin of southeast Africa. *Special papers-Geological Society of America*, 27–46.

Watts, A. (2001). Gravity anomalies, flexure and crustal structure at the Mozambique rifted margin. *Marine and Petroleum Geology 18*(4), 445–455.

Whitaker, C. (1979). The use of the term 'pediment'and related terminology. *Zeitschrift für Geomorphologie 23*, 427–439.

Whitehead, K., A. Le Roex, C. Class, and D. Bell (2002). Composition and cretaceous thermal structure of the upper mantle beneath the damara mobile belt : evidence from nephelinite-hosted peridotite xenoliths, swakopmund, namibia. *Journal of the Geological Society 159*(3), 307–321.

Wichura, H., R. Bousquet, R. Oberhänsli, M. R. Strecker, and M. H. Trauth (2010). Evidence for middle Miocene uplift of the East African Plateau. *Geology 38*(6), 543–546.

Wichura, H., R. Bousquet, R. Oberhänsli, M. R. Strecker, and M. H. Trauth (2011). The Mid-Miocene East African Plateau : a pre-rift topographic model inferred from the emplacement of the phonolitic Yatta lava flow, Kenya. *Geological Society, London, Special Publications 357*(1), 285–300.

Wichura, H., L. L. Jacobs, A. Lin, M. J. Polcyn, F. K. Manthi, D. A. Winkler, M. R. Strecker, and M. Clemens (2015). A 17-My-old whale constrains onset of uplift and climate change in east Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences 112*(13), 3910–3915.

Woolley, A. (1987). Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites, Malawi. *Journal of African Earth Sciences (1983) 6*(6), 891–898.

Young, J. (1998). Neogene. In *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy* (Bown, P.R ed.)., pp. 225–265. British Micropaleontological Society Publications Series, Kluwer Academic Press, Dordrecht, 8.

Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science 292*(5517), 686–693.

Zeeden, C., F. Hilgen, T. Westerhold, L. Lourens, U. Röhl, and T. Bickert (2013). Revised miocene splice, astronomical tuning and calcareous plankton biochronology of odp site 926 between 5 and 14.4 ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 369*, 430–451.

Zhenzhong, G. and Z. Gao (1998). *Deep-water traction current deposits.* VSP.