



HAL
open science

Géométries crustales, évolution paléogéographique et histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge passive du craton guyanais

Artiom Loparev

► To cite this version:

Artiom Loparev. Géométries crustales, évolution paléogéographique et histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge passive du craton guyanais. Tectonique. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2020. Français. NNT : 2020TOU30170 . tel-03173150

HAL Id: tel-03173150

<https://theses.hal.science/tel-03173150>

Submitted on 18 Mar 2021

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *Date de défense (15/06/2020)* par :

ARTIOM LOPAREV

**Géométries crustales, évolution paléogéographique et
histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge
passive du Craton Guyanais**

JURY

DELPHINE ROUBY	Chargée de Recherche	Directrice
DOMINIQUE CHARDON	Directeur de Recherche	Directeur
FRANCIS ODONNE	Professeur d'Université	Président du Jury
CÉCILE ROBIN	Maître de Conférence	Rapporteur
NICOLAS BELLAHSEN	Maître de Conférence	Rapporteur
MICHEL GUIRAUD	Professeur d'Université	Rapporteur
MASSIMO DALL'ASTA	Ingénieur d'exploration	Invité
FABIEN PAQUET	Ingénieur-Chercheur	Invité

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Géologie Environnement Toulouse (GET; UMR: 5563)

Directeur(s) de Thèse :

Delphine ROUBY et Dominique CHARDON

Rapporteurs :

Cécile ROBIN, Nicolas BELLAHSEN et Michel GUIRAUD

REMERCIEMENTS

“Vieux proverbe de géologue dit : deux géologues - trois avis.”

Ceci ne traduit pas leur désaccord, mais plutôt la richesse des évènements géologiques affectant la Terre et leur conception, rendant ainsi cette science exceptionnelle à évolution constante.

Terminé!

C'est le premier mot qui m'est venu à l'esprit en quittant la salle de soutenance de ma thèse. Ces trois ans et demi furent une expérience éprouvante qui demandait beaucoup d'efforts sur le plan professionnel et surtout personnel, mais également très enrichissante, intéressante et époustouflante. Je suis heureux et fier d'avoir eu la chance de faire cette expérience. Ce n'est uniquement cela que je souhaite retenir de cette période. J'ai en effet découvert et appris beaucoup de choses sur les aspects scientifiques, rencontré des personnes intéressantes et particulières avec qui j'ai partagé de bons moments, qui m'ont aidé, soutenu, conseillé et avec qui j'ai juste discuté. Je vous dis merci à toutes et à tous.

Il y a beaucoup de gens que je voudrais remercier, mais je souhaite commencer par ma magnifique famille, car c'est le plus important de ce qui existe dans ce monde. Son aide et son soutien ont été et seront toujours inestimables. Mes parents (maman et papa), qui m'ont toujours soutenu dans toutes les situations et n'ont jamais cessé de croire en moi. Votre confiance et votre amour sont d'une aide incalculable, Merci beaucoup! Merci à ma petite sœur, Erika pour toute ton aide et notamment pour avoir gardé Bogdan aussi souvent que nécessaire, pendant que je rédigeai le manuscrit. Merci à Bogdan, mon fils, qui est le meilleur au monde, tu me donne la joie et l'envie d'aller toujours vers l'avant. Merci à ma femme, Émilie, pour tout, ton soutien, ton aide, tes conseils, ta patience, ta présence et ton amour. T'as vécu cette thèse avec moi et partagé tous les moments avec moi. C'est aussi ton accomplissement et tu peux presque dire que désormais tu possèdes deux Doctorats :). Nous avançons et construisons nos projets ensemble, en voila un de plus (et non des moindres) accompli. Merci à tes parents et à ton frère pour tout leur soutien! Sans eux la tâche serait plus difficile. Ils ont toujours répondu présents quand nous en avions besoin! Merci à vous tous d'exister!

Je remercie vivement mes directeurs de thèse, Delphine ROUBY et Dominique CHAR-DON. Merci de m'avoir donné la chance de faire cette thèse, participer à ce projet et m'avoir accordé votre confiance depuis le début jusqu'à la fin. Vos conseils et le partage de vos connaissances scientifiques et techniques ont été une énorme aide, qui me permettaient d'avancer et de débloquer certaines situations. Merci pour tous vos schémas, croquis et dessins explicatifs réalisés sur un bout de table lors de nos discussions multiples. Delphine, merci beaucoup pour toute votre aide, pour les rédactions, présentations, posters, interpré-

tations,... et pour tout ce que vous avez fait pour moi. Je ne l'oublierai jamais. Dominique, j'ai beaucoup appris de la rigueur à vos côtés et que chaque trait sur une carte, un schéma ou une coupe a son importance et peut être sujet d'interprétation. Merci pour vos côtés humains.

Je suis très heureux d'avoir été sous encadrements de Massimo DALL'ASTA et de Fabien PAQUET lors de ce projet, auprès desquels j'ai appris énormément sur les aspects d'interprétations et de reconnaissances des faciès sismiques, paléo-environnements et géologie et qui sont simplement des personnes formidables. Massimo, vous étiez toujours disponible, malgré un emploi de temps chargé, quand j'en avais besoin. Merci pour tout votre partage, vos conseils et toutes nos discussions qui m'ont permis de progresser et améliorer mes visions géologiques. Fabien, merci beaucoup pour toute votre disponibilité, pour vos déplacements à Pau et à Toulouse pour effectuer un travail en commun, me permettant ainsi d'avancer sur le projet. Merci pour tous vos schémas explicatifs de faciès sismiques et autres objets.

Merci aux rapporteurs et examinateurs du comité de mon jury de thèse : Cécile ROBIN, Nicolas BELLAHSEN, Michel GUIRAUD et Francis ODONNE, d'avoir accepté de juger mon travail et qui ont ensuite formulé des suggestions et conseils très précieux, utiles et enrichissants.

Lors de ce Doctorat j'ai eu la chance de bénéficier d'une grande aide technique, qui m'a permis de terminer ce projet dans des meilleures conditions. Je remercie donc Jean-Yves ROIG, Sylvain CALASSOU et Charlotte FILLON pour tout leur soutien, confiance, disponibilités, mais également leur conseils.

Lors de chaque projet scientifique, lors de nos vies au laboratoire ou entreprise, nous avons la chance d'échanger et de bénéficier des discussions scientifiques très fructueuses, qui nous permettent souvent de débloquent une problématique et la voir sous un autre angle. Je tiens donc à remercier de nombreux chercheurs du GET avec lesquels j'ai souvent discuté et qui ont toujours voulu partager leur connaissances avec moi : Stéphane BONNET, Guillaume DERA, Frédéric CHRISTOPHOUL, Yoann DENELE, Vincent REGARD, Olivier VANDERHAEGHE, Martin RODDAZ... J'en oublie certainement pleins d'autres, merci à toutes et à tous. Je souhaite également et pour les mêmes raisons remercier des géologues de TOTAL (CSTJF) notamment pour leur aide lors de mes interprétations

des structures crustales : François SAPIN et Emmanuel Masini, ainsi que Yan MONTICO pour son aide lors de la conversion en profondeur des horizons sismiques.

Un grand merci à l'ensemble du personnel administratif de TOTAL et du GET, mais plus particulièrement à Cathy BONZOM, Carine BARITAUD et Marlène LARROQUE, pour leur aide lors de mes nombreux déplacements et toutes autres gestions très précieuses.

Lors de cette thèse j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes formidables, avec qui j'ai partagé des moments inoubliables. Je remercie très particulièrement Yannick MOURLOT, qui est un gars super. Merci Yannick pour tous ces moments à Pau ou à Toulouse et merci également pour tes aides en interprétation sismique. Un grand merci à Flora BAJOLET, Jing YE et Paul ANGRAND pour tous les conseils et les échanges scientifiques très fructueux. Je tiens à remercier mes co-bureaux pour leur soutien : Mélodie, Anne, Céline et Pierre, ainsi qu'un merci très particulier à Dahedery. Vous avez un peu vécu cette thèse avec moi, et moi les vôtres avec vous ;). Je remercie également d'autres (anciens) Doctorants et post - Docs du GET : Nail, Chris, Bryan, Clément, Camila, Mathilde, Kassem, Sophia, Vianney (merci pour la formation Latex), Maxime, Juliette, Alice, Valeria, Sophie (c'est bientôt ton tour ;)), Gaétan, Steven, Rim, Rémy, Martin, Anissa, Léo, Chiara, Brendan, Inès, Laure, Julien, Loïs, Léandre et d'autres que j'oublie certainement. Je remercie les (anciens) Doctorants et post - Docs de TOTAL : Manue, Antoine Th, Antoine Cl, Marie, Yoann, Anne-Claire, Marfa, Maxime, Christophe, Anthony et d'autres. Je remercie aussi les anciens rennais : Alex, Julien, Guillaume et Antoine.

Ce projet est désormais terminé, j'en suis persuadé qu'un nouveau monde merveilleux, avec d'autres expériences prodigieuses et fantastiques m'attend. J'aaaariiiiive....;)

Bonne lecture !

Pour Bogdan

et À mes grands-parents, qui ont toujours souhaité que je fasse de longues études.

Résumé

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet "*Source to Sink* Guyane" de TOTAL et BRGM. Son objectif était de poser les bases d'une étude *Source to Sink* du Craton Guyanais, en étudiant l'évolution géo-dynamique de sa marge passive depuis ~ 200 Ma. Pour ce faire, nous avons interprété des données sismiques, construit des coupes crustales, des cartes paléo-géographiques et quantifié l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge.

La marge passive du bouclier des Guyanes est composée de deux bassins : Guiana/Suriname (GS) et Foz d'Amazonas (FOZ), issus d'un *rifting* diachrone jurassique, puis crétacé inférieur respectivement. L'étude des données de sub-surface nous a permis de montrer que la superposition des deux rifts a façonné le plateau de Demerara en un bloc continental aminci deux fois et entouré de croûte océanique sur trois côtés. Le *rifting* plus oblique du bassin de FOZ forme des segments systématiquement plus étroits et des dépôts syn-rift plus fins que dans le bassin de GS.

L'évolution paléo-géographique de la marge et l'accumulation terrigène, sur huit intervalles de temps (à partir de 200 Ma), montrent une évolution différente des deux bassins. La distribution lithologique des systèmes sédimentaires s'homogénéise à partir du Campanien, lorsque les deux bassins atteignent le stade tardi-post-rift, durant lequel la distribution est principalement contrôlée par la dynamique fluviale continentale. Les volumes terrigènes accumulés montrent cependant une évolution opposée au Crétacé dans les deux bassins, en lien avec la diminution et l'augmentation des aires drainées des fleuves majeurs de cette époque, de paléo-Berbice et de paléo-Tocantins respectivement.

Les apports siliciclastiques vers la marge sont faibles de façon générale (entre 2 et 11 m/Ma), mais alternés par des périodes de forts apports correspondant à la recréation du relief sur le continent.

Mots clés : *rifting* diachrone ; marge passive ; bilan d'accumulation terrigène ; érosion cratonique ; paléo-géographie ; géodynamique

Abstract

This thesis is a part of "Source to Sink Guyana" project supported by TOTAL and BRGM. Its objective was to establish bases for a Source to Sink study of the Guiana Shield, by studying the geo-dynamic evolution of its passive margin since 200 Ma. These objectives were acquired after seismic data interpretation, crustal cross-sections and paleo-geographic maps constructions and terrigenous accumulation history quantification of the margin.

The passive margin of the Guiana Shield is composed of two basins : Guiana/Suriname (GS) and Foz d'Amazonas (FOZ), derived from a Jurassic then Lower Cretaceous diachronous rifting respectively. The study of the subsurface data allowed us to show that the superimposition of the two rifts has shaped the Demerara Shelf into a continental block, thinned twice and surrounded by oceanic crust on three sides. The more oblique rifting of the FOZ basin forms systematically narrower segments and finer syn-rift deposits than in the GS basin.

The paleo-geographic evolution of the margin and terrigenous accumulation, over eight intervals of time (from 200 Ma), show a different evolution of the two basins. The lithological distribution of sedimentary systems is homogenized from the Campanian, when both basins reach the late-post-rift stage, during which the distribution is mainly controlled by continental river dynamics.

Terrestrial accumulated volumes show however an opposite evolution during Cretaceous in both basins, in connection with the decrease and increase in the drained areas of the major rivers of this region, Paleo-Berbice and Paleo-Tocantins respectively. Siliclastic inputs towards the margin are generally low (between 2 and 11 m/Ma), but alternating with periods of high inputs corresponding to the recreation of the relief on the continent.

Keywords : diachronous rifting ; passive margin ; clastic accumulation budget ; cratonic erosion ; paleo-géography, geodynamics

Table des matières

	Contexte scientifique.	1
	Objectifs.	2
	Démarche.	3
	Organisation du manuscrit.	3
1	État de l'art : domaine cratonique et bassins de marge passive	5
1.1	<i>Source to Sink</i> des domaines cratoniques	6
1.1.1	Synthèse régionale des événements affectant potentiellement le système de routage sédimentaire du Craton Guyanais	6
	Thermochronologie.	8
	Réactivation tectonique.	9
	Âges d'abandon des surfaces altérées.	12
	Taux d'accumulation dans les bassins de la marge passive du Craton Guyanais.	14
	Résumé.	14
1.1.2	Cas de référence méthodologique : le Craton Ouest Africain.	17
	Résumé.	19
1.2	<i>Rifting</i> : du rift continental à la marge passive. Impact sur l'architecture stratigraphique	21
1.2.1	Marges divergentes	23
	Marges divergentes non-volcaniques.	23
	Marges divergentes volcaniques.	28
1.2.2	Marges transformantes	29
	Évolution cinématique d'une marge transformante.	29
	Caractéristiques d'une marge transformante.	31

3.5	Discussion	76
3.5.1	Space-time evolution of the rifts and partitioning of the deformation	76
3.5.2	Evolution of the subsidence patterns	77
3.5.3	Central versus Equatorial Atlantic rifts necking styles	81
3.5.4	The Demerara plateau : a continental crust bloc relic of a rift junction	82
3.6	Conclusions	83
4	Évolution paléo-géographique des bassins de la marge passive du Craton Guyanais	99
4.1	Introduction	100
4.2	Matériel et Méthode	101
4.2.1	Données utilisées	101
4.2.2	Paléo-cartes géologiques (Ye et al., 2017; Bajolet, 2018)	101
4.2.3	Cartes isopaques	102
4.2.4	Cartes d’environnements de dépôts	104
4.2.5	Cartes lithologiques	105
4.3	Évolution sédimentaire du domaine offshore au cours du temps	107
	200 - 165 Ma : syn-rift et début du post-rift précoce de l’Atlantique Central (Fig. 4.4)	107
	165 - 130 Ma : post-rift précoce de l’Atlantique Central (Fig. 4.5)	110
	130 - 103 Ma : post-rift précoce de l’Atlantique Central ; syn-rift et début du post rift de l’Atlantique Equatorial (Fig. 4.6)	112
	103 - 83 Ma : post-rift précoce de l’Atlantique Central et Équatorial (Fig. 4.7)	116
	83 - 66 Ma : tardi post-rift de l’Atlantique Central et Équatorial (Fig. 4.8)	119
	66 - 6 Ma : diminution du flux terrigène vers la marge (Fig. 4.9 et 4.10)	120
	6 - 0 Ma : importants apports terrigènes sur la marge (Fig. 4.11)	125
4.4	Discussion	129

4.4.1	Paléo - drainages alimentant les bassins de la marge du Craton Guyanais	129
	Le syn-rift du bassin de GS et le paléo - Berbice	130
	Climax du paléo - Berbice, syn-rift du bassin de FOZ et le paléo - Tocantins	132
	Réorganisation des drainages au Crétacé supérieur	135
	Diminution de l'aire drainée du paléo - Berbice.	135
	Augmentation de l'aire drainée du paléo - Tocantins.	137
4.4.2	Périodes à faibles apports terrigènes, liens avec la latérisation	138
4.4.3	Augmentation de l'apport terrigène depuis le Miocène. Réorganisation des drainages de l'Orénoque et l'Amazone	140
4.4.4	Instabilité des pentes de la marge	141
	Les turbidites	142
	Les MTD du bassin de Guiana/Suriname	142
	Glissement gravitaire du Delta de l'Amazone	144
4.5	Conclusion	146
5	Histoire de l'accumulation terrigènes dans les bassins de la marge du Craton Guyanais. Intégration <i>Source to Sink</i>	149
5.1	Introduction	150
5.2	Matériel et Méthode	154
5.2.1	Données sismiques	154
5.2.2	Découpage en aires de quantification de volumes	154
5.2.3	Calcul du volume terrigène accumulé	154
5.3	Histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge Guyanaise	162
5.3.1	Volumes et taux d'accumulation terrigène	162
	Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de Guiana/Suriname	163
	Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de Foz d'Amazonas	163
5.4	Discussion	164
5.4.1	Effet " <i>Sadler</i> "	164

5.4.2	Causes possibles des variations de l'accumulation terrigène sur la marge du Craton Guyanais	164
	Réponse sédimentaire de la marge à la création et disparition du relief	165
	Histoire d'accumulation paléogène et miocène de la marge	168
	Réorganisation des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone et forts apports plio - quaternaires	169
5.5	Comparaison de l'accumulation terrigène du bassin de Foz d'Amazonas à celle de sa marge conjuguée africaine	170
5.6	Conclusion	175
6	Conclusion générale	177
6.1	Impact de deux <i>rifting</i> successifs	178
	Perspectives :	179
6.2	Paléogéographie des bassins de Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas . . .	180
6.3	Histoire de l'accumulation terrigène et éléments du <i>source to sink</i>	181
	Perspectives :	182
	Abstract :	209
	Résumé :	210

Table des figures

1	Schéma conceptuel, illustrant les principaux forçages continentaux du système sédimentaire (inspiré de Huyghe, 2016).	4
1.1	Carte géologique simplifiée du Cratons Guyanais et des bassins qui l'entourent (modifiée d'après CGMW 2001 et 2016; Mosmann et al. 1986; Tassinari and Macambira 1999; Santos et al. 2000; Delor 2003).	7
1.2	Cartes de répartition des surfaces altérées sur le Craton Guyanais Sapin et al. 2016).	8
1.3	Coupes géologiques régionales EW des Andes à la marge Atlantique. a) du bassin de Maranon au bassin de Foz do Amazonas, b) du bassin de Llanos au bassin du Guyana-Suriname Bajolet 2018).	11
1.4	Chartes stratigraphiques où sont représentés les âges des surfaces altérées (nommées de S0 à S4), les périodes de refroidissement sur le continent et des discordances majeures dans les bassins <i>offshore</i> du Craton Guyanais; Sapin et al. 2016).	13
1.5	Distribution des bauxites (représentative de conditions climatiques) en Amérique du Sud et Afrique depuis le Jurassique supérieur, d'après Tardy et al. 1991; Monsels 2016.	16
1.6	Histoire de l'exports sédimentaire du Craton Ouest Africain depuis 200 Ma, a) volumes érodés, b) taux d'érosion en m^3/Ma	17
1.7	Carte illustrant la dénudation, l'export et l'accumulation du Craton Ouest Africain. a) Carte de dénudation totale à l'échelle de l'Afrique et l'Ouest Sub-Saharien depuis l'Éocène moyen. Les taux d'export de matériel clastique (en $10^3 km^3/Ma$) dans b) Sénégal, c) Guinée/Sierra-Leone/Libéria, d) Côte d'Ivoire et e) Nigeria; Les taux d'accumulation de matériel clastique (en $10^3 km^3/Ma$) dans f) Côte d'Ivoire et g) le delta de Niger (Grimaud et al., 2018).	18

1.8	Les volumes terrigènes accumulés a) dans les bassins de Sierra-Leone/Liberia (SL/LIB) et b) Côte d’Ivoire (CIV); les taux terrigènes accumulés c) dans les bassins de SL/LIB et d) CIV (d’après Ye (2016))	19
1.9	Schéma conceptuel résumant les modes et les stades de déformation traversés par une marge (marge norvégienne) lors du <i>rifting</i> a) étirement, localisé aujourd’hui dans le domaine proximal; b) amincissement, localisé aujourd’hui dans le domaine de <i>necking</i> ; c) exhumation mantellique / hyper-amincissement, localisé aujourd’hui dans le domaine distal; d) océanisation; e) géométries finales et positions des domaines génétiques sur une marge (angolaise; d’après Peron-Pinvidic et al. 2013; Unternehr et al. 2010).	25
1.10	Schémas d’amincissement de marge selon a) deux profils rhéologiques différents a) Type I étirement couplé avec la croûte continentale et le manteau supérieur se déformant de façon fragile; b) Type II étirement découplé, avec une croûte inférieure ductile; FP : fragile; V : visqueux; d’après Huismans and Beaumont (2011).	26
1.11	Coupes schématiques montrant une marge passive a) volcanique (dite riche) et b) non - volcanique (dite pauvre) présentant un gradient thermique élevé à gauche et faible à droite; d’après Clerc et al. (2018).	27
1.12	Comparaison de marges volcanique et non-volcanique. La coupe sismique du haut représente une marge non-volcanique. Elle est plus étroite, présence du domaine hyper-amincissement (HED) et du manteau exhumé. La coupe sismique du bas représente une marge volcanique. Elle est plus large, les failles sont antithétiques, absence du HED et croûte océanique plus épaisse; d’après Clerc et al. (2015, 2018).	29
1.13	Schéma de l’évolution cinématique d’une marge transformante, d’après Mascle and Blarez (1987); Basile (2015); Mercier de Lépinay et al. (2016).	30
1.14	Comparaison des coupes sismiques des segments a) transformant et b) divergent; c) profils localisés en rouge sur la marge équatoriale du Craton Ouest Africain, d’après Ye et al. (2019).	32
2.1	Carte topographique représentant les Cratons Guyanais et Ouest Africain, ainsi que leurs marges passives, modifiée de (https://www.noaa.gov/).	36

2.2	Carte géologique simplifiée du Cratons Guyanais et des bassins qui l'entourent (modifiée d'après CGMW 2001 et 2016 ; Mosmann et al. 1986; Tassinari and Macambira 1999; Santos et al. 2000; Delor 2003).	38
2.3	Carte géologique et structurale simplifiée de la partie septentrionale de l'Amérique du Sud, modifiée de CGMW 2001 et 2016 ; Mosmann et al. (1986); Tassinari and Macambira (1999); Santos et al. (2000); Delor (2003).	39
2.4	Carte paléogéographique et structurale à la limite Trias-Jurassique (235-190 Ma), montrant le début du rifting de l'Atlantique Centrale et l'extension de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province). La carte montre la situation à 190 Ma, intégrant les éléments mis en place entre 235 et 190 Ma (Bajolet 2018 intégrant les travaux de Ye et al. (2017)).	41
2.5	Schéma du système de rifts de l'Atlantique Central, d'après Nomade et al. (2002).	42
2.6	Carte de l'océan Atlantique Central superposée sur la carte gravimétrique montrant les anomalies magnétiques remarquables en rouge, d'après Sandwell and Smith (1997); Labails et al. (2010).	43
2.7	Chartes stratigraphiques simplifiées des bassins de a) Takutu, b) Guiana/Suriname et c) Foz d'Amazonas, d'après Crawford et al. (1985); Sapin et al. (2016) ; Petrobras (2007) et Staatsolie (2013).	44
2.8	Carte structurale de l'Atlantique Sud à 83 Ma (limité par les zones de fracture de Chain et Falkland en noir grossier, d'après Moulin et al. 2010).	46
2.9	Carte paléogéographique et structurale à l'Albien supérieur (107-100 Ma), à la fin du rifting de l'Atlantique Équatorial, d'après Bajolet (2018) en intégrant Ye et al. (2017).	48
2.10	Reconstruction des plaques africaine et Sud américaine à 115 Ma, à la fin du rifting de l'Atlantique Sud, montrant deux directions de propagation du rift (NE vers la Bénoué et NO vers l'Atlantique Équatorial ; Heine et al. 2013).	49
2.11	Carte simplifiée montrant le contexte tectonique des bassins de Guiana/Suriname (GS), de Foz d'Amazonas (FOZ) et du plateau de Demerara (D), ainsi que les natures cinématiques des segments de la marge guyanaise (divergent, transformant et oblique) avec leur degrés d'obliquité.	51

2.12	Cartes paléogéographiques montrant l'évolution des drainages sur le Craton Amazonien A) avant la réorganisation du drainage de l'Amazonie à l'Oligocène; B) à l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, après la réorganisation du drainage et la disparition du bras de mer de Pebas; C) au Miocène - Pliocène et D) au Plio - Quaternaire (d'après Hoorn et al. 2011).	52
3.1	(a) Location of the study area. (b) Simplified geological map of the Guiana shield and its margins with Meso-Cenozoic sedimentary thicknesses (after Mosmann, 1986; Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Delor et al., 2003).	61
3.2	Location of the geological sections on a (a) geological map (after Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; CGMW, 2016; Delor et al., 2003) showing the type of the margin segments (normal divergent in red dashed line, oblique in green dashed line, transform in black dashed line) and rift obliquity angle; (b) paleo-geographic map for the 140- 130 Ma interval and (c) paleo-geographic map for the 107-100 Ma interval. Depositional environments are shown in dark colors for areas of preserved deposits and in light colors for minimal areas of deposition now eroded.	62
3.3	Stratigraphic chart showing the horizons interpreted on the seismic data, the main stages of evolution for the Guiana-Suriname (GS) and Foz d'Amazonas (FOZ) basins and the main mechanisms driving the subsidence. (BU : Break-Up Unconformity; UNC : Uncon- formity).	65
3.4	Geological cross sections through the (a) divergent and (b) transform and (c) oblique segments of Guiana/Suriname basin. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; FZ : Fracture Zone). . . .	67
3.5	Geological cross sections through the transform segment of (a) NE and (b) NW Demerara margin segment. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; FZ : Fracture Zone).	72
3.6	Geological cross sections through (a) transform and (b) divergent segment of the FOZ basin and (c) strike section across the Amazon delta. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; FZ : Fracture Zone).	75

3.7	Summary of the main crustal structure characteristics of the GS and FOZ margin segments and timing of the oceanic crust.	78
3.8	Schematic evolution in map view of the Central and Equatorial rifts. (a) 230-190 Ma : Central Atlantic syn-rift. (b) 190-165 Ma : Central Atlantic break-up. (b) 130-103 Ma : Central Atlantic early post-rift. (d) 130-103 Ma : Equatorial Atlantic syn-rift. (e) 103-83 Ma : Equatorial Atlantic early post-rift. Modified after Benkhelil et al., 1995; Davison, 2005; Schettino and Turco, 2009; Pindell and Kennan, 2009; Ye et al., 2017.	79
3.9	Schematic evolution of a NW-SE section across the Demerara plateau and the GS and FOZ divergent margin segments (see approximate location on the upper right insert). (a) pre-rift. (b) 190-165 Ma : CA syn-rift dominated by tectonic subsidence. (c) 165-130 Ma : CA early post-rift dominated by thermal subsidence. (d) 130-103 Ma : CA early post-rift dominated by thermal and gravity driven subsidence while the EA syn-rift dominated by tectonic subsidence. (e) 103-83 Ma : CA post-rift dominated by gravity driven and thermal subsidence while the EA early post-rift is dominated by thermal subsidence. (f) 83-0 Ma : late post-rift stage for both margins are dominated gravity driven and limited thermal subsidence.	80
3.10	Relationship between the margin width (NZ plus HED or DM) and the rifting obliquity of the studied margin segments. CAR segments are shown in blue. EAR segments are shown in green The EAR segments are systematically narrower than the CAR segments.	82
3.11	Coupe schématique illustrant la distribution des domaines de rift sur une marge passive non - volcanique; modifiée d'après Peron-Pinvidic et al. (2013).	87
3.12	Schématique représentation de la distribution des domaines génétiques de rift dans les bassins de Guinan/Suriname (GS) et de Foz d'Amazonas (FOZ).	88
4.1	a. Carte représentant la dislocation de la Pangée avec le système de rift à 120 Ma (Friszon de Lamotte et al., 2015; Ye et al., 2017). b. Carte géologique simplifiée du Craton Guyanais et sa marge passive.	101
4.2	Tableau des horizons stratigraphiques interprétés, montrant le mécanisme qui contrôle la subsidence des bassins de Guiana/Suriname (GS) et de Foz d'Amazonas (FOZ) au cours du temps.	103

4.3	Faciès sismiques des ensembles lithologiques (carbonates, dominés en sable, dominés en argiles) et des objets sédimentaires (MTD's, <i>debris flow</i> , chenaux, canyons, turbidites).	106
4.4	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 200 - 165 (syn - rift de l'Atlantique Centrale).	109
4.5	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 165 - 130 (early post-rift de l'Atlantique Centrale).	111
4.6	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 130 - 103 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et syn-rift de l'Atlantique Équatorial).	115
4.7	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 103 - 83 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).	118
4.8	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 83 - 66 Ma (late post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).	122
4.9	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 66 - 23 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).	123
4.10	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 23 - 6 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).	124
4.11	Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 6 - 0 Ma (late post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).	127
4.12	Coupes sismiques illustrant a. la position des turbidites crétacées au niveau de la dépression héritée du syn-rift jurassique et b. le canyon de Berbice en amont.	128
4.13	Cartes illustrant les phases de <i>rifting</i> et les directions principales d'apports terrigènes, contrôlés par les failles syn-rift pour a. l'Atlantique Central et b. l'Atlantique Équatorial.	131
4.14	Carte paléo - géologique, illustrant la situation sédimentaire de l'Albien sup., d'après Bajolet (2018).	135
4.15	Carte paléo - géologique de la période 83 - 66 Ma, illustrant la migration de la ligne de partage des eaux depuis l'Albien sup., ainsi que les zones sources d'apport terrigène à la marge guyanaise au 83 - 66 Ma (modifiée d'après Bajolet 2018).	137
4.16	Carte paléo - géodynamique, illustrant la position de la subduction des Caraïbes et du bras de mer de Pebas à l'intervalle de temps 16 - 12 Ma, d'après Bajolet 2018.	140

4.17	Schéma illustrant la mise en place des systèmes turbiditiques, au Campanien - Maatsrichtien, dans les zone de transition entre les segments divergents et trasformants de la marge.	143
4.18	Illustration de la masse glissée à l'Ouest du plateau de Demerara, suite à l'épisode transpressif aptien. Le glissement se fait vers le Nord - Ouest, traduit par un épaissement plus important en cette direction sur la coupe du haut.	145
5.1	Estimation de CaCO ₃ dans le bassin de Guiana/Suriname à partir des puits disponibles.	156
5.2	Estimation de CaCO ₃ sur le plateau de Demerara à partir des puits disponibles.	157
5.3	Estimation de CaCO ₃ dans le bassin de Foz d'Amazonas à partir des puits disponibles.	158
5.4	Pourcentage moyen de CaCO ₃ par intervalle de temps pour les bassins de GS (Guiana / Suriname) et FOZ (Foz d'Amazonas), à partir des données de puits.	159
5.5	Coupe sismiques DEM2 extrapolée jusqu'à la ride océanique, en utilisant les âges de la croûte océanique et des lignes sismiques de Geomapapp.	161
5.6	Histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge du Craton Guyanais par intervalle de temps. En a), b) et c) les volumes accumulés dans le bassins de Guiana/Suriname, Foz d'Amazonas et l'ensemble de la marge respectivement. En d), e) et f) les taux accumulés dans le bassins de Guiana/Suriname, Foz d'Amazonas et l'ensemble de la marge respectivement.	162
5.7	Histoire des taux terrigènes accumulés a) en appliquant un pas de temps constant dans le bassin de Guyana / Suriname et b) un pas de temps défini par les horizons stratigraphiques. En c) un pas de temps constant dans le bassin de Foz d'Amazonas et d) un pas de temps défini par les horizons stratigraphiques.	165
5.8	Cartes paléogéographiques montrant l'évolution des drainages sur le Craton Amazonien A) avant la réorganisation du drainage de l'Amazone à l'Oligocène; B) à l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, après la réorganisation du drainage et la disparition du bras de mer de Pebas; C) au Miocène - Pliocène et D) au Plio - Quaternaire (d'après Hoorn et al. 2011).	170
5.9	Cartes paléogéographiques et structurale au Cénomaniien (97-93 Ma; cartes du haut) et au Santonien (86-84 Ma; cartes du bas), montrant la réactivation des failles transformantes et l'inversion du rift de la Bénoué au Santonien; d'après Ye et al., 2017).	172

5.10	Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de FOZ (Foz d'Amazonas) et de sa marge conjuguée SL/LIB (Sierra-Leone / Liberia) par intervalle de temps. En a) et b) les volumes accumulés dans le bassins de Foz et SL/Lib respectivement. En c) et d) les taux accumulés dans les bassins de Foz et SL/Lib respectivement. Attention : le découpage en intervalle de temps n'est pas identique pour les deux bassins. Dans le bassin de SL/Lib il n'y a pas de découpage stratigraphique pour le Cénozoïque c.a.d l'accumulation de tout le Tertiaire est représentée. Les volumes et les taux terrigènes accumulés dans le bassin de SL/LIB sont issus de Ye (2016).	174
------	---	-----

Liste des tableaux

3.1	Definitions of crustal domains mapped on the seismic data (modified after Peron-Pinvidic et al., 2013 and Ye et al., 2019. CC : continental crust ; HED : hyperextended domain ; ICC : intruded continental crust ; OC : Oceanic domain).	68
3.2	Tableau résumant les informations en faveur/contre de la nature volcanique des dépôts syn-rift.	86

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Contexte scientifique. L'intérêt porté aux domaines cratoniques s'est accru dans le but de mieux comprendre les systèmes pétroliers dans les bassins de marges passives qui les bordent, comme par exemple dans le Golfe de Guinée (Brownfield and Charpentier, 2006; Bennett and Rusk, 2002) ou au large de Guyana et Suriname (Campbell, 2005). Une meilleure compréhension des processus de formation de bons réservoirs sableux et l'estimation des volumes détritiques importés dans les bassins motivent de nouvelles études de la dynamique érosive des cratons en lien avec l'évolution des bassins de leur marge passive. Ces bassins sont le terme ultime du *Sediment routing system* des continents, contribuant aux budgets sédimentaires globaux. Les sédiments y sont généralement mieux préservés au long terme que dans les bassins orogéniques. Il est possible, dans les systèmes craton-marge passive, de relier l'histoire de l'accumulation terrigène à l'évolution du relief continental.

Dans les domaines orogéniques la tectonique construit la topographie et épaissit la croûte, alors que le climat définit sa morphologie (Champagnac et al., 2012). Les taux d'érosion dépendent du relief régional et sont plus importants dans les domaines à fortes pentes, générées par un soulèvement rapide (Paquet et al., 2011; Champagnac et al., 2014; D'Arcy and Whittaker, 2014). Une soudaine augmentation de la pluviométrie dans une région à climat sec induit potentiellement une augmentation de l'érosion (e.g. Bonnet and Crave 2003; Clift 2006; Clift et al. 2008). Les cratons et les bassins intra-cratoniques sont des régions à pentes faibles, ayant des mouvements verticaux de faibles amplitudes et de grandes longueurs d'ondes, mais peuvent représenter des aires de drainage importantes. Les faibles taux d'érosion cratonique (< 10 m/Ma ; Edmond et al. 1995; Beauvais and Chardon

2013; Grimaud et al. 2018) opérant sur des grandes surfaces et sur des échelles de temps géologiques (> 10 Ma), peuvent donc produire des volumes de sédiments significatifs. Ceci a notamment été montré par la quantification de l'histoire de l'accumulation terrigène dans les bassins des marges passives atlantiques (Poag and Sevon, 1989; Leturmy, 2003; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Ye, 2016; Baby, 2017; Grimaud et al., 2018), indiennes (Campanile et al., 2008) et mozambiques (Ponte, 2018). Ainsi, un rajeunissement du relief par une variation de climat et/ou un soulèvement se reflétera dans le remplissage des bassins de marge passive par un possible changement de faciès lithologique, une augmentation des taux d'accumulation terrigène et la migration de dépocentres sédimentaires. La nature des sédiments accumulés, leur architecture, leur volumes et leur distributions permet en théorie de faire un lien avec la dynamique d'érosion continentale. Le facteur principal contrôlant la distribution des sédiments dans les bassins de marge passive est la subsidence. Elle s'exprime différemment au cours de l'évolution d'un rift. Durant l'étirement lithosphérique accommodé par des failles normales syn-rift la subsidence est dominée par la tectonique. Nous verrons plus loin que son ampleur et localisation dépendent du mode d'étirement de la lithosphère, qui à son tour est fonction de sa rhéologie (thermicité et héritage structural). Après l'océanisation, durant le post-rift précoce, la lithosphère amincie se refroidit et s'épaissit, produisant une subsidence thermique proportionnelle à l'amincissement de la lithosphère. Lorsque la lithosphère retrouve son équilibre thermique (tardi-post-rift ; ~ 50 Ma au maximum après la fin du *rifting* ; Mckenzie 1978) la subsidence est dominée par la dynamique fluviale continentale en apportant la charge sédimentaire. Durant ces trois stades la distribution des faciès sédimentaires varie avec une migration progressive des dépocentres vers le distal. L'évolution des bassins de marge passive du Craton Guyanais depuis le *rifting* triasso-jurassique en terme de géométrie de la croûte, architecture stratigraphique et l'histoire de l'accumulation terrigène nous permet de contraindre l'évolution du relief sur le craton.

Objectifs. Dans ce travail de thèse nous avons cherché à comprendre la formation des bassins de Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas, bordant le Craton Guyanais. Cette étude s'intéresse plus particulièrement aux modes d'ouverture des deux bassins, la distribution de l'amincissement, la répartition des sédiments et l'histoire de l'accumulation terrigène. Nous

avons ensuite essayé de relier l'évolution de la marge à la dynamique d'érosion continentale et poser ainsi les bases du système *Source to Sink* du Craton Guyanais.

Démarche. Notre travail est essentiellement basé sur l'analyse de données de sub-surfaces (sismique et puits). L'étude a été menée selon trois axes :

(i) la construction de coupes géologiques à l'échelle crustale, à partir de l'interprétation de $\sim 130\,000$ km de lignes sismiques, calibrées sur 38 puits, dans le but de comprendre la formation des bassins ;

(ii) la construction de huit cartes paléo-géographiques successives des bassins *offshore*, à partir de l'interprétation de neuf horizons stratigraphiques, afin de contraindre la distribution des corps sédimentaires au cours du temps depuis l'initiation des bassins ;

(iii) le calcul de volumes terrigènes accumulés dans ces bassins sur les huit intervalles de temps correspondant, afin de caractériser l'export sédimentaire du Craton Guyanais et les liens avec la dynamique continentale.

Organisation du manuscrit. Ce manuscrit est organisé en six chapitres. Le chapitre 1 fait une rapide synthèse d'évènements ayant potentiellement affecté la dynamique d'érosion du Craton Guyanais, suivi d'un état des lieux des connaissances de la dynamique d'érosion des domaines cratoniques en s'appuyant sur l'exemple du Craton Ouest Africain et des modes d'amincissement lithosphérique présidant au *rifting* et à la formation des marges passives.

Le chapitre 2 synthétise l'évolution géodynamique du Craton Guyanais et de sa marge atlantique formée par les bassins de Guiana/Suriname et de Foz d'Amazonas ouverts au Jurassique et au Crétacé inférieur respectivement.

Le chapitre 3 discute la formation des bassins de la marge passive du Craton Guyanais, leurs styles d'amincissement à partir de leurs géométries crustales et leurs architectures stratigraphiques.

Le chapitre 4 propose une évolution sédimentaire de la marge du Craton Guyanais à travers une nouvelle série de huit cartes paléo-géographiques des bassins de Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas depuis leur initiations.

Le chapitre 5 présente l'histoire de l'accumulation terrigène dans ces bassins et discute

de ses liens avec l'évolution de la surface continentale, établie par F. BAJOLET dans le cadre du projet "*Source to Sink Guyane*".

Nous concluons le manuscrit par un bilan des principaux résultats et proposons d'éventuelles études en perspectives susceptibles d'approfondir nos interprétations.

Ce travail a été réalisé avec le soutien financier de BRGM et du groupe pétrolier Total en collaboration avec le CNRS, dans le cadre du projet "*Source to Sink Guyane*". Les données de sub-surface utilisées dans cette étude ont été fournies par Total R&D *Frontier Exploration* (Recherche et Développement). Les données brutes ne peuvent cependant pas être montrées par accord de confidentialité.

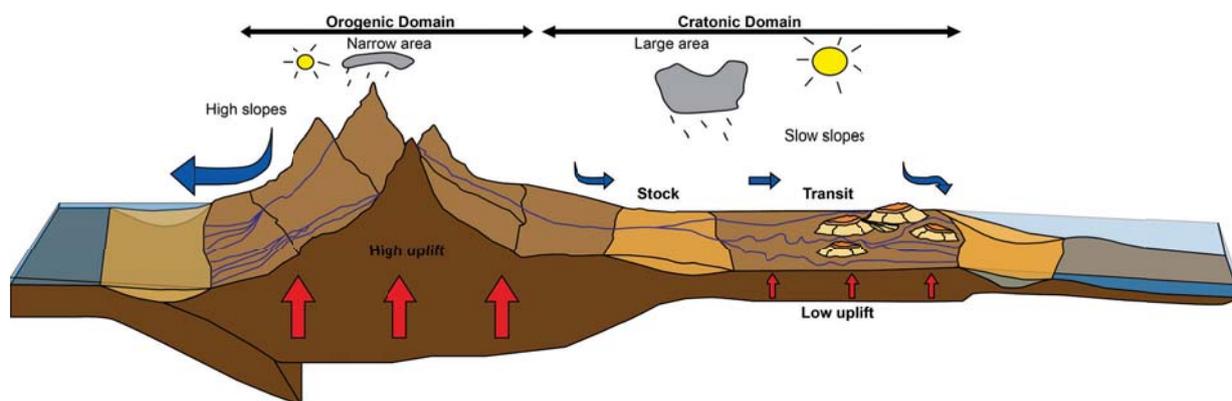


FIGURE 1 – Schéma conceptuel, illustrant les principaux forçages continentaux du système sédimentaire (inspiré de Huyghe, 2016).

CHAPITRE 1

ÉTAT DE L'ART : DOMAINE CRATONIQUE ET BASSINS DE MARGE PASSIVE

Contents

1.1	<i>Source to Sink</i> des domaines cratoniques	6
1.1.1	Synthèse régionale des événements affectant potentiellement le système de routage sédimentaire du Craton Guyanais	6
1.1.2	Cas de référence méthodologique : le Craton Ouest Africain. . .	17
1.2	<i>Rifting</i> : du rift continental à la marge passive. Impact sur l'architecture stratigraphique	21
1.2.1	Marges divergentes	23
1.2.2	Marges transformantes	29
1.2.3	Résumé	33

1.1 *Source to Sink* des domaines cratoniques

L'étude *Source to Sink* d'une région consiste à lier la dynamique érosive d'un domaine continental et un bassin sédimentaire qu'il fournit en sédiments ("*sink*"), le tout dans leur cadre géodynamique. Ce type d'étude repose sur l'analyse du système sédimentaire dans son ensemble : la production des sédiments, leur transport, leur stockage transitoire et leur accumulation ultime en intégrant les variations de mouvements verticaux et climatiques (Walsh et al., 2016). Ainsi, pour une étude *Source to Sink* complète, il est nécessaire de déterminer de potentiels domaines en érosion ("source") au cours du temps, l'histoire de leur dénudation et de l'accumulation terrigène dans le bassin. Elle intègre une analyse sédimentaire, structurale, géomorphologique du domaine continental et des bassins *offshore*. Dans ce travail nous voulons étudier la formation et l'évolution structurale ainsi que sédimentaire des bassins de la marge passive du Craton Guyanais, étant le terme ultime de son système de routage sédimentaire. Le but est donc de quantifier le budget terrigène accumulé dans cette marge par intervalle de temps depuis son initiation, afin de révéler des événements affectant le craton au cours du temps, tels que les changements climatiques et tectoniques et ainsi comprendre l'évolution de la dynamique d'érosion de ce craton. En dépit de nombreuses études effectuées séparément dans des zones "source" et "*sink*", le lien entre terre et mer, ainsi que l'histoire d'érosion et d'accumulation dans la marge n'ont jamais été faits à l'échelle du temps méso-cénozoïque en considérant l'ensemble de la marge passive du Craton Guyanais (Fig. 1.1).

Ci-dessous nous présentons un rapide aperçu des événements ayant potentiellement affecté l'évolution du relief du Craton Guyanais au cours du temps et ainsi, la partie "source" du système de routage sédimentaire du craton.

1.1.1 Synthèse régionale des événements affectant potentiellement le système de routage sédimentaire du Craton Guyanais

Le Craton Guyanais est un domaine s'étendant sur une surface de $\sim 1\,200\,000$ km², dont le relief est dominé par des surfaces d'aplanissement portant des régolithes, n'excé-

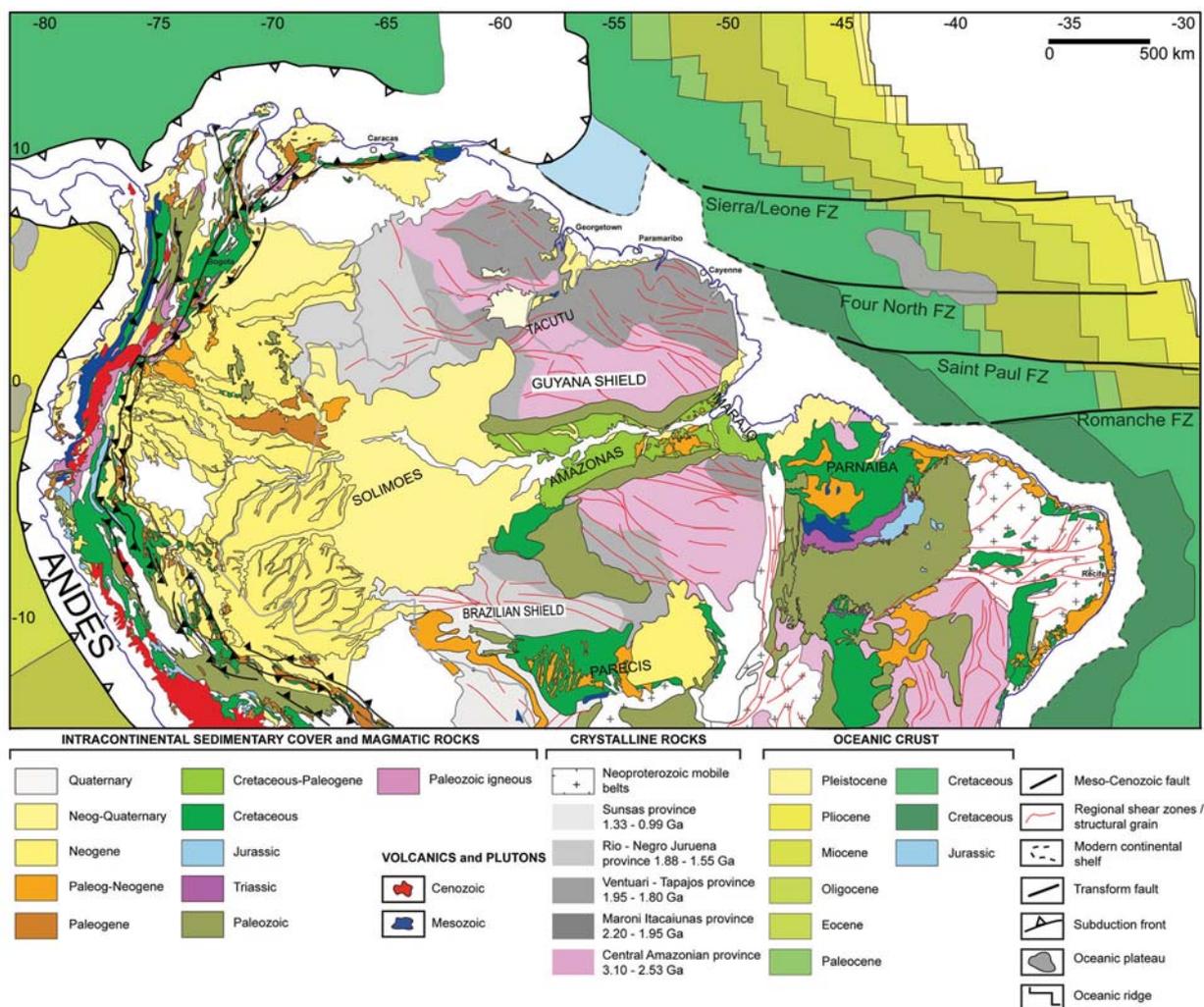


FIGURE 1.1 – Carte géologique simplifiée du Cratons Guyanais et des bassins qui l’entourent (modifiée d’après CGMW 2001 et 2016; Mosmann et al. 1986; Tassinari and Macambira 1999; Santos et al. 2000; Delor 2003).

nant pas 1000 mètres, formées par l’altération lors d’un climat chaud et humide (Figs. 1.1; 1.2 et 1.3; McConnell 1968, 1980; Monsels 2016). Elles sont de plusieurs générations, dont les plus anciennes datées (par paléo-magnétisme; Théveniaut and Freyssinet 1999, 2002) sont paléocènes. Plus à l’intérieur des terres se trouvent des surfaces plus anciennes supposées crétacées supérieur (~ 71 Ma; van der Hammen and Wijmstra 1964; McConnell 1968; Bardossy and Aleva 1990; Fig. 1.2). Ce domaine s’érode lentement avec des taux d’érosions moyens de ~ 10 m/Ma (Edmond et al., 1995), ce qui est typique des domaines cratoniques (Beauvais and Chardon, 2013). Cette tendance est en revanche non-homogène, car des périodes de réorganisation fluviales et/ou rajeunissement de relief sont documentées, affectant notamment les parties Nord et Est du continent sud américain (le Craton Guyanais, Nord et Est du Brésil; Fig. 1.3). Elles ont été détectées par des études de : (i)

thermochronologie basse température; (*ii*) réactivation tectonique; (*iii*) âges d'abandon des surfaces altérées et (*iv*) vitesses d'accumulation dans les bassins de la marge passive du Craton Guyanais (Fig. 1.4).

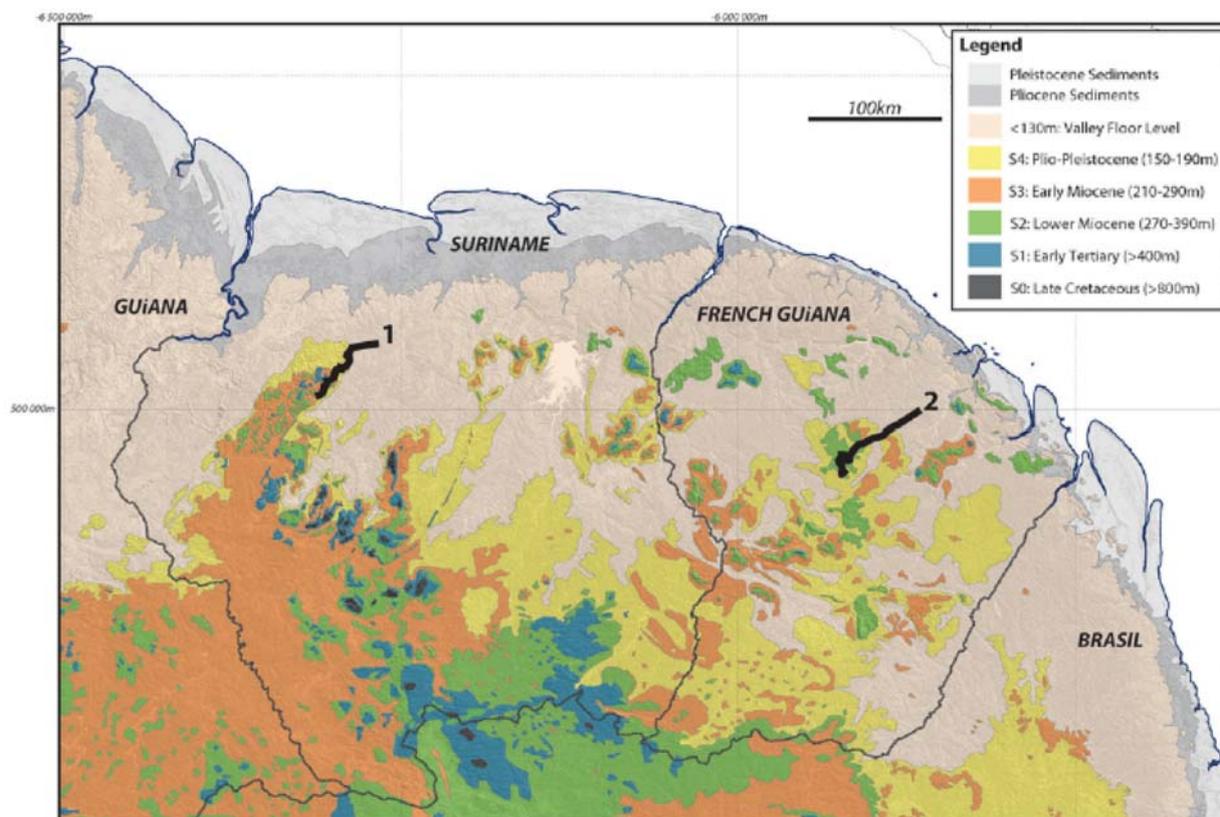


FIGURE 1.2 – Cartes de répartition des surfaces altérées sur le Craton Guyanais Sapin et al. 2016).

Thermochronologie. Des données de thermochronologie basse température révèlent deux périodes d'exhumation de roches au Crétacé, autour de 130 Ma et entre 80 et 60 Ma, sur le Craton Guyanais, au Nord et à l'Est du Brésil. La première période d'exhumation est contemporaine des périodes de *rifting* de l'Atlantique Sud et Équatorial. Ces exhumations s'expriment donc sur les marges NE (autour de 130 Ma; Harman et al. 1998) et Nord du continent Sud américain (autour de 124 - 120 Ma; CONAM, 2002 dans Sapin et al. 2016) et seraient liées aux soulèvements et érosions des épaulements de rifts de ces deux marges (Harman et al., 1998; Sapin et al., 2016), qui est un phénomène systématique se produisant sur les marges lors des *rifting* (Braun and Beaumont, 1989; Braun, 2018). Harman et al. (1998) enregistrent la deuxième période d'exhumation (entre 80 et 60 Ma) plus à l'intérieur des terres, notamment à l'Est du Craton Brésilien et proposent une dé-

formation à grande échelle en lien avec la réorganisation cinématique globale "santonienne" (Fig. 1.1 ; Benkhelil 1989; Guiraud 1993; Jolivet et al. 2016; Ye et al. 2017). Des exhumations se produisent en effet sur la partie Nord et NE du continent américain, notamment au SE du Brésil (Japsen et al., 2012; Cogné et al., 2012) et sur le Craton Guyanais (Sapin et al., 2016). Une accélération de la dénudation est également constatée à l'Est de l'Amérique du Nord, contemporaine d'une inversion tectonique de cette marge (Amidon et al., 2016) témoignant ainsi un phénomène de déformation potentiellement exprimé sur l'échelle de l'Atlantique.

Réactivation tectonique. Durant le Mésozoïque le continent Sud américain a connu trois périodes majeures d'inversions structurales et de réactivations tectoniques susceptibles de rajeunir le relief : (i) au Jurassique, (ii) au Crétacé inférieur et (iii) au Crétacé supérieur. Les deux premières périodes sont contemporaines des *rifting* respectifs de l'Atlantique Central ($\sim 200 - 165$ Ma) et Équatorial ($\sim 130 - 103$ Ma). Cette cinématique extensive sur la marge aurait provoqué des inversions des structures pré-existantes et cisaillement sur le continent se propageant sur l'héritage structural précambrien et paléozoïque (Szatmari, 1983; Mosmann et al., 1986; Costa et al., 2002; Caputo, 2014). (i) Ainsi, au Jurassique un système cinématiquement lié au *rifting* centre atlantique, s'est exprimé sur une ancienne zone de cisaillement précambrien par des mouvements décrochants NE, coupant le Craton Guyanais en deux (Szatmari, 1983). Au Jurassique supérieur les bassins au Sud du Craton Guyanais (Solimoes et Accre) ont connu des soulèvements régionaux et inversions suite à une tectonique transpressive (Caputo, 2014).

(ii) Au Crétacé inférieur des failles NE se sont propagées sur l'intégralité du bassin amazonien, exprimées par une tectonique compressive et transpressive au centre et au Sud du bassin et par une tectonique extensive au Nord (Szatmari, 1983; Mosmann et al., 1986). Durant cette même phase le graben de Marajo était soumis à de l'extension, une structure extensive néoprotérozoïque a été inversée, formant l'arche de Gurupa, qui sépare le graben du bassin amazonien (Figs. 1.1 et 1.3; Costa et al. 2002).

(iii) D'après des études de terrain au NE du bassin de Parnaíba (Fig. 1.1), Destro et al. (1994) ont montré une réactivation au Crétacé supérieur (dépôts décalés) des linéaments ENE néoprotérozoïques, issus de l'orogène Transbrésilien - Panafricain, par des mouve-

ments transpressifs dextres de même direction. L'orientation des contraintes principales compressives lors de cette réactivation était ONO - ESE, possiblement liées avec le changement de direction d'extension de Gondwana Occidental (lors du drift de l'Atlantique Équatorial) passant de ENE à NE, générant des transpressions sur les marges atlantiques équatoriales (Destro et al., 1994). Une tectonique compressive au Crétacé supérieur, exprimée par des structures en fleur positives, des failles syn-rift du Crétacé inférieur réactivées en inverses et décrochantes, est en effet constatée (après une analyse sismique) sur la marge au Nord du bassin de Parnaíba, à l'extrémité de la faille transformante de Romanche (Fig. 1.1; Zalan et al. 1985). Cette tectonique transpressive a engendré un soulèvement de la marge, mettant une partie en émergence jusqu'à l'Éocène. Des inversions, d'âge santonien, sont également observées sur l'extrémité de la faille transformante Saint-Paul, côté africain (Antobreh et al., 2009; Ye, 2018). Sur le continent africain le rift de la Bénoué initié lors de l'ouverture atlantique au Crétacé inférieur, était sujet à l'inversion par une tectonique transpressive entre le Santonien et le Crétacé terminal (Benkhelil, 1989; Guiraud, 1993; Guiraud and Bosworth, 1997). La déformation a débuté au Sud, au Santonien et s'est ensuite propagé au Nord de la Bénoué (Benkhelil, 1989), indiquant ainsi une initiation venant de la marge et potentiellement liée aux transpressions sur les zones de fractures. Sur le continent Sud américain l'épaississement crustal des Andes ne débute qu'au Santonien, alors que la subduction existe depuis le Jurassique inférieur au moins, coïncidant avec la période d'augmentation des taux de convergence (Jaillard and Soler, 1996; Martinod et al., 2010). Toutes les informations citées plus hauts indiquent que la période du Santonien semble propice à un rajeunissement du relief sur le continent Sud américain, mais que la déformation est de grande échelle, affectant trois continents.

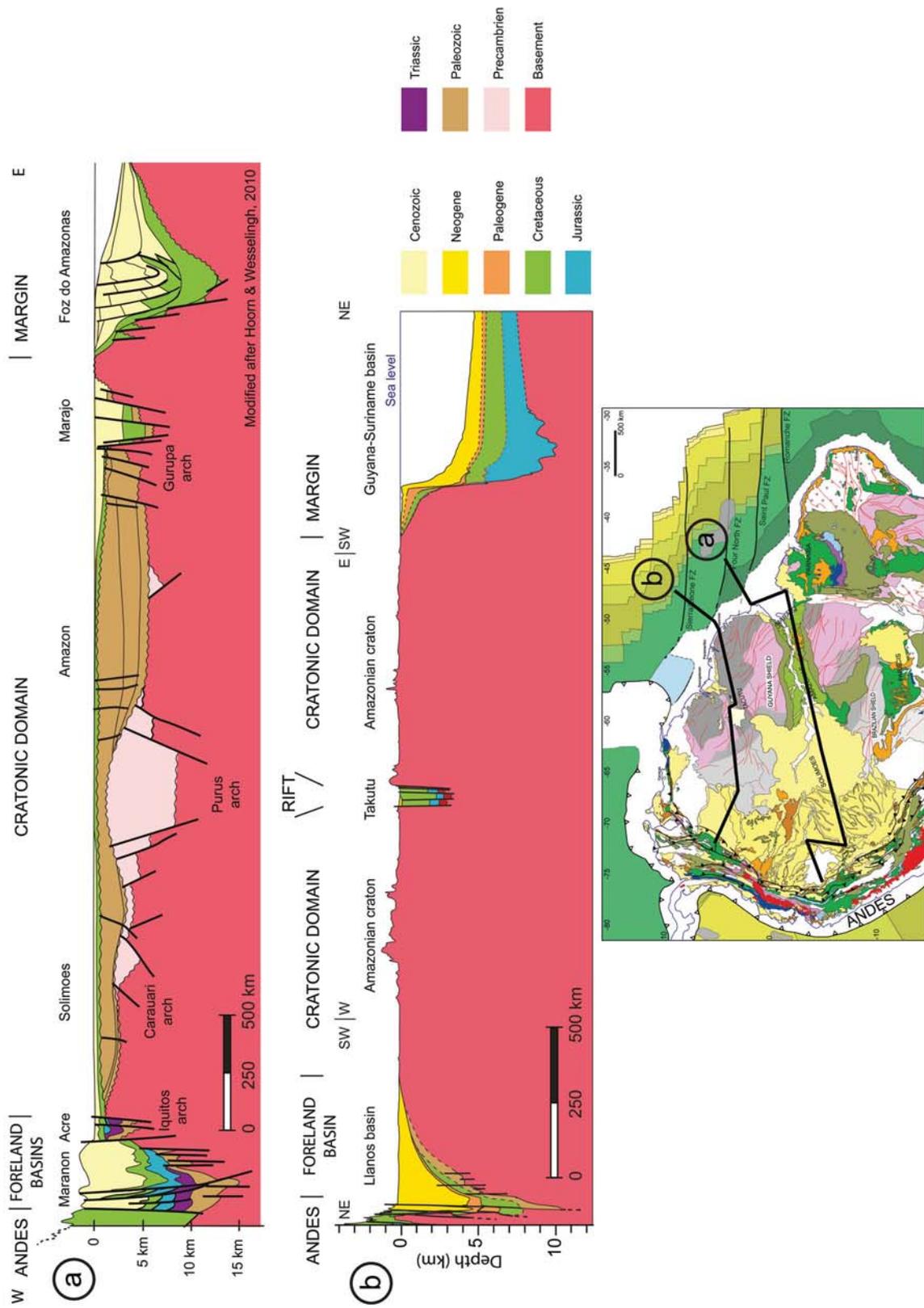


FIGURE 1.3 – Coupes géologiques régionales EW des Andes à la marge Atlantique. a) du bassin de Maranon au bassin de Foz do Amazonas, b) du bassin de Llanos au bassin du Guyana-Suriname Bajelet 2018).

Ages d'abandon des surfaces altérées. Les surfaces altérées de pénéplanation occupant le domaine cratonique sont étagées. L'âge attribué à une génération de surface correspond à l'âge de l'abandon du profil latéritique, marquant le passage vers un climat plus sec favorisant l'érosion (Beauvais and Chardon, 2013; Guillocheau et al., 2018; Chardon et al., 2018). Cinq générations de surfaces altérées ont été reconnues sur le Craton Guyanais, réparties de telle façon que les plus jeunes et les moins hautes sont plus proches de la marge globalement (Fig. 1.2). Les lacunes d'altération entre les générations de surfaces correspondent aux périodes érosives, dont les âges d'abandons de surfaces sont :

S0 ~ 71 Ma ;

S1 ~ 53 Ma ;

S2 ~ 45 Ma ;

S3 ~ 22 Ma ;

S4 ~ 13 Ma ;

S5 ~ 0.3 Ma (obtenus par datation de pollen : van der Hammen and Wijmstra 1964 ; $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur cryptomélane : Vasconcelos et al. 1994; Vasconcelos and Carmo 2018 et par le paléomagnétisme : Théveniaut and Freyssinet 1999, 2002 ; Figs. 1.2 et 1.4).

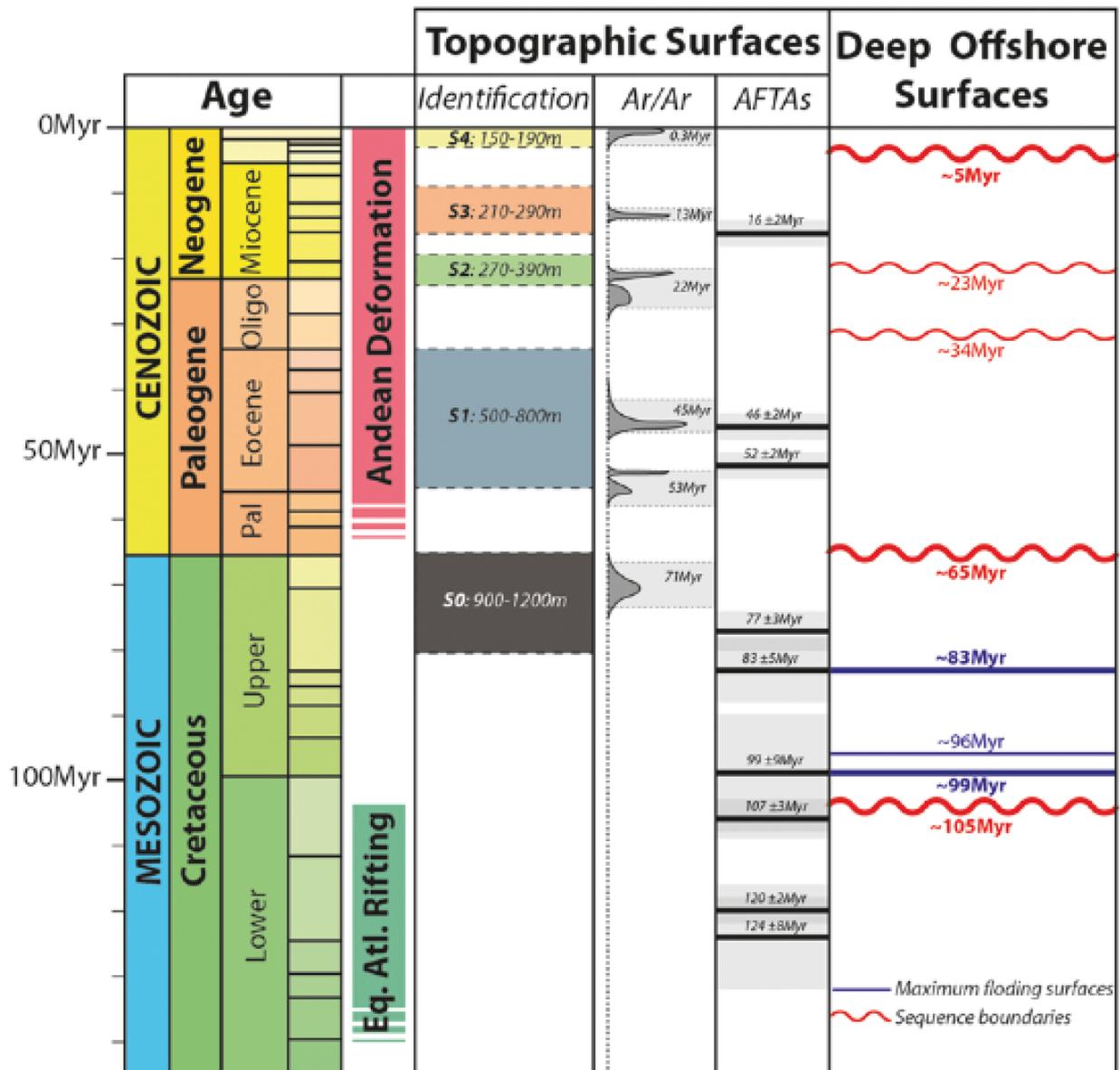


FIGURE 1.4 – Chartes stratigraphiques où sont représentés les âges des surfaces altérées (nommées de S0 à S4), les périodes de refroidissement sur le continent et des discordances majeures dans les bassins offshore du Craton Guyanais ; Sapin et al. 2016).

Taux d'accumulation dans les bassins de la marge passive du Craton Guyanais.

La dynamique de relief d'un domaine cratonique doit se refléter directement dans la dynamique de remplissage sédimentaire des bassins de la marge passive le bordant. Ainsi, trois périodes d'accélération et de décélérations des vitesses d'accumulation sédimentaire ont été documentées dans le bassin de FOZ :

1. une augmentation de l'accumulation entre le Santonien et le Maastrichtian (>100 m/Ma; Sapin et al. 2016);
2. une faible accumulation au Paléogène (< 10 m/ Ma; Sapin et al. 2016; van Soelen et al. 2017)
3. de forts taux à partir du Pliocène (Figueiredo et al. 2009; Watts et al. 2009; Gorini et al. 2014; van Soelen et al. 2017; estimée à > 500 m/Ma; Sapin et al. 2016).

Résumé. D'après les études citées plus haut, quatre périodes de rajeunissement de relief et/ou d'augmentation potentielles des aires drainées se dégagent : lors des *rifting* de l'Atlantique Central (1) et Équatorial (2); entre le Santonien et le Maastrichtian (3) et à partir de la fin du Miocène (4). Les événements 1. et 2. correspondent aux soulèvements des épaulements de rifts et à leur érosion durant le *rifting*. Cette dynamique est classique sur les marges passives et se caractérise de forts apports terrigènes dans les rifts (Poag and Sevon, 1989; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Ye, 2016; Ponte, 2018). Les soulèvements des épaulements opèrent en revanche sur une bande estimée étroite (Ye, 2016). De nombreuses structures précambriennes et/ou paléozoïques ont été réactivées durant ces deux périodes de *rifting* et semblent donc liées.

3. Un événement majeur se produit au Crétacé supérieur affectant l'intégralité de l'Atlantique, potentiellement lié à la réorganisation cinématique des plaques. Cette période est en effet contemporaine de changements de direction d'extension du Gondwana Occidental (Zalan et al., 1985; Destro et al., 1994; Benkhelil et al., 1995; Marinho et al., 1988), du continent Nord américain passant de NW à EW (Klitgord, 1986; Amidon et al., 2016), d'inversion du rift de la Bénoué marquant le début du cycle alpin (Benkhelil, 1989; Guiraud, 1993; Guiraud and Bosworth, 1997; Jolivet et al., 2016) et d'accélération de convergence andine ainsi que du début de son épaissement crustal (Jaillard and Soler, 1996; Martinod et al., 2010). Sur le Craton Guyanais cette période correspond à un épisode d'exhumation

et potentiellement de soulèvement (CONAM (2002) dans Sapin et al. 2016) et à l'abandon surfaces altérées S0 (~ 71 Ma; Bardossy and Aleva 1990; Vasconcelos et al. 1994) marquant une période érosive. Les vitesses d'accumulation sédimentaire augmentent sur la marge entre le Santonien et le Maastrichtian. Sapin et al. (2016) propose une augmentation de l'aire drainée alimentant le bassin de FOZ durant cette période.

4. Les forts apports sédimentaires sur la marge (Figueiredo et al., 2009; Watts et al., 2009; Gorini et al., 2014; Sapin et al., 2016; van Soelen et al., 2017) et l'abandon de la surface altérée S4 résulteraient du changement climatique et de la réorganisation du drainage de l'Amazonie suite à l'inversion régionale des pentes grâce au comblement des bassins d'avant pays andin, inversant ainsi son cours d'eau en direction de l'Atlantique (Hoorn et al., 1995, 2010, 2017; Roddaz et al., 2005). A l'actuel des taux de dénudation enregistrés par ^{10}Be dans les rivières andines sont au moins 18 fois supérieur que dans les fleuves cratoniques (Wittmann et al., 2011b), constituant ainsi la source majeure d'apport sédimentaire à la marge du Craton Guyanais.

L'essentiel des sédiments érodés depuis le Craton Guyanais est aujourd'hui stocké dans les bassins de sa marge passive. Effectuer une étude approfondie du remplissage sédimentaire de cette marge, dans le but de comprendre son évolution depuis le *rifting* du Trias - Jurassique, permettrait de contraindre le routage sédimentaire du Craton Guyanais. Il n'y pas eu d'études de la dynamique d'accumulation terrigène reliée à la dynamique d'érosion de ce craton sur l'échelle du Méso-Cénozoïque. Ce type d'étude a en revanche été mené avec succès sur la marge conjuguée. Le Craton Ouest Africain (WAC : *West African Craton*) et serait donc un bon **cas de référence méthodologique** pouvant être appliqué sur le Craton Guyanais. De plus ils partagent des conditions climatiques similaires et favorisant la formation des surfaces altérées (Fig. 1.5).

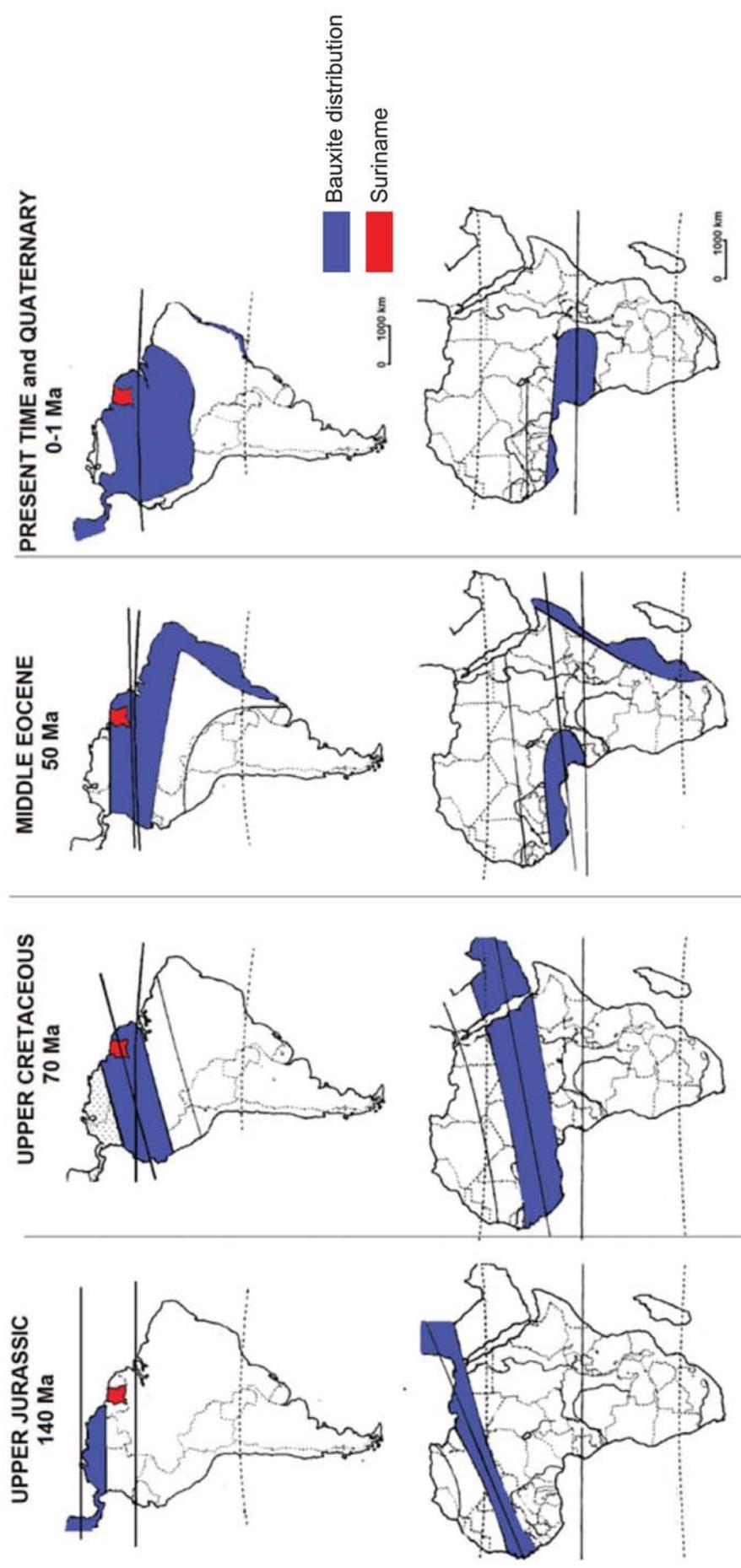


FIGURE 1.5 – Distribution des bauxites (représentative de conditions climatiques) en Amérique du Sud et Afrique depuis le Jurassique supérieur, d'après Tardy et al. 1991; Monsels 2016.

1.1.2 Cas de référence méthodologique : le Craton Ouest Africain.

Le relief du Craton Ouest Africain (WAC) est aujourd’hui composé essentiellement des reliques de surfaces altérées dont les âges seraient similaires à celles présentes sur le Craton Guyanais (i.e. > 55 Ma ; 29 - 24 Ma ; 18 - 11 Ma ; 6 - 7 Ma et 3 Ma ; Beauvais et al. 2008; Beauvais and Chardon 2013). Les travaux de Ye (2016) et Grimaud et al. (2018) ont montré, à travers la quantification de volumes érodés et accumulés, qu’il existe une cohérence entre la dynamique d’érosion continentale et la dynamique de l’accumulation terrigène dans les bassins de marge atlantique équatoriale bordant le WAC. Durant sa thèse Ye (2016) a estimé les taux d’érosions méso-cénozoïques du WAC à partir d’une étude de thermochronologie basse température (AFTA). Cette analyse montre de faibles et relativement homogènes taux d’érosions (7-16 m/Ma), excepté la période syn-rift (140 - 100 Ma) où l’export accélère, mais opère en revanche le long d’une étroite bande côtière répondant à la création du relief suite aux soulèvements des épaules de rift (Fig. 1.6).

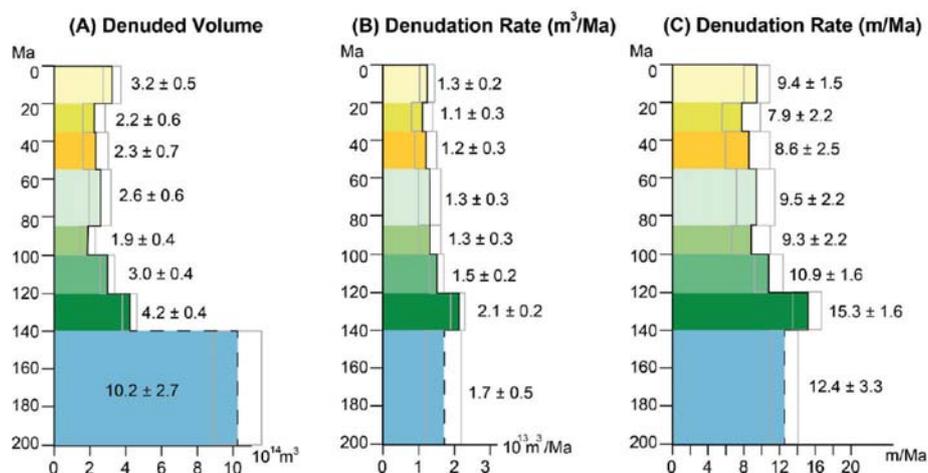


FIGURE 1.6 – Histoire de l’export sédimentaire du Craton Ouest Africain depuis 200 Ma, a) volumes érodés, b) taux d’érosion en m^3/Ma et c) vitesses d’érosion en m/Ma (d’après Ye (2016)).

D’après la cartographie des surfaces altérées et l’évolution des drainages sur le WAC (Beauvais and Chardon, 2013; Grimaud et al., 2015; Chardon et al., 2016), Grimaud et al. (2018) estiment la dénudation au Cénozoïque à 7 m/Ma , mais plus fortes entre l’Oligocène et le Miocène (Fig. 1.7). Ye (2016) (sur le Méso-Cénozoïque) et Grimaud et al. (2018) (sur le Cénozoïque) constatent la concordance de volumes érodés et accumulés après le

calcul de volumes terrigènes accumulés, par la méthode de l'interpolation des horizons stratigraphiques sur l'ensemble du bassin (Guillocheau et al., 2012). Le bilan érosion - accumulation montre en effet que les l'essentiel de matière érodée sur le WAC est accumulé dans les bassins de la marge passive le bordant (Figs. 1.6; 1.7 et 1.8). Au Crétacé deux maximas se distinguent d'après l'histoire de l'accumulation terrigène : entre 100 et 94 Ma et entre 72 et 66 Ma (Fig. 1.8). Le premier est potentiellement relié à l'érosion des épaulements de rifts (Ye, 2016) et le second à une augmentation post-rift des drainages alimentant les bassins de la marge atlantique équatorial (Ye, 2018). Une augmentation d'export est constatée à l'Oligocène (Figs. 1.7 d et 1.8d) correspondant aux réorganisations des drainages Volta et Niger, engendrée par l'inversion des pentes suite à la croissance de Hoggar, amplifiée par le changement climatique et le retrait de la paléo-Thétys vers le Nord (Chardon et al., 2016; Grimaud et al., 2018).

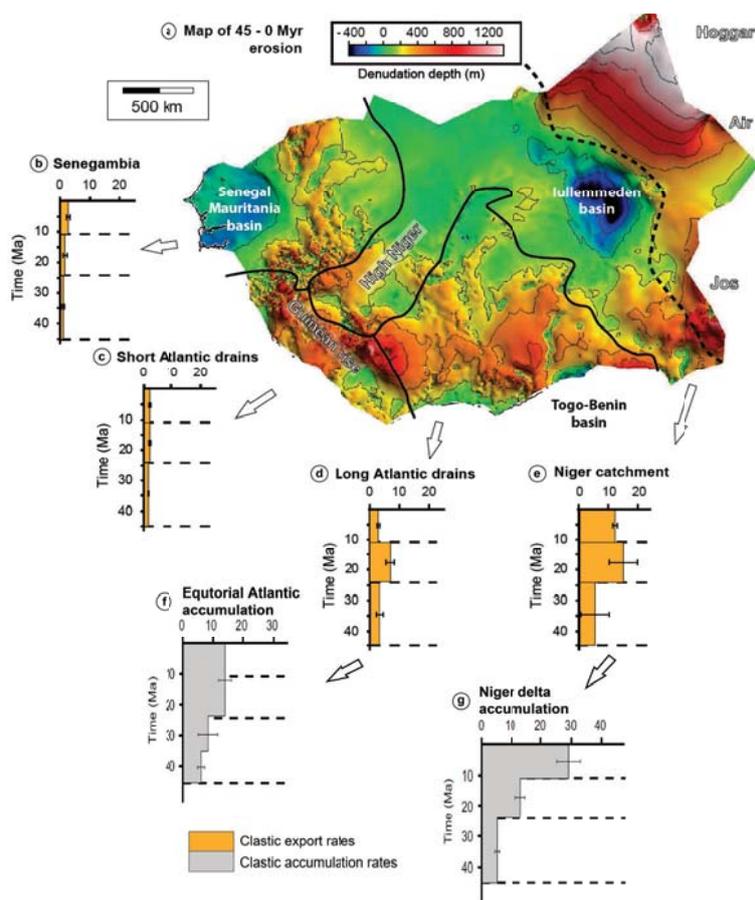


FIGURE 1.7 – Carte illustrant la dénudation, l'export et l'accumulation du Craton Ouest Africain. a) Carte de dénudation totale à l'échelle de l'Afrique et l'Ouest Sub-Saharien depuis l'Éocène moyen. Les taux d'export de matériel clastique (en $10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) dans b) Sénégal/Mauritanie, c) Guinée/Sierra-Leone/Libéria, d) Côte d'Ivoire et e) Nigeria ; Les taux d'accumulation de matériel clastique (en $10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) dans f) Côte d'Ivoire et g) le delta de Niger (Grimaud et al., 2018).

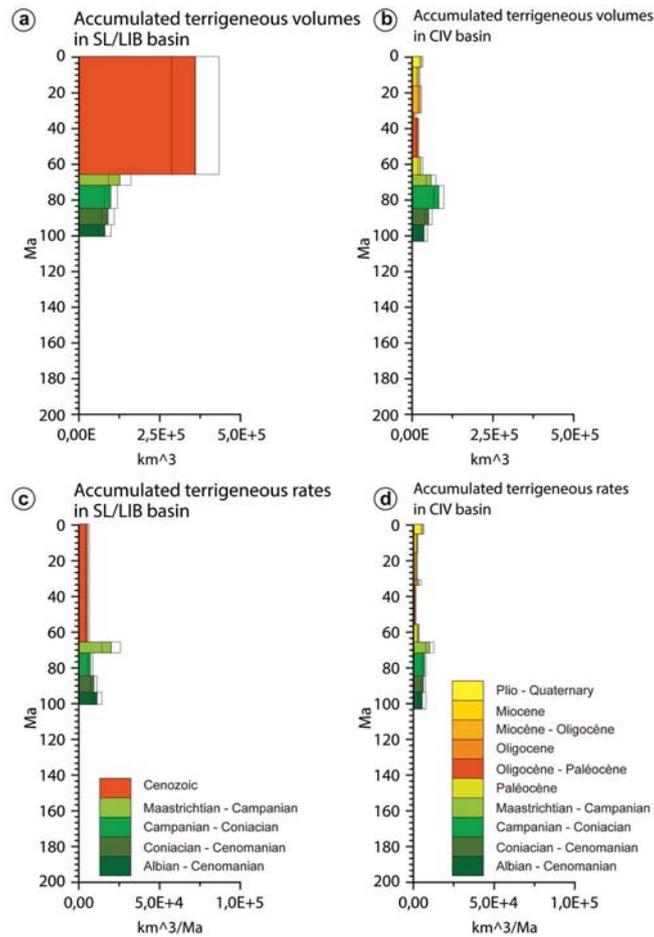


FIGURE 1.8 – Les volumes terrigènes accumulés a) dans les bassins de Sierra-Leone/Liberia (SL/LIB) et b) Côte d’Ivoire (CIV) ; les taux terrigènes accumulés c) dans les bassins de SL/LIB et d) CIV (d’après Ye (2016))

Résumé. Au premier ordre, le domaine de WAC dans son ensemble est soumis à une érosion lente et homogène de l’ordre de ~ 7 m/Ma (Figs. 1.6 ; 1.7 et 1.8 Beauvais and Chardon 2013; Grimaud et al. 2015; Ye 2016; Grimaud et al. 2018). Cependant les périodes de faibles taux d’érosions alternent avec des périodes de plus forts taux. Ces derniers sont engendrées par de complexes interactions, entre les soulèvements, variations climatiques, rajeunissements du relief et réorganisations des aires drainées. L’histoire de l’accumulation terrigène des bassins de la marge atlantique équatoriale bordant le WAC, montre des accélérations d’apports terrigènes correspondant aux périodes du *rifting* (entre 140 et 100 Ma ; Fig. 1.7; Ye 2016). Une augmentation d’apport terrigène est également constatée à l’Oligocène potentiellement reliée à la réorganisation des drainages Volta et Niger, due à la croissance du Hoggar (Figs. 1.7 et 1.8; Chardon et al. 2016; Ye 2016; Grimaud et al. 2018).

Ye (2016) et Grimaud et al. (2018) démontrent que l'accumulation terrigène dans les bassins de marge passive et la dynamique de l'érosion du WAC sont compatibles. Il est donc possible d'utiliser les bassins de marge passive pour estimer l'évolution du routage sédimentaire sur le continent.

Dans ce travail, nous voulons effectuer une analyse approfondie de la dynamique du remplissage terrigène de la marge du Craton Guyanais. Le but est non seulement de quantifier son histoire de l'accumulation terrigène mais aussi d'étudier la répartition des faciès et des dépoctrans au cours de l'évolution de la marge et de déterminer les points d'entrée des apports sédimentaire depuis le continent. Ceci nous permettrait de contraindre la dynamique d'érosion du Craton Guyanais et de pouvoir la relier aux éventuelles évolutions de drainages.

1.2 *Rifting* : du rift continental à la marge passive. Impact sur l'architecture stratigraphique

Le Craton Guyanais est bordé au Nord par les bassins de GS et FOZ, qui constituent sa marge passive et la zone "*sink*" de son système de routage sédimentaire. Ces bassins résultent d'extensions lithosphériques produites par les *rifting* successifs dus aux ouvertures des océans de l'Atlantique Central et Équatorial, au Trias - Jurassique et Crétacé inférieur respectivement. Les segments de cette marge présentent une alternance de segments divergents, obliques et transformants (Basile et al., 2005; Greenroyd et al., 2008b; Basile et al., 2013; Mercier de Lépinay et al., 2016; Nemčok et al., 2016b), ayant ainsi des styles d'amincissement et architectures stratigraphiques potentiellement différents.

La formation des marges passive fait l'objet de nombreuses études depuis la moitié du siècle dernier et reste toujours d'actualité. Avec l'amélioration des outils géophysiques des nouvelles questions apparaissent, de thématiques larges, traitant notamment de formations et propagations d'un rift, mais aussi d'échelles inférieures, s'intéressant aux mécanismes de déformations, amincissements et étirements du manteau supérieur et de la croûte continentale. Pourquoi certaines marges sont plus étroites que d'autres et comment y répond le système de distribution sédimentaire, la position et migration de la plus forte subsidence sont des questions que nous voudrions aborder en analysant les géométries, structures crustales et architectures sédimentaires des deux bassins de la marge passive du Craton Guyanais.

Les marges passives constituent une transition entre le continent et l'océan. Elles se forment suite au *rifting*, menant à la déchirure continentale et lithosphérique sous contraintes extensives. L'océanisation est précédée par de l'étirement et l'amincissement lithosphérique, dont le fonctionnement et les géométries finales sont dépendants des vitesses d'extension et de l'état rhéologique, thermique et structural de la lithosphère avant le *rifting* (Dunbar and Sawyer, 1989; Ziegler and Cloetingh, 2004; Manatschal et al., 2015; Jeannot and Buiter, 2018).

Deux types de rifts ont été définis par la communauté scientifique : passif (1) et actif (2), dont les modes d'initiation du *rifting* sont différents (Sengör and Burke, 1978).

1. Dans le premier cas le *rifting* est entamé sous la gouvernance de contraintes exten-

sives, situées généralement aux limites des plaques et accommodées par des failles normales syn-rift. Dans les premières phases du *rifting* les failles sont généralement dispersées et non-connectées entre-elles, rendant ainsi l'extension généralement lente (Leeder and Jackson, 1993; Gawthorpe and Leeder, 2000; Costa de Melo et al., 2016). Il existe une interaction entre le déplacement vertical d'une faille normale, sa longueur et l'épaisseur crustale isomogénique, le jeu sera plus important et la faille plus longue pour une croûte plus épaisse (Jackson, 1994; Gawthorpe and Leeder, 2000). La topographie sera donc aussi plus élevée sous une croûte plus épaisse et les failles plus rapprochées. Les vitesses d'extensions augmentent lorsque les failles principales se connectent (~ 5 Ma après le début du *rifting*) et les secondaires s'inactivent, localisant ainsi les forces de traction (Cowie and Shipton, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000). La croûte continentale et le manteau lithosphérique s'aminçissent suite à l'extension. L'asthénosphère remonte passivement par réponse isostatique au déficit de masse. Une importante dépression syn-rift sera créée au centre du rift. Les limites spatiales de la zone riftée sont potentiellement contrôlées par des structures pré-existantes. Une marge du type non-volcanique (ou pauvre *i.e.* faible abondance de magma lors du *rifting*), résulte souvent de ce type de rift, dont les structures, géométries et architectures stratigraphiques vont différer des marges volcaniques.

2. Dans le deuxième cas, l'extension est gouvernée par la dynamique de l'asthénosphère, suite à l'apparition d'une anomalie thermique (telle qu'un point chaud par exemple), induisant un étalement thermique. La lithosphère est amincie par l'action de la convection mantellique, provoquant une remontée de l'asthénosphère et un bombement régional au centre du rift. Une discordance séparant les dépôts pré et syn-rift peut exister suite au soulèvement par l'effet thermique de la marge (Franke, 2013). Une marge du type volcanique (ou riche *i.e.* abondance de magma lors du *rifting*), résulte potentiellement de ce type de rift. Les rifts volcaniques peuvent former des zones de *rifting* larges soutenues par la répartition du magma sur une large province. Dans les marges volcaniques, les pulses d'épisodes tectoniques peuvent succéder aux pulses d'épisodes magmatiques (Stab et al., 2016). Les croûtes océaniques sont généralement plus épaisses que sur les marges pauvres, nourries par d'importants apports magmatiques (Franke, 2013; Reuber et al., 2016).

1.2.1 Marges divergentes

Il est actuellement commun, depuis la découverte de failles transformantes comme un nouveau type de faille (Wilson, 1965), de classer les marges en divergentes et transformantes, selon leur direction d'ouverture par rapport à la marge : perpendiculaire et oblique ou parallèle respectivement (e.g. Mascle 1976; Mascle and Blarez 1987; Basile and Allemand 2002; Basile 2015; Basile and Braun 2016).

Marges divergentes non-volcaniques. La vision de formation des marges divergentes a évolué d'une extension uniforme de la croûte et du manteau supérieur (Mckenzie, 1978) à une extension découplée rendant les marges conjuguées asymétriques (Fig. 1.9; Lavier and Manatschal 2006; Huismans and Beaumont 2011, 2014; Brune et al. 2014). Les premiers concepts de formation de marge divergente proposaient une extension uniforme lors d'un cisaillement pur (Mckenzie, 1978). Selon ce type d'étirement la croûte et le manteau s'amincissent de façon homogène par l'accommodation de failles normales et blocs basculés, sous un comportement cassant de la croûte continentale. Une remontée de l'asthénosphère est engendrée passivement, les ruptures lithosphériques et crustales sont contemporaines et les marges formées par ce régime sont symétriques. En dépit de son important apport pour la compréhension de l'étirement lithosphérique, ce mode d'extension ne répond plus aux observations nouvelles. L'extension uniforme est en effet incompatible avec la formation des marges asymétriques, ni des marges plus étirées que d'autres, permettant notamment une remontée du manteau avant l'océanisation. Après les études des *Metamorphic Core Complexes* dans *Basin and Range* (croûte inférieure ductile exhumée) des modes d'étirements par cisaillement simple accommodé par des failles de détachements à l'échelle lithosphérique ont été proposés (Wernicke, 1985; Lister and Davis, 1989). Les failles sont de faibles pendages et d'importants rejets horizontaux, permettant l'exhumation du matériel profond dans les stades avancées du *rifting* et la formation de marges asymétriques. Découvertes du manteau exhumé dans des zones entre les croûtes continentale et océanique, en Ibérie notamment suite aux campagnes de dragages et des études sismiques (Boillot et al., 1980; Boillot and Froitzheim, 2001; Manatschal, 2004), dans le domaine thétysien (Manatschal, 2004) et plus tard au large de Côte d'Ivoire (Gillard et al., 2017) obligent à évoquer de l'hyper-amincissement des parties distales de la marge et inclure les contraintes rhéolo-

gique de la lithosphère. Les connaissances actuelles proposent une déformation polyphasée des marges, avec son progressif déplacement vers le distal en distinguant quatre domaines précédents la croûte océanique (Fig. 1.9) :

(i) proximal (très faiblement déformé et aminci, le jeu des failles n'est pas important),
(ii) domaine d'étranglement ou de *necking* (amincissement drastique de la croûte continentale, passant de ~ 25 km à ~ 10 km, accommodé par un jeu important de faille, remontée du MOHO),

(iii) domaine hyper-étendue (croûte continentale très amincie < 10 km, décalage du MOHO par failles syn-rift, localisation de la déformation)

(iv) zone de transition entre le continent et l'océan (très forte réflectance en sismique, possibles intrusions mantelliques, possible exhumation du manteau; Manatschal 2004; Lavier and Manatschal 2006; Peron-Pinvidic et al. 2013; Ye et al. 2019). Dans de telles configurations, les dépocentres syn-rift majeurs seront localisés dans les domaines de *necking* et distale où la subsidence tectonique sera plus importante.

La géométrie des marges et la distribution sédimentaire, surtout syn-rift et post-rift précoce, seront différentes selon la nature de la croûte et ainsi du mode d'étirement lithosphérique : (i) étirement indépendant de la profondeur (la croûte continentale et le manteau supérieur sont couplés et se déforment de façon fragile; Fig. 1.10a) et (ii) étirement dépendant de la profondeur (déformation découplée entre la croûte et le manteau, séparés par une croûte inférieure ductile; Fig. 1.10b et 1.10c).

(i) La lithosphère s'étire et s'amincit sous un comportement fragile de la croûte et du manteau supérieur, accommodé par les failles à forts pendage qui s'expriment sur l'échelle crustale, s'enracinent dans le manteau supérieur et présentent un décalage important. L'amincissement crustal est rapide et la rupture continentale précède la lithosphérique. Les marges issues de ce type d'étirement seront étroites, les dépôts syn-rift très peu épais dans le domaine proximal et l'essentiel des dépocentres concentré dans les domaines de *necking* (Figs. 1.9 et 1.10b).

(ii) La croûte continentale divisée en 2 couches selon leur nature : croûte supérieure fragile et croûte inférieure ductile, mais un corps sous-plaqué mafique se comportant de manière fragile peut se coller à la base de la croûte lors de l'étirement. Le manteau supérieur se déforme de manière fragile (Fig. 1.10c; Lavier and Manatschal 2006; Huisman

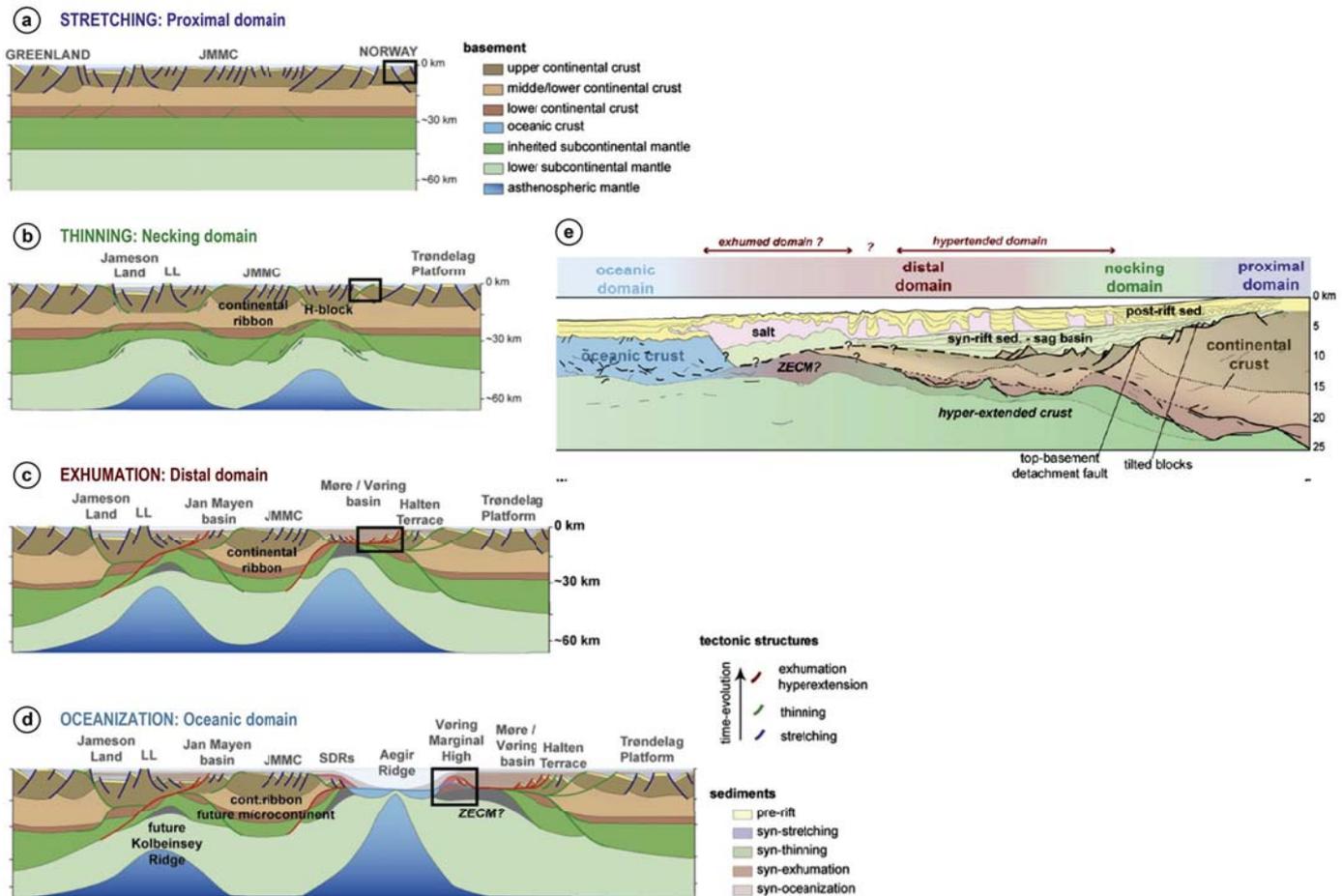


FIGURE 1.9 – Schéma conceptuel résumant les modes et les stades de déformation traversés par une marge (marge norvégienne) lors du *rifting* a) étirement, localisé aujourd’hui dans le domaine proximal ; b) amincissement, localisé aujourd’hui dans le domaine de *necking* ; c) exhumation mantellique / hyperamincissement, localisé aujourd’hui dans le domaine distal ; d) océanisation ; e) géométries finales et positions des domaines génétiques sur une marge (angolaise ; d’après Peron-Pinvidic et al. 2013; Unternehr et al. 2010).

and Beaumont 2011, 2014). L’état thermique de la lithosphère de ce type de marge est en générale plus élevée que dans l’exemple précédent. Le *rifting* peut durer plus de temps sous une déformation ductile de la croûte inférieure et le sous-placage compensant l’amincissement. Le manteau supérieur se déformant de façon fragile rompt plus tôt que la croûte continentale. A l’inverse de l’étirement couplé ce mode de déformation forme des marges très larges, faiblement pentées où les dépôts syn-rift sont étalés (Huisman and Beaumont, 2011, 2014). Les failles syn-rift s’enracinent dans la croûte au niveau des parties ductiles. Le couplage peut intervenir dans les parties distales où les failles peuvent décaler le MOHO (Sutra and Manatschal, 2012).

Clerc et al. (2018) ont fait une synthèse des géométries des marges passives en s’intéressant aux segments au large d’Uruguay, Gabon, Angola, Chine du Sud et Norvège du

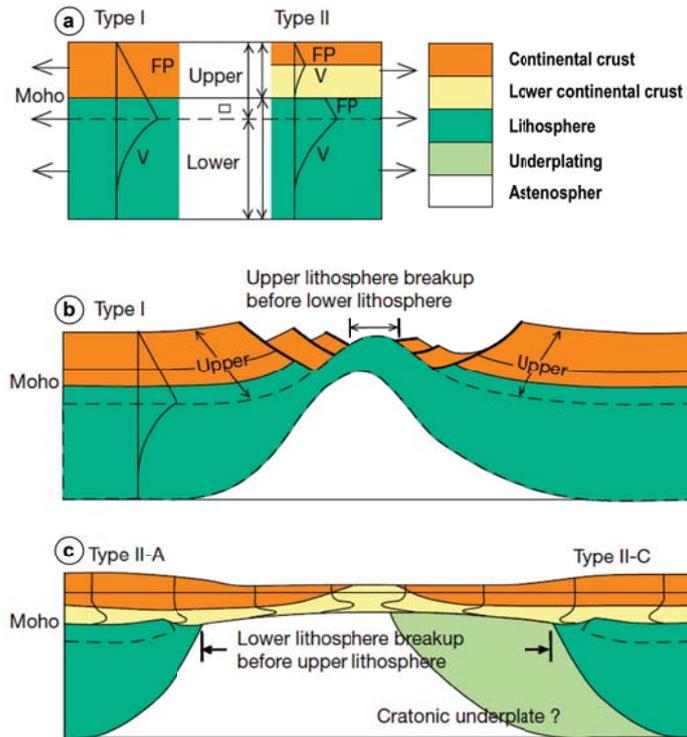


FIGURE 1.10 – Schémas d’amincissement de marge selon a) deux profils rhéologiques différents a) Type I étirement couplé avec la croûte continentale et le manteau supérieur se déformant de façon fragile ; b) Type II étirement découplé, avec une croûte inférieure ductile ; FP : fragile ; V : visqueux ; d’après Huismans and Beaumont (2011).

Nord. Ils constatent de nombreuses variations des types de marges, différents par leurs longueurs, structures crustales, pendages de failles syn-rift et épaisseurs sédimentaires. Ils relèvent en revanche la présence systématique d’une croûte ductile, (moyenne ou inférieure) liée certainement à un gradient thermique élevé et se déformant par cisaillement ductile, dont le toit de la couche flue vers le domaine proximal (Fig. 1.11). La présence de cette croûte ductile semble exercer un rôle crucial dans les modes d’étirement et les géométries finales résultantes de ces marges. Cette hétérogénéité rhéologique crustale favorise en effet la génération de boudins dans la croûte supérieure (fragile) lors de l’amincissement (Fig. 1.11b). Des forts amincissements où la croûte inférieure ou le manteau peut être exhumée, sous le contrôle de failles sub-horizontales antithétiques, séparent les blocs de boudins entre eux. L’essentiel des dépôts syn-rift se localisent entre les boudins. La présence de failles antithétiques sur les marges riftées n’est d’ailleurs pas une exception et n’est pas réservée uniquement aux marges volcaniques. Sur les marges non-volcaniques elles peuvent résulter suite à une réactivation de failles inverses en normales (lors du *rifting* sur un héritage orogénique) ou suite au fluage du toit de la croûte ductile vers le continent (Clerc et al., 2018).

L'épaisseur syn-rift semble plus importante dans les grabens des marges dont l'étirement est accommodée par des failles antithétiques, ayant la même direction entre le basculement des blocs et la subsidence lors du *rifting* (Clerc et al., 2018).

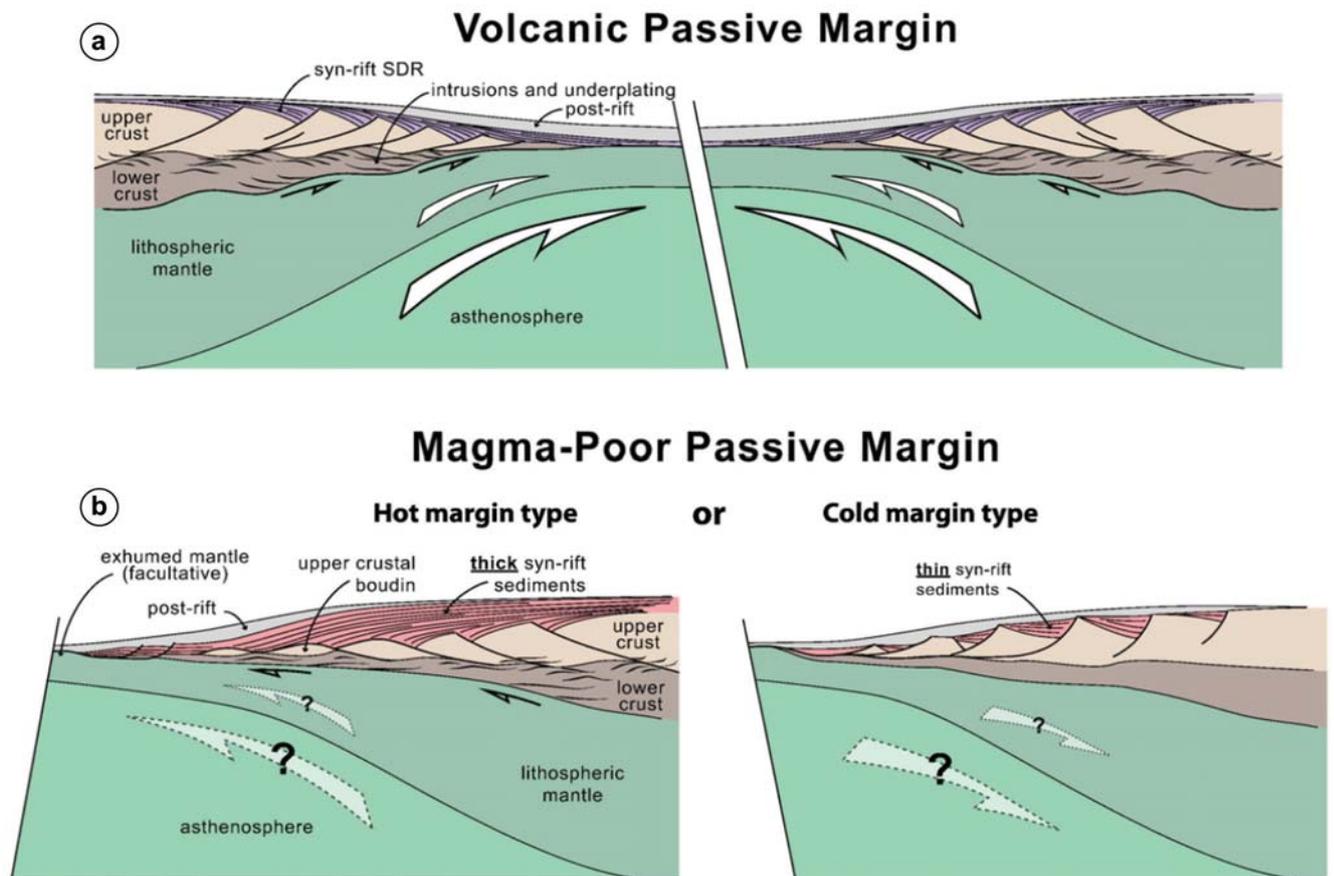


FIGURE 1.11 – Coupes schématiques montrant une marge passive a) volcanique (dite riche) et b) non - volcanique (dite pauvre) présentant un gradient thermique élevé à gauche et faible à droite ; d'après Clerc et al. (2018).

Marges divergentes volcaniques. La marge passive du Craton Guyanais est composée de deux bassins, Guiana/Suriname (GS) et Foz d'Amazonas (FOZ). La nature du bassin de GS est sujet de nombreux débats proposant sa nature volcanique du fait des géométries de l'ensemble syn-rift semblable aux SDR (*Seaward Dipping Reflectors*; Nemčok et al. 2016b; Reuber et al. 2016). Dans ce travail de thèse nous ne déterminerons pas si l'ensemble syn-rift du bassin de GS est composé de SDR, classant ainsi cette marge en tant que volcanique. Il est cependant nécessaire de mentionner les caractéristiques de ce type de marge, car elle diffère des marges non-volcaniques (Figs. 1.11 et 1.12).

Sur les marges volcaniques le *rifting* dure plus de temps, dû à l'état thermique élevé de la lithosphère, favorable à l'étirée d'avantage (Fig. 1.12; Huisman and Beaumont 2011, 2014), ainsi qu'à l'apport de magma et au sous-placage du corps mafique compensant l'amincissement crustal (Stica et al., 2014; Stab et al., 2016). La localisation de corps sous-plaqué est contrôlée par l'amincissement crustal. Il sera en effet plus épais où les failles s'enracinent profondément et ont un jeu le plus important (Stab et al., 2016; Paton et al., 2017). Les marges volcaniques ne peuvent pas avoir de domaines hyper-étendus, ni de zones d'exhumation mantellique, la croûte continentale est progressivement remplacée par l'océanique. Lors du *rifting*, la croûte inférieure ductile est déformée par cisaillement et amincie à 0 km dans le domaine distal. A ce niveau, la croûte supérieure fragile est progressivement remplacée par une croûte inférieure gabbroïque néoformée, constituant la COT (*Continental Ocean Transition*; Stab et al. 2016). Les dépôts syn-rift des marges volcaniques sont constitués de SDR, qui sont des dépôts à dominante volcanique, alimentés par des dykes intrusifs. Ces ensembles sont généralement très épais, présentant une importante accréation latérale, une géométrie en éventail vertical avec une divergence vers l'océan (Figs. 1.11 et 1.12a Mutter et al. 1982; Franke 2013; Stica et al. 2014; Becker et al. 2016; Stab et al. 2016; Paton et al. 2017). Ces unités se mettent en place horizontalement dans un milieu sub-aérien, subissant ensuite une progressive rotation vers le centre du rift sous le contrôle de la subsidence gravitaire et accommodée par des failles normales antithétiques (Jackson et al., 2000; Becker et al., 2016; Paton et al., 2017). Ce type de marge restent haute après l'océanisation, soutenues par l'effet thermique (Antobreh et al., 2009; Rüpke et al., 2010), sont potentiellement plus larges que les non-volcaniques, avec une croûte océanique et les dépôts syn-rift plus épais (Figs. 1.11 et 1.12).

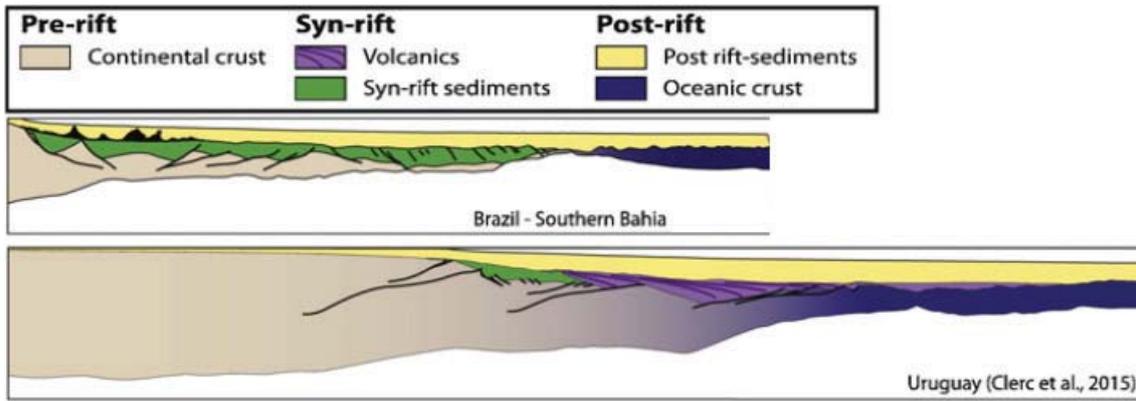


FIGURE 1.12 – Comparaison de marges volcanique et non-volcanique. La coupe sismique du haut représente une marge non-volcanique. Elles plus étroites, présence du domaine hyper-aminci (HED) et du manteau exhumé. La coupes sismique du bas représente une marge volcanique. Elles est plus large, les failles sont antithétiques, absence du HED et croûte océanique plus épaisse; d'après Clerc et al. (2015, 2018).

1.2.2 Marges transformantes

Les marges transformantes sont un autre type de marge, dont la formation est associée aux failles transformantes, où la direction d'extension est parallèle ou oblique à la côte continentale (Masclé, 1976; Masclé and Blarez, 1987; Basile and Allemand, 2002; Turner et al., 2003; Antobreh et al., 2009). L'extension est gouvernée par des failles transformantes, dont les mouvements sont sub-horizontaux, transtensionnels/transpressionnels, entre les deux lithosphères coulissantes (Turner et al., 2003). Ce type de faille s'initie dans un premier temps pendant le *rifting* continental en tant que des failles décrochantes et se connectent aux failles normales par l'intermédiaire des failles normales de relais (Costa de Melo et al., 2016; Nemčok et al., 2016b; Sapin et al., 2016). Ces failles décrochantes deviennent transformantes lorsqu'elles mettent en contact une lithosphère continentale et océanique (Basile, 2015).

Évolution cinématique d'une marge transformante. La cinématique des marges transformantes, où la faille transformante connecte deux zone de rifts a été documentée par Basile (2015). Ce type d'ouverture génère à chaque extrémité de la faille transformante un "coin interne" (se déformant en transtension et présentant des géométries en éventail de queue de cheval) et un "coin externe" (encaissant la transpression, pouvant potentiellement être soulevé; Basile 2015). Le développement cinématique d'une marge transformante peut être résumé en 3 étapes (Fig. 1.13; Masclé and Blarez 1987; Basile 2015; Mercier de Lépinay

et al. 2016) :

1. faille transformante intercontinentale, durant laquelle le glissement s'effectue entre deux lithosphères continentales. La marge subit un étirement lithosphérique, basculement des blocs, formation de demi-grabens et une subsidence tectonique (Figs. 1.13a et 1.13b) ;

2. la marge transformante active intervient après l'océanisation sur le segment divergent et sur la partie interne du segment transformant. Durant cette étape la faille transformante met en contact une lithosphère continentale et océanique. La partie interne du segment transformant de la marge subside, alors que la partie au contact avec la dorsale se soulève potentiellement sous l'effet thermique (Figs. 1.13b et 1.13c) ;

3. la marge transformante devient passive lorsque l'océanisation se produit sur l'intégralité du segment transformant, permettant ainsi un glissement entre deux lithosphères océaniques (Fig. 1.13d). A partir de ce stade les failles transformantes n'exercent plus d'activité tectonique majeure et n'influencent plus la distribution sédimentaire dans les bassins.

L'océanisation et ainsi le stade de marge passive interviennent chronologiquement plus tard sur les segments transformants que sur les divergents.

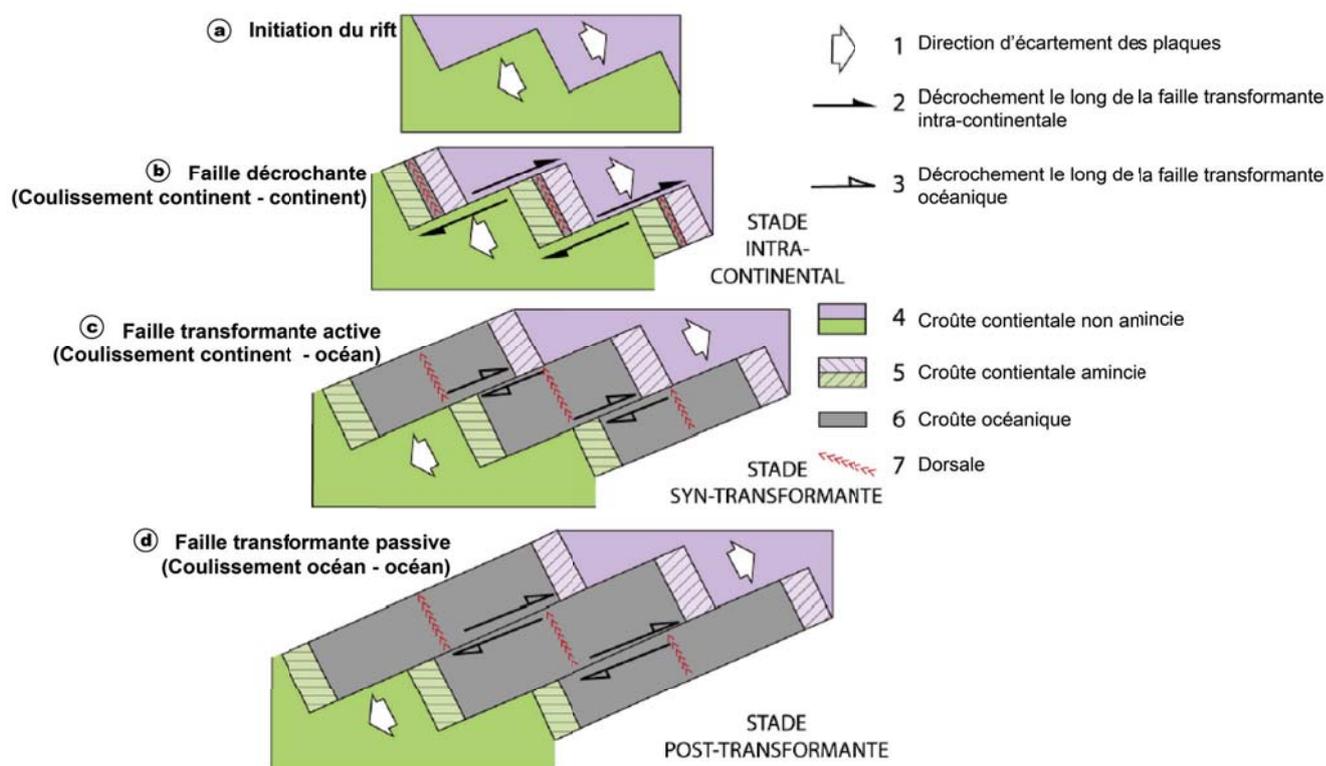


FIGURE 1.13 – Schéma de l'évolution cinématique d'une marge transformante, d'après Mascle and Blarez (1987); Basile (2015); Mercier de Lépinay et al. (2016).

Caractéristiques d’une marge transformante. La cinématique des failles transformantes étant coulissante, met en contact brusquement une croûte continentale et une croûte océanique plus dense, forme des segments de marges étroits, fortement pentés avec un amincissement limité (Fig. 1.14; Mascle 1976; Basile and Allemand 2002; Antobreh et al. 2009; Guiraud et al. 2010; Basile 2015; Mercier de Lépinay et al. 2016; Ye et al. 2019). Les mouvements verticaux entre les marges divergentes et transformantes sont différents, étant de faible longueur d’onde mais de forte amplitude sur les segments divergents. L’accommodation est très faible dans le domaine proximal mais plus forte dans le domaine de *necking*, où se concentre l’essentiel de la subsidence syn-rift des marges transformantes (Ye et al., 2019). Les dépôts post-rift précoces sont peu ou non préservés dans le domaine proximal (Fig. 1.14). Le soulèvement flexural affecte d’avantage les marges transformantes et dure plus de temps, témoignés par le *by-pass* ou l’érosion des dépôts post-rift précoces du domaine proximal sur le segment transformant de la Côte d’Ivoire (Ye et al., 2019). Les dépôts tardi-post-rift sont plus étalés et occupent progressivement tous les domaines d’un segments transformant. En revanche du fait de leur morphologie, les segments transformants sont souvent sujets de basculements de pentes et de génération facile de glissements gravitaires de types MTD (Ye, 2018; Huyghe, 2016).

Marges obliques. Les marges passives atlantiques présentent souvent une configuration segmentées de marges (Turner et al., 2003), qui est plus particulière dans l’Atlantique Équatorial. L’ouverture de cette marge s’est en effet fait par une propagation de rifts en échelon sous le développement de failles transformantes par accommodation à une extension oblique du rift (Turner et al., 2003; Basile, 2015; Basile and Braun, 2016). La plupart des systèmes de rifts dans le monde, depuis l’expansion de la Pangée, sont d’ailleurs des rifts obliques ($\sim 70\%$ Brune et al. 2018). Ce type d’ouverture nécessite des contraintes extensives plus faibles et reproduit mieux la dynamique mantellique toroïdale, qui favorise les déformation décrochantes, mal reproduite sous les mouvements poloïdaux lors des rifts orthogonaux (Brune et al., 2018). Trois types de segments de marges résultent d’une ouverture oblique selon le degré d’obliquité de la direction de leurs extensions par rapport à la COT (Ye et al., 2019) :

- (i) transformant, de faible obliquité (entre 0° et 15°) ;

(ii) oblique, d'obliquité intermédiaire (entre 15° et 75°);

(iii) divergent, de forte obliquité (entre 75° et 90°).

En comparant les structures crustales et les architectures stratigraphiques de ces trois types de segments Ye et al. (2019) ont déduit que le degré de l'obliquité de l'extension syn-rift est un paramètre déterminant le style d'amincissement, les structures crustales et la distribution sédimentaire d'une marge. En effet, une extension très oblique (divergente) formera des segments très larges, alors que les marges très étroites seront formées sous une extension d'obliquité faible (transformante). La subsidence différentielle et les soulèvements fléchuraux affecteront ainsi d'avantage les segments obliques et transformants, exprimés par la faible épaisseur ou l'absence de dépôts post-rift précoces dans les domaines proximaux (Fig. 1.14; Ye et al. 2019).

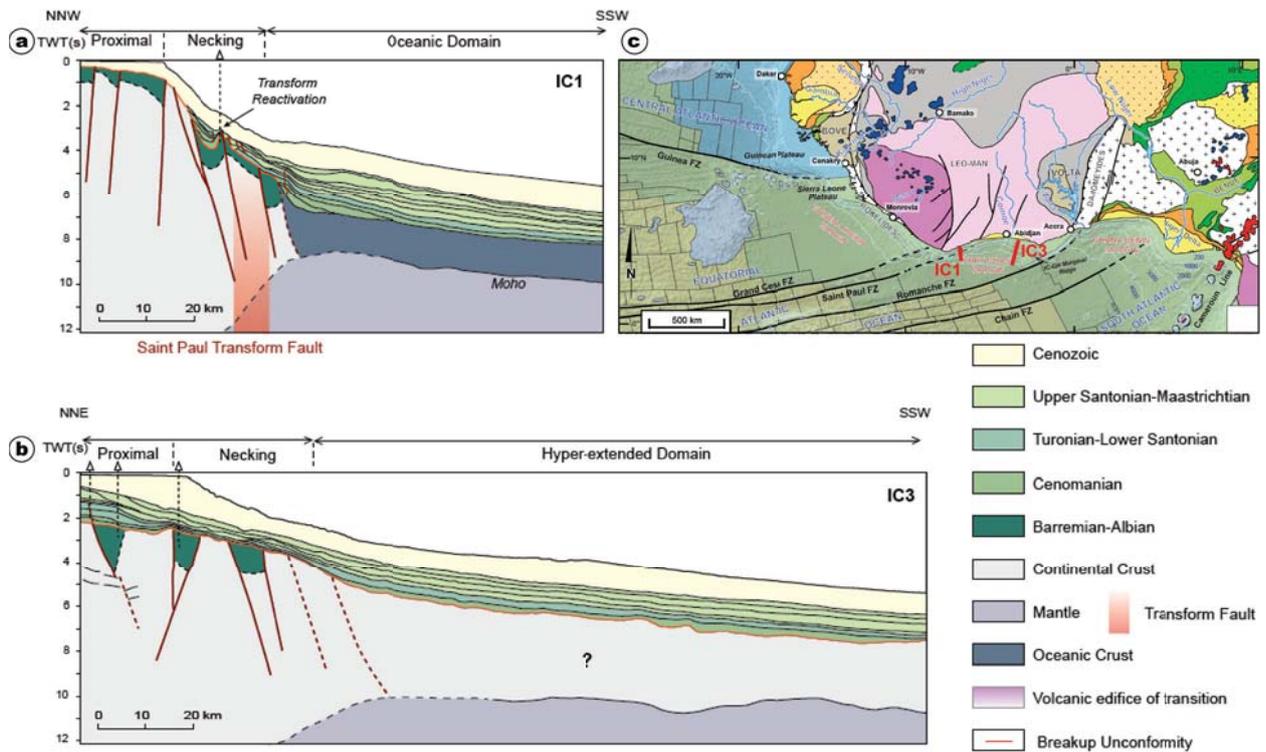


FIGURE 1.14 – Comparaison des coupes sismiques des segments a) transformant et b) divergent; c) profils localisés en rouge sur la marge équatoriale du Craton Ouest Africain, d'après Ye et al. (2019).

1.2.3 Résumé

L'initiation d'un rift et sa propagation restent toujours les questions d'actualité, malgré des avancées conséquentes. Il est proposé que la façon la plus simple pour initier un *rifting* et de se propager est d'utiliser les zones d'hétérogénéités lithosphériques où la lithosphère est amincie et fragilisée (Dunbar and Sawyer, 1989; Ziegler and Cloetingh, 2004; Manatschal et al., 2015; Jeannot and Buitter, 2018; Will and Frimmel, 2018). Cependant, ce n'est pas systématique (Lundin and Doré, 2011; Chenin et al., 2015). La présence de magma peut faciliter l'initiation (Stab et al., 2016; Will and Frimmel, 2018). L'héritage structural peut impacter la localisation des contraintes sur une région de faible échelle, durant les phases précoces du *rifting*. L'état thermique de la lithosphère et présence ou non de la partie ductile dans la croûte impact le style de *necking* et les géométries du bassin (Ziegler and Cloetingh, 2004; Huisman and Beaumont, 2011, 2014; Manatschal et al., 2015; Clerc et al., 2018; Jeannot and Buitter, 2018; Will and Frimmel, 2018). Dans les marge non-volcaniques, les failles normales syn-rift s'expriment dans des localités dispersées. Les failles principales se connectent ~ 5 Ma après le début du *rifting*, augmentant les taux d'extension et localisant la subsidence (Leeder and Jackson, 1993; Cowie and Shipton, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000). Au début dur *rifting* les failles décrochantes intercontinentales, servant de relais et de transferts entre les failles normales évoluent ne devenant transformantes qu'après l'océanisation (Masclé and Blarez, 1987; Basile, 2015; Costa de Melo et al., 2016; Mercier de Lépinay et al., 2016). Les rifts obliques semblent être une généralité, nécessitant des contraintes plus faibles pour initier une extension (Heine and Brune, 2014; Brune et al., 2018). Trois types de segments de marges résultent d'une ouverture oblique selon le degré d'obliquité de la direction de leurs extensions par rapport à la COT (Ye et al., 2019). Le degré de l'obliquité d'une extension semble être le paramètre de premier ordre contrôlant les modes d'amincissement, les structures crustales et la distribution des sédiments d'une marge passive (Ye et al., 2019).

En étudiant la marge passive du Craton Guyanais, où un des deux bassins présentent une ouverture plus oblique que l'autre, nous voulons déterminer son impact sur les structures crustales, les géométries et les architectures stratigraphiques des deux bassins de la marge.

CHAPITRE 2

CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU CRATON GUYANAIS ET DE SES ENVIRONS

Contents

2.1	Contexte Géodynamique du Craton Guyanais et de sa marge passive . . .	36
2.2	Géologie Continentale	37
2.2.1	Le Craton Guyanais et les chaînes bordières	37
2.2.2	Les bassins entourant le craton	40
2.3	Le Craton Guyanais et la cinématique de l'Atlantique	41
2.3.1	Ouverture de l'Atlantique Centrale	42
2.3.2	Ouverture de l'Atlantique Sud	45
2.3.3	Ouverture de l'Atlantique Équatorial	45
2.4	Bassins de marge passive du Craton Guyanais	47
2.4.1	Bassin de Guiana/Suriname et Demerara (GS)	47
2.4.2	Bassin de Foz d'Amazonas (FOZ)	50
2.5	Conclusion	53

2.1 Contexte Géodynamique du Craton Guyanais et de sa marge passive

Le continent Sud américain est bordé par une marge passive à l'Est et au Nord et par la zone de subduction andine à l'Ouest. Notre étude porte sur la marge passive du Craton Guyanais, situé au Nord (Fig.2.1). Cette marge comprend deux bassins : Guiana/Suriname (GS) à l'Ouest et Foz d'Amazonas (FOZ) à l'Est. Leur formation est associée à la dislocation du super-continent la Pangée, lors des épisodes de *rifting* de l'Atlantique Central (230 - 165 Ma) et Équatorial respectivement (130 - 103 Ma). L'âge de la première accrétion océanique dans le bassin de GS est jurassique supérieur (Callovian - Oxfordian ; Nemčok et al. 2016b), mais mal contraint. Il est albien supérieur dans FOZ, mal contraint également (Masclé and Blarez, 1987; Masclé et al., 1988; Moulin et al., 2010; Ye et al., 2017, 2019). Aujourd'hui, le bassin de GS est bordé au NO par le prisme d'accrétion lié à la subduction des Caraïbes, qui migre vers l'Est depuis, au moins, le Paléogène (Pindell and Dewey, 1982; Pindell, 1985; Pindell and Kennan, 2009; Villamil, 1999; Bajolet, 2018). Le bassin est limité au Nord par la zone de fracture (FZ) de Sierra-Leone (Fig. 2.1). Le bassin de FOZ, en incluant la partie Est du plateau de Demerara, est compris entre les FZ de Sierra-Leone et de Saint Paul au Nord et au Sud respectivement. Le plateau continental de Demerara, qui sépare ces deux bassins, est une zone qui a subi les deux *rifting* (Marinho et al., 1988; Masclé et al., 1988; Benkhelil et al., 1995; Basile et al., 2005, 2013).

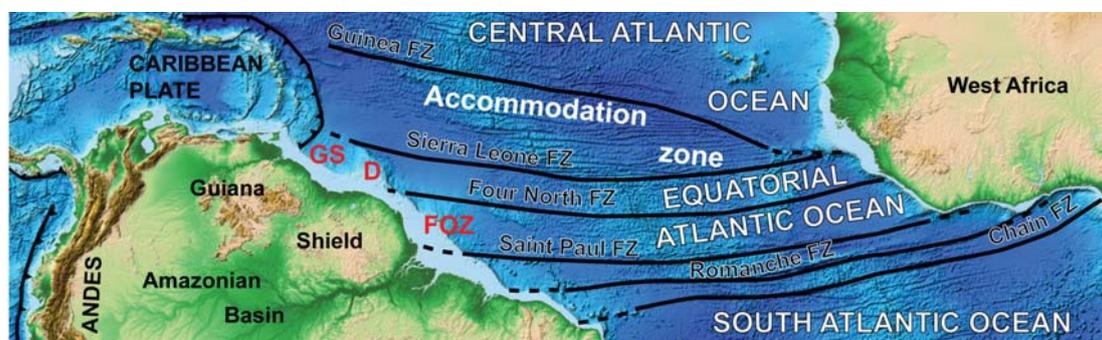


FIGURE 2.1 – Carte topographique représentant les Cratons Guyanais et Ouest Africain, ainsi que leur marges passives, modifié de (<https://www.noaa.gov/>).

2.2 Géologie Continentale

2.2.1 Le Craton Guyanais et les chaînes bordières

Les Craton Guyanais et Brésilien forment le Craton Amazonien (Figs. 2.2 et 2.3). L'histoire géologique du Craton Guyanais débute par une accrétion à l'Archéen, formant des granitoïdes au NO et SE du craton (Fig. 2.2). L'essentiel du reste du craton est composé de roches paléoprotérozoïques et mésoprotérozoïques, de plus en plus jeunes vers le Sud (Tassinari and Macambira, 1999; Almeida et al., 2000; Santos et al., 2000; Delor et al., 2003; Geraldès et al., 2015). Un cisaillement sénestre mésoprotérozoïque NE, sur lequel s'est formé le futur graben jurassique de Takutu, coupe le Craton Guyanais en deux (Fig. 2.2; Szatmari 1983; Santos et al. 2008). Un orogène néoprotérozoïque (Panafriquein/Transbrésilien $\sim 800 - 600$ Ma) constitue l'extrémité Est du Craton Brésilien et le soubassement du bassin de Parnaíba, sans affecter, à priori, le Craton Guyanais (Figs. 2.2 et 2.3; Ledru et al. 1994; Klein and Moura 2008; Dias et al. 2017). Plusieurs séries de dykes, triasiques, jurassiques et crétacés, de directions, NO, NNO et NE, sont développées dans la partie Nord du Craton Guyanais. L'épisode magmatique le plus important, affectant cette région est associé au développement de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), datée à ~ 200 Ma (Fig. 2.4 et 2.5; Marzoli 1999; Nomade et al. 2002; De Min et al. 2003; Nomade et al. 2007). Ce volcanisme s'est exprimé sur une large surface, entre l'Afrique de l'Ouest, l'Amérique du Sud, l'Est de l'Amérique du Nord et l'Ibérie (Figs. 2.4 et 2.5). En Amérique du Sud la CAMP s'est exprimée par de nombreux dykes au Nord et NE du Craton Guyanais et des épanchements volcaniques dans les bassins séparant les cratons Guyanais et Brésilien, Solimões et Amazonas, ainsi que dans Parnaíba et Takutu (Fig. 2.4; Milani and Zalan 1999; De Min et al. 2003; Caputo 2014).

Aujourd'hui, une grande partie de la surface du Craton est arasée par des surfaces d'aplanissement, le plus souvent porteuses de latérites. Les plus anciennes de ces surfaces se trouvent à l'intérieur des terres (~ 150 km au Sud de la côte; McConnell 1968) et sont les plus hautes (> 900 mètres d'altitude, d'âge indéterminé). Les plus anciennes qui ont pu être datées par les âges du pollen des sédiments non-consolidés (van der Hammen and Wijmstra, 1964; Monsels, 2016) et par la méthode du paléo-magnétisme (Théveniaut

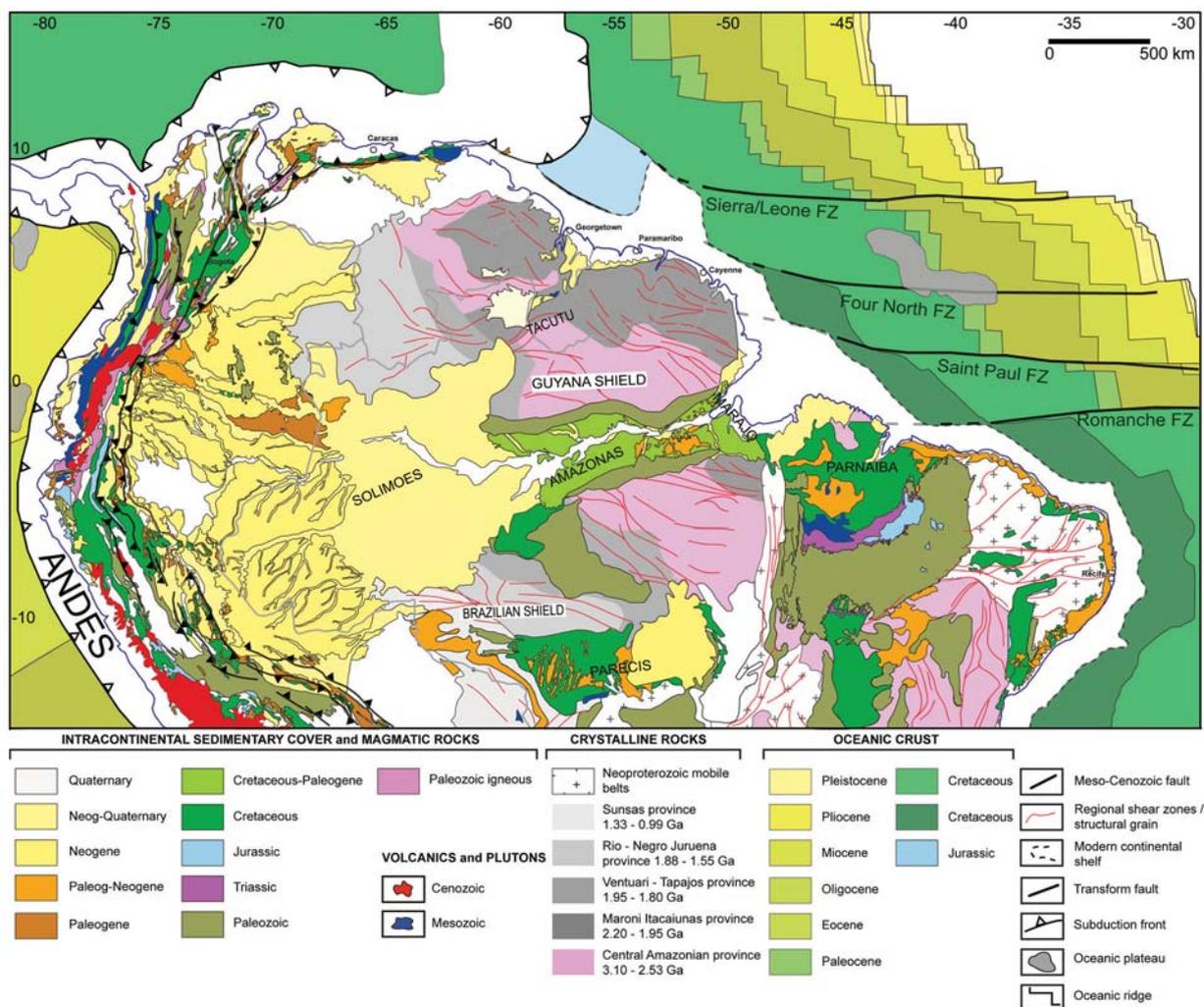


FIGURE 2.2 – Carte géologique simplifiée du Cratons Guyanais et des bassins qui l’entourent (modifiée d’après CGMW 2001 et 2016 ; Mosmann et al. 1986; Tassinari and Macambira 1999; Santos et al. 2000; Delor 2003).

and Freyssinet, 1999, 2002) sont paléocènes au moins et se trouvent à une altitude de ~ 600 mètres. Les plus jeunes, quaternaires, se positionnent plus au Nord (~ 50 mètres d’altitude). Au Nord du bouclier Brésilien et dans l’Amazone brésilienne, Vasconcelos et al. (1994) ont daté les premières altérations du Maastrichtian - Paléocène (~ 69 - 65 Ma) par la méthode de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K-Mn.

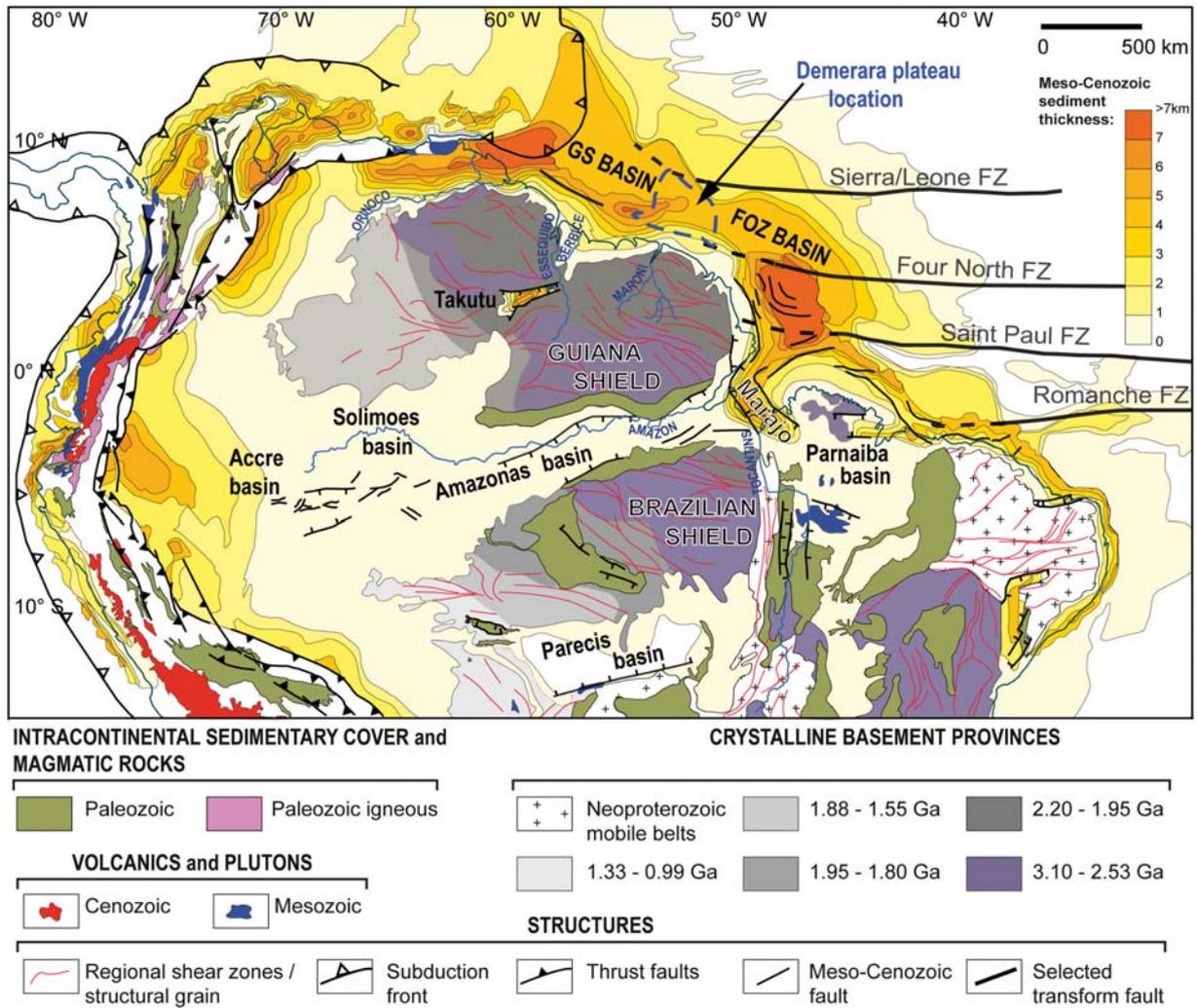


FIGURE 2.3 – Carte géologique et structurale simplifiée de la partie septentrionale de l'Amérique du Sud, modifiée de CGMW 2001 et 2016; Mosmann et al. (1986); Tassinari and Macambira (1999); Santos et al. (2000); Delor (2003).

2.2.2 Les bassins entourant le craton

Au SE et SSE, le Craton Guyanais est bordé par des bassins intra - cratoniques (Amazonas et Solimoes), orientés NE, le séparant du Craton Brésilien (Figs. 2.2 et 2.3). Les plus anciennes séries affleurantes de ces bassins (au SE du Craton Guyanais et NO du Craton Brésilien) sont datées de l'Ordovicien (Nunn and Aires, 1984; Mosmann et al., 1986; Milani and Zalan, 1999). Les dépôts paléozoïques sont les plus épais (~ 5 km). Les dépôts mésozoïques débutent à l'Aptien (~ 400 mètres au maximum ; formation Alter de Chao ; Aptien - Maastrichtian) et reposent en discordance sur des séries permienes. Les dépôts tertiaires sont peu épais (~ 100 mètres ; Fig. 2.3 ; Nunn and Aires 1984; Mosmann et al. 1986; Milani and Zalan 1999). Les dépôts méso - cénozoïques sont plus épais dans les grabens de Marajo et Takutu (>5 et >7 km respectivement), qui ont subsidé durant le rifting créacé de l'Atlantique Équatorial (McConnell, 1969; Mosmann et al., 1986; Crawford et al., 1985; Costa et al., 2002). Plusieurs failles normales orientées NE, générées et des plus anciennes (issues des extensions précoces) réactivées par ce rift créacé (Szatmari, 1983; Mosmann et al., 1986; Costa et al., 2002; Caputo, 2014), sont encore actives aujourd'hui (Szatmari, 1983; Mosmann et al., 1986). Des arches (bombements de socle sous les bassins intra-cratoniques) ont également été réactivées durant l'ouverture de l'Atlantique Équatorial et ont servi parfois de lignes de partage des eaux régionales et ont individualisé les bassins (e.g. Solimoes, Amazonas ; Costa et al. 2002; Nascimento et al. 2007; Bajolet 2018). A l'Ouest et SO, le Craton Guyanais est bordé par les bassins d'avant-pays andins, comprenant d'importantes épaisseurs créacés et tertiaires (jusqu'à 3 et 7 km respectivement), accumulées grâce à l'accommodation créée par la flexure liée à la croissance des Andes (Fig. 2.3). La formation de cette chaîne résulte d'une subduction à l'Ouest sous l'Amérique du Sud, qui fonctionne au moins depuis le Jurassique inférieur (Maloney et al., 2013). La surrection andine s'est produite par plusieurs accélérations de convergence, au Crétacé supérieur, Paléogène et Néogène (Jacques, 2003; Martinod et al., 2010; Maloney et al., 2013).

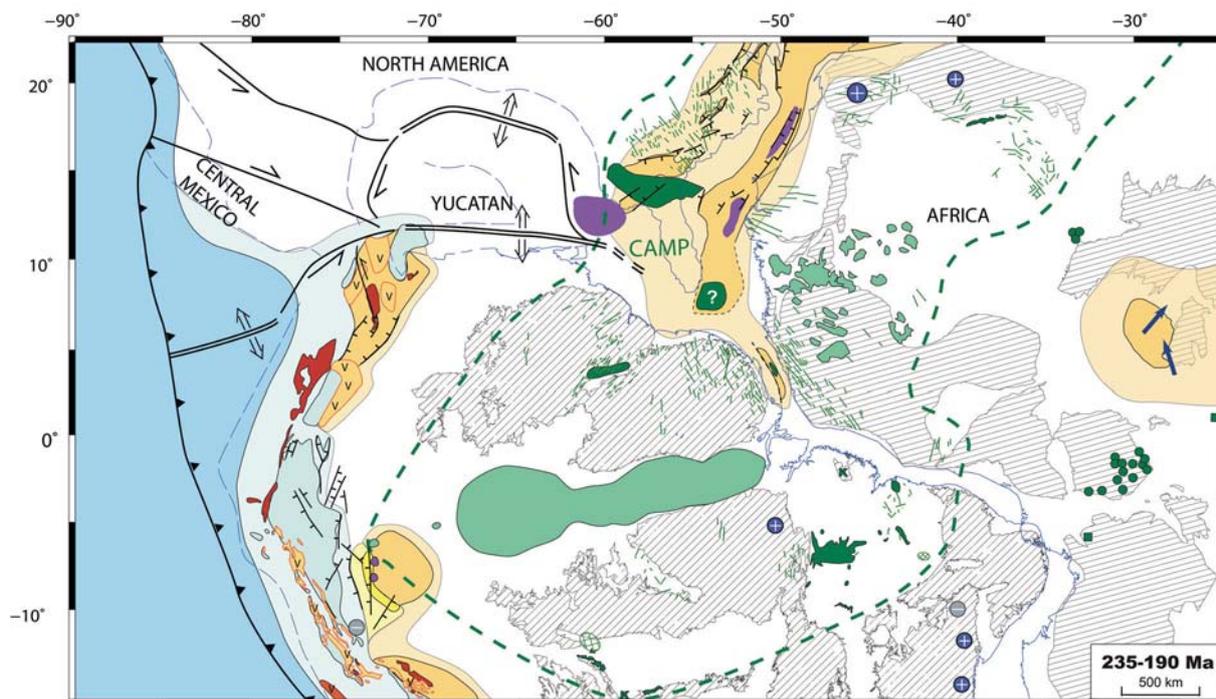


FIGURE 2.4 – Carte paléogéographique et structurale à la limite Trias-Jurassique (235-190 Ma), montrant le début du rifting de l'Atlantique Centrale et l'extension de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province). La carte montre la situation à 190 Ma, intégrant les éléments mis en place entre 235 et 190 Ma (Bajolet 2018 intégrant les travaux de Ye et al. (2017)).

2.3 Le Craton Guyanais et la cinématique de l'Atlantique

L'individualisation de l'Amérique du Sud a commencé par la dislocation de la Pangée (Gondwana + Laurasia), avec les premiers rifts au Trias puis la séparation de l'Amérique du Nord de l'Amérique du Sud et de l'Afrique à partir du Jurassique, formant ainsi l'océan centre atlantique (Figs. 2.4 et 2.5 ; Davison 2005; Schettino and Turco 2009; Labails et al. 2010; Moulin et al. 2010). Le Gondwana occidental (Amérique du Sud + Afrique) commence à se disloquer au Valanginian (~ 136 Ma), par l'ouverture de l'Atlantique Sud (Moulin et al., 2010; Brune et al., 2012, 2014; Heine et al., 2013), jusqu'à l'Albien Supérieur (~ 107 - 100 Ma), lors de l'ouverture de l'Atlantique Équatorial (Mascle and Blarez, 1987; Mascle et al., 1988; Basile et al., 2005; Moulin et al., 2010; Gillard et al., 2017; Ye et al., 2017, 2019).

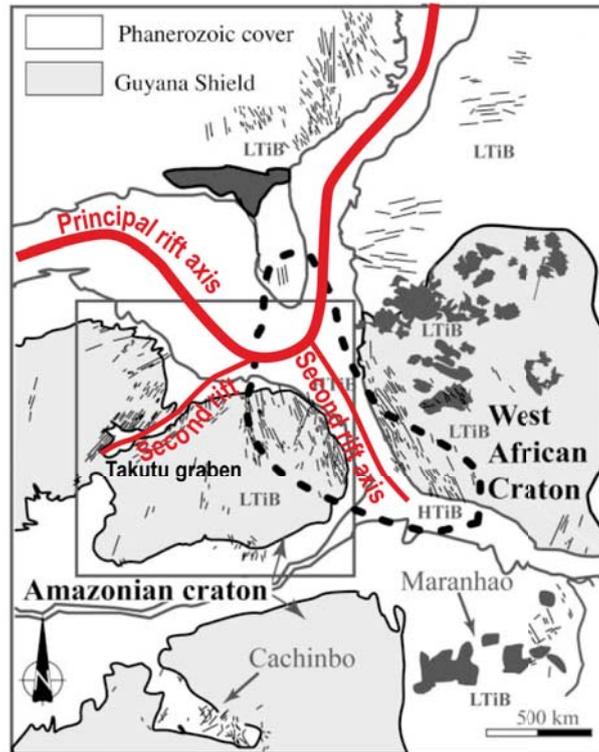


FIGURE 2.5 – Schéma du système de rifts de l'Atlantique Central, d'après Nomade et al. (2002).

2.3.1 Ouverture de l'Atlantique Centrale

L'océan Atlantique Central est limité au Sud par la FZ de Guinée (Fig. 2.6). La phase du *rifting* responsable de son ouverture a débuté entre le Maroc et la Nouvelle Écosse autour de ~ 230 Ma (Figs. 2.4, 2.5 et 2.6; Dumestre 1985; Sahabi et al. 2004; Schettino and Turco 2009; Labails et al. 2010). Il s'est propagé vers le Sud en utilisant des sutures varisques (Pindell and Dewey, 1982; Janssen et al., 1995; Ziegler and Cloetingh, 2004; Davison, 2005). La première accréation océanique est précédée par l'épisode magmatique tholéiitique de la CAMP (~ 200 Ma). L'océanisation est datée à ~ 190 Ma entre le Maroc et la Nouvelle Écosse, d'après l'âge de la fin des dépôts salifères et des premières anomalies magnétiques (Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010; Frizon de Lamotte et al., 2015). Les vitesses d'expansion océanique étaient relativement lentes au début (~ 0.8 cm/an Schettino and Turco 2009; Labails et al. 2010; Nemčok et al. 2016b), avec une accélération à partir de 170 Ma (~ 1.7 cm/an; Labails et al. 2010).

Notre zone d'étude se situe à la terminaison Sud du rift de l'Atlantique Central. L'âge du *rifting* y est mal contraint. Cependant, dans le graben de Takutu, orienté NE et qui serait une branche abandonnée au Sud de ce rift (Fig. 2.6), les premiers dépôts syn-rift

sont datés du Trias supérieur (230 - 200 Ma ; Crawford et al. 1985). La série débute par des dépôts volcaniques et se termine par des argiles et des évaporites (Fig. 2.7a). Une discordance, d'âge Toarcien - Aalenien (183 - 176 Ma) scelle les failles normales et les dépôts syn-rift, indiquant la fin du *rifting* (McConnell, 1969; Szatmari, 1983; Crawford et al., 1985). Dans le bassins de GS, les premières failles syn-rift de l'Atlantique Central s'expriment au niveau du plateau de Demerara autour de Sinemurian supérieur (~ 190 Ma ; Pindell and Dewey 1982; Pindell 1985; Pindell and Kennan 2009). Lors du rift centre atlantique, les plateaux de Guinée et de Demerara n'en formaient qu'un seul bassin (étant aujourd'hui les marges conjuguées). Or, en Guinée, des intrusions gabbroïques associées au début de ce rift sont datées de ~ 193 Ma (Olyphant et al., 2017), ce qui est équivalent avec les premières failles syn-rift sur le plateau de Demerara. L'âge de l'océanisation du bassin de GS est mal contraint, en l'absence d'anomalie magnétiques interprétables, mais serait de 165 - 158 Ma (Pindell and Dewey, 1982; Nemčok et al., 2016b). Ceci est en accord avec l'océanisation datée du Callovien (165 - 161 Ma) dans le Golfe de Mexique et aux Bahamas (marge conjuguée américaine), d'après l'âge des dépôts salifères syn-rift (Pindell, 1985). Les dépôts syn-rift du bassin de GS seraient donc datés entre 190 ± 10 et 165 ± 5 Ma.

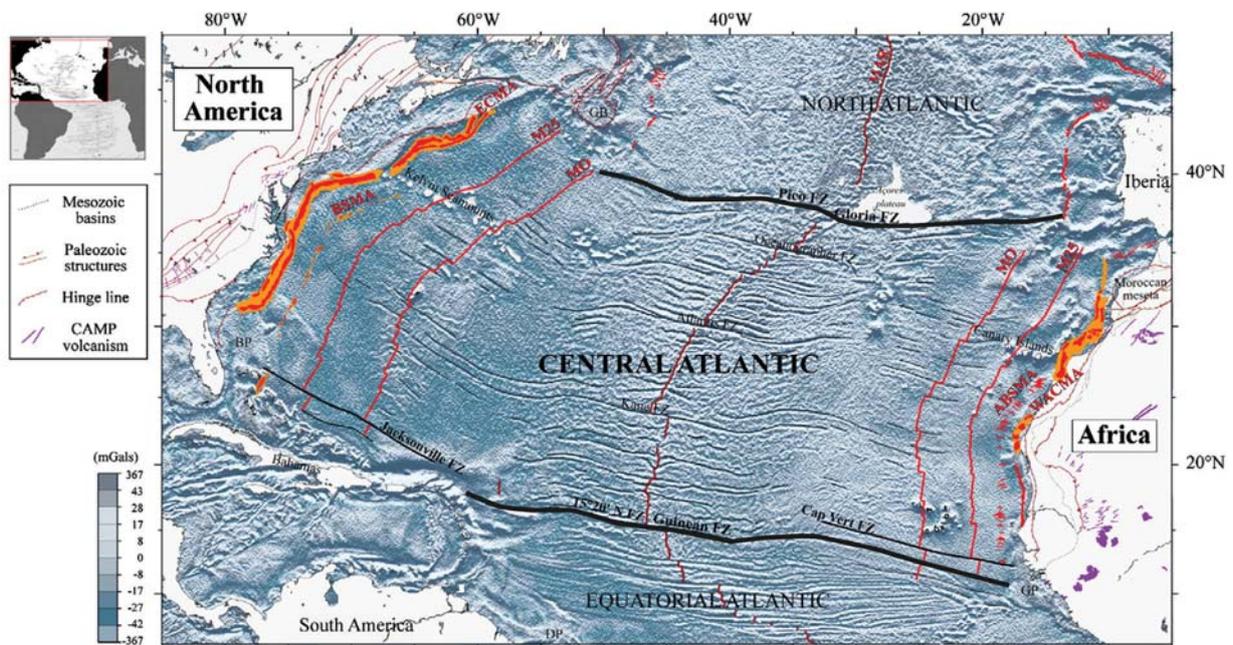


FIGURE 2.6 – Carte de l'océan Atlantique Central superposée sur la carte gravimétrique montrant les anomalies magnétiques remarquables en rouge, d'après Sandwell and Smith (1997); Labails et al. (2010).

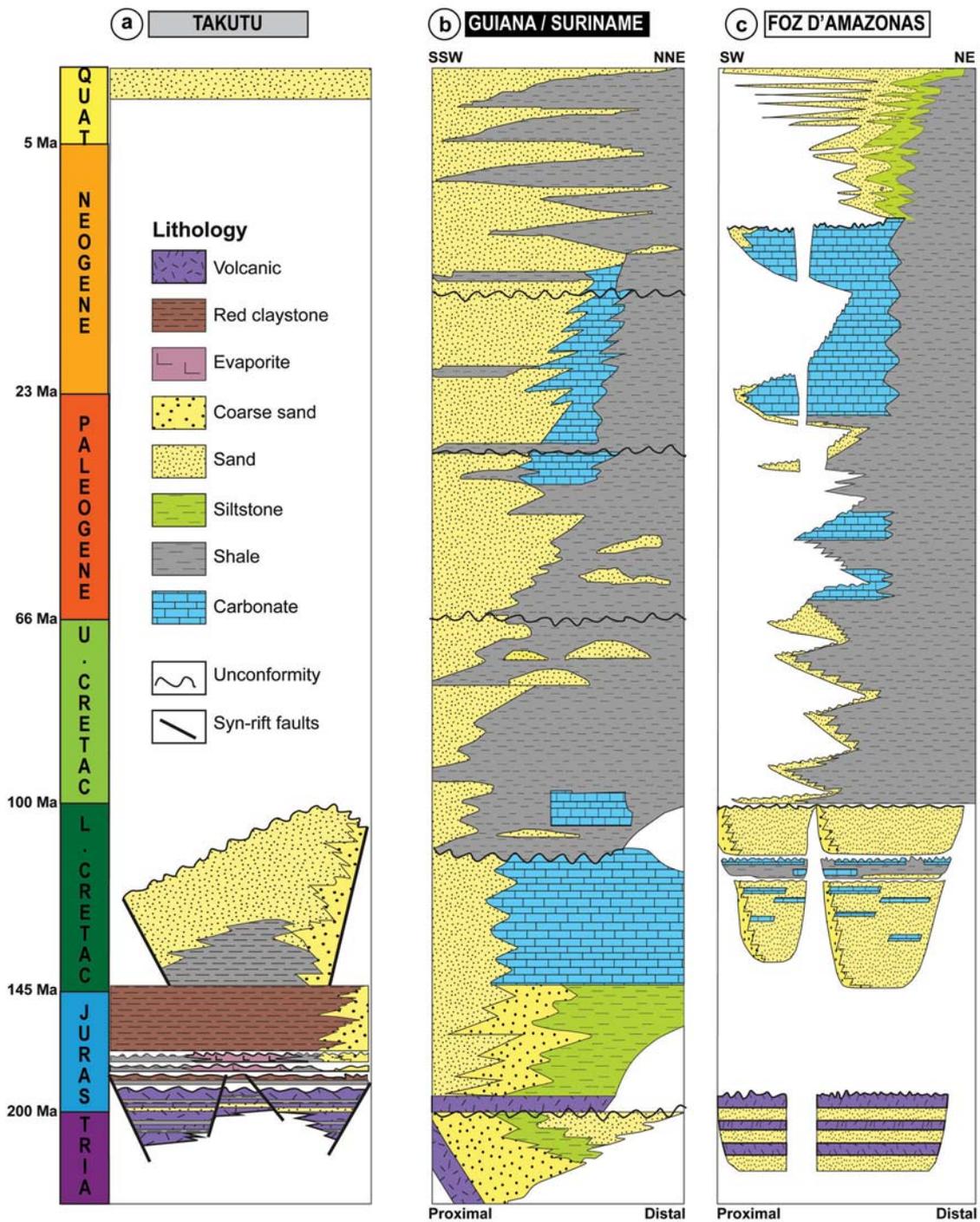


FIGURE 2.7 – Chartes stratigraphiques simplifiées des bassins de a) Takutu, b) Guiana/Suriname et c) Foz d'Amazonas, d'après Crawford et al. (1985); Sapin et al. (2016) ; Petrobras (2007) et Staatsolie (2013).

2.3.2 Ouverture de l'Atlantique Sud

Bien que la marge étudiée ne soit pas précisément liée à la création de l'Atlantique Sud, son ouverture impacte tout de même la géodynamique générale du domaine étudié.

L'Atlantique Sud est limité au Nord par la FZ de Chain et au Sud par l'Aghulas-Falkland (Fig. 2.8). Son modèle cinématique d'ouverture le plus usité, est celui de Moulin et al. (2010), essentiellement basé sur les anomalies magnétiques. L'ouverture de l'océan débute entre le Valanginien Supérieur et l'Hauterivien (~ 136 Ma) dans sa partie Sud (Moulin et al., 2010), accompagnée par la mise en place de dykes au Sud de l'Amérique du Sud, de directions NE à 137 – 135 Ma (Guedes et al., 2005). Globalement, le rift s'est propagé vers le Nord, le long de sutures néoprotérozoïques, transbrésiliennes (équivalent du Panafricain en Afrique), via des failles normales de direction NE et des failles décrochantes dextres NO (Moulin et al., 2010). L'océanisation dans le segment central (le dernier à rompre) est datée de l'Aptien supérieur - Albien inférieur ($\sim 113 - 112$ Ma), tel que contraint par l'arrêt des dépôts salifères (Moulin et al., 2010; Heine et al., 2013). La période syn-rift de l'Ouverture de l'Atlantique Sud irait donc du Valanginien à l'Aptien supérieur ($\sim 136 - 112$ Ma).

2.3.3 Ouverture de l'Atlantique Équatorial

La dernière étape de dislocation du Gondwana occidental s'est faite par l'ouverture de l'Atlantique Équatorial, formant une zone de raccord entre l'Atlantique Central et Sud (entre les FZ de Sierra-Leone et Chain; Figs. 2.8 et 2.9). Au Jurassique supérieur, une des branches du rift centre atlantique s'est formée au SE du plateau de Demerara (Fig. 2.6). Cette branche contient des dépôts terrigènes, jurassiques déposés dans les bassins continentaux de FOZ et SL/LIB (Dumestre, 1985; Mascle et al., 1988; Marinho et al., 1988; Basile et al., 2005; Ye et al., 2019). Dans le bassin de FOZ, le *rifting* débute au Barremien inférieur, autour de ~ 130 Ma (âge des dépôts syn-rift; Brandão and Feijó 1994; Basile et al. 2005).

A la même période, le rift de l'Atlantique Équatorial forme un point triple au SE, au niveau de la FZ de Chain entre les rifts Sud atlantique (de direction NNO), de la Bénoué, sur l'Afrique continentale actuelle (NE) et de l'Atlantique Équatorial (NO; Figs. 2.8, 2.9

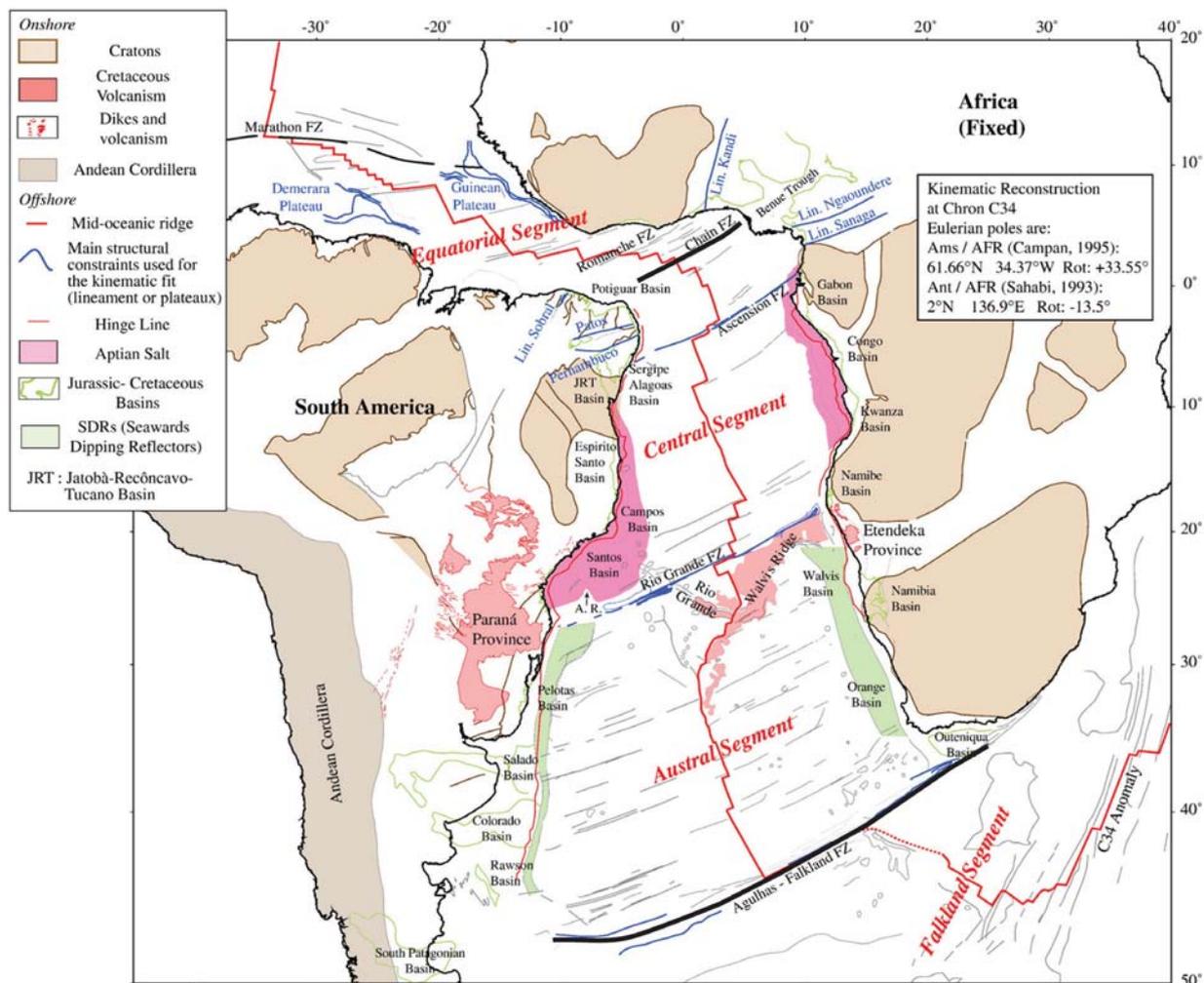


FIGURE 2.8 – Carte structurale de l’Atlantique Sud à 83 Ma (limité par les zones de fracture de Chain et Falkland en noir grossier, d’après Moulin et al. 2010).

et 2.10). La branche de la Bénoué a finalement été abandonnée à l’Aptien (~ 120 Ma), au profit de l’Atlantique Équatorial, dont la direction plus oblique a facilité l’extension (Brune et al., 2012, 2014; Heine and Brune, 2014; Brune et al., 2018).

Le rift de l’Atlantique Équatorial forme donc un système de rifts en échelon, séparés par des failles décrochantes dextres, générant ainsi des bassins en *pull-apart* (Fig. 2.9; Mascle and Blarez 1987; Mascle et al. 1988; Basile et al. 2005; Ye et al. 2017, 2019).

Entre les FZ de Guinée (au Nord) et de Sierra-Leone (au Sud), s’est développé un réseau de failles transformantes, convergentes et très resserrées, qui se termine en biseau au niveau du plateau de Guinée (Figs. 2.1, 2.6 et 2.8). Cette zone d’interférence a ainsi accommodé les directions d’expansion différentes entre l’Atlantique Central et Équatorial lors de l’ouverture de ce dernier (de l’Aptien au Paléocène, d’après l’âge des FZ impliquées et croûte océanique déformée; Nemčok et al. 2016b).

L'océanisation de l'Atlantique Équatorial est mal datée, à cause de la période du calme magnétique crétacé. Cependant, une discordance angulaire régionale, tronquant les unités syn-rift, correspondant à l'*Equatorial Atlantic Break up unconformity* (EABU), est datée de l'Albien supérieur sur le plateau de Guinée et en Côte d'Ivoire (Fig. 2.7c; 107 - 100 Ma; Blarez and Mascle 1988; Mascle and Blarez 1987; Mascle et al. 1988; Moulin et al. 2010; Heine et al. 2013; Olyphant et al. 2017; Ye et al. 2017, 2019). Les premiers dépôts au dessus de cette discordance sont datés du Cénomanién inférieur (Blarez and Mascle, 1988; Mascle et al., 1988; Ye et al., 2017). L'océanisation est diachrone le long de la marge. Le dernier segment à rompre, possédant une croûte continentale plus étirée et plus large, avec du manteau exhumé, se trouve entre les FZ de Saint Paul et de la Romanche (Fig. 2.9; Ye et al. 2017; Gillard et al. 2017). La connexion de circulation océanique entre l'Atlantique Central et Sud est établie au Cénomanién, d'après l'analyse de la matière organique dans des *black shale* marins (~ 95 Ma; Tissot et al. 1980; Blarez and Mascle 1988; Brownfield and Charpentier 2006).

2.4 Bassins de marge passive du Craton Guyanais

La formation de la marge passive bordant le Craton Guyanais au Nord s'est faite en deux stades, sous l'influence du *rifting* de l'Atlantique Équatorial, succédant au *rifting* de l'Atlantique Central, (Mascle and Blarez, 1987; Mascle et al., 1988; Benkhelil et al., 1995; Marinho et al., 1988; Nemčok et al., 2016b; Ye et al., 2017, 2019). Cette succession/superposition se reflète dans l'évolution des deux bassins de la marge étudiée (GS : Guiana / Suriname et FOZ : Foz d'Amazonas).

2.4.1 Bassin de Guiana/Suriname et Demerara (GS)

La marge conjuguée du bassin de GS est la marge Est du Golfe de Mexique et les Bahamas (Figs. 2.4 et 2.6; Pindell 1985; Marinho et al. 1988; Pindell and Kennan 2009). La croûte océanique, d'âge jurassique, est anormalement épaisse dans ce bassin (~ 12 km; Reuber et al. 2016), possiblement due à un volcanisme de plume mantéllique syn-rift, générant de potentielles SDR (*Seaward Dipping Reflectors*; Reuber et al. 2016; Nemčok et al. 2016b). Les premières failles syn-rift, N-S, auraient ~ 190 Ma. Elles sont expri-

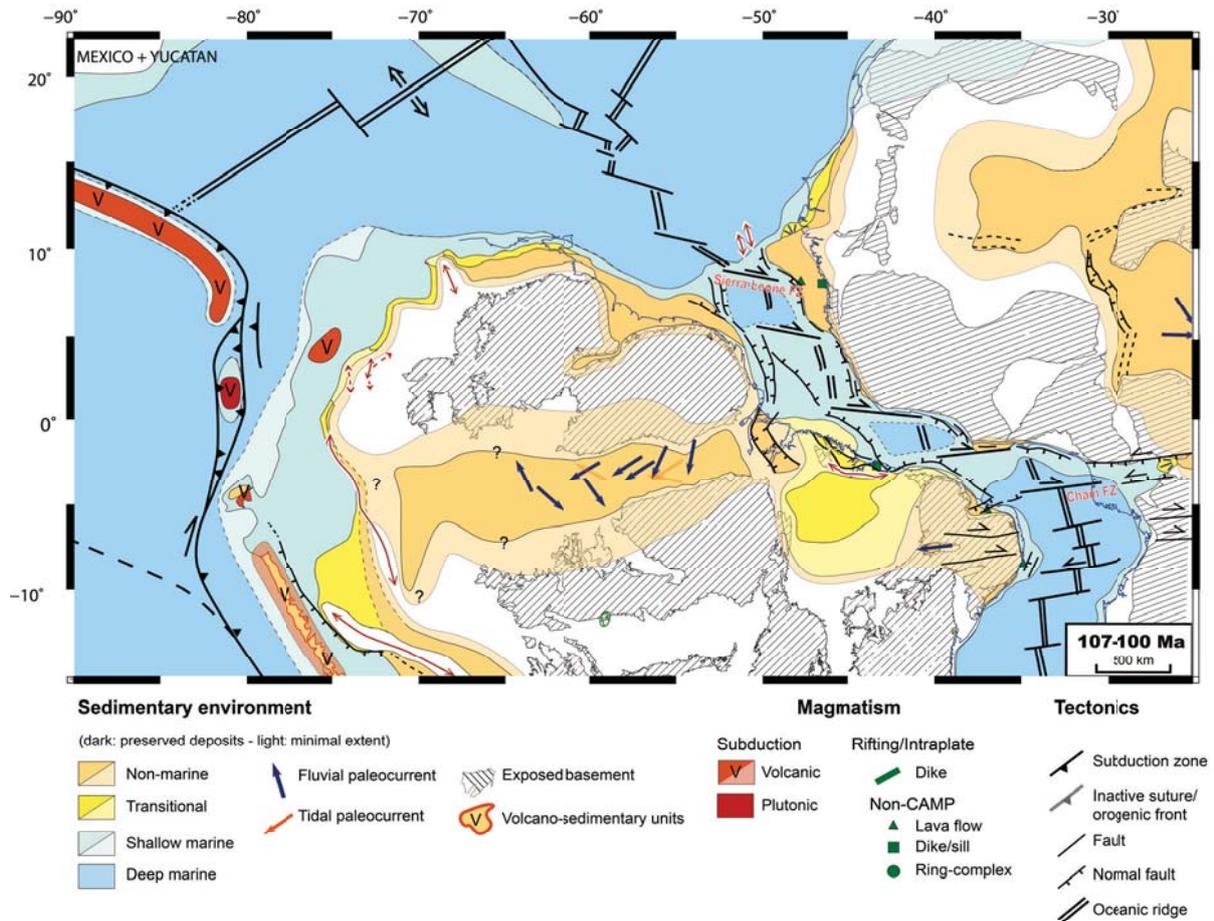


FIGURE 2.9 – Carte paléogéographique et structurale à l’Albien supérieur (107-100 Ma), à la fin du rifting de l’Atlantique Équatorial, d’après Bajolet (2018) en intégrant Ye et al. (2017).

mées sur le plateau de Demerara (voir section 2.3; Pindell and Kennan 2009. Au SO du plateau, la faille transformante sénestre, accommodant l’expansion, se développe ultérieurement, connectée par des failles de relais aux failles normales N-S (Nemčok et al., 2016b). Le réseau de failles se développe potentiellement sur un héritage structural pré-cambrien (Szatmari, 1983; Crawford et al., 1985). Cette ouverture divergente/transformante génère trois segments de type différent dans le bassin de GS : d’Ouest vers l’Est, un transformant, un oblique et un divergent (Fig. 2.10; Nemčok et al. 2016b).

Le remplissage du bassins de GS varie selon les phases d’ouverture du bassin, montré par la charte stratigraphique de Staatsolie (2013; Fig. 2.7b) :

1. Au-dessus des volcanites du Trias sont déposés des sédiments siliciclastiques en progradation, scellés par une discordance du Jurassique inférieur, probablement liée à la rup-

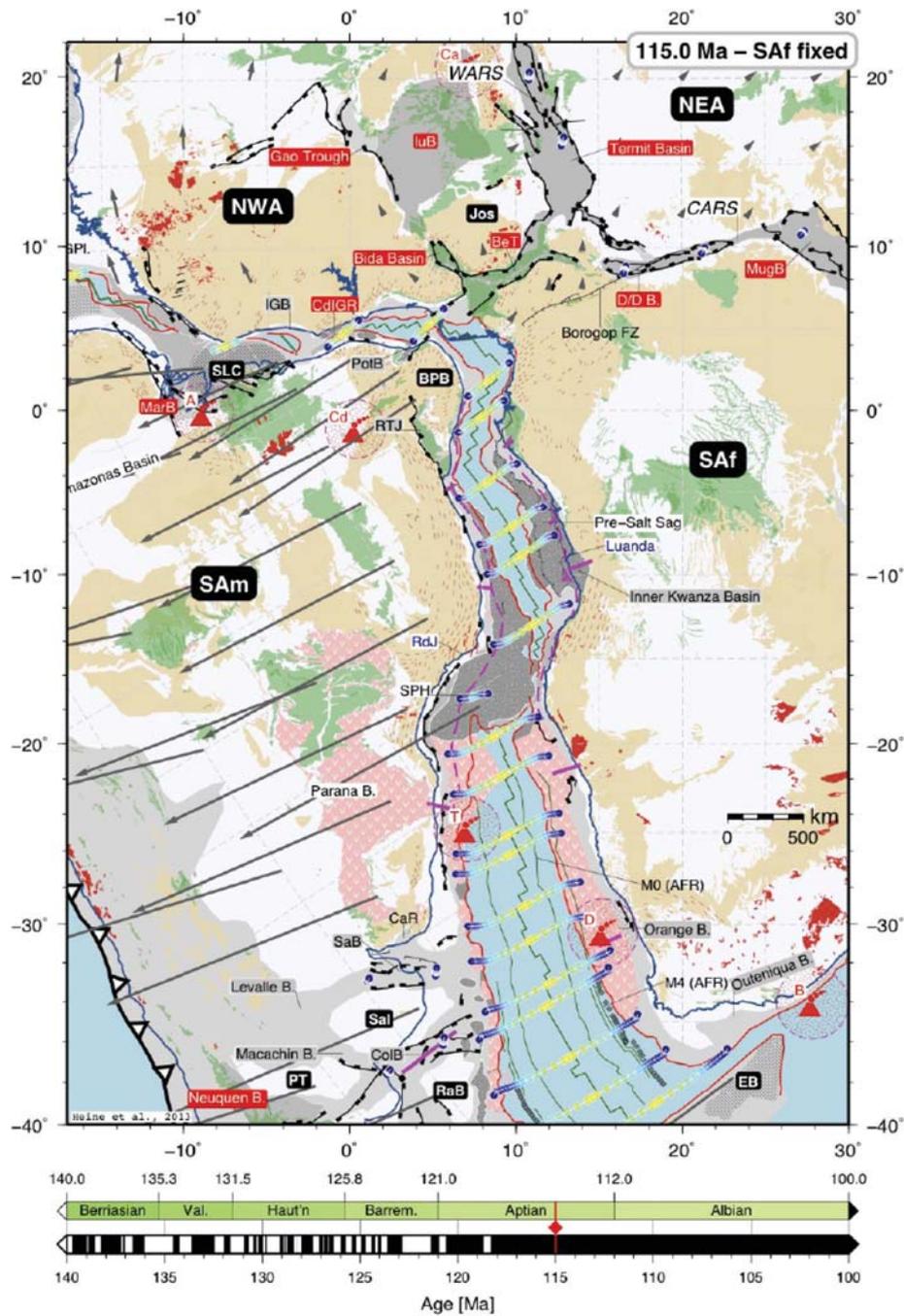


FIGURE 2.10 – Reconstruction des plaques africaine et Sud américaine à 115 Ma, à la fin du rifting de l’Atlantique Sud, montrant deux directions de propagation du rift (NE vers la Bénoué et NO vers l’Atlantique Équatorial; Heine et al. 2013).

ture continentale de l’Atlantique Central et serait la *Central Atlantic break up unconformity* (CABU ~ 165 Ma).

2. Le Jurassique et le Crétacé Inférieur sont composés de roches volcaniques à la base, de sables grossiers et de carbonates. Le bassin demeure dans le domaine marin peu profond entre 165 et 130 Ma, mais s’approfondit à partir du Barremien - Aptien. Les unités jurassiques supérieures et crétacées inférieures se terminent par la discordance albienne. Elle

est exprimée dans tout le bassin et correspond à la rupture continentale de l'Atlantique Équatorial (EABU \sim 103 Ma ; Gouyet et al. 1994; Sapin et al. 2016).

3. Au Cénomanién, suite à une importante transgression, le bassin de GS est envahi par des argiles marines.

4. Les dépôts tertiaires sont ensuite plutôt aggradants et progradent à partir du Miocène Moyen jusqu'à l'actuel.

Les unités sont séparées par des discordances majeures, marquant la fin du syn - rift à l'Albien supérieur et les changements importants du type de sédimentation entre le Maastrichtien et Paléocène, à l'Oligocène et Miocène moyen (carbonates à siliciclastiques).

Des systèmes turbiditiques et un canyon présents au droit de l'actuel exutoire du Berbice attestent du remplissage du bassin de GS par des dépôts terrigènes, via un canal existant depuis le Crétacé au moins (McConnell, 1968; Lujan, 2008; Lujan and Armbruster, 2011; Yang and Escalona, 2011; Murlot, 2018). L'Orénoque devient le pourvoyeur majeur d'apport sédimentaire du continent à partir du Miocène moyen, recouvrant la plateforme carbonatée de dépôts terrigènes (Hoorn et al., 1995; Potter, 1997; Campbell, 2005; Yang and Escalona, 2011). Ce régime sédimentaire s'installe après la déviation du drainage de l'Orénoque par la migration vers l'Est de la subduction des Caraïbes, amenant l'exutoire du fleuve vers le bassin de GS au Miocène moyen (\sim 10 Ma ; Fig. 2.12 ; Villamil 1999).

2.4.2 Bassin de Foz d'Amazonas (FOZ)

Le bassin de FOZ est limité à l'Est par la FZ de Saint Paul, au Nord par la FZ de Sierra Leone et à l'Ouest par le plateau de Demerara (Figs. 2.1, 2.2, 2.3 et 2.11). Les parties Nord et Est du bassin s'ouvrent durant le *rifting* de l'Atlantique Équatorial (Figs. 2.9 et 2.11). Dans le bassin de FOZ, il se propage par un système de rifts en échelon (voir 2.3.3 pour plus de détails) entre le Barremien et l'Albien supérieur, dont la rupture lithosphérique et l'océanisation se produisent à l'Albien supérieur (Masclé and Blarez, 1987; Blarez and Masclé, 1988; Masclé et al., 1988; Moulin et al., 2010; Heine et al., 2013; Ye et al., 2017, 2019). La cinématique oblique est responsable de l'organisation du bassin en alternant des segments de marge divergents, obliques et transformants (Fig. 2.11 ; Greenroyd et al. 2007; Basile et al. 2013; Mercier de Lépinay et al. 2016; Sapin et al. 2016). La croûte océanique

est relativement fine ($\sim 3 - 3.5$ km ; Watts et al. 2009; Greenroyd et al. 2007, 2008b,a).

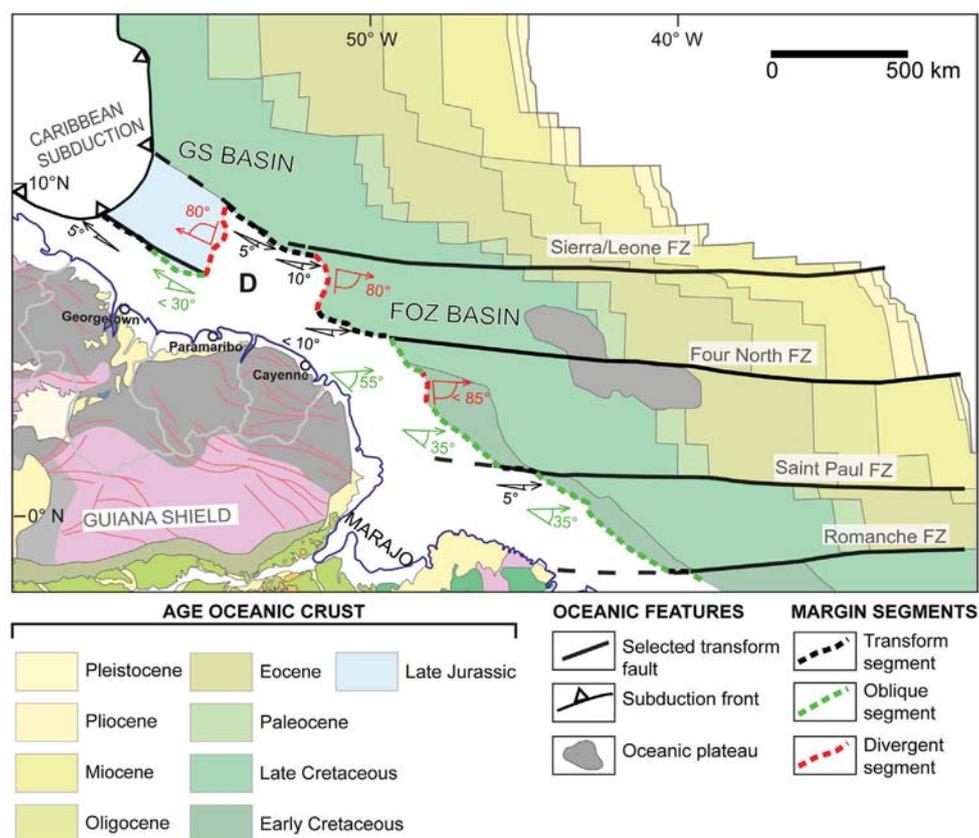


FIGURE 2.11 – Carte simplifiée montrant le contexte tectonique des bassins de Guiana/Suriname (GS), de Foz d'Amazonas (FOZ) et du plateau de Demerara (D), ainsi que les natures cinématiques des segments de la marge guyanaise (divergent, transformant et oblique) avec leur degrés d'obliquité.

La charte stratigraphique de Pétrobras (2007) montre les réorganisations majeures du bassin de FOZ (Fig. 2.7c) :

1. Le pré-rift est formé d'une alternance de volcanites et de sables du Trias au Jurassique Inférieur. Un hiatus les sépare des unités du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur.
2. L'ensemble syn-rift de l'Atlantique Équatorial ($\sim 130 - 103$ Ma), majoritairement terrigène, est en rétrogradation. Les dépôts syn-rift sont tronqués par la discordance, marquant la fin du *rifting* (EABU ; ~ 103 Ma).
3. A partir de la transgression cenomanienne, le bassin demeure en domaine marin, avec des dépôts majoritairement argileux.
4. La marge enregistre ensuite plusieurs cycles de progradation / rétrogradation entre le Crétacé supérieur et le Paléogène.
5. Une plateforme carbonatée s'installe au Paléogène et prospère au Miocène, dans une tendance aggradante.

6. A partir du Miocène supérieur - Pliocène, des dépôts terrigènes issus de l'acquisition du drainage moderne de l'Amazonie (Hoorn et al., 1995, 2010; Shephard et al., 2010; Roddaz et al., 2011, 2005, 2014; Hoorn et al., 2017) progradent et recouvrent complètement la plateforme carbonatée. Cette réorganisation du drainage fait suite à des inversions de pentes régionales, en lien avec le comblement et le débordement des bassins (Hoorn et al., 1995; Roddaz et al., 2005; van Soelen et al., 2017). Ce comblement résulte d'un fort apport sédimentaire des Andes, répondant à une augmentation de la surrection de l'orogène au Néogène (Fig. 2.12; Jaillard and Soler 1996; Martinod et al. 2010; Maloney et al. 2013).

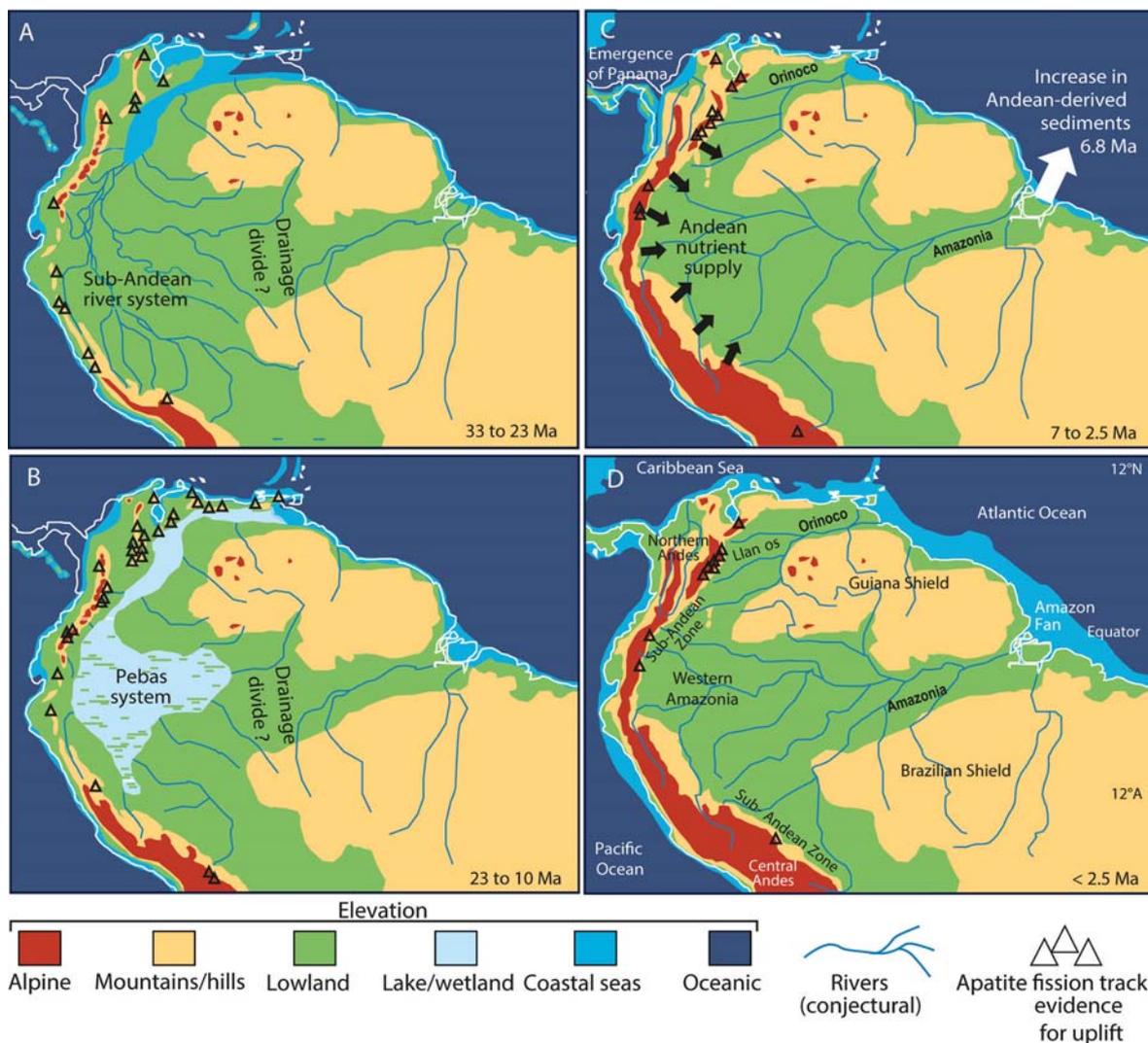


FIGURE 2.12 – Cartes paléogéographiques montrant l'évolution des drainages sur le Craton Amazonien A) avant la réorganisation du drainage de l'Amazonie à l'Oligocène ; B) à l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, après la réorganisation du drainage et la disparition du bras de mer de Pebas ; C) au Miocène - Pliocène et D) au Plio - Quaternaire (d'après Hoorn et al. 2011).

2.5 Conclusion

Les bassins de la marge du Craton Guyanais sont formés par deux épisodes de *rifting* successifs. Le premier, centre atlantique, affecte notre zone d'étude autour de ~ 200 Ma, avec de premières failles syn-rift sur l'actuel plateau de Demerara. L'océanisation débute autour de ~ 165 Ma à l'Ouest du plateau, après l'échec d'expansion vers le Sud (graben de Takutu) et SE du plateau de Demerara, des deux axes secondaires du rift. Le deuxième *rifting* (l'Atlantique Équatorial), débute au Barrémien (~ 130 Ma) et se propage par un système de rifts en échelon. L'océanisation n'est pas datée, mais serait effective à l'Albien supérieur (107 - 100 Ma), le dernier segment à rompre situé entre les FZ de Saint Paul et de la Romanche. Les deux bassins GS et FOZ sont formés d'une alternance de segments de marge divergents, obliques et transformants.

Les croûtes océaniques (jurassique dans GS et albienne dans FOZ) ont une épaisseur différente, autour de ~ 12 km dans le bassin de GS, pour seulement ~ 3 km dans le bassin de FOZ.

L'impact de l'ouverture diachrone de l'Atlantique Central et Équatorial de la marge du Craton Guyanais sera analysé d'avantage dans les chapitre suivants, ainsi que son influence sur le devenir du plateau de Demerara, en faisant un objet unique de croûte continentale amincie deux fois.

CHAPITRE 3

RIFTING AT THE JUNCTION OF CENTRAL AND EQUATORIAL ATLANTIC : FORMATION OF THE PASSIVE MARGIN OF NORTHERN SOUTH AMERICA

Contents

3.1	Introduction	59
3.2	The Guiana Shield and its passive margin	60
3.3	Method	64
3.4	Results	66
3.4.1	Western Demerara plateau and Guiana/Suriname basin	66
3.4.2	Northern and eastern Demerara plateau and Foz d'Amazonas basin	70
3.5	Discussion	76
3.5.1	Space-time evolution of the rifts and partitioning of the deformation	76
3.5.2	Evolution of the subsidence patterns	77
3.5.3	Central versus Equatorial Atlantic rifts necking styles	81
3.5.4	The Demerara plateau : a continental crust bloc relic of a rift junction	82
3.6	Conclusions	83

Résumé en français

Les marges passives du Bouclier des Guyanes se sont formées à la jonction du *rifting* de l'Atlantique Central et Équatorial. Le plateau de Demerara sépare le bassin de Guiana/Suriname à l'Ouest du bassin de Foz d'Amazonas à l'Est. Ces bassins présentent des architectures complexes liées à l'alternance de segments divergents, transformants et obliques, ainsi qu'au caractère diachrone du *rifting* le long de la marge. Nous avons utilisé des données de sub-surface pour analyser les déformations crustales et leur timing, ainsi que l'évolution des domaines génétiques le long de la marge.

Le *rifting* a commencé au Jurassique supérieur, à l'emplacement du plateau de Demerara, c'est-à-dire à la pointe Sud du rift de l'Atlantique Central. L'océanisation a eu lieu à l'Ouest du plateau. Un axe secondaire du rift s'est également propagé vers le Sud-Est, sans cependant l'océanisation. Au Crétacé inférieur, le rift de l'Atlantique Équatorial s'est propagé le long de cette branche au Nord et à l'Est du plateau de Demerara jusqu'à l'océanisation et a formé le bassin de Foz d'Amazonas.

Cette évolution complexe en 3D a produit des segments avec des styles d'amincissement très différents le long de la marge. Les segments transformants/obliques sont étroits et dépourvus du domaine hyper-étendu. Les segments divergents sont plus larges et comprennent un domaine hyper-étendu ou une marge distale. De plus, les segments de rift de l'Atlantique Équatorial sont généralement plus étroits que ceux de la pointe Sud de l'Atlantique Central, car il s'ouvre avec plus importante obliquité. À la transition entre ces deux rifts, le plateau marginal de Demerara constitue un bloc continental individualisé par un double amincissement de la lithosphère continentale.

Article soumis au journal "*Tectonics*"

Artiom LOPAREV¹, Delphine ROUBY^{1*}, Dominique CHARDON^{1,2,3}, Massimo DALL'ASTA⁴, François SAPIN⁴, Flora BAJOLET^{1,5}, Jing YE¹, Fabien PAQUET⁵

1 GET, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, CNES, F31400 Toulouse, France

2 IRD, 01 BP 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso

3 Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, BP 7021, Ouagadougou, Burkina Faso

4 TOTAL, Centre Scientifique et Technique Jean Féger, Avenue Larribau, 64018 Pau Cédex, France

5 BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cédex 02, France

* Corresponding author : Delphine Rouby (Delphine.Rouby@get.omp.eu)

Key points

- The passive margin of the Guiana shield formed at the junction of the Jurassic Central Atlantic and Cretaceous Equatorial Atlantic rifts
- The Guiana/Suriname and Foz d'Amazonas basins formed on alternating transform/oblique and divergent margin segments
- Higher extension obliquity produces narrower margin segments
- Equatorial Atlantic segments are narrower than the Central Atlantic ones because their extension obliquity was higher
- The Demerara Plateau formed a continental promontory of thinned crust at the junction of the two rifts

Abstract

The passive margin of the Guiana Shield formed at the junction of the Central and Equatorial Atlantic rifts. The Demerara continental plateau separates the Guiana/Suriname basin, to the West, from the Foz d'Amazonas basin, to the East. Both basins have complex architectures developed upon alternating divergent and transform/oblique margin segments as rifting and break-up events were diachronous along the margin. We used subsurface data to analyze the variability of the crustal structure and necking style along the margin. Rifting initiated in the Early Jurassic at the location of the Demerara plateau, i.e. at the southernmost tip of the Central Atlantic rift. Seafloor spreading took place West of the plateau while another branch of the rift formed further to the SE without reaching break-up. That aborted rift branch was re-used by Early Cretaceous Equatorial Atlantic rifting to form an oblique rift NE of the Demerara Plateau and further to the SE before reaching break-up and forming the Foz d'Amazonas basin. This evolution resulted in a complex 3D lithospheric thinning pattern. Segments of the margin have contrasted necking styles, with narrow transform/oblique segments and wide divergent segments (including a hyper-extended domain or distal margin). Moreover, overall extension obliquity of Equatorial Atlantic rifting led to segments narrower than those of the Central Atlantic. The two-step thinning of the continental lithosphere in the overlapping area of the two rift systems resulted in the individualization of a promontory of thinned continental crust that remained as the Demerara plateau.

Key words : Rifted margin ; Oblique rifting ; Stratigraphic architecture ; Guiana Shield ; Demerara plateau

3.1 Introduction

Mid Cretaceous opening of the Equatorial Atlantic Ocean achieved the final dispersal of Western Gondwana by connecting the Central Atlantic Ocean, formed in the Triassic-Jurassic, with the South Atlantic Ocean formed in the Early Cretaceous. This resulted in a complex three-dimensional lithospheric stretching pattern (e.g., Heine and Brune 2014; Brune et al. 2018). The Equatorial Atlantic Rift (EAR) was indeed highly oblique and formed an en-échelon rift system (e.g., Basile et al. 2005; Moulin et al. 2010; Basile 2015; Ye et al. 2017; Brune et al. 2018). Additionally, the western part of the EAR system developed through a continental domain that had previously undergone thinning during the Central Atlantic Rift (CAR; e.g. Dumestre 1985; Mascle et al. 1988; Marinho et al. 1988; Greenroyd et al. 2008a; Jeannot and Buitter 2018; Ye et al. 2017, 2019). Indeed, the southern tip of the CAR system formed the north-western part of the Guiana Shield passive margin (Guiana/Suriname basin, GS), while another branch of the rift propagated southeastward between the Guiana Shield and the West African craton without reaching break-up (e.g. Mascle et al. 1988; Marinho et al. 1988; Greenroyd et al. 2008a; Ye et al. 2017, 2019; Fig. 3.1a). The EAR propagated along that rift branch, north and east of the Demerara Plateau and, further South-East, reached break-up and formed the south-eastern passive margin of the Guiana Shield (Foz d'Amazonas basin, FOZ; Fig. 3.1a). Thus, the peculiarity of the western Guyana Shield margin and its conjugate in Guinea is to have undergone lithospheric thinning twice (Loncke et al., 2019). Additionally, the kinematics of the successive rift systems were different as the EAR rates and obliquity angle were both higher than those of the southern tip of the CAR (e.g. Brune et al. 2016, 2018). This succession in time and the spatial overlap of the two rift systems with contrasted kinematics further enhanced the non-planar component of the lithospheric thinning. In particular, it formed highly segmented margins, made of alternating transform, obliques and normal passive margin segments (e.g., Basile et al. 2005; Moulin et al. 2010; Ye et al. 2017).

Worldwide compilations of natural examples and numerical and analogue modelling emphasize the impact of rifting rate and obliquity on the lithospheric necking style of divergent margins. In particular, margins with higher rifting rates or higher extension

obliquity show narrower necking domains (e.g. Tron 1991; Huismans and Beaumont 2011; Brune et al. 2012, 2016; Svartman Dias et al. 2015; Jeannot and Buitter 2018; Clifton et al. 2000). Nonetheless, the impact of a complex three-dimensional deformation pattern on the spatial partitioning of crustal thinning and distribution of necking styles has not been explored yet. The Equatorial Atlantic Ocean is a very relevant case to investigate the spatial evolution of necking styles along a segmented margin that underwent oblique extension and rifts superimposition.

Previous geological studies of the Equatorial Atlantic Ocean have mostly investigated the development of individual basins along the African rifted margin (e.g. Basile et al., 1998; Olyphant et al., 2017; Antobreh et al., 2009; Rüpke et al., 2010; Gillard et al., 2017; Scarselli et al., 2018) or its conjugate south American counterpart (e.g. Mercier de Lépinay et al., 2016; Reuber et al., 2016; Sapin et al., 2016; Nemcok et al., 2016; Loncke et al., 2016). Nonetheless, Ye et al. (2019) has compared the necking style and sub-sequent evolution of the divergent and oblique segments along the African margin but no comparable synthesis of its South American conjugate is available.

In this work, we investigated the first-order expression of Central Atlantic and Equatorial Atlantic Rifts on the segment geometry of the Guiana Shield passive margin. We used an original set of subsurface data (2D seismic provided by Total) covering the GS basin, the Demerara Plateau and FOZ basin (Fig. 3.2a). We characterized the stratigraphic and crustal geometry of the segments, compared necking styles along the margin and between the two rift systems.

3.2 The Guiana Shield and its passive margin

The Guiana Shield is made of a composite Archean to Mesoproterozoic basement (Tassinari and Macambria 1999; Marques de Almeida et al., 2000; Santos et al., 2000; Delor et al., 2003b; Fig 1b). It is separated from the Brazilian Shield to the South by Neoproterozoic to Paleozoic intracratonic basins (e.g. Solimoes and Amazonas; Mosmann et al., 1986; Nunn and Aires 1988; Wanderley-Filho et al., 2010). The shield is buried to the West under the Cretaceous to Cenozoic Andean foreland basins (Jacques 2003; Maloney et al., 2013; Fig.3.1b).

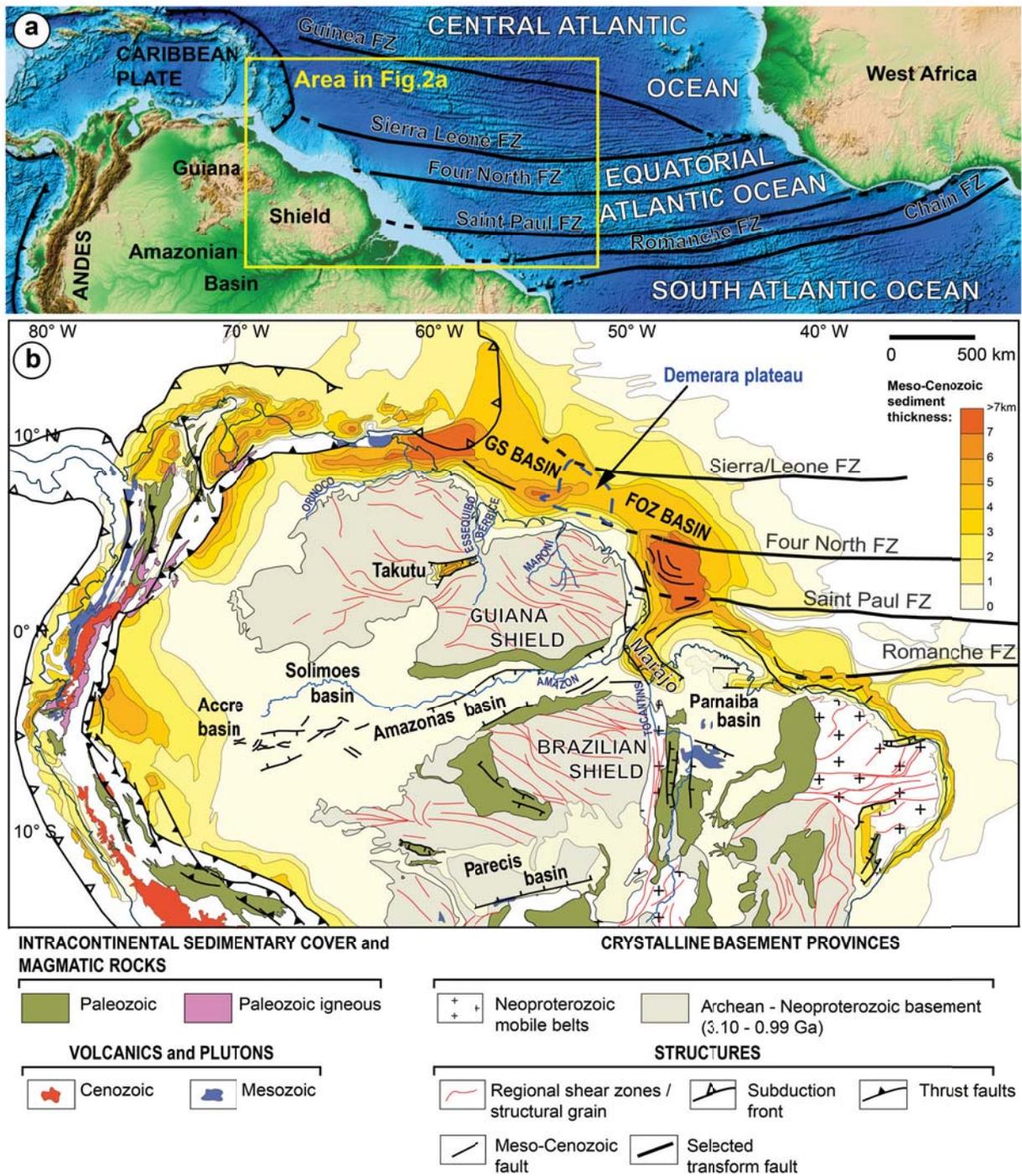


FIGURE 3.1 – (a) Location of the study area. (b) Simplified geological map of the Guiana shield and its margins with Meso-Cenozoic sedimentary thicknesses (after Mosmann, 1986; Tassinari and Macambria, 1999; Santos et al., 2000; Delor et al., 2003).

The GS basin is bounded to the NW by the Barbados accretionary prism forming the Caribbean subduction front that retreated eastward since the Cretaceous (e.g. Pindell and Dewey, 1982; Pindell, 1985; Pindell and Kennan 2009; Yang and Escalona, 2011) and to the SE by the Demerara plateau (DEM; Fig. 3.1 and 3.2a). The basin is floored by Jurassic oceanic crust inherited from rifting of the Central Atlantic (Pindell and Dewey, 1982; Pindell, 1985; Klitgord and Schouten 1986; Nemcok et al., 2016; Reuber et al., 2016; Fig 2a). The FOZ basin is bounded to the SE by the Saint Paul fracture zone (FZ), to the North by the Sierra/Leone FZ and to the NW by the Demerara plateau (Figs. 3.1 and 3.2a). The Guyana shield margin consists in alternating transform, oblique and divergent segments (e.g. Mascle et al., 1988; Basile et al., 1998, 2005; Basile, 2015; Ye et al., 2017; Fig. 3.2a).

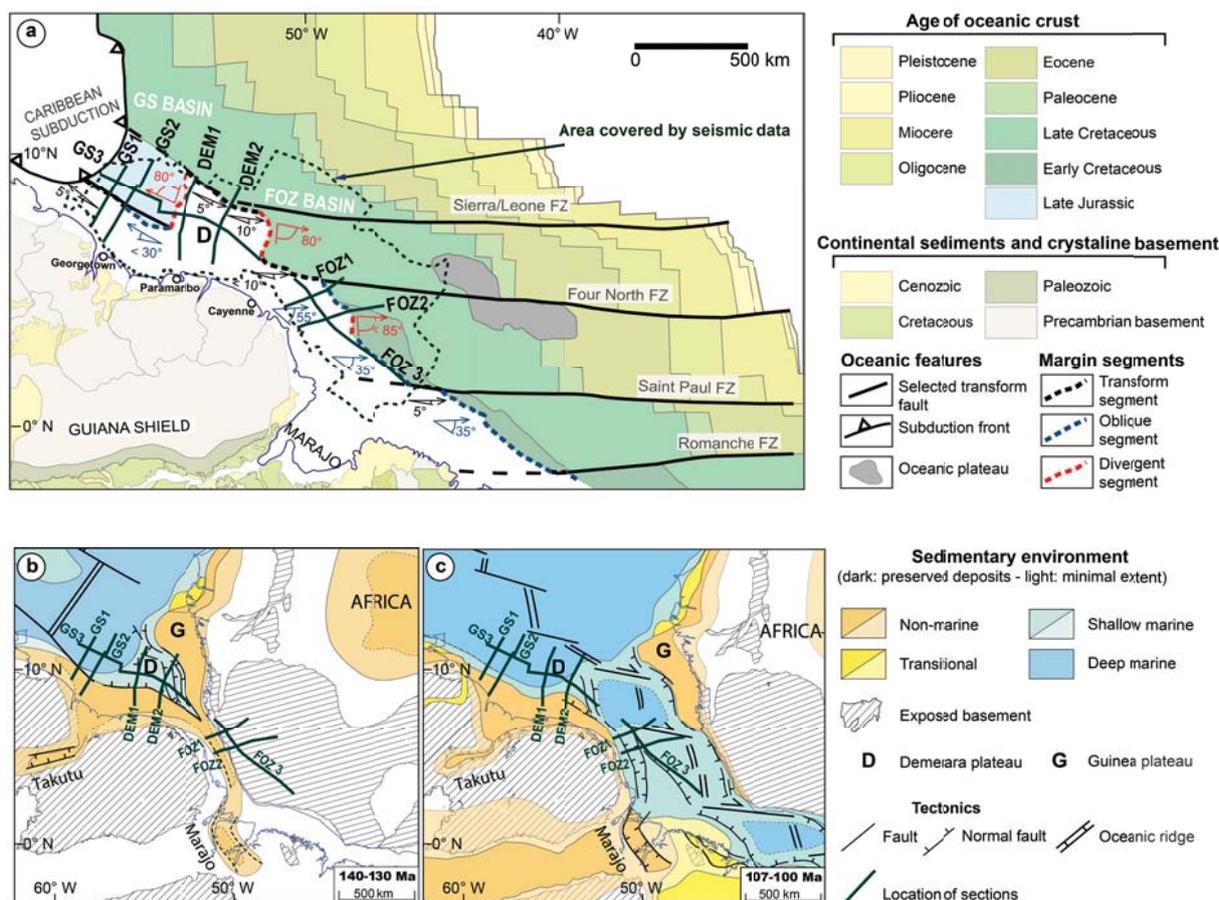


FIGURE 3.2 – Location of the geological sections on a (a) geological map (after Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; CGMW, 2016; Delor et al., 2003) showing the type of the margin segments (normal divergent in red dashed line, oblique in green dashed line, transform in black dashed line) and rift obliquity angle; (b) paleo-geographic map for the 140-130 Ma interval and (c) paleo-geographic map for the 107-100 Ma interval. Depositional environments are shown in dark colors for areas of preserved deposits and in light colors for minimal areas of deposition now eroded.

The CAR initiated in the Morocco / New Scotland region around 230 Ma and propagated southward to the present-day location of the Demerara plateau (e.g. Dumestre 1985; Sahabi 2004; Schettino et al., 2009; Labails et al., 2010; Fig. 3.1b). This rifting overlapped in time with the development of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP; ca. 200 Ma), a major mantle magmatic burst that affected West Africa, North and South America, and Iberia (e.g. Marzoli et al., 1999; Nomade et al., 2007). In South America, the CAMP formed various doleritic dyke swarms, sills and lava flows, some of which are preserved in the western FOZ, Marajo, Tacutu, Amazonas, and Solimoes basins (Milani and Thomaz Filho, 1999; De Min et al., 2003; Caputo, 2014; Fig. 3.1). The exact timing of the CAR along the Guiana Shield margin is not very well constrained. Several authors (McConnell, 1969; Szatmari, 1983; Crawford et al., 1985) suggested a Late Triassic to Early Jurassic age by analogy with the Takutu rift located to the South, assuming the latter was the abandoned southernmost tip of the CAR (Figs. 3.1b and 3.2b). Pindell and Kennan (2009) dated the N-S syn-rift faults of the Demerara plateau at ca. 190 Ma. The onset of oceanic crust accretion in the GS basin is constrained between 165 and 158 Ma (Pindell and Dewey, 1982; Nemcok et al., 2016; Figs. 3.2a and 3.2b).

The Equatorial Atlantic Ocean is bounded to the North by the Guinea fracture zone and to the South by the Chain fracture zone (e.g. Basile et al., 2005; Ye et al., 2017; Fig. 3.1). The Ocean results from complex rifting from the Barremian onward (syn-rift sediments in the FOZ basin are dated \sim 130 Ma; Brandao and Feijo, 1994; Basile et al., 2005). It initiated as an en-échelon system of dextral pull-apart basins (e.g. Mascle and Blarez 1987; Blarez and Mascle 1988; Mascle et al., 1988; Basile et al., 2005; Ye et al., 2017; Ye et al., 2019; Fig. 3.2c). The age of the first oceanic crust is not well constrained because of the "Cretaceous Quiet Magnetic Period". It is only indirectly dated by the age of the first sediments resting above the break-up unconformity sealing the syn-rift faults (ca. 107–100 Ma; Mascle and Blarez 1987; Blarez and Mascle 1988; Mascle et al., 1988; Moulin et al., 2010; Heine et al., 2013; Ye et al., 2017; Ye et al., 2019). Nonetheless, continental break-up formed isolated "oceanic basins" separated by transforms in the Late Albian (107-100 Ma; Gillard et al., 2017; Ye et al., 2017; Ye et al., 2019; Fig. 3.2c). These "oceanic basins" ultimately merged to isolate the African and South American conjugate margins (Fig. 3.1a).

As a consequence of these rifting superimposed in time as well as in space, the margin of the Guiana Shield has a composite geometry (Fig. 3.2). The GS basin developed upon an NNE-SSW divergent margin segment in the East (i.e. the western boundary of the Demerara plateau) and a WNW-ESE transform to highly oblique margin segment in the South (Nemcok et al., 2016; Fig. 3.2a). Conjugates of those margin segments are now found in the Gulf of Mexico and southern Florida/Bahamas respectively (Pindell, 1985; Marinho et al., 1988; Nemcok et al., 2016; Pindell and Kennan 2009; Reuber et al., 2016). The northern and eastern boundaries of the Demerara plateau form a WNW-trending transform segment (along the Sierra-Leone fracture zone) and an NS divergent segment, respectively (Greenroyd et al., 2007 and 2008; Basile et al., 2013; Mercier de Lepinay et al., 2016; Fig. 3.2a). The FOZ basin developed upon an ENE-trending transform segment (along the Four North fracture zone) and a WNW-trending oblique segment (Greenroyd et al., 2008; Sapin et al., 2016; Fig. 3.2a). Their conjugates are the Guinea - Liberia segments of the African margin (Benkhelil et al., 1995; Olyphant et al., 2017; Ye et al., 2019; Fig 1a).

In terms of drainage systems, the Berbice River system or its ancestors have fed the GS basin since the Late Cretaceous (McConnell, 1968; Lujan, 2008, Lujan and Armbruster, 2011; Yang and Escalona, 2011; Murlot, 2018), with voluminous additional inputs by the Orinoco River since the Late Oligocene - Early Miocene (Hoorn et al., 1995; Potter 1997; Campbell, 2005; Yang and Escalona, 2011; Fig. 3.1b). The modern Amazon River system fed the FOZ basin only since the Late Miocene (Hoorn et al., 1995; Hoorn et al., 2010; Shephard et al., 2010; Roddaz et al., 2005, 2014; van Soelen et al., 2017; Fig 1b).

3.3 Method

We interpreted a grid of 2D seismic reflection (total of 130 103 km; mean spacing in dip 30 km and strike 25 km but locally more closely spaced) spanning the Caribbean subduction front, to the West, to the Amazon River outlet, to the East (Fig. 3.2a). We calibrated our interpretations of the seismic using 33 wells located in the shelf and bathyal domains of both basins. For the stratigraphic geometry of the segments, we mapped 9 stratigraphic horizons across the study area (Fig. 3.3).

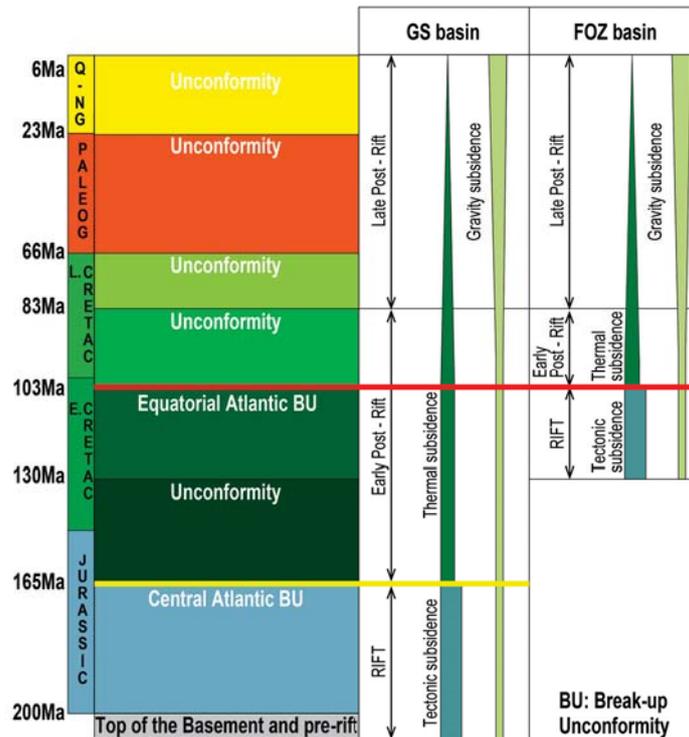


FIGURE 3.3 – Stratigraphic chart showing the horizons interpreted on the seismic data, the main stages of evolution for the Guiana-Suriname (GS) and Foz d’Amazonas (FOZ) basins and the main mechanisms driving the subsidence. (BU : Break-Up Unconformity ; UNC : Unconformity).

Following Ye et al. (2019), we classified the margin segments according to their obliquity to the extension direction i.e. the angle between the transform faults and the segment (given by the COB – continent-ocean boundary - direction ; Fig. 3.2a). Obliquity of transform segments ranges from 0° to 15° (Mercier de Lépinay et al., 2016), from 15° to 75° for oblique segments and $>75^\circ$ for divergent segments.

For the crustal geometry of the margin segments, we mapped 5 types of crustal domains using modified definitions of Peron-Pinvidic et al. (2013) and Ye et al. (2019 ; Fig. 3.3 ; Table 3.1) and previous regional studies (e.g. Benkhelil et al., 1995 ; Davison 2005 ; Schettino and Turco, 2009 ; Pindell and Kennan 2009 ; Ye et al., 2017). The proximal domain was mapped where minor extension is accommodated by normal/strike-slip faults and/or the continental crust (CC) is only weakly thinned (crustal thickness > 25 km) with respect to the cratonic domain (~ 42 km). The crustal necking domain (NZ, for Necking Zone) was mapped where the continental crust is significantly thinned seaward (i.e. down to ~ 10 km in thickness). The hyper-extended domain (HED) was mapped where the continental crust is extremely thinned (< 10 km). It is called distal margin where rifting is potentially associated with

migmatism. The transition from the continental to the oceanic crusts between the hyper-extended and oceanic domains has been mapped as an intruded continental crust (ICC) where the MOHO reflectance is not clear and associated with strong reflectance in the crust. Finally, the oceanic domain (OC) was mapped where the top of the basement and MOHO show a strong reflectance.

3.4 Results

3.4.1 Western Demerara plateau and Guiana/Suriname basin

In the GS basin, the southern tip of the CAR produced a complex three-dimensional crustal geometry with : (i) a North-South divergent segment forming the eastern boundary of the basin (obliquity ca. 80°) and (ii) an ENE-trending transform / oblique segment forming its southwestern boundary (obliquity 5° - 15° ; Figs. 3.2a, 3.4 and 3.7).

Eastern divergent boundary of the Guiana/Suriname basin (Fig. 3.4a - section GS3)

The eastern boundary of the GS basin coincides with the transition from the Demerara plateau continental crust to the Jurassic oceanic crust (Figs. 3.2 and 3.4a). Crustal thinning is accommodated, from East to West, by (a) a wide crustal necking domain (ca. 190 km wide) without well imaged normal faults, (b) a distal margin (over 100 km wide) with tilted crustal blocks bounded by continent-ward dipping normal faults (CDNF; Clerc et al., 2018) rooted in a thick ductilely thinned lower crust, and, (c) a narrow ICC domain (< 70 km wide; Figs. 3.4a and 3.7; Table 3.1).

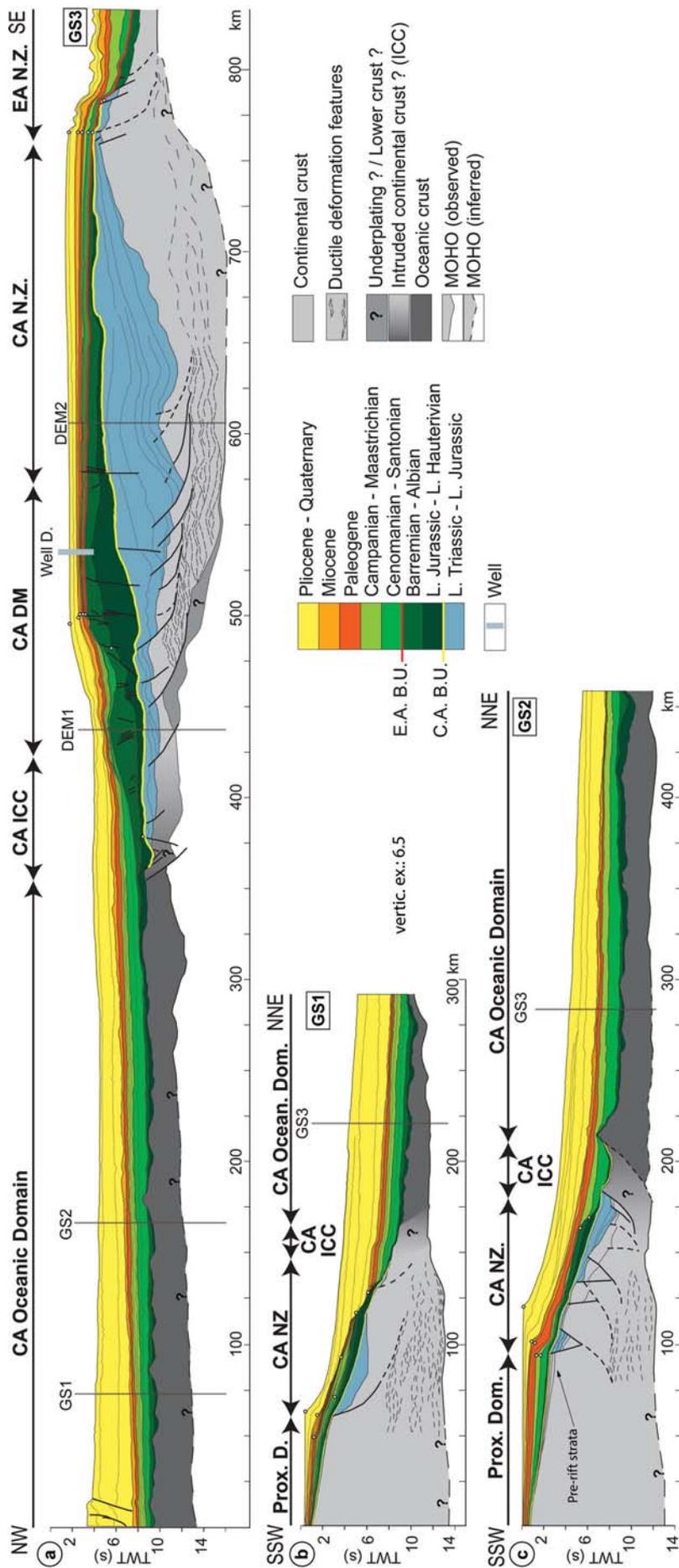


FIGURE 3.4 – Geological cross sections through the (a) divergent and (b) transform and (c) oblique segments of Guiana/Suriname basin. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; FZ : Fracture Zone).

Structural Domains	Characteristics
Proximal Domain	- Minor extension. - Weak thinning of the CC (thickness > 25km).
Necking zone (NZ)	- Drastic thinning of the CC (from 25 to <10km). - Significant shallowing of MOHO. - Maximum thickness of syn-rift wedges.
Hyper extended domain (HED) Magma poor margin (FOZ) and Distal margin (DM) Magma rich margin (GS) ?	- Very thinned CC (<10km). - Offset of the MOHO by syn-rift normal faults. - Low reflectance within the crust.
Intruded Continental Crust (ICC)	- Between Continental and Oceanic domains. - Strong reflectance within the crust. - Unclear reflection of the MOHO.
Oceanic Domain (OC)	- Strong reflectance of the basement and the MOHO. - Often a local deepening of the MOHO i.e local thickening of the proximal OC.

TABLE 3.1 – Definitions of crustal domains mapped on the seismic data (modified after Peron-Pinvidic et al., 2013 and Ye et al., 2019. CC : continental crust ; HED : hyperextended domain ; ICC : intruded continental crust ; OC : Oceanic domain).

The syn-rift deposits form a crustal-scale rollover. They are thickest in the necking and distal margin domains, i.e. where tectonic subsidence created accommodation (space available for sedimentation ; Fig. 3.4a ; Table 3.1). Based on their strong internal seismic reflectance and high densities, Nemcok et al. (2016) and Reuber et al. (2016) suggested those deposits might be magmatic in origin, i.e. corresponding to seaward dipping reflectors (SDR). Whether detrital, magmato-volcanic or both, these syn-rift deposits correspond to a continental/shallow environment suggesting that accommodation was continuously filled up to compensate for tectonic subsidence.

The top of this Jurassic syn-rift rollover is truncated by an unconformity, most probably related to the Central Atlantic break-up (CABU) although its age is not well constrained (Figs. 3.2b and 3.4a ; e.g. Nemcok et al., 2016). A possibly equivalent unconformity is dated to the Mid-Jurassic in the Takutu graben (ca. 176 – 172 Ma ; Crawford et al., 1985 ; Figs. 3.1b and 3.2b). Its African counterpart has been dated at 175-145 Ma around the Guinea plateau (Fig. 3.2b ; Pindell and Dewey, 1982 ; Olyphant et al., 2017). Within the Demerara plateau, recent biostratigraphic calibrations showed it is older than the overlying Late Tithonian-Early Berriasian sediments (155 - 140 Ma ; Total, unpublished data). In the following, we therefore consider that the CABU formed around 165 +/-5 Ma in the study area. Break-up and oceanic accretion took place along the western flank of the rift (Fig. 3.4a).

Above the CABU, an early post-rift carbonate platform developed along the western

boundary of the syn-rift basin, indicating a low clastic input to the margin at the time (Fig. 3.4a). Above, renewed clastic inputs formed the Barremian-Albian wedge (130-100 Ma), which underwent a major westward gravitational collapse that formed an upper extensional domain and a lower compressional domain. At its top, this wedge is truncated by an Aptian unconformity (112 Ma) and the Late Albian unconformity. That latter unconformity is related to the Equatorial Atlantic break-up that formed East of the Central Atlantic syn-rift depocenter (EABU; Sapin et al., 2016; Fig. 3.4a). Subsequent post-rift clastic systems are mostly in a long-term aggrading trend although their depocenters progressively migrated westward, in the distal margin domain and onto the oceanic crust, which is thicker than average in the GS basin (> 12 km; Reuber et al., 2016; Fig. 3.4a). Thin Paleogene and Miocene deposits indicate a reduced clastic input to the GS Basin at the time. The clastic input was renewed in the Pliocene, significantly thicker and associated with a major change in the drainage systems when the Orinoco River outlet migrated eastward along with the Caribbean subduction (e.g. Villamil, 1999; Yang and Escalona, 2011). Pliocene deposits thicken westward as they were progressively involved in the accretionary prism (Fig. 3.4a).

Southwestern transform/oblique boundary of the Guiana/Suriname basin (Figs. 3.4b and 3.4c – sections GS1 and GS2)

Across the southwestern boundary of the GS basin, crustal thinning is accommodated above a transform by a narrow necking domain (ca. 80-90km wide) with normal faults rooted in a ductilely deformed lower crust (Figs. 3.4b, 3.4c, and 3.7). The dip of these normal faults is however not well imaged at depth (Figs. 3.4b and 3.4c).

As a difference with the divergent segment, the volume of Jurassic syn-rift deposits is here very limited. Nonetheless, as along the divergent segment, the Upper Jurassic carbonate platform and Lower Cretaceous clastics developed accumulated above the syn-rift wedge (Figs. 3.4b and 3.4c). Younger post-rift deposits are more widely spread than the early-post rift wedge as they are preserved in the proximal and necking domains as well as in the oceanic domain (Figs. 3.4b and 3.4c). However, the proximal and distal parts of those sedimentary wedges are disconnected by truncations in the necking domain (Figs. 3.4b and 3.4c). The Pliocene wedge is much thicker than earlier deposits, not truncated across the necking domain, and supplied by the modern Orinoco River (Villamil, 1999;

Yang and Escalona, 2011).

3.4.2 Northern and eastern Demerara plateau and Foz d'Amazonas basin

Along the Equatorial Atlantic portion of the margin, the crustal geometry is even more complex than in the GS basin. Indeed, the Demerara plateau is flanked to the West by a WNW-trending transform segment (prolongation of the Sierra-Leone FZ; obliquity 5-10°) and to the East by a NS-trending divergent segment (obliquity 80°; Greenroyd et al., 2007 and 2008; Basile et al., 2013; Loncke et al., 2016, 2019; Mercier de Lepinay et al., 2016; Figs 2a and 7). Further East, the FOZ basin developed along alternating transform segments (prolongations of the Four North and Saint Paul FZ; obliquity 5-10°), oblique segments (obliquity 35-55°), and a divergent segment (obliquity 85°; Greenroyd et al., 2008; Sapin et al., 2016; Figs. 3.2a and 3.7).

Northern and eastern boundaries of the Demerara plateau (Figs. 3.4a and 3.5)

The N-S sections across the Demerara plateau mostly image a strike section of the CAR necking domain and syn-rift wedge described in section 4.1 (Figs. 3.2a and 3.5). The EAR necking domain is therefore only imaged at the northernmost edge of the plateau, along the Sierra-Leone FZ. It is only 20-25 km wide and accommodated with ocean-ward dipping normal faults (ODNF; Clerc et al., 2018) that are not well imaged at depth (Fig. 3.5). The divergent segment flanking the Demerara plateau to the SE is imaged in the easternmost part of GS3 section (Figs. 3.2a and 3.4a). The EAR necking domain is ca. 75 km wide and accommodated by ODNF (Figs. 3.4a and 3.7). The Late Jurassic carbonate platform, pre-dating the EAR, is preserved only on the Demerara plateau. Along the transform segment, the volume of syn-rift deposits is very limited (in the ICC domain; Fig. 3.5). Along the divergent segment, syn-rift sediment volumes are limited as well, except for a local depocenter at the junction between the divergent and the Fourth North transform segments (see Sapin et al., 2016).

Early post-rift deposits show NW-trending transpressional features such as reactivation or inversion of syn-rift normal faults, folds, thrusts and the westward mass transport

complex described above (Fig. 3.5). These Late Aptian features, also documented along the conjugate African margin around the Guinea plateau, are interpreted to be due to a shift in the rotation pole of Africa at the time, resulting in transient shortening along the northern boundary of the Demerara and the southern boundary of the Guinea plateau (e.g. Gouyet et al., 1994; Benkhelil et al., 1995; Basile et al., 2005; Ye et al., 2017; Fig. 3.2). As along the transform segment of GS basin, the post-rift clastic sediments show proximal and distal depocenters truncated in the necking domains. Paleogene and Miocene deposits are reduced across the margin, whereas the Pliocene Maroni delta built a prograding wedge on top of the Demerara plateau (Figs. 3.1b and 3.5).

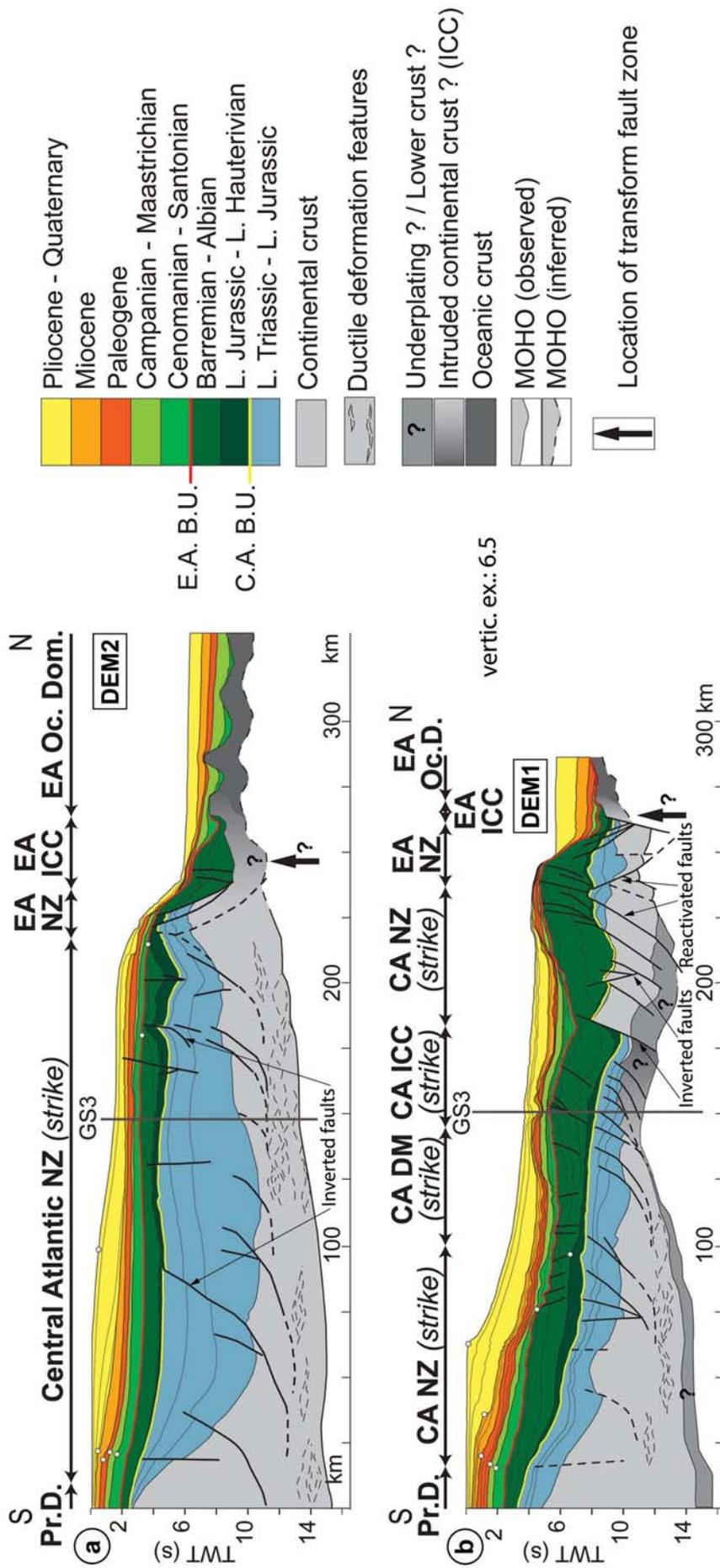


FIGURE 3.5 – Geological cross sections through the transform segment of (a) NE and (b) NW Demerara margin segment. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; FZ : Fracture Zone).

Foz d'Amazonas Basin (Fig. 3.6)

In the western FOZ basin, bedding in the pre-rift of the proximal domain suggest an extensional deformation, although limited, prior to the Equatorial rifting (Fig. 3.6b). Similar early deformation has been documented along the conjugate Guinea-Liberia and further East, along the African margin in the Ivory Coast, Ghana and Benue basins (e.g. Dumestre, 1985; Marinho, 1988; Guiraud, 1993; Mascle et al., 1988; Basile et al., 2005; Ye et al., 2019).

We illustrate the geometry of the oblique segments with a dip section across the eastern one (Fig. 3.6a). Nonetheless, our observations summarized below are made on both. Along oblique segments, the EAR necking domain is ca. 40-50 km wide (without clearly imaged normal faults) and is associated with a 65 km wide hyper-extended domain accommodated by CDNF (Figs. 3.2a, 3.6a and 3.7). Along the divergent segment, further East, the necking and hyper-extended domains are wider (ca. 100 and 110 km respectively) and thinning is accommodated by ODNF (Fig. 3.2a, 6b and 7). The syn-rift deposits are here only made of clastic sediments, deposited mostly in continental or shallow marine environment (neritic domain; e.g. Sapin et al., 2016). They are thinner than Jurassic syn-rift of the GS basin and truncated at the top by the EABU. The age of the EABU is only constrained by the age of the first sediments deposited above it (ca. - 107 - 100Ma; Blarez and Mascle, 1988, Mascle et al., 1988; Moulin et al., 2010; Heine et al., 2013; Ye et al., 2017). In the following, we consider that the EABU formed at 103 +/- 4 Ma. The oceanic crust (112 - 100 Ma) of the FOZ basin is thinner than average (3-4 km; Greenroyd et al., 2007; Watts et al., 2009; Fig. 3.6).

Post-rift deposits are widely spread from the proximal domain to the oceanic domain. Upper Cretaceous deposits first smooth out existing relief and are then evenly distributed across the margin. From the Paleogene onward, deposits become thicker in the oceanic domain with truncations in the necking domain (Fig. 3.6). Clastic input reduced during the Paleogene and the margin is starved during the Neogene, allowing for the development of a wide carbonate platform. The clastic input is renewed in the Pliocene with the giant Amazon Delta burying the carbonate platform under very thick series ($\sim 2.5 - 3$ s; i.e. 3 - 3.5 km; (Figs. 3.6b and 3.6c; e.g. Hoorn et al., 1995; Cobbold et al., 2004; Watts et al.,

2009; Sapin et al., 2016). The delta formed after the establishment of the modern course of the Amazon River in the Late Miocene, routing sediments from the Andean foreland through the Amazonian plains to the FOZ basin (Hoorn et al., 1995, 2010; Shephard et al., 2010; van Soelen et al., 201). The delta displays spectacular gravity driven deformation features (upslope extensional domain and downslope fold-and-thrust belt) rooted in a Paleogene décollement level (Fig. 3.6b).

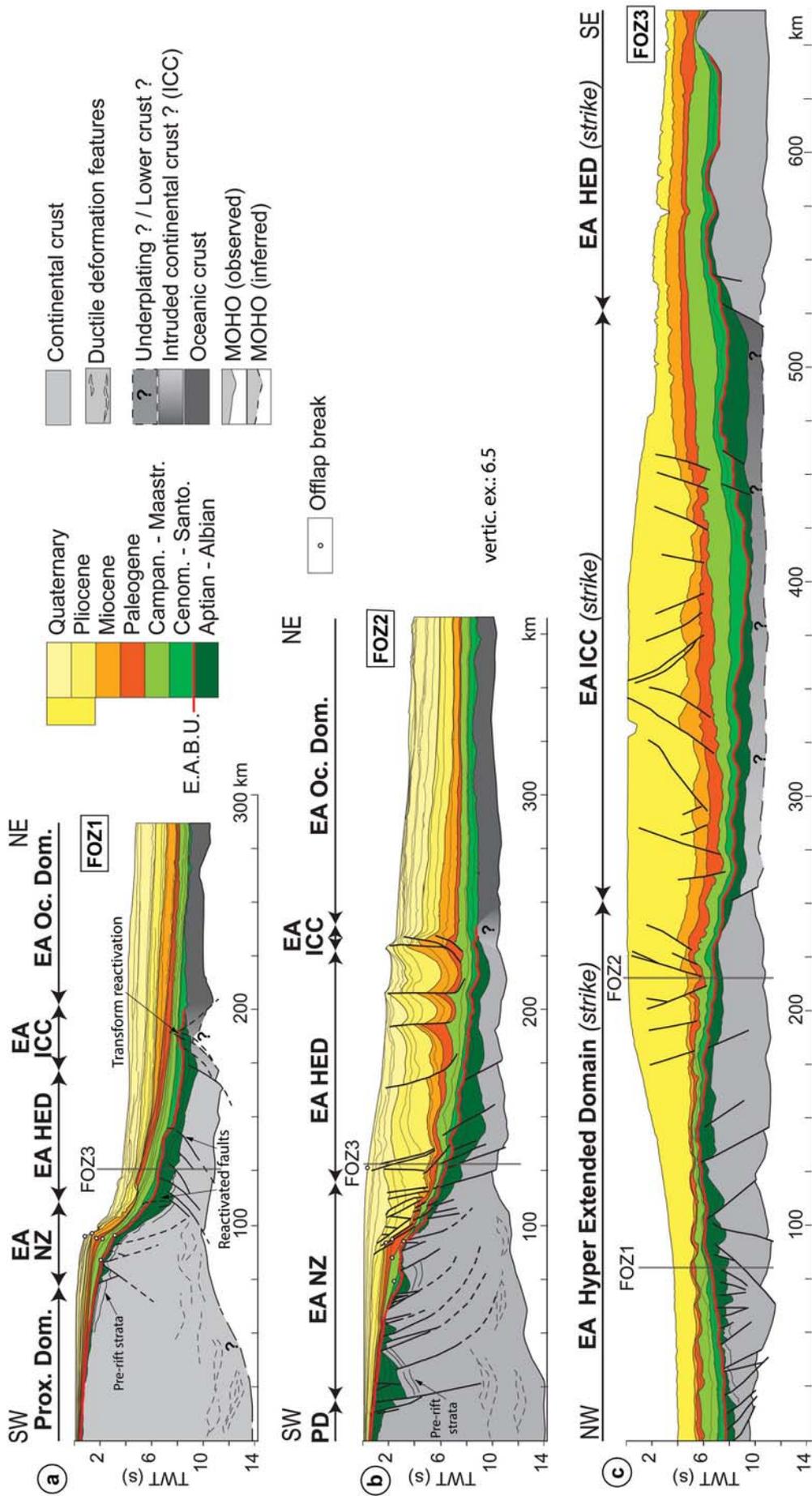


FIGURE 3.6 – Geological cross sections through (a) transform and (b) divergent segment of the FOZ basin and (c) strike section across the Amazon delta. See location on Fig. 3.2a. (C.A. : Central Atlantic; E.A. : Equatorial Atlantic; ICC : Intruded Continental Crust; IC : Intruded Continental Crust).

3.5 Discussion

3.5.1 Space-time evolution of the rifts and partitioning of the deformation

Our results illustrate the complex spatial and temporal distribution of thinning and necking style along the segmented Guiana Shield margin. The superimposition of the diachronous Central and Equatorial Atlantic rifting conferred the Guyana Shield passive margin a fully three-dimensional crustal and stratigraphic structure. Building on those results and previous contributions (Benkhelil et al., 1995; Davison, 2005; Schettino and Turco, 2009; Pindell and Kennan, 2009; Ye et al., 2017), we schematized in map view the temporal evolution of the crustal thinning and break-up into a regional kinematic framework (Fig. 3.8).

Between 230 and 190 Ma, thinning initiated at the southern tip of the CAR, in an NNE-trending rift system at the location the present-day Demerara plateau (Fig. 3.8a). It is also associated with thinning further South, in the Takutu basin (McConnell, 1969; Szatmari, 1983; Crawford et al., 1985), although the kinematic relationships with the CAR are not well constrained (Figs. 3.2b and 3.8a). Between 190 and 130 Ma, the CAR lithospheric break-up and oceanic accretion took place to the NW of the Demerara plateau and formed the GS margin segments (Figs. 3.2b, 3.8b and 3.8c). Simultaneously, another branch of the CAR propagated to the SE and thinned the crust in a NW-trending trough between the future FOZ segments of the Guiana shield margin and their Guinea-Liberia conjugates (Figs. 3.2b and 3.8c). Additionally, rifting propagated further to the SE, initiating thinning in Marajo basin (Figs. 3.2b, 3.8b and 3.8c). Between 130 and 103 Ma, the EAR developed as an en-échelon rift system that reached break-up, oceanic accretion and activation of the transforms (Figs. 3.2c and 3.8d). The rift reactivated the CAR aborted branches around the Demerara Plateau and in the Marajo basin. During that period, a plate reorganization event produced inversion tectonics at the edge of the Demerara and Guinean plateaus, along the Sierra Leone FZ (ca. 112 Ma, i.e. Albian; Gouyet et al., 1994; Benkhelil et al., 1995; Fig. 3.8d). Between 103 and 83 Ma, transforms accommodated further accretion and the coalescence of initially isolated oceanic crust domains (Fig. 3.8e). Inversion tectonics

due to the plate reorganization was then transferred southeastward along the 4°North transform (e.g. Basile et al., 2005 ; Ye et al., 2017 ; Fig. 3.8e).

3.5.2 Evolution of the subsidence patterns

Uneven crustal thinning patterns in space and time along the Guiana Shield margin imprinted the later distribution of accommodation that we schematized on a cross-sectional evolutionary model of the Demerara plateau (Fig. 3.9). Between 200 and 165 Ma, the tectonic subsidence at the southern tip of the CAR is compensated by voluminous detrital and/or magmatic infill and formed a major syn-rift depocentre located under the present-day Demerara plateau (Figs. 3.4c and 3.9b). Between 165 and 130 Ma, the newly formed passive margin underwent post break-up thermal subsidence (Fig. 3.9c). Early post-rift depocenters migrated onto the distal margin and the oceanic crust (Figs. 3.4c, 3.9c and 3.9d). Between 130 to 103 Ma (more likely 130-112 Ma), thermal and gravity driven subsidence dominate on the Central Atlantic margin while, to the East, the EAR underwent necking and tectonic subsidence (Fig. 3.9d). Between 103 and 83 Ma, both margins underwent mostly post-rift thermal subsidence (Fig. 3.9e). After 83 Ma, they reached a “late post-rift” stage when most of the thermal anomaly related to the necking has been relaxed and gravity driven subsidence became dominant (Fig. 3.3 and 3.9f). Over that period, sediment distribution (and gravity driven subsidence) was mainly controlled by the detrital inputs of large continental drainage systems (Orinoco and Amazon ; Figs. 3.2a and 3.9f).

A striking characteristic of this evolution is the difference in volume of the syn-rift sediments between in the CAR and EAR systems (Figs. 3.4c and 3.7). Rift superimposition and thermal inheritance can explain this feature. Indeed, in the Demerara plateau area, the EAR thinned the lithosphere before it was fully thermally re-equilibrated from the CAR (only about 30 Myr later). The lithosphere was therefore probably thinner than before the first rifting, resulting in less thermal subsidence. The rift superimposition can also account for the shorter early post-rift phase of the EAR (FOZ basin) with respect to the CAR (GS basin ; Fig. 3.3). Indeed, the thermal anomaly produced by that second rifting would be less intense and thus faster to recover from.

	Central Atlantic GS and W DEM						Equatorial Atlantic N DEM / E DEM and FOZ						CRUST									
	GS1		GS2		GS3		DEM1		DEM2		GS3 east		FOZ1		FOZ2		NZ, HED and COT width (km)	Dominant syn-rift faults vergence Continent Ocean	OC age (Ma)	OC thick. (s)		
	Transform Obl.: 5°		Transform Obl.: 15°		Divergent Obl.: 80°		Transform Obl.: 5°		Transform Obl.: 10°		Divergent Obl.: 80°		Oblique Obl.: 55°		Divergent Obl.: 85°							
NW																			?		165+/-5	1.5 - 2
SE																	103+/- 4		1			
																	0.75					

CRUSTAL DOMAINS

- Proximal (PM)
- Necking zone (NZ)
- Hyper extended (HED)
- Distal margin (DM)
- Intruded continental crust (ICC)

GS: Guiana / Suriname basin; FOZ: Foz d'Amazonas basin; DEM: Demerara plateau;
 CA: Central Atlantic; OC: Oceanic crust
 Obl.: Obliquity

FIGURE 3.7 – Summary of the main crustal structure characteristics of the GS and FOZ margin segments and timing of the oceanic crust.

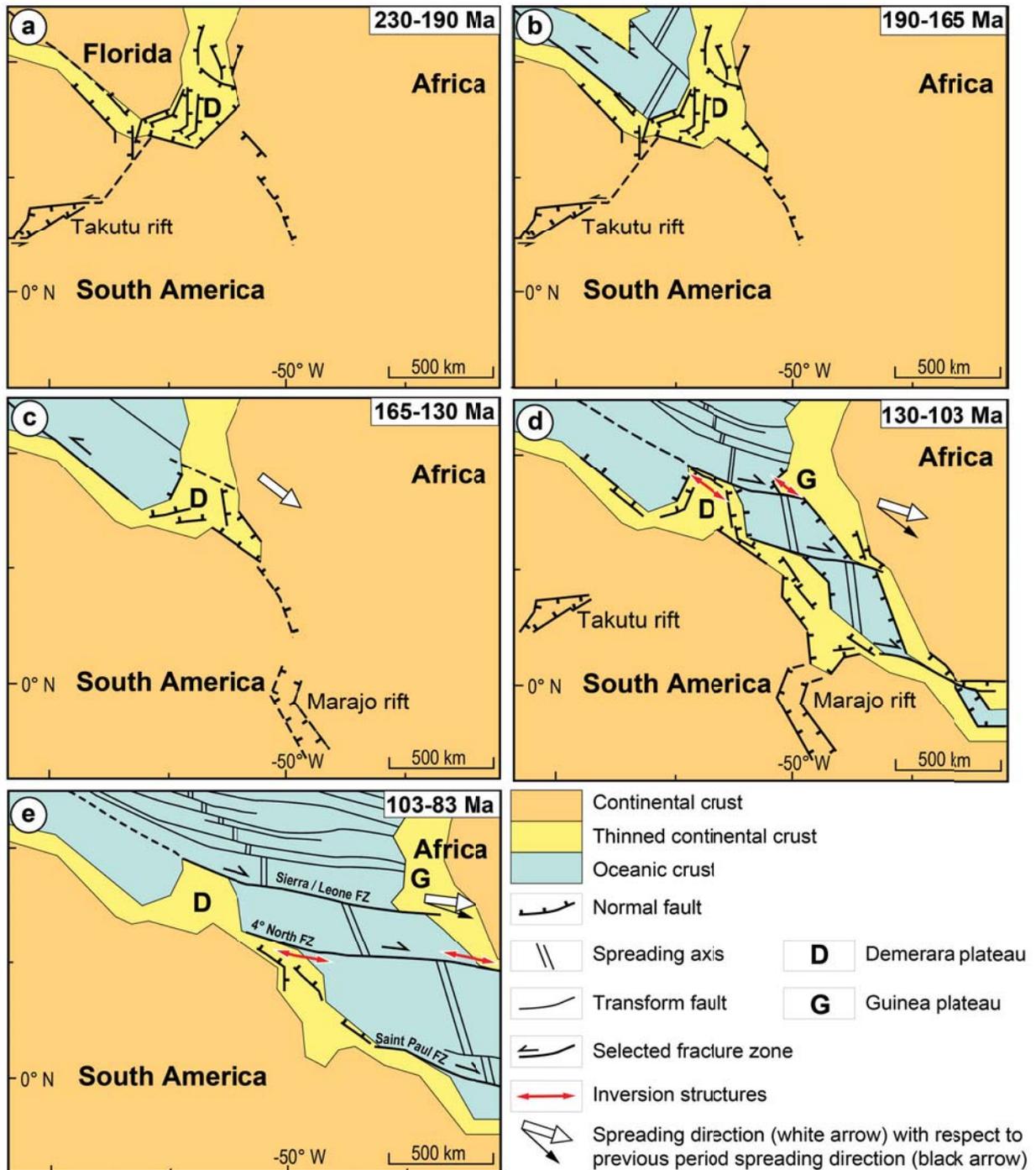


FIGURE 3.8 – Schematic evolution in map view of the Central and Equatorial rifts. (a) 230-190 Ma : Central Atlantic syn-rift. (b) 190-165 Ma : Central Atlantic break-up. (b) 130-103 Ma : Central Atlantic early post-rift. (d) 130-103 Ma : Equatorial Atlantic syn-rift. (e) 103-83 Ma : Equatorial Atlantic early post-rift. Modified after Benkhelil et al., 1995; Davison, 2005; Schettino and Turco, 2009; Pindell and Kennan, 2009; Ye et al., 2017.

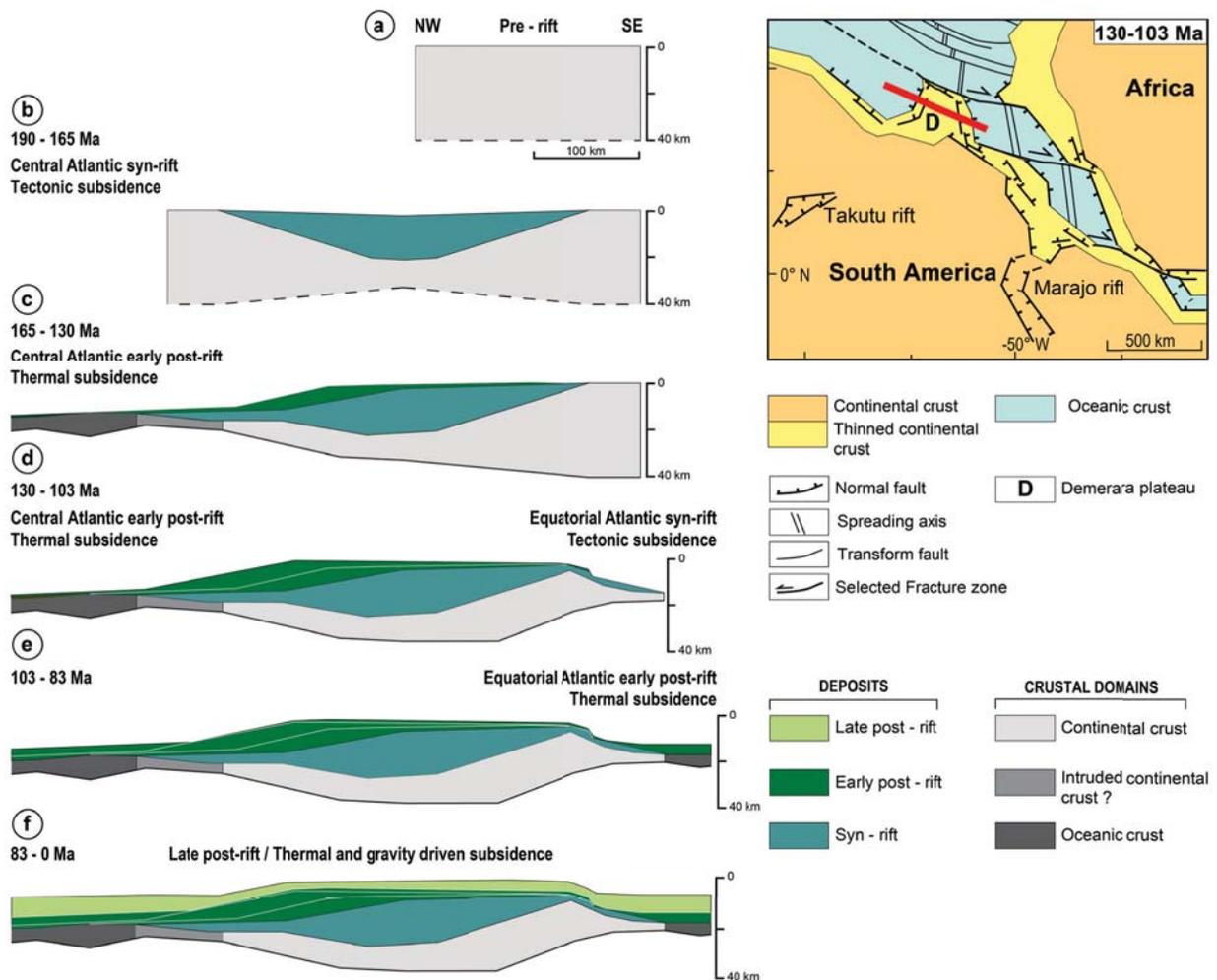


FIGURE 3.9 – Schematic evolution of a NW-SE section across the Demerara plateau and the GS and FOZ divergent margin segments (see approximate location on the upper right insert). (a) pre-rift. (b) 190-165 Ma : CA syn-rift dominated by tectonic subsidence. (c) 165-130 Ma : CA early post-rift dominated by thermal subsidence. (d) 130-103 Ma : CA early post-rift dominated by thermal and gravity driven subsidence while the EA syn-rift dominated by tectonic subsidence. (e) 103-83 Ma : CA post-rift dominated by gravity driven and thermal subsidence while the EA early post-rift is dominated by thermal subsidence. (f) 83-0 Ma : late post-rift stage for both margins are dominated gravity driven and limited thermal subsidence.

3.5.3 Central versus Equatorial Atlantic rifts necking styles

Our observations show that, along the Guiana Shield margin, necking styles depend on (i) the extension obliquity of each considered segment and (ii) whether the rifting forming the segment took place as part of the CAR (GS basin and western Demerara) or the EAR (northern and eastern Demerara and FOZ basin; Figs. 3.4 to 3.7).

In the studied area, divergent segments are systematically wider than oblique or transform segments (Figs. 3.7 and 3.10). Moreover, the hyper-extended or distal margin domains developed only along divergent and oblique segments, not along the transform segments (Figs. 3.4 to 3.7). Therefore, in the study area, as well as along the conjugate African margin and worldwide, narrower segments are systematically associated with higher extension obliquity (e.g. Jeannot and Buitter, 2018; Ye et al., 2019; Figs. 3.7 and 3.10). Both numerical and analogue modelling results support this relationship (e.g. Tron and Brun, 1991; Clifton et al., 2000; Brune et al., 2012). Nonetheless, margin segments resulting from the EAR (northern and eastern Demerara and FOZ basin) are systematically narrower than those resulting from the CAR (GS basin; Fig. 3.10). This can be attributed to several, non-mutually exclusive, parameters. Firstly, as previously discussed, the width of the necking domain depends on the obliquity of the overall rift extension direction. Kinematic reconstructions indeed show that the extension direction of the EAR was significantly more oblique (10 to 30°) than the one of the southern tip of the CAR (80 to 70°; Brune et al., 2018). Secondly, the width of rifted margins also depends on extension rates, with wider margins for slower rates (e.g. Huisman and Beaumont, 2011; Brune et al., 2012, 2017; Svartman Dias et al., 2015). The full-rift velocities of the EAR were indeed faster (up to 30m/My) than the southern tip of the CAR (16-20m/My; Brune et al., 2016; Nemcok et al., 2016). Thirdly, numerical modeling results suggest that stretching of thinner lithospheres produces narrower rifts and margins (e.g., Svartman Dias et al., 2015). It is indeed fair to assume that lithosphere was thinner during the EAR as it has probably not fully recovered from the CAR thinning. Lastly, magma-rich margins are often associated with hyperextension and wider rifted margins than magma poor margins (e.g. Lundin and Doré, 2011; Keen et al., 2012; Franke, 2013; Peron-Pinvidic et al., 2013). If the Central Atlantic syn-rift deposits (under the Demerara plateau) are volcanic in nature, this would

suggest that the Central Atlantic rifting affected a hotter lithosphere (magmatic) than the Equatorial Atlantic rifting (amagmatic).

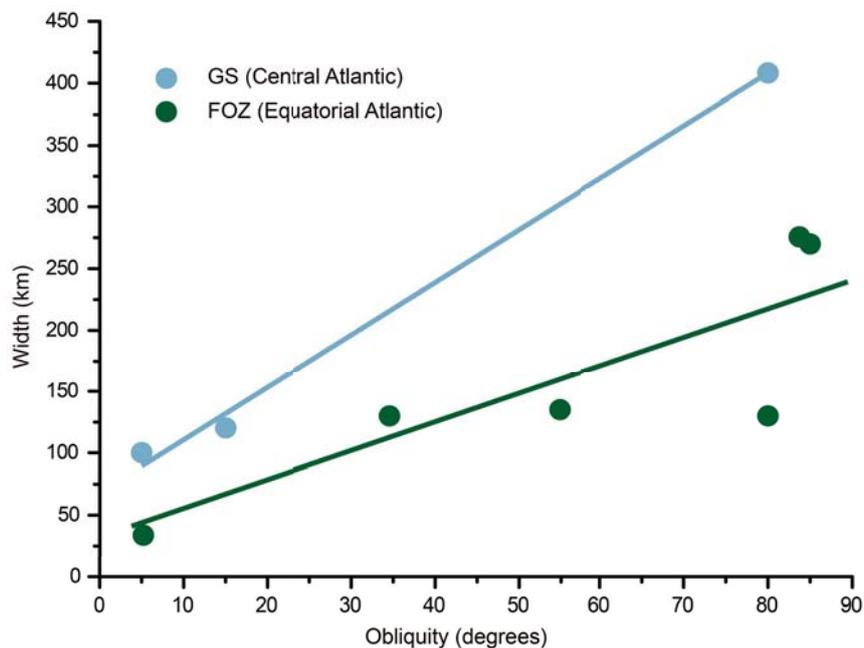


FIGURE 3.10 – Relationship between the margin width (NZ plus HED or DM) and the rifting obliquity of the studied margin segments. CAR segments are shown in blue. EAR segments are shown in green. The EAR segments are systematically narrower than the CAR segments.

3.5.4 The Demerara plateau : a continental crust bloc relic of a rift junction

The Demerara plateau is a continental promontory of South America resulting from a two-step rifting scenario at the junction of the Central and Equatorial Atlantic rift systems. Its NW-SE cross-sectional crustal structure is asymmetric because of the differences in necking style of those two rifts having affected the plateau area (Figs. 3.4c and 3.9). To the NW, the necking and distal margin domains are wide, preserving thick syn-rift deposits. By contrast, to the SE, the necking domain is narrow with reduced syn-rift deposits (Figs. 3.4c and 3.9).

The Demerara plateau has evolved from an overfilled Jurassic half rift to an isolated raft of continental crust (including the Jurassic syn-rift deposits) after separation of the eastern flank of the Jurassic rift from the African lithosphere by the EAR in the Early Cretaceous (Fig. 3.9d). The Demerara plateau crustal domain underwent less thermal subsidence and preserved limited thickness of sediment by contrast with the surrounding margin segments

and oceanic domains (Fig. 3.4c and 3.9). The plateau maintained as a bathymetric high because its continental crust is relatively thick although consisting of pre-Jurassic continental crust thinned twice. Indeed, crustal thinning was, in part, compensated by the thick CAR syn-rift and early post-rift deposits that make up to more than one third of its crustal thickness (Fig. 3.9e). If the GS margin was magmatic, underplating might have contributed to the isostatic balance as well (Figs. 3.4 and 3.5).

Isolation of the Demerara plateau therefore resulted from the interaction of two diachronous rift systems. We suggest that the Demerara example illustrates a tectonic mechanism able to produce continental ribbons, blocks or promontories at obliquely divergent continental margins with complex map traces, as opposed to more rectilinear divergent margins. The 3D crustal geometry of Demerara-type continental blocks would have a first-order impact on the inversion mode of continental margins under convergence in collisional orogens.

3.6 Conclusions

(i) We documented the formation of the Guiana shield passive margin at the junction of the Central (Jurassic) and Equatorial (Early Cretaceous) Atlantic rifts from the crustal structure of the Guiana/Suriname and Foz d'Amazonas basins. (ii) The contrasted kinematics of these rifts (the southern tip of the Central Atlantic rift system and the en-échelon rifts of the Equatorial Atlantic) and their interactions produced a very segmented margin with alternating transform/oblique and divergent margin segments.

(iii) Margin segments show various necking styles, with narrow transform/oblique segments and wide divergent segments. Thus, similarly to the segments of the African conjugate margin, the higher the obliquity of extension, the narrower the segments.

(iv) Additionally, the higher extension obliquity during Equatorial Atlantic rifting produced generally narrower segments than Central Atlantic rifting.

(v) The Equatorial Atlantic rift was also influenced by the thermal inheritance of the Central Atlantic rifting. In the Demerara plateau area in particular, Equatorial Atlantic rifting re-stretched the lithosphere before it fully recovered thermally from the Central Atlantic rifting. The thinner lithosphere produced less syn-rift and early post-rift thermal subsidence hence reduced syn-rift deposits along the Equatorial Atlantic margin segments.

(vi) The continental lithosphere of the Demerara Plateau, between the two studied basins, was therefore thinned twice as an interaction zone among the two rift systems. The plateau became an isolated continental raft as a consequence of the two superimposed rifting events and underwent less subsidence than the surrounding oceanic domains since the Mid-Cretaceous.

Annexe

La nature du très épais ensemble syn-rift (>21 km) de l'Atlantique Centrale n'est pas connue et est source de débats. Il a en effet été proposé que ces dépôts soient de nature volcanique, ayant des réflecteurs à fortes impédances, des géométries de SDR, une relativement forte densité (Nemčok et al., 2016b; Reuber et al., 2016) et des vitesses sismiques importantes (Museum et al., 2018). En revanche, aucun de ces éléments n'est un argument incontestable en faveur de la nature volcanique de ces unités. Nous considérons plutôt, en se basant sur les éléments évoqués dans Tableau 3.1, que cet ensemble présente des caractéristiques des dépôts terrigènes mélangés aux épanchements volcaniques avec un possible enrichissement en sédiments dans les unités plus jeunes de l'ensemble.

The nature of the Central Atlantic syn-rift deposits	
Arguments in favor of SDR	Arguments not in favor of SDR
High P-waves velocities (Profile MAR 001, model obtained by IFREMER (Ph. D.Th. Museur)):	
<i>> 6km/s from the depth of 6km. Located in necking zone, 80km distalward from the beginning of the profile.</i>	<i>6km depth falls within the basement compatible with high velocities velocities in compacted sediments could be similar</i>
Strong seismic reflectance within the syn-rift wedge:	
<i>Strong reflectance within and at the base of the Cenral Atlantic syn-rift wedge suggesting a magmatic nature.</i>	<i>Strong reflectance suggests lithology contrast and syn-rift depositis are often associated with volcanisms (Volcano-sedimentary systems)</i>
Geometries:	
<i>Syn-rift wedge shows fan geometries and thickening seaward, suggesting lateral accretion of the wedge.</i>	<i>Lateral accretion is associated with a vertical accretion and folding. Pure lateral accretion is restricted to the distal part of the wedge.</i>
Location of the Equatorial Atlantic rifting:	
<i>The Demerara plateau crust strength was increased by magmatic intrusions thus the following rupture (of EAR) occured further East in a domain without magmatism hence weaker.</i>	<i>The Demerara plateau lithosphere strength has been increased by thermal relaxation of the lithosphere below the rifted crust (thickening of the lithospheric mantle). Panafrikan and/or Rockelides inheritances could explain the location of the Equatorial Atlantic rifts as well.</i>
Location of the early-post-rift depositions (Late Jurassique - Late Hauterivien / 165 - 130 Ma):	
<i>The early post-rift carbonates developped in the western part of the Demerara part, where the newly formed continental crust (by SDR's) is thinner.</i>	<i>The seaward migration of early post-rift depocenter is expected during the thermal evolution of a passive margin. Post-rift thermal subsidence is the stronger where the continental crust is the thinner.</i>
Other: <i>No magnetic anomalies to support SDR occurence below the Demerara plateau.</i>	

Conclusion: *current informations can neither confirm of infirm the magmatic nature of the Central Atlantic syn-rift wedge. It is presumably composed of a volcano-sedimentary mix. The distal geometries compatible with SDR (fan geometries with pure lateral accretion) would in that case suggest a seaward increase of the volcanic component in the wedge.*

TABLE 3.2 – Tableau résumant les informations en faveur/contre de la nature volcanique des dépôts syn-rift.

L'amincissement lithosphérique sur l'ensemble de la marge s'exprime de façon différente selon la nature du segment (transformant, oblique ou divergent) et son mode d'amincissement. Nous avons cartographié les domaines de rifts (ou domaines génétiques) traduisant l'amincissement lithosphérique à partir de l'analyse des profils sismiques (réflexion 2D) et en utilisant le modèle d'amincissement de Peron-Pinvidic et al. (2013) (Figs. 1.9 ; 3.11 et 3.12). Nous observons que les domaines de rifts sont systématiquement plus larges dans le bassin de GS (Atlantique Central). De plus, la présence des domaines distaux ou hyper-étendus n'est pas observable sur les segments transformants. Le plateau de Demerara était affecté par deux *necking* successifs centre atlantique et équatorial ensuite.

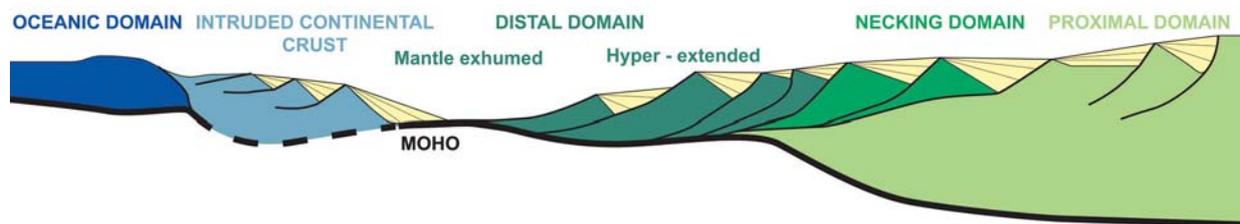


FIGURE 3.11 – Coupe schématique illustrant la distribution des domaines de rift sur une marge passive non - volcanique ; modifiée d'après Peron-Pinvidic et al. (2013).

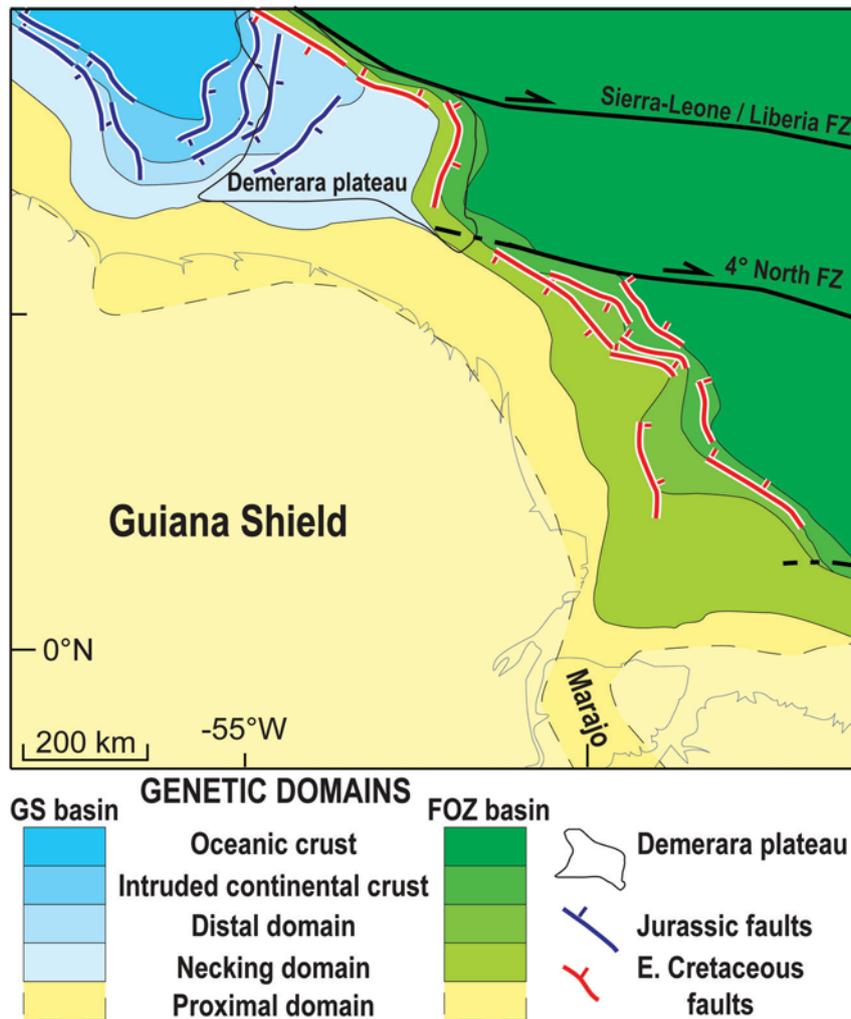


FIGURE 3.12 – Schématique représentation de la distribution des domaines génétiques de rift dans les bassins de Guinan/Suriname (GS) et de Foz d'Amazonas (FOZ).

Acknowledgements

We thank the BRGM and Total for funding this work within the framework of the S2S project and the R&D Total group for providing subsurface data. We thank Paul Angrand and Yoann Denèle for discussions.

References

Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., & Dal Ré Carneiro, C. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1–2), 77–111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)

Antobreh, A. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., & Planke, S. (2009). Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(3), 345–368. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.04.005>

Basile, C. (2015). Transform continental margins — part 1 : Concepts and models. *Tectonophysics*, 661, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.034>

Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., & Bouillin, J.P. (1998). Geodynamic evolution of the Ivory Coast-Ghana transform margin : An overview from Leg 159 results, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 15, 101–110.

Basile, C., Mascle, J., & Guiraud, R. (2005). Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 275–282. <https://doi.org/10.1016/j.jaes.2004.12.001>

Benkhelil, J., Mascle, J., & Tricart, P. (1995). The Guinea continental margin : an example of a structurally complex transform margin. *Tectonophysics*, 248(1–2), 117–137. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00246-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00246-6)

Blarez, E., & Mascle, J. (1988). Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Marine and Petroleum Geology*, 5(1), 54–64. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90039-6)

Brandão, J., & Feijó, F. (1994). Bacia da foz do Amazonas. *Boletim de Geociências Da PETROBRAS*, 8(1), 91–99.

Brune, S., Popov, A. A., & Sobolev, S. V. (2012). Modeling suggests that oblique

extension facilitates rifting and continental break-up. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008860>

Brune, S., Williams, S. E., Butterworth, N. P., & Müller, R. D. (2016). Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins. *Nature*, 536(7615), 201–204.

<https://doi.org/10.1038/nature18319>

Brune, S., Williams, S. E., & Müller, R. D. (2018). Oblique rifting : the rule, not the exception. *Solid Earth*, 9(5), 1187–1206. <https://doi.org/10.5194/se-9-1187-2018>

Campbell, A. E. (2005). Shelf-geometry response to changes in relative sea level on a mixed carbonate–siliciclastic shelf in the Guyana Basin. *Sedimentary Geology*, 175(1–4), 259–275. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.09.003>

Caputo, M. V. (2014). Juruá Orogeny : Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 181–190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>

Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L., & Ballard, J.-F. (2018). Rifted margins : Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. *Gondwana Research*, 53, 20–40. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.030>

Clifton, A. E., Schlische, R. W., Withjack, M. O., & Ackermann, R. V. (2000). Influence of rift obliquity on fault-population systematics : results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, 22(10), 1491–1509.

Cloetingh, S., & Burov, E. (2011). Lithospheric folding and sedimentary basin evolution : a review and analysis of formation mechanisms : Lithospheric folding and sedimentary basin evolution. *Basin Research*, 23(3), 257–290. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x>

Cobbold, P. R., Mourgues, R., & Boyd, K. (2004). Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan : assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology*, 21(8), 1013–1025.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.05.003>

Cordani, U.G., Ramos, V. A., Fraga, L. M., Cegarra, M., Delgado, I., de Souza, K.G., et al. (2016). Tectonic Map of South America (scale 1 :5,000,000). Chambray-les-Tours :Gibert Clarey Imprimeurs.Crawford, F. D., Szelewski, C. E., & Alvey, G. D. (1985). Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana and Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1), 5–36. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1985.tb00189.x>

Davison, I. (2005). Central Atlantic margin basins of North West Africa : Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 254–274. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.018>

De Min, A., Piccirillo, E. M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P. R., Ernesto, M., & Marques, L. S. (2003). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil : petrology, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 136, 91–128.

Delor, C., de Roever, E.W.F., Lafon, J-M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., & Potrel, A., (2003). The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) : II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2, 207-230.

Dumestre, M. (1985). Northern Gulf of Guinea shows promise. *Oil & Gas Journal*, 83(18), 154. Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism : Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 63–87. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>

Gillard, M., Sauter, D., Tugend, J., Tomasi, S., Epin, M.-E., & Manatschal, G. (2017). Birth of an oceanic spreading center at a magma-poor rift system. *Scientific Reports*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15522-2>

Gouyet, S., Unternehr, P., & Mascle, A. (1994). The French Guyana Margin and the Demerara Plateau : Geological History and Petroleum Plays. In A. Mascle (Ed.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (pp. 411–422). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9-29>

Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2007). Crustal structure of the French Guiana margin, West Equatorial Atlantic. *Geophysical Journal International*, 169(3), 964–987. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03372.x>

Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2008a). Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, 172(2), 549–564. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x>

Guiraud, M. (1993). Late Jurassic Rifting - Early Cretaceous Rifting and Late Cretaceous Transpressional Inversion in the Upper Benue Basin (ne Nigeria). *Bulletin Des Centres De Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 17(2), 371–383.

Heine, C., & Brune, S. (2014). Oblique rifting of the Equatorial Atlantic : Why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, 42(3), 211–214. <https://doi.org/10.1130/G35082.1>

Heine, C., Zoethout, J., & Müller, R. D. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2), 215–253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>

Hoorn, C., Wesselingh, F. P., ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., et al. (2010). Amazonia Through Time : Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science*, 330(6006), 927–931. <https://doi.org/10.1126/science.1194585>

Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G. A., & Lorente, M. A. (1995). Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23(3), 237. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0237:ATAACF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0237:ATAACF>2.3.CO;2)

Huisman, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74–78.
<https://doi.org/10.1038/nature09988>

Jacques, J.M., (2003). A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins : implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society*, 160(5), 687–701. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-088>

Janssen, M. E., Stephenson, R. A., & Cloetingh, S. (1995). Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1317–1332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1317:TASCBC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1317:TASCBC>2.3.CO;2)

Jeannot, L., & Buitter, S. J. H. (2018). A quantitative analysis of transtensional margin width. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 95–108.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.003>

Keen, C. E., Dickie, K., & Dehler, S. A. (2012). The volcanic margins of the northern Labrador Sea : Insights to the rifting process : VOLCANIC MARGINS, NORTHERN LABRADOR SEA. *Tectonics*, 31(1). <https://doi.org/10.1029/2011TC002985>

Klitgord, K. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region, edited by P. R. Vogt and B. E. Tucholke : Geological Society of America. Boulder, Co, 351-378.

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., & Roest, W. R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*,

297(3–4), 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W. R., Bayon, G., Gaullier, V., et al. (2016). Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications, 431(1), 179–197. <https://doi.org/10.1144/SP431.7>

Loncke, L., Roest, W. R., Klingelhoefer, F., Basile, C., Graindorge, D., Heuret, A., et al. (2019). Transform marginal plateaus. *Earth-Science Reviews*, 102940.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102940>

Lujan, N. K. (2008). Description of a new *Lithoxus* (Siluriformes : Loricariidae) from the Guayana Highlands with a discussion of Guiana Shield biogeography. *Neotropical Ichthyology*, 6(3), 413–418. <https://doi.org/10.1590/S1679-62252008000300014>

Lujan, N. K., & Armbruster, J. W. (2011). The Guiana Shield. In University of California Press, *Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes* (pp. 211-224).

Lundin, E. R., & Doré, A. G. (2011). Hyperextension, serpentinization, and weakening : A new paradigm for rifted margin compressional deformation. *Geology*, 39(4), 347–350. <https://doi.org/10.1130/G31499.1>

Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., & Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin : Drivers and the geological record. *Tectonics*, 32(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.1002/tect.20067>

Marinho, M., Mascle, J., & Wannesson, J. (1988). Structural framework of the southern Guinean margin (central Atlantic). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 7(2), 401–408.

Marzoli, A. (1999). Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616–618.

<https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>

Mascle, J., & Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature*, 326(6111), 378-381.

Mascle, J., Blarez, E., & Marinho, M. (1988). The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins : Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, 155(1–4), 193–209. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90266-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90266-1)

McConnell, R. (1968). Planation surfaces in Guyana. *The Geographical Journal*, 134(4), 506–520.

McConnell, R. (1969). Notes and Discussions, Fundamental Fault Zones in the Guiana and West African Shields in Relation to Presumed Axes of Atlantic Spreading. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1775–1782.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W. R., Patriat, M., Maillard, A., & De Clarens, P. (2016). Transform continental margins – Part 2 : A worldwide review. *Tectonophysics*, 693, 96–115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.038>

Milani, E. J., & Zalan, P. V. (1999). An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 199–205.

Mosmann, R., Falkenhein, F. U., Goncalves, A., & Nepomuceno Filho, F. (1986). Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic basins. In : Halbouty, M.T. (Eds.), *Future Petroleum Provinces of the World*. (pp. 207-241).

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1–2), 1–37.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>

Mourlot, Y. (2018). Contrôles sur la répartition des argiles organiques dans les bassins profonds : cas de l'Atlantique Central au Crétacé (Doctoral dissertation). Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Nemčok, M., Rybár, S., Odegard, M., Dickson, W., Pelech, O., Ledvényiová, L., et al. (2016). Development history of the southern terminus of the Central Atlantic ; Guyana–Suriname case study. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1), 145–178. <https://doi.org/10.1144/S>

Nomade, S., Knight, K. B., Beutel, E., Renne, P. R., Verati, C., Féraud, G., et al. (2007). Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province : Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1–4), 326–344.

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>

Nunn, J. A., & Aires, J. R. (1988). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B1), 415–428. <https://doi.org/10.1029/JB093iB01p00415>

Olyphant, J. R., Johnson, R. A., & Hughes, A. N. (2017). Evolution of the Southern Guinea Plateau : Implications on Guinea-Demerara Plateau formation using insights from seismic, subsidence, and gravity data. *Tectonophysics*, 717, 358–371.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.036>

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Osmundsen, P. T. (2013). Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins : A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21–47. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>

Pindell, J., & Dewey, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pan-gaea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1(2), 179–211. <https://doi.org/10.1029/TC001i002p00179>

Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1–39.

<https://doi.org/10.1029/TC004i001p00001>

Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame : an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1-55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>

Potter, P. E. (1997). The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America : a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5–6), 331–344.

[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00031-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00031-X)

Reuber, K. R., Pindell, J., & Horn, B. W. (2016). Demerara Rise, offshore Suriname : Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. *Interpretation*, 4(2), T141–T155. <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0246.1>

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., & Hérail, G. (2005). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1–2), 57–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007>

Roddaz, M., Viers, J., Moreira-Turcq, P., Blondel, C., Sondag, F., Guyot, J.-L., & Moreira, L. (2014). Evidence for the control of the geochemistry of Amazonian floodplain sediments by stratification of suspended sediments in the Amazon. *Chemical Geology*, 387, 101–110. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.07.022>

Rüpke, L. H., Schmid, D. W., Hartz, E. H., & Martinsen, B. (2010). Basin modeling of a transform margin setting : structural, thermal and hydrocarbon evolution of the

Tano Basin, Ghana. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 283–298. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-905>

Sahabi, M., Aslanian, D., & Olivet, J.-L. (2004). Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1041–1052.

<https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.017>

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)

Sapin, F., Davaux, M., Dall'asta, M., Lahmi, M., Baudot, G., & Ringenbach, J.-C. (2016). Post-rift subsidence of the French Guiana hyper-oblique margin : from rift-inherited subsidence to Amazon deposition effect. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1), 125–144. <https://doi.org/10.1144/SP431.11>

Scarselli, N., Duval, G., Martin, J., McClay, K., & Toothill, S. (2018). Insights into the Early Evolution of the Côte d'Ivoire Margin (West Africa). *Geological Society, London, Special Publications*, SP476.8. <https://doi.org/10.1144/SP476.8>

Schettino, A., & Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1078–1097. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x>

Shephard, G. E., Müller, R. D., Liu, L., & Gurnis, M. (2010). Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience*, 3(12), 870–875. <https://doi.org/10.1038/ngeo1017>

Svartman Dias, A. E., Lavier, L. L., & Hayman, N. W. (2015). Conjugate rifted margins width and asymmetry : The interplay between lithospheric strength and thermomechanical processes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(12), 8672–8700. <https://doi.org/10.1002/2015JB012074>

Szatmari, P. (1983). Amazon rift and Pisco-Juruá fault : Their relation to the separation of North America from Gondwana. *Geology*, 11(5), 300. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<300 :ARAPFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<300 :ARAPFT>2.0.CO;2)

Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174–182.

Tron, V., & Brun, J.-P. (1991). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188, 71–84.

van Soelen, E. E., Kim, J.-H., Santos, R. V., Dantas, E. L., Vasconcelos de Almeida, F., Pires, J. P., et al. (2017). A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.025>

Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1–4), 239–275.

[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00075-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00075-9)

Wanderley-Filho, J. R., Eiras, J. F., da Cruz Cunha, P. R., & van der Ven, P. H. (2011). The Paleozoic Solimões and Amazonas Basins and the Acre Foreland Basin of Brazil. In C. Hoorn & F. P. Wesselingh (Eds.), *Amazonia : Landscape and Species Evolution* (pp. 29–37). Oxford, UK : Wiley-Blackwell Publishing Ltd.

<https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch3>

Watts, A. B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C. J., & Hobbs, R. W. (2009). Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 114(B7). <https://doi.org/10.1029/2008JB006259>

Yang, W., & Escalona, A. (2011). Tectonostratigraphic evolution of the Guyana Basin. *AAPG Bulletin*, 95(8), 1339–1368. <https://doi.org/10.1306/01031110106>

Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall’asta, M., Ferry, J.-N., & Broucke, O. (2017). Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(3). <https://doi.org/10.1130/GES01426.1>

Ye, J., Rouby, D., Chardon, D., Dall’asta, M., Guillocheau, F., Robin, C., & Ferry, J. N. (2019). Post-rift stratigraphic architectures along the African margin of the Equatorial Atlantic : Part I the influence of extension obliquity. *Tectonophysics*, 753, 49–62.

Ziegler, P. A., & Cloetingh, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1–2), 1–50. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2)

CHAPITRE 4

ÉVOLUTION PALÉO-GÉOGRAPHIQUE DES BASSINS DE LA MARGE PASSIVE DU CRATON GUYANAIS

Contents

4.1	Introduction	100
4.2	Matériel et Méthode	101
4.2.1	Données utilisées	101
4.2.2	Paléo-cartes géologiques (Ye et al., 2017; Bajolet, 2018)	101
4.2.3	Cartes isopaques	102
4.2.4	Cartes d’environnements de dépôts	104
4.2.5	Cartes lithologiques	105
4.3	Évolution sédimentaire du domaine offshore au cours du temps	107
4.4	Discussion	129
4.4.1	Paléo - drainages alimentant les bassins de la marge du Craton Guyanais	129
4.4.2	Périodes à faibles apports terrigènes, liens avec la latérisation	138
4.4.3	Augmentation de l’apport terrigène depuis le Miocène. Réorga- nisation des drainages de l’Orénoque et l’Amazone	140
4.4.4	Instabilité des pentes de la marge	141
4.5	Conclusion	146

4.1 Introduction

La marge passive du Craton Guyanais a connu une ouverture diachrone, par deux rifts successifs, entre 200 et 165 Ma et entre 130 et 103 Ma (Fig. 4.1). Ce "double" *rifting* rend cette marge particulièrement complexe, où des structures ont été créées lors du rifting de l'Atlantique Central (200 - 165 Ma), réactivées et des nouvelles formées lors de celui de l'Atlantique Équatorial (130 - 103 Ma). Cette cinématique impacte, par conséquent, l'organisation de la dynamique continentale, ainsi que l'architecture stratigraphique des deux bassins (GS et FOZ). L'objectif global de cette étude est donc de proposer une évolution paléo-géographique détaillée de la marge passive du Craton Guyanais, ainsi que de la poser dans son cadre géodynamique. Nous souhaitons entre autre, étudier les formations, positions ainsi que migrations des dépo-centres dans les bassins au cours de l'évolution de la marge, depuis le rifting de l'Atlantique Central jusqu'à l'actuel (200 - 0 Ma). Les variations des taux de subsidence de la marge impacteront forcément la répartition lithologique des sédiments. Connaitre cette répartition des faciès sédimentaires au cours du temps, permettrais de tracer les réservoirs et les couvertures, ce qui est également un intérêt économique. Il y a eu plusieurs études traitant de l'évolution de l'architecture stratigraphique de la marge (Campbell, 2005; Yang and Escalona, 2011; Griffith, 2017; Nemčok et al., 2016a,b; Sapin et al., 2016; Reuber et al., 2016) ou concentrées sur des objets particuliers, des contourites, des instabilités des pentes et glissements gravitaires (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013; Loncke et al., 2016; Tallobre et al., 2016), ainsi que sur le delta de l'amazone (Hiscott et al., 1997; Jegou et al., 2008; Pirmez and Imran, 2003; Cobbold et al., 2004; Watts et al., 2009). Dans cette étude nous essayerons de relier l'évolution de la marge à la géodynamique continentale et d'évoquer des grands systèmes fluviatiles, qui l'alimentaient au cour du temps et comment le remplissage des bassins variait en fonction de l'évolution de ces derniers.

Afin d'atteindre nos objectifs, l'approche utilisée se base sur la construction et l'analyse des cartes isopaques *offshore* (épaisseurs sédimentaires préservés), des cartes d'environnement de dépôts et lithologiques pour chaque intervalle de temps, à l'échelle de la zone d'étude. Ces cartes intègrent des cartes paléo-géologiques, avec des informations structurales et magmatiques, réalisées par Ye (2016) et Bajolet (2018), à l'échelle continentale.

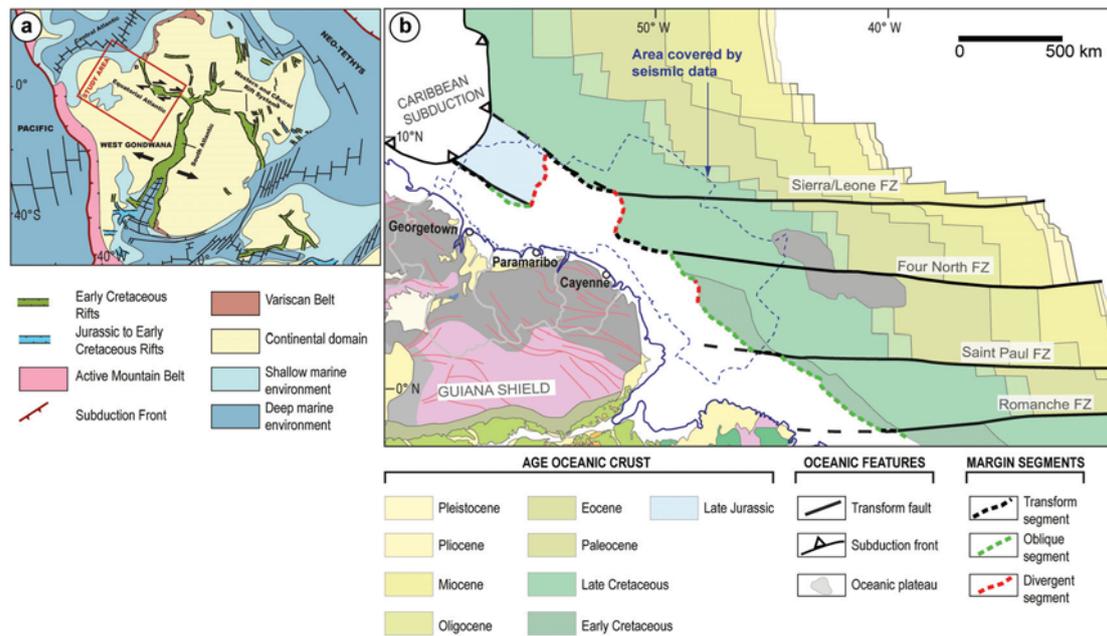


FIGURE 4.1 – a. Carte représentant la dislocation de la Pangée avec le système de rift à 120 Ma (Frizon de Lamotte et al., 2015; Ye et al., 2017). b. Carte géologique simplifiée du Craton Guyanais et sa marge passive.

4.2 Matériel et Méthode

4.2.1 Données utilisées

Nous avons interprété $\sim 130\,000$ km de lignes sismiques réflexion 2D. Leur couverture s'étend de la subduction des Caraïbes jusqu'à l'embouchure de l'Amazone. Nous avons eu l'accès à 38 forages situés sur le plateau continentale et dans le domaine bathyal.

Les paléocartes géologiques de Ye et al. (2017); Bajolet (2018) servent de base à la construction des cartes paléogéographiques du domaine marin de ce chapitre.

4.2.2 Paléo-cartes géologiques (Ye et al., 2017; Bajolet, 2018)

Les paléo-cartes-géologiques montrent la position des masses continentales, les paléo-environnements sédimentaires, la tectonique, le magmatisme et la thermochronologie. Le but est de cartier les domaines en érosion ("Sources") et en sédimentation ("Sink") au cours du Meso - Cénozoïque à l'échelle continentale. Pour chaque intervalle de temps considéré, les événements ayant eu lieu durant cet intervalle sont représentés (activité des failles, magmatisme, enfouissement ou dénudation déduites des données thermochronologiques). Cependant, la position des continents est celle à la fin de chaque intervalle.

Pour chaque intervalle de temps, les limites des bassins sédimentaires sont tracées à partir des informations bibliographiques, des forages disponibles et des chartes stratigraphiques. Les environnements des dépôts sédimentaires sont regroupés en quatre domaines : (1) continental, (2) transitionnel (côtier, lagunaire, deltaïque), (3) marin peu profond (plateforme continentale c.a.d une bathymétrie < 200 m) et (4) marin profond. Les limites des bassins sont généralement érosives. Une extension minimale des bassins a été calculée par Bajolet (2018) et Ye et al. (2017). L'extension minimale des bassins varie en fonction des pentes régionales des limites des bassins (0,3% pour les bassins intracratoniques, 2% pour les bassins côtiers) et de l'épaisseur sédimentaire érodée, estimée. Les taux de dénudation sur le Craton Guyanais varient entre ~ 2 m/Ma et ~ 24 m/Ma, avec une moyenne de ~ 10 m/Ma (Edmond et al., 1995; Bajolet, 2018). Ainsi, le retrait minimal de la bordure du bassin est estimé en fonction des pentes des bassins sédimentaires et le taux de dénudation. Bajolet (2018) a également compilé des directions des paléocourants à partir de la bibliographie, ce qui a permis d'estimer les positions approximatives de la ligne de partage des eaux.

4.2.3 Cartes isopaques

Nous avons construit des cartes isopaques (épaisseur sédimentaire préservée) pour chaque intervalle de temps considéré (Chapitre 3). Elles permettent de suivre la migration des dépocentres le long de la marge au cours du temps.

A partir des données de sub-surface, nous avons interprété 8 horizons stratigraphiques (Fig. 4.2) :

Ces horizons correspondent à des surfaces d'érosion datées aux puits par biochronologie. Nous les avons interpolé sur l'ensemble de la zone d'étude, afin de générer des cartes isochores de chaque intervalle (8 cartes isochores), que nous avons converti en profondeur, pour obtenir les cartes isopaques.

Afin de réaliser la conversion en profondeur, nous avons construit un modèle de vitesse régional, couvrant toute la surface de la zone d'étude (Fig. 4.1b), avec de l'aide de Yann MONTICO (ingénieur Total), à partir des vitesses sismiques disponibles aux puits (*check shot*), ainsi que des champs de vitesses existants des acquisitions sismiques (PSDM et

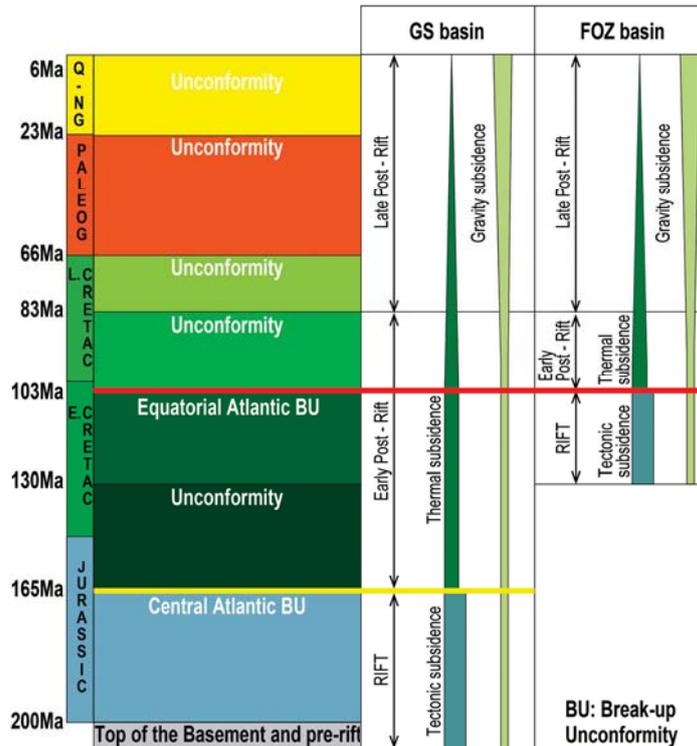


FIGURE 4.2 – Tableau des horizons stratigraphiques interprétés, montrant le mécanisme qui contrôle la subsidence des bassins de Guiana/Suriname (GS) et de Foz d’Amazonas (FOZ) au cours du temps.

PSTM). Nous avons généré des cartes de vitesses pour chaque intervalle avec le logiciel "SISMAGE" (Total). Les données de vitesses disponibles ne couvrent pas les parties distales de notre zone d’étude. Nous avons donc extrapolé les courbes d’iso - vitesses manuellement.

A partir du modèle de vitesses, nous avons converti des horizons en profondeur, en utilisant une loi avec sept couches (*Layer cake*) :

- la couche d’eau,
- du fond marin au toit de Miocène,
- du toit du Miocène au toit du Crétacé,
- du toit du Crétacé à la break up unconformity albienne,
- de la break up unconformity albienne au toit de l’Hautérivien,
- du toit de l’Hautérivien à la break up unconformity jurassique,
- de la break up unconformity jurassique au toit du socle.

La loi de conversion en profondeur utilisée est : $(V_2 = V_1 + k(z - T_1))$, où V_1 est la vitesse de l’intervalle supérieur ; V_2 est la vitesse de l’intervalle traité ; z est la profondeur de l’intervalle ; T_1 est la profondeur en temps de l’horizon stratigraphique supérieur de la couche et k est un gradient de vitesses ($k = (V_2 - V_1)/(T_2 - T_1)$). Pour la couche de l’eau

nous avons appliqué une vitesse homogène de 1500 m/s. Pour la couche entre la *break up unconformity* jurassique et le toit du socle" (165 - 200 Ma), nous avons utilisé la formule : $V_2 = \min(7500, 5500 \cdot \exp(k \frac{z-T_1}{2000}))$, car la vitesse augmente graduellement de 5500 m/s à 7500 m/s entre le toit et la base de cette couche (gradient $k = 0.0501$).

Nous avons vérifié les profondeurs converties aux puits. Les écarts sont inférieures à 8 %. Les cartes isopaques ont ensuite été calculées à l'aide du logiciel "SISMAGE".

Nous avons interprété les réseaux de failles à partir des profils sismique, appuyés par les cartes isopaques, où les courbes d'épaisseur très resserrées indiquent potentiellement une faille. Nous avons donc repéré les failles normales actives syn-rift et post-rift, ainsi que les structures d'inversions.

4.2.4 Cartes d'environnements de dépôts

Nous avons réalisé les cartes des environnements de dépôt à partir des données sismiques, forages, rapports de fin de sondage, logs et chartes stratigraphiques.

Nous avons défini quatre environnements de dépôt :

- (1) fluvio - deltaïque et continental,
- (2) transitionnel (plateforme continentale),
- (3) bathyal (talus),
- (4) abyssal (marin profond).

Ces informations complètent les paléocartes géologiques de Ye et al. (2017) et de Bajolet (2018) en cartant les paléo-environnements du domaine *offshore* de la zone d'étude.

A partir de la sismique, nous avons tracé la position la plus distale de la rupture du plateau continental (*shelf break*) pour chaque intervalle de temps, c'est à dire, la limite distale de la plateforme continentale. Ensuite, nous avons repéré les limites distales des talus, obtenus à partir de la morphologie des bassins et de la position du *shelf break* (maximum une bathymétrie de 200 m), se trouvant à une profondeur de ~ 2000 m. Les plaines abyssales ont été tracées par la suite (au delà de 2000 m de bathymétrie).

Les environnements deltaïques ont été identifiés par des cliniformes avec des réflecteurs progradants sur la sismique. Le toit de l'unité est dans ce cas souvent érosif avec un changement de faciès sismique, allant du sableux (faciès plus chaotique) vers plus argileux

(faciès plus stratifié).

Nos interprétations ont été vérifiées et ajustée spatialement avec les environnements définis par les analyses paléontologiques des rapports de fin de sondage. Certains rapports présentaient un descriptif complet des paléo-environnements, d'autres seulement la faune et la flore. Les limites des dépôts vers le continent ont été estimées en extrapolant les horizons vers le continent jusqu'à leur croisement.

Nous avons inclus sur chaque carte les informations géologiques du domaine continental (tectonique, sédimentaire, magmatisme, lignes de partage des eaux), issues de Bajolet (2018).

4.2.5 Cartes lithologiques

La répartition lithologique des sédiments au cours du temps est très importante pour la compréhension du système "*Source to Sink*". Elle est en lien direct avec la dynamique d'érosion continentale. Nous avons établis les cartes lithologiques à partir des rapports de fin de sondages, des logs et des chartes stratigraphiques. Nous avons estimé les composantes lithologiques de chaque intervalle et carté six catégories :

- sable (composante sableuse >90 %; généralement situé dans le domaine proximal, fluvio - deltaïque).
- sable - argile (dépôts terrigènes à composante sableuse dominante >60 %).
- argile - sable (dépôts terrigènes à composante argileuse dominante >60 %).
- argile (composante argileuse >90 %; généralement localisée dans les domaines distaux).
- carbonate (généralement localisés sur la plateforme continentale).
- marne (dépôts au pieds des plateformes carbonatées en environnement bathyal).

Nous avons par la suite interpolé manuellement les lithologies entre les puits sur toute la marge en respectant les environnements de dépôts et s'appuyant sur les cartes isopaques, ainsi que la sismique pour les lithologies avec un faciès sismique typique. Par exemple, le faciès à dominance sableuse, présente un faciès chaotique, non rectiligne (Fig. 4.3). La lithologie à dominance argileuse a un faciès moins chaotique et plus stratifié. Les carbonates possèdent des réflecteurs de forte amplitude, généralement rectilignes et stratifiés

(Fig. 4.3). Nous avons complété les cartes lithologiques avec les complexes turbiditiques, chenaux, canyons, *debris flow* et MTD (*Mass Transport Deposits*). Les appareils turbiditiques sont formés de chenaux et des lobes à l'aval. En sismique, les chenaux ont des formes en "moustaches" asymétriques, avec des forts réflecteurs au centre, des épaules latérales et des bases érosives (Fig. 4.3). Les lobes se trouvent à l'aval des chenaux et montrent de forts réflecteurs au centre et des bases érosives. Les canyons sont similaires aux chenaux, mais de taille généralement plus importante et situés plus à l'amont. Les *debris flow* ont des faciès très chaotiques, parfois transparents, bordés par un toit et une base de forte impédance, érosive et rectiligne. Les MTD sont des objets situés généralement en bas de pentes, avec des stratifications plissées à l'aval et des structures extensives à l'amont, avec des discordances à la base et le toit (Fig. 4.3).

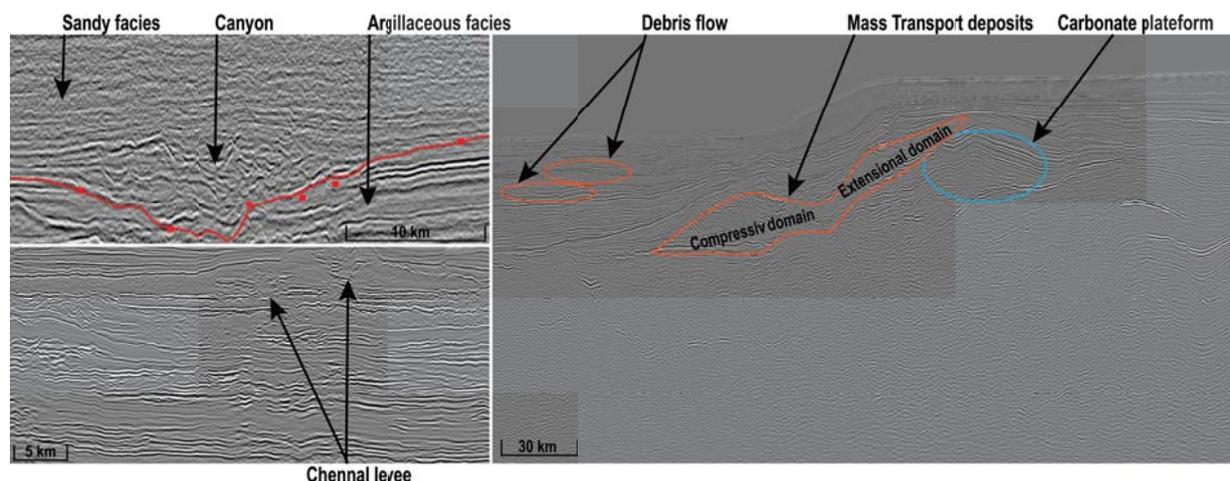


FIGURE 4.3 – Faciès sismiques des ensembles lithologiques (carbonates, dominés en sable, dominés en argiles) et des objets sédimentaires (MTD's, *debris flow*, chenaux, canyons, turbidites).

Les cartes des environnements de dépôt, d'isopaques et de lithologie de chaque intervalle de temps sont présentées ci-dessous avec l'Amérique du Sud fixe. Sur chaque intervalle nous avons représenté au mieux les structures tectoniques et sédimentaires majeurs contemporaines de la période en question. Les cartes des environnements de dépôt sont représentées à leur positions à la fin de l'intervalle. Par exemple, pour l'intervalle 200 - 165 Ma, sont représentés les environnements de dépôt d'âge 165 Ma. Les cartes isopaques représentent les épaisseurs de sédiments déposés pendant l'intervalle et les failles actives de l'époque. Les répartitions lithologiques sur la marge sont complétées par les fleuves susceptibles d'alimenter les bassins durant l'intervalle considéré et le *shelf break*, à l'emplacement le plus

distal de l'intervalle.

La description des cartes commencera par une présentation de la situation géodynamique et cinématique de la région (*rifting* actifs, leur propagation et l'activité des zones de fractures). Les cartes isopaques seront décrites en précisant la localisation des dépocentres et les réseaux des failles qui les contrôlent. Les environnements de dépôt de la marge seront ensuite présentés, ainsi que les événements sur le continent, notamment : la position approximative des paléo - lignes de partage des eaux, les structures tectoniques, les indications thermochronologiques et latérisation du craton.

4.3 Évolution sédimentaire du domaine offshore au cours du temps

200 - 165 Ma : syn-rift et début du post-rift précoce de l'Atlantique Central (Fig. 4.4)

Géodynamique. Entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur, la terminaison Sud du rift de l'Atlantique Central était divisée en deux branches. Une branche a formé la bordure Ouest du plateau de Demerara et le bassin de GS. L'autre a provoqué un premier amincissement dans la région au Sud-Est du plateau de Demerara (Figs. 3.7 et 4.4b). Nous distinguons ainsi deux domaines sédimentaire localisés au niveau de ces deux branches. La période considérée inclue la mise en place d'une large province volcanique, Central Atlantic Magmatic Province (CAMP, ~ 200 Ma; Marzoli 1999; Milani and Zalan 1999). A la fin de l'intervalle (~ 165 Ma), les deux Amériques sont séparées, mais le Gondwana Occidental est encore assemblé.

Épaisseurs des dépôts *offshore* (Fig. 4.4b). La nature exacte de l'unité syn-rift n'est pas connue, mais nous proposons qu'elle soit volcano - sédimentaire (voir annexe du Chapitre 3 et tab. 3.1). Le dépocentre, allongé le long d'un axe NE-SO, est en contact avec l'embouchure de l'actuel fleuve de Berbice au Sud-Ouest et s'élargit vers le Nord-Est (Fig. 4.4b). Le dépocentre est limité par des failles syn-rift. L'épaisseur maximale (~ 21 km, si les dépôts sont volcano - sédimentaires) est atteinte au centre du rift, au niveau de l'actuel plateau de Demerara, où les failles normales antithétiques ont généré de l'espace

disponible par subsidence tectonique (Figs. 3.4a et 4.4b). Au Sud-Ouest et Nord-Ouest de l'actuel plateau de Demerara, des petits dépocentres suivent les failles transformantes sénestres.

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.4c). Malgré l'importante accommodation, la terminaison Sud de l'Atlantique Centrale présente des bathymétries faibles. Les dépôts sont, en effet, fluvio - deltaïques sur la plateforme continentale, argilo - sableux et possiblement volcaniques liés à la CAMP. La lithologie est plus carbonatée au Nord, le long du segment de Guinée (Davison, 2005; Olyphant et al., 2017). Dans le domaine distal, au Nord - Ouest, à l'environnement abyssal est argileux. Le long de la branche Sud - Est du rift, les dépôts sont fluvio - deltaïques et argilo - sableux.

Domaine Continental. Les données thermochronologiques suggèrent un refroidissement (dénudation) lent du craton (Fig. 4.4b; Barbarand 2018).

Bilan. Entre 200 et 165 Ma, la terminaison Sud du rift de l'Atlantique Central se séparait en deux branches, de part et d'autre de l'actuel plateau de Demerara, sous lequel était situé le depocentre syn-rift. Le dépocentre majeur, (plus de 21 km d'épaisseur), semble être connecté au continent au niveau de l'actuel exutoire du fleuve de Berbice. Si les dépôts syn-rift sont terrigènes, ceci peut être interprété comme un apport par un drainage NE - SO.

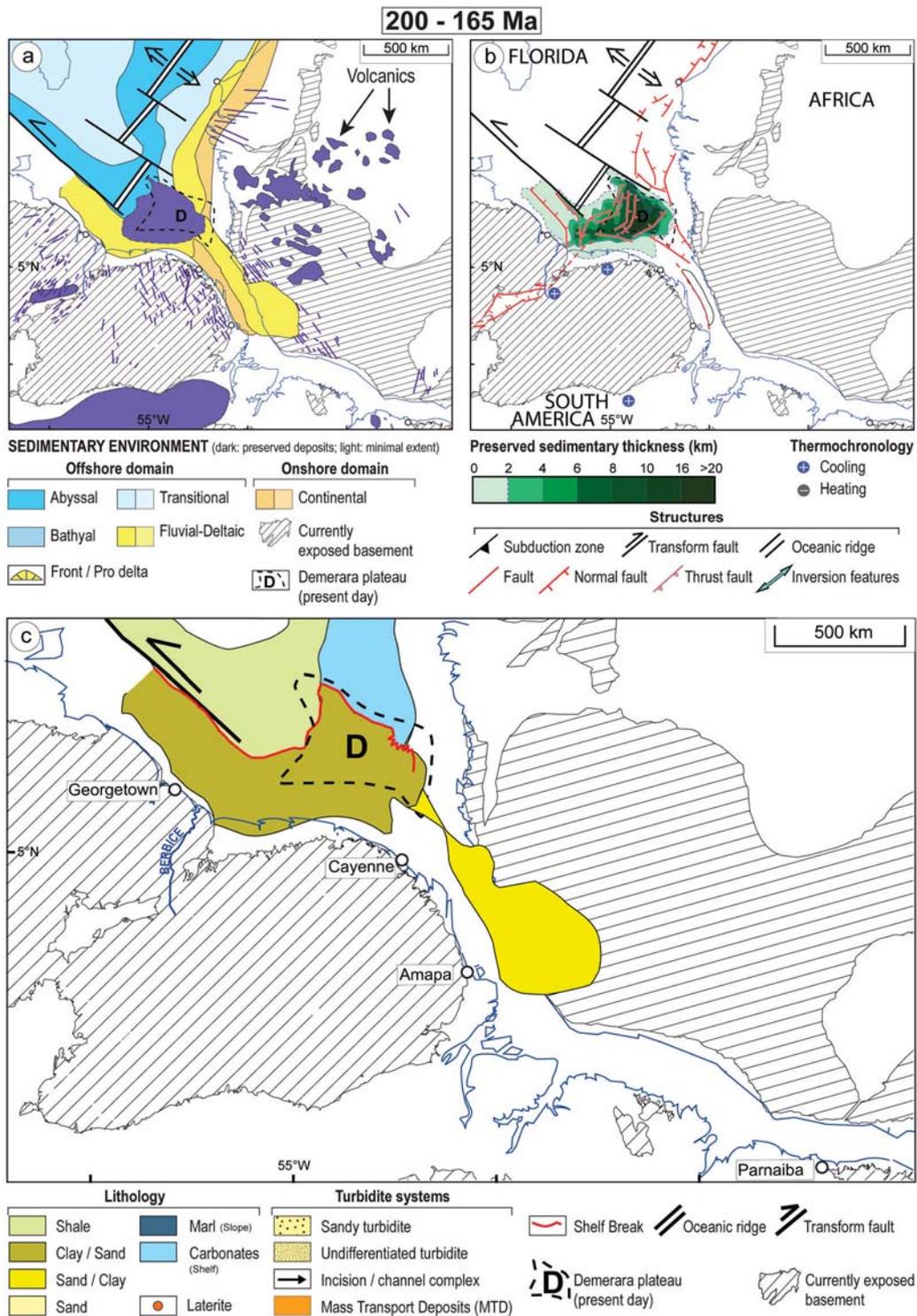


FIGURE 4.4 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 200 - 165 (syn - rift de l'Atlantique Centrale).

165 - 130 Ma : post-rift précoce de l'Atlantique Central (Fig. 4.5)

Géodynamique. Après la rupture lithosphérique à l'Ouest du plateau de Demerara, l'expansion océanique sépare l'Amérique du Nord et du Sud (Fig. 4.5). La branche Sud-Est du rift progresse jusqu'à l'actuelle embouchure de l'Amazone, en réactivant des failles héritées du Précambrien (Costa et al., 2002) et provoque une subsidence au niveau du futur graben de Marajo (Figs. 3.8 et 4.5).

Épaisseurs des dépôts *offshore* (Fig. 4.5b). Le dépo-centre se déplace vers l'Ouest, c.a.d, vers le distal par rapport au dépo-centre syn-rift (Figs. 4.4b et 4.5b). L'épaisseur maximale (~ 7 km) se localise où la croûte continentale a été le plus amincie, c'est à dire dans la zone où la subsidence thermique est à priori maximale (Figs. 3.4c et 4.5b). Les dépo-centres le long des failles transformantes persistent au Sud-Ouest et Nord-Ouest de l'actuel plateau de Demerara. Nous pouvons donc supposer que ces failles transformantes sont encore actives et créent de l'accommodation.

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.5c). La plateforme carbonatée (marin peu profond) se développe autour de la terminaison Sud de l'Atlantique Central. Au-delà du *shelf break*, les dépôts sont marno - calcaires sur la pente et argileux dans la plaine abyssale. La marge enregistre une transgression, attestée par le recul du *shelf break* vers le continent (Figs. 3.4 et 3.5 ; à consulter sur les coupes sismiques, car l'échelle des cartes utilisée ne permet pas pleinement cette observation). Cette tendance est cohérente avec le passage d'une sédimentation terrigène à carbonatée, suggérant la réduction du flux terrigène issus du continent. La présence des dépôts d'estuaire au niveau de l'actuelle embouchure d'Essequibo pourrait, malgré tout, indiquer localement l'existence d'un delta.

Dans la branche Sud-Est du rift, ainsi que le graben de Marajo, les dépôts sont fluvio - deltaïques et sablo - argileux.

Bilan. Après la rupture lithosphérique, le dépo-centre, de l'intervalle 165 - 130 Ma, migre vers le distal par rapport à celui du syn-rift (Figs. 4.4b et 4.5b). L'épaisseur maximale du dépôt est localisée au Nord-Ouest de l'actuel plateau de Demerara, où la subsidence thermique est maximale (Figs. 3.4c et 4.5b). Une plateforme carbonatée envahit le plateau continental. La marge est en transgression avec le flux terrigène réduit.

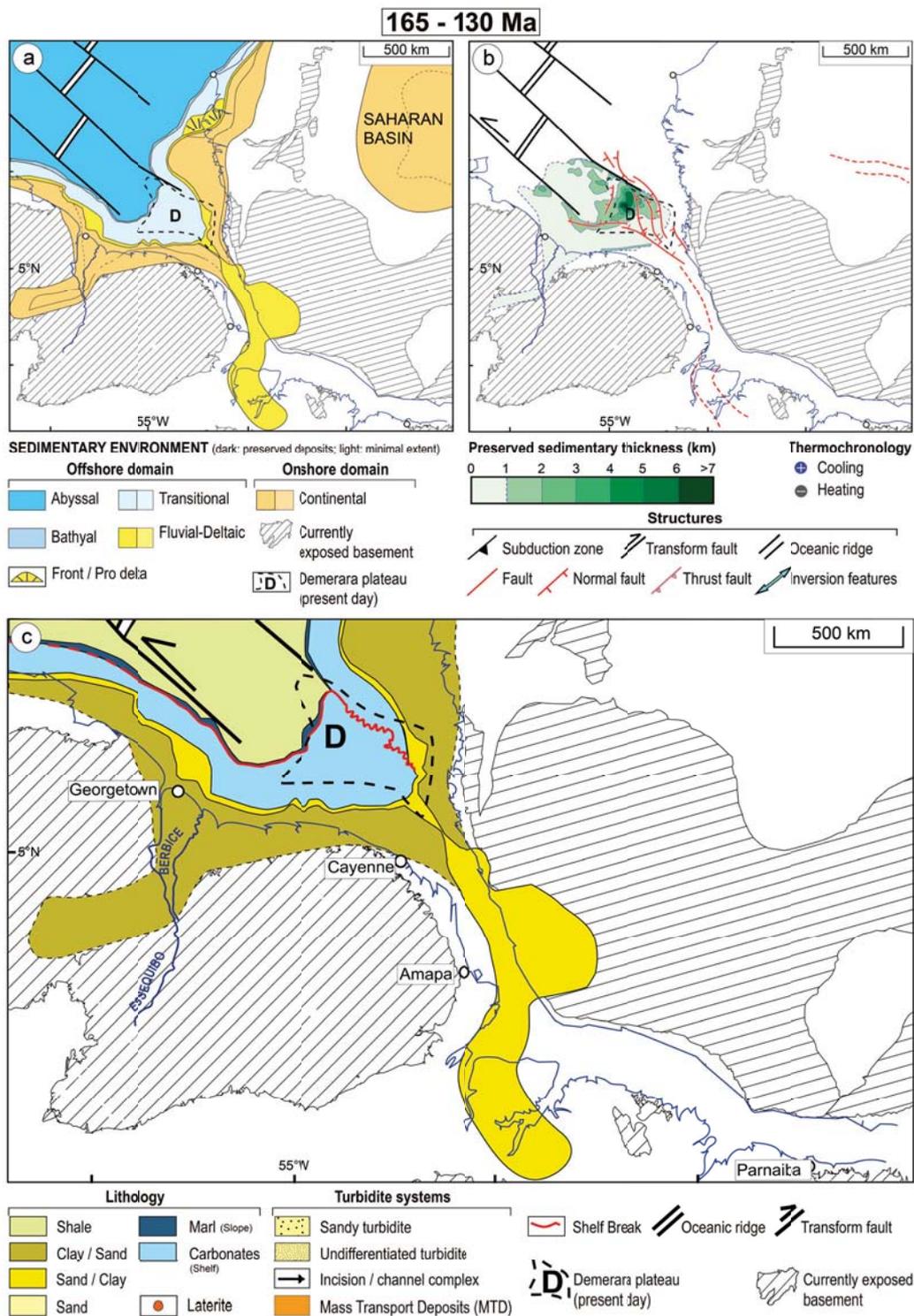


FIGURE 4.5 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 165 - 130 (early post-rift de l'Atlantique Centrale).

130 - 103 Ma : post-rift précoce de l'Atlantique Central ; syn-rift et début du post rift de l'Atlantique Equatorial (Fig. 4.6)

Géodynamique. Pendant que l'Atlantique Central continue son expansion, le *rifting* de l'Atlantique Équatorial s'initie au Barremien (~ 130 Ma), à l'Est et au Nord de l'actuel plateau de Demerara, par un système de rift en échelon et de failles dextres (Basile et al., 2005; Moulin et al., 2010; Ye et al., 2017). La lithosphère du plateau de Demerara est donc soumise à un deuxième amincissement. L'extension est perturbée par un événement transpressif de l'Aptien supérieur (~ 112 Ma; Gouyet et al. 1994; Benkhelil et al. 1995; Basile et al. 2005; Mercier de Lépinay et al. 2016), qui réactive certaines failles syn-rift de l'Atlantique Central (Chapitre 3; Figs. 3.4a, 3.5 et 4.6b). La discordance albienne (*Equatorial Break-Up Unconformity* EBU) tronque ces structures (Figs. 3.4a, 3.5). Cette transpression est possiblement liée au changement de direction d'expansion, passant de SE - NO à plus ESE - ONO, par la rotation de la plaque africaine (Benkhelil et al., 1995).

L'océanisation de l'Atlantique Équatorial débute à l'Albien Supérieur (~ 103 Ma). Elle est cependant diachrone le long du rift, avec une rupture lithosphérique entre les failles transformantes 4°N et Saint Paul en dernier (Ye et al. 2017; Gillard et al. 2017; Figs. 4.1 et 4.6a).

Sur le continent, le *rifting* de l'Atlantique Équatorial réactive des failles normales dans le graben de Takutu et provoque de l'extension dans le graben de Marajo, qui se propage selon l'héritage structural pré-cambrien (Figs. 3.1, 3.8 et 4.6b; Costa et al. 2002).

Épaisseurs des dépôts *offshore* (Fig. 4.6b). A l'Ouest du plateau de Demerara, le dépocentre principal (d'épaisseur maximale ~ 6 km) poursuit sa migration vers la partie distale de la marge de l'Atlantique Central. Les failles normales au Sud-Ouest et Nord-Ouest de l'actuel plateau de Demerara semblent cinématiquement liées aux failles transformantes. Des MTD (*Mass Transport Deposits*), générés suite à l'évènement transpressif de l'Aptien (~ 112 Ma), se propagent vers le Nord-Ouest (Figs. 3.4a, 3.8, 4.6b et 4.6c). La direction du déplacement est possiblement en lien avec la faille transformante sénestre au Nord du plateau de Demerara (Figs. 3.6; 4.4b; 4.5b et 4.6b). L'ensemble est tronqué par la discordance aptienne (~ 112 Ma), indiquant la fin de l'évènement. L'épaisseur maximale des dépôts de l'intervalle 130 - 103 Ma, pourrait être exagérée par ces MTD allochtones.

Les dépôcentres dans le bassin de GS sont légèrement allongés vers l'actuel fleuve de Berbice, suggérant une possible reconnexion avec ce drainage, potentiellement guidée par l'héritage structural syn-rift. La présence d'une microflore semblable à celle du graben de Takutu, observée dans un forage au Sud-Ouest du plateau de Demerara, est compatible avec l'hypothèse d'un drainage englobant ce graben vers le bassin de GS.

La marge de l'Atlantique Équatorial montre deux dépocentres, limités par des failles syn-rift de directions NNO, NO et NE :

- le premier sur la segment divergent Est du plateau de Demerara (~ 1.5 km) et
- le second au Nord-Est d'Amapa (~ 6 km), connecté au graben de Marajo.

Ces dépôts remplissent un espace disponible créé par la subsidence tectonique dans la zone de *necking* et le domaine hyper-étendu (Figs. 3.5 et 3.6).

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.6c). La transgression se poursuit sur l'ensemble de la marge, accompagnée du recul du *shelf break* (Figs. 3.4 et 3.5). A l'amont du *shelf break*, les dépôts carbonatés sont remplacés par des dépôts terrigènes sableux - argileux. La plateforme carbonatée persiste cependant au Nord de Parnaiba et sur la marge africaine.

Sur la marge Atlantique Équatorial, en amont du *shelf break*, les environnements de plateforme continentale remplacent les dépôts fluviaux - deltaïques. Les environnements de dépôts sont bathyaux et abyssaux au-delà du *shelf break*. La mise en place des complexes turbiditiques au Nord de Cayenne et Nord-Est d'Amapa indique que les bassins atteignent des bathymétries importantes pendant le syn-rift de l'Atlantique Équatorial. L'environnement de dépôt bathyal entre les zones de fractures 4°N et St. Paul, alors qu'il est abyssal sur les régions voisines, est cohérent avec le fait que c'est le dernier segment de la marge à atteindre la rupture lithosphérique.

Domaine Continental. La ligne de partage des eaux se situe approximativement au Sud du graben de Takutu et de Maroni et Sud- Ouest du graben de Marajo (Fig. 4.6b; Bajolet 2018). Les données thermochronologique (Barbarand 2018; Fig. 4.6b) indiquent un refroidissement (dénudation) du domaine cratonique au Sud de Cayenne et un réchauffement (enfouissement) dans le bassin Amazonien.

Bilan. Le *rifting* de l'Atlantique Équatorial a lieu durant l'intervalle 130 - 103 Ma et atteint la rupture lithosphérique à la fin de la période. Les bassins de l'Atlantique Équa-

torial atteignent des bathymétries importante dès le syn-rift (mise en place de systèmes turbiditiques ; Fig. 4.6c). La marge connaît un épisode de transpression (~ 112 Ma), réactivant des failles syn-rift de l'Atlantique Central et générant des MTD au Nord-Ouest du plateau de Demerara. La sédimentation carbonatée est remplacée par des dépôts terrigènes à dominante sableuse, indiquant une augmentation d'alimentation terrigène de la marge par le continent. La position des dépo-centres est contrôlée par la subsidence thermique à l'Ouest de l'actuel plateau de Demerara et par la subsidence tectonique à l'Est.

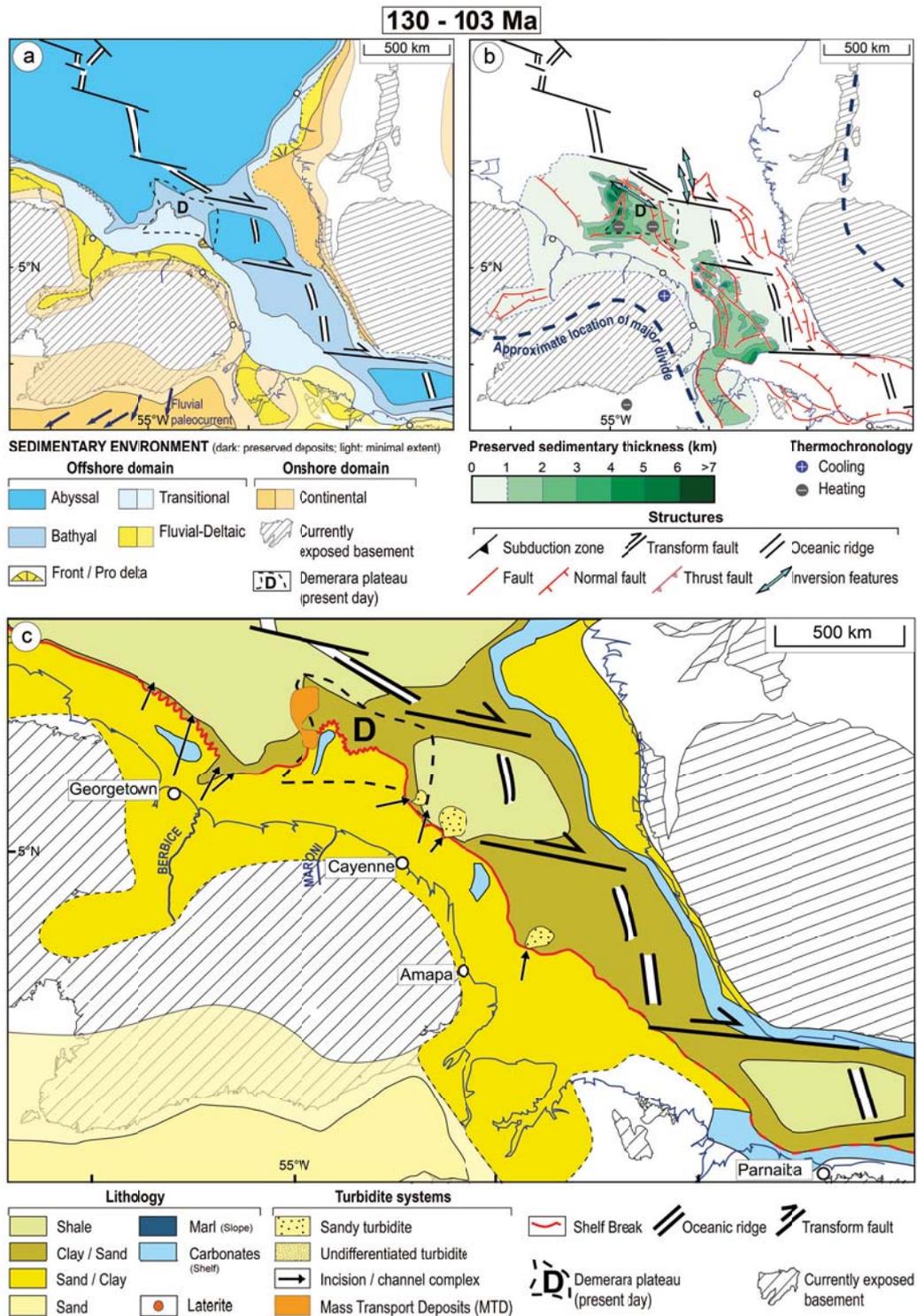


FIGURE 4.6 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 130 - 103 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et syn-rift de l'Atlantique Équatorial).

103 - 83 Ma : post-rift précoce de l'Atlantique Central et Équatorial (Fig. 4.7)

Géodynamique. L'Atlantique Équatorial atteint le stade drift après la rupture lithosphérique à l'Albien Supérieur (~ 103 Ma). Des failles normales sont encore actives localement, ainsi que des structures d'inversion, de part et d'autre, de la faille transformante de 4°N (Figs. 3.8, 4.1 et 4.7b). Une réorganisation des pôles de rotation des plaques réactiverait les failles transformantes 4°N et Saint Paul en inverse. Cet événement est contemporain en Afrique avec l'inversion du Santonien supérieur du rift de Bénoué (Benkhelil, 1989; Guiraud et al., 1992; Guiraud, 1993; Guiraud and Bosworth, 1997; Ye et al., 2017).

Épaisseur des dépôts *offshore* (Fig. 4.7b). A l'Ouest du plateau de Demerara, le dépo-centre de la marge atlantique centrale continue sa migration vers le distal. Le dépo-centre principal (~ 4 km), allongé dans la direction NNO, se situe face à l'actuelle embouchure du fleuve Berbice.

Sur la marge de l'Atlantique Équatorial les deux dépo-centres migrent légèrement vers le distal par rapport à l'intervalle antérieur, au Nord de l'actuelle embouchure d'Oyapock (~ 2 km) et au Nord-Est d'Amapa (~ 7 km; Figs. 4.6b et 4.7b). Ce dernier dépo-centre reste connecté au graben de Marajo.

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.7c). La transgression se poursuit sur l'ensemble de la marge avec le recul du *shelf break* vers le continent (Figs. 3.4, 3.5 et 3.6).

Sur la plateforme continentale de la marge de l'Atlantique Équatorial, la sédimentation reste sablo - argileuse. Un delta s'installe au Nord-Est de l'actuelle embouchure du fleuve Oyapock. Les dépôts sont à dominante argileuse dans le bassin de GS (à l'Ouest de l'actuelle embouchure du fleuve Berbice) et au Nord de Parnaíba (à l'Est du bassin de FOZ).

Plusieurs systèmes turbiditiques se forment durant cet intervalle, entre les grabens syn-rift, à l'intersection des failles normales, c'est à dire à la transition entre les segments divergents et transformants de la marge (Figs. 4.1 et 4.7c). Un important complexe turbiditique, allongé selon une direction Nord-Ouest, se forme face à l'actuelle embouchure du fleuve Berbice. Il est alimenté en sédiments par un canyon, visible sur la sismique 2D, au moins depuis le Santonien (Figs. 4.4, 4.8, 4.12 et 4.17). D'autres systèmes turbiditiques,

moins importants mais composés de plusieurs lobes, se forment dans le bassin de FOZ (au Nord de Cayenne et Amapa). Ils semblent être alimentés par des petits canyons, à l'exutoire des paléo-fleuves Maroni, Oyapock et Tocantins.

Domaine Continental. La ligne de partage des eaux serait repassée au Nord du graben de Takutu (Bajolet, 2018). La taille des bassins versants, alimentant le bassin de GS (entre Cayenne et Georgetown), serait plus réduite que celle de la période précédente (Fig. 4.7b).

Les données thermochronologique (Barbarand 2018) indiquent un refroidissement (dé-nudation) du bassin Amazonien au niveau de cette ligne de partage des eaux (Fig. 4.7b).

Bilan. L'Atlantique Équatorial atteint son tour la phase drift. Les failles normales, proche des transformantes, sont actives. Les extrémités Ouest et Est de la faille transformante 4°N sont inversées. L'inversion (transpression à ~ 112 Ma) s'est produit plus au Nord durant l'intervalle précédent, suggérant une migration vers le Sud de l'inversion (Figs. 3.8 et 4.7b). L'inversions n'impacte cependant pas beaucoup la distribution des dépocentres majeurs. De nombreux complexes turbiditiques s'installent à la transition entre les segments divergents et transformants de la marge. Au Sud-Ouest du plateau de Demerara, le complexe turbiditique est relié à l'actuelle embouchure du Berbice par le canyon observable en sismique (Figs. 4.3 et 4.12). Dans le bassin de FOZ, au Sud-Est du plateau de Demerara, les dépôts sont riches en sable et enrichis en quartz-arénites dans les complexes turbiditiques, alors que le bassin de GS, à l'Ouest du plateau de Demerara, est dominé par les dépôts argileux.

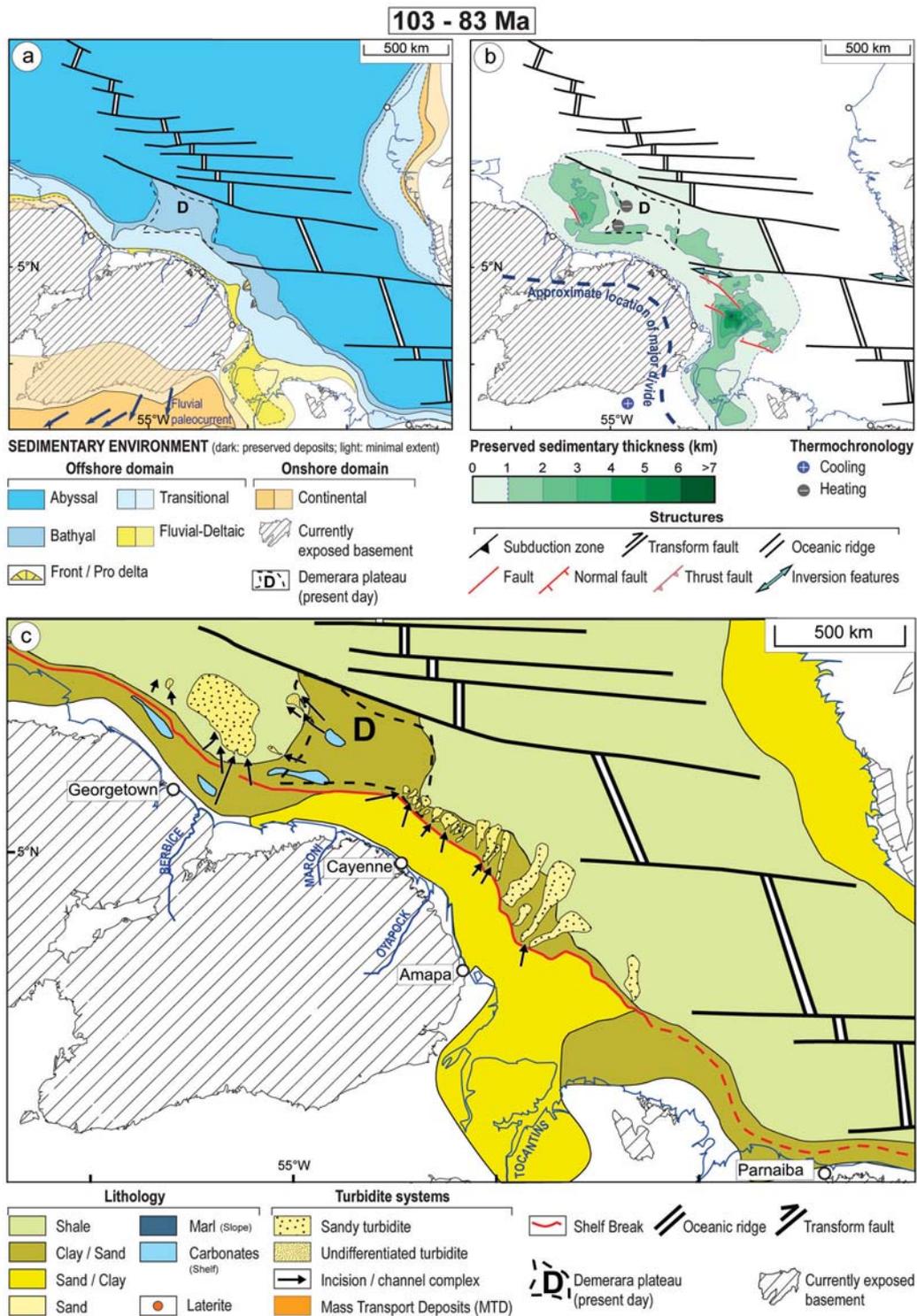


FIGURE 4.7 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 103 - 83 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).

83 - 66 Ma : tardi post-rift de l'Atlantique Central et Équatorial (Fig. 4.8)

Géodynamique. Au cours de l'intervalle Santonien Supérieur - Maastrichtian Supérieur (83 - 66 Ma), nous n'observons plus d'activité des failles majeures.

Épaisseur des dépôts *offshore* (Fig. 4.8b) Les positions des dépo-centres sont globalement similaires aux périodes antérieures, avec quelques différences liées à la dynamique continentale (Figs. 4.7b et 4.8b). Celui du bassin de GS, en face du paléo-Berbice (~ 4 km), est plus proximal et moins étendu, suggérant une possible diminution du flux terrigène. Les deux dépo-centres du bassin de FOZ, à l'Est du plateau de Demerara (~ 3 km et ~ 7 km), sont au contraire plus étendus, suggérant une possible hausse du flux terrigène à cet endroit.

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.8c) La marge enregistre une progradation générale, avec la présence des deltas en aval de dépôts alluviaux (Figs. 3.4, 3.5 et 3.6). Cependant, des régions au SSO et SE du plateau de Demerara semblent épargnées de cette tendance. Globalement, l'environnement fluvio - deltaïque progresse sur toute la marge vers le Nord, sauf au Nord de Parnaíba. La sédimentation est terrigène à dominance sableuse entre les actuelles embouchures de l'Amazone et du Berbice.

Dans le bassin de GS (en face du paléo - Berbice) et dans le bassin de FOZ (au Nord de Cayenne et au Nord-Est d'Amapa), les complexes turbiditiques sableux sont toujours fonctionnels et alimentés, d'Ouest en Est, par les paléo-fleuves de Berbice, Maroni, Oyapock, Amazon et Tocantins.

Domaine Continental. La ligne de partage des eaux migre vers le Nord depuis le Crétacé Inférieur sur la partie Ouest du Craton Guyanais, mais recule vers le Sud sur la partie Est (Figs. 4.7b et 4.8b). Les aires drainées diminuent donc à l'Ouest et augmentent à l'Est.

Les résultats thermochronologiques suggèrent que le bassin amazonien est toujours soumis à la dénudation (Fig. 4.8b ; Barbarand 2018).

Bilan. A ce stade, il n'y a plus d'activité importante des failles majeures. Les dépôts sableux dominant de part et d'autre du plateau de Demerara (Fig. 4.8c). Les complexes turbiditiques, formés auparavant, continuent à fonctionner, avec un enrichissement en quartz - arénite dans le bassin de GS à son tour. Cependant, le dépo-centre dans ce bassin se

rapproche du continent, pouvant suggérer une diminution du flux terrigène.

66 - 6 Ma : diminution du flux terrigène vers la marge (Fig. 4.9 et 4.10)

Géodynamique. Les deux périodes suivantes ayant une configuration géodynamique comparable (66 - 23 Ma et 23 - 6 Ma ; Figs. 4.9 et 4.10 respectivement), sont décrites ensemble dans ce paragraphe.

A partir de ~ 83 Ma, la répartition des dépôts sédimentaires est principalement contrôlée par les grands systèmes fluviaux. Cependant, au Miocène, le front de subduction des Caraïbes a migré au niveau de l'actuelle embouchure de l'Orénoque, entraînant une flexure de la partie distale de la marge du bassin de GS (Fig. 4.9 ; Yang and Escalona 2011).

Épaisseurs des dépôts *offshore* (Figs. 4.9b et 4.10b) La position des dépo-centres reste quasi - identique à celle de l'intervalle précédent (83 - 66 Ma). Ils occupent cependant des surfaces moins importantes, potentiellement en lien avec la diminution du flux terrigène.

Environnements de dépôt et lithologies (Figs. 4.9c et 4.10c). La marge est globalement en aggradation - progradation, excepté dans le bassin de GS, au Nord de Georgetown où elle est en transgression (tendance inverse à la période précédente 83 - 66 Ma ; Figs. 3.4b et 3.4c).

En amont du *shelf break*, la plateforme carbonatée progresse vers le continent, en dépit des apports fluvio - deltaïques (Figs. 4.9a et 4.10a). Les carbonates occupent la quasi intégralité de la plateforme continentale du bassin de FOZ au Miocène. Dans le bassin de GS, des deltas se forment à l'exutoire des fleuves Berbice et de l'Orénoque à partir du Miocène, indiquant potentiellement des sources d'apports terrigènes locales (Fig. 4.9c). Un système turbiditique sableux persiste notamment au droit du delta du Berbice (Figs. 4.10a et 4.10c).

Les complexes turbiditiques carbonatés à l'Est du plateau de Demerara (au Nord de Cayenne), sont probablement issus de l'érosion de la plateforme carbonatée.

Domaine Continentale. La position approximative de la ligne de partage des eaux est globalement stationnaire depuis le Maastrichtien (Fig. 4.10b).

Le socle du bassin amazonien est en refroidissement pendant la période 66 - 23 Ma (dénudation), puis stable au Miocène (Figs. 4.9b et 4.10b ; Barbarand 2018). La région est soumise à une importante latérisation depuis le Paléogène au moins (Figs. 4.9c et

4.10c; Théveniaut and Freyssinet 1999, 2002; Monsels 2016; Bajolet 2018), indiquant un climat chaud et humide favorisant l'altération chimique. La préservation de ces couvertures latéritiques indiquent sur des très faible taux d'érosion opérant sur le craton.

Bilan. Le retrait de la subduction des Caraïbes, progresse vers l'Est, provoquant la flexure de la marge distale du bassin de GS et la migration de l'exutoire de l'Orénoque vers l'Est (Villamil, 1999; Bajolet, 2018). La subsidence se crée au niveau de l'actuelle embouchure de l'Orénoque avec une tendance trasgressive dans cette partie de la marge et plutôt progradante en face du Berbice (plus à l'Est du front de subduction). Une importante plateforme carbonatée se développe depuis le Paléogène ainsi qu'une latérisation du domaine cratonique. La préservation des surfaces latéritiques montre que les érosions sont faibles sur le craton à cette période. La plateforme carbonatée est plus développée dans le bassin de FOZ que dans le bassin de GS, indiquant une diminution plus importante des flux terrigènes dans le bassin de FOZ. Au Miocène, la plateforme carbonatée du bassin de GS, commence à être remplacée par des dépôts terrigènes. Des deltas situés en face des exutoires des fleuves Berbice et de l'Orénoque existent en effet à cette période.

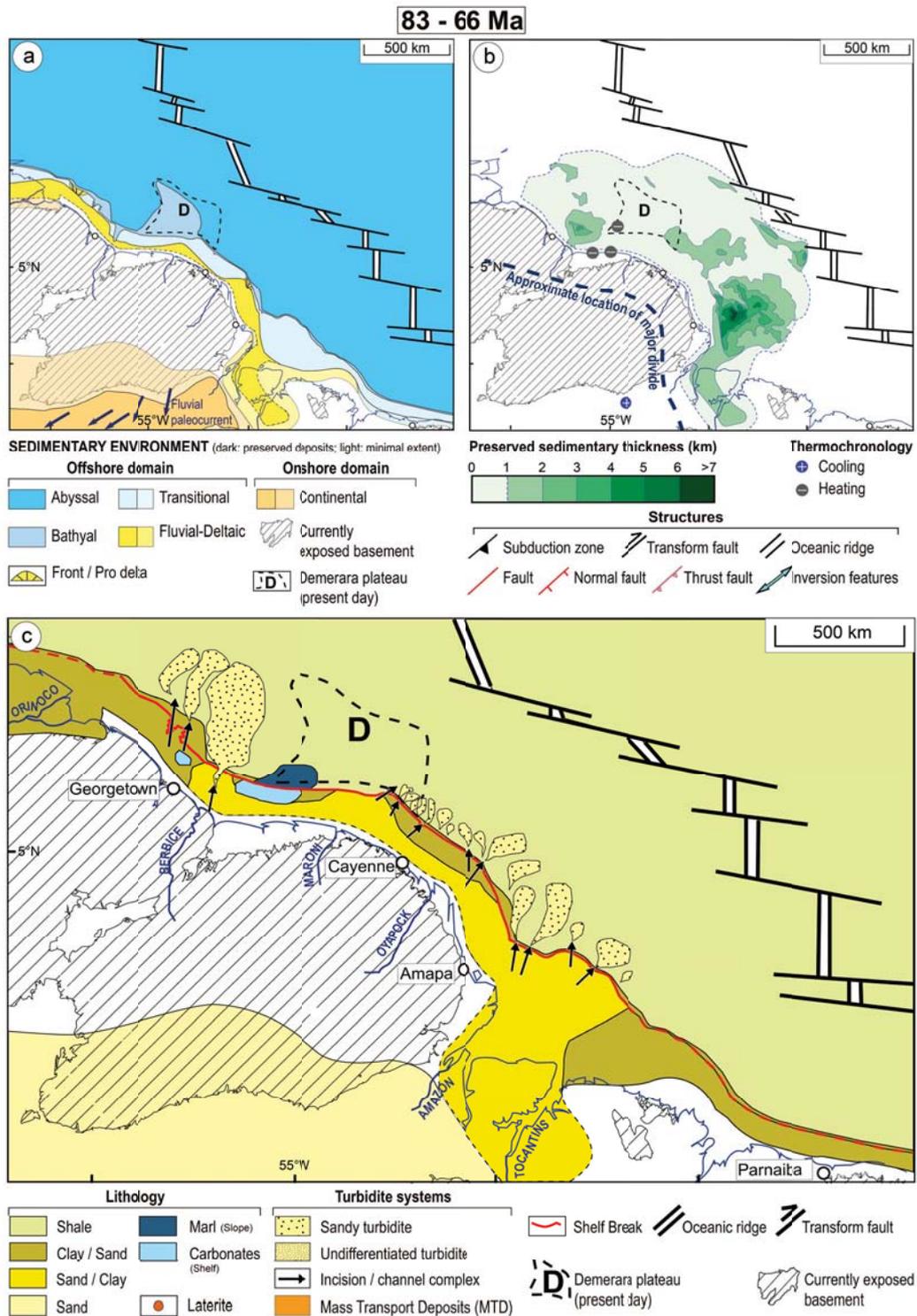


FIGURE 4.8 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 83 - 66 Ma (late post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).

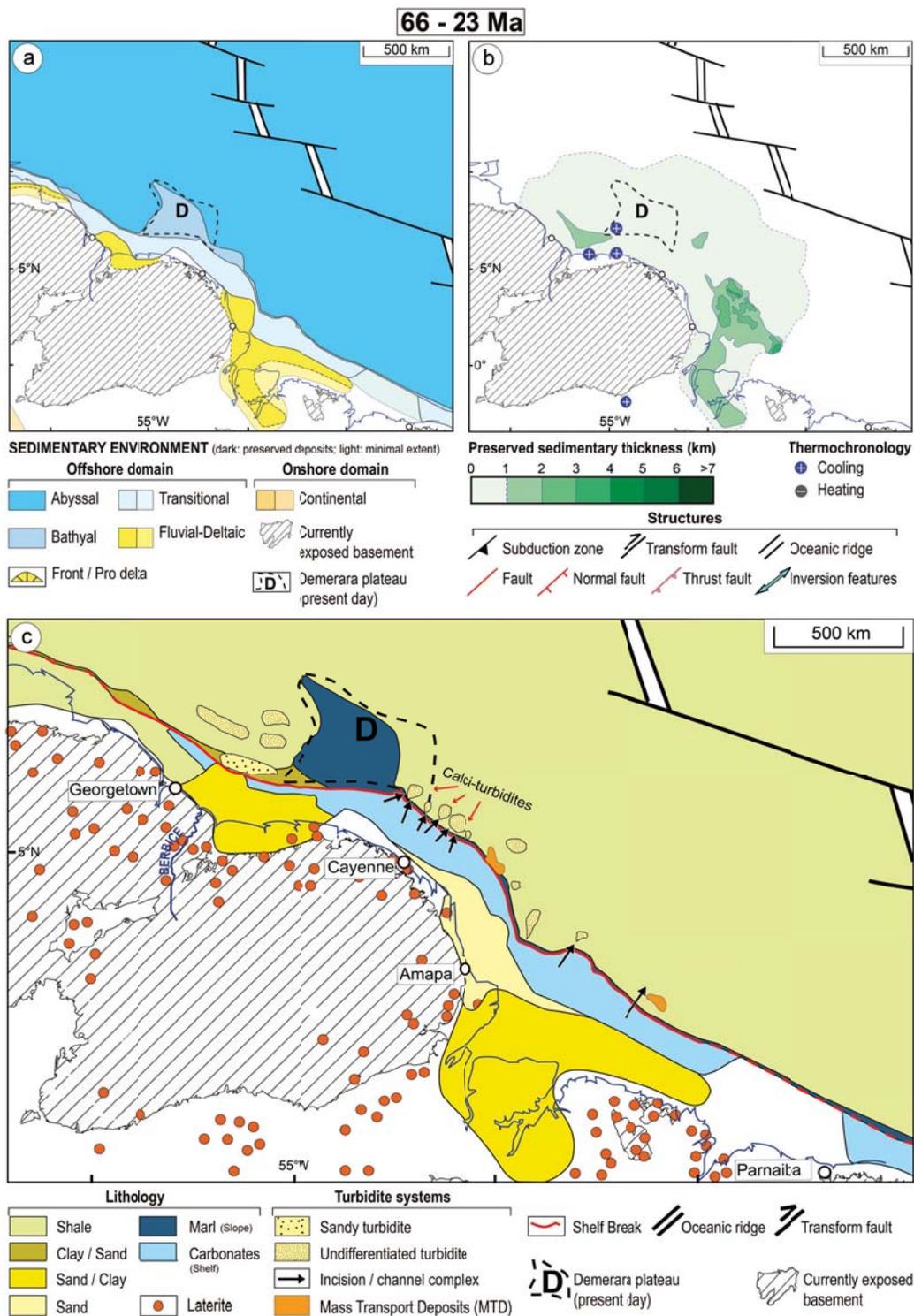


FIGURE 4.9 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 66 - 23 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).

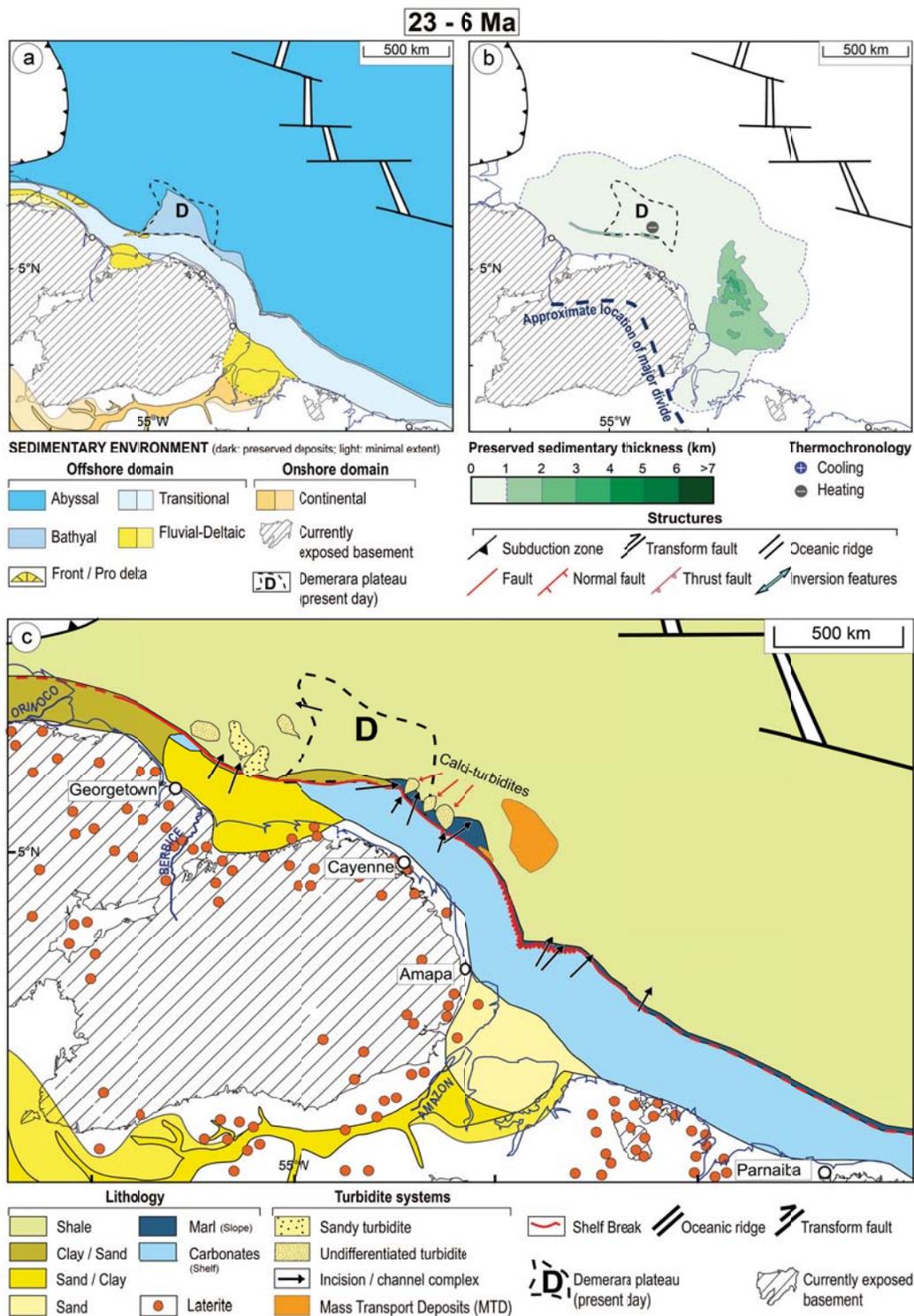


FIGURE 4.10 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 23 - 6 (early post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).

6 - 0 Ma : importants apports terrigènes sur la marge (Fig. 4.11)

Géodynamique. Entre le Miocène supérieur et l'actuel, le retrait de la subduction des Caraïbes se poursuit vers l'Est et dépasse l'embouchure de l'Orénoque.

Épaisseur des dépôts *offshore* (Fig. 4.11b) L'établissement de deux nouveaux dépocentres importants modifie considérablement l'organisation du bassin par rapport aux périodes précédentes. Le premier dépocentre, entre les exutoires de l'Orénoque et du Maroni (~ 5 km), se localise au niveau de la flexure liée au front de la subduction des Caraïbes. L'autre dépocentre, situé à l'exutoire de l'Amazone (>7 km), s'étend jusqu'au Nord du plateau de Demerara. Ce dépocentre majeur, accumulé en peu de temps (~ 6 Ma), est associé à un effondrement gravitaire, accompagnés par des failles normales amont et compensées par des failles inverses en aval.

Environnements de dépôt et lithologies (Fig. 4.11c). L'avancée du *shelf break* vers le large indique que la marge est en progradation (Figs. 3.4, 3.5 et 3.6). Cette dernière est accompagnée par la croissance de nombreux deltas aux embouchures de l'Orénoque, de l'Essequibo, du Maroni, de l'Oyapock et de l'Amazone (d'Ouest en Est ; Fig. 4.11a). Les importants systèmes turbiditiques sableux sont associés à ces deltas, à l'aval des grands fleuves (Orénoque, Essequibo, Maroni, Amazone). Le plus imposant, situé en face de l'Amazone, s'étend sur plus de 450 km vers le Nord-Ouest et plus de 350 km vers le Nord-Est.

La plateforme carbonatée est intégralement remplacée par des dépôts terrigènes, plus sableux vers le continent entre l'Amazone et l'Orénoque. Des dépôts carbonatés restent cependant présents à l'Est du bassin de FOZ (au Nord de Parnaíba ; Fig. 4.11c).

La marge est instable et développe de nombreux MTD et *debris flow*, situés en bas des talus. Ces derniers sont générés par la flexure lithosphérique de faible longueur d'onde provoquée par subsidence en aval du *shelf break* et soulèvement en amont (Watts et al., 2009).

Domaine Continental. La ligne de partage des eaux se situe plus au Sud (hors de la carte). Sa migration s'accompagne donc potentiellement de l'augmentation des aires drainées. Cette dynamique serait liée à la croissance du relief des Andes et un changement climatique (Hoorn et al., 1995, 2010, 2011; Shephard et al., 2010), induisent une réorganisation des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone jusqu'à acquérir leurs géomé-

tries actuelles. Ils transportent des sédiments issus de l'érosion des Andes et de ses bassins d'avant pays, vers la marge du craton.

La sédimentation reprend dans le graben de Takutu avec des dépôts sableux, comme dans les bassins amazonien et Marajo, exerçant probablement le rôle des bassins de transit entre le craton et la marge (Fig. 4.11c).

Les données thermochronologiques indiquent que la côte, entre les fleuves du Maroni et du Berbice, ainsi que les bassins offshore au Sud-Ouest de Demerara, subsident (Fig. 4.11b; Barbarand 2018).

Bilan. Le retrait de la subduction des Caraïbes, se propage toujours vers l'Est, dépassant l'embouchure de l'Orénoque. La plateforme carbonatée est intégralement remplacée par des dépôts terrigènes, à l'exception du domaine à l'Est du bassin de FOZ (au Nord de Parnaíba; Fig. 4.11c). Des systèmes fluviaux majeurs s'installent et alimentent la marge en sédiments terrigènes (Orénoque, Essequibo, Maroni, Oyapock, Amazon). La déviation de l'Orénoque se produit durant le Miocène moyen suite à la croissance des Andes du Nord et le retrait de la subduction des Caraïbes vers l'Est. L'Amazone acquiert son drainage actuel au Miocène supérieur (~ 6 Ma). L'apport terrigène par les fleuves a noyé la plateforme carbonatée dans les bassins de GS et de FOZ. Dans le bassin de GS, le dépocentre majeur migre vers la fosse du front de subduction des Caraïbes (Fig. 4.11b). Dans le bassin de FOZ, le dépocentre principal de l'Amazone est associé à une déformation gravitaire. Les bassins *offshore* subsident, sous la charge sédimentaire (Fig. 4.11b).

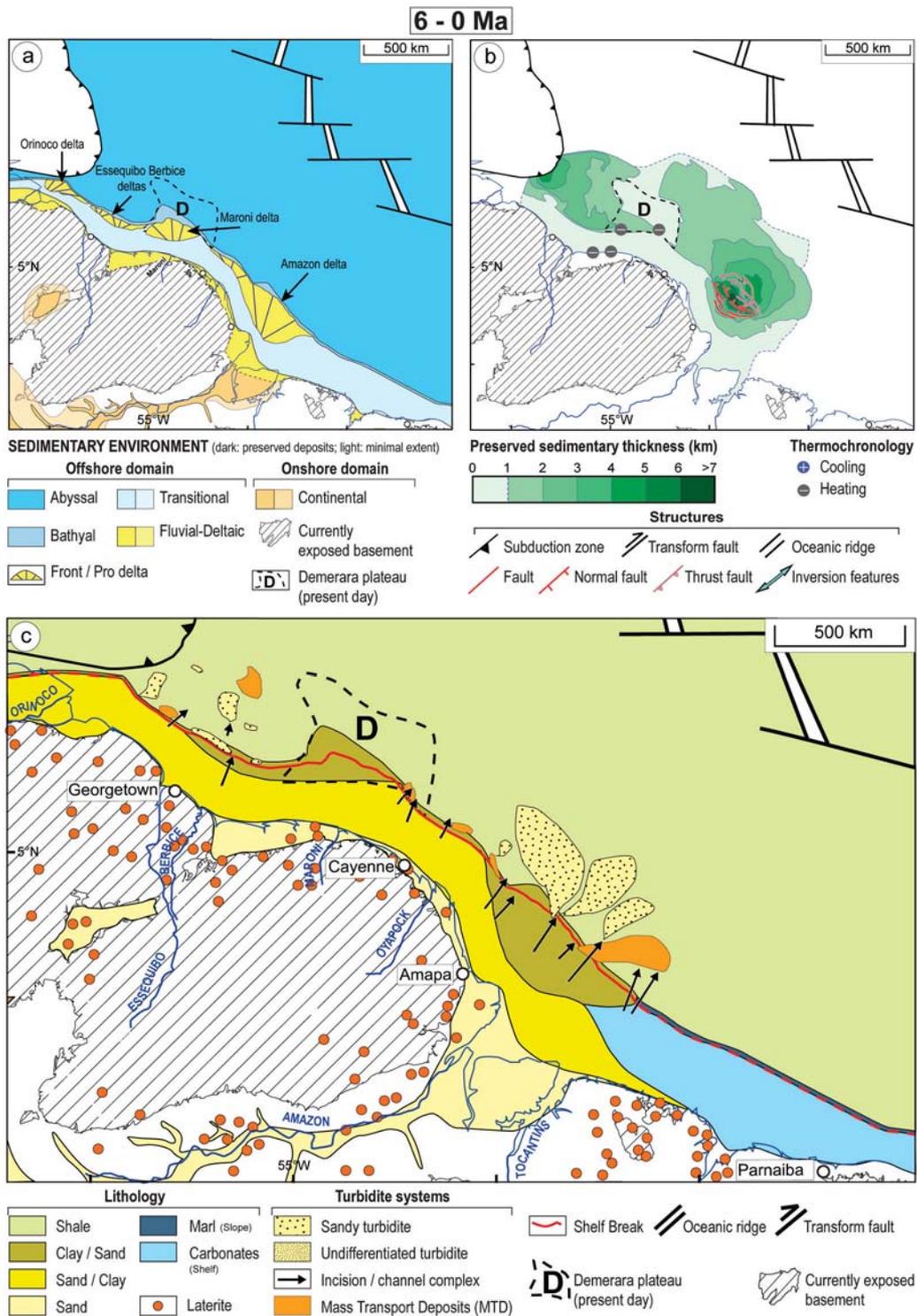


FIGURE 4.11 – Cartes des environnements de dépôts sédimentaires, d'épaisseur sédimentaire et lithologique pour la période 6 - 0 Ma (late post-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial).

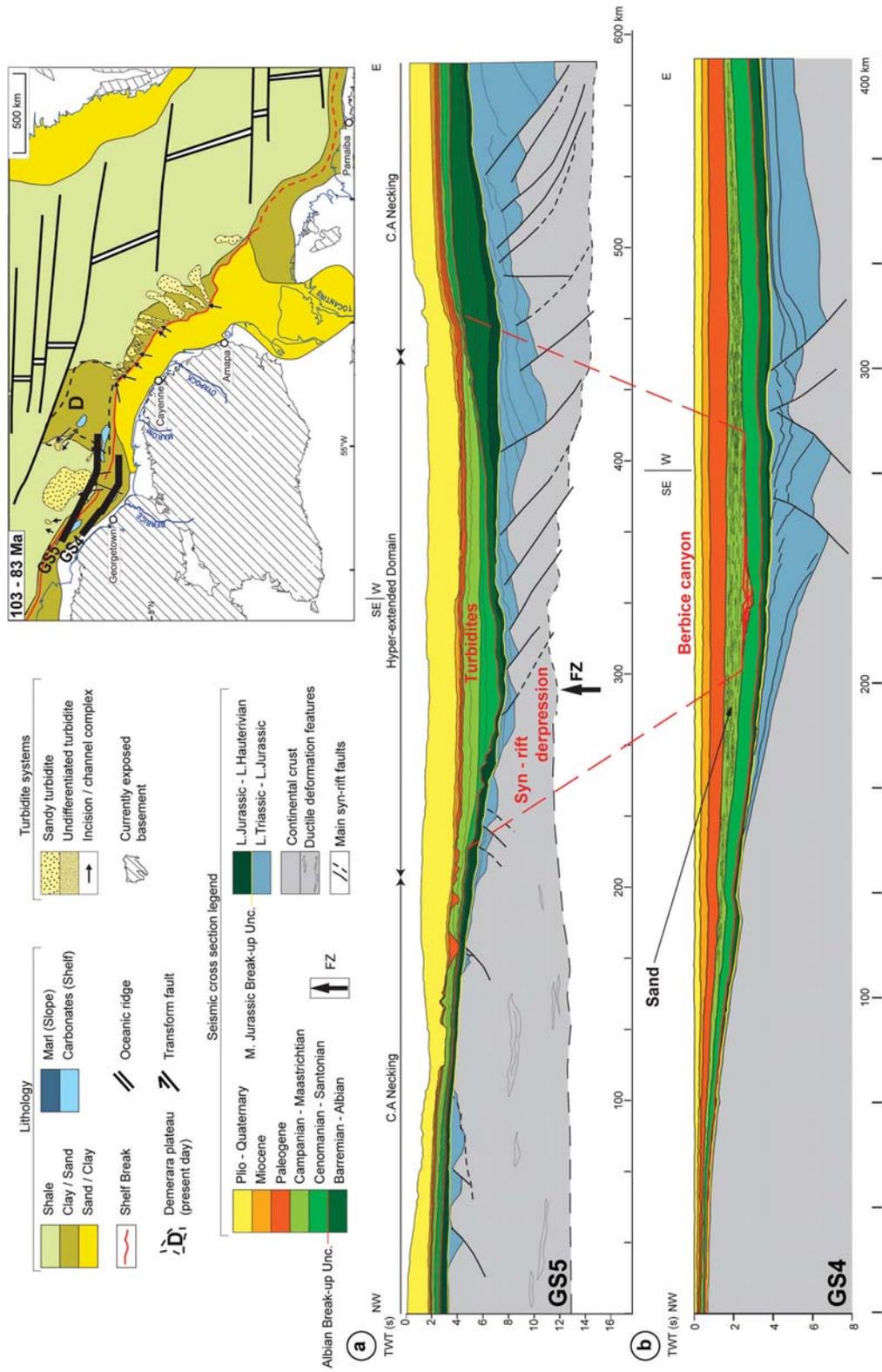


FIGURE 4.12 – Coupes sismiques illustrant a. la position des turbidites crétaées au niveau de la dépression héritée du syn-rift jurassique et b. le canyon de Berbice en amont.

4.4 Discussion

L'ouverture de cette marge atlantique du Craton Guyanasi est diachrone, avec deux rifts successifs formant les bassins de GS et de FOZ et le plateau de Demerara subissant ainsi deux amincissements (Chapitre 3). La formation de ces rifts aurait été influencée par un héritage structural pré - cambrien (Szatmari 1983; Benkhelil et al. 1995; Davison 2005; Fig. 3.1b).

Les cartes des environnements de dépôts, isopaques et lithologiques ont permis de visualiser une constante évolution du remplissage de la marge du Craton Guyanais. Son ouverture diachrone se reflète par l'évolution sédimentaire différée de ses deux bassins. Lorsque l'environnement des dépôts devient marin dans le bassin de GS (ouvert au Jurassique), dans le bassin de FOZ (ouvert au Crétacé inférieur) il est encore continental. Tout au long de son histoire les bassins présentent une alternance du remplissage à dominante sableuse, argileuse ou carbonatée, la mise en place des appareils turbiditiques et les migrations des dépo-centres. Dans cette partie nous essayerons de discuter sous quels facteurs, externes ou internes à la marge, son évolution est influencée et proposerons une dynamique des systèmes fluviaux l'alimentant.

4.4.1 Paléo - drainages alimentant les bassins de la marge du Craton Guyanais

Avant la configuration moderne des drainages continentaux, où l'Orénoque et l'Amazone fournissent la majorité des apports terrigènes sur la marge, deux autres paléo - systèmes étaient dominants au Crétacé : les paléo - Berbice et paléo - Tocantins. Aujourd'hui, le Berbice s'écoule sur 600 km vers le Nord entre le Nord du graben de Takutu et le bassin de GS (à l'Est de Georgetown ; Fig. 3.1b). Le Tocantins parcourt une distance de 2600 km entre une région à l'Ouest de Brasilia et le graben de Marajo (Fig. 3.1b). Il draine actuellement l'Ouest du bassin sédimentaire de Parnaíba. Nous proposons que les drainages de paléo - Berbice et paléo - Tocantins existaient dès le syn-rift de l'Atlantique Centrale et Équatorial respectivement, avec une évolution différente, propre à chacun des deux drainages.

Le syn-rift du bassin de GS et le paléo - Berbice

La nature exacte des dépôts syn-rift jurassiques de la terminaison Sud de l'Atlantique Central est une source de débats. Sur la base des éléments évoqués dans l'annexe du Chapitre 3 (Tab. 3.2), nous supposons ici que cet ensemble corresponde à des dépôts terrigènes, mélangés à des épanchements volcaniques, possiblement plus importants vers le distal (géométrie des dépôts devenant plus semblable aux SDR en sismique).

Les premiers dépôts syn-rift sont en générale issus de l'érosion des épaulements du rift, formés par la flexure isostatique et occupent une largeur de quelques dizaines de kilomètres (Braun and Beaumont, 1989). Ces épaulements sont limités spatialement et définissent souvent la ligne de partage des eaux régionale (Braun, 2018). En Grèce et dans le Nevada, le remplissage sédimentaire des bassins syn-rift montre, dans un premier temps, des bassins versants perpendiculaires à l'axe du rift, érodant les épaulements (Leeder et al., 1991; Leeder and Jackson, 1993; Jackson, 1994; Collier and Gawthorpe, 1995). Un drainage axial, plus important, se développe ultérieurement, s'écoulant vers les parties du rift où le jeu des failles est plus important (Leeder and Jackson, 1993; Jackson, 1994; Gawthorpe and Leeder, 2000). Malgré la difficulté de reconnaître la présence d'un drainage jurassique en sismique, nous proposons l'existence d'un drainage axial orienté Nord - Est, relié au paléo - Berbice et alimentant le bassin de GS en sédiments durant le *rifting* de l'Atlantique Central (200 - 165 Ma; Figs. 4.5b et 4.14a). La géométrie du bassin de GS syn-rift et son réseau de faille cartés sont en effet en accord avec les modèles morphotectoniques de rifts (Figs : 4.4b et 4.13a; Leeder and Jackson 1993; Jackson 1994; Gawthorpe and Leeder 2000). Le drainage s'écoule entre les failles syn-rift, de la partie étroite vers la plus large du bassin, soit, du Sud - Ouest au Nord - Est (Figs. 4.4b et 4.13a). Son point d'entrée dans le bassin est positionné entre les failles normales du bassin de GS et des structures réactivées (*Pisco Jurua fault* Szatmari 1983) les reliant au graben de Takutu (Figs. 4.4b et 4.13a). La limite Sud du bassin versant alimentant le bassin de GS se positionnait quelques parts dans une zone entre le graben de Takutu et le bassin de GS. Ces deux bassins n'étaient pas connectés, car un haut structural, au Nord du graben de Takutu, empêchait la connexion jusqu'au Jurassique supérieur (Crawford et al., 1985).

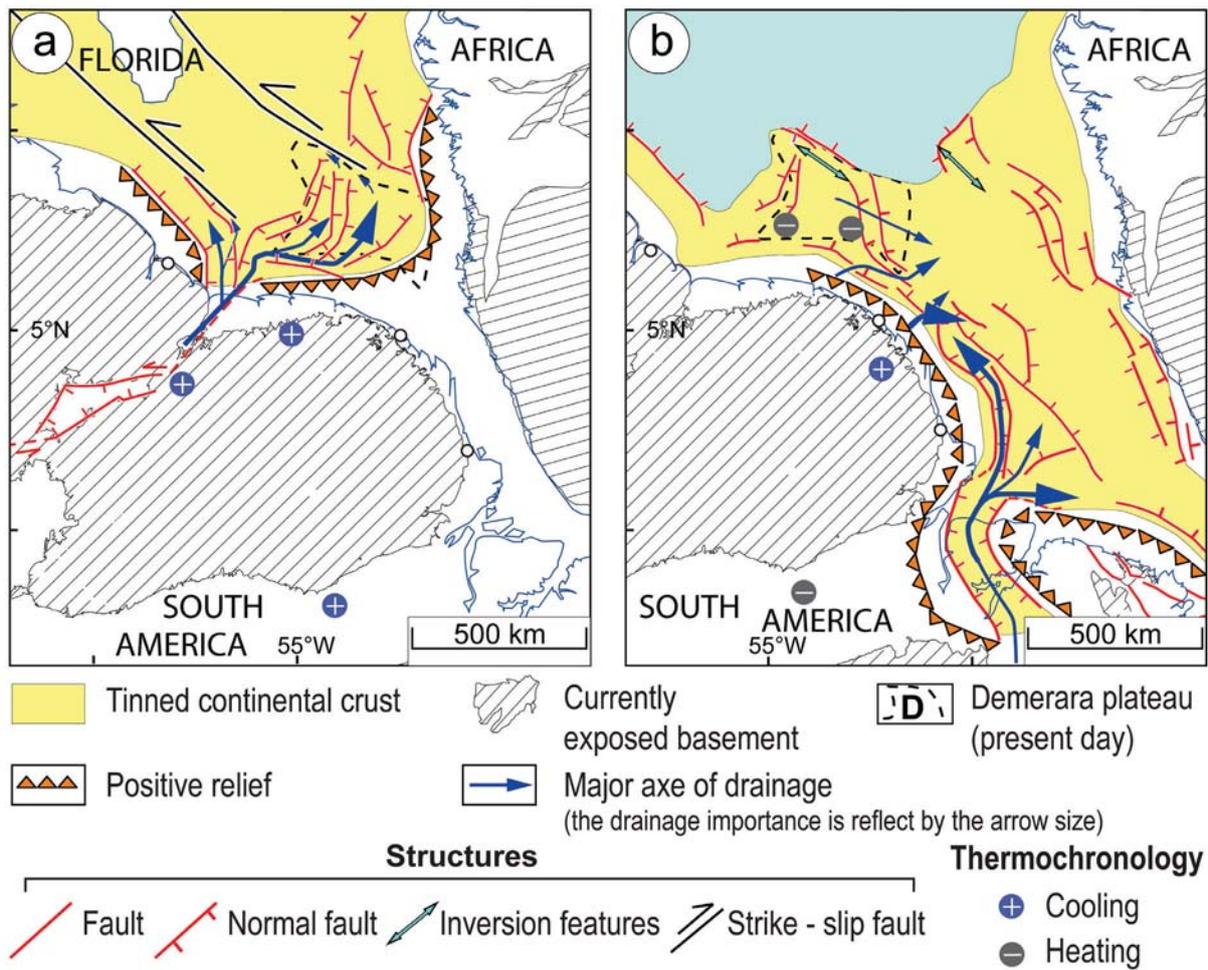


FIGURE 4.13 – Cartes illustrant les phases de *rifting* et les directions principales d’apports terrigènes, contrôlés par les failles syn-rift pour a. l’Atlantique Central et b. l’Atlantique Équatorial.

Climax du paléo - Berbice, syn-rift du bassin de FOZ et le paléo - Tocantins

Après la rupture lithosphérique dans le bassin de GS (~ 165 Ma), le développement des carbonates durant la période du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (165 - 130 Ma), marque probablement une diminution des flux terrigènes (Fig. 4.5c). Cette baisse est potentiellement liée à la disparition du relief et au changement climatique, favorisant l'altération (détaillée dans 4.4.3). Un puits dans le bassin de GS, situé au droit de l'actuel exutoire du fleuve Essequibo, présente à sa base des dépôts pré - barremiens (possiblement du Neocomien). Ils sont grano - décroissants (sur ~ 160 m), déposés directement sur le socle altéré et présentent une importante altération également (des feldspaths kaolinisés). Ceci pourrait traduire une augmentation du temps de transports de ces dépôts, potentiellement due à la baisse du flux suite à l'aplanissement de la région.

Durant la période entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur (130 - 103 Ma) le bassin de GS enregistre une augmentation d'apport terrigène, recouvrant les dépôts carbonatés (Figs. 4.5 et 4.6). La présence d'une microflore semblable dans le graben de Takutu et dans le bassin de GS (au Sud - Ouest du plateau de Demerara), permet de suggérer l'existence d'un bassin versant englobant ce graben et drainant vers le bassin de GS. De plus, cette période coïncide avec le comblement du graben de Takutu où l'environnement des dépôts évolue du lacustre vers le fluvial (McConnell, 1968, 1980; Crawford et al., 1985; Eiras and Kinoshita, 1988) et la sédimentation devient enrichie en quartz (Van der Hammen and Burger, 1966; Crawford et al., 1985; Eiras and Kinoshita, 1988). Nous pouvons donc supposer que l'augmentation de l'apport terrigène entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur provient de l'augmentation de l'aire drainée du paléo - Berbice, du comblement du graben de Takutu et de transit sédimentaire vers la marge. Les études de Lujan (2008) et Lujan and Armbruster (2011) sur la répartition des poissons du genre *Lithoxus* (vivant dans l'environnement fluvial), proposent notamment que l'aire du paléo - Berbice englobait au Crétacé une vaste région s'étendant depuis le Sud - Est du Venezuela, jusqu'à la Guyane Française, en passant par une partie du Brésil (au Sud du graben de Takutu; Figs. 3.1b et 4.6). Pour que cette réorganisation du drainage du paléo - Berbice soit possible il faut engendrer une déstabilisation du système, c'est à dire créer des pentes régionales par un évènement géodynamique ou une chute du niveau marin qui permettrait

aux rivières d'inciser et générer des phénomènes d'avulsions et de capture. L'évidence de cette dernière n'est cependant pas observable en sismique. La marge est en effet sous une tendance plutôt transgressive - aggradante durant la période entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur (Fig. 3.4). En revanche, cette période coïncide avec le *rifting* de l'Atlantique Équatorial et l'ouverture du bassin de FOZ à l'Est du plateau de Demerara (Figs. 3.8 et 4.6). Ce rift devait certainement créer du relief, des épaulements de rifts sur la marge du bassin de FOZ mais il est difficile de supposer qu'il pouvait affecter également le bassin de GS. De plus, ces épaulements ne devaient pas être importants, car le bassin de FOZ acquiert des bathymétries importantes dès le syn-rift, attestant d'une accommodation plus importante que l'apport sédimentaire et témoignées par le développement des complexes turbiditiques (Fig. 4.6c). Cependant, durant ce rift, des failles normales se réactivent dans le graben de Takutu et des déformations décrochantes sont créées (McConnell, 1969, 1968; Szatmari, 1983; Crawford et al., 1985), indiquant ainsi que la tectonique affecte l'intérieur des terres en partie. Durant cette période la subduction pacifique progresse à l'Ouest de l'Amérique du Sud. Cette dernière d'un côté du craton et l'ouverture de l'Atlantique Équatorial de l'autre (au Nord - Est) pourrait engendrer une déformation de grande échelle et potentiellement soulevé le Craton Guyanais, se trouvant au centre. A ce stade nous ne pouvons pas proposer avec certitude un mécanisme susceptible de réorganiser le drainage du paléo - Berbice entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur, la question reste donc ouverte.

L'aire du paléo - Berbice était au maximum de son extension pendant que le bassin de FOZ se formait par le *rifting* de l'Atlantique Équatorial (130 - 103 Ma). Les vitesses d'expansion de cet océan étaient rapides, plus fortes d'ailleurs que celles de l'ouverture de l'Atlantique Central (Nemčok et al., 2016b). Le bassin de FOZ, comme conséquence, acquiert des bathymétries importantes dès le syn-rift (attestée par la présence des systèmes turbiditiques évoquée précédemment). Les premiers dépôts syn-rift, de l'Atlantique Équatorial, se déposant dans le bassin de FOZ sont des grès grossiers à moyens, mal triés. Ces dépôts étaient certainement issus d'une source proche, potentiellement du relief néo-formé par le rift équatorial. La cartographie du champ de failles syn-rift montre une connexion structurale entre les bassins de FOZ et Marajo (Figs. 4.6b et 4.13b). La continuité des dépôts remplissant ces bassins suggère également l'existence d'un transit sédimentaire par

le graben de Marajo vers le bassin de FOZ, le long des failles syn-rift. Durant l'ouverture de l'Atlantique Équatorial, plusieurs structures paléozoïques et pré - cambriennes sont ré-activées, notamment des arches aux bords des bassins intra-cratoniques, sur l'ensemble du continent Sud américain. L'arche de Gurupa, par exemple, sépare le graben de Marajo du bassin amazonien et exerce le rôle de la ligne de partage des eaux entre ces bassins, empêchant ainsi l'apport sédimentaire dans ce graben depuis le Sud - Ouest (Mosmann et al. 1986; Rossetti and Netto 2006; Costa et al. 2002; Bajolet 2018; Figs. 3.1b, 4.13b, 4.14 et 4.15). D'après Costa et al. (2002), les premiers sédiments déposés pendant le *rifting* équatorial dans le graben de Marajo, seraient des conglomérats issus de l'érosion de cette arche. Durant la période syn-rift (130 - 103 Ma), Bemerguy and Costa (1991) et Costa et al. (2002) proposent également l'existence d'un remplissage sédimentaire du graben de Marajo par un fleuve localisé au Sud - Est du graben. Cette zone d'apport semble être la plus probable, étant donné que des arches limitent le graben au Sud - Ouest et à l'Est (Petri, 1987; Lima and Rossetti, 1999; Rossetti and Góes, 2000; Nascimento et al., 2007; Bajolet, 2018). Le réseau de failles syn-rift et la géométrie des dépocentres que nous avons cartographié sont cohérents avec un remplissage des bassins de Marajo et de FOZ par une source d'apport au Sud - Est, localisée au niveau de l'actuel exutoire du fleuve Tocantins (Figs. 3.1b, 4.6b et 4.13b). Nous supposons donc que le système fluvial, paléo - Tocantins, alimentait les bassins de Marajo et de FOZ dès le syn-rift de l'Atlantique Équatorial, en drainant le Sud - Ouest et l'Ouest du bassin de Parnaíba (Figs. 4.13b et 4.14). A l'Albien, ce bassin était entouré d'arches au Nord, à l'Est et au Sud (Petri, 1987; Lima and Rossetti, 1999; Rossetti and Góes, 2000; Nascimento et al., 2007; Bajolet, 2018). Son seul exutoire possible semble être en direction du graben de Marajo, par l'intermédiaire du paléo - Tocantins. Les exports terrigènes vers le Nord du bassin de Parnaíba étaient limités, car une plateforme carbonatée prospérait à cette période dans le bassin *offshore* au Nord de Parnaíba (Fig. 3.1b et 4.6c). Afin de confirmer l'hypothèse d'existence du paléo - Tocantins, alimentant les bassins de Marajo et de FOZ, il serait bénéfique d'effectuer des études supplémentaires. Par exemple, une étude $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ sur zircons détritiques prélevés des dépôts crétacés de ces bassins pourraient indiquer une source d'apports à cette période. Un travail de terrain, dans les zones des bassins de Parnaíba et de Marajo, dans le but de détecter d'éventuelles traces de paléo - courants, serait également avantageux. Cette étude

semble cependant compliquée à réaliser, étant donné que la période étudiée est ancienne.

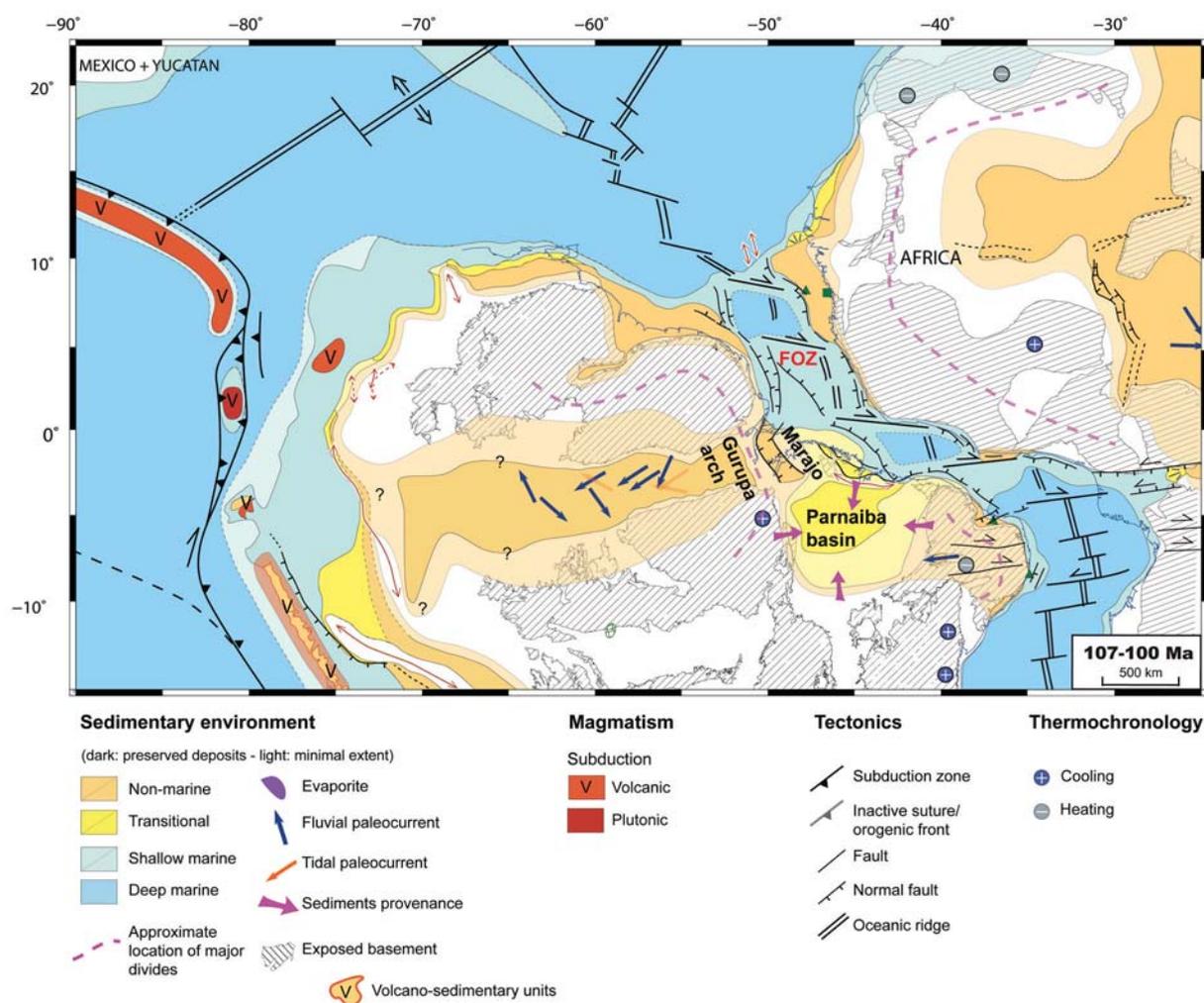


FIGURE 4.14 – Carte paléo - géologique, illustrant la situation sédimentaire de l’Albien sup., d’après Bajolet (2018).

Réorganisation des drainages au Crétacé supérieur

A partir de l’Albien supérieur (~ 103 Ma), les deux drainages : paléo - Berbice et paléo - Tocantins, co-existent et alimentent les bassins de GS et de FOZ respectivement. Ces deux systèmes évoluent cependant indépendamment l’un de l’autre, sans jamais être connectés et ont une évolution opposée de leurs aires drainées au Crétacé supérieur, que nous détaillerons à la suite.

Diminution de l’aire drainée du paléo - Berbice. A partir du Turonien supérieur, les apports terrigènes par le paléo-Berbice sont attestés par un canyon, établi suite à la baisse du niveau marin, situé entre l’embouchure du fleuve et un complexe turbiditique (Fig. 4.17).

La position de son développement semble favorisée par l'héritage structural. Le canyon a en effet incisé dans la zone de raccord entre les segments divergent et transformant du bassin, au dessus d'une dépression syn-rift jurassique (Figs. 4.12 et 4.17). La sismique montre que ce complexe turbiditique est alimenté par des sédiments transitant par ce canyon. Ce système turbiditique se maintient durant le Campanien inf. - Maastrichtian sup. (83 - 66 Ma), avec toutefois un flux plus réduit, indiqué par la migration du dépo-centre vers le continent (Figs. 4.7b et 4.8b). Cette diminution du flux est cohérente avec la tendance transgressive enregistrée par la marge à cette époque et la migration de la ligne de partage des eaux vers le Nord depuis l'Albien supérieur au moins (Figs. 3.4, 3.5 et 4.15; Bajolet 2018). Mourlot (2018), montre que la signature isotopique de Sr - Nd des sédiments d'un puits du bassin de GS, devient moins radiogénique au Turonien - Maastrichtian, suggérant un changement de source. Au Nord du Craton Guyanais se trouvent des roches mafiques des ceintures de roches vertes, dont le rapport $\frac{87Sr}{86Sr}$ est peu radiogénique. L'enrichissement des sédiments en cette composante pourrait s'expliquer par la réorganisation de l'aire drainée du bassin versant, en drainant une proportion plus importante de ces roches mafiques. De plus, les dépôts dans le bassin de GS s'enrichissent en quartz - arénites. Une source possible plus riche en quartz pourrait être le bassin créacé, situé entre le graben de Takutu et le bassin de GS, présentant des dépôts riches en sables (d'après les forages *onshore*; Figs. 4.5a; 4.6a et 4.15). Leur érosion, transport et dépôt dans le bassin *offshore* les auraient encore enrichis relativement en quartz. Une réorganisation du drainage du paléo - Berbice peut donc être potentiellement évoquée. Le caractère transgressif de cette partie du bassin de GS ne serait pas cohérent avec un recul de la ligne de partage des eaux. En effet, son recul serait d'avantage possible lors d'une phase de progradation sur la marge. Ces informations, avec le changement de signature isotopique et l'enrichissement en sable du bassin *offshore*, sont en accord avec une position proximale de la ligne de partage des eaux au Nord du graben de Takutu (Bajolet, 2018), traduisant une diminution de la taille du bassin versant du paléo - Berbice (Figs. 4.6b, 4.7b; 4.8b et 4.15).

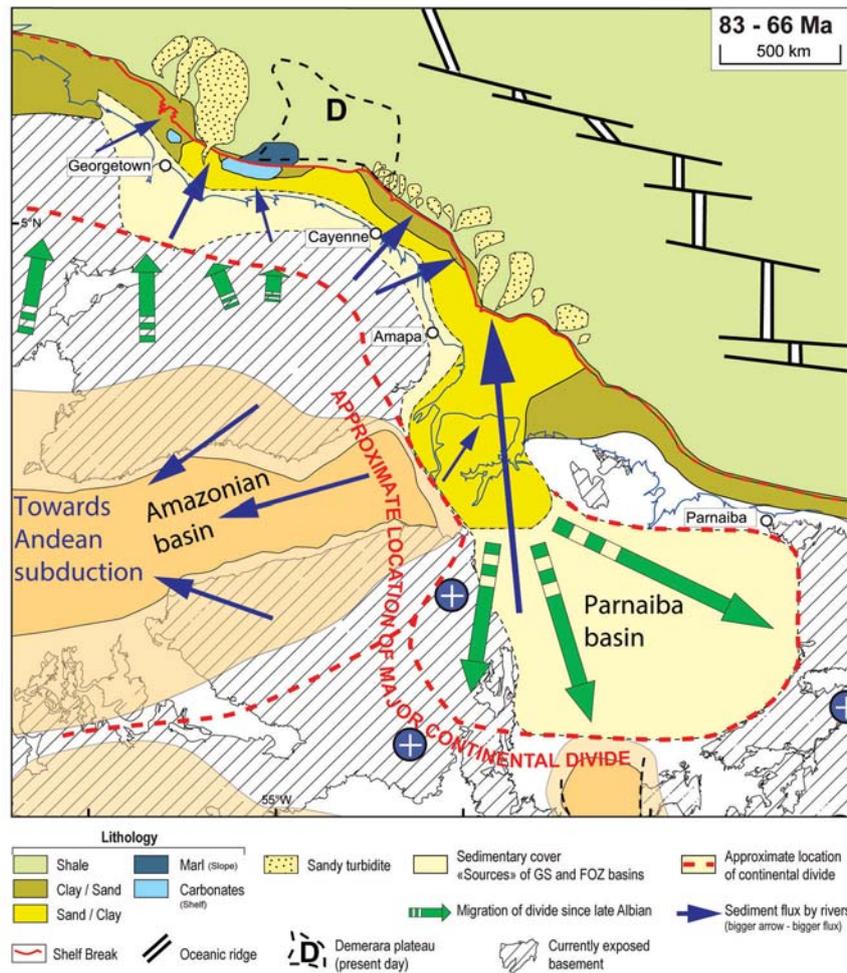


FIGURE 4.15 – Carte paléo - géologique de la période 83 - 66 Ma, illustrant la migration de la ligne de partage des eaux depuis l'Albien sup., ainsi que les zones sources d'apport terrigène à la marge guyanaise au 83 - 66 Ma (modifiée d'après Bajolet 2018).

Augmentation de l'aire drainée du paléo - Tocantins. L'évolution de l'aire drainée du paléo - Tocantins semble opposée à celle du paléo - Berbice. Dans le bassin de FOZ, du syn-rift équatorial (130 - 103 Ma) au Maastrichtien supérieur (~ 66 Ma), l'espace occupé par les dépôts fluvio - deltaïques est de plus en plus important sur la plateforme continentale (Figs. 4.6a, 4.7a et 4.8a). De plus, les dépocentres migrent vers le domaine distal (Figs. 4.6b, 4.7b et 4.8b), les appareils tubiditiques sont plus importants (Figs. 4.6c, 4.7c et 4.8c) et la marge enregistre une progradation au Campanien - Maastrichtien (83 - 66 Ma; Fig. 3.6). Les puits *offshore* montrent une granulométrie décroissante depuis l'Albien et un enrichissement en quartz - arénite depuis le Santonien supérieur (~ 84 Ma). Toutes ces observations suggèrent une augmentation du flux terrigène vers le bassin de FOZ au Crétacé supérieur. Cette hypothèse est corroborée par les études thermochronologiques

proposant une dénudation au Nord - Est du Brésil au Campanien - Maastrichtian (Harman et al., 1998; Cogné et al., 2012; Japsen et al., 2012). Nous proposons donc que l'aire drainée du paléo - Tocantins se soit étendue vers le Sud - Est à partir du Santonien, permettant une vidange partielle des sédiments du bassin de Parnaíba (Fig. 4.15). Le bassin de Parnaíba étant entouré d'arches (Petri, 1987), son seul exutoire majeur semble être celui du paléo - Tocantins (Figs. 3.1b; 4.14 et 4.15). L'aire drainée du paléo - Tocantins connaît donc son maximum d'extension au Crétacé supérieur, suite à la réorganisation de son drainage. L'aire drainée du paléo - Berbice montre au contraire une diminution progressive depuis l'Albien supérieur (Figs. 4.6, 4.7, 4.8 et 4.15). D'autres drainages de taille plus réduite existaient au Crétacé entre les paléo - Berbice et paléo - Tocantins, comme l'indiquent des deltas et leurs appareils turbiditiques à cette époque, aux actuelles embouchures de Maroni et d'Oyapock (Figs. 4.6, 4.7 et 4.8). Leur bassins versants se limitaient probablement à la partie Nord - Est du Craton Guyanais et drainaient essentiellement du socle. A partir du Paléogène (~ 66 Ma), les flux terrigènes vers la marge du Craton Guynais sont en forte diminution, ce qui permet le développement des plateformes carbonatées des bassins de GS et de FOZ (Figs. 4.9c et 4.10c). A l'Éocène - Oligocène, la capture du paléo - Berbice, par un affluent de l'Amazone drainant vers le Sud - Ouest, a été évoquée comme une cause potentielle de la baisse de son flux (McConnell, 1968, 1980).

4.4.2 Périodes à faibles apports terrigènes, liens avec la latérisation

La marge a été envahie par des plateformes carbonatées à trois périodes, au Jurassique sup. - Hautérvien sup. (165 - 130 Ma), au Paléogène (66 - 23 Ma) et au Miocène (23 - 6 Ma). Leur établissements peut avoir plusieurs causes (et/ou leur combinaison) : (i) l'évolution vers un climat plus chaud et humide, favorisant l'altération, export ainsi de la matière dissoute ; (ii) la disparition du relief et ainsi une diminution de l'export terrigène ; (iii) une transgression piégeant les sédiments à l'amont du bassin et réduisant l'apport terrigène vers la marge ; (iv) le *by pass* de la plateforme des flux terrigènes vers le distal. Cette dernière hypothèse est cependant peu probable, car il n'y a pas de signes, en sismique, indiquant le *by pass* (absence de canyons, de chenaux ou d'appareils turbiditiques). Durant ces périodes, les

seuls systèmes turbiditiques sont carbonatés, c'est à dire, issus de l'érosion de la plateforme (Figs. 4.9c et 4.10c). Entre 165 et 130 Ma en revanche, la marge enregistre une transgression et une transgression accompagnée d'une aggradation de 66 à 23 Ma et de 23 à 6 Ma. Le changement climatique vers un climat plus chaud et humide est également attesté sur le continent par le développement des profils latéritiques et notamment des bauxites, sur le Craton Guyanais depuis le Paléogène au moins (McConnell, 1968, 1980; Théveniaut and Freyssinet, 1999, 2002; Monsels, 2016; Bajolet, 2018). Les latérites se forment sous les climats tropicaux, chauds et humides, privilégiant l'altération chimique et inhibent les exports solides sous couvertures forestières (Edmond et al., 1995; Beauvais and Chardon, 2013). De plus, la préservation actuelle des latérites anciennes (paléogènes) prouve que le continent n'a subi que des faibles taux d'érosion depuis. Dans le cas contraire, tout le profil altéré aurait été évacué, mettant à l'affleurement le substratum sain. Ce constat a été fait sur la marge conjuguée africaine (Beauvais and Chardon, 2013; Grimaud et al., 2015, 2018; Chardon et al., 2018), où la dénudation cratonique est restée faible au Cénozoïque (2 - 6 m/Ma Grimaud et al. 2018). Il est probable que la dynamique d'export était similaire sur le Craton Guyanais au Paléogène et Miocène, en l'absence d'activité tectonique majeur à cette époque (Mosmann et al., 1986), comme le plume de Hoggar en Afrique, engendrant une réorganisation des drainages (Chardon et al., 2016; Grimaud et al., 2018). Les plateformes carbonatées cénozoïques sont plus développées dans le bassin de FOZ que dans le GS, suggérant que l'apport terrigène a diminué d'avantage dans le bassin de FOZ (Figs. 4.9c et 4.10c). Les exports du craton restent faibles du Paléogène jusqu'à la réorganisation des fleuves majeurs, l'Orénoque et l'Amazone à partir du Miocène moyen.

Il est difficile de déterminer une cause de l'envahissement du bassin de GS par des dépôts carbonatés entre le Jurassique supérieur et l'Hautérvien supérieur (165 - 130 Ma). Pour cette raison, nous avons d'abord discuter de l'établissement des plateformes carbonatée du Cénozoïque. Nous constatons cependant, que le développement de cette plateforme carbonatée se produit durant la période de l'immédiat-post-rift (océanisation à \sim 165 Ma) et pourrait ainsi résulter de la diminution de l'export terrigène, suite à l'érosion complète du relief du rift et l'aplanissement de la région. Par analogie avec la dynamique produite au Cénozoïque, nous pouvons supposer que la région a connu une période similaire, c'est à dire le développement des profils latéritiques, l'aplanissement et donc une baisse d'export

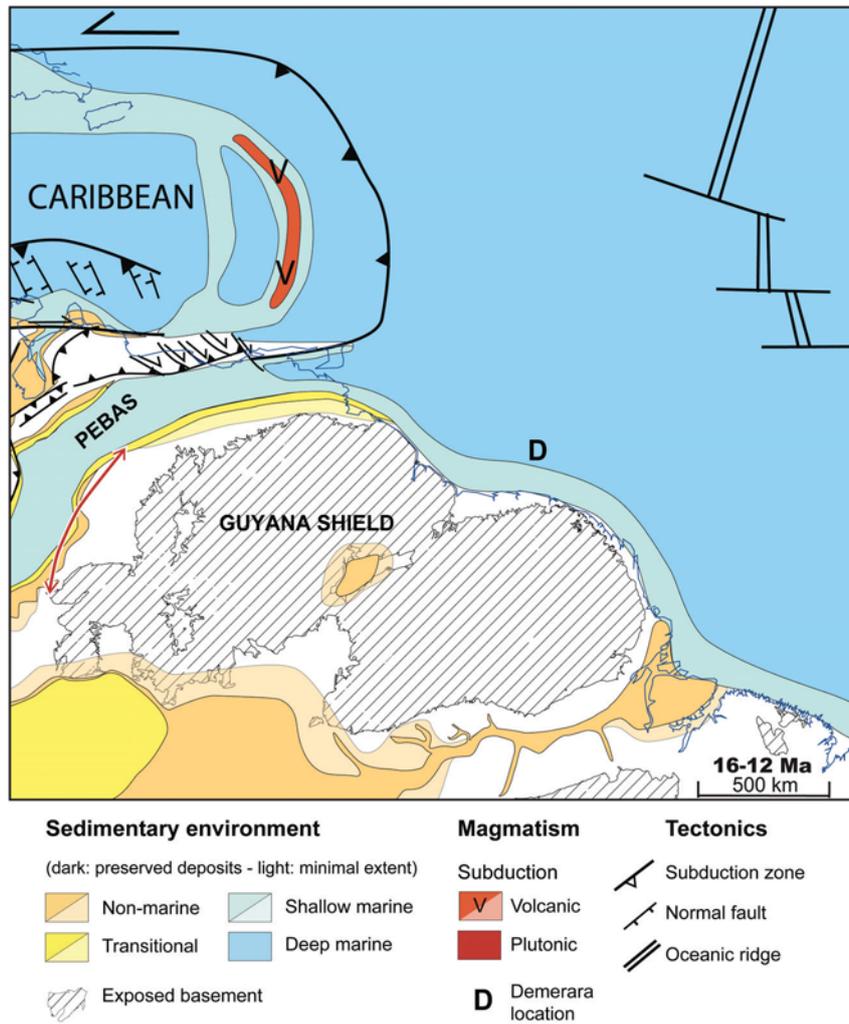


FIGURE 4.16 – Carte paléo - géodynamique, illustrant la position de la subduction des Caraïbes et du bras de mer de Pebas à l'intervalle de temps 16 - 12 Ma, d'après Bajolet 2018.

terrigène. De plus, des modèles climatiques suggèrent un climat global devenu plus chaud et plus humide après la dislocation de la Pangée, au Jurassique inférieur (Gibbs, 1999). Des latérites auraient potentiellement pu se former entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, mais auraient été érodées ensuite.

4.4.3 Augmentation de l'apport terrigène depuis le Miocène. Réorganisation des drainages de l'Orénoque et l'Amazone

Au Miocène - Pliocène la sédimentation carbonatée est remplacée par des dépôts détritiques dans les deux bassins. Ce phénomène traduit un regain de l'intensité de l'export depuis le continent, engendré par la réorganisation des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone (Hoorn et al., 1995, 2010; Roddaz et al., 2005; Figueiredo et al., 2009; Campbell

et al., 2006; Gorini et al., 2014; van Soelen et al., 2017). L'existence de deltas au niveau de l'actuelle embouchure de l'Orénoque et le recouvrement des carbonates par des dépôts terrigènes dès le Miocène moyen dans le bassin de GS (Figs. 3.4c ; 4.9 ; 4.10 et 4.11), suggèrent que le drainage de l'Orénoque s'est réorganisé plus tôt que celui de l'Amazone, lequel s'est établi à ~ 6 Ma (Figs. 3.6 et 4.11). L'Orénoque a été dévié vers l'Est jusqu'à son cours d'eau actuel, suite au soulèvement des Andes du Nord, la disparition du bras de mer de Pebas sur le continent et la migration de la subduction des Caraïbes vers l'Est (Hoorn et al., 1995; Villamil, 1999; Yang and Escalona, 2011). Des failles de décrochement dextres, au Venezuela, reliant le front de subduction, amènent le drainage de l'Orénoque vers l'Est (Fig. 4.16 ; Villamil 1999; Bajolet 2018).

Dans le bassin de FOZ les deltas au droit de l'Amazone sont établis à partir du Miocène supérieur (~ 6 Ma), recouvrant la plateforme carbonatée et attestant de l'âge de la réorganisation de l'Amazone (Figs. 3.6 et 4.11). Cette réorganisation est en réalité une capture d'un drain s'écoulant vers le Sud - Ouest par un fleuve se jetant dans le bassin de FOZ (vers le Nord - Est). Ce phénomène aurait pu être favorisé par un basculement des pentes régionales, dont la cause est probablement due à une géodynamique interne. Les pentes peuvent également s'inverser suite au débordement des bassins après une forte érosion des Andes, résultant d'un important épisode de convergence au Miocène (Petri, 1987; Hoorn et al., 1995; Campbell et al., 2006; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010). Certains proposent une cause épirogénique à la réorganisation, engendrée par des mouvements mantéliques, soulevant la zone du bras de mer de Pebas au Miocène et inversant le cours d'eau de l'Amazone vers le Nord - Est (Fig. 4.16 ; Shephard et al. 2010).

4.4.4 Instabilité des pentes de la marge

Au cours de son évolution, la marge présente des indices d'instabilités, même en dehors des phases de quiescence tectonique avec plusieurs générations de dépôts gravitaires du type turbidites, *debris flow* et MTD.

Les turbidites

Les turbidites sont toujours présentes sur la marge à partir du Barremien - Albien sup. (130 - 103 Ma), indiquant que les bathymétries et les pentes (permettant l'instabilité et l'écoulement gravitaire) sont devenues plus importantes à cette période (Figs. 4.6a et 4.6c). Ces appareils se localisent systématiquement dans les zones de raccord entre segments transformants et divergents (Fig. 4.17). Des deltas en amont des systèmes turbiditiques suggèrent qu'ils soient alimentés par les paléo - fleuves : paléo - Maroni et paléo - Oyapock (Fig. 4.7c). Nous avons distingué deux types de systèmes turbiditiques : avec une lithologie soit à dominante sableuse, soit indifférenciée (présentant un aspect carbonatée, plus abondantes au Paléogène et au Miocène). Les turbidites "sableuses" se localisent en aval des canyons et des deltas, alimentés par des paléo - systèmes fluviaux. La période où ces turbidites sont plus abondantes est le Crétacé supérieur, après le haut niveau marin cénomano - turonien. De nombreux drainages se réorganisent et apportent d'important volumes terrigènes sur la marge, tout en déstabilisant ses pentes. En revanche, les turbidites "indifférenciées" ne sont pas alimentées par les paléo - fleuves et sont essentiellement composées des produits d'érosion de la plateforme. Un système à l'Ouest du plateau de Demerara par exemple correspond à un mélange d'argiles, sables et marnes. Cet appareil est alimenté par un canyon incisé suite à la baisse du niveau marin au Turonien supérieur. Il se localise au dessus de la masse glissée, dans sa zone de transition entre les parties extensive et compressive (Figs. 3.4c ; 3.5b et 4.18). Au Sud - Est du plateau de Demerara, des "calci - turbidites" se forment en aval de la plateforme carbonatée au Paléogène et au Miocène, en dehors d'un contexte tectonique (Figs. 4.9c et 4.10c). Elles sont plutôt générées par les fortes pentes la plateforme et leur déstabilisation gravitaire.

Les MTD du bassin de Guiana/Suriname

La marge montre deux structures gravitaires particulières, (i) les masses glissées de l'évènement transpressif aptien (~ 112 Ma), à l'Ouest du plateau de Demerara (Figs. 3.4c et 4.6c) et (ii) le glissement gravitaire du delta de l'Amazonie (Figs. 3.6 et 4.11). Ces structures sont associées à des *debris flow* en aval.

(i) Un saut du pôle de rotation de la plaque Africaine à l'Aptien supérieur (~ 112

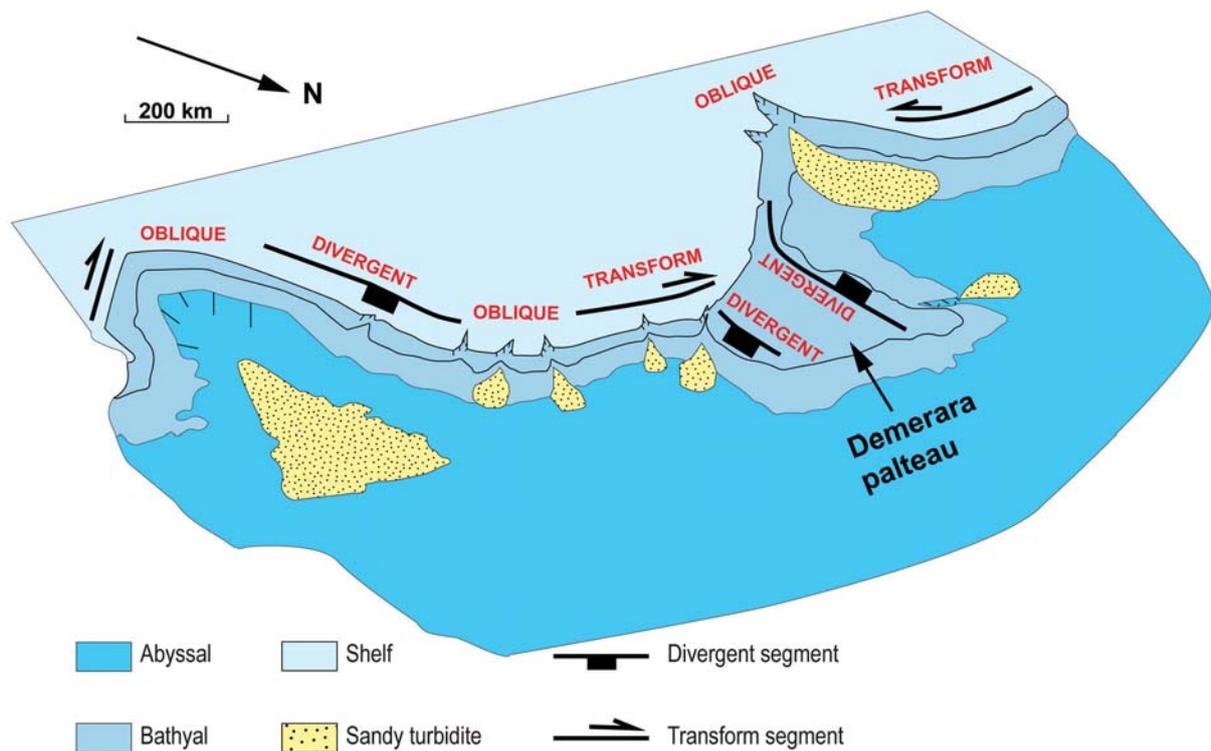


FIGURE 4.17 – Schéma illustrant la mise en place des systèmes turbiditiques, au Campanien - Maastriichtien, dans les zones de transition entre les segments divergents et transformants de la marge.

Ma) a produit l'évènement transpressif au Nord du plateau de Demerara (Benkhelil et al., 1995; Gouyet et al., 1994; Basile et al., 2005; Mercier de Lépinay et al., 2016; Olyphant et al., 2017). Cet évènement a inversé les structures extensives au Nord du plateau de Demerara et au Sud du plateau de Guinée (Figs. 3.3; 3.5; 3.8 et 4.6; Benkhelil et al. 1995; Olyphant et al. 2017). Une zone "d'accommodation" des failles transformantes se localise au Nord du plateau de Demerara, entre les zones de fractures de Guinée et de Sierra-Leone / Liberia, au niveau de la connexion des ouvertures de l'Atlantique Central et Équatorial (Fig. 3.1a). Elle s'est formée par adaptation des failles transformantes suite aux différences des directions d'expansion de ces deux rifts, Est - Ouest pour l'Atlantique Central et NO - SE pour l'Equatorial (Nemčok et al., 2016b). La transpression est associée à des masses glissées majeurs à l'Ouest du plateau de Demerara (Figs. 3.4a, 3.5 et 4.6c). Le bloc glissé est composé d'une zone extensive amont et d'une zone compressive aval, formant une surface de glissement (Fig. 4.18). La zone compressive montre des plis, des failles inverses et des structures en duplex. La masse glisse vers le Nord - Ouest, possiblement en lien avec

la faille transformante sénestre au Nord du plateau de Demerara (Figs. 3.4; 4.5b; 4.6b et 4.6c). L'ensemble est tronqué par la discordance aptienne (~ 112 Ma), indiquant la fin de l'évènement (Figs. 3.4; 3.5 et 4.18).

Glissement gravitaire du Delta de l'Amazone

(*ii*) La réorganisation de l'Amazone s'accompagne par la connexion des Andes au bassin de FOZ au Miocène supérieur (Hoorn et al., 1995; Roddaz et al., 2005; Hoorn et al., 2010; Shephard et al., 2010) et la formation d'une grande aire drainée, permettant le dépôt de fortes épaisseurs de sédiments sur la marge (~ 7 km de dépôts préservés; Figs. 3.6 et 4.11b). L'importante charge de sédiments, accumulées en si peu de temps (~ 6 Ma), a déstabilisé les pentes de la plateforme du bassin, engendrant une importante déformation gravitaire (Watts et al., 2009; Cobbold et al., 2004). La zone extensive est caractérisée par des failles normales s'enracinant dans la couche argileuse du toit du Maastrichtian - base du Paléocène (~ 66 Ma). La partie compressive montre des failles inverses, des plis et des duplex, enracinés dans la même couche que les failles normales (Fig. 3.6). Les failles inverses sont possiblement encore actives et affectent les dépôts les plus jeunes. Le long des structures inverses on distingue en sismique des formes de cheminées de dégagements de fluides. Ainsi, le détachement de l'ensemble s'est possiblement produit en glissant sur la couche argileuse, aidée par une surpression de fluide et la compaction (Cobbold et al., 2004). L'ensemble glisse vers le Nord - Ouest, où l'accommodation est plus importante (Fig. 3.6c). Il est limité par la croûte océanique en distal (Fig. 3.6b).

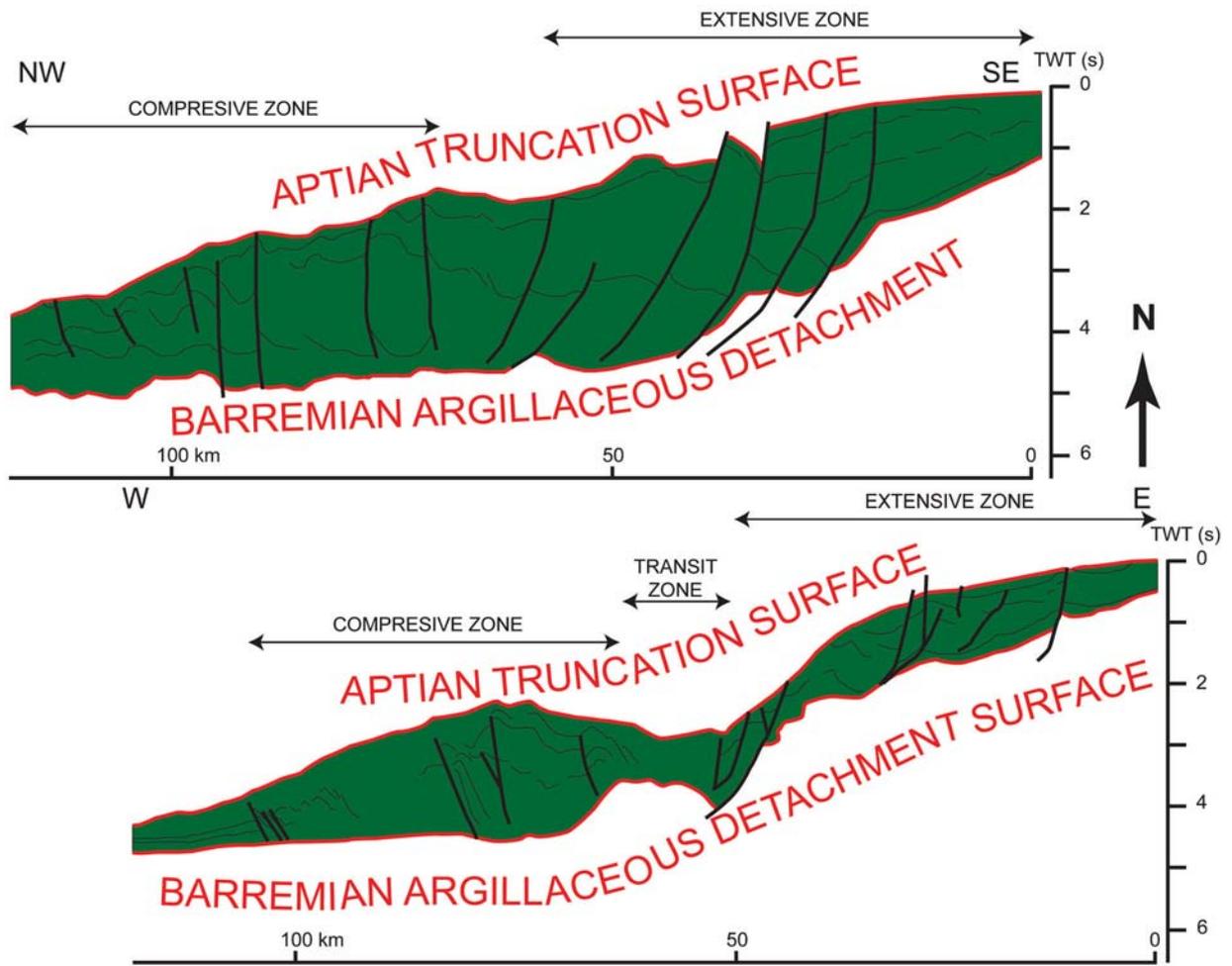


FIGURE 4.18 – Illustration de la masse glissée à l'Ouest du plateau de Demerara, suite à l'épisode transpressif aptien. Le glissement se fait vers le Nord - Ouest, traduit par un épaississement plus important en cette direction sur la coupe du haut.

4.5 Conclusion

Nous proposons une évolution paléo-géographique de la marge du Craton Guyanais, intégrée au cadre géodynamique régional, réalisée sur huit intervalles de temps depuis 200 Ma, à partir de trois types de cartes : environnements de dépôt, des isopaques et des lithologies.

Les deux rifts successifs (200 - 165 Ma et 130 - 103 Ma) et l'ouverture diachrone des bassins de GS et de FOZ s'expriment non seulement par la tectonique mais également par leur remplissage sédimentaire différé. L'environnement des dépôts est en effet marin dans le bassin de GS au Néocomien, alors qu'il est encore continental dans le bassin de FOZ. A cette période, pendant que le bassin de FOZ continue de recevoir les dépôts terrigènes, la plateforme carbonatée prospère dans le bassin de GS. Le remplissage stratigraphique ne devient similaire qu'à partir du tardi-post-rift (Campanien inférieur \sim 83 Ma), lorsque la subsidence thermique ralentie et le remplissage de la marge se retrouve sous l'influence complète de la dynamique continentale. Les deux bassins enregistrent en ce moment un enrichissement en quartz et le développement de plusieurs complexes turbiditiques. Les appareils majeurs de ces derniers sont directement liés aux grands systèmes fluviaux opérant sur le Nord du continent Sud américain. Ainsi, nous supposons que deux majeurs paléo-systèmes fluviaux contrôlent les apports terrigènes vers la marge du Craton Guyanais, le paléo - Berbice et le paléo - Tocantins depuis la fin des *rifting* de l'Atlantique Central (\sim 165 Ma) et Équatorial (\sim 103 Ma) respectivement. Leur localisations sont fortement impactées par l'héritage structural syn-rift jurassique pour le paléo - Berbice et créacé pour le paléo - Tocantins. Ces deux systèmes existent ensemble depuis le Crétacé inférieur, mais ne sont jamais connectés et présentent des dynamiques fluviales différentes. Les fleuves connaissent en effet une extension de leurs aires drainées au post-rift et une diminution ensuite. Pendant que le paléo - Tocantins s'initie à l'Albiens supérieur, le paléo - Berbice est à son climax. Ensuite, lorsque l'aire drainée du paléo - Tocantins augmente au Crétacé supérieur, celle du paléo - Berbice diminue. Cette réorganisation des drainages est contemporaine à l'enrichissement en quartz - arénites des bassins de GS et de FOZ au Campanien. Le bassin de GS devient en effet sourcé par un bassin proximal, riche en sable, alors que la source du bassin de FOZ est au contraire lointaine. Le paléo - Tocantins a

en effet développé une grande aire drainée en exportant les sédiments recyclés du bassin intra - cratonique de Parnaíba. Ces fleuves dominent jusqu'à la mise en place des drainages modernes de l'Orénoque et de l'Amazone au Miocène.

A partir du Paléogène, le domaine cratonique connaît de faibles exports, traduits par le développement des plateformes carbonatées sur la marge et des bauxites sur le continent, suggérant le changement vers un climat tropical et la disparition du relief. Les faibles exports se maintiennent jusqu'aux réorganisations des drainages de l'Orénoque au Miocène moyen et de l'Amazone au Miocène supérieur, causées par l'augmentation de la collision andine et la migration de la subduction des Caraïbes vers l'Est.

Nous constatons donc que l'architecture stratigraphique de la marge du Craton Guyanais évolue constamment, avec des variations lithologiques, déplacements des dépocentres et changements des environnements de dépôt. La nature du remplissage des bassins *off-shore* est fortement influencée par la géodynamique régionale. Nous apercevons en effet une régularité du remplissage à dominante terrigène suite aux évènements tectoniques, engendrant un renouvellement du relief et une réorganisation des drainages, parfois amplifiée par une baisse du niveau marin. La sédimentation carbonatée sur la marge succède à des périodes de forts apports terrigènes, marquant possiblement l'aplanissement du relief et une diminution du flux depuis le continent. Cette variation du flux sédimentaire continental devrait être observable à travers des apports terrigènes dans la marge. Une étude traitant de l'histoire de l'accumulation terrigène de cette marge, serait donc utile et bénéfique, afin de valider les hypothèses évoquées dans ce chapitre.

CHAPITRE 5

HISTOIRE DE L'ACCUMULATION TERRIGÈNES DANS LES BASSINS DE LA MARGE DU CRATON GUYANAIS. INTÉGRATION *SOURCE TO SINK*

Contents

5.1	Introduction	150
5.2	Matériel et Méthode	154
5.2.1	Données sismiques	154
5.2.2	Découpage en aires de quantification de volumes	154
5.2.3	Calcul du volume terrigène accumulé	154
5.3	Histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge Guyanaise	162
5.3.1	Volumes et taux d'accumulation terrigène	162
5.4	Discussion	164
5.4.1	Effet " <i>Sadler</i> "	164
5.4.2	Causes possibles des variations de l'accumulation terrigène sur la marge du Craton Guyanais	164
5.5	Comparaison de l'accumulation terrigène du bassin de Foz d'Amazonas à celle de sa marge conjuguée africaine	170
5.6	Conclusion	175

5.1 Introduction

Quantifier l'histoire de l'accumulation terrigène dans les bassins de marges passives permet de proposer une évolution du relief et/ou du climat affectants le continent bordé par ces bassins. Les bassins des marges passives sont en effet les termes ultimes du "*Sediment routing system*", accueillant tôt ou tard tout sédiments érodés depuis le continent et fournissant ainsi les sédiments à l'océan mondial. La bonne préservation des sédiments dans ces bassins, sous l'action de l'accommodation et de l'enfouissement (engendrés par la subsidence tectonique, puis thermique), permet de quantifier l'ensemble du signal déposé. Dans cette partie nous proposons donc une histoire de l'accumulation terrigène dans les bassins de la marge passive du Craton Guyanais (Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas), depuis la période du syn-rift de l'Atlantique Central ($\sim 200 - 165$ Ma) jusqu'au Plio - Quaternaire (Figs. 3.1 et 3.2).

La capacité d'un système à accumuler des volumes sédimentaires dépend de deux paramètres cruciaux : (i) l'espace disponible ou l'accommodation et (ii) le flux terrigène.

(i) Dans les bassins de rift et de marges passives, la subsidence tectonique génère dans un premier temps l'espace disponible, accommodé par des failles syn-rift. Ensuite, durant la phase post-rift, la subsidence thermique (relaxation des isothermes) et puis gravitaire (charge sédimentaire et eau) prennent le relais et contrôlent l'accommodation. L'influence de ces facteurs est traduite sur l'évolution stratigraphique de la marge, passant généralement des cycles transgressifs de fortes subsidence aux regressifs de faibles subsidence, marquant la phase du tardi-post-rift. L'ampleur de la subsidence et ainsi, les géométries stratigraphiques des marges dépendent de la rigidité flexurale de la lithosphère, qui en dépend à son tour de son épaisseur élastique. Des marges seront très étirées, avec des talus faiblement pentés et des sédiments du syn et de l'immédiat post-rift distribués sur un large espace, sous des épaisseurs élastiques importantes (Rouby et al., 2013). A l'inverse, les marges seront plus étroites, fortement pentés et les dépôts moins distribués, sous des épaisseurs élastiques plus faibles.

(ii) Les flux terrigènes sont en fonction (a) du relief, (b) de l'aire drainée du bassin versant alimentant la marge et (c) du climat.

(a) L'ampleur du relief, généré par la tectonique et/ou l'épirogenèse, dépend de la ri-

gidité lithosphérique, qui en dépend de l'épaisseur élastique. Plus elle est épaisse, plus les longueurs d'ondes flexurales seront larges et la topographie créée importante. L'augmentation de la topographie apportera plus de matériel disponible à l'érosion, dont l'intensité définira le relief.

(b) Des études montrent que la charge des sédiments transportés par les rivières est directement liée à la taille des bassins versants (Milliman and Syvitski, 1992; Orton and Reading, 1993; Rohais, 2007). Plus ces derniers sont grands, plus la charge sédimentaire transportée sera importante, augmentant ou diminuant suite à la réorganisation des drainages (modification du relief, capture, chute du niveau marin).

(c) Sous un climat plus arides, à pluies épisodiques, des études montrent qu'en augmentant brusquement la pluviométrie, les taux d'érosions augmentent également jusqu'à atteindre un certain seuil d'équilibre (*steady state*; Bonnet and Crave 2003). Sous un climat tropical et humide, l'altération chimique est importante. La production des profils altérés est favorisée, qui restent maintenus sous des couvertures forestières. Dans de tels conditions, les exports chimiques dissouts dominent par rapport à l'érosion physique. Dans les zones *sink*, l'impact de variation climatique sur l'érosion se reflètent rapidement, étant le facteur de 1^o ordre sur des échelles de temps du Quaternaire (Poag and Sevon, 1989; Rohais, 2007). Un épisode tectonique nécessite plus de temps pour se refléter sur l'architecture stratigraphique du bassin et devient dominant aux échelles de temps géologiques (plusieurs millions d'année).

Les travaux sur des accumulations terrigènes dans des marges passives, bordant des zones cratoniques, montrent des caractéristiques semblables. L'histoire d'accumulation dans la marge bordant les Appalaches présente en effet des alternances entre des phases de forte accumulations terrigènes et des phases plus faibles (Poag and Sevon, 1989). Cette étude a mis en évidence que les périodes à forts apports correspondent aux événements tectoniques : rift triassique, durant lequel se développent des surrections (épaulements) et subsidence des bassins (permettant le stockage et la préservation de la matière érodée). Les périodes à faibles apports leur succèdent, et correspondent à l'aplanissement du relief qui suit (Poag and Sevon, 1989).

En Namibie et Afrique du Sud, les forts apports terrigènes correspondent également aux périodes de création de relief et leur érosion durant le syn-rift néocomien (Rouby et al.,

2009; Guillocheau et al., 2012). Autrement, l'enregistrement de l'accumulation présente des apports faibles et homogènes. Au Crétacé supérieur un nouveau *maxima* d'apport terrigène pourrait correspondre au rajeunissement du relief, potentiellement dû à un soulèvement tectonique. Les tendances observées dans les bassins Sierra-Léone/Liberia (SL/LIB) et Côte d'Ivoire (CIV) (Ye, 2016), au large de Mozambique (Ponte, 2018) et à l'embouchure du fleuve Congo (Leturmy, 2003) sont semblables. L'histoire de l'accumulation des volumes terrigènes enregistre de forts apports lors des phases syn-rift et des événements tectoniques. Les périodes à faibles érosions leur succèdent, correspondant à la disparition du relief, l'aplanissement et la latérisation du craton.

La dynamique d'érosion lente et homogène dans les zones cratoniques est vérifiée pour la période du Cénozoïque dans la région du Craton Ouest Africain (West African Craton - WAC). Elle présente des exports de matière qui varient entre 2 et 5 m/Ma (Beauvais and Chardon, 2013). Grimaud et al. 2018 ont calculé des volumes exportés au Cénozoïque sur WAC, en se basant sur l'âge d'abandon des latérites et leur géométries. Cette étude a montré des dénudations moyenne de 7 m/Ma. Ces taux étaient en augmentation depuis l'Éocène, suite à la réorganisation du drainage du Niger, engendrée par la croissance du point chaud de Hoggar, ainsi que la baisse du niveau marin (Chardon et al., 2016). Ye (2016) a quantifié l'export sur WAC pour des périodes de temps plus longs (depuis ~ 200 Ma à l'actuel), en se basant sur l'histoire thermochronologique du craton et en appliquant le géotherme de $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ses résultats ont montré une faible érosion du craton, comprises entre 7 et 16 m/Ma, ce qui est typique pour des zones cratoniques (Beauvais and Chardon, 2013). Cependant, durant la période du syn-rift de l'Atlantique Équatorial (130 - 103 Ma), la marge du bassin de CIV a montré une dénudation forte et rapide, opérant sur une étroite zone de la bandes côtière (Ye, 2016). La surface soumise à cette forte érosion était certainement limitée par les épaulements de rift.

La marge passive bordant le Craton Guyanais est la conjuguée de la marge du WAC. Son étude devrait montrer des points communs sur l'évolution du remplissage de la marge, ainsi que sur l'histoire géodynamique. De plus, les reliefs du Craton Guyanais sont également dominés par des surfaces d'aplanissement, regroupant essentiellement trois types d'âges, semblables aux âges des surfaces sur WAC : Crétacé supérieur - Paléocène, Éocène - Oligocène et Miocène (McConnell, 1968, 1980; Vasconcelos et al., 1994; Monsels, 2016;

Théveniaut and Freyssinet, 1999, 2002). Les surfaces sont espacées entre elles de plusieurs kilomètres. Les plus anciennes sont généralement les plus hautes, séparées des surfaces d'âges succédant de 60 - 150 mètres (McConnell, 1968). Des surfaces plus hautes (> 900 mètres d'altitude), d'âge indéterminé, mais supposé plus ancien que du Crétacé supérieur, se trouvent plus à l'intérieur des terres (McConnell, 1968). L'âge d'une surface d'aplanissement correspond en générale à l'âge du décapement (physiquement ou chimiquement) de la partie molle qui se trouvait au dessus, pourrait donc indiquer sur un événement géodynamique favorisant l'érosion. Sur le Craton Guyanais, McConnell (1968) relie chaque âge d'un groupe de surface aux cycles d'érosions, potentiellement engendrés par de l'épirogenèse ou de captures de certaines rivières par d'autres. Si ce sont des phénomènes affectant une large échelle (continental ou au moins cratonique) ils devraient se voir à travers le remplissage terrigène de la marge bordant le craton.

L'objectif de ce travail est de discuter l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge, bordant le Craton Guyanais depuis son initiation (~ 200 Ma). Nous procédons par le calcul des volumes terrigènes de l'ensemble des bassins de GS et de FOZ *i.e* en 3D et non seulement dans la partie proximale et par intervalle de temps correspondant aux grandes phases identifiées. Nous sommes conscients que les intervalles de temps choisis sont relativement longs, durant lesquels plusieurs évènements rapides peuvent se produire (cycles marins, etc...). En revanche, la dynamique de relief sur un domaine cratonique est un processus relativement long (plus long que dans les orogènes). De plus, le but de l'étude est de contraindre la dynamique d'érosion du Craton Guyanais sur des échelles de temps géologiques (> 10 Ma) afin d'analyser son évolution. Les résultats obtenus seront comparés à ceux de la marge conjuguée (SL/LIB), afin de discuter des scénarios possibles d'érosion du craton. Une fois que cet objectif sera atteint, nous discuterons comment s'érode le Craton Guyanais et le relierons à la géodynamique régionale et/ou globale.

5.2 Matériel et Méthode

5.2.1 Données sismiques

Dans ce travail nous avons quantifié les volumes accumulés dans les bassins de la marge passive du Craton Guyanais par intervalles de temps, définis par les horizons stratigraphiques remarquables (Figs. 3.1b, 3.2 et 3.3). Une histoire de l'accumulation terrigène des bassins de GS et de FOZ depuis le syn-rift de l'Atlantique Central ($\sim 200 - 165$ Ma) est donc proposée dans cette étude. Afin de calculer ces volumes accumulés, nous avons utilisé :

- des lignes sismiques réflexions 2D en temps doubles, dont neuf horizons stratigraphiques ont été interprétés (voir plus de détail dans le Chapitre 4.2 et Fig. 3.3) ;
- puits de forages, dans le but d'estimer le pourcentage de la composante carbonatée pour chaque intervalle de temps, afin de n'obtenir des volumes terrigènes uniquement.

Ensuite, les horizons stratigraphiques ont été interpolés et convertis en profondeur, en utilisant la loi de "*Layer cake*", expliquée dans le Chapitre 4.2.3.

5.2.2 Découpage en aires de quantification de volumes

Les volumes ont été quantifiés à partir de trois surfaces (aire de dépôts) :

- une aire incluant le bassin de GS et le plateau de Demerara ($\sim 285\,000$ km²), car étant historiquement et géodynamiquement liées suite à l'ouverture de l'Atlantique Central (Fig. 3.8) ;
- une autre aire n'incluant le bassin de FOZ uniquement ($\sim 595\,000$ km²), formé suite à l'ouverture de l'Atlantique Équatorial (Fig. 3.8) ;
- et une aire incluant les bassins de GS, de FOZ et le plateau de Demerara, afin de connaître l'accumulation totale de la marge.

5.2.3 Calcul du volume terrigène accumulé

La quantification des volumes (réalisée par C. Robin), en utilisant le logiciel "*VolumeEstimator*" (créé par J. Braun, *unpublished*), se réalise à partir des cartes isopaques de chaque intervalle de temps, dont la création est expliquée dans le Chapitre 4.2.3. Les roches

subissent de la compaction avec de l'enfouissement, diminuant ainsi la porosité. Cette dernière décroît de façon exponentielle et peut s'exprimer selon la loi : $\phi(z) = \phi_0 (\exp \frac{-z}{k})$, où ϕ_0 est la porosité initiale (à la surface), $\phi(z)$ la porosité à une profondeur z et k est une constante dépendant de la lithologie. Afin d'obtenir les volumes "réels" des sédiments (sans porosité), ils ont été compactés. La porosité étant dépendante de la lithologie, les volumes ont donc été décompactés en testant les lithologies de sable et de l'argile. Ensuite, les volumes de porosité ont été soustraits afin d'obtenir les volumes "réels".

L'objectif de l'étude est de quantifier l'accumulation terrigène dans les bassins, nous avons donc estimé le pourcentage non terrigène des dépôts, à partir de 32 puits de forages (Figs. 5.1 ; 5.2 et 5.3). Une moyenne de pourcentage des carbonates par bassin a ensuite été calculée pour les deux bassins (Fig. 5.4). Le pourcentage moyen non terrigène pour chaque intervalle de temps a été ensuite estimé et corrigé des volumes de roches pour chaque bassin.

Le modèle d'âge a également été fourni pour le calcul des volumes par pas de temps (Fig. 3.3).

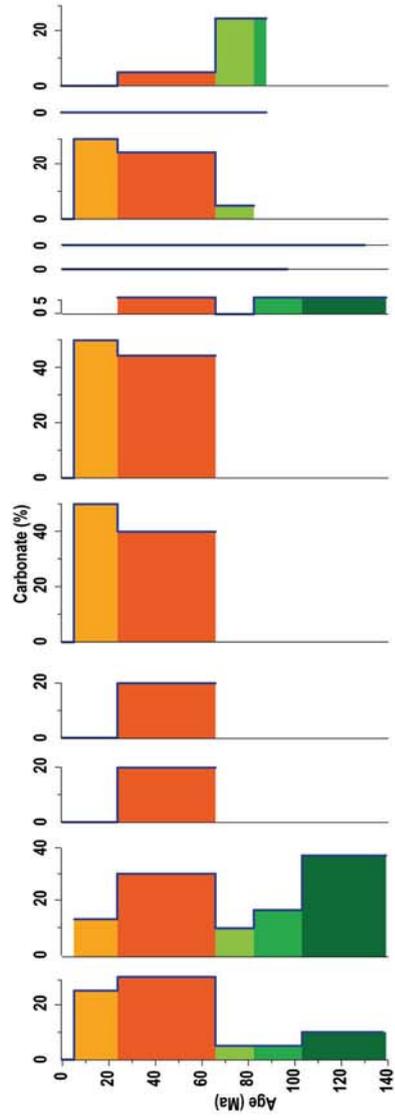


FIGURE 5.1 – Estimation de CaCO_3 dans le bassin de Guiana/Suriname à partir des puits disponibles.

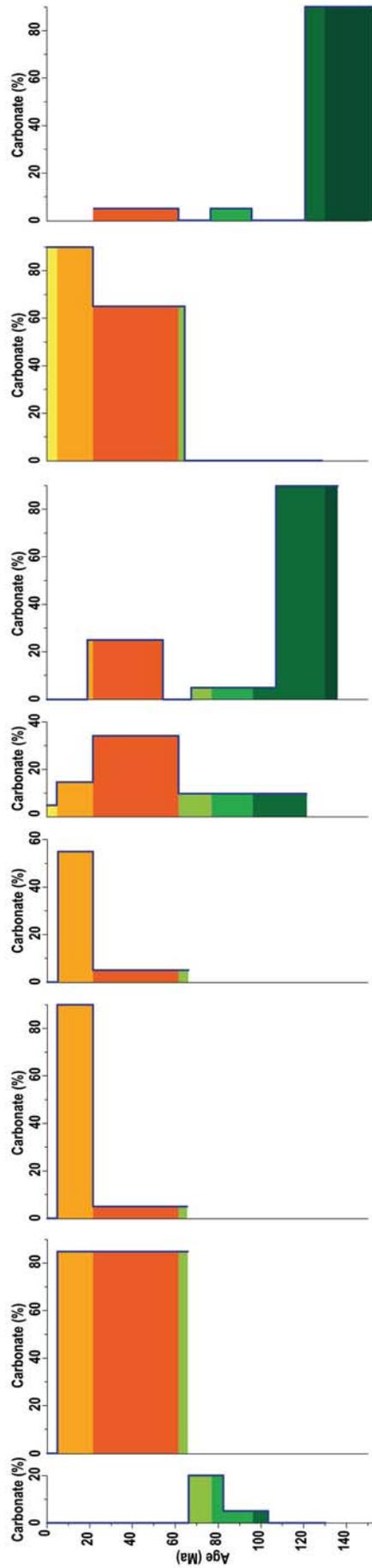


FIGURE 5.2 – Estimation de CaCO_3 sur le plateau de Demerara à partir des puits disponibles.

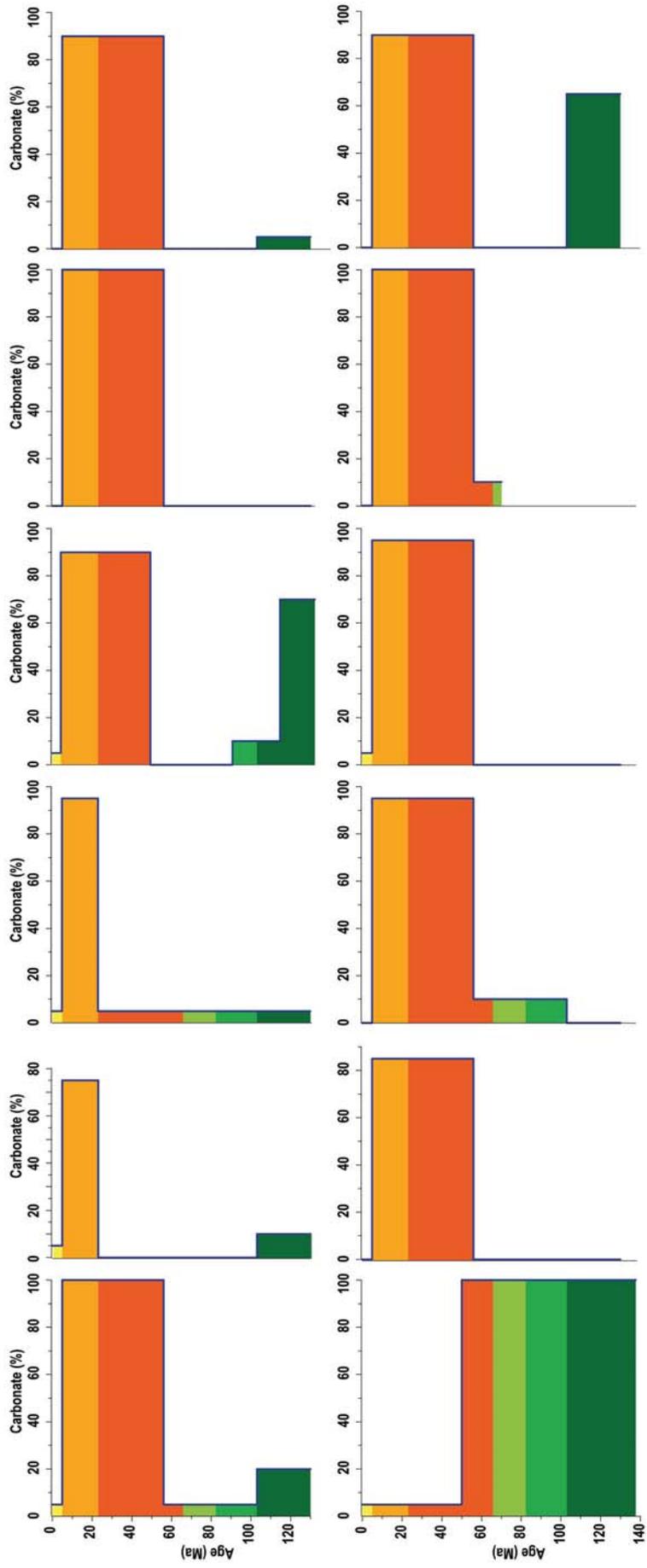


FIGURE 5.3 – Estimation de CaCO_3 dans le bassin de Foz d'Amazonas à partir des puits disponibles.

Cette méthode de quantification de volume terrigènes accumulés présente tout de même certaines incertitudes, comprises dans le calcul :

- âge absolu des horizons stratigraphiques, avec des incertitudes plus importantes pour des horizons stratigraphiques correspondant aux surfaces d'érosion (incertitude de datation, attribution de l'âge) ;
- pourcentage de CaCO_3 estimé (l'erreur est comprise entre le pourcentage maximal et minimal pour chaque pas de temps) ;
- lithologie (correction de la porosité résiduelle) ;
- modèle de conversion en profondeur (l'erreur correspond à l'écart avec des vitesses maximales et minimales aux puits).

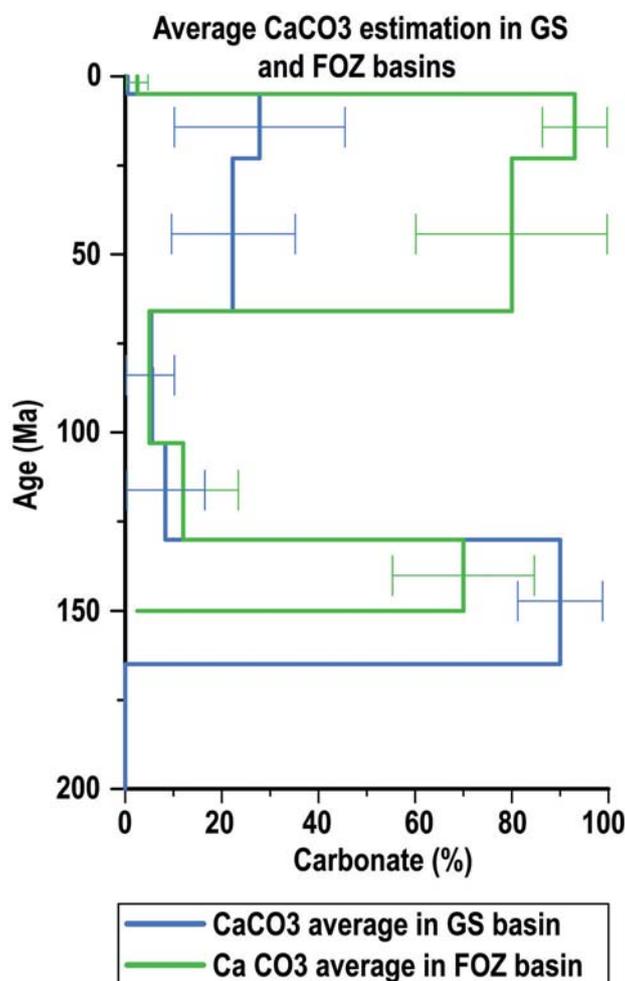


FIGURE 5.4 – Pourcentage moyen de CaCO_3 par intervalle de temps pour les bassins de GS (Guiana / Suriname) et FOZ (Foz d'Amazonas), à partir des données de puits.

Des incertitudes liées aux courants latéraux n'ont pas été estimées lors de cette étude. Il existe également des incertitudes sur la quantification de l'ensemble sédimentaire du

système du dépôt. En effet, la surface de dépôt prise en compte est limitée par la couverture sismique, se propageant tout de même jusqu'aux ~ 600 km vers le distal (Figs. 3.1 et 3.2). Afin de capter l'ensemble du système de dépôt des bassins, une des solutions est d'extrapoler des lignes sismiques jusqu'à la dorsale océanique, en utilisant des longues lignes publiques disponibles (Fig. 5.5). La couverture sismique utilisée a permis de quantifier l'ensemble de l'accumulation terrigène du Trias jusqu'au Santonien (entièrement compris dans la surface du calcul). Autrement dit, l'extrapolation des coupes apportera de l'information uniquement sur les dépôts du Campanien - Maastrichtien et du Cénozoïque. La surface de calcul des volumes utilisée a permis de quantifier ~ 40 % du système de dépôt cénozoïque et ~ 90 % du Crétacé supérieur (Fig. 5.5). Nous pourrions donc rater une part négligeable du Crétacé supérieur et plus importante du Cénozoïque. Cependant, les dépôts distaux sont essentiellement de nature carbonatée et donc sans intérêt à l'histoire de l'accumulation **terrigenè** que nous voulons retracer.

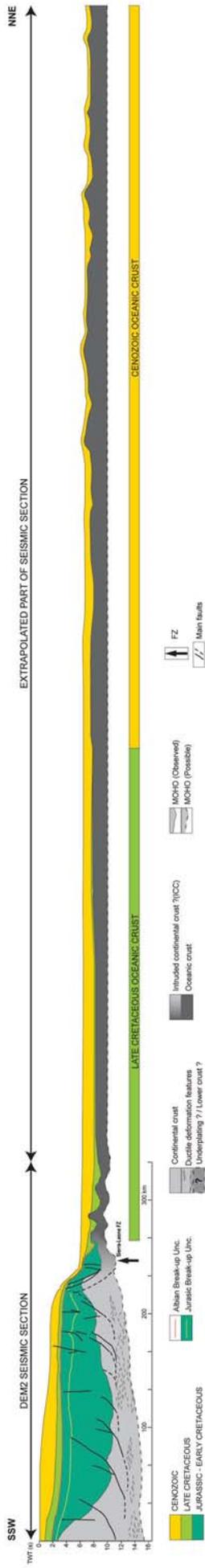


FIGURE 5.5 – Coupe sismiques DEM2 extrapolée jusqu'à la ride océanique, en utilisant les âges de la croûte océanique et des lignes sismiques de Geomapapp.

5.3 Histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge Guyanaise

5.3.1 Volumes et taux d'accumulation terrigène

Dans cette partie, la première valeur annoncée correspondra aux volumes et la deuxième aux taux terrigènes accumulés, pour chaque intervalle de temps. La description se fera dans l'ordre chronologique, c.a.d de la période du syn-rift jurassique ($\sim 200 - 165$ Ma) et jusqu'au Plio - Quaternaire. L'histoire de l'accumulation est retracée sur huit intervalles de temps dans le bassin de GS et six dans FOZ (Fig. 3.3).

Sur l'ensemble de la marge, l'accumulation est dominée par le bassin de GS durant la période du Jurassique inférieur au Néocomien supérieur. A partir du Barremien inférieur l'accumulation dans FOZ devient prépondérante (Figs. 5.6c et 5.6f).

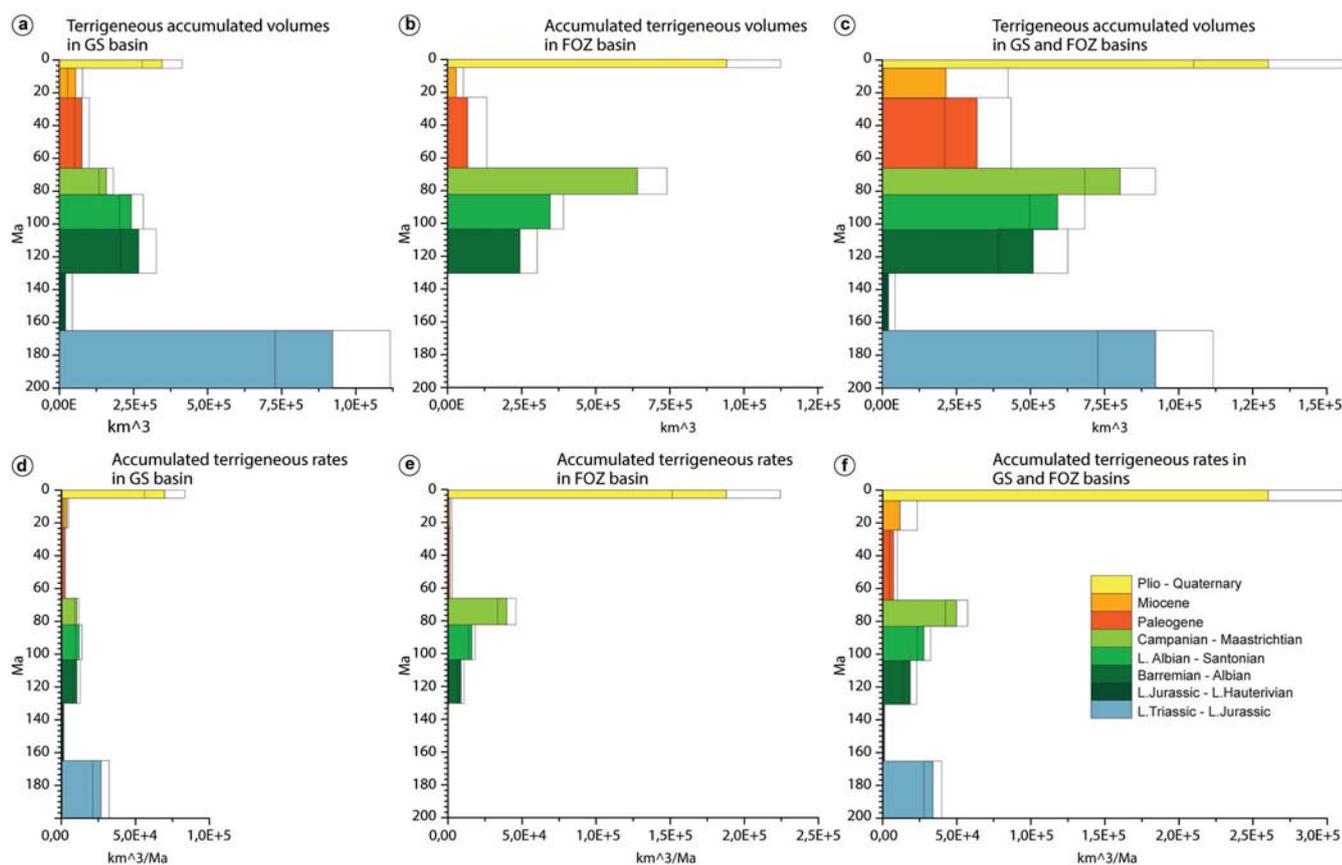


FIGURE 5.6 – Histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge du Craton Guyanais par intervalle de temps. En a), b) et c) les volumes accumulés dans le bassins de Guiana/Suriname, Foz d'Amazonas et l'ensemble de la marge respectivement. En d), e) et f) les taux accumulés dans le bassins de Guiana/Suriname, Foz d'Amazonas et l'ensemble de la marge respectivement.

Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de Guiana/Suriname

Durant l'intervalle syn-rift de l'Atlantique Central ($\sim 200 - 165$ Ma), le bassin de GS enregistre des très forts volumes et taux d'accumulation (9.2×10^5 km³ et 2.6×10^4 km³/Ma respectivement). Une forte chute intervient lors de la période du post-rift précoce, Jurassique supérieur - Hautérivien supérieur (2.1×10^4 km³ et 5.9×10^2 km³/Ma). La période entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur est marquée par une augmentation des volumes accumulés (2.7×10^5 km³), suivie de leur diminutions progressives, qui se poursuit jusqu'au Miocène supérieur (~ 6 Ma; 5.5×10^4 km³). Les vitesses d'accumulation sont cependant homogènes sur l'ensemble du Crétacé depuis le Barremien inférieur, présentant une légère augmentation (restant dans la gamme d'erreur) entre l'Albien supérieur et le Santonien supérieur ($\sim 103 - 83$ Ma; 1.2×10^4 km³/Ma). Les taux sont plus bas à partir du Paléogène (1.8×10^3 m³/Ma) et le restent durant le Miocène, avec une légère augmentation tout de même (3.1×10^3 km³/Ma). L'histoire de l'accumulation terrigène du bassin de GS se termine par une forte accumulation des volumes et des taux (~ 6 Ma; 3.5×10^5 km³ et 6.9×10^4 m³/Ma), intervenant à partir de la fin du Miocène (~ 6 Ma).

Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de Foz d'Amazonas

L'histoire de l'accumulation terrigène du bassin de FOZ commence avec l'ouverture de l'Atlantique Équatorial et la formation de ce bassin. Nous observons une, relativement, forte accumulation terrigène entre le Barremien inférieur et l'Albien supérieur (2.4×10^5 km³ et 9.0×10^3 km³/Ma), qui de plus croit durant le Crétacé, pour atteindre le maximum entre le Campanien inférieur et le Maastrichtian supérieur (6.4×10^5 km³ et 4.0×10^4 km³/Ma). Ensuite, comme dans le bassin de GS, les volumes diminuent à partir du Paléogène (6.6×10^4 km³), en atteignant le minimum durant le Miocène (2.8×10^4 km³). Les taux durant ces deux périodes sont également très faibles : 1.5×10^3 km³/Ma. L'histoire de l'accumulation terrigène du bassin de FOZ se termine par une très forte accumulation à partir de la fin du Miocène (~ 6 Ma; 9.4×10^5 km³ et 1.9×10^5 km³/Ma).

Nous constatons que l'histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge du Craton Guyanais se corrèle bien avec l'étude stratigraphique et paléogéographique de la marge, proposée dans le Chapitre 4. Le remplissage stratigraphique, du point de vue

d'évolution de faciès lithologiques, des caractères transgressives et régressives de la marge, répond aux *maxima* et *minima* des apports terrigènes (Figs. 4.4 - 4.11 et 5.6).

5.4 Discussion

Les variations de l'accumulation terrigène, enregistrées dans les bassins de la marge du Craton Guyanais, correspondent aux évolutions géodynamiques et climatiques que subit la région. Dans cette partie nous essayerons donc de discuter les augmentations et les diminutions des volumes accumulés et proposerons leur interprétations.

5.4.1 Effet "*Sadler*"

Tout résultat acquis présente un certain degré d'incertitudes, dont les plus importantes ont été mentionnées dans la partie 5.2.3. Il peut cependant exister un doute concernant la réalité du *maxima* des taux accumulés. En effet, Sadler (1999) et Sadler and Jerolmack (2015) ont montré l'existence des biais concernant les vitesses d'accumulation sédimentaires calculées sur des intervalles de temps disparates. Les pas de temps plus longs sont susceptibles de regrouper des hiatus plus importants et donc ainsi de réduire les taux accumulés. Les pas de temps les plus courts présenteront donc forcément des vitesses les plus fortes. Pour vérifier l'existence d'un *maxima* il faudrait effectuer les calculs des taux sur les pas de temps constants (Covault and Graham, 2010). Nous avons donc effectué ce calcul en homogénéisant les intervalles de temps sur la durée de la période la plus longue de nos résultats (43 Ma ; Fig. 5.7). En adoptant cette méthode, nous constatons la diminution des *maxima* des taux accumulés, mais les augmentations correspondant aux périodes des *maxima* existent tout de même. Le signal est donc réel, nous pouvons admettre que les variations des taux accumulés existent et peuvent être discutées.

5.4.2 Causes possibles des variations de l'accumulation terrigène sur la marge du Craton Guyanais

Afin de mieux visualiser l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge du Craton Guyanais, il est préférable de la discuter en vitesses de sédimentation (c.a.d diviser les

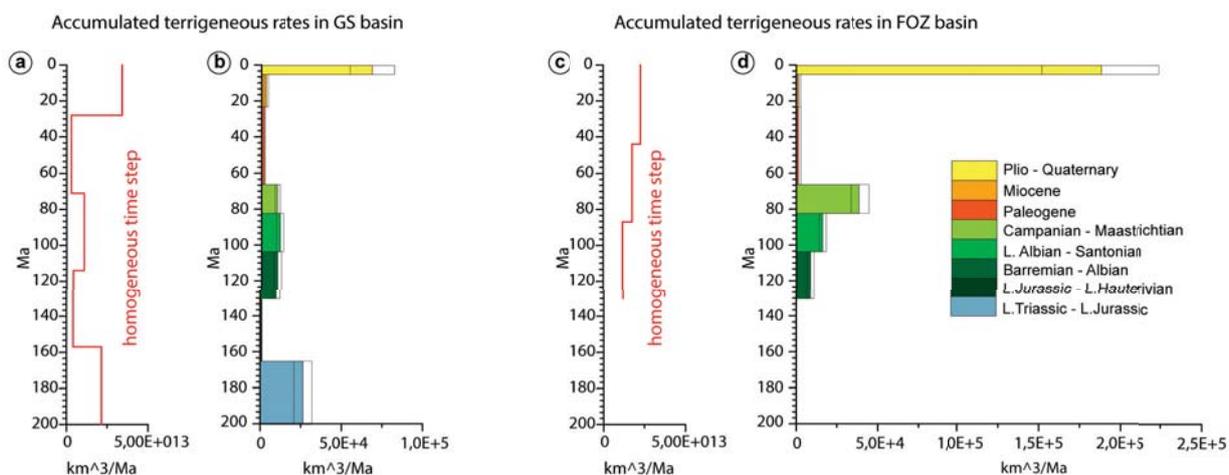


FIGURE 5.7 – Histoire des taux terrigènes accumulés a) en appliquant un pas de temps constant dans le bassin de Guyana / Suriname et b) un pas de temps défini par les horizons stratigraphiques. En c) un pas de temps constant dans le bassin de Foz d’Amazonas et d) un pas de temps défini par les horizons stratigraphiques.

taux, exprimés en km³/Ma, de la figure 5.6 par les surfaces des dépôts). Nous constatons que les dépôts s’accumulent dans les bassins de GS et de FOZ avec des faibles vitesses de sédimentation, de 2 - 11 m/Ma. Cette tendance s’alterne avec des phases de fortes accumulations, causées certainement par des évènements particuliers susceptibles d’augmenter les taux d’érosion cratoniques, (re)création du relief ou d’autres facteurs extérieurs comme les variations climatiques.

Réponse sédimentaire de la marge à la création et disparition du relief

Les forts taux d’accumulation, de la période du Trias supérieur au Jurassique supérieur, observés dans le bassin de GS, sont contemporains de la période syn-rift de l’Atlantique Central (Figs. 4.4 et 5.6). Cette forte accumulation terrigène est donc contemporaine de la création du relief du rift et pourrait provenir de l’érosion de ses épaulements. Cependant, la partie de la composante volcanite des dépôts syn-rift n’a pas été estimée. Elle pourrait s’avérer importante (Reuber et al., 2016), ce qui pourrait réduire ainsi les valeurs d’accumulation terrigène calculée.

La chute drastique de l’accumulation terrigène se produit ensuite, durant l’immédiat post-rift (165 - 130 Ma), présentant notamment des faibles vitesses de sédimentation (~ 2 m/Ma; Figs. 4.5 et 5.6). Dans le domaine proximal du bassin de GS, les premiers dépôts post-rift sont issus de l’érosion du socle, déposés dans un environnement fluviatile, pré-

sentant une grano - décroissance et devenant de plus en plus altérés (d'après un puits de forage localisé dans le domaine proximal, en face du Berbice ; Fig. 4.6). Ces informations suggèrent une augmentation du temps de transport des sédiments devenant plus long. Ce dernier peut être dû à la diminution de la capacité de l'export du système, engendré par l'aplanissement de la région, en occurrence l'érosion complète des épaulements du rift. De plus, la quasi - totalité du bassin de GS est envahie par la plateforme carbonatée, suggérant la diminution du flux terrigène également. Les exports de matière terrigène depuis le domaine cratonique sont fortement réduits dès l'immédiat-post rift, suite à la disparition du relief créé par le rift de l'Atlantique Central.

Les faibles exports se poursuivent jusqu'au Barremien, où une nouvelle augmentation de l'accumulation terrigène dans le bassin de GS est contemporaine de la période du *rifting* de l'Atlantique Équatorial ($\sim 130 - 103$ Ma) correspondant potentiellement à une possible (re)création des épaulements de rift sur la marge (Figs. 4.6 et 5.6). Cette période de l'augmentation d'apports détritiques est également contemporaine de la réactivation des failles dans le graben de Takutu (Crawford et al., 1985) et à l'exhumation de roches sur le Craton Guyanais (CONAM, 2002 dans Sapin et al., 2016). Le système fluviatile alimentant le bassin de GS pourrait être réorganisé, avec notamment une augmentation de l'aire drainée du bassin versant (Chapitre 4). Dans le bassin de FOZ, l'histoire de l'accumulation terrigène débute durant cette période (Fig. 5.6). Les premiers dépôts sont certainement issus de l'érosion du relief du rift de l'Atlantique Équatorial. Durant cette période, le relief a également été créé sur le continent, avec des failles actives sur une zone depuis la marge et jusqu'à la limite entre les bassins amazonien et Solimoes (Fig. 3.1b ; Szatmari 1983; Mosmann et al. 1986). Dans le bassin de GS, durant le Crétacé depuis le Barremien, les vitesses d'accumulation sont stables (~ 35 m/Ma). Cependant, les volumes diminuent depuis l'Albien supérieur (Fig. 5.6a et 5.6d). Il est donc possible que les exports restent identiques durant ces périodes, mais la surface érodée diminuent. En multipliant l'aire drainée réduite, supposée (Chapitre 4 ; Fig. 4.15), par des taux d'érosions cratoniques de 10 m/Ma, nous obtenons les volumes érodés du même ordre de grandeur que les volumes accumulés dans le bassin de GS (1.2×10^5 km³). Donc l'aire de drainage alimentant le bassin de GS diminue au Crétacé supérieur. Cette hypothèse a déjà été évoquée dans le Chapitre 4. Dans le bassin de FOZ, au contraire, les volumes et les taux augmentent durant

le Crétacé, en passant des vitesses de dépôt de 15 m/Ma du Barremien - Albien (130 - 103 Ma) à ~ 70 m/Ma au Campanien - Maastrichtian (83 - 66 Ma). Cette hausse du Crétacé terminal est contemporaine du refroidissement global du climat entre le Campanien et le Maastrichtian (Linnert et al., 2014) et de l'âge d'abandon de surfaces altérées dans le bassin amazonien (~ 71 Ma ; Vasconcelos et al. 1994). Ces informations indiquent donc une probable période d'érosion. Nous constatons une hausse permanente de l'export sédimentaire depuis le continent. Dans le Chapitre 4, nous avons proposé une augmentation de l'aire drainée du paléo - Tocatins à cette période, suite à la baisse du niveau marin, avec le climax atteint au Campanien - Maastrichtian (Chapitre 4 ; Fig. 4.15). Ce système fluviatile s'est développé jusqu'au bassin intra - cratonique de Parnaíba, le vidant vers le bassin de FOZ. En multipliant l'aire drainée augmentée, supposée (Chapitre 4 ; Fig. 4.15), par les taux d'érosions cratoniques de 10 m/Ma (Edmond et al., 1995; Bajolet, 2018), nous obtenons les volumes érodés du même ordre de grandeur que les volumes accumulés dans le bassin de FOZ ($5.0 \times 10^5 \text{ km}^3$). Néanmoins, il pourrait y avoir une contamination latérale de l'accumulation suite à l'établissement du contact océanique entre l'Atlantique Central et du Sud, à travers l'Équatorial, au Turonien - Coniacien (Tissot et al., 1980; Mascle et al., 1988; Brownfield and Charpentier, 2006). Avant cette période les océans de cette région étaient en condition anoxique, donc avec des faibles courants océaniques (Tissot et al., 1980; Brownfield and Charpentier, 2006). Les courants des périodes antérieurs sont difficilement détectables, mais d'après l'étude des isotopes de Nd, un courant océanique venant du Nord pouvait s'installer dans le bassin de GS avec la croissance de l'Atlantique Central au Jurassique supérieur (Dera et al., 2015).

Trois interprétations se dégagent à partir de l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge du Craton Guyanais :

- Le relief créé par le rift de l'Atlantique Équatorial est moins élevé que celui de l'Atlantique Central, car l'accumulation est plus faible. Cette hypothèse est également appuyée par la présence des turbidites dès le syn-rift crétacé dans le bassin de FOZ, attestant une accommodation supérieure à l'accumulation.
- L'augmentation de l'accumulation dans les bassins de GS et de FOZ intervient suite à la création du relief lors des rifts jurassiques et crétacés. Dans le bassin de FOZ, une hausse de l'accumulation se produit après la réorganisation du drainage du paléo

- Tocantins, suite au changement climatique et baisse du niveau marin.
- La dynamique d'apport sédimentaire est différente dans les deux bassins jusqu'au Maastrichtian (~ 66 Ma), avec une évolution opposée des aires drainées des systèmes alimentant ces deux bassins. L'ouverture diachrone de la marge influence son histoire de l'accumulation pendant plusieurs millions d'années, jusqu'à la fin du Crétacé supérieur. A partir du Paléogène, le remplissage des deux bassins devient semblable.

Histoire d'accumulation paléogène et miocène de la marge

Les bassins de la marge du Craton Guyanais enregistrent une forte diminution de l'accumulation terrigène depuis le Paléogène. Cette baisse se poursuit jusqu'au Miocène supérieur (~ 6 Ma) et est contemporaine de la période du développement des plateformes carbonatées sur la marge (Figs. 4.9 et 4.10). Cette diminution affecte d'avantage le bassin de FOZ, où les carbonates sont plus présents et les vitesses de sédimentation plus faibles (2 - 3 m/ Ma) que dans le bassin de GS (5 - 10 m/Ma). De plus, des surfaces altérées se développent sur le continent, notamment des bauxites, depuis le Paléogène (Théveniaut and Freyssinet, 1999, 2002; Monsels, 2016), voir Crétacé terminal (van der Hammen and Wijmstra, 1964; McConnell, 1968; Vasconcelos et al., 1994; Vasconcelos and Carmo, 2018). Le développement des surfaces altérées est permis sous un climat tropical, à fortes températures et précipitations (Weltje* et al., 1998). La capacité de l'export vers la marge du Craton Guyanais s'atténue donc suite à la disparition du relief local et l'aplanissement des surfaces. Cette baisse est accentuée par l'altération du craton sous le climat tropical, où les érosions sont faibles et la dissolution domine. De plus, un bras de mer (Pebas) s'installe au Sud, S-O du Craton Guyanais entre l'Oligocène terminal et le Miocène ($\sim 23 - 10$ Ma; Hoorn et al. 2010) étant l'exutoire de l'Amazone, vers le N-O à cette période (Hoorn et al., 1995; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010; Shephard et al., 2010).

Dans le bassin de GS les vitesses d'accumulation du Miocène semblent légèrement supérieures à celles du Paléogène et plus élevées que dans le bassin de FOZ (Fig. 5.6; comprises tout de même dans la marge d'erreur). Les volumes sont homogènes, mais ramenés au même pas de temps (la période du Miocène est plus courte que le Paléogène), les volumes accumulés du Miocène seraient ainsi supérieurs à ceux du Paléogène. Cette augmentation de l'apport dans le bassin de GS pourrait correspondre à la déviation du drainage de l'Oré-

noque intervenant plus tôt que la réorganisation de l'Amazone. De plus, la présence des deltas et le recouvrement des carbonates dès le Miocène moyen dans les bassins de GS (alors que Miocène supérieur ~ 6 Ma dans FOZ) renforce cette hypothèse (Figs. 4.11 et 4.12). La position de l'Orénoque est plus proche des Andes que celle de l'Amazone, l'effet de la surrection andine au Néogène se reflète donc plus tôt chronologiquement sur le drainage de l'Orénoque.

Réorganisation des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone et forts apports plio - quaternaires

Une nouvelle hausse, très importante, de l'accumulation terrigène est enregistrée dans les bassins de GS et de FOZ à partir de ~ 6 Ma (Fig. 5.6). Les vitesses de sédimentation deviennent très fortes, ~ 240 m/Ma et 320 m/Ma, dans les bassins de GS et de FOZ respectivement. Cette augmentation résulte du fort apport terrigène, suite à la réorganisation des réseaux de drainages :

- (i) La déviation de l'Orénoque vers l'Est (Hoorn et al., 1995; Villamil, 1999; Bajolet, 2018).
- (ii) La réorganisation du drainage de l'Amazone, connectant les bassins andins au bassin *offshore* de FOZ (Hoorn et al., 1995; Roddaz et al., 2005; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010; Gorini et al., 2014; Roddaz et al., 2014; Hoorn et al., 2017; van Soelen et al., 2017).

(i) La déviation de l'Orénoque fut engendrée par une augmentation de la convergence andine, exprimant des mouvements décrochants sénestres et déviant ainsi l'Orénoque vers l'Est et par la migration de la subduction des Caraïbes (Villamil, 1999; Bajolet, 2018).

(ii) Le drainage de l'Amazone a été réorganisé suite à la capture d'un grand fleuve s'écoulant vers le Sud - Ouest par un plus petit coulant vers le Nord - Est (bassin de FOZ; Figs. 4.10, 4.11 et 5.8). Cette inversion du drainage pourrait se produire suite au basculement des pentes régionales, dû à une tectonique local. D'autres causes sont également évoquées, dont le processus le plus simple serait le comblement et débordement des bassins suite à une forte érosion des Andes, engendrée par le pic de convergence andine (Hoorn et al., 1995; Roddaz et al., 2005; Hoorn et al., 2010, 2017; van Soelen et al., 2017).

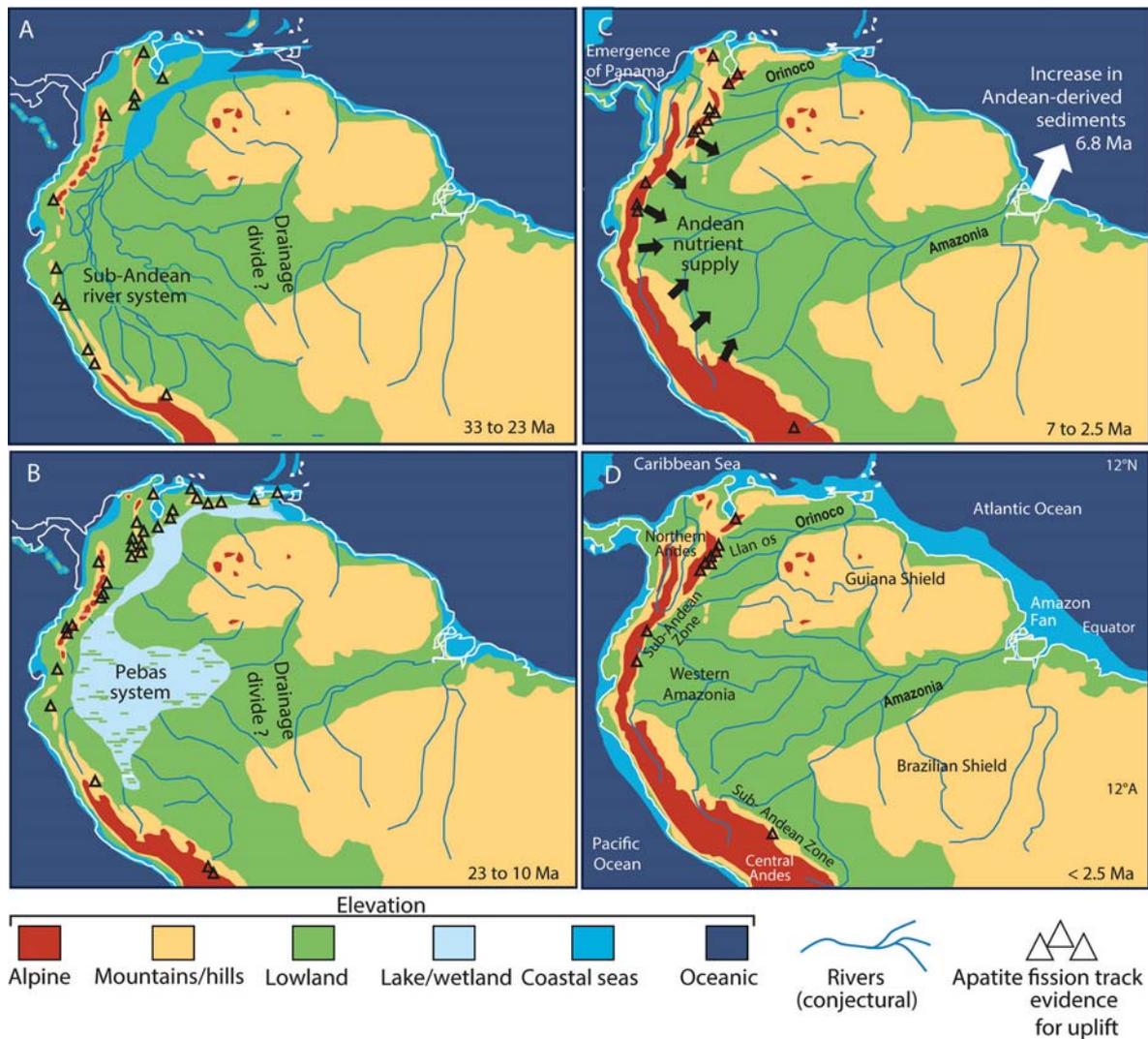


FIGURE 5.8 – Cartes paléogéographiques montrant l'évolution des drainages sur le Craton Amazonien A) avant la réorganisation du drainage de l'Amazonie à l'Oligocène ; B) à l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, après la réorganisation du drainage et la disparition du bras de mer de Pebas ; C) au Miocène - Pliocène et D) au Plio - Quaternaire (d'après Hoorn et al. 2011).

5.5 Comparaison de l'accumulation terrigène du bassin de Foz d'Amazonas à celle de sa marge conjuguée africaine

Le Craton Guyanais, faisant partie du Craton Amazonien, a une histoire commune avec le Craton Ouest Africain, dont le dernier orogène affectant les deux s'est produit au Néoprotérozoïque (Fonseca et al., 2004; de Wit et al., 2008; Dias et al., 2017). Ils étaient connectés jusqu'à la dislocation complète de la Pangée et l'ouverture de l'Atlantique Équatorial au Barremien - Albien. Lors de cette expansion océanique les bassins de FOZ

et de SL/LIB ont été formés, étant aujourd’hui des marges conjuguées (Fig. 5.9). Il est intéressant de confronter leur histoire de l’accumulation terrigène et d’en détecter une évolution géodynamique commune et des différences. Dans cette partie, nous comparons donc les volumes et les taux accumulés dans le bassin de FOZ à ceux accumulés dans le bassin de SL/LIB, acquis par Ye (2016) (Fig. 5.9). En revanche, l’histoire de l’accumulation du bassin de SL/LIB ne débute qu’à partir du post-rift de l’Atlantique Équatorial (~ 100 Ma). De plus, le découpage stratigraphique n’est pas identique à celui du bassin de FOZ, car les horizons stratigraphiques remarquables sont différents (Fig. 5.10). Ainsi, l’histoire de l’accumulation du bassin de SL/LIB se fait à travers quatre intervalles de temps du Crétacé supérieur :

- Albien supérieur - Cenomanien supérieur ($\sim 100 - 94$ Ma)
- Cenomanien supérieur - Santonien inférieur ($\sim 94 - 85$ Ma)
- Santonien inférieur - Campanien supérieur ($\sim 85 - 72$ Ma)
- Campanien supérieur - Maastrichtien supérieur ($\sim 72 - 66$ Ma).

Pour le Tertiaire, l’interprétation des horizons stratigraphiques n’a pas pu être réalisée en raison de la forte remobilisation des sédiments par des contourites et des masses glissées (Huyghe, 2016). L’histoire de l’accumulation du Tertiaire du bassin de SL/LIB se présente donc sous un seul intervalle de temps incluant l’ensemble du Cénozoïque ($\sim 66 - 0$ Ma). Les volumes ont été calculés par l’interpolation des lignes sismiques de chaque horizons, en utilisant la méthode de Guillocheau et al. (2012). Les lignes sismiques ont été extrapolées jusqu’à la dorsale océanique, en utilisant les lignes sismiques publiées dans Emery et al. (1975). Cette méthode a permis de calculer l’ensemble du système sédimentaire du bassin de SL/LIB, obtenant une surface de $990\,000\text{ km}^2$ (pour plus de détails, consulter Ye 2016).

La comparaison de l’histoire de l’accumulation crétacée de ces deux bassins montre que les volumes accumulés dans le bassin de SL/LIB sont beaucoup plus faibles que dans le bassin de FOZ (Figs. 5.10a et 5.10b). Les taux sont également inférieurs, mais restent tout de même dans le même ordre de grandeur ($\sim 9 - 20$ m/Ma), suggérant une capacité d’apport similaire (Figs. 5.10c et 5.10d). La tendance de variations des volumes est semblable dans les deux bassins, avec une augmentation permanente durant le Crétacé, en atteignant le maximum au Campanien - Maastrichtien ($2.0 \times 10^4\text{ km}^3$; Fig. 5.10). Durant la période de $100 - 65$ Ma l’aire drainée du système fluviatile alimentant le bassin de SL/LIB aurait

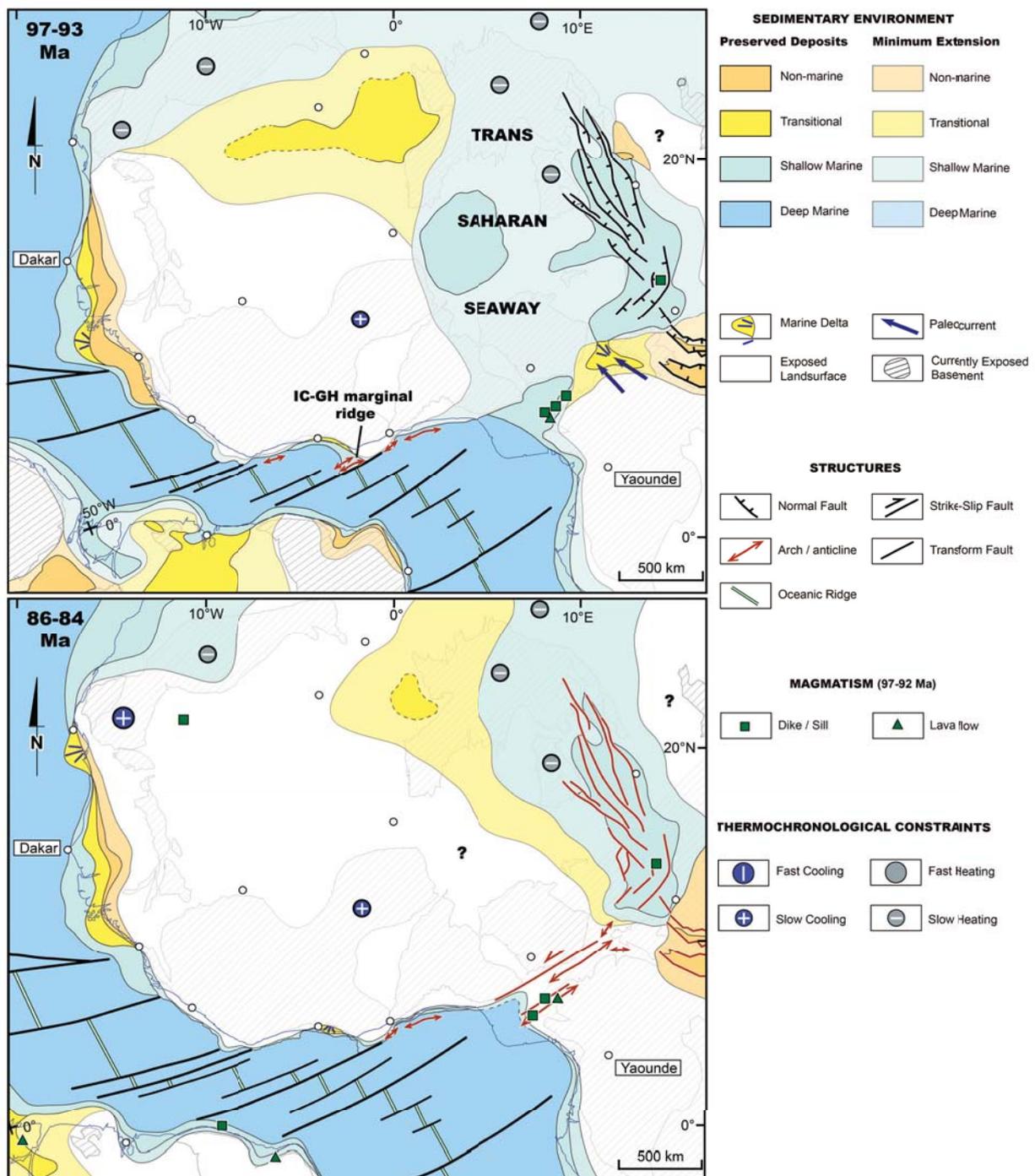


FIGURE 5.9 – Cartes paléogéographiques et structurale au Cénomanién (97-93 Ma; cartes du haut) et au Santonien (86-84 Ma; cartes du bas), montrant la réactivation des failles transformantes et l'inversion du rift de la Bénoué au Santonien; d'après Ye et al., 2017).

augmenté (Ye, 2018). Nous pouvons donc supposer que l'augmentation de l'apport terrigène dans les bassins de SL/LIB résulte de l'augmentation de la taille du bassin versant l'alimentant. Durant la même période, le système fluvial du paléo - Tocantins grandissait également (Chapitre 4; Fig. 4.15). Les aires drainées alimentant ces deux bassins ont augmenté durant la même période du post-rift, suggérant une évolution similaire des marges

conjuguées pendant une période de $\sim 34 - 37$ Ma après l'océanisation.

En revanche, le maxima de l'accumulation terrigène au Campanien - Maastrichtian est également présent sur d'autres marges :

- dans l'Est de l'Amérique du Nord (Poag and Sevon, 1989) ;
- en Namibie (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012) ;
- au large de SL/Lib et Côte d'Ivoire (Ye, 2016) ;
- au Sénégal (Baby, 2012) ;
- et en Mozambique (Ponte, 2018).

De plus, des dénudations sont observées durant cette période, d'après des études thermochronologiques, au Nord - Est du Brésil (Harman et al., 1998; Cogné et al., 2012; Japsen et al., 2012), au NE du Craton Brésilien (Harman et al., 1998), sur le Craton Guyanais (CONAM, 2002 dans Sapin et al. 2016) et dans l'Est de l'Amérique du Nord (Amidon et al., 2016). Au Santonien, un important épisode compressif affecte la zone s'étendant du fossé de la Bénoué au Tchad, marqué par des plis, failles inverses et structures en fleurs (Fig. 5.9; Benkhelil 1989; Guiraud et al. 1992; Guiraud 1993; Guiraud and Bosworth 1997; Ye et al. 2017). Des inversions tectoniques santoniennes sont également observées des deux côtés des extrémités de la faille transformante de Saint Paul (Figs. 3.8; 4.7 et 5.9; Ye et al. 2017). Le changement de direction du déplacement de plaque africaine, marquant le début de sa remontée vers le Nord, a été proposé comme une cause de l'inversion santonienne (Guiraud et al., 1992). Cette remontée marque le début du cycle alpin, dont les compressions crustales seraient engendrées par le ralentissement de la descente du panneau plongeant à la transition du manteau supérieur et inférieur (Jolivet et al., 2016). En Amérique du Sud, la période du Crétacé supérieur correspond au début de la compression andine, marquée précédemment par des extensions d'arrière arc (Martinod et al., 2010). L'évènement santonien semble donc être plus globale, affectant l'ensemble de l'Atlantique et trois continents au moins (l'Amérique du Nord, l'Amérique du Sud et l'Afrique). Le maxima de l'accumulation terrigène du Campanien - Maastrichtian (83 - 66 Ma) dans les bassins de FOZ et SL/LIB pourrait être causé par l'inversion santonienne ($\sim 85 - 80$ Ma; Guiraud et al. 1992), avec un décalage de ~ 2 Ma, au moins, entre l'évènement tectonique et le maxima de l'accumulation. Des études basées sur la production cosmogénique in-situ des rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ sur des sédiments prélevés dans les affluents de l'Amazonie estiment

en effet que le temps de résidence des particules dans les bassins de storage est entre 1 et 3 Ma (Wittmann et al., 2011a). Si l'évènement "santonien" est global, pourquoi le bassin de GS semble être épargné ?

Pour la période du Tertiaire, le manque de découpage stratigraphique dans le bassin de SL/LIB rend difficile sa comparaison avec le bassin de FOZ. Néanmoins, nous observons des taux d'accumulation faibles, $\sim 5\text{m} / \text{Ma}$, de même ordre de grandeur que dans le bassin de FOZ. Ces taux sont compatibles avec des faibles taux d'érosions cratoniques (Beauvais and Chardon, 2013; Ye, 2016; Grimaud et al., 2018), suggérant la baisse d'apport terrigène, à partir du Paléogène, sur les deux marges.

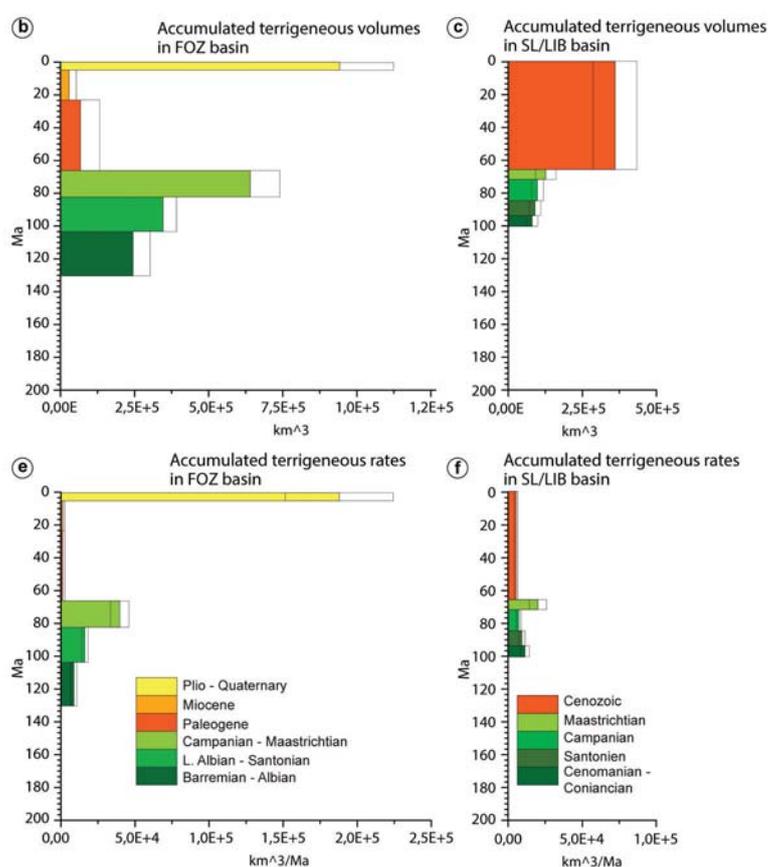


FIGURE 5.10 – Histoire de l'accumulation terrigène du bassin de FOZ (Foz d'Amazonas) et de sa marge conjuguée SL/LIB (Sierra-Leone / Liberia) par intervalle de temps. En a) et b) les volumes accumulés dans le bassins de Foz et SL/Lib respectivement. En c) et d) les taux accumulés dans les bassins de Foz et SL/Lib respectivement. Attention : le découpage en intervalle de temps n'est pas identique pour les deux bassins. Dans le bassin de SL/Lib il n'y a pas de découpage stratigraphique pour le Cénozoïque c.a.d l'accumulation de tout le Tertiaire est représentée. Les volumes et les taux terrigènes accumulés dans le bassin de SL/LIB sont issus de Ye (2016).

5.6 Conclusion

L'objectif de cette étude était de quantifier l'histoire de l'accumulation terrigène dans les deux bassins de la marge du Craton Guyanais, afin d'établir les bases d'une analyse *Source to Sink* de ce système, comprendre comment s'érode le Craton Guyanais et le comparer à la dynamique du Craton Ouest Africain. Un des buts ultime était également de proposer et discuter la géodynamique affectant la région.

Malgré une surface de calcul limitée par la couverture sismique (qui est tout de même large $\sim 890\,000\text{ km}^2$), nous avons mesuré l'intégralité des dépôts terrigènes accumulés du Jurassique inférieur à l'Albien supérieur, 90 % des dépôts du Crétacé supérieur et 40 % du Cénozoïque (sachant que les parties distales sont très enrichies en dépôts carbonatés). Les mesures ont été réalisées en 3D, à partir des cartes isopaques, incluant les domaines proximaux et distaux.

Il existe des incertitudes (estimation de pourcentage carbonatée, datation des horizons stratigraphiques, porosité résiduelle et vitesses sismiques appliquées lors de la conversion) prises en compte dans la gamme d'erreur. Il existe en plus "l'effet *Sadler*" concernant les taux accumulés. Néanmoins, en appliquant le pas de temps homogène pour le calcul des taux accumulés, les variations subsistent. Les *maxima* de taux accumulés sont donc réels.

Les résultats obtenus montrent que la marge du Craton Guyanais alterne des périodes à (i) faibles ($2.1 \times 10^4\text{ km}^3$ entre le Jurassique supérieur et Hautérvien supérieur) et (ii) forts apports terrigènes ($9.4 \times 10^5\text{ km}^3$ au Plio - Quaternaire).

(i) Nous les relient aux disparitions des reliefs par érosion, aplanissements, passage vers un climat tropical favorisant l'altération du craton. Dans les bassins de FOZ et GS les plateformes carbonatées prospèrent notamment durant ces périodes (Figs. 5.6, 4.9 et 4.10). Les vitesses d'accumulation sédimentaire varient entre 2 et 11 m/Ma, ce qui est en accord avec des vitesses d'érosion cratoniques établies sur le Craton Ouest Africain (Beauvais and Chardon, 2013; Ye, 2016; Grimaud et al., 2018).

(ii) Quatre évènements pourraient expliquer les fortes accumulations terrigènes durant l'évolution de la marge depuis 200 Ma :

- (1) La création et érosions des épaulements durant le syn-rift de l'Atlantique Central, engendrant le flux sédimentaire important et puis décroissant ;

- (2) La (re)création partielle des reliefs sur la marge durant le syn-rift de l'Atlantique Équatorial. Le relief créé est cependant moins important que celui durant le syn-rift de l'Atlantique Central. Sur le continent des structures sont réactivées et le drainage du paléo - Berbice réorganisé en atteignant possiblement son climax (Chapitre 4).
- (3) L'évènement Campanien - Maastrichtien, durant lequel l'accumulation terrigène dans le bassin de FOZ augmente. Cette croissance pourrait être liée à l'augmentation des aires drainées du paléo - Tocantins, depuis la chute du niveau marin au Turonien - Santonien.

L'histoire de l'accumulation du Crétacé supérieur est similaire entre les bassins de FOZ et sa marge conjuguée, SL/LIB, suggérant l'augmentation des aires drainées des bassins alimentant ces deux marges durant l'immédiate post-rift. Cependant, cet événement est possiblement de plus grande échelle et résulterait de la réorganisation cinématique des plaques. La question se pose tout de même sur l'absence de tel signal dans le bassin de GS ;

- (4) La convergence et la collision andine au Néogène sont responsables de la déviation de l'Orénoque vers l'Est au Miocène moyen. Cette cause géodynamique est également à l'origine de la capture du drainage coulant vers le Sud - Ouest (en direction de Pebas) par un plus petit coulant vers le Nord - Est (bassin de FOZ), permettant ainsi la connexion entre les bassins versants andins à celui du bassin de FOZ et l'établissement moderne du drainage de l'Amazone. La réorganisation de ces drainages est responsable de très forte accumulation terrigène sur la marge depuis ~ 6 Ma.

CHAPITRE 6

CONCLUSION GÉNÉRALE

Contents

- | | | |
|-----|---|-----|
| 6.1 | Impact de deux <i>rifting</i> successifs | 178 |
| 6.2 | Paléogéographie des bassins de Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas . | 180 |
| 6.3 | Histoire de l'accumulation terrigène et éléments du <i>source to sink</i> . . . | 181 |
-

L'objectif de cette étude était de comprendre la formation et l'évolution de la marge passive du Craton Guyanais, depuis ~ 200 Ma jusqu'à l'actuel, pour analyser le système *Source to Sink* du Craton dans le cadre géodynamique régional. Nous avons donc étudié les deux bassins *offshore* bordant le craton : Guiana/Suriname (GS) et Foz d'Amazonas (FOZ), afin de relier leur évolution à celle du domaine continental. Pour ce faire, nous avons exploré :

(i) **l'impact de deux *rifting* successifs** (de l'Atlantique Central et Équatorial) sur la géométrie crustale et l'architecture stratigraphique de la marge ;

(ii) **l'évolution de la paléogéographie des bassins de GS et de FOZ** et la succession des dépôts sédimentaires afin d'identifier les systèmes fluviaux susceptibles d'alimenter ces bassins ;

(iii) **l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge**, afin de poser les bases d'une étude *Source to Sink* du Craton Guyanais.

Ce travail a été réalisé à partir des données de sub-surface (forages et sismique réflexion 2D), permettant l'interprétation de neuf horizons stratigraphiques et de géométries crustales. Nous avons ensuite réalisé des cartes isopaques et des failles majeures, de la lithologie et des environnements de dépôts. Ensuite, les volumes de sédiments terrigènes accumulés sur la marge ont été quantifiés. Ceci nous a permis de proposer une évolution géodynamique de cette marge sur huit intervalles de temps, entre 200 Ma et l'actuel.

6.1 Impact de deux *rifting* successifs

A partir de la structure crustale et de l'architecture stratigraphique de la marge, nous avons retracé son évolution depuis les ouvertures de l'Atlantique Central et Équatorial. Le *rifting* a débuté à ~ 200 Ma sur la partie Centre-Est de l'actuel plateau de Demerara où la croûte continentale a été fortement amincie par des failles normales, qui génèrent une importante subsidence tectonique. Le *rifting* centre atlantique se termine par l'océanisation survenue à l'Ouest du plateau.

Les bassins de la marge du Craton Guyanais présentent une alternance de segments divergents, obliques et transformants, formés par le *rifting* oblique. De façon générale, dans la zone d'étude et ailleurs dans le monde, les segments transformants sont plus étroits

et dépourvus de domaine hyper - étendu.

Le rift du bassin de FOZ (Atlantique Équatorial), par son caractère plus oblique, a un *necking* et des domaines génétiques systématiquement plus étroits que le bassin de GS. Les pentes y sont plus fortes et les dépôts syn-rift moins épais. La déformation précoce du bassin de FOZ lors de la tentative de propagation du rift centre atlantique vers le SE au Jurassique a potentiellement amincie la lithosphère, influençant ainsi les géométries finales du bassin.

La superposition des deux rifts a individualisé un bloc continental, le plateau de Demerara, dont la croûte a été fortement amincie pendant le *rifting* de l'Atlantique Central et des failles syn-rift jurassiques ont été réactivées pendant le *rifting* de l'Atlantique Équatorial. Ce graben jurassique a ainsi évolué vers un horst après l'océanisation de l'Atlantique Équatorial (~ 103 Ma), subissant une subsidence plus faible que les domaines l'entourant. Il a une structure crustale asymétrique et est entouré de croûtes océaniques sur trois côtés.

Le bassin de FOZ (Atlantique Équatorial) se forme ~ 30 Ma après l'océanisation dans le bassin GS, au moment où la lithosphère n'est pas encore en équilibre thermique après le *rifting* jurassique. Cependant, les deux bassins atteignent le stade tardi-post-rift à la même période (Campanien inférieur).

Le stade post-rift simultané, malgré une désynchronisation de *rifting* des deux bassins pourrait s'expliquer par le caractère volcanique du bassin de GS, lui induisant ainsi un *rifting* plus long. Étant donné qu'un très important épisode volcanique, affectant quatre continents (CAMP), précède l'ouverture du bassin de GS, la nature volcanique de la marge est tout a fait plausible. Même si ce n'était pas l'objectif, dans ce travail nous n'avons pas pu déterminer le caractère volcanique ou non (ou une partie) de la marge du Craton Guyanais. Les structures crustales et les géométries que nous avons interprété pourront servir de base à une éventuelle étude du potentiel caractère volcanique du bassin de GS.

Perspectives : Des études suivantes complémentaires pourraient donner des indices forts sur la nature potentielle du bassin de GS :

1. Obtenir des modèles de sismique réfraction des ondes P sur l'ensemble syn-rift du plateau de Demerara, sa partie crustale et le corps sous-plaqué (en cours d'analyse par Ifremer ; Museur et al., *in prep.*). Des vitesses sismiques proche de 7 km/s dans les unités

syn-rift indiqueraient la présence de magma.

2. Si la marge s'avère volcanique il faut inclure l'effet du sous-placage sur la formation du plateau de Demerara en tant que horst.

3. L'épaisseur de l'ensemble syn-rift jurassique sera donc non de ~ 21 km mais plus importante (~ 30 km), étant donné que les vitesses de l'ensemble syn-rift que nous avons appliqué lors de la conversion en profondeur étaient en dessous de 7 km/s.

6.2 Paléogéographie des bassins de Guiana/Suriname et Foz d'Amazonas

Les cartes paléogéographiques *offshore* montrent dans un premier temps un contrôle de l'héritage structural syn-rift sur les points d'entrée des sédiments vers la marge. Le réseau de failles syn-rift guide les apports terrigènes. L'influence de l'héritage se poursuit pendant le post-rift avec des canyons incisant au dessus des dépressions syn-rift et entre les segments divergents et transformants.

Le remplissage de la marge alterne des périodes à dominante terrigène ou carbonatée. Nous distinguons quatre périodes de dépôts terrigènes majeurs : (1) durant le *rifting* de l'Atlantique Central (au Jurassique), (2) durant le *rifting* de l'Atlantique Équatorial (entre le Barremien et l'Albien supérieur), (3) au Crétacé supérieur et (4) à partir du Miocène - Pliocène. Durant ces périodes se produisent (1 et 2) des rajeunissements du relief ; (3) une chute du niveau marin et d'incision des rivières ; (3 et 4) des réorganisations des drainages. Les dépôts carbonatés dominent le remplissage de la marge lors des changements climatiques et des disparitions de reliefs. Nous distinguons trois périodes de ce type : entre le Jurassique supérieur et l'Hautérivien (165 - 130 Ma) ; au Paléogène (66 - 23 Ma) et au Miocène (23 - 6 Ma). Ces deux dernières, sont contemporaines d'une importante altération continentale latéritique.

Les lithologies sont contrastées dans les deux bassins avant le Santonien - Campanien et s'homogénéisent ensuite. Cette tendance est marquée dans les deux bassins par :

- (i) un enrichissement en sable entre le Campanien et le Maastrichtien ;
- (ii) le développement de complexes turbiditiques ;

(iii) et la réorganisation des drainages fluviaux alimentant les deux bassins drainant des zones sources sédimentaires (au Nord du craton pour le bassin de GS et le bassin de Parnaíba pour alimenter la marge de FOZ). L'aire drainée du fleuve alimentant le GS diminue alors que celle du fleuve alimentant FOZ augmente.

6.3 Histoire de l'accumulation terrigène et éléments du *source to sink*

L'histoire de l'accumulation terrigène de la marge représente bien la distribution des faciès lithologiques dans les bassins au cours du temps. Les périodes de maximas d'accumulation (200 - 165 Ma ; 130 - 103 Ma ; 83 - 66 Ma et 6 - 0 Ma) correspondent aux périodes à dominante terrigène et les minimas (165 - 130 Ma et 66 - 23 Ma) aux développements des plateformes carbonatées.

L'histoire de l'accumulation terrigène dans les bassins de la marge du Craton Guyanais montre que ce dernier s'érode lentement avec des vitesses de 2 à 11 m/Ma. Il existe des périodes de plus forts apports terrigènes entre :

- 1) 200 et 165 Ma, contemporaine à la potentielle création du relief du rift centre atlantique ;
- 2) entre 130 et 103 Ma, avec la création du relief du rift de l'Atlantique Équatorial et une réorganisation du drainage du paléo-Berbice ;
- 3) entre 83 et 66 Ma, répondant à la réorganisation du drainage du paléo-Tocantins et à la réorganisation cinématique des plaques ;
- 4) à partir de ~ 6 Ma, avec les réorganisations des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone liées à la croissance andine.

L'histoire de l'accumulation terrigène présente des différences entre les deux bassins, notamment pendant le *rifting* et le Crétacé terminal. L'accumulation syn-rift de l'Atlantique Central (GS) est en effet beaucoup plus importante que celle de l'Atlantique Équatorial (FOZ). La présence de turbidites dans le bassin de FOZ dès le *rifting* suggère que la bathymétrie syn-rift y était supérieure et que le flux ne compensait pas l'accommodation. Au Crétacé, l'accumulation terrigène évolue de manière opposée dans les deux bassins, augmentant dans le bassin de FOZ pour atteindre un maximum au Campanien-Maastrichtien, mais diminuant dans le GS. Ceci est en accord avec les évolutions des drainages de paléo -

Berbice et paléo - Tocantins. L'histoire de l'accumulation ne devient similaire dans les deux bassins qu'à partir du Paléocène, avec des très faibles apports terrigènes au Paléogène et le développement d'une plateforme carbonatée, contemporains d'un climat tropical et de l'altération du continent. Ces faibles apports se maintiennent jusqu'au Miocène supérieur - Pliocène, puis les flux deviennent très importants dans les deux bassins en réponse aux réorganisations des drainages de l'Orénoque et de l'Amazone.

Ce travail de thèse analyse l'évolution structurale et sédimentaire des bassins de la marge passive du Craton Guyanais, *i.e.*, de la zone *sink* de son système de routage sédimentaire. Nous avons déterminé la distribution des dépocentres, des corps sédimentaires et des points d'entrée des apports terrigènes ainsi que quantifié leur volumes terrigènes. Il faut désormais contraindre l'évolution de la zone "source" pour établir une analyse complète du système *source to sink* du Craton Guyanais.

Perspectives : Plusieurs études déterminant la zone "source" pourraient être bénéfiques, notamment, l'analyse du contenu minéralogique argileux et des minéraux lourds (tourmaline et zircon) des dépôts *offshore*. Les analyses isotopiques (ex : Ur - Pb sur zircons détritiques) peuvent mieux contraindre les sources. Une analyse géomorphologique continentale et thermochronologique s'inscrirait cependant au mieux dans notre travail. Il serait donc judicieux de :

1. obtenir l'histoire méso-cénozoïque de la dénudation du Craton Guyanais d'après le thermochronologie basse température (en cours d'analyse par J. BARBARAND (GEOPS) dans le cadre du projet "OROGENE *Source to Sink* Guyane"). Ces données permettraient de contraindre la dynamique des zones en érosion.

2. à partir des résultats de la dénudation, quantifier les volumes exportés et les comparer aux volumes accumulés, afin de faire un bilan sédimentaire. Ceci permettrait de déterminer la proportion du matériel cratonique érodé se déposant dans les bassins de GS et FOZ.

3. construire des coupes crustales terre - mer à l'échelle régionale passant par les sites d'échantillonnage de l'étude AFTA, une reliant les bassins de GS et Solimoes en passant par le graben de Takutu, deux autres entre les bassins de FOZ et Parnaíba et entre les bassins de FOZ et Amazonas et une dernière entre les bassins à l'Ouest du bouclier Guyanais et le bassin amazonien à l'Est. Ces coupes permettraient de visualiser le lien entre le continent

et les bassins *offshore*, l'agencement des unités et de construire des coupes évolutives.

Ces études peuvent s'appliquer au méso-cénozoïque. Une étude géomorphologique de la zone "source" donnerait une évolution plus détaillées des drainages applicable uniquement au Cénozoïque, étant dépendante des reliques des surfaces altérées préservées. Cette étude réunirait des techniques suivantes :

1. obtenir une base de données des âges des surfaces altérées par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur cryptomélane, afin de mieux contraindre les âges des surfaces altérées et leur répartition spatiale selon les générations.

2. cartographier les surfaces altérées à partir de la télédétection, afin d'observer leur répartition, agencements, orientations et pendages, pour contraindre l'évolution des paléodrainages. Effectuer cette étude dans des zones de susceptibles captures de paléo-Berbice, paléo-Tocantins par l'Amazone et au niveau des arches de Gurupa (entre les bassin de Marajo et Amazonas) et Purus (entre les bassins Amazonas et Solimoes) afin de déterminer une possible période d'inversion du drainage de l'Amazone.

3. quantifier les volumes exportés cénozoïques (e.g. travaux de Grimaud et al. 2018 effectués sur le Craton Ouest Africain), à partir de la topographie actuelle des surfaces altérées et l'évolution des drainages.

BIBLIOGRAPHIE

- Almeida, F. F. M. d., Brito Neves, B. B. d., and Dal Ré Carneiro, C. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2) :77–111.
- Amidon, W., Roden-Tice, M., Anderson, A., McKeon, R., and Shuster, D. (2016). Late Cretaceous unroofing of the White Mountains, New Hampshire, USA : An episode of passive margin rejuvenation ? *Geology*, 44(6) :415–418.
- Antobreh, A., Faleide, J., Tsikalas, F., and Planke, S. (2009). Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(3) :345–368.
- Baby, G. (2012). ANALYSE SEDIMENTAIRE DU BASSIN MAURITANO – SENE-GALAIS / BASSIN DU CAP VERT : MISE EN EVIDENCE DE MOUVEMENTS VERTICAUX ET RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION DE LA MARGE NORD - OUEST AFRICAINE (MESOZOÏQUE – CENOZOÏQUE). Technical report.
- Baby, G. (2017). *Mouvements verticaux des marges passives d'Afrique australe depuis 130 Ma, étude couplée : stratigraphie de bassin : analyse des formes du relief*. PhD thesis, Université de Rennes 1.
- Bajolet, F. (2018). Synthèse paléogéographique à partir des données d'affleurements et de subsurface en relation avec l'approche "Source- to-Sink" des Guyanes. Rapport Interne Post-Doc 2 STS Guyane.

- Barbarand, J. (2018). Histoire thermique de la marge guyanaise et de son intérieur. Rapport interne, Projet Source to Sink Guyane.
- Bardossy, G. and Aleva, G. (1990). Lateritic Bauxites. *Developments in economic geology*, 27. *Elsevier Sci. Publ.*, page 624.
- Basile, C. (2015). Transform continental margins — part 1 : Concepts and models. *Tectonophysics*, 661 :1–10.
- Basile, C. and Allemand, P. (2002). Erosion and flexural uplift along transform faults. *Geophysical Journal International*, 151(2) :646–653.
- Basile, C. and Braun, J. (2016). The initiation of pull-apart basins and transform continental margins : results from numerical experiments of kinematic partitioning in divergent settings. *Terra Nova*, 28(2) :120–127.
- Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., and Pattier, F. (2013). Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana : Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. *Tectonophysics*, 591 :16–29.
- Basile, C., Mascle, J., and Guiraud, R. (2005). Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3) :275–282.
- Beauvais, A. and Chardon, D. (2013). Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation : The West African example. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(5) :1590–1608. WOS :000324412600016.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., and Colin, F. (2008). Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis : The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research*, 113(F4).
- Becker, K., Tanner, D. C., Franke, D., and Krawczyk, C. M. (2016). Fault-controlled lithospheric detachment of the volcanic southern South Atlantic rift : ASYMMETRIC RIFTING, S. ATLANTIC RIFT. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3) :887–894.

- Bemerguy, R. L. and Costa, J. S. (1991). Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, pages 75–97.
- Benkhelil, J. (1989). The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 8(2-4) :251–282.
- Benkhelil, J., Mascle, J., and Tricart, P. (1995). The Guinea continental margin : an example of a structurally complex transform margin. *Tectonophysics*, 248(1-2) :117–137.
- Bennett, K. C. and Rusk, D. (2002). Regional 2D seismic interpretation and exploration potential of offshore deepwater Sierra Leone and Liberia, West Africa. *The Leading Edge*, 21(11) :1118–1124.
- Blarez, E. and Mascle, J. (1988). Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Marine and Petroleum Geology*, 5(1) :54–64.
- Boillot, G. and Froitzheim, N. (2001). Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading : some outstanding questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1) :9–30.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., and Torrent, G. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin : A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1) :23–34.
- Bonnet, S. and Crave, A. (2003). Landscape response to climate change : Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2) :123.
- Brandão, J. and Feijó, F. (1994). Bacia da foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1) :91–99.
- Braun, J. (2018). A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. *Gondwana Research*, 53 :209–224.

- Braun, J. and Beaumont, C. (1989). A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17(8) :760.
- Brownfield, M. E. and Charpentier, R. R. (2006). Geology and total petroleum systems of the Gulf of Guinea Province of West Africa. Technical report, US Geological Survey.
- Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., and Sobolev, S. V. (2014). Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature Communications*, 5(1).
- Brune, S., Popov, A. A., and Sobolev, S. V. (2012). Modeling suggests that oblique extension facilitates rifting and continental break-up : OBLIQUE EXTENSION FACILITATES RIFTING AND BREAK-UP. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B8) :n/a–n/a.
- Brune, S., Williams, S. E., Butterworth, N. P., and Müller, R. D. (2016). Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins. *Nature*, 536(7615) :201–204.
- Brune, S., Williams, S. E., and Müller, R. D. (2018). Oblique rifting : the rule, not the exception. *Solid Earth*, 9(5) :1187–1206.
- Campanile, D., Nambiar, C. G., Bishop, P., Widdowson, M., and Brown, R. (2008). Sedimentation record in the Konkan–Kerala Basin : implications for the evolution of the Western Ghats and the Western Indian passive margin. *Basin Research*, 20(1) :3–22.
- Campbell, A. E. (2005). Shelf-geometry response to changes in relative sea level on a mixed carbonate–siliciclastic shelf in the Guyana Basin. *Sedimentary Geology*, 175(1-4) :259–275.
- Campbell, K. E., Frailey, C. D., and Romero-Pittman, L. (2006). The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239(1-2) :166–219.
- Caputo, M. V. (2014). Juruá Orogeny : Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2) :181–190.

- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., and Herman, F. (2012). Tectonics, climate, and mountain topography : TECTONICS CLIMATE MOUNTAIN TOPOGRAPHY. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B2) :n/a–n/a.
- Champagnac, J.-D., Valla, P. G., and Herman, F. (2014). Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate : A review. *Tectonophysics*, 614 :44–65.
- Chardon, D., Grimaud, J.-L., Beauvais, A., and Bamba, O. (2018). West African lateritic pediments : Landform-regolith evolution processes and mineral exploration pitfalls. *Earth-Science Reviews*, 179 :124–146.
- Chardon, D., Grimaud, J.-L., Rouby, D., Beauvais, A., and Christophoul, F. (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. WOS :000375144700028.
- Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., and Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system : a mapping approach. *Journal of the Geological Society*, 172(6) :711–720.
- Clerc, C., Jolivet, L., and Ringenbach, J.-C. (2015). Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 431 :1–7.
- Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L., and Ballard, J.-F. (2018). Rifted margins : Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. *Gondwana Research*, 53 :20–40.
- 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(3-4) :571–580.
- Clift, P. D., Hodges, K. V., Heslop, D., Hannigan, R., Van Long, H., and Calves, G. (2008). Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nature Geoscience*, 1(12) :875–880.

- Clifton, A. E., Schlische, R. W., Withjack, M. O., and Ackermann, R. V. (2000). Influence of rift obliquity on fault-population systematics : results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, page 19.
- Cobbold, P., Mourgues, R., and Boyd, K. (2004). Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan : assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology*, 21(8) :1013–1025.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P. R., Riccomini, C., and Gautheron, C. (2012). Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling : BRAZILIAN TECTONIC FROM THERMOCHRONOLOGY. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B11) :n/a–n/a.
- Collier, R. E. L. and Gawthorpe, R. L. (1995). Neotectonics, drainage and sedimentation in central Greece : insights into coastal reservoir geometries in syn-rift sequences. *Geological Society, London, Special Publications*, 80(1) :165–181.
- Costa, J. B. S., Hasui, Y., Bemerguy, R. L., Soares-Júnior, A. V., and Villegas, J. M. C. (2002). Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(3) :519–531.
- Costa de Melo, A. C., de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., and Bertotti, G. (2016). Rift fault geometry and evolution in the Cretaceous Potiguar Basin (NE Brazil) based on fault growth models. *Journal of South American Earth Sciences*, 71 :96–107.
- Covault, J. A. and Graham, S. A. (2010). Submarine fans at all sea-level stands : Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology*, 38(10) :939–942.
- Cowie, P. A. and Shipton, Z. K. (1998). Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *Journal of Structural Geology*, 20(8) :983–997.
- Crawford, F. D., Szelewski, C. E., and Alvey, G. D. (1985). Geology and Exploration in the Takutu graben of Guyana Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1) :5–36.

- D'Arcy, M. and Whittaker, A. C. (2014). Geomorphic constraints on landscape sensitivity to climate in tectonically active areas. *Geomorphology*, 204 :366–381.
- Davison, I. (2005). Central Atlantic margin basins of North West Africa : Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3) :254–274.
- De Min, A., Piccirillo, E. M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P. R., Ernesto, M., and Marques, L. S. (2003). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil : petrology, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 136 :91–128.
- de Wit, M. J., Stankiewicz, J., and Reeves, C. (2008). Restoring Pan-African-Brasiliano connections : more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1) :399–412.
- Delor, C. (2003). The Bakhuis ultrahigh-temperature. page 24.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.-M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., and de AVELAR, V. G. (2003). Transamazonian crustal growth and reworking as revealed. page 53.
- Dera, G., Prunier, J., Smith, P. L., Haggart, J. W., Popov, E., Guzhov, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D., Cuny, G., Pucéat, E., Charbonnier, G., and Bayon, G. (2015). Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 27(4) :1599–1615.
- Destro, N., Szatmari, P., and Ladeira, E. A. (1994). Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 16(1) :35–45.
- Dias, A., Moura, C., Milhomem Neto, J., Chemale, F., Girelli, T., and Masuyama, K. (2017). Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt : Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences*, 80 :174–191.

- Dumestre, M. (1985). Northern Gulf of Guinea shows promise. *Oil & Gas Journal*, 83(18) :154.
- Dunbar, J. A. and Sawyer, D. S. (1989). How preexisting weaknesses control the style of continental breakup. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6) :7278.
- Edmond, J., Palmer, M., Measures, C., Grant, B., and Stallard, R. (1995). The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16) :3301–3325.
- Eiras, J. F. and Kinoshita, E. M. (1988). EVIDÊNCIAS DE MOVIMENTOS TRANSCORRENTES NA BACIA DO TACUTU. page 15.
- Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C., and Mascle, J. (1975). Continental margin off western Africa : Angola to Sierra Leone. *AAPG Bulletin*, 59(12) :2209–2265.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., and Soares, E. (2009). Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan : Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37(7) :619–622.
- Fonseca, M. A., de Oliveira, C. G., and Evangelista, H. J. (2004). The Araguaia Belt, Brazil : Part Of A Neoproterozoic Continental-Scale Strike-Slip Fault System. *Journal of the Virtual Explorer*, 17.
- Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism : Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43 :63–87.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., and de Clarens, P. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5) :1009–1029.
- Gawthorpe, R. L. and Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, page 24.
- Geraldes, M. C., Tavares, A. D., and Santos, A. C. D. (2015). An Overview of the Amazonian Craton Evolution : Insights for Paleocontinental Reconstruction. *International Journal of Geosciences*, 06(09) :1060–1076.

- Gibbs, M. T. (1999). Global chemical erosion over the last 250 my; variations due to changes in paleogeography, paleoclimate, and paleogeology. *American Journal of Science*, 299(7-9) :611–651.
- Gillard, M., Sauter, D., Tugend, J., Tomasi, S., Epin, M.-E., and Manatschal, G. (2017). Birth of an oceanic spreading center at a magma-poor rift system. *Scientific Reports*, 7(1).
- Gorini, C., Haq, B. U., dos Reis, A. T., Silva, C. G., Cruz, A., Soares, E., and Grangeon, D. (2014). Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the *Foz do Amazonas* Basin, Brazil. *Terra Nova*, 26(3) :179–185.
- Gouyet, S., Unternehr, P., and Mascle, A. (1994). The French Guyana Margin and the Demerara Plateau : Geological History and Petroleum Plays. In Mascle, A., editor, *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, pages 411–422. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Greenroyd, C., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A., and Hobbs, R. (2008a). Do fracture zones define continental margin segmentation? — Evidence from the French Guiana margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4) :553–566.
- Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., and Hobbs, R. W. (2007). Crustal structure of the French Guiana margin, West Equatorial Atlantic. *Geophysical Journal International*, 169(3) :964–987.
- Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., and Hobbs, R. W. (2008b). Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, 172(2) :549–564.
- Griffith, C. P. (2017). Hydrocarbon Potential of Jurassic Source Rock in the Guiana-Suriname Basin, #10941 (2017). page 28.
- Grimaud, J.-L., Chardon, D., Metelka, V., Beauvais, A., and Bamba, O. (2015). Neogene cratonic erosion fluxes and landform evolution processes from regional regolith mapping (Burkina Faso, West Africa). *Geomorphology*, 241 :315–330. WOS :000357145100022.

- Grimaud, J.-L., Rouby, D., Chardon, D., and Beauvais, A. (2018). Cenozoic sediment budget of West Africa and the Niger delta. *Basin Research*, 30(2) :169–186.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., de Morisson Valeriano, C., César Horta de Almeida, J., Teixeira, W., and Thomaz Filho, A. (2005). K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil : implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4) :371–382.
- Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., de Veslud, C. L. C., and Braun, J. (2012). Quantification and causes of the terrigenous 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. WOS :000298918100001.
- Guillocheau, F., Simon, B., Baby, G., Bessin, P., Robin, C., and Dauteuil, O. (2018). Planation surfaces as a record of mantle dynamics : The case example of Africa. *Gondwana Research*, 53 :82–98.
- Guiraud, M. (1993). Late Jurassic Rifting - Early Cretaceous Rifting and Late Cretaceous Transpressional Inversion in the Upper Benue Basin (ne Nigeria). *Bulletin Des Centres De Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 17(2) :371–383. WOS :A1993MQ68300004.
- Guiraud, M., Buta-Neto, A., and Quesne, D. (2010). Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5) :1040–1068.
- Guiraud, R., Binks, R., Fairhead, J., and Wilson, M. (1992). Chronology and Geodynamic Setting of Cretaceous Cenozoic Rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics*, 213(1-2) :227–234. WOS :A1992JW83700014.
- Guiraud, R. and Bosworth, W. (1997). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia : synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282(1-4) :39–82.

- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., and Bizzi, L. (1998). Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B11) :27091–27105.
- Heine, C. and Brune, S. (2014). Oblique rifting of the Equatorial Atlantic : Why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, 42(3) :211–214.
- Heine, C., Zoethout, J., and Müller, R. D. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2) :215–253. arXiv : 1301.2096.
- Hiscott, R. N., Pirmez, C., and Flood, R. D. (1997). Amazon submarine fan drilling : a big step forward for deep-sea fan models. *Geoscience Canada*, 24(1).
- Hoorn, C., Bogotá-A, G. R., Romero-Baez, M., Lammertsma, E. I., Flantua, S. G., Dantas, E. L., Dino, R., do Carmo, D. A., and Chemale, F. (2017). The Amazon at sea : Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change*, 153 :51–65.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G. A., and Lorente, M. A. (1995). Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23(3) :237.
- Hoorn, C., Roddaz, M., Dino, R., Soares, E., Uba, C., Ochoa-Lozano, D., and Mapes, R. (2011). The Amazonian Craton and its Influence on Past Fluvial Systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). In Hoorn, C. and Wesselingh, F. P., editors, *Amazonia : Landscape and Species Evolution*, pages 101–122. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK.
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartin, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., and Antonelli, A. (2010). Amazonia Through Time : Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science*, 330(6006) :927–931.
- Huisman, R. and Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345) :74–78.

- Huismans, R. S. and Beaumont, C. (2014). Rifted continental margins : The case for depth-dependent extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 407 :148–162.
- Huyghe, D. (2016). Forçage des liens source-marge au Cénozoïque (marge Bénin-Sénégal). Rapport interne projet Transform Source to Sink.
- Jackson, J. (1994). Drainage systems and the development of normal faults : an example from Pleasant Valley, Nevada. page 19.
- Jackson, M. P., Cramez, C., and Fonck, J.-M. (2000). Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins : implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17(4) :477–498.
- Jacques, J. (2003). A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins : implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society*, 160(5) :687–701.
- Jaillard, E. and Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, 259(1-3) :41–53.
- Janssen, M. E., Stephenson, R. A., and Cloetingh, S. (1995). Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11) :1317–1332.
- Japsen, P., Bonow, J. M., Green, P. F., Cobbold, P. R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L. P., and Pedreira, A. (2012). Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6) :800–816.
- Jeannot, L. and Buitter, S. J. (2018). A quantitative analysis of transtensional margin width. *Earth and Planetary Science Letters*, 491 :95–108.
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., and Droz, L. (2008). Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan : The missing piece. *Marine Geology*, 252(1-2) :62–77.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Agard, P., Frizon de Lamotte, D., Menant, A., Sternai, P., and Guillocheau, F. (2016). Neo-Tethys geodynamics and mantle convection : from extension

- to compression in Africa and a conceptual model for obduction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11) :1190–1204.
- Klein, E. L. and Moura, C. A. V. (2008). São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil) : possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1) :137–151.
- Klitgord, K. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. *The Western North Atlantic Region*.
- Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., and Roest, W. R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4) :355–368.
- Lavier, L. L. and Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082) :324–328.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J. P., and Tegye, M. (1994). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69(1-4) :169–191.
- Leeder, M. R. and Jackson, J. A. (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, 5(2) :79–102.
- Leeder, M. R., Seger, M. J., and Stark, C. P. (1991). Sedimentation and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, southern Greece. *Journal of the Geological Society*, 148(2) :331–343.
- Leturmy, P. (2003). Dynamic interactions between the gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin : 1. Morphology and mass balance. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8).
- Lima, R. D. and Rossetti, D. D. F. (1999). Depositional facies in Late Cretaceous-Lower Tertiary deposits from Northwestern Maranhao state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2) :237–244.

- Linnert, C., Robinson, S. A., Lees, J. A., Bown, P. R., Pérez-Rodríguez, I., Petrizzo, M. R., Falzoni, F., Littler, K., Arz, J. A., and Russell, E. E. (2014). Evidence for global cooling in the Late Cretaceous. *Nature Communications*, 5(1).
- Lister, G. S. and Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2) :65–94.
- Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., and Roest, W. (2009). Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Marine and Petroleum Geology*, 26(5) :711–723.
- Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W. R., Bayon, G., Gaullier, V., Pattier, F., Mercier de Lépinay, M., Grall, C., Droz, L., Marsset, T., Giresse, P., Caprais, J. C., Cathalot, C., Graindorge, D., Heuret, A., Lebrun, J. F., Bermell, S., Marcaillou, B., Sotin, C., Hebert, B., Patriat, M., Bassetti, M. A., Talloire, C., Buscail, R., Durrieu de Madron, X., and Bourrin, F. (2016). Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1) :179–197.
- Loncke, L., Roest, W., Klingelhoefer, F., Basile, C., Graindorge, D., Heuret, A., Marcaillou, B., Museur, T., Fanget, A., and Mercier de Lépinay, M. (2019). Transform marginal plateaus. *Earth-Science Reviews*.
- Lujan, N. K. (2008). Description of a new Lithoxus (Siluriformes : Loricariidae) from the Guayana Highlands with a discussion of Guiana Shield biogeography. *Neotropical Ichthyology*, 6(3) :413–418.
- Lujan, N. K. and Armbruster, J. W. (2011). *Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes*. University of California Press.
- Lundin, E. R. and Doré, A. G. (2011). Hyperextension, serpentinization, and weakening : A new paradigm for rifted margin compressional deformation. *Geology*, 39(4) :347–350.

- Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., and Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin : Drivers and the geological record : EVOLUTION OF THE ANDEAN MARGIN. *Tectonics*, 32(5) :1049–1065.
- Manatschal, G. (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3).
- Manatschal, G., Lavier, L., and Chenin, P. (2015). The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems : Some considerations based on observations and numerical modeling. *Gondwana Research*, 27(1) :140–164.
- Marinho, M., Mascle, J., and Wannesson, J. (1988). Structural framework of the southern Guinean margin (central Atlantic). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 7(2) :401–408.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., and Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4) :299–309.
- Marzoli, A. (1999). Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414) :616–618.
- Mascle, J. (1976). Atlantic-type continental margins : distinction of two basic structural types. *An. Acad. Bras. Cienc*, 48 :191–197.
- Mascle, J. and Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature*, 326(6111) :378.
- Mascle, J., Blarez, E., and Marinho, M. (1988). The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins : Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, 155(1-4) :193–209.
- McConnell, R. (1968). Planation surfaces in Guyana. *The Geographical Journal*, 134(4) :506–520.

- McConnell, R. (1969). Notes and Discussions, Fundamental Fault Zones in the Guiana and West African Shields in Relation to Presumed Axes of Atlantic Spreading. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9) :1775–1782.
- McConnell, R. B. (1980). The geology of southern Guyana. *Geological Magazine*, 117(2) :193–198.
- Mckenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1) :25–32.
- Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W. R., Patriat, M., Maillard, A., and De Clarens, P. (2016). Transform continental margins – Part 2 : A worldwide review. *Tectonophysics*, 693 :96–115.
- Milani, E. J. and Zalan, P. V. (1999). An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3) :199–205.
- Milliman, J. D. and Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology*, 100(5) :525–544.
- Monsels, D. (2016). Bauxite deposits in Suriname : Geological context and resource development. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 95(4) :405–418.
- Mosmann, R., Falkenheim, F. U., Goncalves, A., and Nepomuceno Filho, F. (1986). Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic basins.
- Moulin, M., Aslanian, D., and Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2) :1–37.
- Mourlot, Y. (2018). Contrôles sur la répartition des argiles organiques dans les bassins profonds : cas de l’Atlantique central au Crétacé.
- Mutter, J. C., Talwani, M., and Stoffa, P. L. (1982). Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by “subaerial sea-floor spreading”. *Geology*, 10(7) :353.

- Nascimento, M. d. S., Góes, A. M., Macambira, M. J. B., and Brod, J. A. (2007). Provenance of Albian sandstones in the São Luís–Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sedimentary Geology*, 201(1-2) :21–42.
- Nemčok, M., Rybár, S., Ekkertová, P., Kotulová, J., Hermeston, S. A., and Jones, D. (2016a). Transform-margin model of hydrocarbon migration : the Guyana–Suriname case study. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1) :199–217.
- Nemčok, M., Rybár, S., Odegard, M., Dickson, W., Pelech, O., Ledvényiová, L., Matejová, M., Molčan, M., Hermeston, S., Jones, D., Cuervo, E., Cheng, R., and Forero, G. (2016b). Development history of the southern terminus of the Central Atlantic ; Guyana–Suriname case study. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1) :145–178.
- Nomade, S., Knight, K., Beutel, E., Renne, P., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., and Bertrand, H. (2007). Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province : Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4) :326–344.
- Nomade, S., Pouclet, A., and Chen, Y. (2002). The French Guyana doleritic dykes : geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geodynamics*, 34(5) :595–614.
- Nunn, J. and Aires, J. (1984). Subsidence history and tectonic evolution of the Middle Amazon basin. *Brazil : PETROBRAS-Internal Report*.
- Olyphant, J. R., Johnson, R. A., and Hughes, A. N. (2017). Evolution of the Southern Guinea Plateau : Implications on Guinea-Demerara Plateau formation using insights from seismic, subsidence, and gravity data. *Tectonophysics*, 717 :358–371.
- Orton, G. J. and Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3) :475–512.
- Paquet, F., Proust, J.-N., Barnes, P. M., and Pettinga, J. R. (2011). Controls on active forearc basin stratigraphy and sediment fluxes : The Pleistocene of Hawke Bay, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 123(5-6) :1074–1096.

- Paton, D., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., and Horn, B. (2017). Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins : Insights from the South Atlantic. *Geology*, 45(5) :439–442.
- Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W., Vendeville, B., Patriat, M., and Loubrieu, B. (2013). Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (French Guiana). *Marine and Petroleum Geology*, 46 :287–303.
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., and Osmundsen, P. T. (2013). Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins : A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43 :21–47.
- Petri, S. (1987). Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59 :117–168.
- Pindell, J. and Dewey, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1(2) :179–211.
- Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1) :1–39.
- Pindell, J. L. and Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame : an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1) :1.1–55.
- Pirmez, C. and Imran, J. (2003). Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8) :823–849.
- Poag, C. and Sevon, W. D. (1989). A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. Middle Atlantic continental margin. *Geomorphology*, 2(1-3) :119–157.
- Ponte, J.-P. (2018). *La marge africaine du canal du Mozambique (le système turbiditique du Zambèze) : une approche « Source to Sink » au Méso - Cénozoïque*. PhD thesis, Rennes 1.

- Potter, P. (1997). The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America : a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6) :331–344.
- Reuber, K. R., Pindell, J., and Horn, B. W. (2016). Demerara Rise, offshore Suriname : Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. *Interpretation*, 4(2) :T141–T155.
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., and Espurt, N. (2011). Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System. In Hoorn, C. and Wesselingh, F. P., editors, *Amazonia : Landscape and Species Evolution*, pages 61–88. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., and Hérail, G. (2005). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1-2) :57–78.
- Roddaz, M., Viers, J., Moreira-Turcq, P., Blondel, C., Sondag, F., Guyot, J.-L., and Moreira, L. (2014). Evidence for the control of the geochemistry of Amazonian floodplain sediments by stratification of suspended sediments in the Amazon. *Chemical Geology*, 387 :101–110.
- Rohais, S. (2007). *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge Sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques (Thèse soutenue le 2 février 2007)*. PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes.
- Rossetti, D. and Góes, A. (2000). Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events : an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :137–156.
- Rossetti, D. and Netto, R. (2006). First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 27(4) :513–528.
- Rouby, D., Bonnet, S., Guillocheau, F., Gallagher, K., Robin, C., Biancotto, F., Dauteuil, O., and Braun, J. (2009). Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150 My : An evaluation from sedimentation/denudation balance. *Marine and Petroleum Geology*, 26(6) :782–794. WOS :000266903600004.

- Rouby, D., Braun, J., Robin, C., Dauteuil, O., and Deschamps, F. (2013). Long-term stratigraphic evolution of Atlantic-type passive margins : A numerical approach of interactions between surface processes, flexural isostasy and 3D thermal subsidence. *Tectonophysics*, 604 :83–103. WOS :000325839900008.
- Rüpke, L. H., Schmid, D. W., Hartz, E. H., and Martinsen, B. (2010). Basin modelling of a transform margin setting : structural, thermal and hydrocarbon evolution of the Tano Basin, Ghana. *Petroleum Geoscience*, 16(3) :283–298.
- Sadler, P. M. (1999). Determination of Sediment Accumulation Rates. volume 5, pages 15–40.
- Sadler, P. M. and Jerolmack, D. J. (2015). Scaling laws for aggradation, denudation and progradation rates : the case for time-scale invariance at sediment sources and sinks. *Geological Society, London, Special Publications*, 404(1) :69–88.
- Sahabi, M., Aslanian, D., and Olivet, J.-L. (2004). Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12) :1041–1052.
- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B5) :10039–10054.
- Santos, J., Rizzotto, G., Potter, P., McNaughton, N., Matos, R., Hartmann, L., Chemale, F., and Quadros, M. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3-4) :120–152.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4) :453–488.
- Sapin, F., Davaux, M., Dall'asta, M., Lahmi, M., Baudot, G., and Ringenbach, J.-C. (2016). Post-rift subsidence of the French Guiana hyper-oblique margin : from rift-inherited

- subsidence to Amazon deposition effect. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1) :125–144.
- Schettino, A. and Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178(2) :1078–1097.
- Sengör, A. M. C. and Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6) :419–421.
- Shephard, G. E., Müller, R. D., Liu, L., and Gurnis, M. (2010). Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience*, 3(12) :870–875.
- Stab, M., Bellahsen, N., Pik, R., Quidelleur, X., Ayalew, D., and Leroy, S. (2016). Modes of rifting in magma-rich settings : Tectono-magmatic evolution of Central Afar : Modes of Rifting in Magma-Rich Settings. *Tectonics*, 35(1) :2–38.
- Stica, J. M., Zalán, P. V., and Ferrari, A. L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50 :1–21.
- Sutra, E. and Manatschal, G. (2012). How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. *Geology*, 40(2) :139–142.
- Svartman Dias, A. E., Lavier, L. L., and Hayman, N. W. (2015). Conjugate rifted margins width and asymmetry : The interplay between lithospheric strength and thermo-mechanical processes : RIFTED MARGINS WIDTH AND ASYMMETRY. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(12) :8672–8700.
- Szatmari, P. (1983). Amazon rift and Pisco-Juruá fault : Their relation to the separation of North America from Gondwana. *Geology*, 11(5) :300.
- Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.-A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X. D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., and Sotin, C. (2016). Description of a contou-

- rite depositional system on the Demerara Plateau : Results from geophysical data and sediment cores. *Marine Geology*, 378 :56–73.
- Tardy, Y., Kobilsek, B., and Paquet, H. (1991). Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 12(1-2) :283–295.
- Tassinari, C. C. G. and Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3) :174–182. WOS :000083727000004.
- Théveniaut, H. and Freyssinet, P. (1999). Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes : the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148(4) :209–231.
- Théveniaut, H. and Freyssinet, P. (2002). Timing of lateritization on the Guiana Shield : synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(1-2) :91–117.
- Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Deltail, J., and Combaz, A. (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG Bulletin*, 64(12) :2051–2063.
- Tron, V. (1991). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. page 14.
- Turner, J. P., Rosendahl, B. R., and Wilson, P. G. (2003). Structure and evolution of an obliquely sheared continental margin : Rio Muni, West Africa. *Tectonophysics*, 374(1-2) :41–55.
- Unternehm, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., and Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the South Atlantic : in search of a model. *Petroleum Geoscience*, 16(3) :207–215.
- Van der Hammen, T. and Burger, D. (1966). *Pollen flora and age of the Takutu Formation (Guyana)*, volume 38. Citeseer.

- van der Hammen, T. and Wijmstra, T. (1964). Palynological data on the age of the bauxite in British Guiana and Surinam. *Geologie en Mijnbouw*, 43(3) :143.
- van Soelen, E. E., Kim, J.-H., Santos, R. V., Dantas, E. L., Vasconcelos de Almeida, F., Pires, J. P., Roddaz, M., and Sinninghe Damsté, J. S. (2017). A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 474 :40–48.
- Vasconcelos, P. M. and Carmo, I. d. O. (2018). Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. *Earth-Science Reviews*, 179 :411–435.
- Vasconcelos, P. M., Renne, P. R., Brimhall, G. H., and Becker, T. A. (1994). Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6) :1635–1665.
- Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4) :239–275.
- Walsh, J. P., Wiberg, P. L., Aalto, R., Nittrouer, C. A., and Kuehl, S. A. (2016). Source-to-sink research : economy of the Earth’s surface and its strata. *Earth-Science Reviews*, 153 :1–6.
- Watts, A. B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C. J., and Hobbs, R. W. (2009). Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 114(B7).
- Weltje*, G. J., Meijer, X. D., and De Boer, P. L. (1998). Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills : a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Research*, 10(1) :129–153.
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1) :108–125.
- Will, T. M. and Frimmel, H. E. (2018). Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research*, 53 :9–19.

- Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207(4995) :343.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J., and Kubik, P. (2011a). Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . *Geology*, 39(5) :467–470.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J.-L., Filizola, N., and Kubik, P. W. (2011b). Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*, 123(5-6) :934–950. WOS :000288792500009.
- Yang, W. and Escalona, A. (2011). Tectonostratigraphic evolution of the Guyana Basin. *AAPG Bulletin*, 95(8) :1339–1368.
- Ye, J. (2016). Evolution topographique, tectonique et sédimentaire syn-à post-rift de la marge transformante ouest africaine.
- Ye, J. (2018). Etude Soirce to Sink approfondie du bassin de Côte d’Ivoire - Ghana (Rapport interne ; Total_postdoc). Technical report.
- Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall’asta, M., Ferry, J.-N., and Broucke, O. (2017). Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(3).
- Ye, J., Rouby, D., Chardon, D., Dall’asta, M., Guillocheau, F., Robin, C., and Ferry, J. N. (2019). Post-rift stratigraphic architectures along the African margin of the Equatorial Atlantic : Part I the influence of extension obliquity. *Tectonophysics*, 753 :49–62.
- Zalan, P. V., Nelson, E. P., Warme, J. E., and Davis, T. L. (1985). The Piaui basin : rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin.
- Ziegler, P. A. and Cloetingh, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1-2) :1–50.

Auteur : Artiom LOPAREV

Titre : Géométries crustales, évolution paléogéographique et histoire de l'accumulation terrigène des bassins de la marge passive du Craton Guyanais

Directeurs de thèse : Delphine ROUBY et Dominique CHARDON

Lieu et date de soutenance : Toulouse, le 29 avril 2020

Abstract : This thesis is a part of "Source to Sink Guyana" project supported by TOTAL and BRGM. Its objective was to establish bases for a Source to Sink study of the Guiana Shield, by studying the geo-dynamic evolution of its passive margin since 200 Ma. These objectives were acquired after seismic data interpretation, crustal cross-sections and paleo-geographic maps constructions and terrigenous accumulation history quantification of the margin.

The passive margin of the Guiana Shield is composed of two basins : Guiana/Suriname (GS) and Foz d'Amazonas (FOZ), derived from a Jurassic then Lower Cretaceous diachronous rifting respectively. The study of the subsurface data allowed us to show that the superimposition of the two rifts has shaped the Demerara Shelf into a continental block, thinned twice and surrounded by oceanic crust on three sides. The more oblique rifting of the FOZ basin forms systematically narrower segments and finer syn-rift deposits than in the GS basin.

The paleo-geographic evolution of the margin and terrigenous accumulation, over eight intervals of time (from 200 Ma), show a different evolution of the two basins. The lithological distribution of sedimentary systems is homogenized from the Campanian, when both basins reach the late-post-rift stage, during which the distribution is mainly controlled by continental river dynamics.

Terrestrial accumulated volumes show however an opposite evolution during Cretaceous in both basins, in connection with the decrease and increase in the drained areas of the major rivers of this region, Paleo-Berbice and Paleo-Tocantins respectively. Siliclastic inputs towards the margin are generally low (between 2 and 11 m/Ma), but alternating with periods of high inputs corresponding to the recreation of the relief on the continent.

Keywords : diachronous rifting ; passive margin ; clastic accumulation budget ; cratonic erosion ; paleo-géography, geodynamics

Résumé : Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet "Source to Sink Guyane" de TOTAL et BRGM. Son objectif était de poser les bases d'une étude *Source to Sink* du Craton Guyanais, en étudiant l'évolution géo-dynamique de sa marge passive depuis ~ 200 Ma. Pour ce faire, nous avons interprété des données sismiques, construit des coupes crustales, des cartes paléo-géographiques et quantifié l'histoire de l'accumulation terrigène de la marge.

La marge passive du bouclier des Guyanes est composée de deux bassins : Guiana/Suriname (GS) et Foz d'Amazonas (FOZ), issus d'un *rifting* diachrone jurassique, puis crétacé inférieur respectivement. L'étude des données de sub-surface nous a permis de montrer que la superposition des deux rifts a façonné le plateau de Demerara en un bloc continental aminci deux fois et entouré de croûte océanique sur trois côtés. Le *rifting* plus oblique du bassin de FOZ forme des segments systématiquement plus étroits et des dépôts syn-rift plus fins que dans le bassin de GS.

L'évolution paléo-géographique de la marge et l'accumulation terrigène, sur huit intervalles de temps (à partir de 200 Ma), montrent une évolution différente des deux bassins. La distribution lithologique des systèmes sédimentaires s'homogénéise à partir du Campanien, lorsque les deux bassins atteignent le stade tardi-post-rift, durant lequel la distribution est principalement contrôlée par la dynamique fluviale continentale. Les volumes terrigènes accumulés montrent cependant une évolution opposée au Crétacé dans les deux bassins, en lien avec la diminution et l'augmentation des aires drainées des fleuves majeurs de cette époque, de paléo-Berbice et de paléo-Tocantins respectivement.

Les apports siliciclastiques vers la marge sont faibles de façon générale (entre 2 et 11 m/Ma), mais alternés par des périodes de forts apports correspondant à la recréation du relief sur le continent.

Mots clés : *rifting* diachrone ; marge passive ; bilan d'accumulation terrigène ; érosion cratonique ; paléo-géographie ; géodynamique

Discipline administrative : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Laboratoire : Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563) 14, avenue Édouard Belin
31400 Toulouse