



HAL
open science

Caractérisation de la structure profonde du plateau sous-marin de Démérara (Marge Guyane-Suriname)

Thomas Museur

► **To cite this version:**

Thomas Museur. Caractérisation de la structure profonde du plateau sous-marin de Démérara (Marge Guyane-Suriname). Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2020. Français. NNT : 2020BRES0070 . tel-03656763

HAL Id: tel-03656763

<https://theses.hal.science/tel-03656763v1>

Submitted on 2 May 2022

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : Géosciences Marines

Par

Thomas MUSEUR

**Caractérisation de la structure profonde du plateau sous-marin de
Démérara (Marge Guyane-Suriname)**

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 03 Décembre 2020.
Unités de recherche : Ifremer GM-LAD et LGO UMR6538.

Rapporteurs avant soutenance :

Mireille LAIGLE
Directrice de recherche
CNRS, Géoazur Sophia-
Antipolis.

Jean-Frédéric LEBRUN
Professeur des
Universités,
Université des Antilles

Composition du Jury :

Examineurs
Laurent GEOFFROY

Président du jury, Professeur,
Université de Bretagne
Occidentale.

Wilfried JOKAT
Mireille LAIGLE
Jean-Frédéric LEBRUN

Professeur Emérite,
AWI, Allemagne.
Directrice de recherche CNRS,
Géoazur Sophia-Antipolis.
Professeur des Universités,
Université des Antilles

Directeur de thèse
Frauke KLINGELHOEFER

Chercheuse, Ifremer Plouzané.

Co-directeur de thèse
David GRAINDORGE

Maitre de Conférences,
Université de Bretagne
Occidentale.
Chercheur, Ifremer Plouzané.

Walter ROEST

Invitée
Charlotte NIELSEN

Géologue sénior, Total Pau

Remerciements

Merci à Mireille Laigle et Jean-Frédéric Lebrun d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce manuscrit.

Merci à Laurent Geoffroy et Wilfried Jokat d'avoir accepté d'être examinateur, et à Charlotte Nielsen d'avoir accepté de participer à ce jury.

Pendant l'intrigante et intéressante aventure qu'est une thèse, j'ai eu le privilège d'être accompagné par plusieurs personnes, dont l'aide a été cruciale pour le bon déroulement de ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier mes encadrants, Frauke Klingelhoef, David Graindorge et Walter Roest. Merci d'abord de m'avoir donné cette opportunité, et merci également pour votre précieuse implication dans l'encadrement de cette thèse. Vous avez su me former quand je ne savais pas faire, m'aider quand j'étais perdu, me pousser quand je n'avançais plus et m'encourager quand j'étais en difficulté. Vous avez toujours été présents malgré les difficultés rencontrées. Vous êtes les principaux artisans de la réussite de cette thèse.

Je tiens également à remercier toute l'équipe du projet, qui a toujours apporté des discussions intéressantes et qui m'a toujours considéré avec une certaine bienveillance : Lies Loncke, Christophe Basile, François Sapin, Anne-Sophie Fanget, François Chauvet, Boris Marcaillou, Jacques Déverchère.

Merci à l'Ifremer, à l'UBO et à l'IUEM, et particulièrement aux personnes des différents labos que j'ai pu côtoyer durant ces trois années passées dans ces locaux.

Outre l'Ifremer et l'UBO, je souhaiterais remercier la région Bretagne, qui a financé une partie de cette thèse. Egalement, je remercie l'entreprise Total, qui a mis à disposition les données, qui a financé une mission de 8 semaines dans leurs locaux, me fournissant bureau et matériel nécessaire. Un merci particulier à François Sapin qui a permis de réaliser tout ceci et qui m'a encadré là-bas. Merci également à toute l'équipe de la STRU de m'avoir si bien accueilli. Merci également à l'équipe de Géoazur, dont Boris Marcaillou et Laure Schenini qui étaient là pour répondre à mes (très nombreuses) questions lors de mon passage.

Un remerciement particulier également à Alison Chalm, qui a corrigé de façon excellente l'anglais de l'article qui est désormais accepté pour publication. Sa contribution a été très appréciée.

Je remercie les post-docs, thésards, stagiaires, alternants, contrats pros et tous les camarades qui m'ont soutenu (ou supporté) durant ces années. Il y a malheureusement trop de personnes pour toutes les citer, et j'espère que je pourrai communiquer en personne mes remerciements à chacun d'entre eux.

Merci à David Dellong et Pierre Morena. Merci à Valentin, Adélaïde, Aurélie, Maxime, Marc-Antoine pour le soutien sans faille. Merci à ma famille, qui a toujours été là pour me soutenir. Et merci à Mathilde, qui a probablement eu l'impression de faire une thèse en me côtoyant au quotidien, qui a véritablement illuminé ces années très difficiles sur le plan professionnel comme privé. Rien n'aurait été possible sans toi.

Table des matières

Introduction	9
Chapitre 1 : Etat des connaissances.....	13
I. Les marges : zone de transition entre deux grands domaines	14
II. Classification des marges	17
A) Généralités.....	17
B) Modèles de genèse des marges.....	18
C) Modèles structuraux des marges	20
III. Marges passives riches en magma.....	25
A) Initiation de leur formation	25
B) Structure globale	27
C) Nature et structures des unités crustales.....	28
1) Croûte à SDRs	28
2) Domaine crustal sous les SDRs	42
3) Unité inférieure à haute vitesse (<i>High Velocity Body</i>)	43
IV. Marges transformantes ou obliques.....	45
A) Définition et caractéristiques.....	45
B) Localisation	48
Chapitre 2 : Contexte géologique du plateau de Démérara et des domaines adjacents	51
I. Cadre géologique et cratons ante-mésozoïque	52
II. Impact de la province volcanique CAMP	53
III. Ouverture de l'océan Atlantique central et lien avec le plateau de Démérara et le plateau Guinéen.....	56
A) Ouverture de l'océan Atlantique central	56
B) Caractérisation sismique des unités Jurassique dans le plateau de Démérara	60
IV. Ouverture de l'océan Atlantique équatorial et lien avec le plateau de Démérara	63
A) Ouverture de l'océan Atlantique équatorial	63
B) Le plateau de Démérara et les unités d'âge Crétacé	66
V. Déformations et évolution post-transform	69
VI. Un Transform Marginal Plateau (TMP)	71
VII. Autres données dans le domaine crustal.....	72

VIII. Problématiques.....	73
Chapitre 3 : Données disponibles et méthodologie.....	77
Introduction.....	78
I. La campagne MARGATS.....	78
A) Le navire et les équipements scientifiques.....	78
B) Objectif principal de la campagne.....	79
C) Déroulement de MARGATS et cartes globales.....	80
II. Acquisition Sismique Multitrace (SMT).....	82
A) Paramètres d'acquisition.....	82
1) Le système multitrace IFREMER (SMT).....	82
2) MCS MARGATS : configuration.....	82
3) Sources et Récepteurs des acquisitions SMT MARGATS.....	82
4) Récepteur : Flûte numérique solid marine Sercel 480 traces.....	84
5) Système d'acquisition numérique et contrôles de l'acquisition.....	86
B) Sismique QC.....	87
1) Objectifs.....	87
2) Résultats.....	87
III. Acquisition Sismique grand-angle.....	91
A) MARGATS : Géométrie des acquisitions.....	91
B) Récepteurs en mer : les MicrOBS+.....	91
C) Pré-traitement de données OBS.....	92
D) Les données de navigation.....	93
E) Description des lignes grand-angle.....	95
1) Ligne OBS MAR-1.....	95
2) Ligne OBS MAR-2.....	97
F) Modélisations tomographiques (FAST).....	99
G) Traitement spécifique des profils OBS MAR-1 et OBS MAR-2 : modélisation forward.....	103
1) Modélisation type RayInvr : forward.....	103
2) Pointé des données OBS.....	103
3) Élaboration du modèle de vitesse.....	104
4) Contrôle et ajustement du modèle de vitesse, résolution.....	105
IV. Autres données SMT.....	107

Chapitre 4 : “Deep structure of the Demerara Plateau: from a volcanic margin to a Transform Marginal Plateau”.....	109
Introduction de l’article	110
Article “Deep structure of the Demerara Plateau: from a volcanic margin to a Transform Marginal Plateau”.....	111
Discussion de l’article	162
 Chapitre 5 : Caractérisation de la marge Nord et reconstitution de l’évolution de l’histoire du plateau de Démérara et des domaines adjacents.	165
I. Caractérisation de la nature de la croûte du plateau de Démérara	166
A) Structure de la région Nord du plateau de Démérara	166
1) Ligne 1	167
2) Ligne 2:	172
3) Ligne 3 :	177
B) Mise en place des SDRs	179
C) Caractérisation de l’Unit A.....	182
D) Mise en évidence d’une déformation d’âge Barrémien-Albien.....	183
II. Continuité au Nord : Le plateau Guinéen.....	184
A) Profils G1 orienté NNE-SSO.....	186
B) Profil G2 orienté WSW-ENE	189
C) Profil G3 orienté W-E.....	192
D) Le plateau des Bahamas : la marge volcanique conjuguée de la marge Ouest de Démérara-Guinée ?	200
 Conclusion.....	205
 Bibliographie.....	209
 Table des illustrations.....	233
 Annexes	243
 Résumé et Abstract.....	248

Introduction

La compréhension des marges continentales passives et des domaines océaniques adjacents a considérablement évolué depuis 50 ans. Il y a aujourd'hui un consensus autour des grandes étapes tectoniques créant ces systèmes. L'extension lithosphérique est le moteur de ce mécanisme, qui s'organise en une phase de *rifting*, puis une phase de rupture de la marge et enfin une phase d'océanisation. Néanmoins il a été démontré qu'il existait une grande diversité d'architecture de marges, selon l'influence de certains paramètres comme la thermicité, ou la rhéologie préexistante et l'orientation des structures. De ces observations a découlé une classification en marges riches ou pauvres en magma, et à bordure divergente, transformante ou oblique. Et même au sein de ces classifications, une diversité existe. C'est notamment le cas pour les marges volcaniques où les modèles évoluent et sont débattus, et où la nature et la structure de l'ensemble du domaine crustal sont fréquemment discutés.

Ce progrès dans la compréhension des marges a été permis par le travail de nombreuses équipes scientifiques, et également par les progrès technologiques. Les méthodes d'investigation sismique sont désormais très précises grâce à des processus d'acquisition et d'enregistrement optimisés. De même, les reconstructions cinématiques, les modélisations, les interprétations, s'appuient désormais sur des logiciels très performants qui permettent une cohérence dans l'interprétation, avec un niveau de détail allant croissant avec le temps. A travers divers outils, il est possible d'obtenir des informations permettant de reconstituer l'histoire de la marge. La sismique réflexion pénétrante est utilisée pour connaître la géométrie et le faciès des unités profondes et superficielles. La sismique grand-angle permet de connaître la vitesse des propagations des ondes dans le milieu, intimement liée à la densité du milieu, et de contraindre une architecture globale de la marge. La gravimétrie est également utilisée pour contraindre les densités. Enfin, les reconstructions d'évolution structurale au fil du temps sont les interprétations finales, permettant d'intégrer toutes les données et d'émettre une proposition cohérente.

Il faut en revanche noter qu'il subsiste des verrous techniques et scientifiques. En effet, s'il est désormais possible d'imager un système de failles, une géométrie de réflecteurs, ou un niveau de sel, il n'est pas encore vraiment possible de connaître directement la nature des corps géologiques composant la marge, en particulier dans son domaine profond. De même, il est encore très délicat de déterminer la thermicité ou la structure pré-*rifting* de la croûte. Ces paramètres sont pourtant fondamentaux pour comprendre le phénomène d'ouverture océanique.

Consécutivement, les marges impliquant une thermicité anormale (par exemple les marges riches en magma), ou une structuration profonde inhabituelle (par exemple les marges transformantes ou obliques) ont mis plus de temps à être investiguées et comprises.

Récemment, il a été mis en évidence l'existence d'objets géologiques sous-marins faisant partis des marges continentales, situés à la jonction entre deux domaines océaniques différents et associés à au moins une bordure transformante. Ils ont été nommés *Transform Marginal Plateaus* (TMPs). Présents partout dans le monde, ces plateaux sont des nœuds géodynamiques et représentent un des verrous majeurs dans la compréhension de la genèse des marges et domaines océaniques. Dans ce contexte, cette thèse s'est initiée avec la volonté de comprendre la structure profonde du plateau sous-marin de Démérara, situé au large de la Guyane et du Suriname, et qui constitue un exemple type de TMPs. Différentes campagnes océanographiques GUYAPLAC (2003), IGUANES (2013), DRADEM (2016) ont permis de très bien comprendre la partie supérieure du plateau et de récupérer des échantillons de roches draguées provenant de la bordure Nord du plateau. Les travaux menés dans le cadre de cette thèse exploitent les données de sismique lourde de la campagne océanographique MARGATS (2016) complétées par des données de sismique réflexion pénétrante mises à disposition dans le cadre d'une collaboration avec TOTAL.

Les précédents travaux ont beaucoup questionné les mouvements verticaux subis par le plateau en lien avec sa structure et son histoire, ils sont de grande ampleur et peinent à être expliqués par les modèles tectoniques actuels.

Il est nécessaire de résoudre la structure profonde en déterminant la nature de la croûte et son organisation pour comprendre les modalités de l'amincissement crustal qui précède nécessairement à l'océanisation. Les premiers travaux ont permis de mettre en évidence une unité profonde et très épaisse dont la nature faisait l'objet de nombreuses hypothèses : corps métamorphique d'affinité continentale, reliquat de croûte océanique anté-jurassique remaniée, ou corps volcano-sédimentaire de type *Seaward Dipping Reflectors* (réflecteurs inclinés vers le domaine océanique). Le but de cette thèse était donc de lever ces interrogations, en contraignant au maximum le domaine profond en termes de nature et de géométrie afin notamment d'apporter une nouvelle proposition de reconstruction de l'évolution structurale du plateau (intégrée dans un contexte régional), en incluant toutes les interprétations récentes. Les résultats apportent un nouveau regard à la fois sur les marges volcaniques, les marges transformantes, les TMP, et l'ouverture de l'Océan Atlantique.

Ce manuscrit s'organise en cinq principaux chapitres :

- Le premier chapitre correspond à un rapide l'état de l'art sur les marges, et en particulier les découvertes et concepts récents. Il met l'accent sur les marges riches en magma et transformantes en identifiant les éléments débattus
- Le second chapitre retrace le contexte et l'histoire structurale du plateau de Démérara dans son environnement géologique régional anté océan Atlantique puis son évolution telle qu'elle est décrite dans la littérature. Il met l'accent sur la complexité de ce plateau et la chronologie des différents processus tectoniques majeurs à l'instar des deux phases distinctes d'ouverture océanique qui seront documentées par la suite de nos travaux
- Le troisième chapitre a pour but de présenter les données sismique réflexion et sismique grand-angle utilisées dans ce travail : leur localisation, les informations liées à leur acquisition, et les méthodologies utilisée pour traiter et exploiter ces données.
- Le quatrième chapitre contient les premiers travaux réalisés lors de la thèse, présentés sous la forme d'un article accepté pour publication dans la revue *Tectonophysics*. Il présente les deux modèles de vitesse réalisés lors de cette thèse à partir des données sismique grand-angle, le long de deux profils qui sont localisés dans l'Est du plateau. Les informations extraites de ces modèles sont ensuite corrélées à celles issues de l'interprétation de données sismique réflexion industrielle, mises à disposition par Total. Le chapitre propose une interprétation argumentée de la nature profonde du plateau, de l'histoire de sa marge Ouest et de son évolution vers l'Est.
- Le cinquième chapitre complète ces résultats qui présentaient une vision principalement Ouest-Est du plateau en intégrant la structuration Nord-Sud et en particulier celle de la marge Nord transformante ou hyper-oblique. Ces résultats sont renforcés par l'intégration de données issues de la marge conjuguée Nord (le plateau Guinéen) dont les données nous ont été mises à disposition par Total. Ces travaux nous permettent enfin de tenter une reconstitution solide replacée dans un contexte régional de l'histoire du plateau de Démérara depuis 190 millions d'années qui contribue aussi à illustrer des questions plus générales sur les marges magmatiques, transformantes et la signification des TMP

Enfin, la présentation de ce travail s'achèvera par une conclusion générale qui éclairera sur les éléments ouverts de discussion et sur perspectives ouvertes par ce travail.

Ce manuscrit contient également une annexe, où il sera présenté la page de garde d'un article classifiant les TMPs et dont je suis co-auteur, ainsi que les posters que j'ai pu présenter lors de conférences.

Chapitre 1 : Etat des connaissances

Ce travail de thèse s'intéresse à la caractérisation de la structure profonde du plateau sous-marin de Démérara. Avant de présenter en détail les données et les résultats, il apparaît nécessaire de replacer cette étude dans le contexte scientifique, c'est-à-dire exposer les connaissances actuelles sur les marges, et les problématiques restantes à investiguer.

Dans cette optique, ce chapitre 1 introduira les marges continentales, en présentant les différentes zones de transition et leur diversité. Par la suite, la classification de ces objets sera exposée, en fonction de différents paramètres comme la thermicité et le contexte tectonique. Enfin, une description détaillée des connaissances actuelles sur les marges volcaniques, les marges transformantes et les Plateaux Marginaux Transformants (TMPs) sera réalisée, afin de mettre en évidence les caractéristiques de ces marges, et les problématiques spécifiques dont elles sont l'objet.

I. Les marges : zone de transition entre deux grands domaines

Les zones de transition entre les domaines continentaux et océaniques sont appelées marges continentales. Celles-ci bordent les continents et peuvent être des objets géologiques complexes. Elles peuvent être actives ou passives, ce chapitre abordera principalement le cas des marges passives. Les marges continentales se mettent en place lors d'une phase de *rifting* continental qui précède et initiera à un moment ou à un autre un processus d'océanisation (Figure 1).

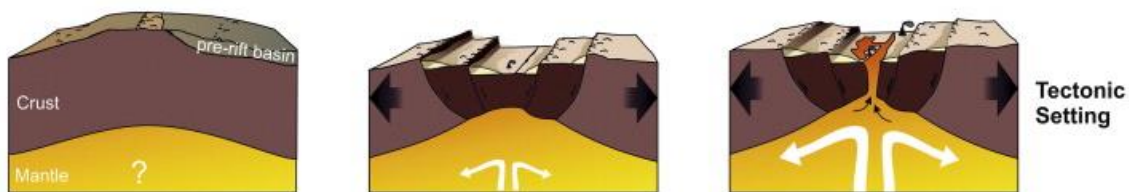


Figure 1 : Exemple d'un modèle de conception de la formation de marges passives. A) étape initiale anté-rifting. B) Phase de rifting, les flèches noires représentent la direction d'extension (passive ou active) appliquée au sein de la croûte (en marron). La zone centrale est caractérisée par une croûte déformée par des failles extensives (marron foncé) et par une remontée mantellique (domaine jaune). Séparation en deux marges conjuguées. C) Début de l'océanisation et création de la première lithosphère océanique. D'après Franke et al. (2013).

Au sein de ces groupes de marges, il faut citer l'exemple des marges transformantes ou obliques. Alors que la plupart des marges continentales subissent une direction d'ouverture perpendiculaire à la limite de plaque, les marges transformantes ou obliques accommodent

l'ouverture de façon oblique à cette limite, cela conduit souvent à une segmentation de la marge. Ces marges posent donc des problématiques spécifiques qui seront exposés plus tard dans ce chapitre.

En fonction du type de marge passive, il existe plusieurs phases majeures conduisant à leur formation. Les processus en commun sont : une phase d'étirement, une phase d'amincissement, une phase de rupture et une phase d'océanisation. Cela s'accompagne d'une remontée mantellique s'initiant entre deux domaines continentaux, dans un contexte extensif. Cela peut être complété par une phase d'exhumation, permis par le jeu de faille de détachement et aboutissant à l'affleurement d'un socle mantélique serpentinisé (Brun et Beslier, 1996 ; Brune et al., 2014). L'océanisation est caractérisée par la production de croûte océanique au niveau des dorsales, créant le nouveau domaine océanique. Les domaines amincis et faillés sont les marges, délimitées d'un côté par le domaine continental non déformé, et de l'autre par les formations basaltiques néoformées. Ces limites sont souvent diffuses, la notion de zone de transition est alors évoquée. C'est notamment le cas pour la transition marge-océan dont la localisation peut varier en fonction de l'interprétation : la limite du domaine océanique est-elle localisée au début d'un faciès typique de croûte océanique ? Ou bien considérons-nous qu'une partie de la croûte dans le domaine de transition résulte du début d'un processus océanique, du moins correspondant à la création d'un matériel crustal néoformé ?

Une marge continentale est une zone de transition marquée par un changement de la profondeur du Moho, d'environ 30-40 km dans le domaine continental qui diminue progressivement jusqu'à 10-12 kilomètres dans le domaine océanique, et par un changement de lithologie crustale.

L'évolution d'une marge de sa naissance à sa disparition s'inscrit dans un cycle de développement, dont le schéma a initialement été proposé par Wilson (1966) (Figure 2). Le modèle d'évolution de Stein et al. (2018), basé sur celui de Wilson (1966), illustre schématiquement ces différentes étapes (Figure 2).

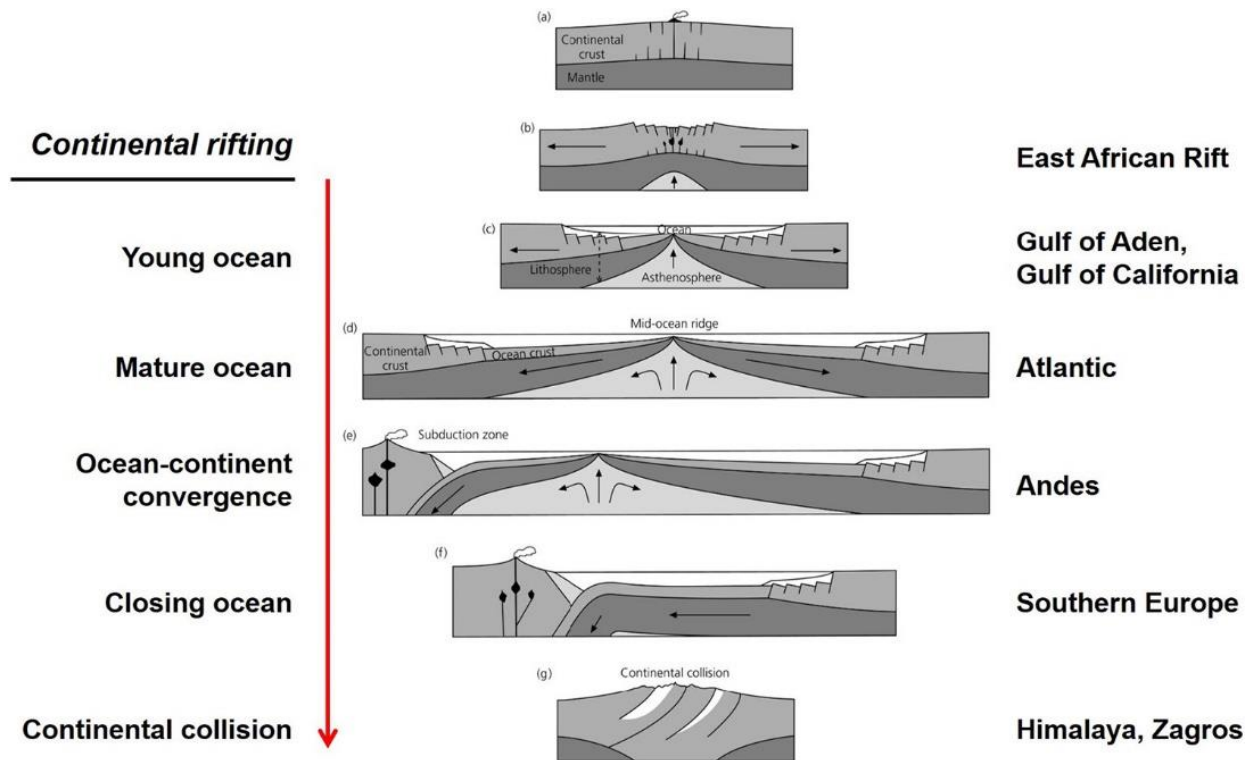


Figure 2 : Cycle de Wilson d'une marge et d'un domaine océanique, depuis la phase de rifting en haut jusqu'à la collision continentale et la fermeture de l'océan, d'après Stein et al. (2018).

II. Classification des marges

A) Généralités

Il existe deux caractéristiques majeures permettant de classer les marges :

- L'importance des phénomènes volcaniques se déroulant pendant leur mise en place : riche en magma ou pauvre en magma.
- La direction d'ouverture des marges. En effet, sous l'influence de la tectonique régionale, l'ouverture de deux marges peut se faire selon plusieurs angles. Lorsque la direction d'ouverture est plus ou moins perpendiculaire à la marge, elle est dite divergente. Lorsqu'elle est parallèle ou sub-parallèle, elle est dite transformante ou oblique.

Selon ces critères, il existe donc 4 principaux groupes de marges pour lesquels nous donnons quelques références d'exemples typiques :

- Divergente pauvre en magma (marge brésilienne nord ; Mohriak et al., 2008).
- Divergente riche en magma (marge uruguay-argentine ; Franke et al., 2007).
- Transformante/oblique pauvre en magma (marge nord du plateau Falklands-Malvinas ; Lorenzo et Wessel., 1997).
- Transformante/oblique riche en magma (Vøring, Gernigon et al., 2003 ; Fernandez et al., 2005).

Il est fréquent dans la littérature de trouver les appellations « marges volcaniques » et « marges non-volcaniques » en fonction de la présence ou de l'absence de matériel effusif (Mutter et al, 1988). Néanmoins, il est apparu plus tard que toutes les marges subissent à un moment de leur développement au moins un processus magmatique (intrusions, magmatisme effusif, sous-placage ou autre). La classification a donc évolué en « marges riches en magma » et « marges pauvres en magma » (Sawyer et al., 2007 ; Reston, 2009) (Figure 3), tous les cas intermédiaires étant finalement possibles, ce qui rend la typologie difficile.

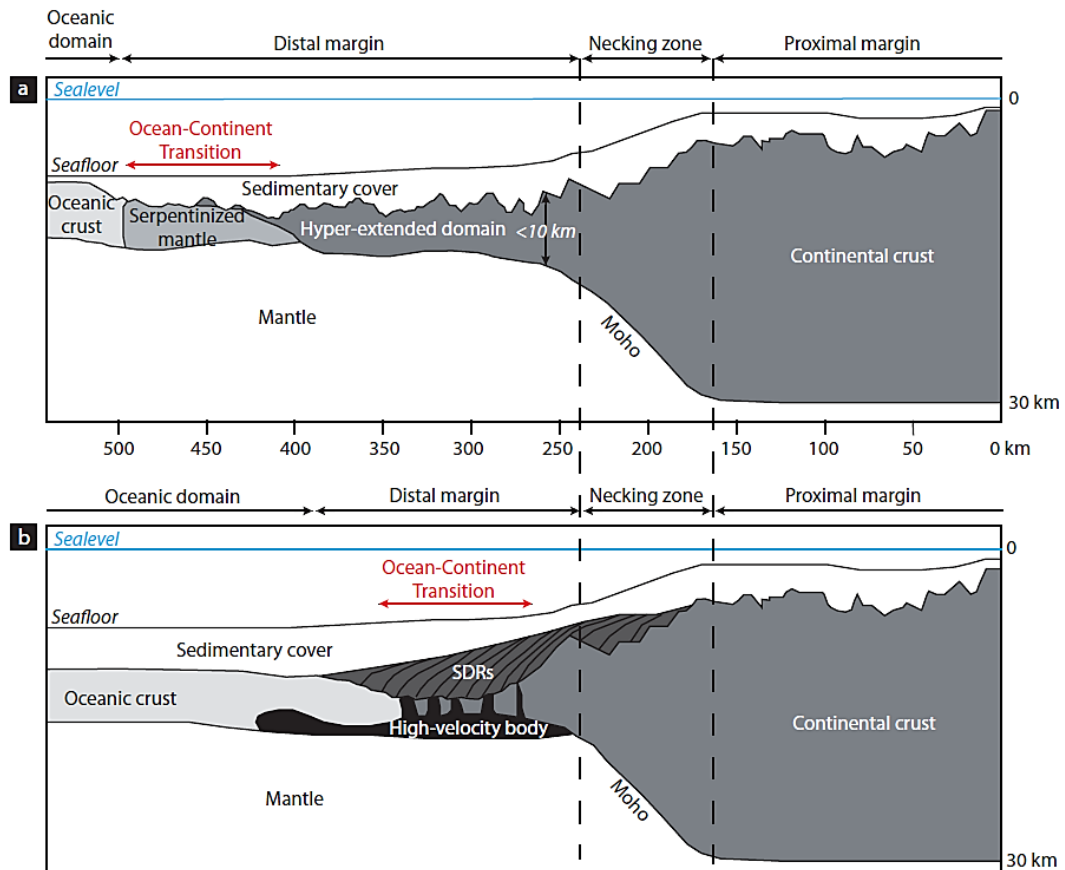


Figure 3 : Structure schématique d'une marge divergente : a) pauvre en magma et b) riche en magma. La localisation de la zone de transition diffère, ainsi que sa structuration. Le modèle a) présente une marge distale caractérisée par un domaine continental aminci dont le toit est déformé et irrégulier, passant à un manteau serpentinisé vers le domaine océanique. Ce schéma n'illustre pas d'influence magmatique. Le modèle b) montre l'influence de l'apport de magma, se traduisant par une zone de transition plus proche du domaine continental et l'existence de corps Seaward Dipping Reflectors (SDRs) et High-velocity body d'âge contemporain à l'amincissement, d'après Mohn et al., 2012 ; Franke et al., 2013 ; Guillard et al., 2014.

B) Modèles de genèse des marges

Les modèles d'ouverture des marges aboutissent à plusieurs résultats, dont ceux qui prédisent des marges conjuguées symétriques (McKenzie, 1978) et asymétriques (Lister et al., 1986). Le modèle de Lister et al. (1986) définit ainsi deux marges conjuguées asymétriques, nommées « *Upper plate margin* » et « *Lower plate margin* » (Figure 4).

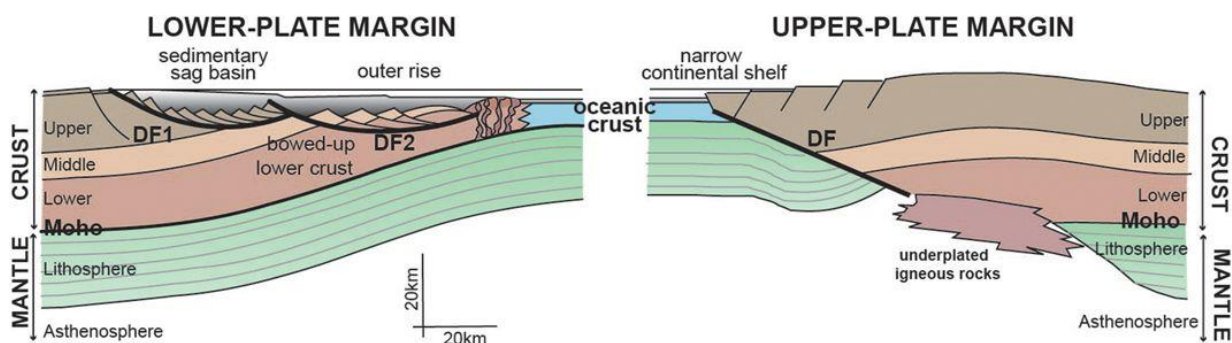


Figure 4 : Concept de « Lower-Plate Margin » et « Upper-Plate Margin », caractérisant deux marges conjuguées asymétriques. Les déformations ne sont pas réparties de la même façon, ce qui induit des différences de structuration entre les marges. D'après Lister et al. (1986) ; Modifié par Péron-Pinvidic et al. (2017).

La *Lower-Plate Margin* est caractérisée par une *necking zone* large, et par la présence de nombreuses failles de détachement affectant la partie supérieure de la croûte et créant un large bassin enregistrant les dépôts sédimentaires syn-tectoniques et post-tectoniques (Lister et al., 1986 ; Figure 4). La *Upper-Plate Margin* se définit par une *necking zone* beaucoup plus étroite, traduisant une limite crustale nette. Les failles de détachement sont moins nombreuses que dans le cas précédent, et le toit de la croûte est découpé par un ensemble de failles normales organisées en bassins en grabens (Lister et al., 1986 ; Figure 4). L'espace créé par ces processus est moins important que dans le cas d'une *Lower-Plate Margin*, le remplissage sédimentaire est donc également moindre (Lister et al., 1986 ; Figure 4).

La classification d'une portion de marge est locale et ne s'étend pas aux domaines adjacents autrement dit les marges sont segmentées latéralement. Dans le cas de la marge Angola-Gabon (Figure 5), les caractéristiques au Nord sont celles d'une *Lower Plate Margin*, puis passent vers le Sud à une *Upper Plate Margin*, avec notamment la présence d'un H-Bloc. Ce dernier est une enclave continentale résiduelle, isolée par la tectonique (Geoffroy et al., 2015). En poursuivant vers le Sud, ce H-bloc disparaît et la structure redevient similaire à une *Lower Plate Margin* (Figure 5).

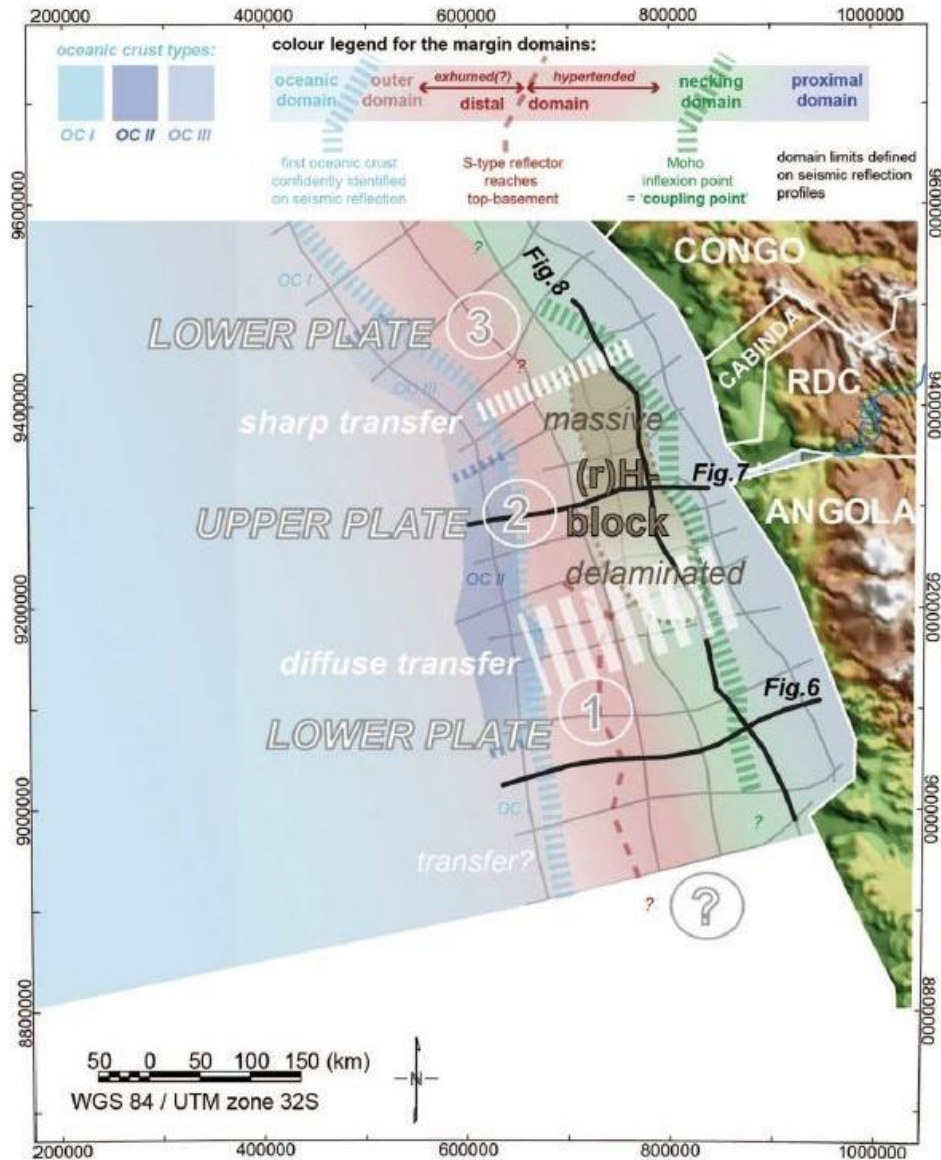


Figure 5 : L'évolution Nord-Sud de la structure de la marge Angola-Gabon illustrant le caractère local de cette classification et la segmentation des marges, d'après Péron-Pinvidic et al. (2015).

C) Modèles structuraux des marges

L'organisation structurale des marges a fait l'objet de plusieurs grands modèles et classifications depuis les années 70 (Figure 6) suivant ainsi l'évolution des observations et des données. Le premier élément de différenciation entre les marges fut les processus de déformations : *Simple shear* (McKenzie, 1978) et *pure shear* (Wernicke, 1985), aboutissant chacun sur un type de structuration de marge allant d'une extrême asymétrie à une extrême symétrie (Figure 6).

Par la suite, les modèles évoluent en prenant en compte l'importance des processus magmatiques associés au *rifting*. Les « marges volcaniques » deviennent des « marges riches en magma », caractérisées par des *Seaward-Dipping Reflectors* (SDRs) et du sous-placage (*underplating*) ou des corps à fortes vitesses, formant une jonction relativement courte entre une croûte océanique standard et un domaine continental déformé en horst et grabens (Planke et al., 1994) (Figure 6). Les « marges non-volcaniques » deviennent des « marges pauvres en magma », caractérisées par l'absence de formations magmatiques, par une zone de transition relativement étendue où le domaine crustal est découpé par une succession de failles normales de faible pendage, et pouvant également comporter des niveaux de décollement (Lister et al., 1991) (Figure 6).

Des études ultérieures ont ensuite proposé une caractérisation prenant en compte l'hétérogénéité des marges et découpant celles-ci en plusieurs domaines : proximal, transitionnel et distal. Ainsi, ces modèles prennent en compte des paramètres tel que :

- Les différentes étapes de *rifting* (Reston, 2005), essentielles dans la mise en place et la réactivation de failles, éléments structuraux majeurs contrôlant l'architecture d'une marge (Figure 6).
- La migration de la déformation, que ce soit l'évolution du front de faille (Ranero et Perez-Gussinye, 2010) ou la propagation des domaines de déformations (Peron-Pinvidic et al., 2013) (Figure 6).
- La thermicité de la marge et l'héritage structural contrôlant la rhéologie et donc le type de déformation (ductile ou fragile) des structures (Clerc et al., 2018) (Figure 6).

RESEARCH IN RIFTS & RIFTED MARGINS EVOLUTION OF CONCEPTS

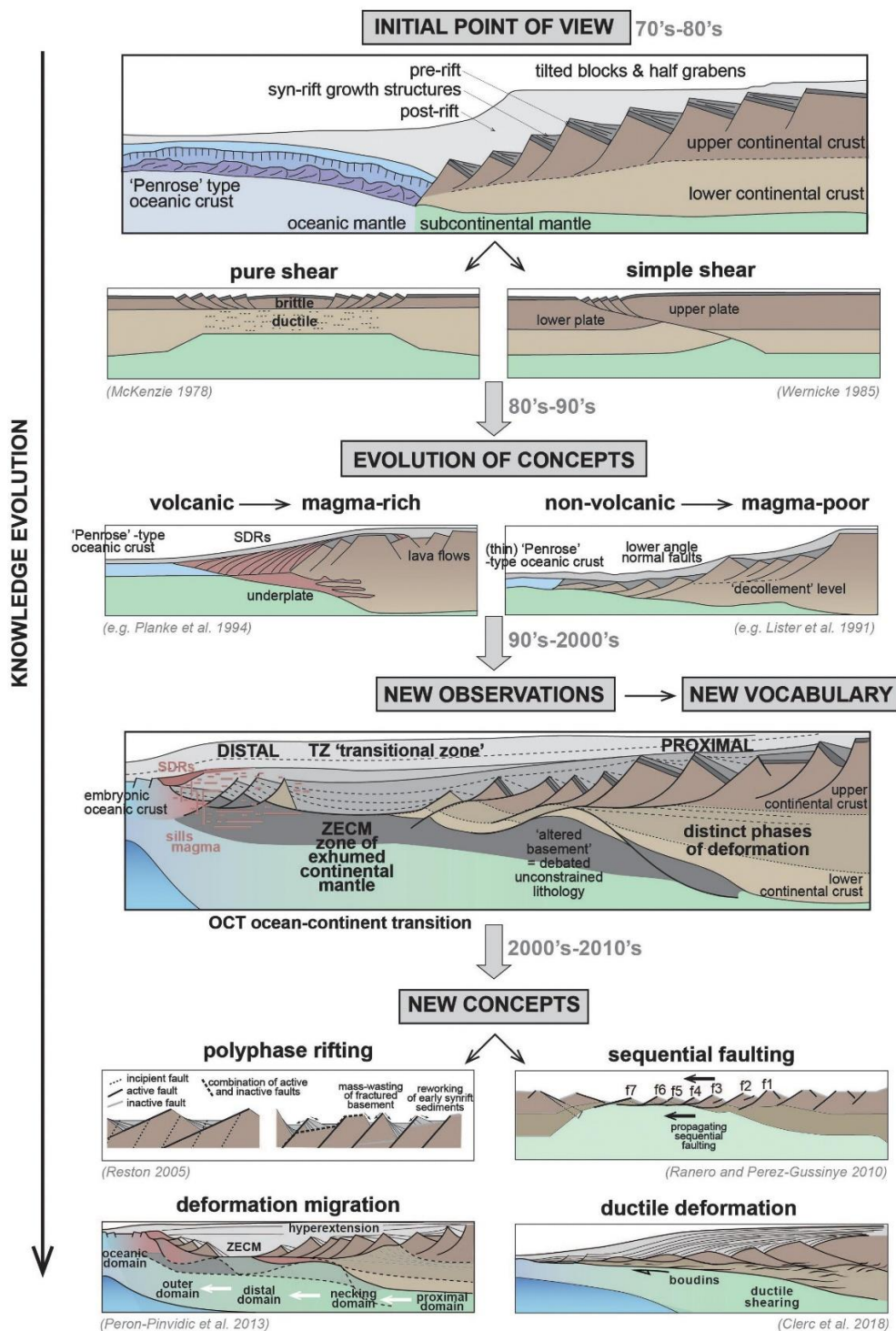


Figure 6: évolution schématique des différents concepts de formation des marges. Vers le bas, les schémas présentent l'apparition de nouvelles classifications au fil du temps, établies non plus en fonction d'une composition globale (volcanique et non-volcanique) mais en fonction des processus affectant la marge (déformation ductile, migration de la déformation, rifting polyphasé, propagation d'un front de failles). Péron-Pinvidic et al. (2019).

D) Répartition des marges

Berndt et al. (2019) propose une classification des marges continentales en quatre catégories (illustrés en Figure 7) :

- Les marges volcaniques, dont la nature a été démontrée (en rouge sur la figure 7).
- Les marges possiblement volcaniques où il n'existe pas de consensus scientifique, mais des éléments permettent l'hypothèse d'une nature volcanique (en orange sur la figure 7).
- Les marges non-volcaniques, où aucun indice ne laisse envisager un épisode volcanique (en bleu sur la figure 7).
- Les marges indéterminées, où les éléments ne permettent pas encore d'émettre des hypothèses concernant la nature (en jaune sur la figure 7).

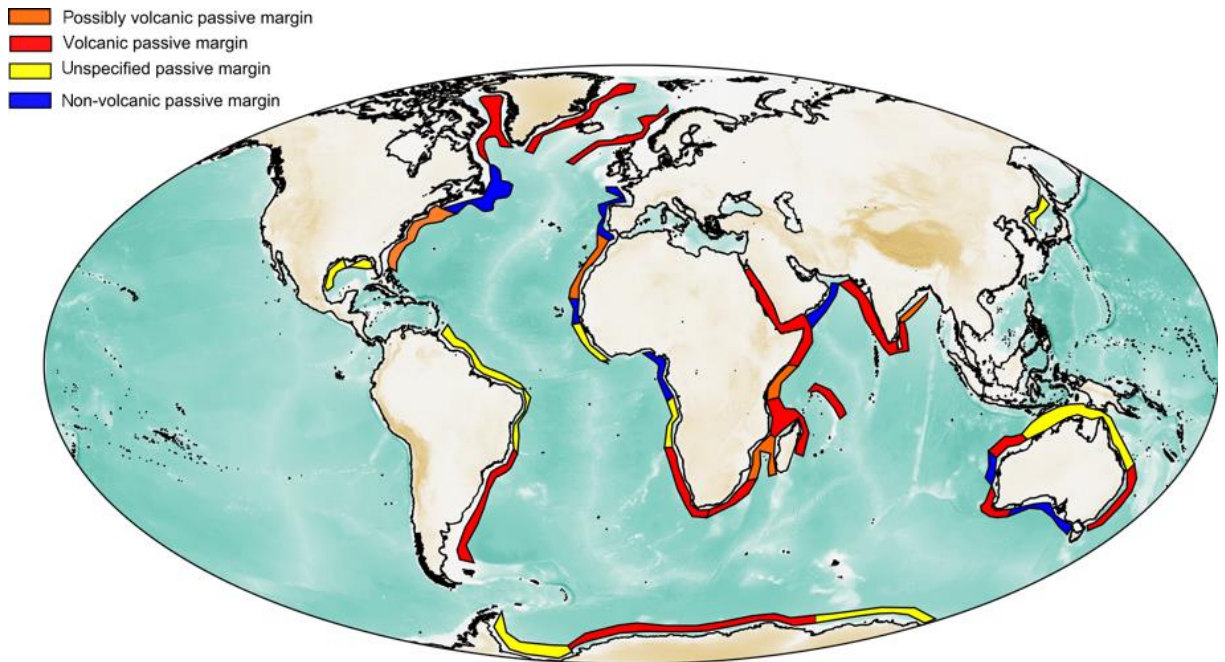


Figure 7 : Représentation des marges dans le monde en fonction de leur classification. Compilation réalisée par Berndt et al. (2019) à partir de Menzies et al. (2002), Geoffroy (2005), Hauptert et al. (2016), Jones et al. (2016), et Brune et al. (2016).

Il apparaît qu’il reste de nombreuses marges dont la nature profonde est encore inconnue. C’est notamment le cas pour la marge au large de la Guyane, zone qui sera au centre de ce manuscrit dans les chapitres suivants.

Cette répartition est à mettre en parallèle de la répartition des marges transformantes dans le monde. Estimé récemment au nombre de 79 (Mercier de Lépinay, 2016) (Figure 8), elles sont présentes à la fois dans les marges non-volcanique (exemple du plateau Guinéen, nommé « Gui » sur la Figure 8) comme dans les marges volcaniques (exemple du plateau Vøring, nommé « Vor » sur la Figure 8).

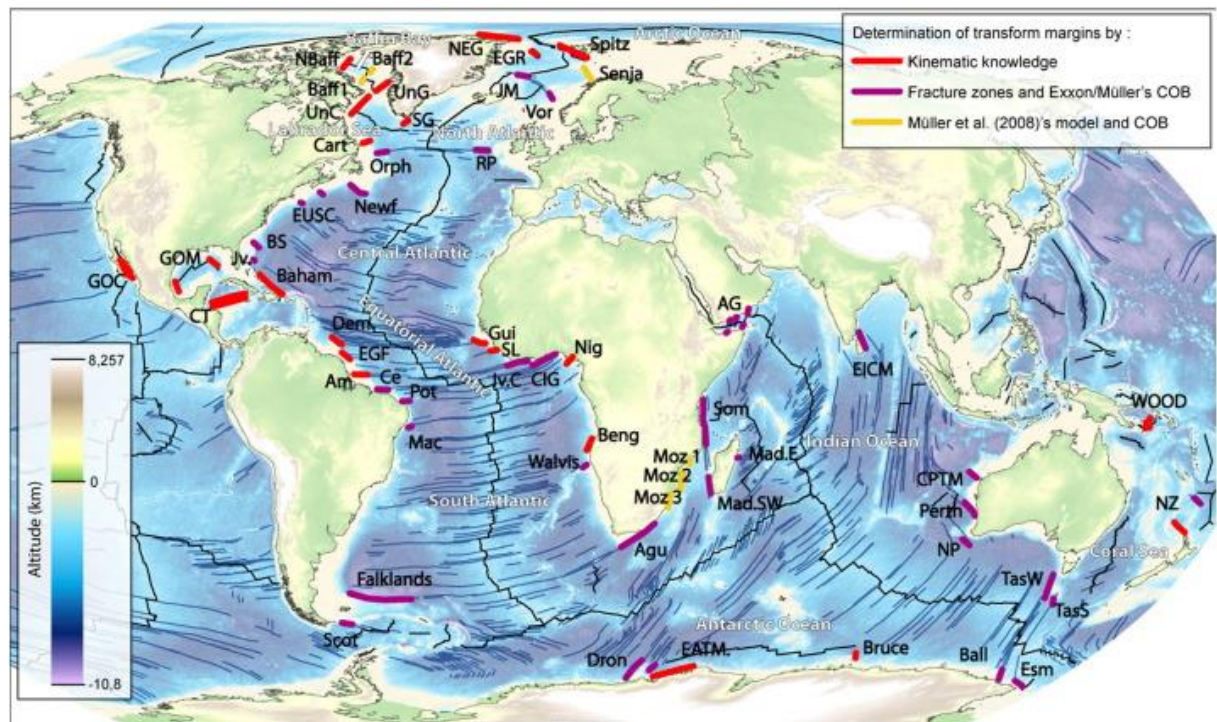


Figure 8 : Inventaire des marges transformantes, réalisées à partir de la littérature, et d'un travail sur la continuité des zones de fracture océaniques. D'après Mercier de Lépinay (2016).

A travers ces deux figures illustrant la répartition des différentes marges, il apparaît qu'il existe une grande diversité de marges, ainsi qu'une variabilité importante concernant la nature et la structure. En effet, la nature d'une marge peut varier le long d'un même contact océan-continent, et présenter localement des bordures transformantes. Il est fondamental d'améliorer notre compréhension sur la nature et la structure de ces marges, pour pouvoir comprendre et dissocier les processus en œuvre pendant les phases d'évolution de ces zones de transition continent-océan.

III. Marges passives riches en magma

A) Initiation de leur formation

Les marges riches en magma sont caractérisées par une production importante de matière volcanique. La présence d'anomalie thermique mantellique, moteur principal de cette production magmatique, va provoquer une dilatation thermique de la croûte (causant une surrection thermique) ainsi que des flux de chaleur remontant du manteau vers la surface et se traduisant par la mise en place de dykes intra-crustaux (Geoffroy et al., 2005) (Figure 9). La

zone de remontée de manteau crée un apport magmatique, remontant vers la surface via des réseaux de dykes et s'épanchant en coulées volcaniques, ou restant à la jonction manteau-croûte et refroidissant, formant un potentiel sous-placage (*underplating*) (Geoffroy et al., 2005 ; Franke et al., 2013) (Figure 9). La présence d'une anomalie thermique majeure dans le manteau est notamment possible grâce à la proximité avec des points chauds (Geoffroy et al., 2015 ; Peace et al., 2020).

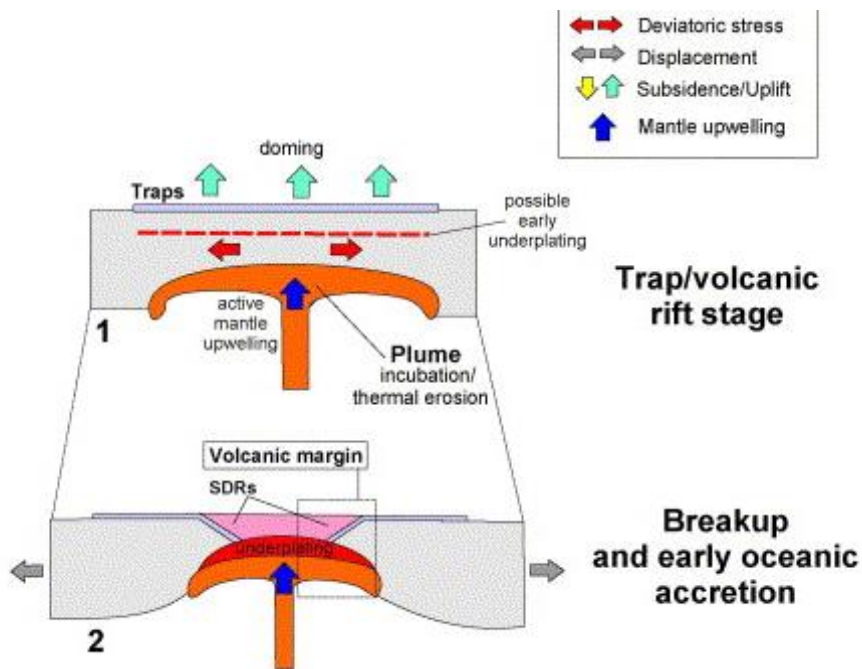


Figure 9 : Modèle schématique illustrant l'initiation du rifting et le début de l'océanisation d'une marge volcanique d'après Geoffroy et al., 2005.

Ainsi, les différentes provinces volcaniques interprétées (Bryan et al., 2013) sont présentes dans tous les océans et systématiquement associées à un point chaud (Figure 10). Parmi les objets géologiques associés à ces provinces volcaniques, il y a donc les marges volcaniques (en rouge sur la figure 10). Il y a également les plateaux océaniques, qui ne sont pas en contact avec un continent et ne peuvent de ce fait pas vraiment être assimilés à des marges.

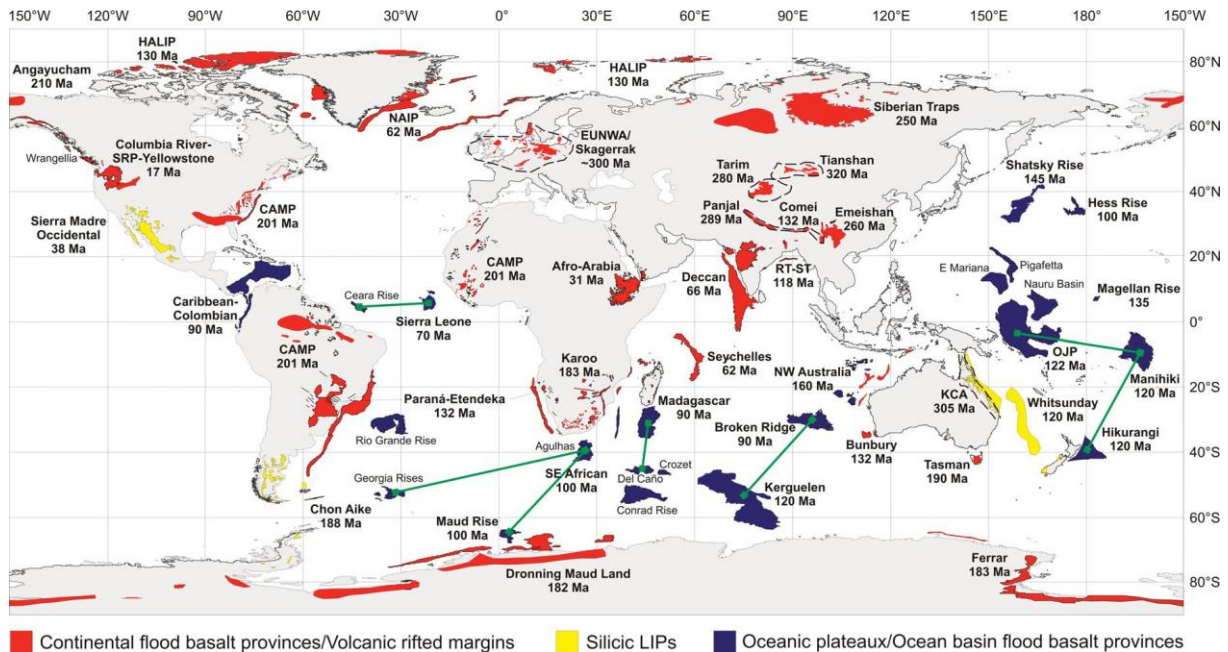


Figure 10 : Localisation des provinces riches en magma. D'après Bryan et al. (2013).

B) Structure globale

Le critère de reconnaissance des marges riches en magma usuellement admis est la présence d'importantes coulées volcaniques sur des épaisseurs kilométriques, recouvrant une croûte d'âge ante-magmatisme de nature continentale et étirée (Gillard, 2014). Ces marges se caractérisent par la création de corps d'origine magmatique contemporains au *rifting* :

- Des *Seaward-Dipping Reflectors* (SDRs), corps de nature volcano-sédimentaires à pendage vers le domaine océanique. Ces objets peuvent être sub-divisés en plusieurs catégories en fonction de leur localisation dans la marge, de leur épaisseur et de leur faciès (Spence et al., 1989 ; Holbrook et al., 1994 ; Bauer et al., 2000 ; Geoffroy et al., 2005 ; McDermott et al., 2018 ; Chauvet et al., soumis) (Figure 11).
- Un corps à haute vitesse (*High-Velocity body* ou *High Velocity Lower Crust*) (Fowler et al., 1989 ; Cox, 1980 ; Eldholm et al., 1995 ; Gladchenko et al., 1998 ; Gernigon et al., 2004 , Geoffroy et al., 2015), présent à la base de la croûte. Ces différentes appellations désignent la même chose : une unité profonde où la vitesse de propagation des ondes P est comprise entre 7 et 7,8 km/s (Forsyth et al., 1986 ; Eldholm et al., 2000 ; Funck et al., 2001) (Figure 11).

Il peut exister une formation intermédiaire, composée de roches plus anciennes remaniées par l'apport thermique et l'intrusion de dykes (zone crustale repérée en bleue sur la Figure 11). Le

domaine crustal présente une épaisseur totale souvent supérieure à 10 km, pouvant atteindre 20 km, par exemple dans le bassin de Pelotas (McDermott et al., 2018).

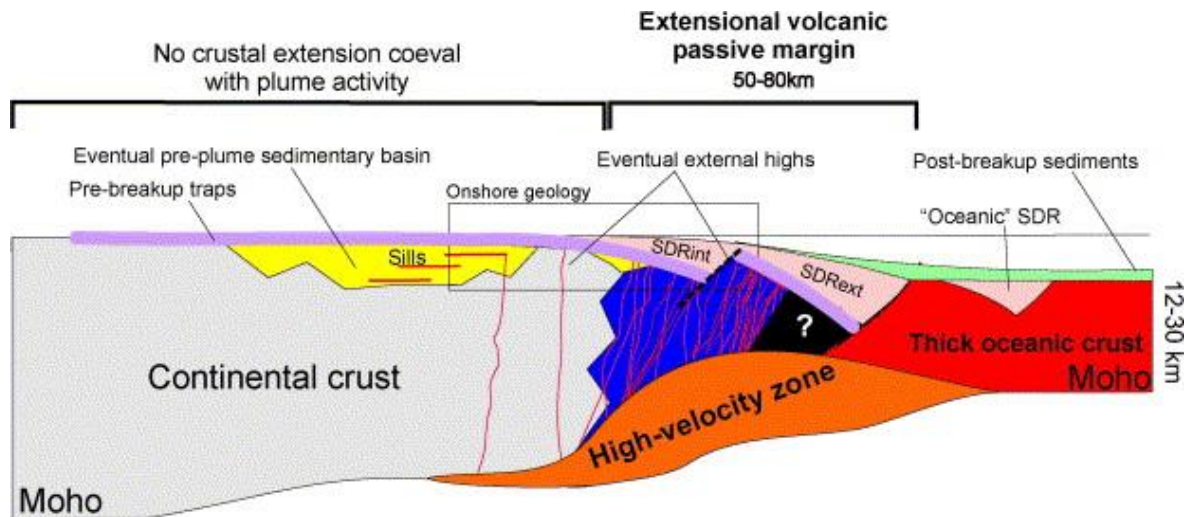


Figure 11 : Coupe schématique d'une marge volcanique, selon le modèle de Geoffroy et al. (2015). De la gauche vers la droite, la croûte continentale laisse place à la marge volcanique, composée de trois types d'unités : une croûte à SDRs au sommet (en rose), une croûte continentale remaniée (en bleu, les traits rouges sont des dykes), et une High-velocity zone (en orange). Cette zone coïncide avec une remontée du Moho vers le domaine océanique. La zone de transition avec le domaine océanique est progressive, correspondant au dernier corps SDR.

C) Nature et structures des unités crustales

1) Croûte à SDRs

Les modèles présentent donc une partie crustale supérieure composée de SDRs. Ces formations déjà observées à terre notamment en Islande et sur la marge SE du Groenland (Callot et al., 2001) sont des unités volcaniques (ou volcano-sédimentaires) composées de superposition de coulées basaltiques (Barton et al., 1997; Hinz et Weber., 1976). Néanmoins, il convient d'être attentif au sujet de cette appellation car elle désigne en premier lieu la géométrie spécifique d'un corps : le pendage vers le domaine océanique, et non sa nature. De nombreuses études récentes mettent en évidence l'existence de tel complexes SDR dans les marges (Spence et al., 1989 ; Holbrook et al., 1994 ; Bauer et al., 2000), grâce à des investigations acoustiques récentes, permettant d'imager en profondeur avec une bonne résolution. Les SDRs identifiés en sismique sont considérés comme étant de nature volcano-sédimentaire, composés de coulées de

laves (Barton et al., 1997; Hinz et Weber., 1976), possiblement entrecoupées de passages sédimentaires. Néanmoins, la géométrie peut également correspondre à des corps 100% sédimentaires. Dans ces cas, seules les données de vitesse ou de puits peuvent être discriminantes pour déterminer cette nature.

Plusieurs ensembles de SDRs peuvent exister, avec des localisations différentes. Les modèles décrivent comme « SDRs internes » les ensembles situés à proximité du domaine continental (Geoffroy et al., 2015) (Figure 12), « SDRs externes » ceux marquant la jonction entre le domaine de transition et le domaine océanique (Geoffroy et al., 2015) (Figure 12), et « SDRs océaniques » ceux présents uniquement dans le domaine océanique. Mais il existe en réalité probablement une plus grande diversité de SDRs, puisqu'ils peuvent différer en termes de nature, de localisation, d'extension, d'épaisseur, de géométrie et de terminaison.

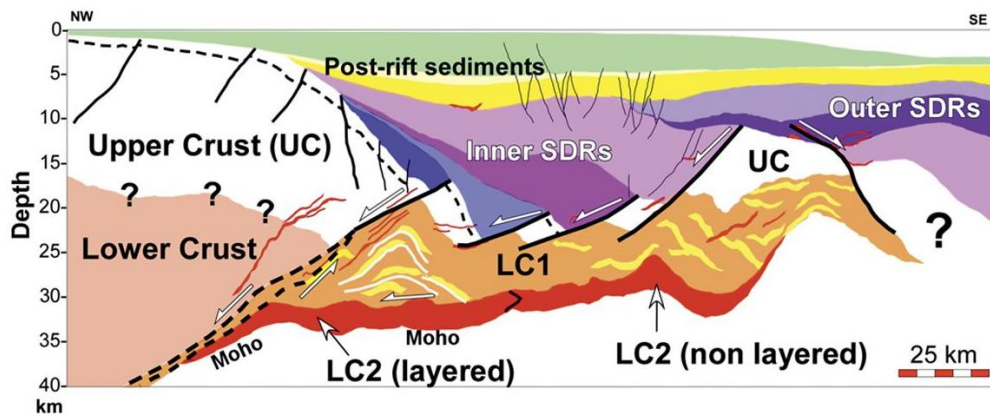


Figure 12 : Modèle de structuration d'une marge volcanique présentant un domaine continental et une marge composée de SDRs, d'unités crustales continentales possiblement remaniée, et de lower body (en rouge). LC1 : Lower Crust 1 (Lower crust remaniée). D'après Geoffroy et al., 2015

Suivant les modèles, il existe ou non une structure nommée *Outer High*, enclave de croûte supérieure bordée par des failles et séparant les *Inner* et *Outer SDRs* (nommé UC dans la figure 12). Cette structure est parfois difficilement identifiable voir absente (Figure 13). A l'issue de ces constats, il apparaît nécessaire de préciser l'origine, la classification et la nature des SDRs observables.

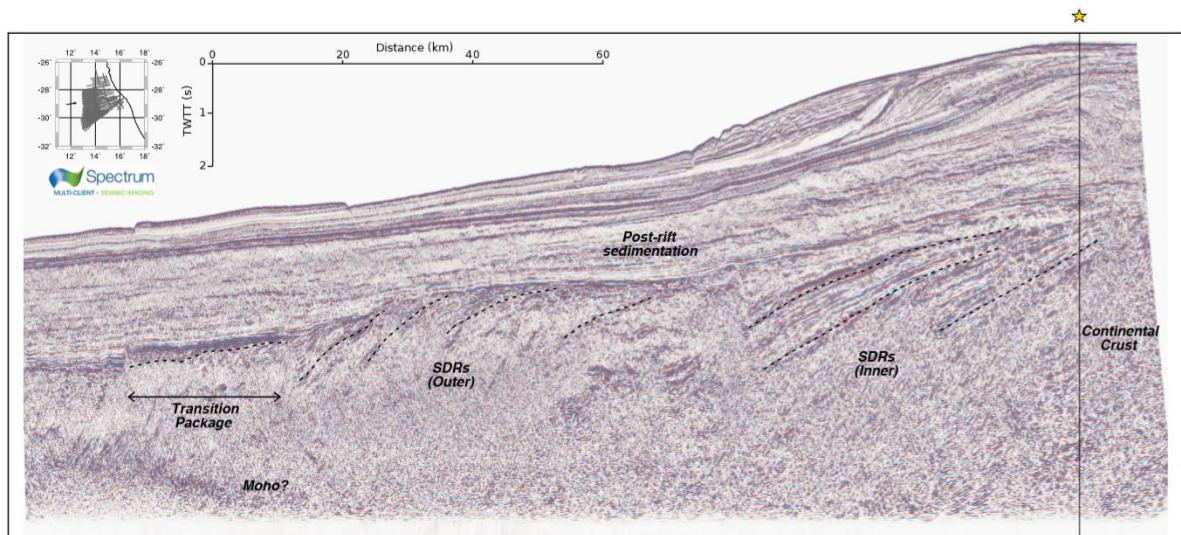


Figure 13 : Profil sismique réflexion issu de données sismiques acquises par « Spectrum » au niveau de la marge Namibienne. Le domaine continental, à droite, laisse place à la marge volcanique (vers la gauche) où deux corps SDRs sont visibles. Aucun Outer High (bloc de croûte continentale enclavé entre les Outer et Inner SDRs) n'est identifiable d'après Morgan et al. (2018).

(i) Formation des SDR

Les mécanismes de formation des SDRs est un sujet encore fortement débattu. Il existe principalement deux modèles différents dans la littérature : *volcanic faulting* et *volcanic loading* (Figure 14a et b). Certains auteurs suggèrent que ces deux mécanismes pourraient fonctionner au sein d'une même marge (McDermott et al., 2018).

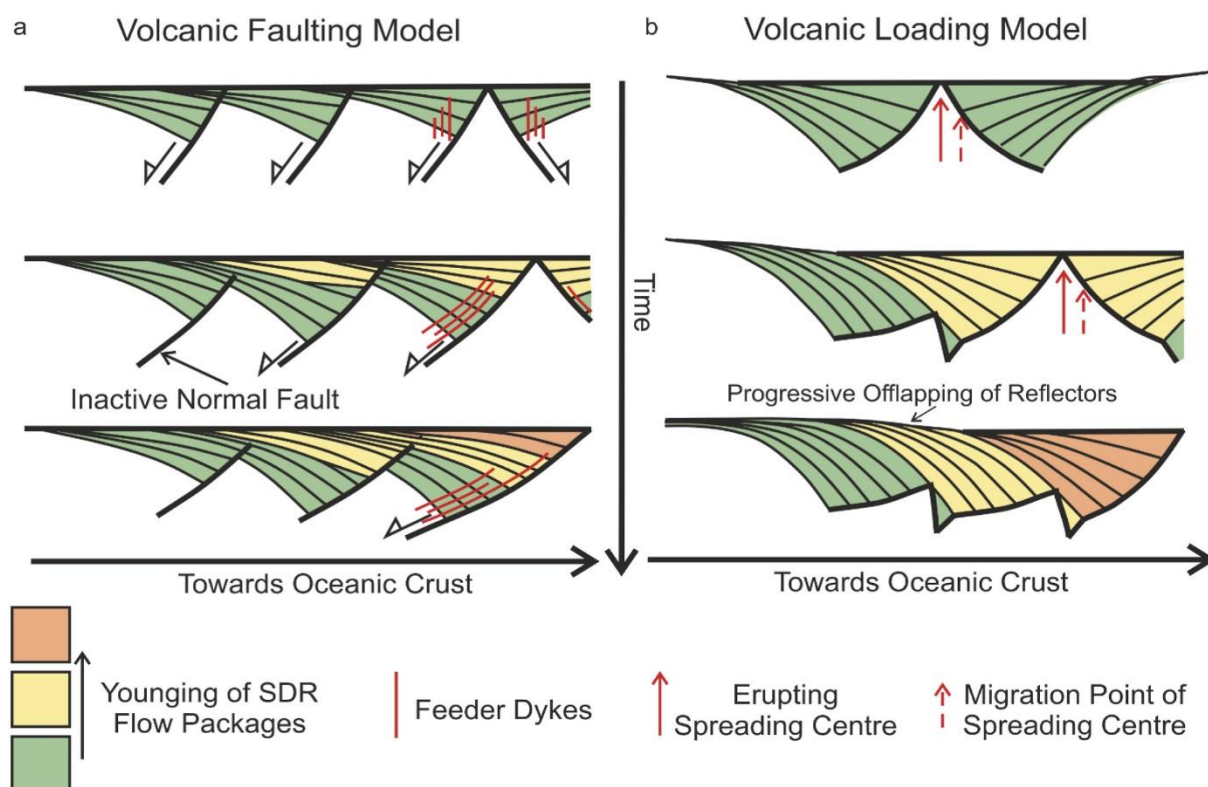


Figure 14 : Représentation schématique des deux modèles de formations des SDRs. La terminologie utilisée est celle de Buck (2017) et là figure d’après Harkin et al. (2020).

Les deux modèles considèrent les SDRs comme des formations sub-aériennes mises en place grâce à l’apport de magma par des dykes. La réelle différence réside dans la chronologie de mise en place vis-à-vis de la formation de la marge.

- Le modèle *volcanic faulting* suggère que les SDRs se mettent en place dans des bassins extensifs contrôlés par de grandes failles normales pendant vers le domaine continental et accommodant un large volume rempli par les dépôts basaltiques extrusifs (Barton and White, 1997; Buck, 2017; Geoffroy, 2005; Geoffroy et al., 2001; Gibson and Love, 1989; Quirk et al., 2014) (Figure 14a). Ces bassins se forment sur la croûte continentale, avant le break-up continental (Geoffroy, 2005; Hinz, 1981; Quirk et al., 2014) (Voir SDR Type I ; Figure 15).
- Le modèle *volcanic loading* propose que les SDRs soient les premières unités de croûte océanique à l’initiation de la dorsale. La charge de ces coulées successives entraîne progressivement une subsidence qui cause la géométrie caractéristique des SDRs (Bodvarsson and Walker, 1964; Mutter et al., 1982; Talwani et al., 1981) (Figure 14b).

Ce modèle est principalement basé sur des observations à terre en Islande où la subsidence a été retenue comme principale hypothèse expliquant le pendage croissant des différents corps SDR (Walker, 1960). Des études récentes ont retenu ce modèle pour expliquer la présence de SDRs « océaniques », c'est-à-dire coïncidents avec la croûte océanique, dans des marges comme le plateau Vøring, la marge Est du Groenland et certaines marges volcaniques de l'Atlantique Sud (Lenoir et al., 2003; Morgan and Watts, 2018; Mutter et al., 1982; Paton et al., 2017; Pindell et al., 2014; Talwani et al., 1981) (Voir SDR Type IIa et IIb ; Figure 16 et 17).

(ii) Classification des SDRs

Les SDRs peuvent se dissocier en fonction de certains paramètres : localisation, extension vers le domaine distal et proximal, épaisseur, géométrie et terminaison. Les premiers travaux de classification de ces corps définissent deux grands type de SDRs : Type I et Type II (McDermott et al., 2018), décrits ci-dessous.

Les SDRs Type I (Figure 15) sont ceux retrouvés le plus proche des domaines continentaux (McDermott et al., 2018). Ils sont caractérisés par un faciès acoustique composé de réflecteurs de très forte amplitude alternant avec des réflecteurs de faible amplitude (McDermott et al., 2018). Ces séries sont très homogènes sauf dans de rares corps (notés X dans la Figure 15) qui présentent une inclinaison sensiblement différente du reste (McDermott et al., 2018). Ces SDRs présentent une organisation en séries successives, dont l'épaisseur est souvent inférieure à 10 km (McDermott et al., 2018). L'extension du domaine proximal au domaine distal atteint entre 70 et 100 km. La base de ces SDRs est marquée par une limite inclinée nette souvent interprétée comme une faille, laissant place à un domaine acoustique opaque (McDermott et al., 2018).

Les SDRs Type II sont sub-divisés en deux catégories : IIa et IIb, tous deux davantage localisés vers le domaine océanique que les SDRs de Type I (McDermott et al., 2018). En outre, ils présentent des *onlaps* sur les SDRs de Type I (Figure 16b). Ces groupes possèdent des caractéristiques majeures communes, mais se différencient par un faciès acoustique, une épaisseur et une extension différente (McDermott et al., 2018).

Les Type IIa sont caractérisés par une organisation sans séries majeures successifs (McDermott et al., 2018). Le faciès acoustique est relativement similaire à celui du Type I à l'exception qu'il devient de plus en plus chaotique vers le domaine océanique (McDermott et

al., 2018). La base n'est pas marquée par des failles, mais par une surface sub-horizontale au-dessus d'un domaine acoustique opaque (McDermott et al., 2018). L'épaisseur de ces corps est très faible (inférieure à 3 km) et l'extension vers la partie proximale de la marge est comprise entre 30 et 100 km (McDermott et al., 2018) (Figure 16).

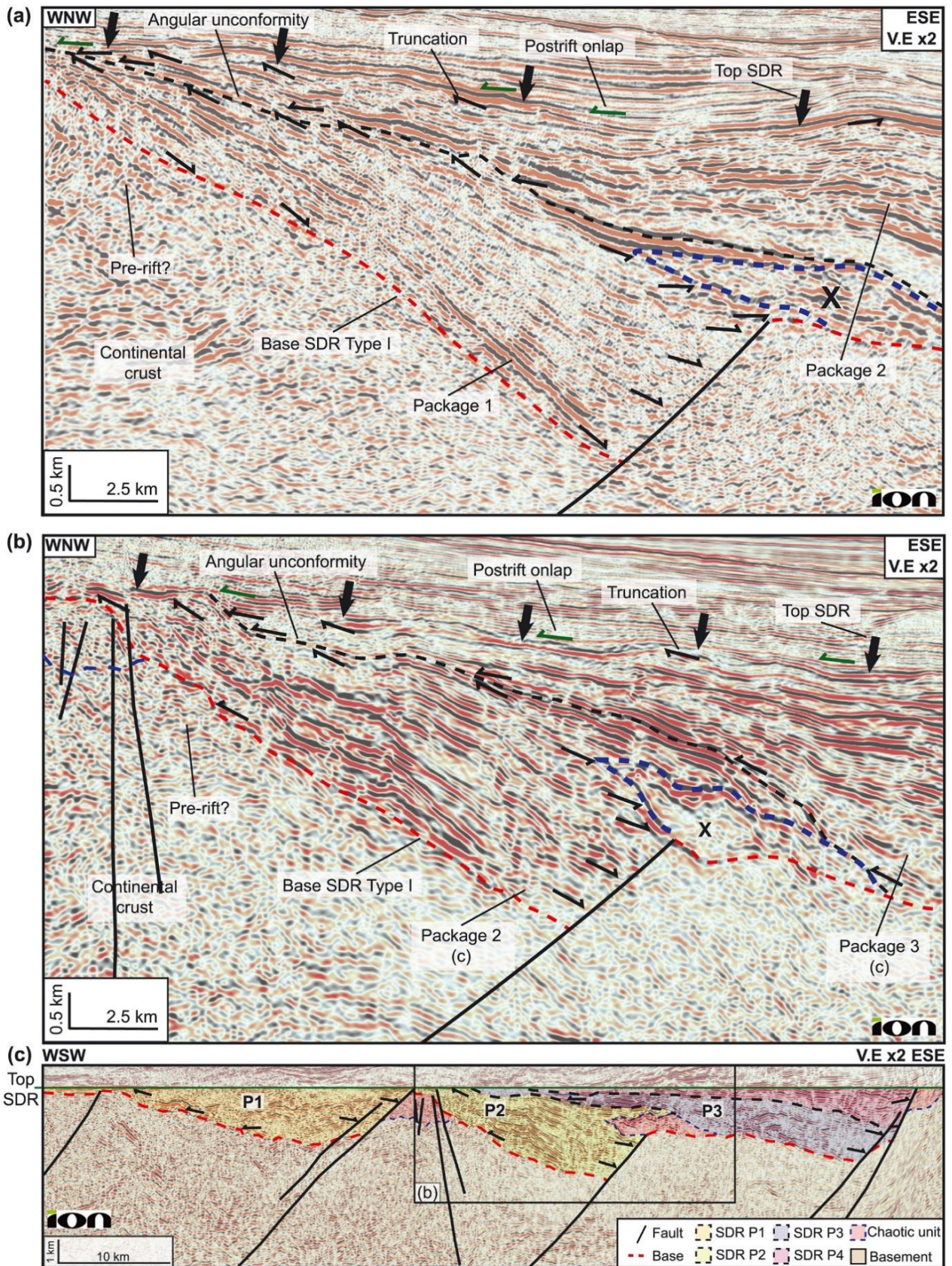


Figure 15 : SDRs de Type I, visibles dans des données sismique réflexion acquises par ION dans le bassin de Pelotas (marge Uruguay) McDermott et al. (2018)

Type IIa :

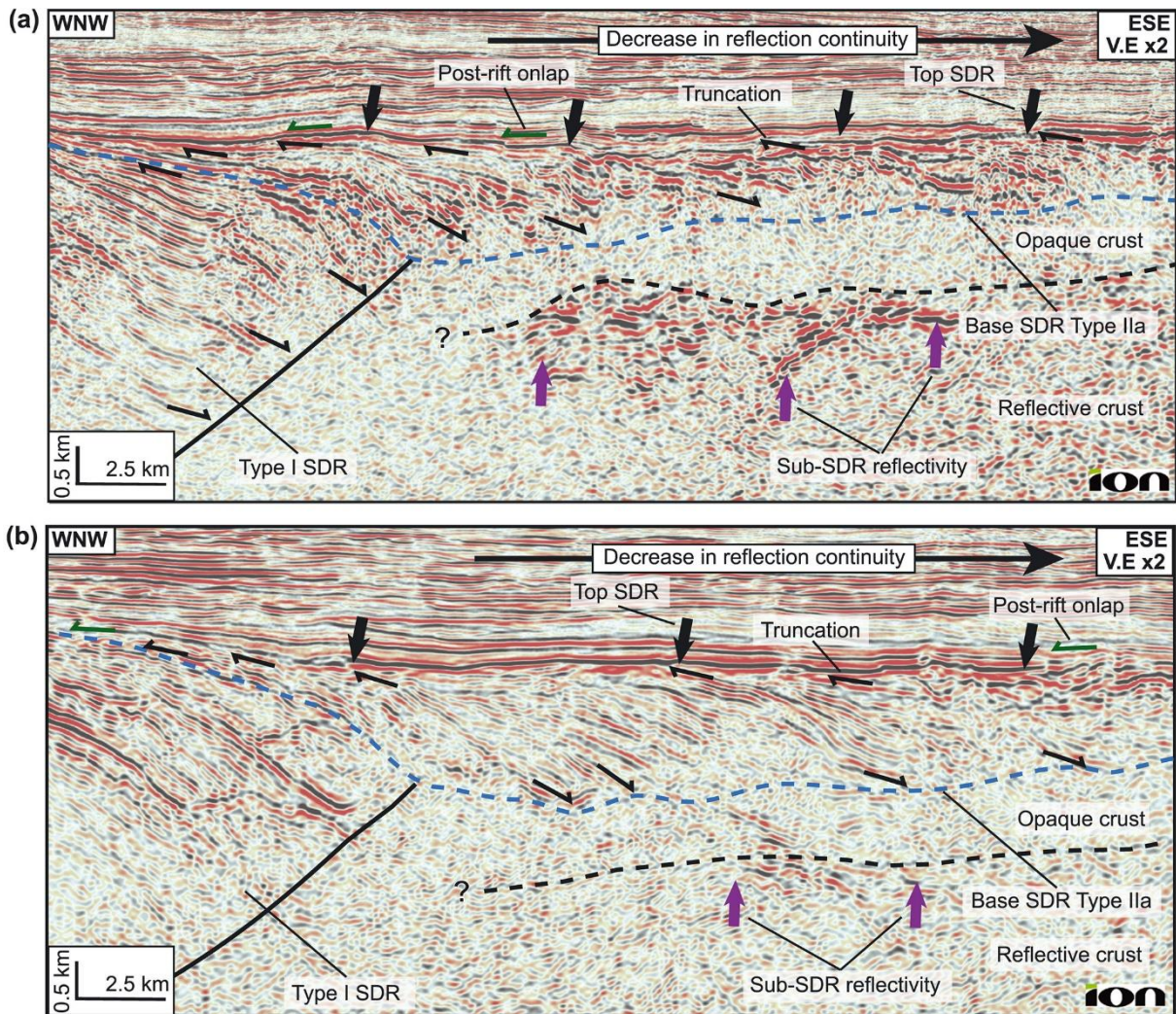


Figure 16 : SDRs de Type IIa, visibles dans des données sismique réflexion acquises par ION dans le bassin de Pelotas (marge Uruguay). La surface bleue représente la base des SDRs de type IIa. A gauche sont présents des SDRs Type I limités par une surface basale inclinée délimitée en noir. McDermott et al., 2018

Les Type IIb sont caractérisés par une organisation en packages successifs, à l’instar des SDRs de type I (McDermott et al., 2018). Les SDRs divergent et butent aussi sur une surface basale sub-horizontale marquant la limite avec une croûte acoustiquement opaque, ou plus rarement sur un corps de faciès acoustique chaotique (noté Y sur la figure 17b). A la base de ces SDRs, aucune faille ne peut être clairement interprétée. Ces SDRs peuvent avoir une épaisseur jusqu’à 15 km, et une extension vers la partie proximale de la marge de 100 à 600 km.

Type IIb

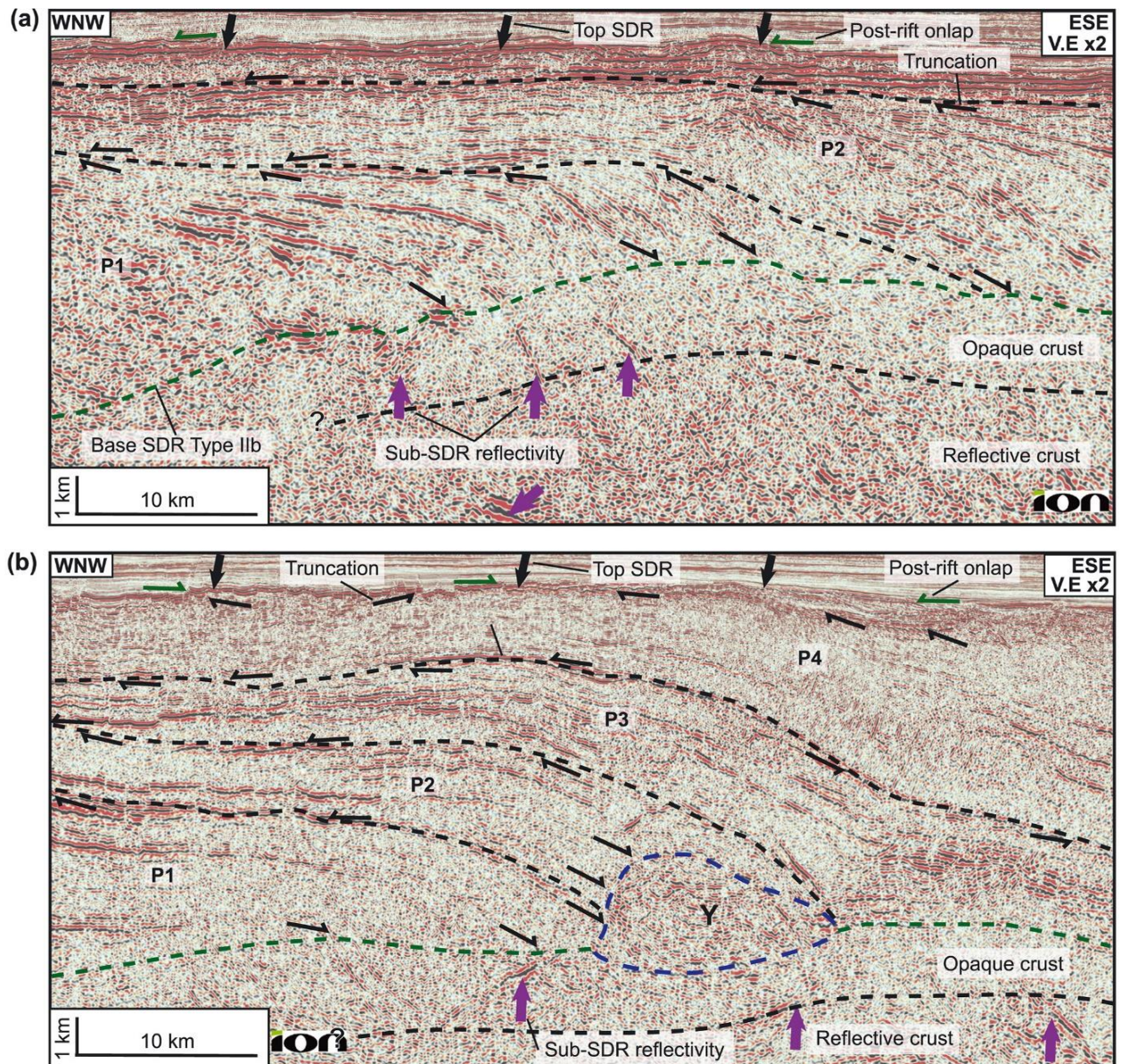


Figure 17 : SDRs de type IIb, dont la surface basale est indiquée en vert. Organisation en packages (P1, P2, P3 et P4). Le corps Y est une structure relativement rare dans ces lignes, exprimant un faciès chaotique. McDermott et al., 2018.

Pendant la formation d'une marge continentale, les premiers SDRs créés seraient les SDRs de type I, remplissant un espace nouvellement formé dans la croûte continentale en extension, et alimentés par des dykes traversant la croûte sous-jacente. Par la suite, dans une étape précédant le *sea-floor spreading*, les SDRs Type II se mettent en place. Les auteurs proposent que la mise en place en configuration Type IIa ou IIb soit dépendant du niveau marin relatif (Figure 18 b, c et d).

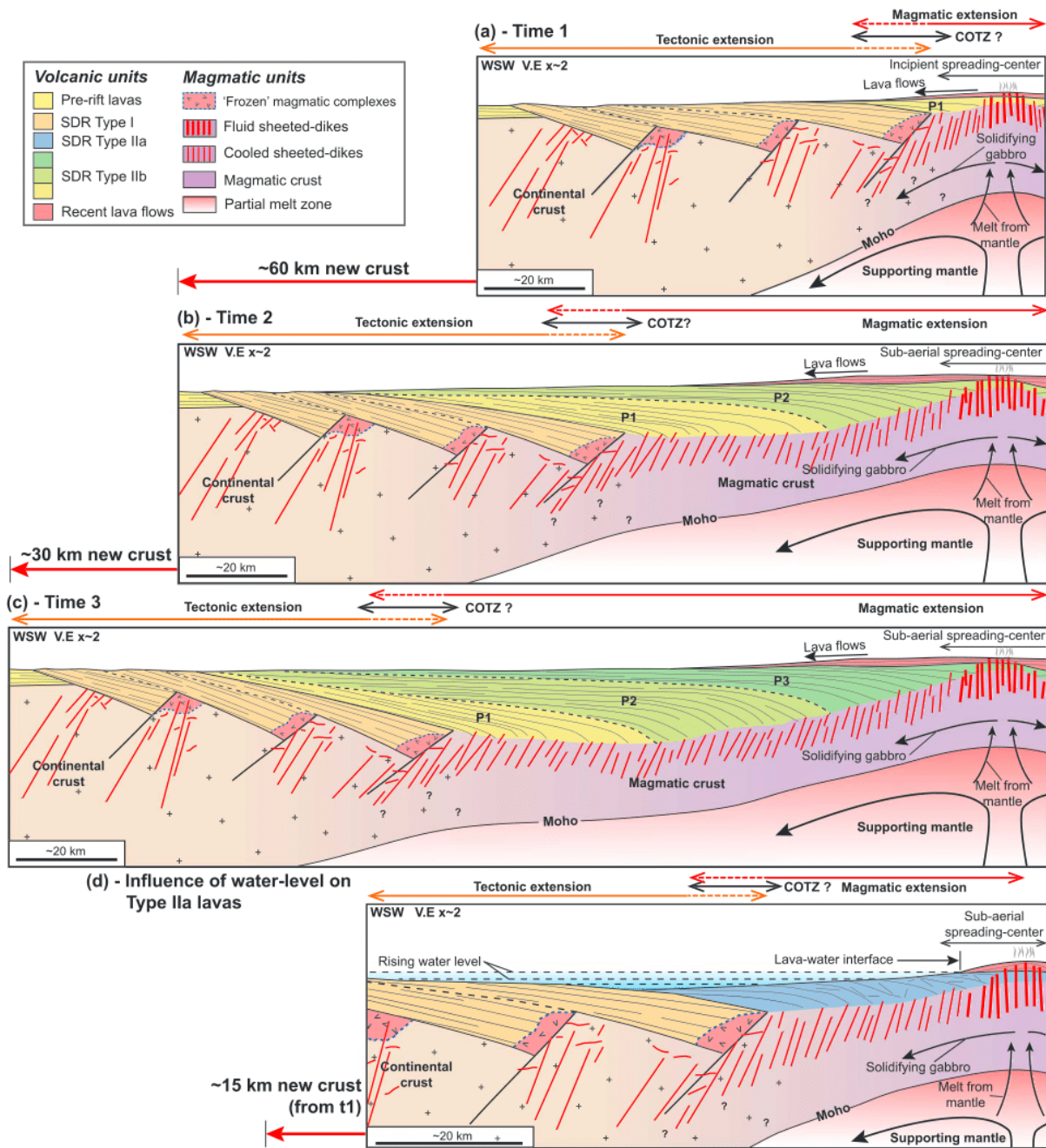


Figure 18 : Evolution schématique du domaine crustal du bassin de Pelotas. a) Phase ante-break-up et mise en place des SDRs de type I bordés par des failles. b) Formation plus tardive des packages de dépôts SDRs Type IIb, se mettant en place sur une croûte définie comme magmatique. c) Poursuite du dépôt de SDRs Type IIb, mise en place de nouveau package toujours plus proche du domaine océanique. d) Cas particulier alternatif à b), où la variation du niveau marin relatif induit un dépôt particulier des SDRs : Type IIa. D'après McDermott et al. (2018).

Cette classification peut s'accorder avec les deux précédents modèles de formation de SDRs, les Type I pouvant être formés par le modèle *volcanic faulting*, les Type II par le modèle *volcanic loading*.

Plus récemment, un autre modèle a proposé une organisation en trois corps : Inner SDRs, intermediate SDRs et Outer SDRs (Chauvet et al., soumis). Les Inner SDRs sont relativement similaires aux SDRs type I présentés précédemment, c'est-à-dire qu'ils se mettraient en place sur une croûte continentale, dans des bassins ouverts grâce à des failles normales (Chauvet et al., soumis).

La différence de ce modèle avec les autres réside principalement dans la définition des Intermediate SDRs, composés de grands complexes SDRs mise en place dans un contexte de déformation ductile (Chauvet et al., soumis). Dans ce cas, la limite vers le domaine océanique n'est donc pas une faille, mais plutôt une surface moins linéaire sur laquelle les réflecteurs viennent buter (Chauvet et al., soumis). Les auteurs estiment que ces SDRs se déposent dans un contexte chaud, précédent la rupture et le passage à des processus océaniques (Chauvet et al., soumis). La mise en place de tels SDRs n'est pas garantie dans chaque marge volcanique mais dépend de la rhéologie et de la thermicité, qui contrôlent la capacité d'une marge à se rompre plus ou moins rapidement et plus ou moins ductilement (Chauvet et al., soumis). Plus une marge mettra du temps à rompre, plus les intermediate SDRs seront épais. À l'inverse, si une marge rompt très rapidement, les faciès SDRs passent directement des inner SDRs dans la marge aux outer SDRs dans le domaine de transition.

Enfin, dans ce modèle, les Outer SDRs et la croûte sous-jacente seraient l'expression des premiers processus océaniques dans un contexte encore chaud, aboutissant à un domaine crustal épais (3-4 secondes TWT) qui diminue progressivement vers le domaine océanique jusqu'à la création d'une croûte océanique classique (2 secondes TWT) (Chauvet et al., soumis).

(iii) Composition

En sismique réflexion, le faciès acoustique des SDRs se caractérise par des réflecteurs de haute amplitude, indiquant de ce fait des changements importants et brusques de vitesse de propagation des ondes sismiques. L'hypothèse de coulées basaltiques peut permettre cette disposition puisqu'elles représentent une alternance de formations à hautes densités, de même

que l'hypothèse de formations volcano-sédimentaires pour des densités les plus faibles. Il peut être émise l'hypothèse que ce qui caractérise la nature d'un corps SDR serait donc le ratio sédiments/roches magmatiques.

Plusieurs études nous renseignent sur la composition possible de différents complexes SDR dans le monde. L'Ocean Drilling Programme (ODP) a permis de forer des SDRs dans Edoras Bank, Hatton Bank, le plateau Vøring et dans l'Est du Groenland. Les résultats ont révélé des SDRs composés de laves tholéitiques sub-aériennes, avec des passages volcanoclastiques, des tuffs volcaniques et des hyaloclastites (Eldholm et al., 1987, 1989; Larsen et al., 1998; Roberts et al., 1984).

Par la suite, d'autres travaux sur le plateau Vøring, basés sur l'utilisation de sismique réflexion et d'un puits ODP ont remonté des échantillons volcaniques. L'essentiel du package SDRs (du moins sa partie supérieure) est interprété comme composé de basaltes de type Mid-Oceanic Ridge (Abdelmalak et al., 2016). L'unité volcanique atteinte en-dessous révèle être composée de cordiérite comportant des passages basaltiques, andésitiques et dacitiques, intercalés avec des dépôts volcano-sédimentaires épais (Meyer et al., 2009; Abdelmalak et al., 2016) (Figure 19).

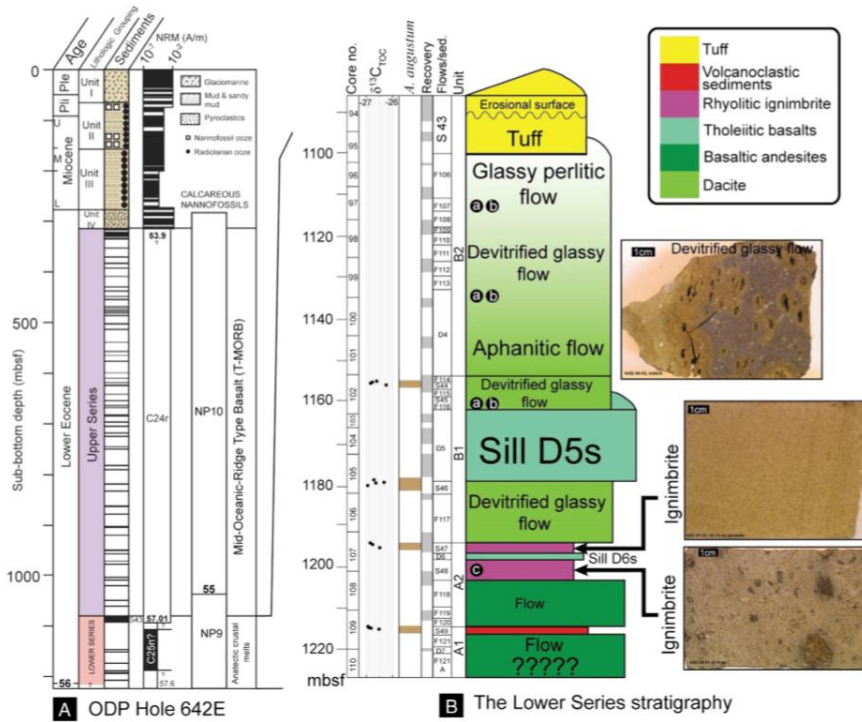
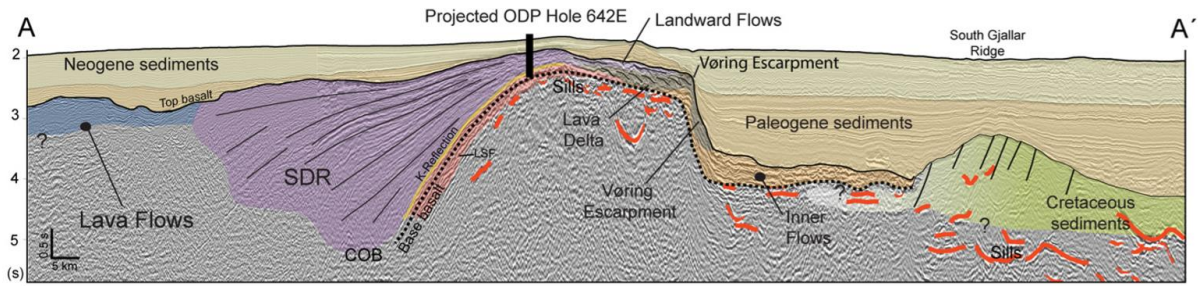


Figure 19 : Profil sismique réflexion interprété issu de données sur le plateau Vøring, couplé aux données du puits ODP 642E. La stratigraphie affichée dans la partie B représente celle de la partie la plus profonde du puits, nommée Lower Series (en rose sur la figure 18A). D’après Abdelmalak et al. (2016).

Récemment, des études ont utilisé une autre méthodologie pour tenter de déterminer la nature des SDRs du bassin de Pelotas (marge sud brésilienne) (Harkin et al., 2020). Se basant sur des données sismique réflexion et grand-angle pour localiser précisément les cortèges SDR, ils ont utilisé une méthode d’inversion d’anomalies gravimétriques afin d’estimer la proportion de corps basaltiques par rapport à la fraction sédimentaire ou volcanoclastique (Harkin et al., 2020) (Figure 20). Les auteurs définissent des cubes théoriques (*bulk*) de roches, ayant différentes fractions basaltiques (0%, 33%, 66% et 100%), et calculent l’anomalie gravimétrique (Harkin et al., 2020). Ceci est rendu possible par la connaissance précise des volumes de SDRs obtenus grâce aux méthodes sismiques, qui permet donc de modéliser l’anomalie gravimétrique de la croûte (Harkin et al., 2020). Les auteurs proposent par la suite

une profondeur de Moho correspondant à chacune de ces fractions basaltiques, qu'ils convertissent en temps afin de comparer à deux Moho potentiels identifiés en temps sur les données de sismique réflexion (Harkin et al., 2020) (Figure 20).

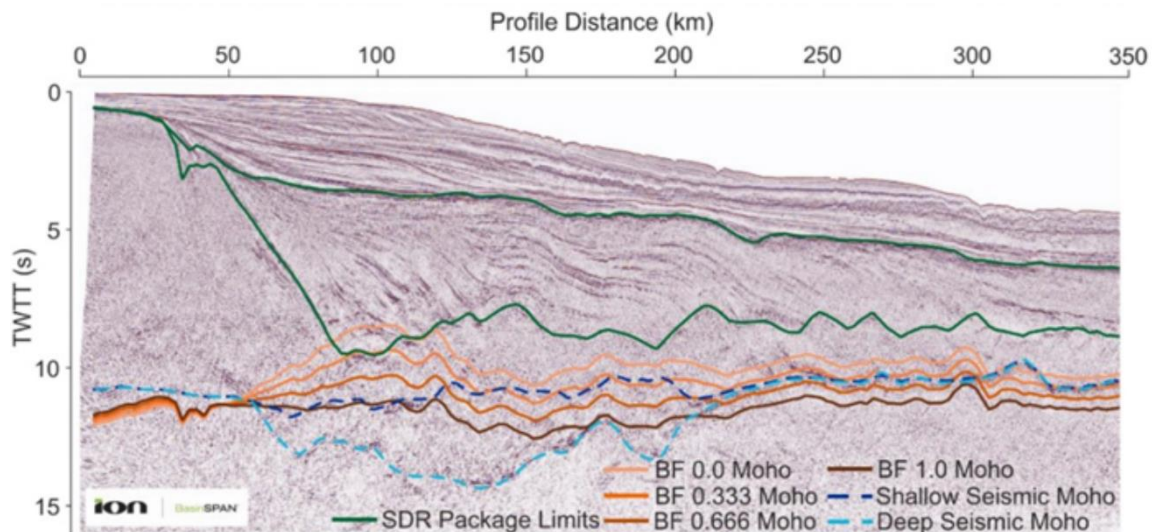


Figure 20 : Modélisation de la position du Moho en fonction de la fraction basaltique des SDRs : BF (fraction basaltique) 0%, 33%, 66% et 100%. Ces résultats obtenus par inversion de l'anomalie gravimétrique sont comparés aux positions probables du Moho identifié dans des sections de sismique réflexion Harkin et al. (2020).

Le Moho le moins profond est retenu comme candidat probable pour être le véritable Moho (*Shallow Seismic Moho* dans la Figure 20) (Harkin et al., 2020). Il faut néanmoins noter la limite d'une telle méthode. Le pointé de la base des SDRs et du Moho, tâche pouvant être complexe, sont des choix déterminants dans cette étude. Il n'est en outre pas pris en compte l'existence potentielle d'une unité inférieure à haute vitesse, qui pourrait par exemple se situer dans l'intervalle entre les horizons *Shallow Moho* et *Deep Moho* (Figure 20), et qui pourrait grandement influencer les valeurs de l'anomalie gravimétrique.

L'étude met finalement en évidence une variation de la fraction basaltique en fonction de la localisation dans le package SDR, pouvant possiblement être corrélée avec des cortèges majeurs identifiés en sismique réflexion (Harkin et al., 2020) (Figure 21). Il faut noter que ce profil propose un cortège SDR précoce (Inner SDR Package 1 ; Figure 21) composé de 100% de basalte. Les SDRs plus tardifs comporteraient une fraction comprise entre 30 et 80%, c'est-à-dire toujours avec une fraction sédimentaire. De plus, il semblerait que les SDRs les plus tardifs soient ceux présentant le moins de fraction basaltique (inférieure à 40% de basalte).

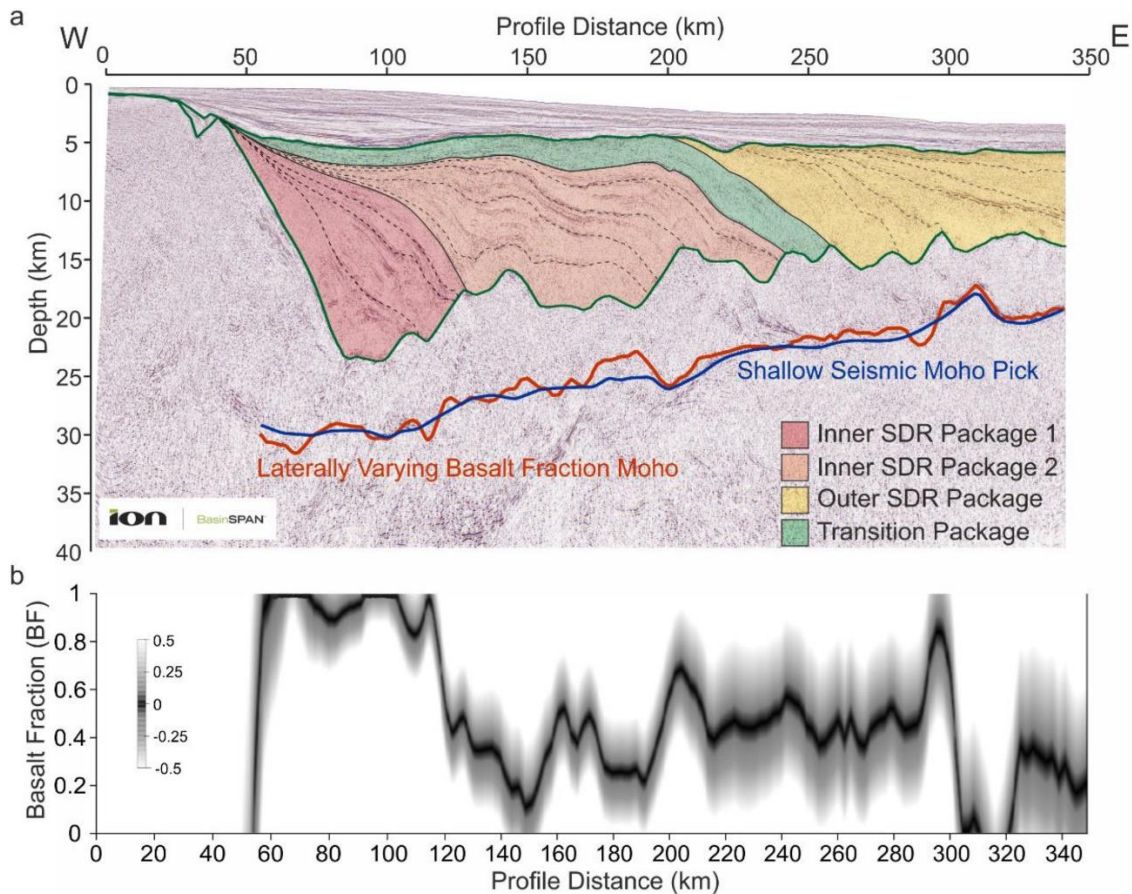


Figure 21 : a) Profil sismique réflexion (bassin de Pelotas) interprété en différents packages majeurs de SDRs. En bleu : Localisation du Moho retenue. En rouge : Position du Moho issus des meilleurs résultats d'inversions d'anomalies gravimétriques. Cette courbe est obtenue en compilant latéralement les meilleurs fit à la ligne bleue. b) Représentation de la fraction basaltique choisie afin de réaliser le meilleur fit pour le Moho a). BF 0 = 0% de basalte. BF 1 : 100% de basalte (Harkin et al., 2020)

2) Domaine crustal sous les SDRs

Deux hypothèses majeures s'affrontent concernant la nature du domaine crustal sous les SDRs: il pourrait s'agir d'une croûte continentale remaniée (croûte continentale injectée par des dikes dans la figure 18 ; McDermott et al., 2018), ou d'une croûte néoformée lors de l'activité magmatique (croûte magmatique illustrée en violet dans la figure 18 ; McDermott et al., 2018).

Comme nous l'avons présenté précédemment, certains modèles prédisent la mise en place des SDRs sur une croûte continentale faillée, injectée par de nombreux dykes (Figure 11 : Geoffroy et al., 2005 ; et Figure 18, McDermott et al., 2018). De plus, des roches contenant des xénolites de gneiss et de quartz-mica schistes ont été échantillonnées par le forage ODP 642 sur

le plateau Vøring (Eldholm et al., 1989 ; Gibson and Love, 1989) indiquant la contamination par la croûte continentale lors de la formation des SDRs de ce plateau (Harkin et al., 2020). Mais les investigations directes de la croûte sous les SDRs sont rares, le faciès acoustique est généralement très opaque et seules les données de vitesse sismique peuvent alors aider à en déterminer la nature. En effet, cette croûte a subi une probable intense déformation tectonique (phase d'amincissement) et des perturbations thermiques, liées aux nombreuses intrusions de dykes acheminant le magma vers la surface comme présenté dans les modèles de mise en place de marges volcaniques (Geoffroy et al., 2001 ; 2005). Il paraît alors insuffisant de la nommer simplement « croûte continentale » tant elle peut différer de cette référence.

D'autres auteurs émettent l'hypothèse que cette croûte soit néoformée, (Gernigon et al., 2004 ; Reston, 2009 ; McDermott et al., 2018) c'est-à-dire d'âge similaire à celui des SDRs. Cela serait possible soit via la fonte de la croûte présente, l'apport de matière et la recristallisation du magma ainsi formé, soit par le remplissage d'un espace rendu disponible par des contraintes extensives lors du *rifting* puis de l'océanisation.

Les données de vitesse sismique publiées dans la littérature permettent d'imager différentes unités intermédiaires, dont les vitesses (5-6 km/s) peuvent être compatibles avec une croûte continentale remaniée (Walvis ridge, Fromm et al., 2017) et d'autres (7-7,5 km/s) qui serait en revanche plutôt compatible avec l'idée d'une croûte magmatique néoformée (marge Namibienne, Bauer et al., 2000). Ces éléments laissent donc penser que les deux modèles pourraient être valides et éventuellement coexister au sein d'une même marge. La formation d'une croûte néoformée épaisse nécessite au préalable la création d'un espace libre, ainsi l'expression de la tectonique sur la croûte initiale est un des paramètres fondamentaux. En effet, la seule possibilité de production d'une nouvelle croûte sans espace est une fonte et une recristallisation. L'autre élément important est la productivité magmatique.

3) Unité inférieure à haute vitesse (*High Velocity Body*)

Comme abordé précédemment, une des caractéristiques fréquentes des marges volcaniques est la mise en place de *High Velocity Body* (HVB) ou *High Velocity Lower Crust* (HVLC) (Geoffroy et al., 2005) (Figure 21), ces deux termes décrivant le même type d'objet. Imagées à l'aide de la sismique grand-angle, ces formations possèdent des vitesses entre 7 et 7,8 km/s , c'est-à-dire proche de celles du manteau supérieur. Du fait de ces vitesses très élevées, elles contrastent souvent nettement avec le domaine crustal sus-jacent. Néanmoins, il

existe des marges comme la marge Namibienne citée dans le paragraphe précédent où le contraste de vitesse est faible car le domaine crustal supérieur possède lui aussi des vitesses très élevées (Bauer et al., 2000). Ce domaine présente néanmoins un découplage tectonique vis-à-vis du corps supérieur (Geoffroy et al., 2015 ; Bidault, 2019). Le faciès acoustique imagé par la sismique réflexion est un corps mince (inférieur à 5 km), chaotique et présentant des réflecteurs de haute amplitude, non-faillé et dont le toit est parallèle au Moho (Geoffroy et al., 2015 ; Clerc et al., 2015 ; 2017). Ces réflecteurs sont fréquemment interprétés comme des sills mafiques ou ultramafiques (White et al., 2008 ; Geoffroy et al., 2015 ; Clerc et al., 2015). Ces formations sont expliquées dans les modèles par la mise en place de matériel magmatique soit par sous-placage (Planert et al., 2017), c'est-à-dire un dépôt magmatique ne remontant pas vers la surface mais s'accumulant, par refroidissement, au sommet du manteau supérieur. Alternativement, cela peut également être interprété comme résultant d'un fort remaniement magmatique d'un corps initialement crustal (Adbelmalak et al., 2016). Il apparaît au final délicat de vraiment différencier une unité volcanique néoformée d'une croûte continentale inférieure très intrudée, puisque les vitesses de propagation des ondes (et la densité du milieu) de ces deux cas de figure sont très similaires.

A la suite de cet état de l'art des marges volcaniques, il apparaît qu'il subsiste plusieurs problématiques majeures encore discutées et incertaines :

- La chronologie de mise en place des cortèges SDRs est encore incertaine. Les premiers SDRs se mettent-ils en place dans des bassins bordés par des failles ? Ou bien sont-ils produits dans une phase d'initiation de la dorsale, s'épanchant en coulée et flexurant sous leur poids ?
- De quelle nature (volcanique ou volcano-sédimentaire) les SDRs sont-ils ?
- Quelles extensions peuvent atteindre ces cortèges ? De quoi cela dépend-t'il ?
- Quelle est la nature de l'unité crustale sous les SDRs ? Cette unité est-elle la même sous les SDRs du domaine distal et sous les SDRs du domaine proximal ?
- Quelle est la nature de l'unité inférieure à haute vitesse (HVLC) et son processus de mise en place ?

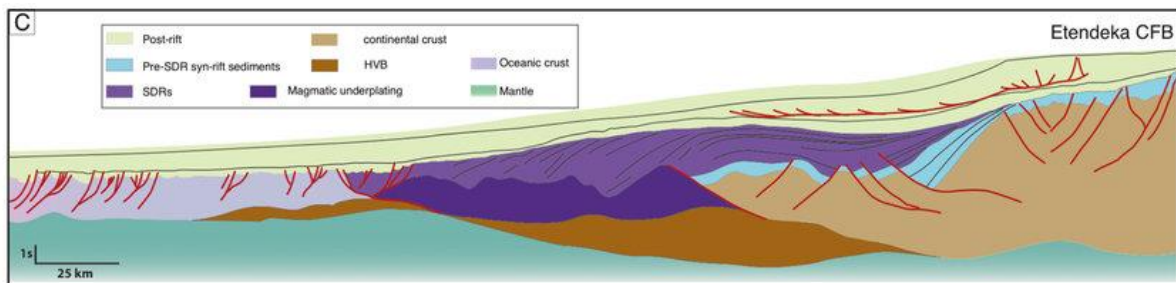
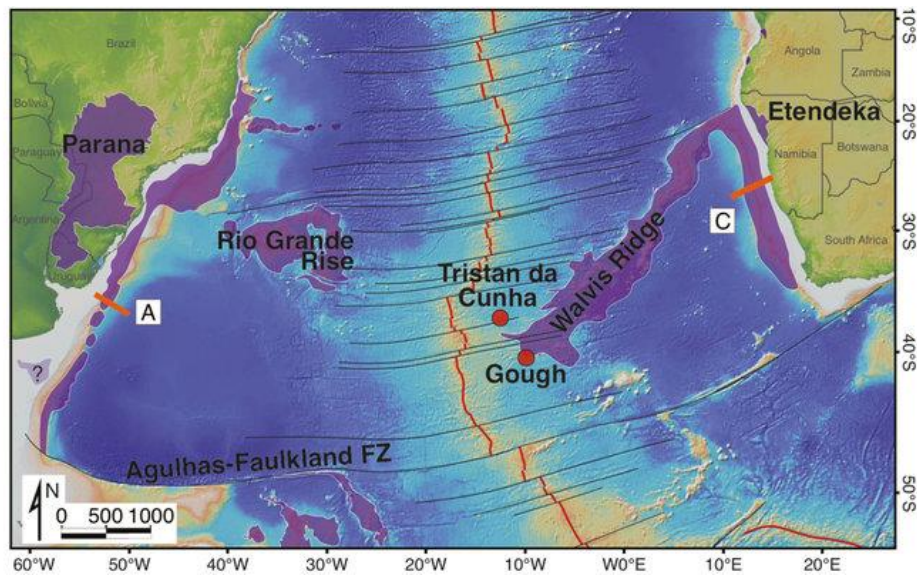


Figure 22 : Illustration de la marge volcanique namibienne. Cette figure illustre l'architecture globale de ce type de marge, et montre la localisation de la lower crust (en marron foncé, nommé HVB). D'après Clerc et al. (2015).

IV. Marges transformantes ou obliques

A) Définition et caractéristiques

A la différence d'autres types de marges, où l'ouverture se fait en mode divergent, il existe des marges créées par un mouvement coulissant entre deux plaques tectoniques (Figure 22). Dans ces cas, la limite entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique est caractérisée par une faille transformante (Figure 22). On utilise le terme de marge transformante lorsque la direction d'ouverture est approximativement parallèle à l'ouverture (et parallèle au mouvement des plaques). Dans ces systèmes, les marges transformantes sont des relais entre des frontières de plaques divergentes (Wilson, 1965). Les marges transformantes et obliques constituent environ 25 à 30% des marges passives et dans la littérature récente sont au nombre de 79 (voir figure 8 de ce chapitre ; Mercier de Lépinay et al., 2016). Pour simplifier le propos, les marges transformantes ou obliques seront uniquement nommées marges transformantes

dans la suite de ce chapitre. Les marges transformantes sont en général elles même segmentées, divisées en sections transformantes et en zone de relai moins obliques.

La formation d'une marge transformante débute avec une phase d'extension. Contrairement aux marges divergentes, la rupture ne se réalise pas perpendiculairement à la direction d'ouverture (Masclé et Blarez, 1987) (Figure 22). Cela peut être dû à la rhéologie locale qui contraint la rupture dans certaines zones précises. Pour accommoder cette extension, la marge va se segmenter en plusieurs domaines, alternants entre bordures divergentes et transformantes ou obliques (Masclé et Blarez, 1987) servant de zone de relai sur laquelle les plaques coulissent (Figure 22). Contrairement aux marges divergents qui sont associées à des déformations majeures, comme par exemples les grabens, la déformation le long des marges transformantes est peu marquée, En revanche, les marges transformantes, abruptes, sont fréquemment associées à une ride marginale (*marginal fracture ridge* ; Scrutton, 1973 ; Scrutton et du Plessis, 1973), relief crustal étroit mais remontant presque à l'affleurement, sur la bordure de la marge (Mercier de Lépinay et al., 2016).

La faille transformante est d'abord à un stade intracontinental entre les deux segments de rift, cela correspond au stade syn-rift des marges divergentes adjacentes (Figure 22). Le début de l'océanisation est associé à la discordance post-rift des marges divergentes tandis que la faille transformante entre les deux segments de dorsales nouvellement formées est toujours principalement en domaine intracontinental aminci ou non. Une partie du domaine va rapidement se situer face à au domaine océanique nouvellement formé, c'est le stade de marge transformante active. Une fois que la dorsale a balayé ce segment, le mouvement devient nul et c'est le stade post-transformante (Figure 22). Dans la partie adjacente de la marge toujours située entre les deux segments de dorsale, la marge transformante est toujours active, par conséquent la discordance post-transformante est diachrone le long du segment transformant. Lorsque les segments de dorsales ont définitivement fini de balayer le domaine continental puis le domaine continental aminci, on atteint le stade post-transformante. La faille transformante n'est active qu'entre les deux dorsales en domaine intra-océaniques. La marge transformante se situe ainsi dans la continuité des zones de fractures (Figure 22).

Le passage du domaine continental à proximité de l'axe de la dorsale, et donc de la structure thermique associée, peut avoir des répercussions sur la structuration de la marge, et nous pouvons émettre l'hypothèse que cela peut agir sur la rhéologie et peut induire des mouvements verticaux. De manière globale, la mise en place des marges transformantes a une incidence sur

la propagation thermique dans la croûte puisqu'elle peut, par exemple, mettre en contact une marge avec un axe de dorsale (Figure 22).

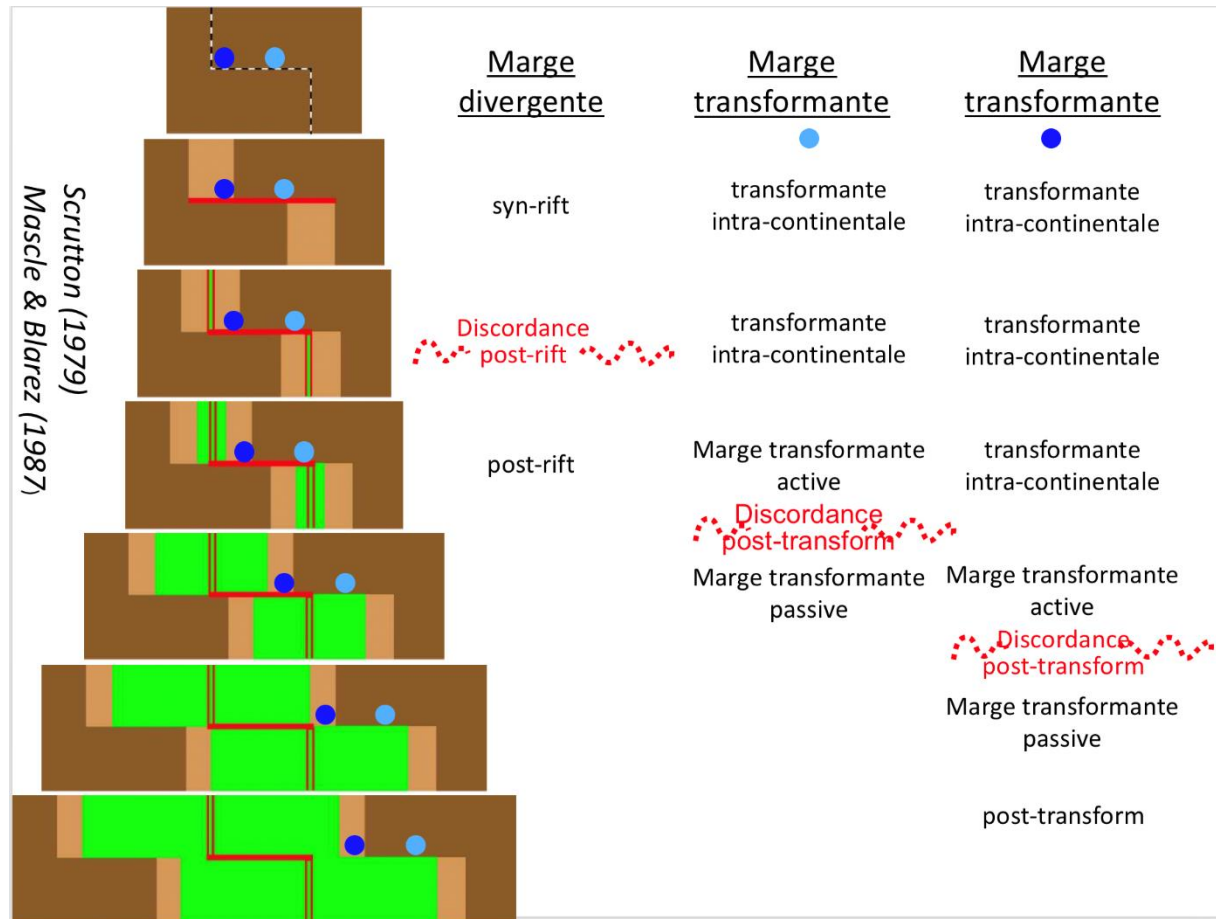


Figure 23 : Représentation schématique de la mise en place de marges. Les points bleus (clair et foncé) représentent deux points dans la marge, qui ont une évolution diachrone. Masclé et Blarez, (1987).

L'extension d'une marge volcanique varie en fonction des limites rhéologiques dans la croûte. Ainsi, il a été mis en évidence qu'il existait des bordures très nette et peu étendue (quelques dizaines de kilomètres) entre une marge volcanique composé d'épais corps SDRs et une marge pauvre en magma (Koopman et al., 2014). Ces limites peuvent être caractérisées par des structures crustales pré-existantes, ou par des bordures transformantes ou oblique (Koopman et al., 2014). Il semblerait donc que les bordures transformantes puissent influencer la propagation des flux thermiques (Koopman et al., 2014).

B) Localisation

Les marges transformantes sont présentes pratiquement partout sur la planète, majoritairement aux bordures de l'océan Atlantique et de l'océan Indien et au sein de bassins d'arrière-arc (Figure 23) (Mercier de Lépinay et al., 2016). Elles sont évaluées au nombre de 79 (Figure 23) par Mercier de Lépinay et al. (2016) dans leur étude. Leur dimension montre une grande variété, allant de 45 km (marges du bassin de Woodlark) à 1300 km de long (marge Nord du plateau Falklands-Malvinas) (Mercier de Lépinay et al., 2016).

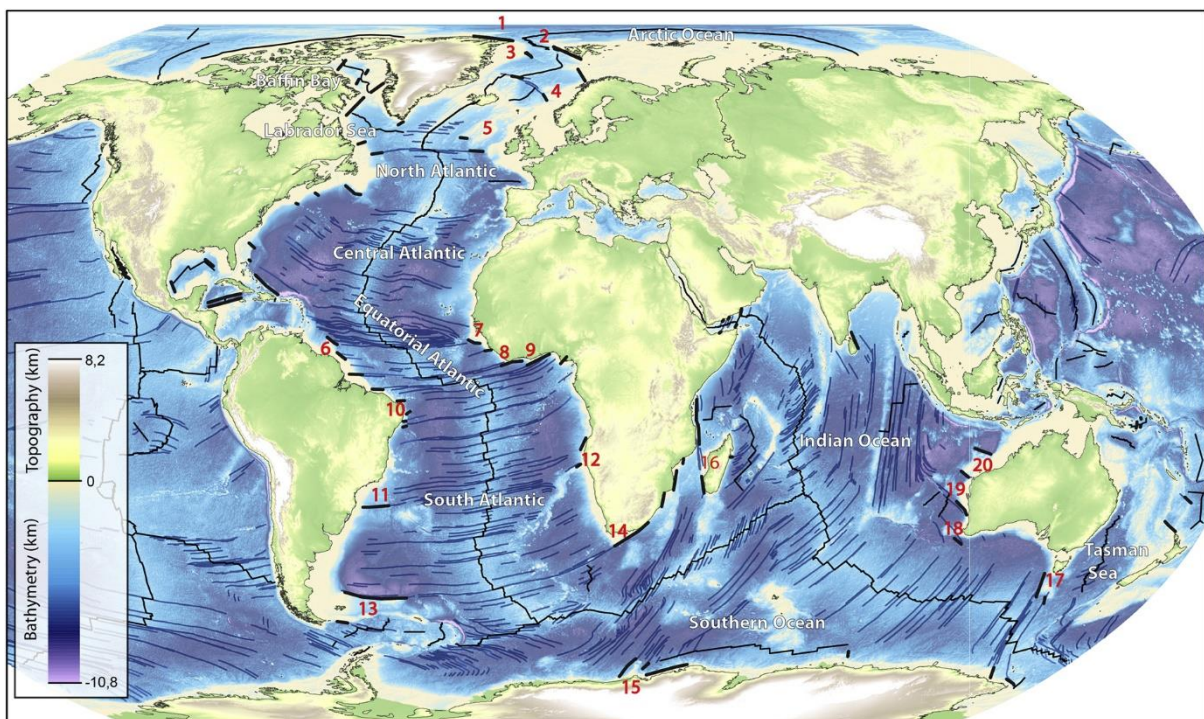


Figure 24 : Localisation des plateaux marginaux transformants (Loncke et al., 2020). Les limites noires correspondent aux bordures transformantes. Les chiffres en rouge correspondent aux différents TMPs.

Environ 20 de ces bordures transformantes sont associées à des plateaux marginaux transformants (Transform Marginal Plateaus ; TMPs ; Loncke et al., 2020) (voir localisation en Figure 24). Ces objets géologiques sont définis comme étant des plateaux profonds (leur profondeur est comprise entre 1500 et 3500 m), plats et sub-horizontaux localisés entre la plateforme continentale et le pied de pente de la marge continentale, bordés par au moins une marge

transformante (Loncke et al., 2020). 20 TMPs ont été proposés dans cette étude (Figure 24), selon des critères de morphologie et de structure.

Ces plateaux sont situés à la jonction d'océans d'âge différents et sont de véritables nœuds géodynamiques qui ont enregistré les différentes étapes de la géologie régionale (phases de déformations, de rifting, de sédimentation) et les ont même probablement influencées.

De plus, il a été mis en évidence qu'il y avait sans doute un lien entre TMPs et épisode volcanique (Loncke et al., 2020). En effet, 90% des TMPs ont subi au moins un évènement volcanique durant leurs étapes de formations (Loncke et al., 2020). En revanche, ce volcanisme ne se produit pas toujours selon la même chronologie. La plupart des TMPs subissent un épisode volcanique durant la première phase d'amincissement précédant à la première ouverture océanique dont ils sont témoins (estimé pour 11 des 20 TMPs) (Loncke et al., 2020). Dans certains cas, ces provinces volcaniques subissent un épisode transformant associé à du volcanisme, c'est le cas notamment pour le plateau de Demerara et Guinée (lors de leur seconde ouverture océanique subie) (Gouyet, 1988; Olyphant et al., 2017) et du plateau Vøring (Berndt et al., 2001). Néanmoins dans la plupart des cas les épisodes volcaniques et transformants sont diachrones, comme cela a été montré dans le plateau Walvis où la marge transformante se met en place le long d'un ancien rift avorté (Elliot et al., 2009 ; Loncke et al., 2020).

Ces observations mettent en lumière les manques dans la compréhension des conditions d'initiation et de localisation des limites transformantes. Quel lien existe-t-il entre point chaud et marge transformante ?

A l'issue de cet état de l'art, il apparaît donc qu'il subsiste de nombreuses inconnues concernant les marges volcaniques, les processus transformants et la mise en place des TMPs. Un but de cette thèse est donc d'apporter des éléments de réponse à ces questionnements, par le biais d'une exploration qui se veut exhaustive du plateau marginal transformant de Démérara et des domaines géologiques associés.

Chapitre 2 : Contexte géologique du plateau de Démérara et des
domaines adjacents

Le but de ce travail de thèse est de caractériser la structure profonde du plateau de Démérara. Afin d'initier cette tâche, il convient d'abord de faire un point sur les travaux précédents réalisés dans cette région. Dans ce but, ce chapitre exposera les différentes étapes de formation supposées du plateau de Démérara et de ses marges conjuguées. Il présentera les différentes données et interprétations disponibles dans la littérature, en particulier concernant le domaine profond. La dernière partie de ce volet abordera les questionnements scientifiques, qui guideront le cheminement de ce manuscrit.

I. Cadre géologique et cratons ante-mésozoïque

Les formations les plus anciennes de la région autour du plateau de Démérara et de ses marges conjuguées sont issues des différents cratons ante-mésozoïque, mis en place durant l'Archéen. Cela est constaté à terre et notamment en Guinée, où ont été retrouvé et daté des fragments du bouclier Ouest-Africain qui témoignent de cette histoire très ancienne : notamment des gneiss et des granitoïdes datés entre 2,21 et 2,11 Ga (datation U-Pb sur zircon) (Lahondère et al., 2002 ; Block et al., 2015). Par la suite, aucune modification majeure n'est mise en évidence jusqu'au Protéozoïque supérieur où le craton Ouest Africain subit une extension de courte durée suivie d'un raccourcissement correspondant à une des orogénèses panafricaines (Villeneuve et al., 1984). Cette dernière période de changements est globale puisqu'elle correspond aux orogénèses panafricaines (Kroner et Stern, 2004 ; Kusky et al., 2003) et brésiliennes (Klein et Moura, 2008). Ces grands mouvements tectoniques aboutissent à la formation du supercontinent Gondwana au Néo-protérozoïque (Kroner et Stern, 2004 ; Kusky et al., 2003). A l'issue de cette phase, la région autour du futur plateau de Démérara (Figure 1) se découpe en :

- Cratons Ouest-Africain et Guyanais.
- Chaîne Araguaia, formée il y a environ 700 Ma (Klein et Moura, 2008).
- Chaîne des Bassarides, formée il y a environ 600 Ma (Kroner et Stern, 2004 ; Kusky et al., 2003).
- Chaîne des Rockelides, mis en place il y a environ 520 à 500 Ma (Villeneuve et al., 1993).
- Les emplacements des futurs plateaux de Démérara et Guinéen correspondent à cette époque à des limites entre bassins paléozoïques (Villeneuve et al., 2005).

La région évolue par la suite à l'occasion de l'orogénèse hercynienne qui entraîne la formation de la chaîne des Mauritanides (Villeneuve et al., 2005) (Figure 1). Celle-ci ne s'étend pas au Sud vers Démérara car elle est bloquée et chevauche les unités restantes de la précédente chaîne des Bassarides, autour de 280 à 270 Ma (Villeneuve et al., 2005) (Figure 1).

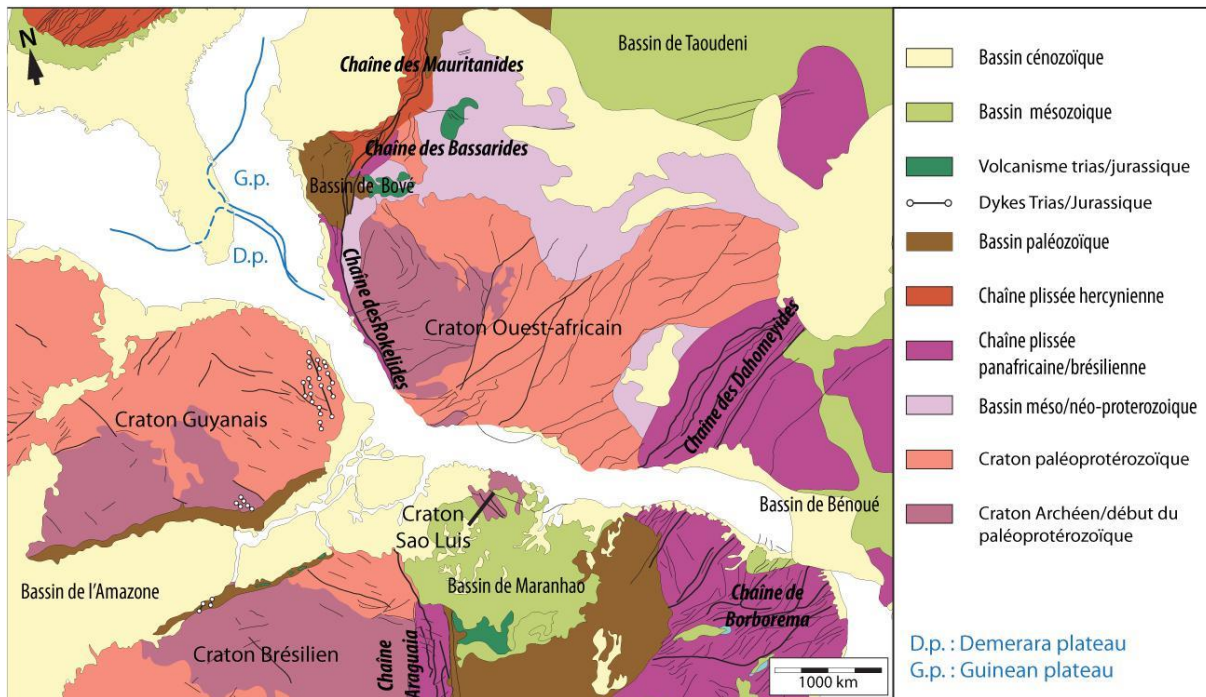


Figure 1 : Carte géologique schématique de la région autour du plateau de Démérara (indiqué en bleu). Les différents massifs continentaux et des cratons sont représentés. La reconstitution schématique présente la position des continents il y a 200 Ma. D'après Mercier de Lepinay (2016), sur la base des données de Schobbenhaus et Bellizzia (2001), Moulin et al. (2010), Labails et al. (2010) et Milesi et al. (2010).

II. Impact de la province volcanique CAMP

La zone se situe dans le périmètre d'influence de la province magmatique CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) (Marzoli et al., 1999). Cette province s'étend sur une aire mesurant environ 11 millions km² et les volumes de magma sont estimés à 2-3 x 10⁶ km³ (Marzoli et al., 1999). Cela est démontré, notamment, par la présence de dykes composés de basaltes tholéitiques (Marzoli et al., 1999 ; Nomade et al., 2007), à terre sur les actuels continents Amérique du Nord, Amérique du Sud et Afrique (Figure 2) et qui ont pu être datés (âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar), à 201 ± 2 Ma (Marzoli et al., 1999). La localisation du plateau pourrait coïncider avec le centre de cette province magmatique (Figure 2).

La formation de cette province coïncide avec le début d'une phase d'extension qui mènera ensuite à la dislocation de la Pangée marquée par la présence de grabens continentaux dont la formation débute à partir de la fin du Trias (Davison, 2005). Ces grabens sont orientés Nord-Sud dans la partie Nord de la province entre les continents Amérique du nord et Afrique, puis Est-Ouest au niveau du plateau des Bahamas (Labails et al., 2010). Le changement d'orientation s'effectue au Nord de la Floride, où l'on observe également une grande faille transformante intracontinentale de direction NW-SE (Klitgord et al., 1984).

Cet évènement est le dernier avant les phases de *rifting* qui créeront les futures bordures du plateau de Démérara. Il faut donc considérer que la structure profonde actuelle du plateau a pu enregistrer ces épisodes et qu'il est donc probable d'y retrouver les épanchements et dykes volcaniques caractéristiques de CAMP.

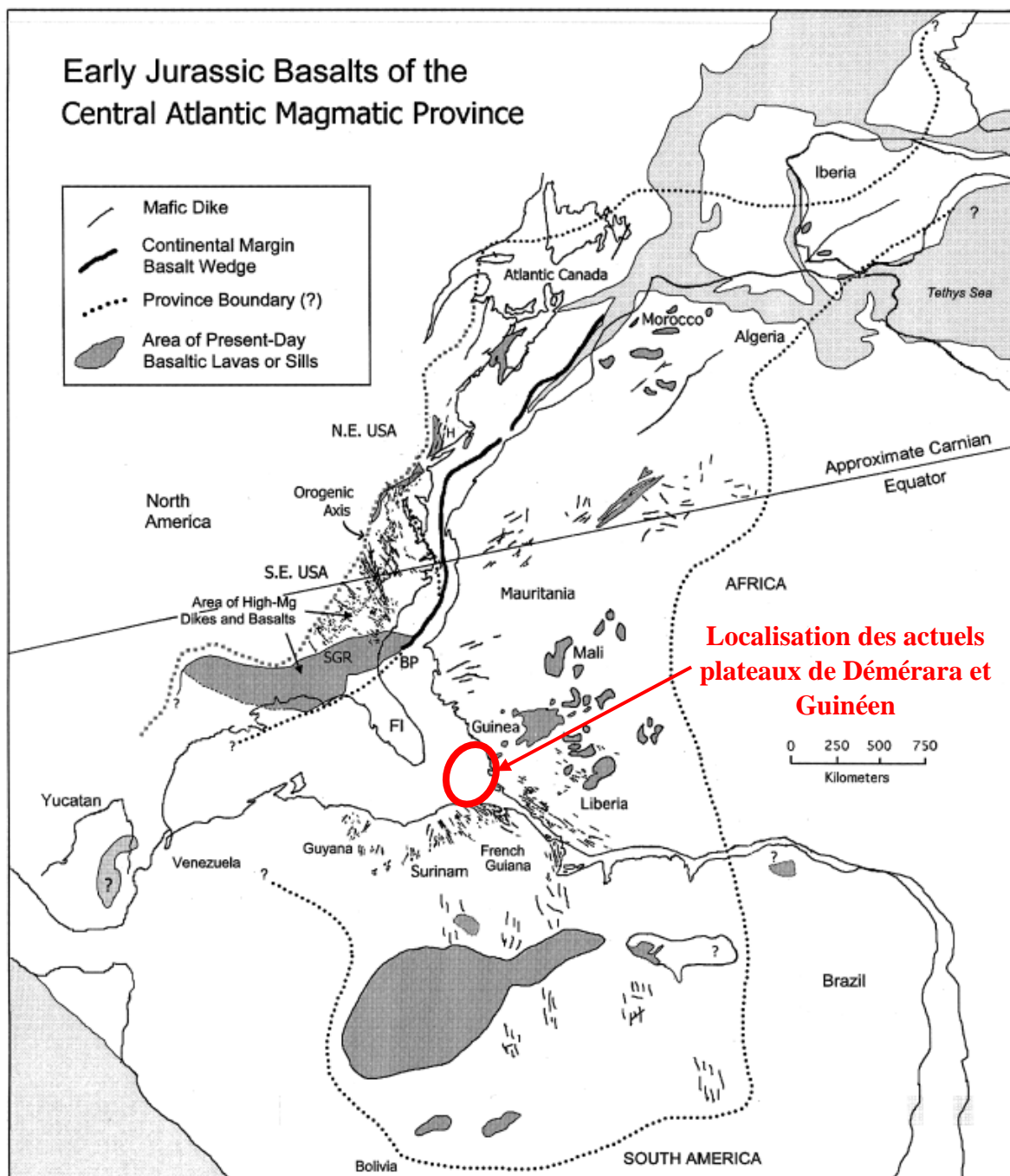


Figure 2 : Représentation de la zone d'influence de la province magmatique CAMP (McHone, 2000 ; d'après une compilation des données issues de Kelemen and Holbrook, 1995 ; Fowell et Olsen, 1997 ; May et al., 1971 ; Philpotts and Martello, 1986 ; McHone et al., 1987 ; Ragland et al, 1991 ; Oliveira et al., 1990 ; Deckart et al., 1997 ; Marzoli et al., 1999).

III. Ouverture de l'océan Atlantique central et lien avec le plateau de Démérara et le plateau Guinéen.

A) Ouverture de l'océan Atlantique central

L'individualisation des plateaux de Démérara et Guinéen résulte de l'ouverture de l'océan Atlantique central qui aboutit à la création des actuelles bordures Ouest des plateaux (Labails et al., 2007). Ce domaine océanique s'étend de la zone de fracture de Terre-Neuve au Nord jusqu'à la Guyane-Suriname et plateau des Bahamas au Sud (Klitgord et Schouten, 1986) (Figure 3). Ces mêmes reconstitutions (Klitgord et Schouten, 1986 ; Labails et al, 2007), et des travaux ultérieurs (Reuber et al., 2016), désigne le plateau des Bahamas comme la marge conjuguée à cette marge Ouest.

Cette ouverture qui marque le début de la dislocation de la Pangée, est datée du début du Jurassique (Labails et al., 2007). L'étude des structures des bassins des marges africaines de l'océan Atlantique central a permis d'affiner les datations du *rifting* : celui prenant fin à l'Hetangien (196 Ma) et l'accrétion océanique s'initiant à la fin du Toarcien (180 Ma) (Le Roy et al., 1997 ; Le Roy et Piqué., 2001). Plus récemment, cet âge a été discuté à partir du calibrage des anomalies magnétiques et des bassins salifères post-Trias. Ainsi, les modèles cinématiques récents proposent un début d'accrétion océanique autour de 195 Ma (Sahabi et al., 2004 ; Labails et al., 2010), ces modèles proposent par ailleurs une ouverture plus ou moins synchrone du Nord au Sud (Labails et al., 2010). La majorité des études définissent la limite continent-océan comme coïncidente à la *East Coast Magnetic Anomaly* (ECMA) (Labails, 2007) du côté Amérique du Nord (Figure 3), et *West African Coast Magnetic Anomaly* (WACMA) (Sahabi et al., 2004) du côté Afrique de l'Ouest (Figure 3). Ces modèles proposent par la suite un changement de direction d'ouverture à 165 Ma, passant de NNW-SSE avec un taux d'accrétion très faible à NW-SE avec un taux d'accrétion plus élevé. Cette datation correspond à celle d'une anomalie magnétique majeure, la *Black Spur Magnetic Anomaly* (BSMA) (Figure 3) datée grâce à au forage DSDP 534 entre 169 et 160,5 Ma (Sheridan et Gradstein., 1983 ; Kent et Gradstein., 1986 ; Gradstein et al., 1994). La BSMA serait un marqueur coïncident à ce changement de direction d'ouverture, qui pourrait refléter une accélération de l'ouverture de l'océan Atlantique central (Olivet et al., 1984) ou un saut de l'axe d'accrétion vers l'Est (Klitgord et Schouten, 1986).

Cette ouverture océanique Jurassique induit la création de la bordure Ouest du plateau de Démérara (le séparant ainsi du plateau des Bahamas). Cela se produit possiblement sous l'influence d'un point chaud (Basile et al., 2020, Museur et al., 2020) (Figure 4), et en mode divergent. Selon cette reconstitution, le point chaud serait l'actuel Sierra Leone *hotspot* (Basile et al., 2020) (Figure 4). La reconstruction cinématique du mouvement des plaques au-dessus de ce point chaud considéré comme fixe sur un intervalle de temps de 170 Ma montre en effet que ce point chaud serait sous le plateau de Démérara à -170 Ma. Par la suite, il serait de nouveau sous le plateau de Démérara à -120 Ma, puis par la suite impliqué dans la mise en place du Ceara Rise et Sierra Leone Rise à partir de -80 Ma.

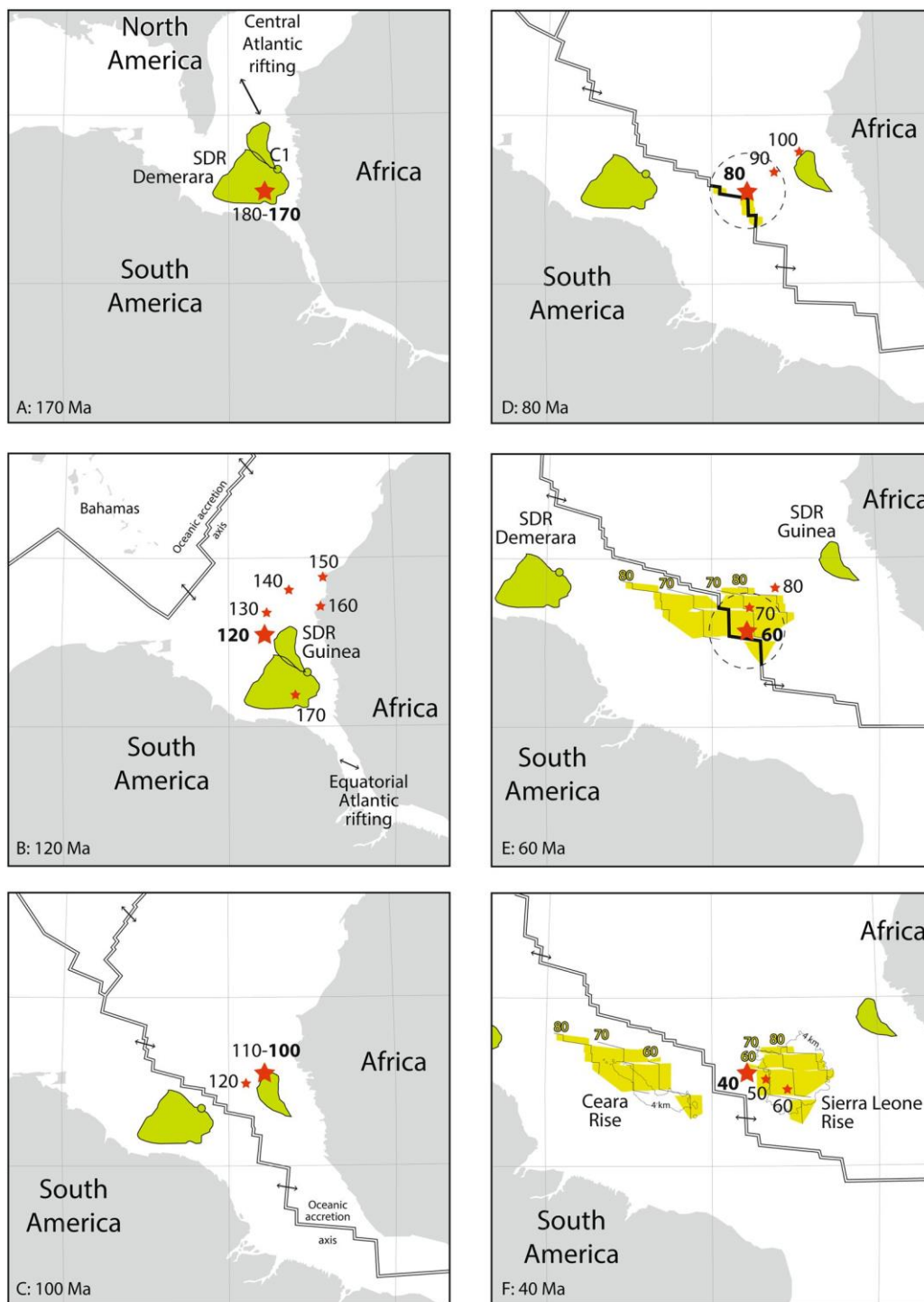


Figure 4 : Reconstitution cinématique schématisée montrant la localisation au fil du temps d'un possible point chaud originellement situé sous le plateau de Démérara il y a 170 Ma.

D'après Basile et al., (2020).

Parallèlement, l'arc proto-caraïbes et le golfe du Mexique se forment à l'Ouest du plateau de Démérara (Pindel et Kennan, 2001) (Figure 5). La transition entre le domaine Caraïbes et le domaine Atlantique central est accommodée par de grandes failles transformantes (Pindel et Kennan, 2001) (Figure 5).

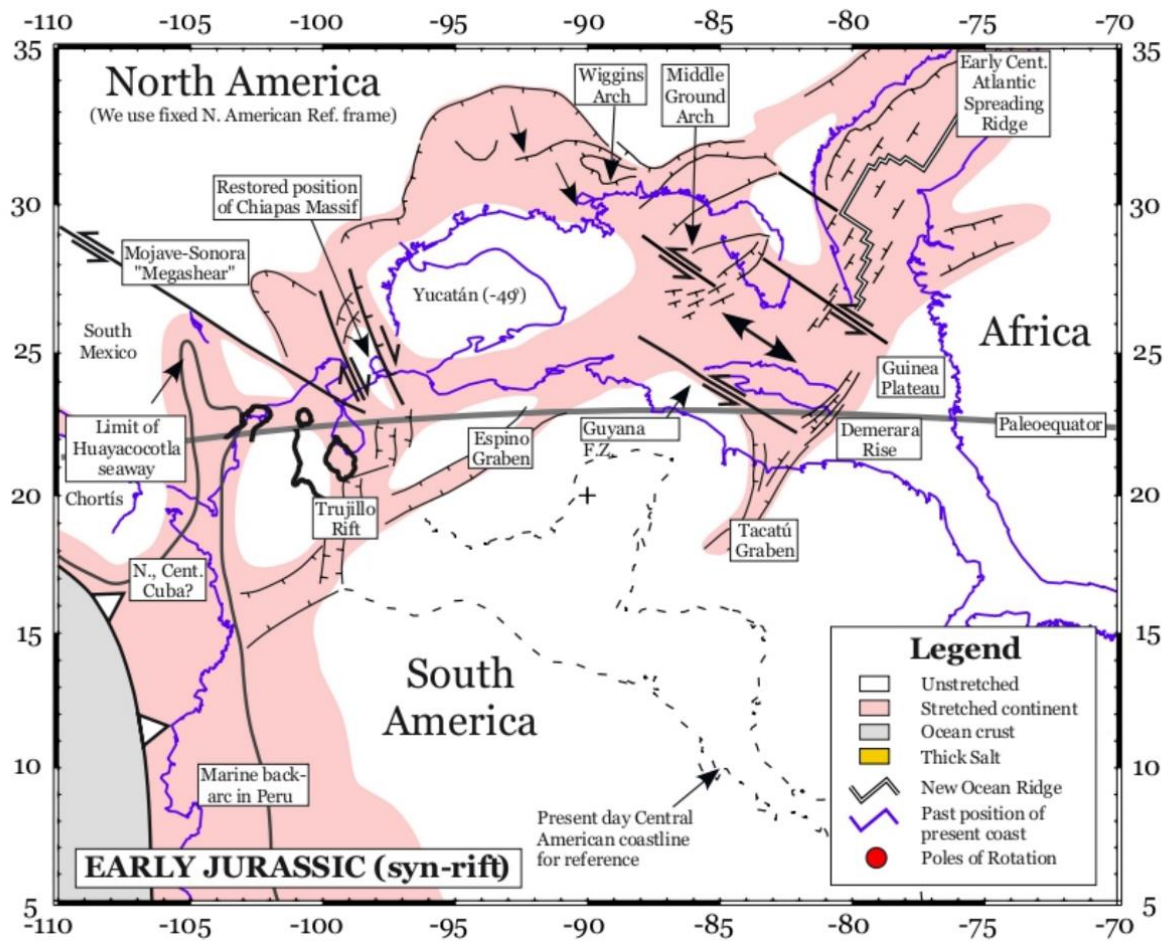


Figure 5 : Reconstitution de la formation des proto-Caraïbes et de l'actuel Golfe du Mexique. Le plateau de Démérara est indiqué sous le nom de « Démérara Rise ». D'après Pindel et Kennan, (2001).

B) Caractérisation sismique des unités Jurassique dans le plateau de Démérara

Le domaine profond du plateau est imagé par plusieurs profils sismiques (localisation en Figure 6). L'interprétation de ces profils permet d'avoir une première caractérisation des unités sismiques majeures.

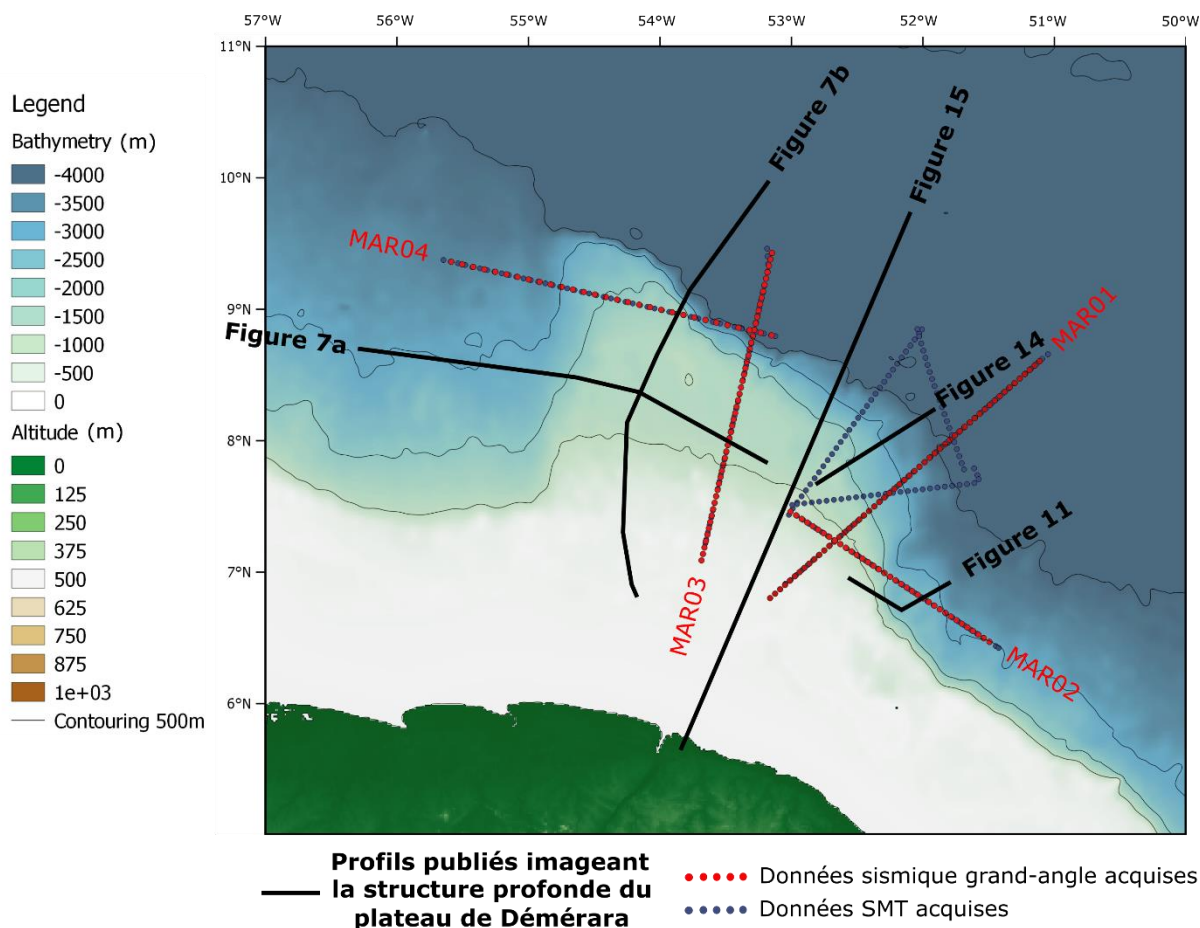


Figure 6 : Localisation des différentes données sismiques disponibles dans la littérature et présentées au sein de ce chapitre (en noir). Les profils rouges et bleus représentent les données de la campagne MARGATS dont une partie est exploitée dans le cadre de cette thèse.

Ainsi, il est observé que le rifting précédant cette ouverture océanique, à proximité d'un éventuel point chaud, est accompagné de la mise en places de larges unités volcaniques, de type *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs) (Reuber et al., 2016) (Figure 7). Le maximum d'épaisseur 21 km de ces unités est atteint dans l'Ouest du plateau de Démérara tandis qu'elles s'amincissent vers l'Est (Reuber et al., 2016 ; Mercier de Lepinay, 2016). Cet assemblage de SDRs est composé d'une succession de « paquets » de dépôts superposés (Reuber et al., 2016) (Figure 7). Sur ces données sismiques, la base des SDRs est marquée par une transition claire entre le faciès des SDR et un faciès acoustique d'aspect chaotique comportant quelques amplitudes élevées, interprété comme une *volcanic/igneous crust* (en rouge sur la Figure 7a) à l'ouest et un faciès chaotique avec des amplitudes relativement homogènes, interprété comme une croûte continentale faillée (en jaune sur la Figure 7a) (Reuber et al., 2016) vers l'est et le nord.

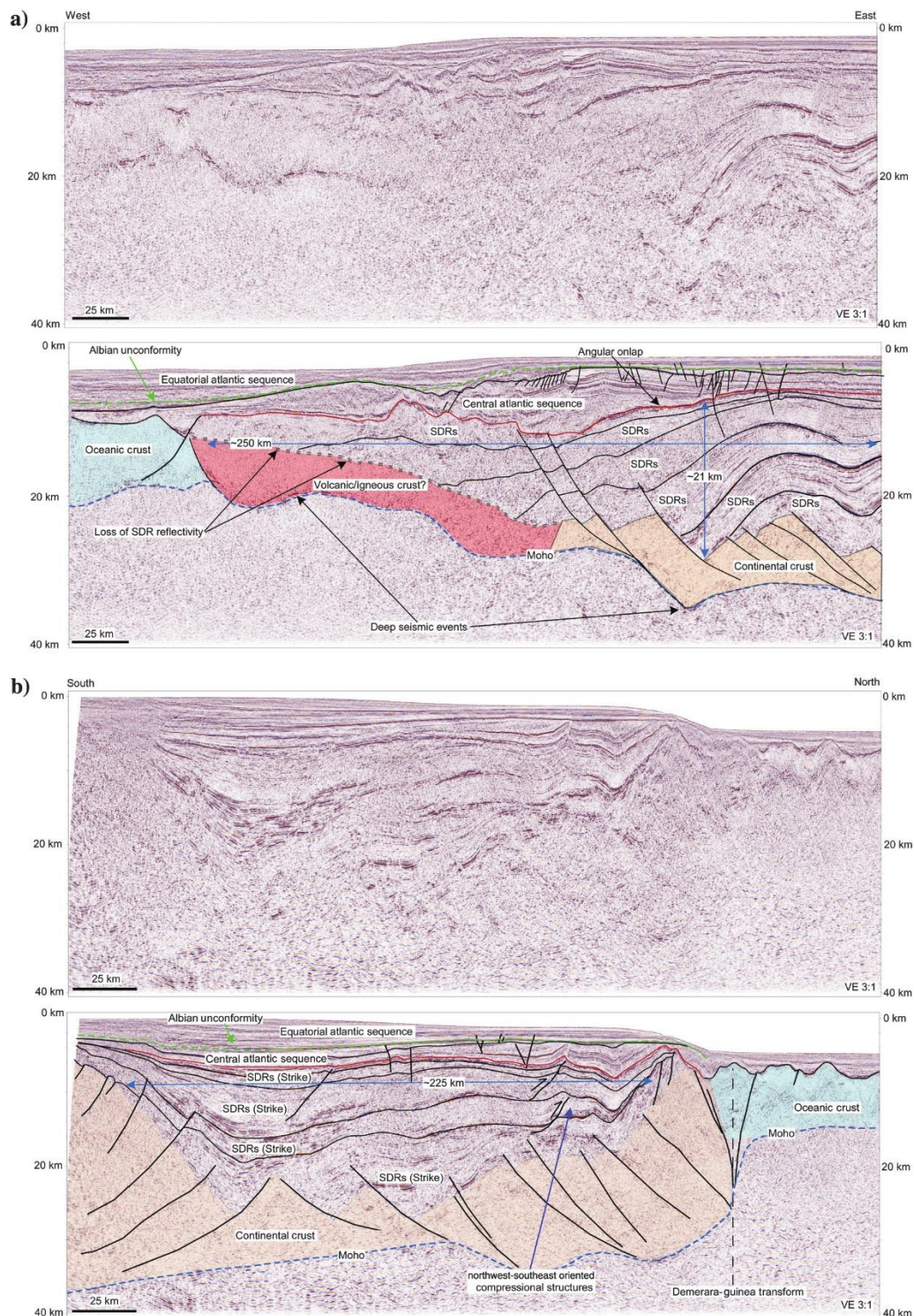


Figure 7 : Profils de sismique réflexion haute pénétration, traités et convertis en profondeur.
 a) Profil orienté W-E. b) Profil orienté S-N. Localisation indiquée sur la figure 6. Reuber et al. (2016).

Une campagne de dragages (DRADEM; Basile et al., 2017), réalisée sur la marge Nord de façon à atteindre les unités profondes du plateau en profitant de la coupe résultant de la marge transformante, a permis de remonter entre autres des roches magmatiques : basaltes,

rhyolites, trachy-basaltes et trachy-andésites basaltiques. Certaines de ces roches ont pu être datées, fournissant un âge de 173.4 ± 1.6 Ma (Basile et al., 2020). Tous les échantillons présentaient des caractéristiques géochimiques de type *ocean island basalts* (OIB), compatibles avec l'influence d'un point chaud.

Après la mise en place des unités volcaniques, la partie Ouest du plateau subside progressivement. Une plate-forme carbonatée se met en place le long de la bordure Sud-Ouest de l'Atlantique central (Gouyet et al., 1988), mise en évidence sur la partie Ouest du plateau de Démérara grâce aux données sismiques (Mercier de Lepinay., 2016 ; en rouge sur les figures 7a et 7b, Reuber et al., 2016) et de puits (DÉMÉRARA A1-1) (Mercier de Lepinay., 2016).

IV. Ouverture de l'océan Atlantique équatorial et lien avec le plateau de Démérara

A) Ouverture de l'océan Atlantique équatorial

Au Crétacé, une nouvelle phase de rifting qui conduira à l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial de produit suivant une orientation qui diffère de la phase précédente. Cette ouverture aboutit à la création des actuelles bordures Nord en régime transformant ou oblique, et Est en régime divergent (Moulin et al., 2010) (Figure 8) du plateau de Démérara. Sur la base d'observations à terre et en mer, le début du *rifting* est daté de l'Aptien supérieur (Pontes et Asmus., 1976 ; Szatmari et al., 1987 ; De Matos, 2000 ; Mohriak, 2003 ; Zalán, 2004). Les premières séquences sédimentaires marines observées dans les bassins sont datées de l'Albien inférieur (Pontes et Asmus, 1976). Ces estimations sont compatibles avec les modélisations cinématiques (Moulin et al., 2010) qui placent le *rifting* à la limite Aptien-Albien (Figure 8).

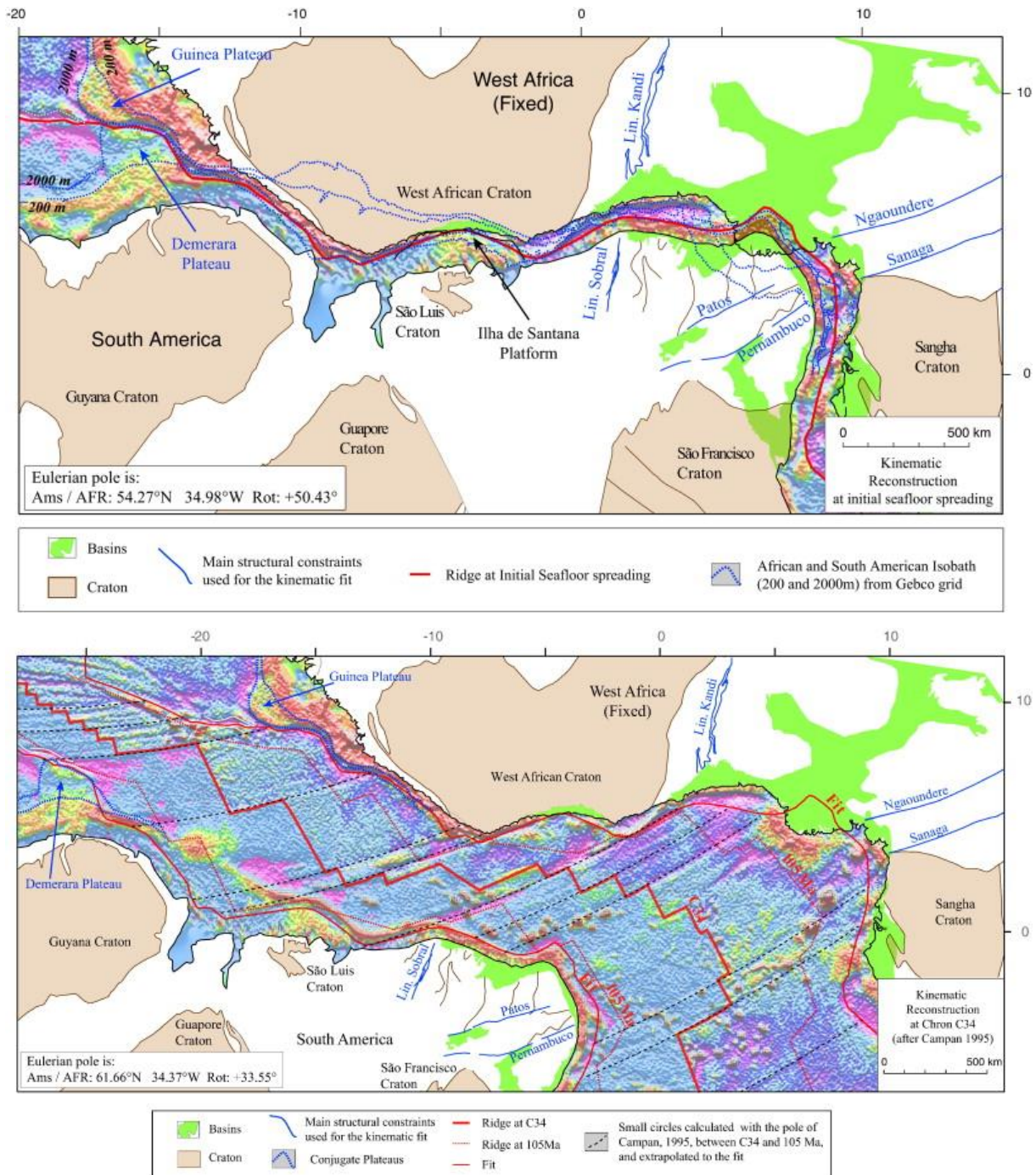


Figure 8 : Reconstitution cinématique à 140 et 84 Ma de l’océan Atlantique équatorial. La plaque africaine est considérée comme fixe, la plaque Sud-Américaine a subi une rotation dont les paramètres sont basés sur les travaux de Campan (1995). La position du plateau de Démérara est indiquée en bleu. Les couleurs dans le domaine océanique correspondent à des valeurs d’anomalies gravimétriques issues de Sandwell et Smith (1997). D’après Moulin et al. (2010).

Ce type de modélisation cinématique est délicat à obtenir puisqu'il n'existe pas d'anomalies magnétiques contemporaines aux premières phases d'ouverture. De plus, les différents modèles existant présentent des lacunes et des chevauchements. C'est notamment le cas du modèle de Klitgord et Schouten (1986) qui met en évidence une lacune entre le plateau de Démérara et le plateau Guinéen. D'autres, décrivent un épisode de compression à la limite Aptien-Albien (Rabinowitz et La Brecque, 1979). Le modèle de Moulin et al. (2010) propose lui une ouverture complexe et progressive, non synchrone du NW au SE (Figure 8).

En étudiant les zones de fracture océanique, Campan (1995) a mis en évidence une terminaison en biseau au niveau de la Zone de Fracture de Guinée à l'approche du plateau Guinéen. Elle diffère de la terminaison au niveau du plateau conjugué de Démérara (Figure 9). Cette dysmétrie pourrait démontrer un changement dans la direction d'écartement des plaques Amérique du Sud et Afrique pendant l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial (Campan, 1995). En reconstituant la position initiale des plateaux en suivant ces zones de fractures, elle constate un décalage dextre entre les deux plateaux (Campan, 1995). Elle conclue donc que ce décalage est résultant du jeu d'une faille transformante mise en place durant les premières phases de l'ouverture, à la limite entre les deux plateaux (Campan, 1995). Ce décalage à, par la suite, également été montré par la représentation du domaine de l'Atlantique équatorial et de ses zones de fractures océaniques, illustrant à nouveau ce biseau au niveau de la bordure du plateau Guinéen (Mercier de Lépinay, 2016) (Figure 9).

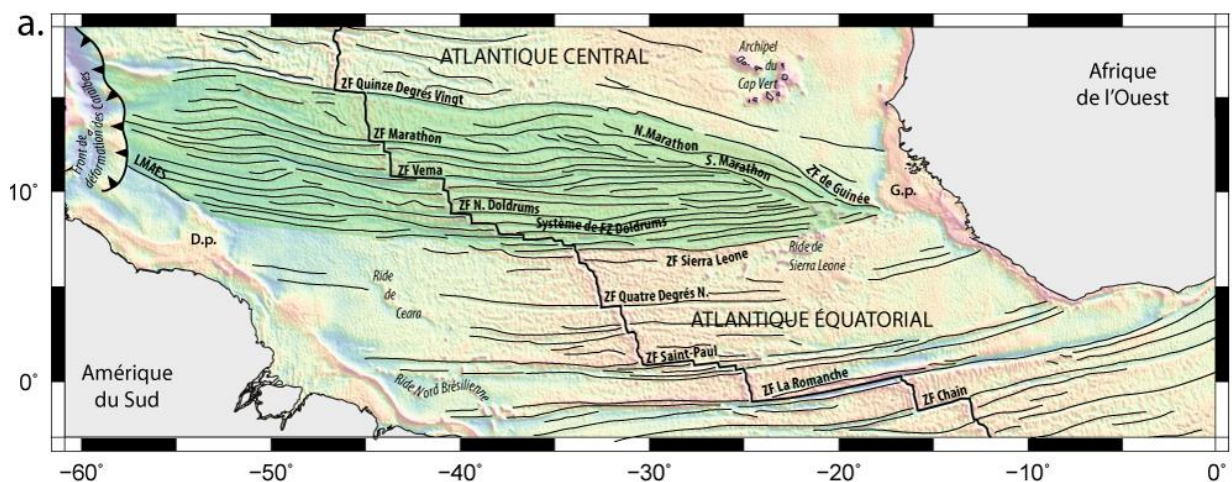


Figure 9 : Représentation des zones de fractures de l'océan Atlantique équatorial sur une carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre issue de Sandwell et Smith (2009). La zone verte correspond au domaine Atlantique équatorial septentrional identifié à partir des travaux de Campan (1995). Mercier de Lépinay (2016).

B) Le plateau de Démérara et les unités d'âge Crétacé

La bordure Nord, transformante ou hyper oblique (Campan, 1995 ; Basile et al., 2013), du plateau de Démérara se caractérise par une pente très abrupte, atteignant jusqu'à 60° (Basile et al., 2013). Les premières études sismiques ont mis en évidence des déformations transpressives *post-rift* et *syn-transform* (Basile et al., 2013). Ces plis sont d'orientation W-E à WNW-ESE. Cette déformation est attribuée à un changement d'orientation d'ouverture des plaques, associé à la fin de la déformation transformante intracontinentale autour de 105 Ma (Basile et al., 2013) (Figure 10). L'interprétation de la sismique réflexion propose la présence de rides marginales, remontées localisées de socle, située à la limite Nord du plateau (Basile et al., 2013 ; Mercier de Lépinay, 2016) (voir figure 7b de ce chapitre) mais des éléments plus récents tendant à démontrer que ce haut était déjà présent au Jurassique et ne serait donc pas une ride marginale (Reuber et al., 2016 (figure 7b); Loncke et al., soumis ; voir aussi chapitre 5 de ce manuscrit) mais une structure pré-Jurassique.

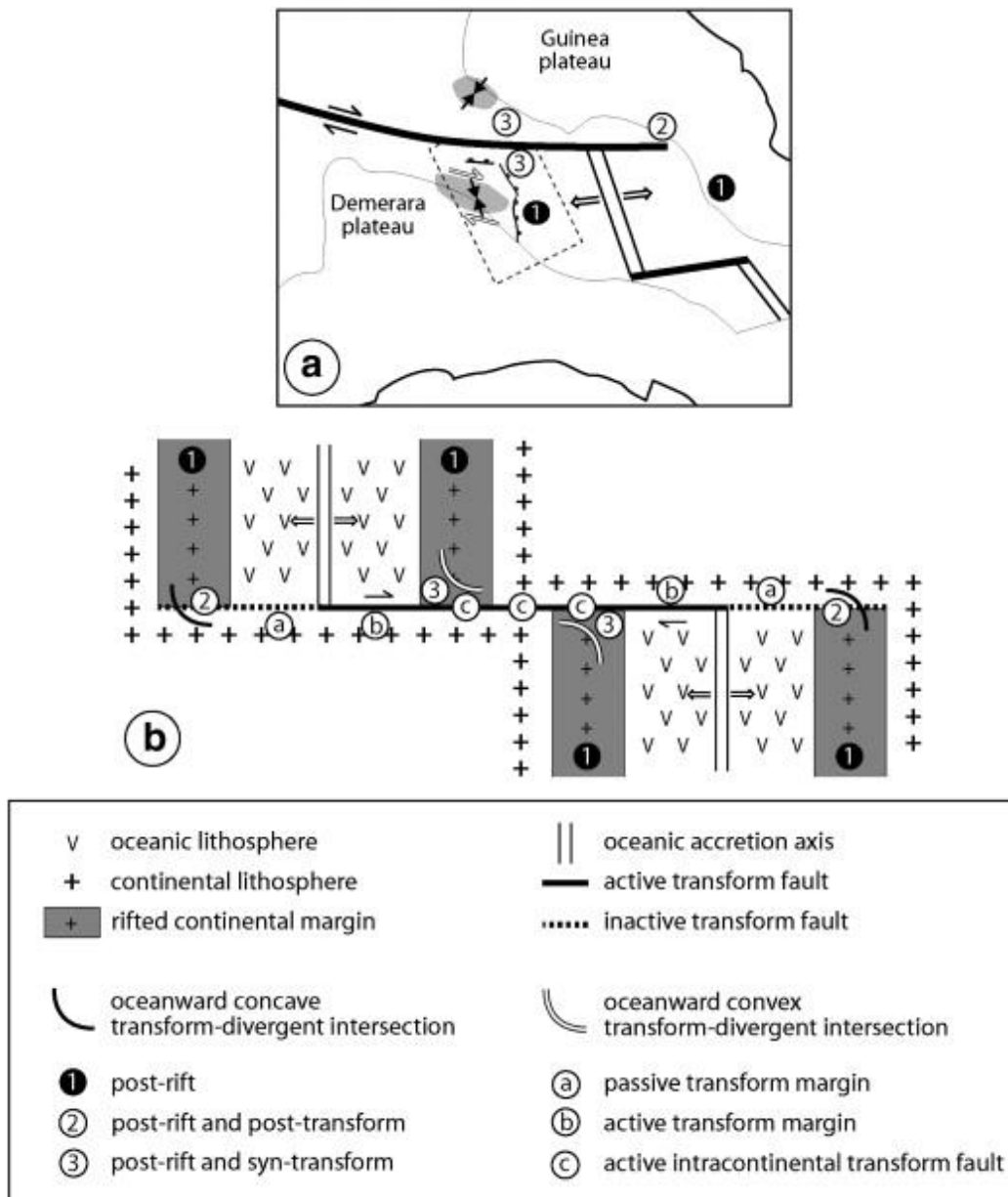


Figure 10 : Représentation schématique des processus transformants affectant la marge Nord du plateau de Démérara à 105 Ma. a) Les zones grisées sont plissées. b) Illustration schématique de la typologie des marges selon leurs positions dans le système. D’après Basile et al., (2013).

La bordure Est du plateau correspondant à une marge ouverte en mode divergent, s’illustre par un domaine crustal plus étendu qu’au Nord, avec de grandes failles normales séparant des bassins sédimentaires montrant un remplissage Crétacé (majoritairement Aptien et Albien inférieur et moyen) (Sapin et al., 2016) (Figure 11). A l’inverse de la bordure Nord, aucune déformation compressive n’est observée vers l’est (Sapin et al., 2016).

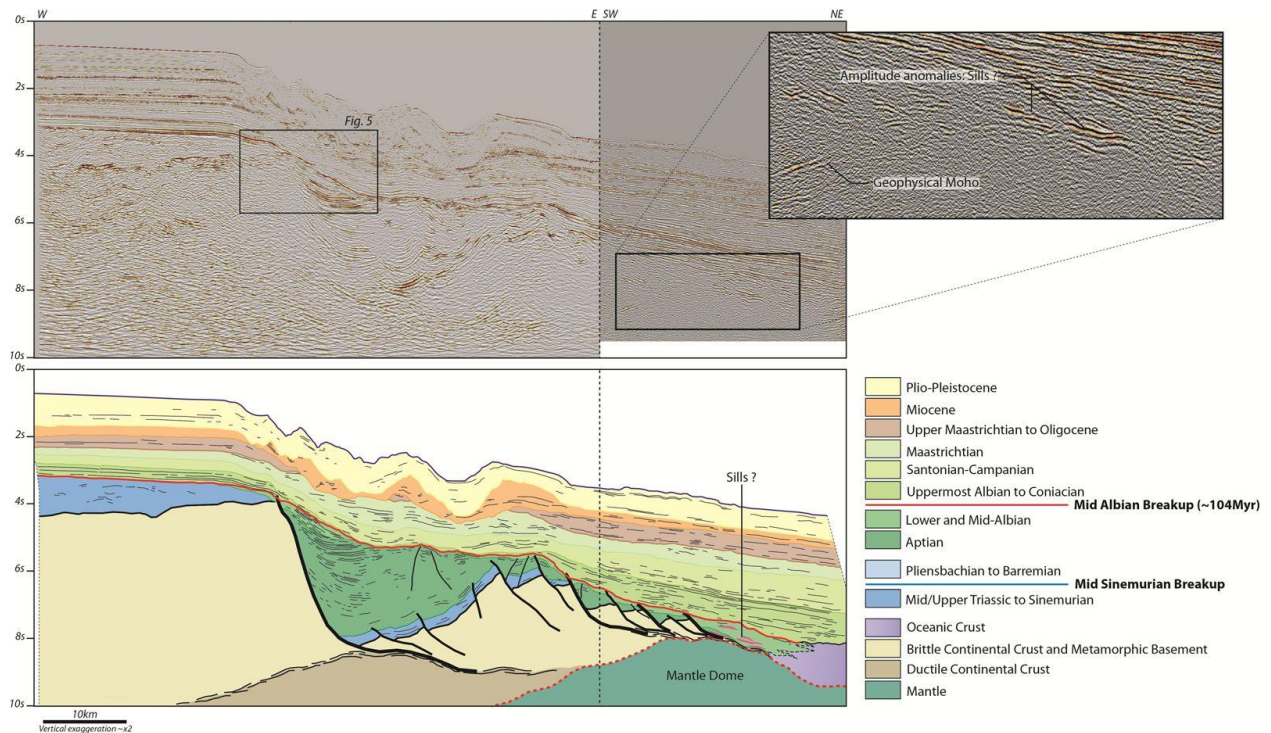


Figure 11 : Profil sismique non-interprété et interprété localisé sur a marge Est du plateau de Démérara selon une orientation W-E. Un zoom est illustré afin de mieux illustrer le faciès acoustique des réflecteurs interprétés comme des sills. Les couleurs représentent différents âges obtenus par corrélation avec des puits dans le plateau. Localisation indiquée sur la figure 6. Sapin et al., (2016).

En se basant sur un faciès acoustique comportant de puissants réflecteurs non parallèles, les auteurs (Sapin et al., 2016) proposent la présence de sills dans le domaine crustal à la jonction avec le domaine océanique, indiquant une potentielle activité magmatique lors du *rifting* d'âge Crétacé (Figure 11). Sapin et al (2016) propose également la présence d'un dôme mantellique à la jonction entre les dernières unités continentales et les unités océaniques (Figure 11). Ces éléments interrogent sur l'existence possible d'un événement magmatique durant ce second *rifting* et sur l'étendue de son influence. Il est possible que le point chaud à l'origine de l'activité volcanique Jurassique se retrouve à nouveau sous le plateau de Démérara à cette période (Voir Figure 4) (Basile et al., 2020). Cela coïnciderait avec la remonté et la datation de roches basaltiques dans le puits FG2-1 dans l'Est du plateau (Mercier de Lépinay, 2016).

V. Déformations et évolution post-transform

Le plateau subit ensuite une phase d'émersion majeure à l'Albien, à l'origine d'une érosion massive marquée en sismique par la discordance Albienne, observable sur l'ensemble du plateau de Démérara (Figure 12, voir aussi Figure 7a et 7b).

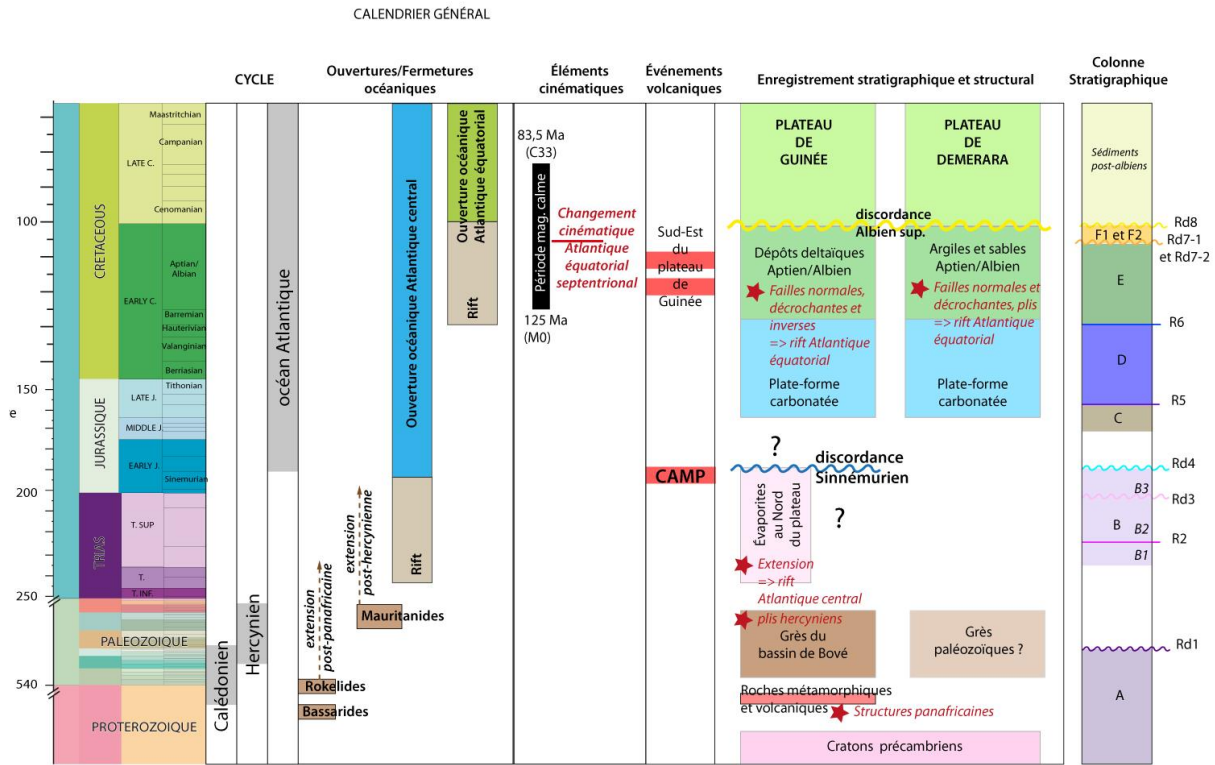


Figure 12 : A gauche : Chronologie des événements tectoniques majeurs. A droite : Principales unités et limites observables dans les données de sismique réflexion. Mercier de Lépinay, (2016).

Depuis le début du Paléogène le plateau subit l'influence de l'orogénèse andine. Cela se traduit par la mise en place du Purus Arch orientée N-S à terre qui induirait une flexuration régionale pouvant être la cause d'une surrection à terre et d'une subsidence au niveau de la marge et des bassins adjacents (Sapin et al., 2016) (Figure 13).

Enfin, la mise en place du fleuve Amazone à partir du Plio-Pléistocène dans le contexte de surrection à terre (orogénèse Andine) aboutit à la création d'un éventail majeur de dépôts sédimentaires au pied de la marge (Sapin et al., 2016) (Figure 13). L'équilibrage isostatique régional suite à la mise en place de ce large volume sédimentaire est une des hypothèses avancées pour expliquer le basculement des unités dans l'Est du plateau (Basile et al., 2013).

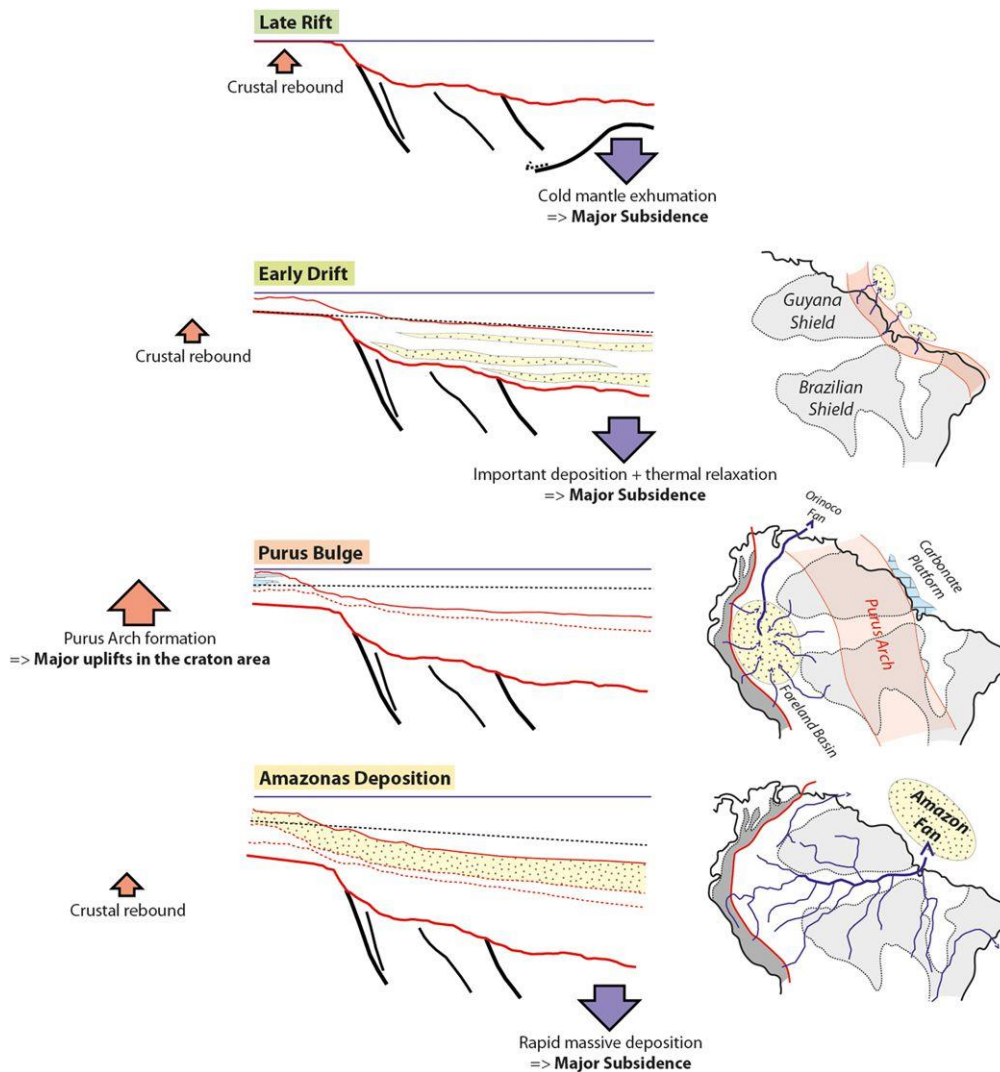


Figure 13 : Illustration des mouvements verticaux post-rift à partir du Crétacé (Albien moyen). Les schémas à droite représentent la localisation des phénomènes régionaux influençant le plateau. A partir de l'Albien moyen, où le plateau était à l'affleurement, une succession de subsidences se produit, en particulier dans le domaine distal de la marge. La première est liée à l'exhumation du manteau dans le domaine océanique, cela induit un équilibre isostatique qui fait subsider la marge, et surélever le domaine à terre par rebond crustal. Par la suite, un important dépôt sédimentaire, couplé à une relaxation thermique, provoque également une subsidence majeure. La formation de l'arc de Purus à terre conduit par la suite à un rebond flexural qui fait subsider le domaine distal. Enfin, la mise en place des dépôts sédimentaires massifs, liés à l'activité intense du fleuve Amazone conduit à une subsidence importante du domaine distal, et par rebond crustal, une surrection à terre.

D'après Sapin et al., (2016).

Enfin, des études récentes (Loncke et al., 2009 ; Pattier et al., 2013 et 2015) ont mis en évidence des séries empilées de *Mass Transport Deposits* (MTDs) (Figure 14) et de corps effondrés le long du plateau, résultat de la présence de surpression de fluides, de décollements stratigraphiques au sein de la série cénozoïque (Pattier et al., 2015), et depuis le Miocène, de l'action des courants thermohalins de fond érodant la pente (Fanget et al., 2020).

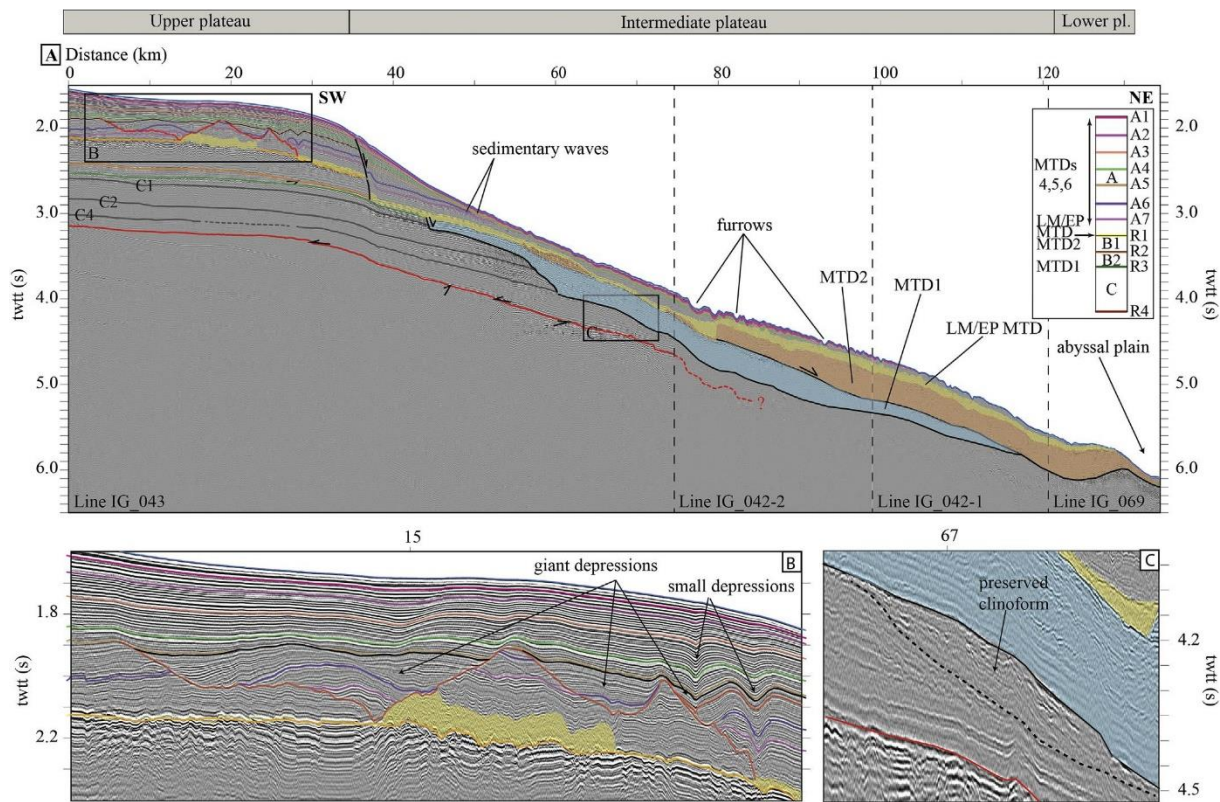


Figure 14 : Description de la stratigraphie régionale post-transform, corrélée avec des faciès sismiques. Localisation indiquée sur la figure 6. Fanget et al., (2019)

VI. Un Transform Marginal Plateau (TMP)

Cette évolution structurale aboutit à la situation actuelle du plateau de Démérara qui en fait un exemple type de *Transform marginal plateau* (TMP) (Loncke et al., 2020). En effet, il possède toutes les caractéristiques de ce type d'objet :

- Il est situé à la jonction entre deux domaines océaniques d'âge différents (domaines Jurassique et Crétacé).
- Il forme une surface sous-marine de profondeur intermédiaire entre le plateau continental et la plaine abyssale.

- Il possède une bordure transformante (sa marge Nord).
- A l’instar de la plupart des autres TMPs (Loncke et al., 2020), il a également subi au moins un épisode volcanique mis en évidence par la présence d’un épais complexe SDR (Reuber et al., 2016).

VII. Autres données dans le domaine crustal

En complément des données structurales apportées par les données SMT présentées dans les paragraphes précédents, il faut également citer le travail de Greenroyd et al., (2008). Ce dernier a fourni un modèle de vitesse déduit de données de sismique grand-angle, le long d’un profil Nord-Sud traversant le plateau. Ce modèle de vitesse illustre un Moho situé à environ 25 km de profondeur sous le plateau et d’approfondissant à 35 km sous un probable domaine continental « stable » (Figure 15). Les auteurs proposent que la croûte de ce plateau soit de nature continentale mais amincie. Le modèle illustre également une transition nette avec le domaine océanique, puisque le Moho est à environ 25 km de profondeur à 350 km d’offset, et à environ 13 km de profondeur à 380 km d’offset (Figure 15). Outre cette architecture, le modèle de vitesse fournit des informations relatives aux vitesses de propagation des ondes P. Ainsi, le domaine « upper crust » possède des vitesses allant de 4 à 6 km/s, avec un gradient relativement élevé puisque l’épaisseur est d’environ 5 km (Figure 15). Le domaine « lower crust » est épais d’au minimum 15 km et ses vitesses sont comprises entre 6 et 7 km/s, ce qui induit un gradient bien plus faible (Figure 15) que dans l’*upper crust*. Ce modèle met en évidence un contraste majeur de vitesse à la base de la croûte puisqu’au niveau du Moho s’observe une transition de 7 à 8 km/s (Figure 15).

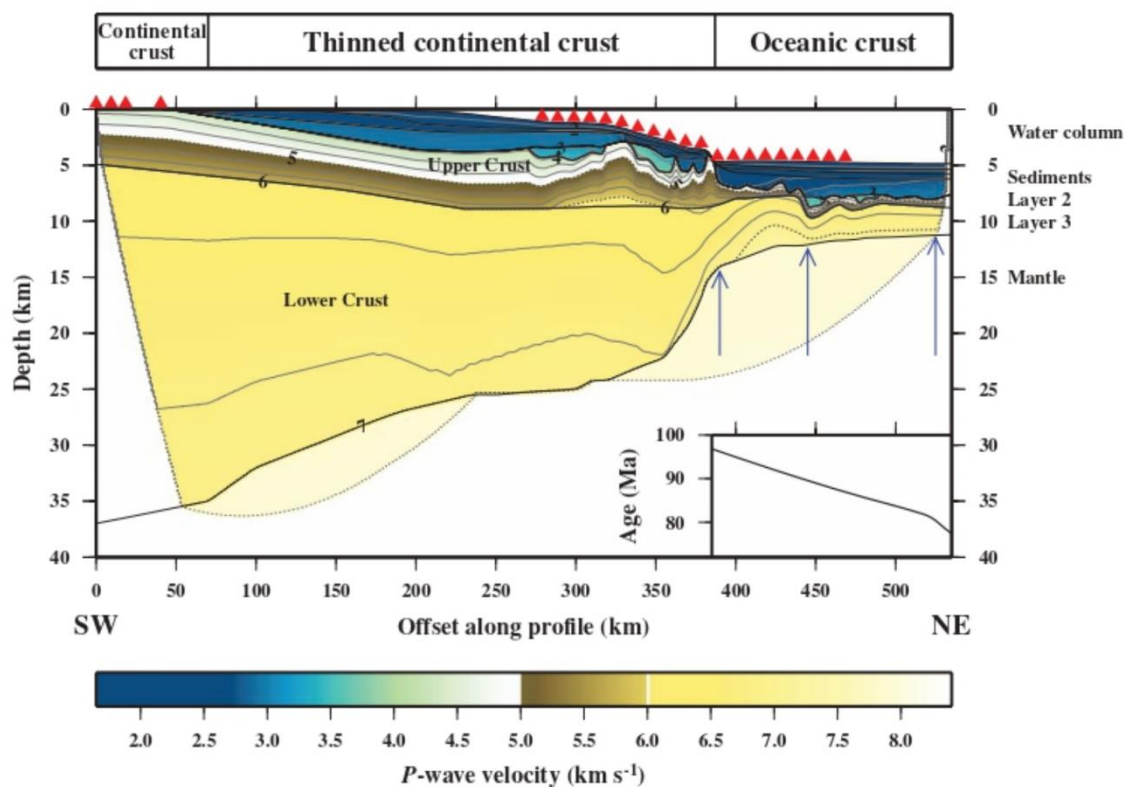


Figure 15 : Modèle de vitesse des ondes P le long d'un profil N-S allant du continent jusqu'au domaine océanique au Nord de la marge Nord du plateau Démérara. Les couleurs représentent les vitesses de propagation des ondes P dans le milieu. Les triangles rouges indiquent la position des récepteurs. Les lignes en noir avec des chiffres correspondent à des couches modélisées à partir de phases pointées dans les enregistrements. Localisation indiquée sur la figure 6. D'après Greenroyd et al. (2007).

VIII. Problématiques

A la lumière de ces différents évènements, plusieurs problématiques et verrous scientifiques ont été identifiés. Ces derniers serviront de ligne directrice et guideront ce travail de thèse :

- 1) Les données sismiques récentes montrent qu'une bonne partie de la croûte du plateau de Démérara est composée de SDRs (Reuber et al., 2016). Leur identification est principalement basée sur des critères géométriques. Comme nous l'avons décrit dans le chapitre 1, la nature des unités au sein des packages SDR peut être multiple. La première problématique est donc de déterminer le plus précisément possible la nature des unités SDR.

- 2) Ces SDRs reposent sur des unités dont les interprétations demeurent incertaines : *volcanic/igneous crust*, croûte continentale. La localisation même de la limite de la base SDR est incertaine. Il s'agit donc de déterminer précisément la localisation cette limite, de la caractériser (failles, discordance, dépôts successifs ?). Dans un deuxième temps, il s'agira de déterminer la nature et d'après ce résultat d'émettre des hypothèses quand la mise en place de ces unités sous-jacentes.
- 3) Reuber et al. (2016) mettent en évidence un amincissement vers l'Est des unités jurassiques. Mais finalement, les données profondes sont moins denses côté Est du plateau. Un des objectifs est donc de déterminer jusqu'où retrouve-t-on l'influence de la marge Jurassique (SDRs, unités profondes) ? La nature des unités change-t-elle latéralement ? Parallèlement on s'intéressera à leurs continuités éventuelles vers le plateau conjugué de Guinée
- 4) La récente étude de Reuber et al. (2016) propose pour expliquer les structures observées l'hypothèse d'une marge volcanique d'âge Jurassique, d'autres travaux (Greenroyd et al., 2008) proposent l'hypothèse d'une croûte continentale amincie. La compréhension des unités crustales par l'apport des nouvelles données permettra de résoudre ces questions. Parallèlement, Basile et al. (2020), tout comme Reuber et al. (2016) proposaient mais de manière différente l'hypothèse d'un point chaud pour expliquer les formations observées, peut-on apporter des éléments concernant ces hypothèses ?
- 5) La marge Jurassique ainsi formée est reprise ensuite au Crétacé lors d'une autre phase d'ouverture océanique. Quelle continuité y a-t-il entre le plateau de Démérara et ses marges conjuguées d'âge Crétacé ? Comment se sont initiées et formées ces limites de rupture entre ces différents plateaux désormais conjugués ?
- 6) Le plateau de Démérara est exceptionnel puisqu'il est bordé par trois marges différentes : Divergente Jurassique à l'Ouest, transformante-oblique Crétacé au Nord, et divergente Crétacé à l'Est. Comment se mettent successivement en place ces marges, quel est le rôle de l'héritage, quelle est l'influence du plateau sur la structuration des domaines océaniques adjacents ? Comment et à quel endroit se met

en place une marge transformante au sein d'une structure épaisse de nature possiblement volcanique ?

- 7) A la suite d'une caractérisation globale, par suite, est-il possible de reconstituer de manière relativement exhaustive l'histoire et l'évolution morpho-structurale du plateau de Démérara ?

- 8) Le plateau de Démérara fait partie de la catégorie des TMPs (Loncke et al., 2020). Est-il possible de mieux caractériser ce type de structure à l'aide de l'exemple de Démérara ? Peut-on identifier les causes de la formation de tels nœuds géodynamiques ? La structuration de ces objets (apparemment très souvent dans des contextes de marges volcaniques ; Loncke et al., 2020) est-elle particulièrement favorable à la mise en place de bordure transformante ? Ou bien ce dernier point résulterait-il plutôt préférentiellement de la localisation de ces marges, à la jonction de deux domaines océaniques présentant souvent des directions d'ouverture non colinéaire entre eux ?

La suite de ce manuscrit tachera de répondre à ces éléments.

Chapitre 3 : Données disponibles et méthodologie

Introduction

A ce stade du manuscrit, les questions scientifiques liées aux marges, particulièrement volcaniques et transformantes, et aux TMPs ont été présentées. De même un état de l'art concernant notre zone d'étude, le plateau de Démérara, a été réalisé, s'achevant sur les projets de la thèse en liant avec les problématiques identifiées et le contexte géologique. Afin de répondre à ces objectifs, plusieurs jeux de données ont été acquis, traités et interprétés. Les lacunes de données se situent particulièrement au sujet de la structure profonde des TMPs, dont le plateau de Démérara, et de la nature de ce domaine crustal profond.

L'acquisition et l'exploitation de données de sismique multi-trace (SMT) lourde et de sismique grand-angle permettent de lever ces zones d'ombre, il s'agit donc des données sélectionnées pour ce travail de thèse. Le jeu de donnée central de la thèse repose sur la campagne océanographique MARGATS (2016) réalisée spécialement afin de répondre à la thématique de thèse.

Ce chapitre présentera donc en détail les paramètres d'acquisitions de la campagne MARGATS, ainsi que les données obtenues. Un deuxième volet de ce chapitre consistera en la présentation des différents traitements appliqués à ces différentes données, avant de pouvoir les interpréter. Enfin, il sera introduit les données SMT mises à disposition par Total et exploitées dans leurs locaux pendant environ 10 semaines.

I. La campagne MARGATS

A) Le navire et les équipements scientifiques

La mission MARGATS (DOI : 10.17600/16001400) s'est déroulée à bord du N/O L'Atalante, armé par la société GENAVIR (filiale de l'Ifremer). La campagne a eu lieu du 21 octobre au 15 novembre 2016 au large de la Guyane et du Surinam. L'Atalante est un navire océanographique hauturier polyvalent de 84,6m hors tout (<http://www.flotteoceanographique.fr/La-flotte/Navires/Navires-hauturiers/L-Atalante>).

Les principaux équipements fixes utilisés lors de la campagne MARGATS ont été les sondeurs multifaisceaux (SMF) grand fond EM122 et petit fond EM710, et le sondeur de sédiment 2-5,5 kHz avec un système d'acquisition SUBOP.

Les équipements mobiles embarqués lors de la campagne MARGATS étaient le dispositif de sismique multitrace (SMT) et un ensemble de 80 stations sismologiques fond de mer (OBS - *Ocean Bottom Seismometers*), et un magnétomètre à effet *Overhauser*.

B) Objectif principal de la campagne

L'objectif principal de la campagne MARGATS de caractériser la structure profonde et l'évolution de la marge continentale au nord de la Guyane et du Surinam, et du plateau marginal transformant qui en fait partie, le plateau de Demara. Pour cela, deux types de sismique pénétrante ont été utilisées : la sismique multitrace (SMT) et la sismique grand-angle (Figure 1). En sismique grand-angle marine, la source s'éloigne ou se rapproche avec le bateau des récepteurs (OBS/OBH) qui sont, eux, posés au fond de la mer, permettant d'obtenir des réflexions et réfractions dites « grand-angle » (en référence à l'angle d'incidence). La sismique grand-angle est souvent mise en œuvre conjointement à la SMT lors d'acquisition sismique le long de profils 2D. A partir du temps de trajet des ondes réfractées et réfléchies grand-angle, on peut, par modélisation directe et/ou inverse, déduire l'épaisseur et les vitesses de propagation des ondes P (et S dans certaines conditions) dans les différentes couches du sous-sol. La sismique grand-angle est complémentaire à la SMT : premièrement, elle est plus pénétrante que la sismique réflexion verticale ou multitrace. Deuxièmement, elle est la seule technique géophysique qui permet d'aborder la nature de la croûte. Troisièmement, les modèles de vitesses peuvent être combinés avec les données de SMT pour convertir les coupes SMT-temps en des coupes SMT-profondeurs.

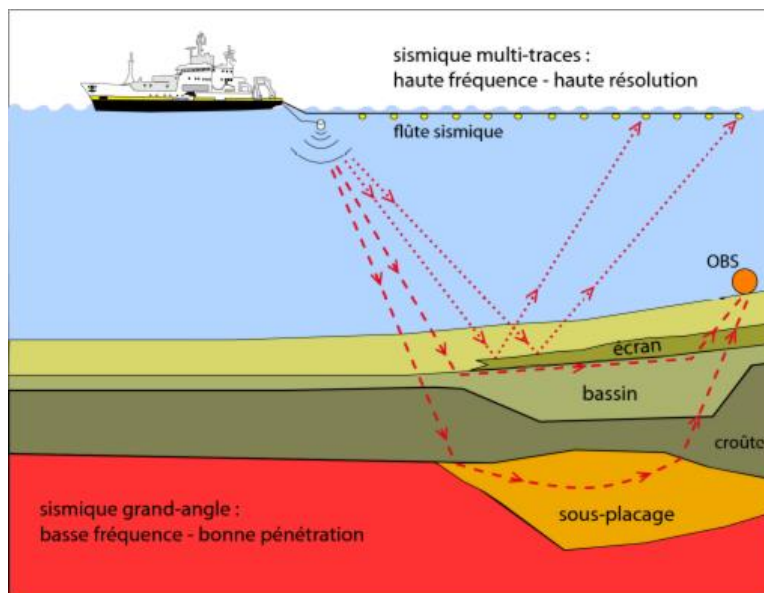


Figure 1 : Principe de la sismique multitrace et de la sismique grand-angle. Source : dossier de campagne MARGATS

C) Déroulement de MARGATS et cartes globales

Le Tableau 1 rend comptes des opérations réalisées lors de la campagne MARGATS. En particulier, ce tableau indique les différents noms des profils sismiques (réfraction et réflexion SMT) en accord avec les différentes opérations. Figure 2 correspond aux acquisitions sismiques MARGATS et Figure 3 montre les acquisitions bathymétriques MARGATS.

SEAL (seismic lab)	SolidQC	Wide-angle lines	MCS lines
Margats01.1	profil001	ligne OBS MAR-1	MAR001
Margats02.1	profil002		MAR002
Margats03.1	profil003		MAR003
Attention, due fo fishing operation, we had to divide profil003 in two: new profil003 and profil004 for SolidQC			
	profil003		
	profil004		
Margats04.1	profil005		MAR004
Margats05.1	profil006	ligne OBS MAR-2	MAR005
Margats06.1	profil007	ligne OBS MAR-4	MAR006
Margats07.1	profil008	ligne OBS MAR-3	MAR007

Tableau 1: Différents noms des profils sismiques correspondant aux données brutes du labo SMT, au contrôle qualité SolidQC, aux données grand-angle correspondantes, et le nom final des données SMT.

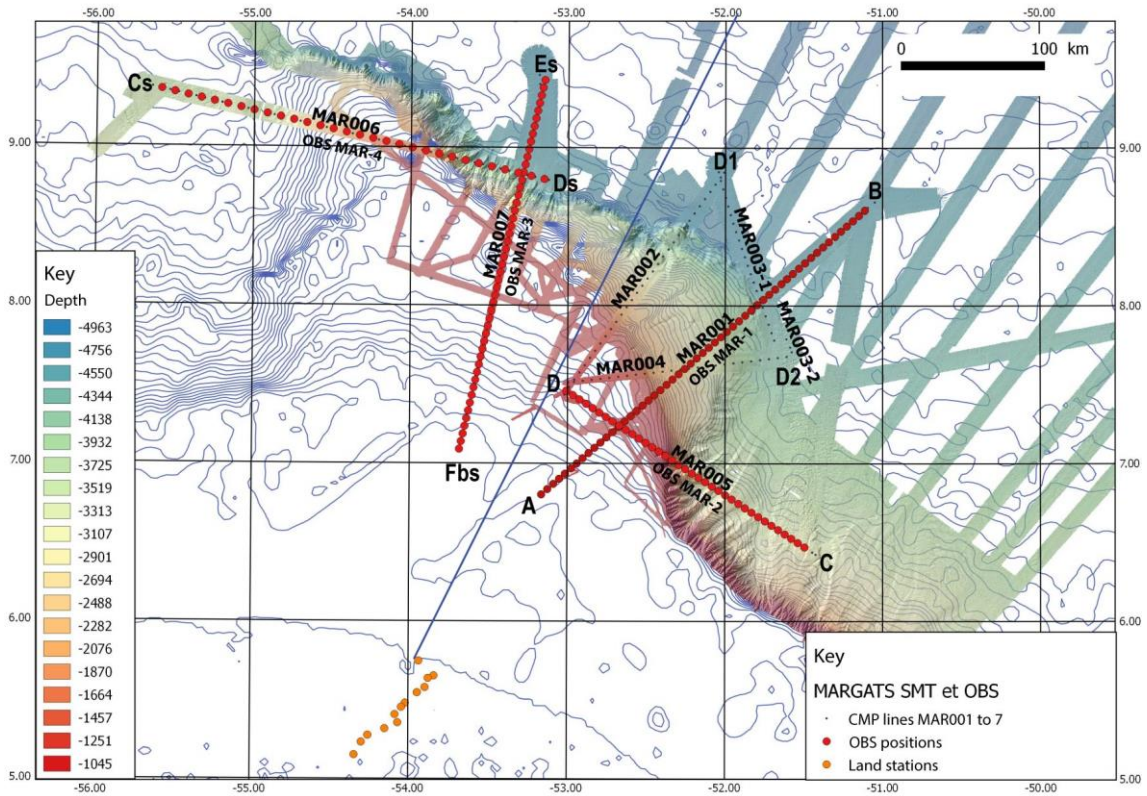


Figure 2: acquisitions sismiques MARGATS.

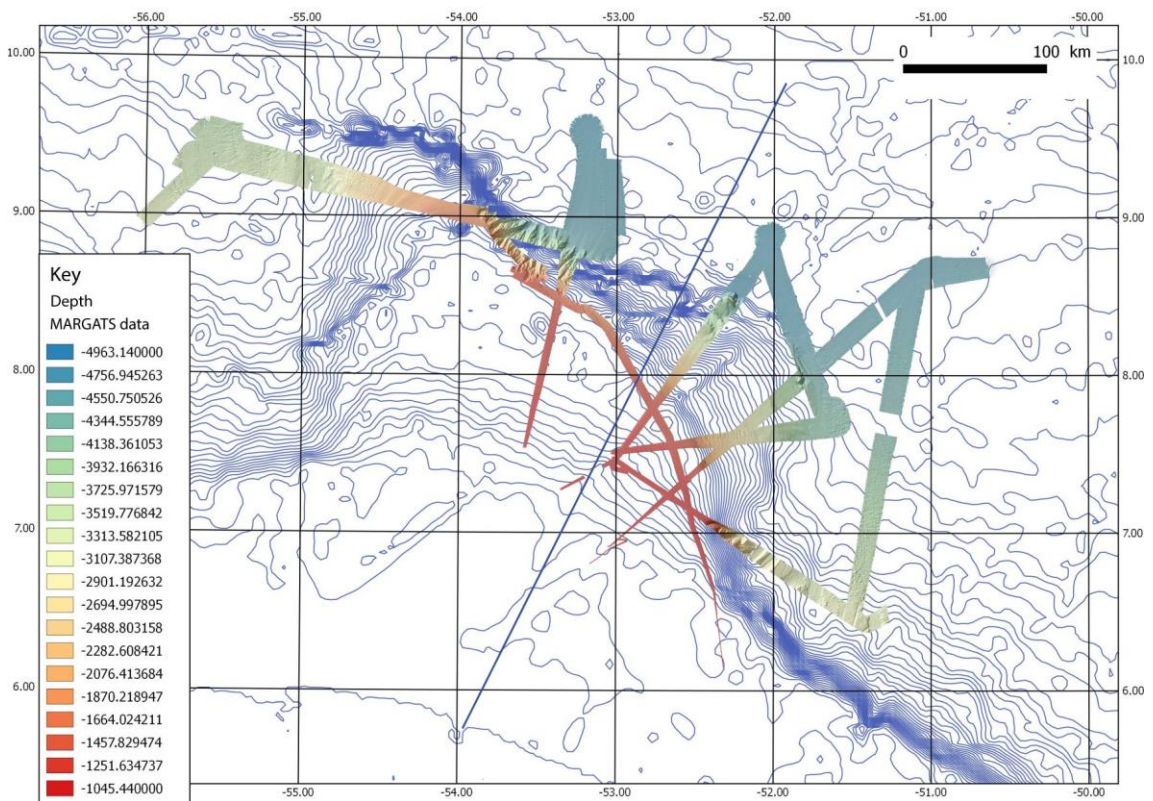


Figure 3 : acquisition bathymétrique MARGATS.

II. Acquisition Sismique Multitrace (SMT)

A) Paramètres d'acquisition

1) Le système multitrace IFREMER (SMT)

La sismique multi-trace de l'Ifremer (SMT) est un système mobile, entièrement conteneurisé (14 conteneurs 20' / 2 conteneurs 10' - poids total = 150 tonnes). Il comprend :

- un dispositif d'émission constitué d'un ensemble de canons à air (air guns) ;
- une flûte (ou streamer) de longueur 5 km, composée de 720 traces ;
- un système d'acquisition Sercel Seal 428.

2) MCS MARGATS : configuration

Pour MARGATS, des tirs puissants et riches en fréquence ont été favorisés pour permettre une pénétration du signal acoustique optimale. Ce choix offre de plus grandes possibilités de traitement des données (meilleures contraintes sur le modèle de vitesse, anti-multiples, etc...). La source puissante permet enfin d'acquérir de manière combinée les données sismiques grand-angle et MCS.

En raison de la perte d'une partie de la flûte durant un transfert par route (accident) avant la campagne, seulement 480 traces étaient disponibles pendant la campagne MARGATS.

3) Sources et Récepteurs des acquisitions SMT MARGATS

i) Configuration de la source :

La source choisie est une source relativement basse fréquence pénétrante. La source utilisée est constituée d'un ensemble de canons de volumes différents et de types différents, pour laquelle les canons sont répartis sur 2 lignes de tirs : bâbord et tribord (Figure 4).

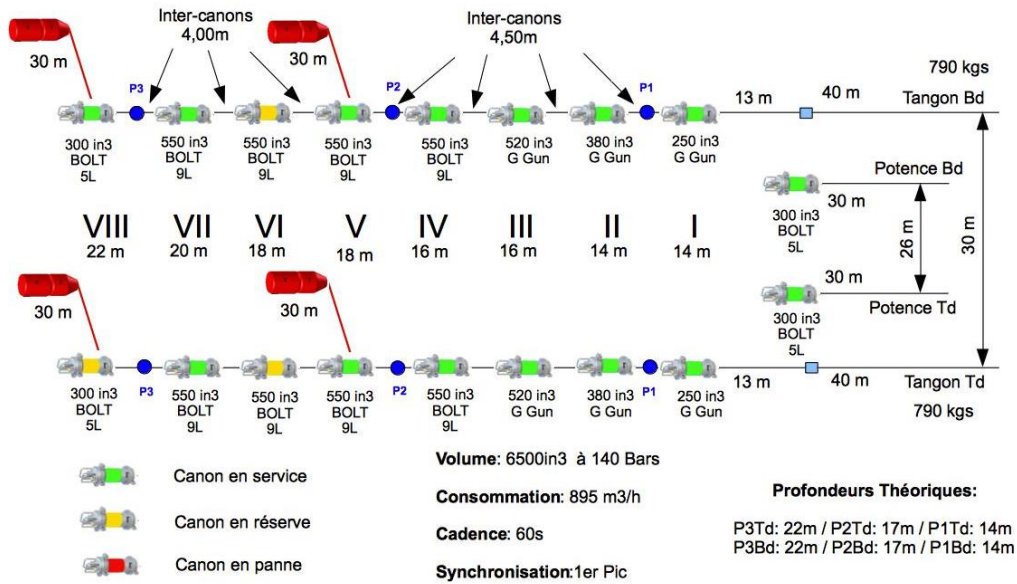


Figure 4 : Caractéristiques techniques de la source MARGATS ; seuls les canons en verts sont actifs, les autres servent de lest mais peuvent également remplacer le cas échéant un canon défectueux.

ii) Les canons :

Les canons sont des canons à air de type *Bolt* ou *G-Gun* (selon le constructeur) de différents volumes (Figure 5) et alimentés en air comprimé à 140 bars par des compresseurs fournis en électricité par le navire. Lors de la campagne, la source se situait en moyenne à 20 m de profondeur (profondeur entre 14 et 24 m entre les canons de tête et de queue).

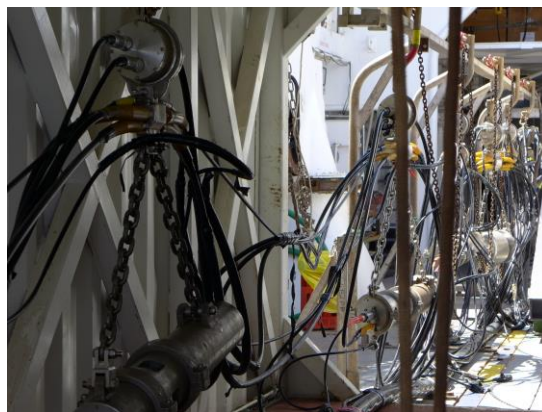


Figure 5 : Canons de la ligne bâbord remontée à bord pour la maintenance.

iii) Les compresseurs :

Ils servent à la production d'air comprimé (140 bars) permettant d'alimenter les canons. 2 types de compresseurs sont disponibles : Hamworthy 660m³/h (x1) et Hamworthy 300 m³/h (x2) pour une production d'air nominale de 1200 m³/h.

iv) Signal Source Far Field théorique :

L'équipe « source » de GENAVIR, à partir de cet assemblage de canons propose une modélisation du signal source (réalisée avec le logiciel Sisource) en supposant que les canons n'interfèrent pas entre eux (Figure 6).



Figure 6 : Signal théorique de la source MARGATS (far field) filtré

4) Récepteur : Flûte numérique solid marine Sercel 480 traces

i) Équipements de ponts – tourets :

Les éléments de flûte sont disposés sur 2 tourets (Figure 7) de mise en œuvre. Les rechanges sont stockés sur un 3ème touret. Le laboratoire d'acquisition est relié au touret par un câble de pont (longueur 80 m). Nous ne disposons pour MARGATS que de 1 touret est d'éléments de *spare*.



Figure 7 : Touret de flûte solide Sercel Sentinel.

ii) Configuration de la flûte MARGATS

La Figure 8 montre la configuration de la flûte durant la campagne MARGATS

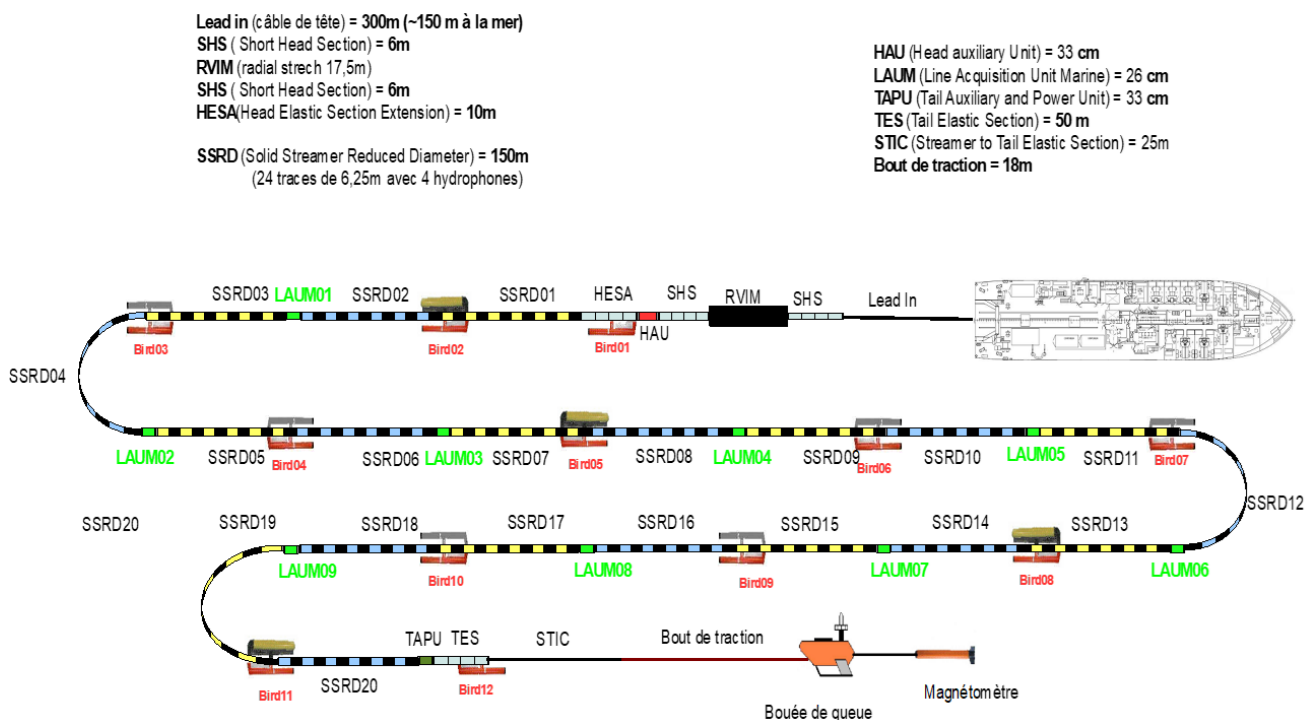


Figure 8: Composition de la flûte lors de la campagne MARGATS.

Le Bouée de queue tractée par la flûte, permet de positionner la queue du streamer. La bouée indique sa présence et position à l'aide d'un réflecteur radar passif, d'un feu à éclat, d'un transpondeur radar et d'un feu blanc fixe (engin remorqué).

Elle est équipée d'un récepteur DGPS (Ashtech DG14). Les corrections différentielles sont transmises par VHF depuis le navire.

Elle remorque par ailleurs un magnétomètre Seaspys placé à 50 mètres sur l'arrière de la bouée. L'immersion de la flûte est contrôlée à l'aide de 16 *birds* ION. Les *birds* sont répartis tous les 300 mètres le long de la flûte. Ils sont fixés par des bagues à ouverture/fermeture rapide

5) Système d'acquisition numérique et contrôles de l'acquisition

i) Données sismiques

L'électronique SMT comprend principalement:

Seal 428 server, station HP sous linux :

- la gestion et la mise en forme des données sismiques : format SEG-D,
- l'interaction avec les modules d'acquisitions.

DCXU(s) (Deck cable crossing unit):

- 1 coffret par streamer,
- acquisition des données du streamer, ^[1]_{SEP}
- alimentation HV(365V) du streamer.

LCI-428 (Line control unit) : acquisition des données de navigation (ECOS) et des canaux auxiliaires (AXCU)

AXCU 428 (Auxiliary channel unit) : numérisation des canaux auxiliaires.

Horloge GPS Meinberg : Serveur de temps GPS : synchro des données sismiques et de la navigation.

ii) Enregistrement des données

Les données sont enregistrées sur disque dur au format segd (1 fichier par tir) avec les caractéristiques suivantes :

Longueur d'écoute : RL = 20 s
Pas d'échantillonnage : rs = 2 ms
Format : segd

B) Sismique QC

1) Objectifs

Les données brutes sont intégrées au logiciel *solidQC*, développé à l'Ifremer, qui permet d'effectuer un contrôle qualité (QC) poussé des données, de corriger les données de navigation enregistrées par les différents capteurs de la chaîne d'acquisition, et de *binner* les données en regroupant les traces réfléchies sur une même portion de profil. Dans le détail, le passage sous QCsolid inclut les étapes suivantes :

- Contrôle de l'intégrité des données : capteurs de navigation, traces sismiques et traces auxiliaires ;
- Traitement des données de positionnement : calculs des positions réelles des sources et récepteurs pour chaque point de tir ; *binning* le long du profil avec le positionnement réel ;
- Prétraitement des données sismiques pour obtenir un fichier SEGY collections points de tirs renseignées des positions sources et récepteurs et des numéros de *bin* ; ces fichiers sont également fournis à l'équipe traitement comme points d'entrée du logiciel de traitement *GeoClusteur*, *GeoVation* ou *PROMAX*;
- *Stack* et migration à vitesse constante pour contrôle de l'intégrité des données de positionnement traitées ;
- Pointé du fond de l'eau sur la section migrée pour les besoins de l'analyse automatique du signal et du bruit.

2) Résultats

Nous présentons ici les lignes MAR001 et MAR005 obtenues après le traitement à bord, voir localisation sur la Figure 9.

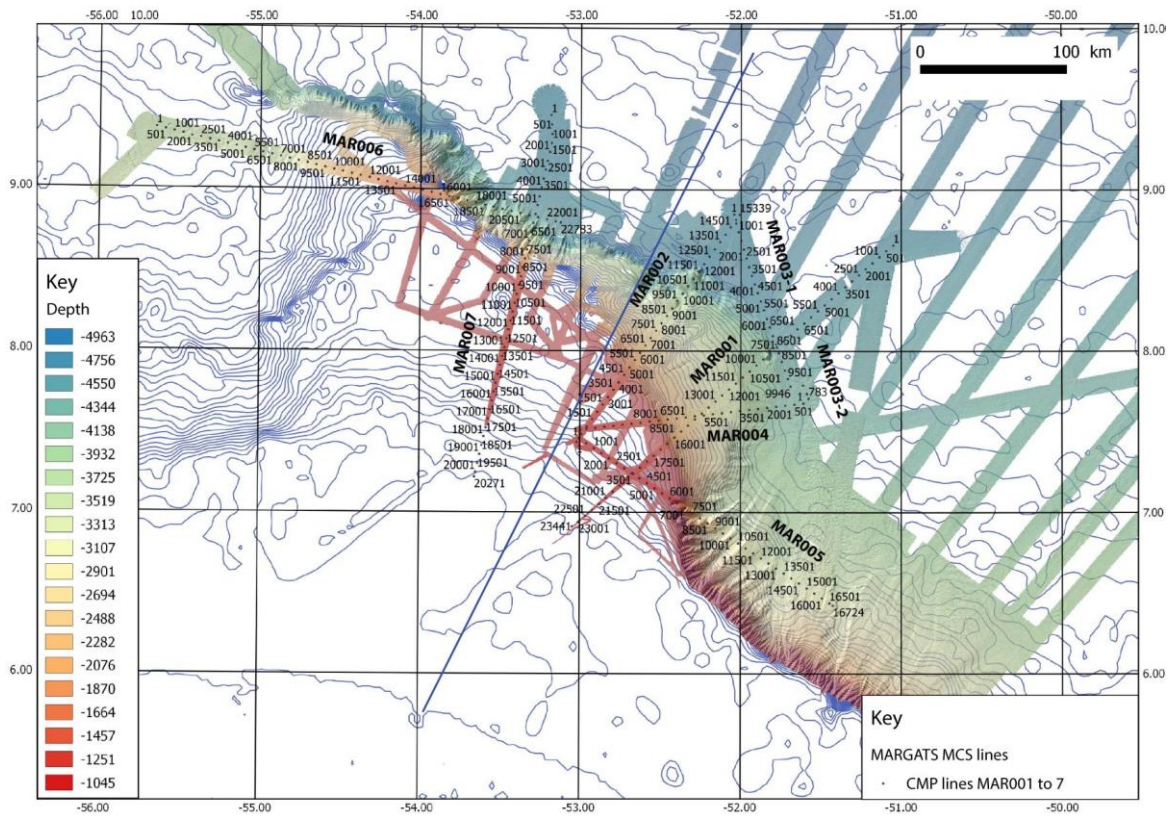


Figure 9 : Lignes SMT obtenues durant MARGATS.

Les deux Figures suivantes montrent les lignes MAR001 et MAR005 qui correspondent aux lignes OBS MAR-1 et MAR-2 traitées dans cette thèse (Figure 10 et Figure 11)

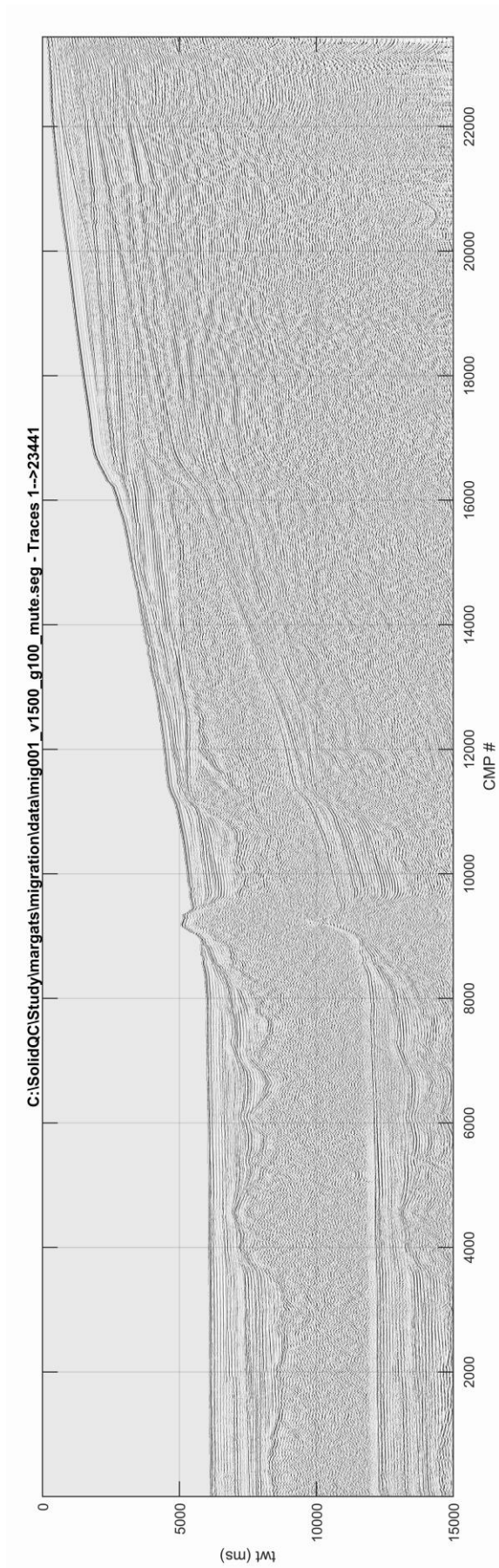
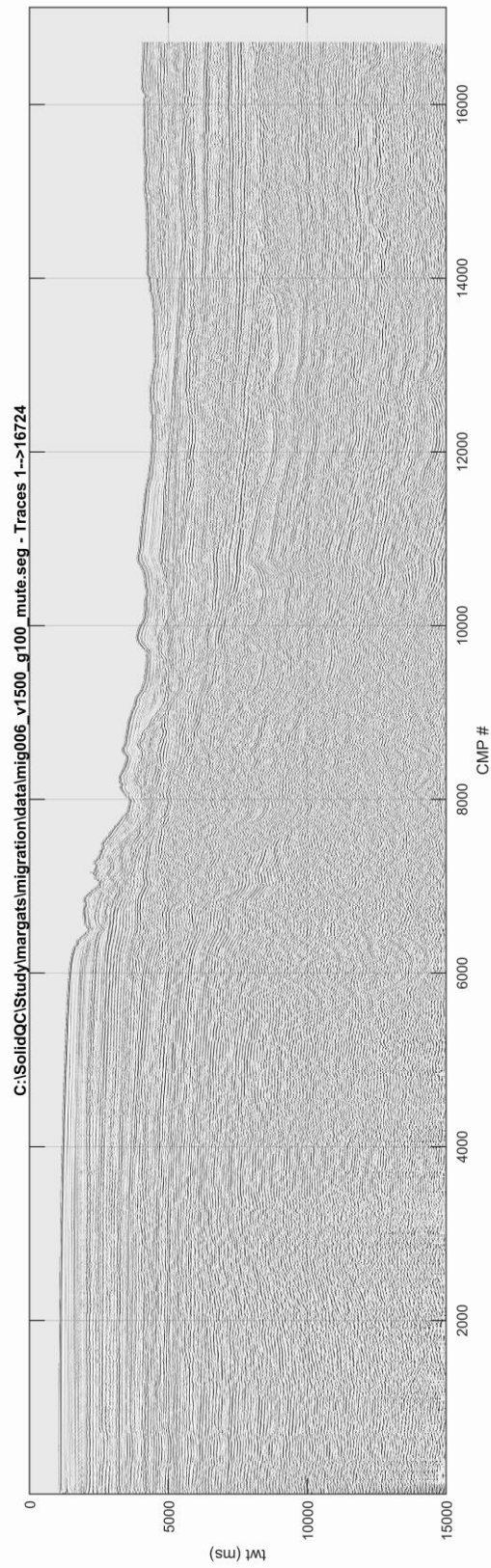


Figure 10 : MARGATS MCS line MAR001, stackée, migrée à vitesse constante 1500 m/s



SolidQC - Page #1/1 Scale:1/200000 Vert. exag.:5.3

Figure 11 : MARGATS MCS line MAR005, stackée, migrée à vitesse constante 1500 m/s

III. Acquisition Sismique grand-angle

A) MARGATS : Géométrie des acquisitions

Sur 7 lignes, 4 lignes de sismique grand-angle ont été acquises durant MARGATS. Au total, 171 OBS ont été déployés le long de ces lignes (Figure 12).

- OBS MAR-1: 55 OBS ligne orientée SO-NE, marge nord-est et plateau
- OBS MAR-2: 37 OBS ligne orientée NO-SE, marge Est et plateau
- OBS MAR-3: 49 OBS ligne orientée SSO-NNE, marge nord et plateau (Suriname)
- OBS MAR-4: 30 OBS ligne orientée ONO-ESE, marge nord-ouest (Suriname)

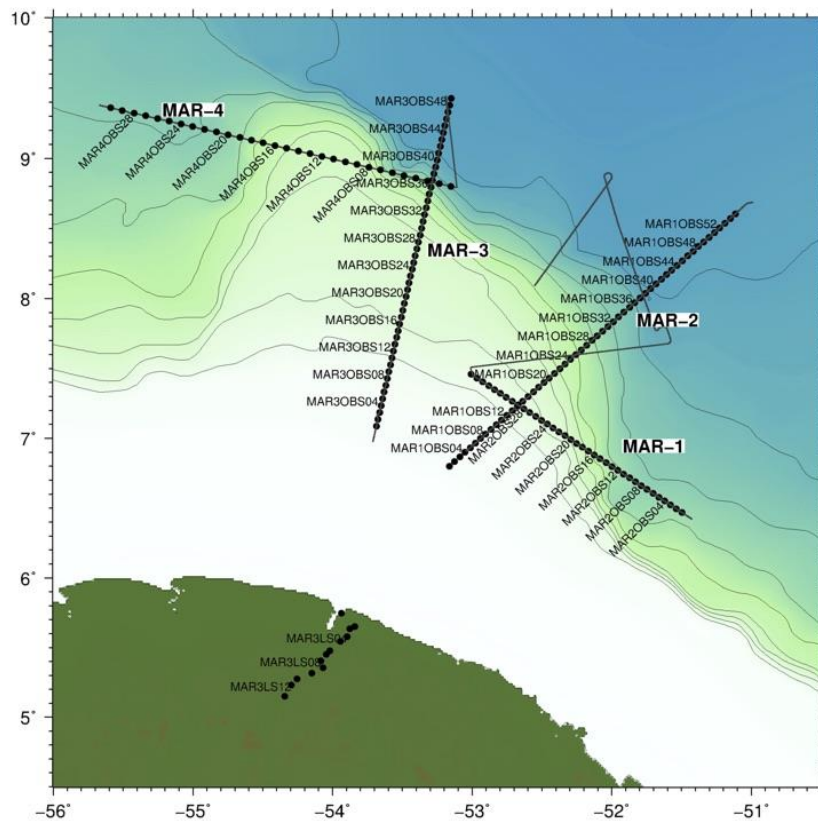


Figure 12 : Géométrie des quatre profils sismique grand-angle.

B) Récepteurs en mer : les MicroOBS+

L'électronique se situe dans une sphère de 17 inches. Le poids total est de 30 kg avec le lest. L'énergie, le stockage, la balise radio, les flashes sont aussi dans les deux demi-sphères. Les

MicrOBS+ sont alimentés par des batteries rechargeables qui évitent d'ouvrir la sphère à chaque déploiement. La récupération des données et la communication se font par un port USB 1.1 (Figure 13).

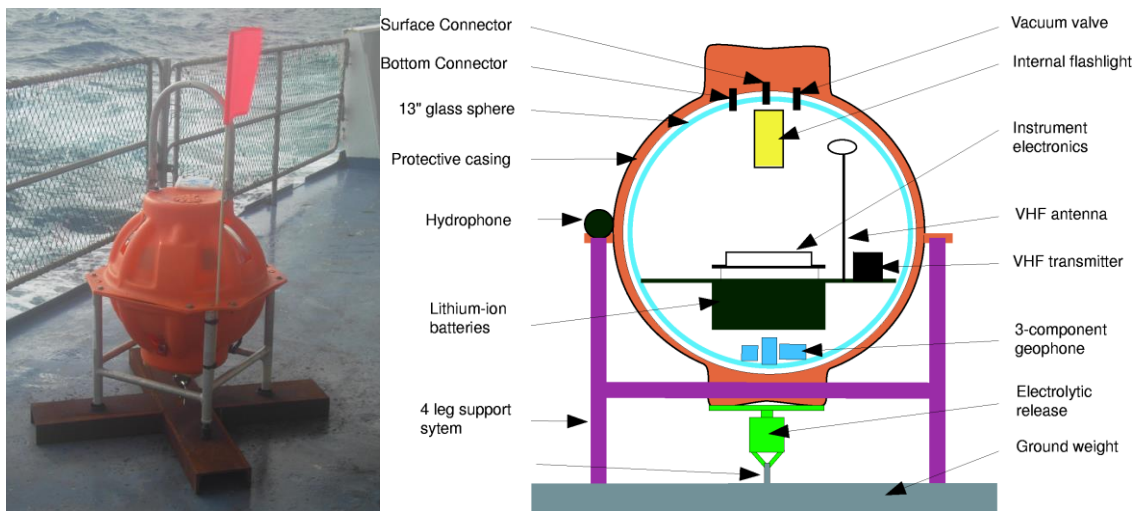


Figure 13 : Gauche : MicrOBS+ sur le pont de l'Atalante. Droite : schéma d'un MicrOBS.

C) Pré-traitement de données OBS

Le pré-traitement des données OBS inclue une correction de la dérive de l'horloge interne. Les positions des OBS sur le fond sont également déterminées en utilisant les arrivées directes des tirs proches de l'instrument. Le pointé de ces arrivées est réalisé sur les données non-filtrées, et les différences entre les arrivées théoriques et observées sont calculées pour les 100 positions d'une grille régulière formée autour du point de largage (Figure 14). La meilleure position (résidu le plus faible) est sélectionnée comme position initiale d'une grille plus fine.

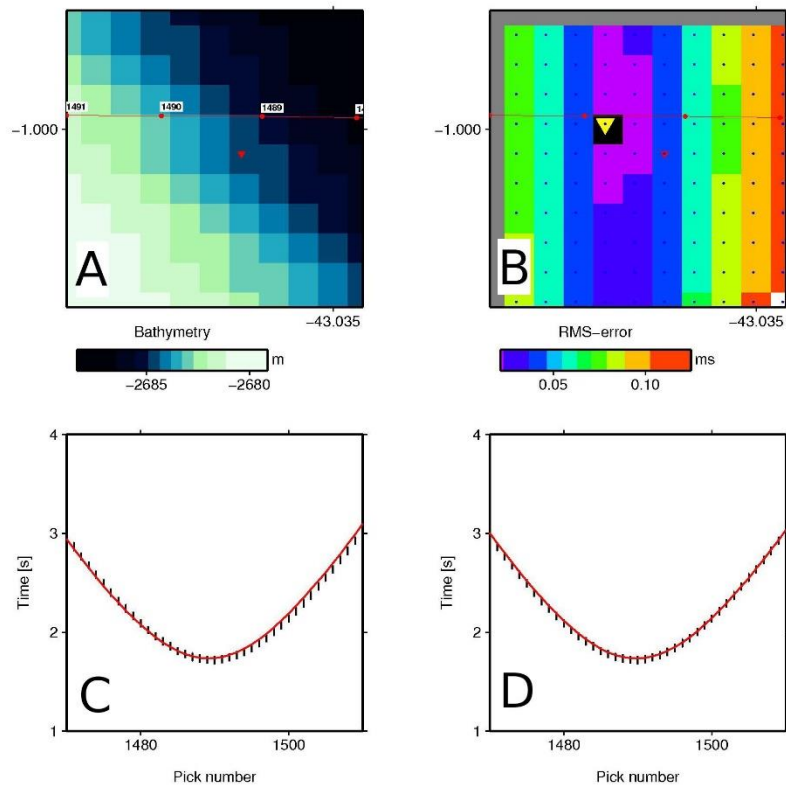


Figure 14 : Exemple de résultats de relocalisation d'un OBS sur le fond. (A) Profondeur de l'eau autour du point de déploiement. Les cercles rouges marquent les positions de tirs et les triangles inversés la position de déploiement. (B) Résidus entre temps d'arrivée pointés et prédits pour 100 positions autour du point de largage. Le triangle jaune marque la position relocalisée (résidu le plus faible). (C) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédits à la position de déploiement (ligne rouge). (D) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédits à la position relocalisée (ligne rouge)

D) Les données de navigation

Les données de navigation (temps et positions des tirs) utilisées pour créer les fichiers SEG Y proviennent des fichiers « ECO » créés par la centrale de navigation CINNA qui se base sur l'antenne GPS du navire et l'horloge. Le décalage de 40 ms entre la commande de tir et le tir réel est pris en compte lors de la transformation des fichiers PSEG en SEG Y. Les positions des tirs sont calculées par projection de la position de l'antenne GPS 81 m derrière le point central de la source sismique. Seuls les tirs associés aux profils OBS sont inclus dans les fichiers SEG Y. Les tirs des fichiers « ECO » sont donc sélectionnés et renumérotés pour éviter un redoublement des numéros dans les fichiers SEG Y (Figure 15 et Figure 16).

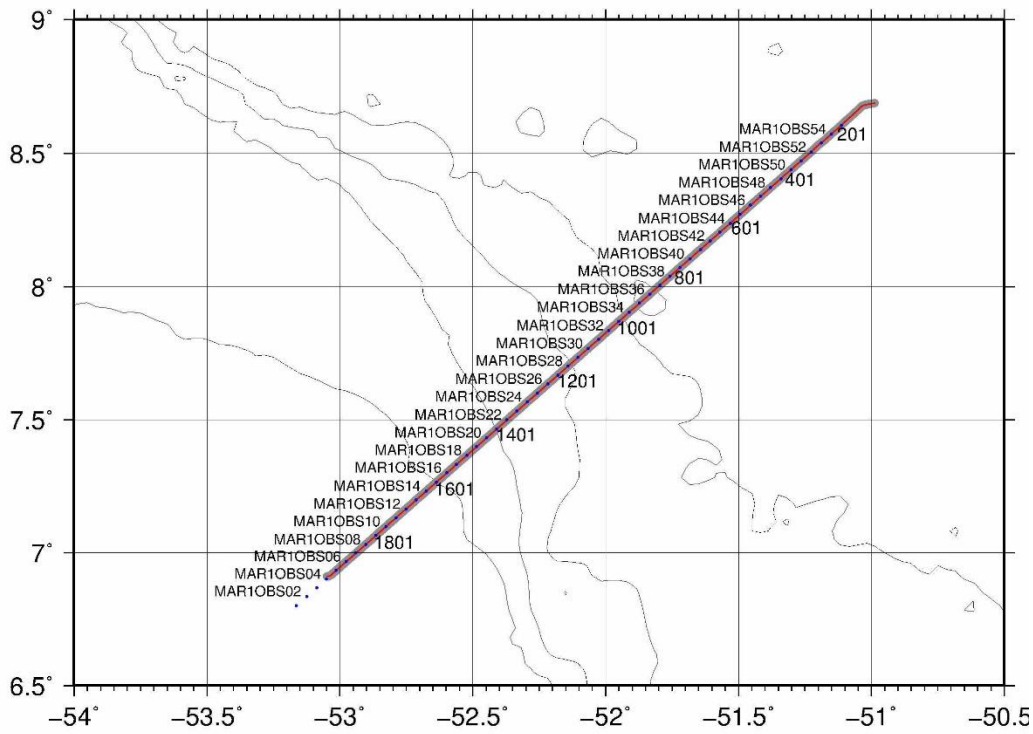


Figure 15 : Positions de déploiement des OBS et des tirs le long du profil OBS MAR-1

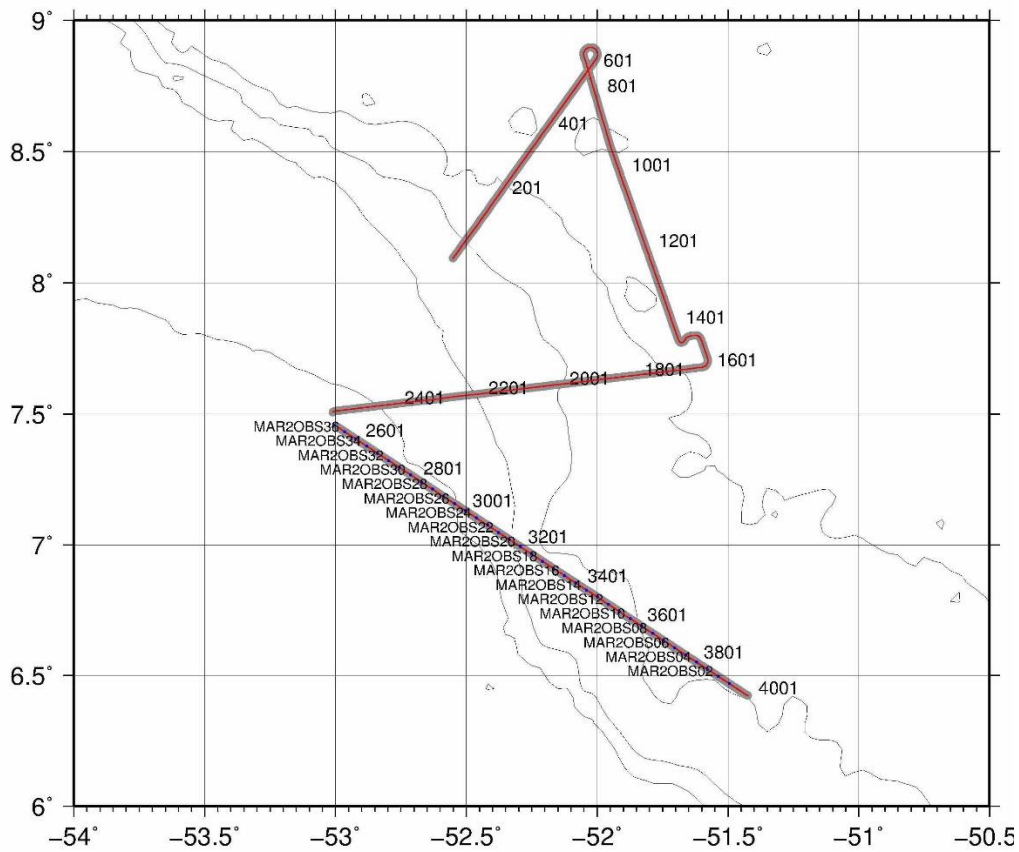


Figure 16 : Positions de déploiement des OBS et des tirs le long du profil OBS MAR-2

E) Description des lignes grand-angle

1) Ligne OBS MAR-1

L'ensemble des tirs sismiques et OBS forment un profil d'environ 170 mn, soit 313 km de long. Le premier tir débute à l'OBS01, à 50 mn de la côte guyanaise en allant vers le Nord-est pour finir à une position proche de l'OBS55. Au total, 1910 tirs ont été effectués sur le profil SMT MAR-001 correspondant.

	#tir*	Date	Heure	Longitude	Latitude
Premier tir	1	23/10/2016	16:44:00.000122	-50.9870	8.68686
Dernier tir	1910	25/10/2016	00:33:00.000122	-53.0485	6.91126

*Une sélection et une nouvelle numérotation des tirs ont été effectuées à partir des fichiers ECOS

Tableau 2 : Début et fin du profil OBS MAR-1

Les 55 OBS récupérés ont tous enregistré des données utilisables et de qualité similaire sur leur composante hydrophone et géophone. Nous montrons ici les sections de 3 OBS de la ligne OBS MAR-1 : OBS 5 (Figure 17), 31 (Figure 18), et 50 (Figure 19).

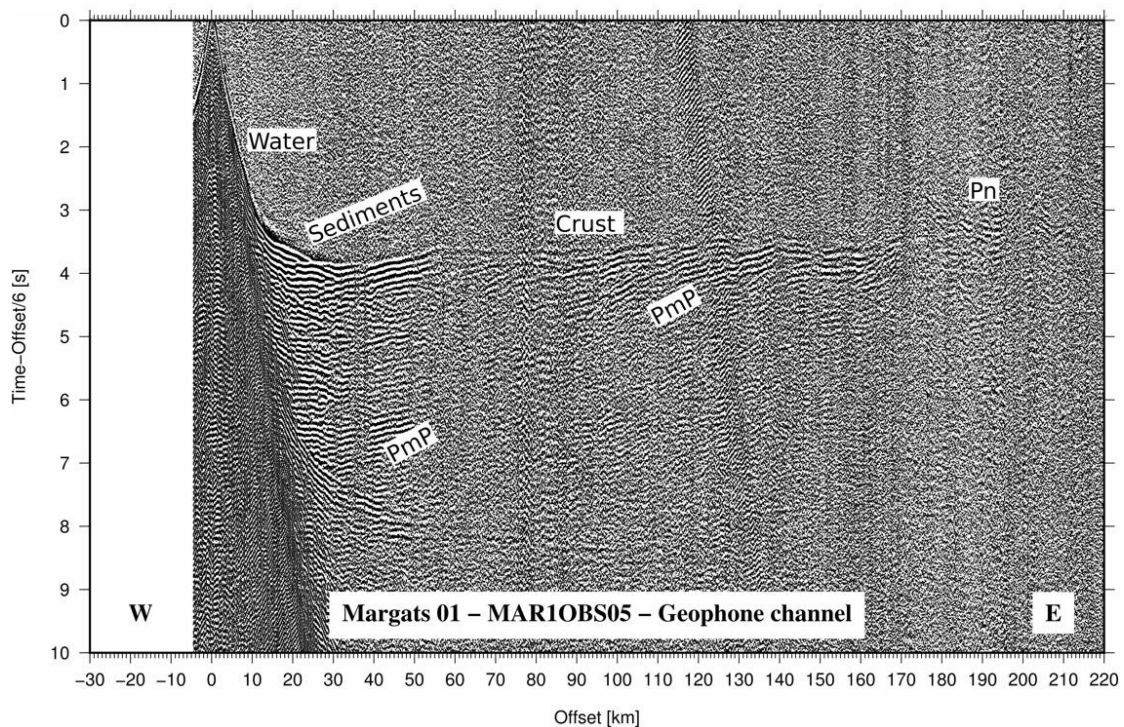


Figure 17 : section de MAR-1 OBS05, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.

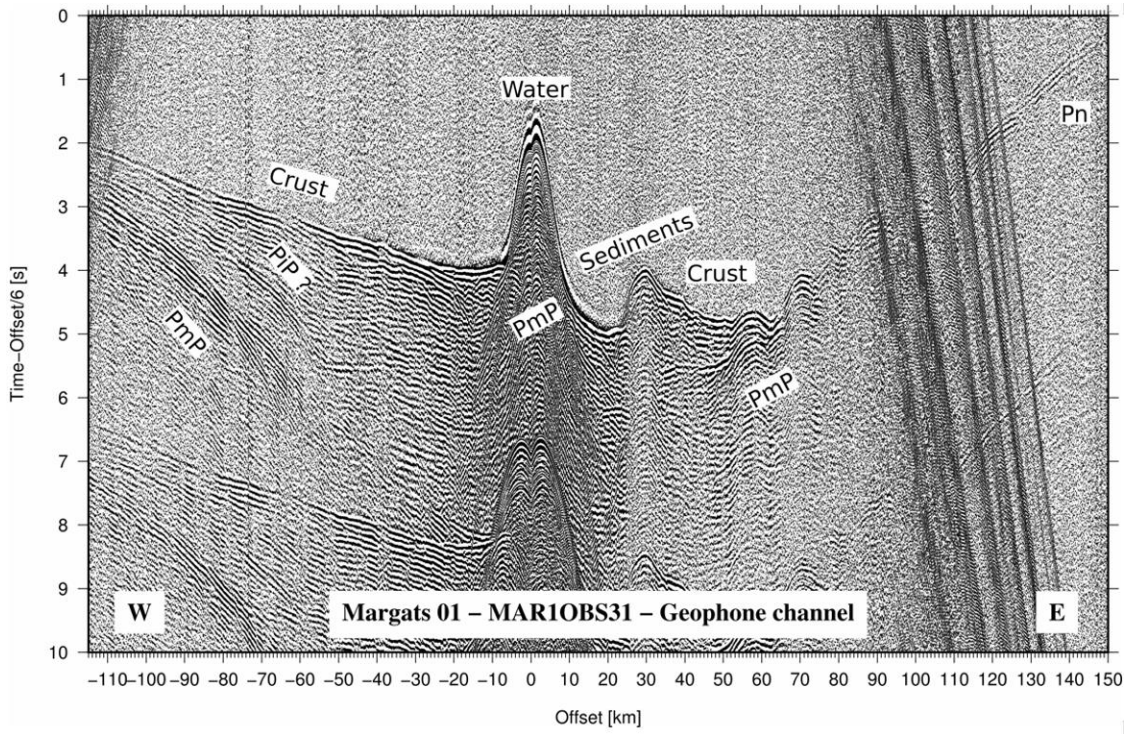


Figure 18 : section de MAR-1 OBS31, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.

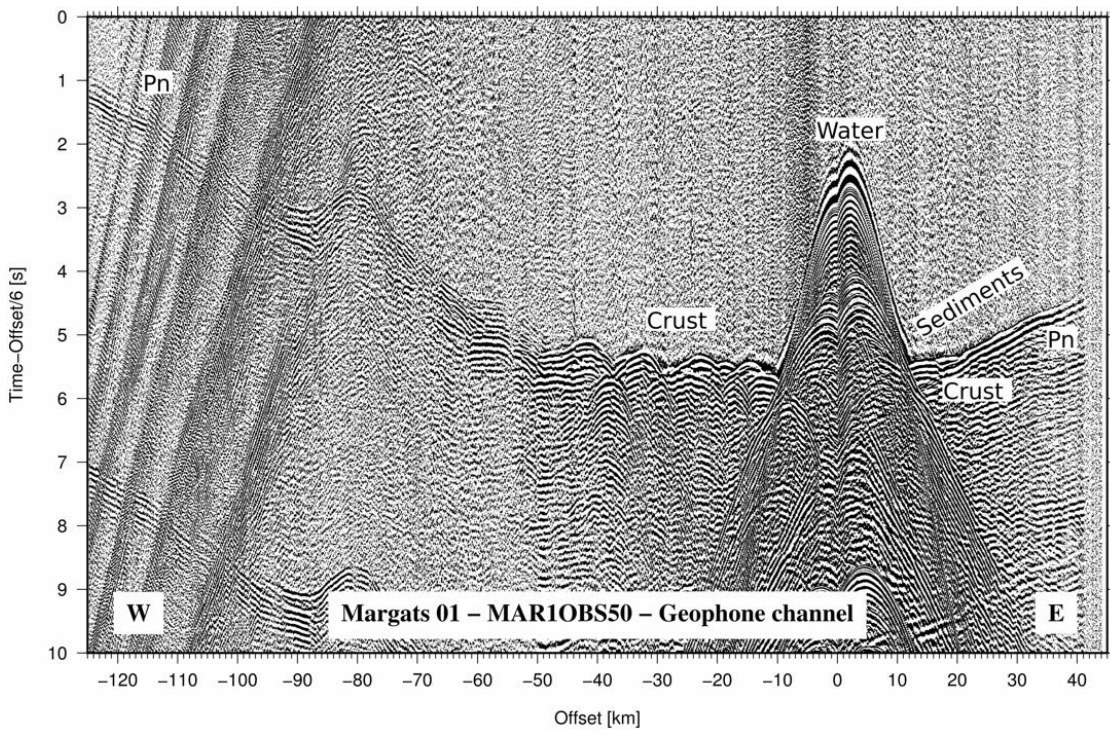


Figure 19 : section de MAR-1 OBS50, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et un gain proportionnel à la distance.

2) Ligne OBS MAR-2

Le profil OBS MAR-2 a une direction est-ouest. 37 OBS y ont été déployés avec un espacement régulier de 3 mn. Le Tableau 3 donne le début et fin du profil Margats-2. Les tirs sismiques situés sur le profil lui-même et les OBS forment un profil d'environ 110 mn soit 205 km de long. 4008 tirs ont été effectués sur ce profil, dont 1461 sur le profil SMT MAR-005 correspondant.

	#tir*	Date	Heure	Longitude	Latitude
Premier tir	1	29/10/2016	20:01:00.000122	-52.5506	8.09344
Premier tir MAR-2	2547	01/11/2016	03:37:00.000122	-52.9944	7.45208
Dernier tir	4008	02/11/2016	03:58:00.000122	-51.4241	6.42302

*Une sélection et une nouvelle numérotation des tirs ont été effectuées à partir des fichiers ECOS

Tableau 3 : Début et fin du profil OBS MAR-2

Les 37 OBS récupérés ont tous enregistré des données utilisables et de qualité similaire sur leur composante hydrophone et géophone. Nous montrons ici les sections de 3 OBS de la ligne OBS MAR-2 : les OBS 02 (Figure 20), 14 (Figure 21), 34 (Figure 22).

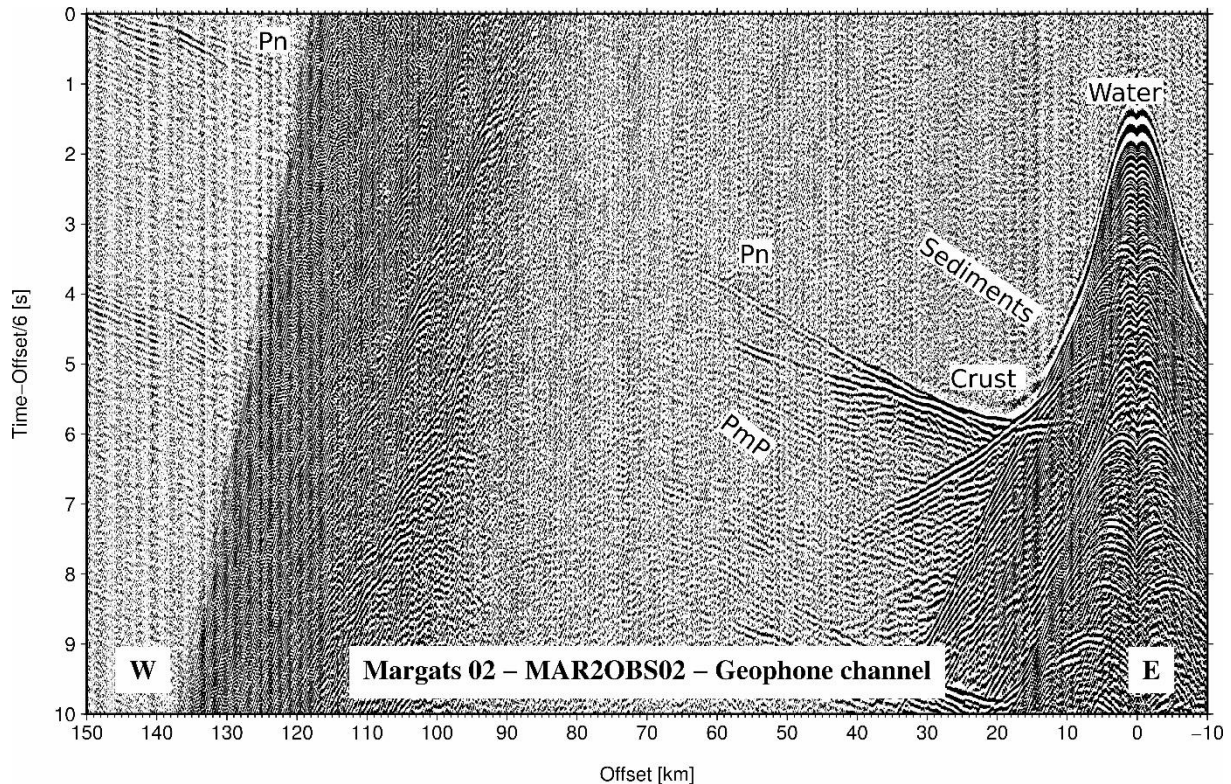


Figure 20 : section de MAR-2 OBS02, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.

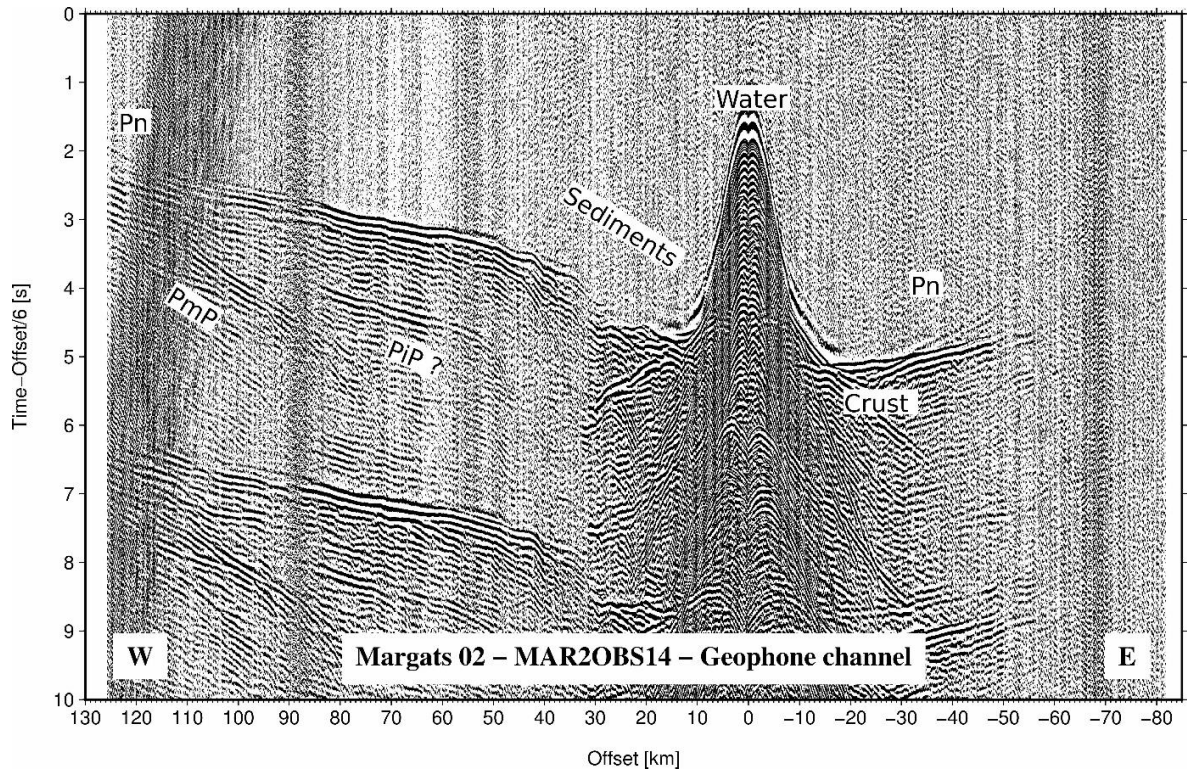


Figure 21 : section de MAR-2 OBS14, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.

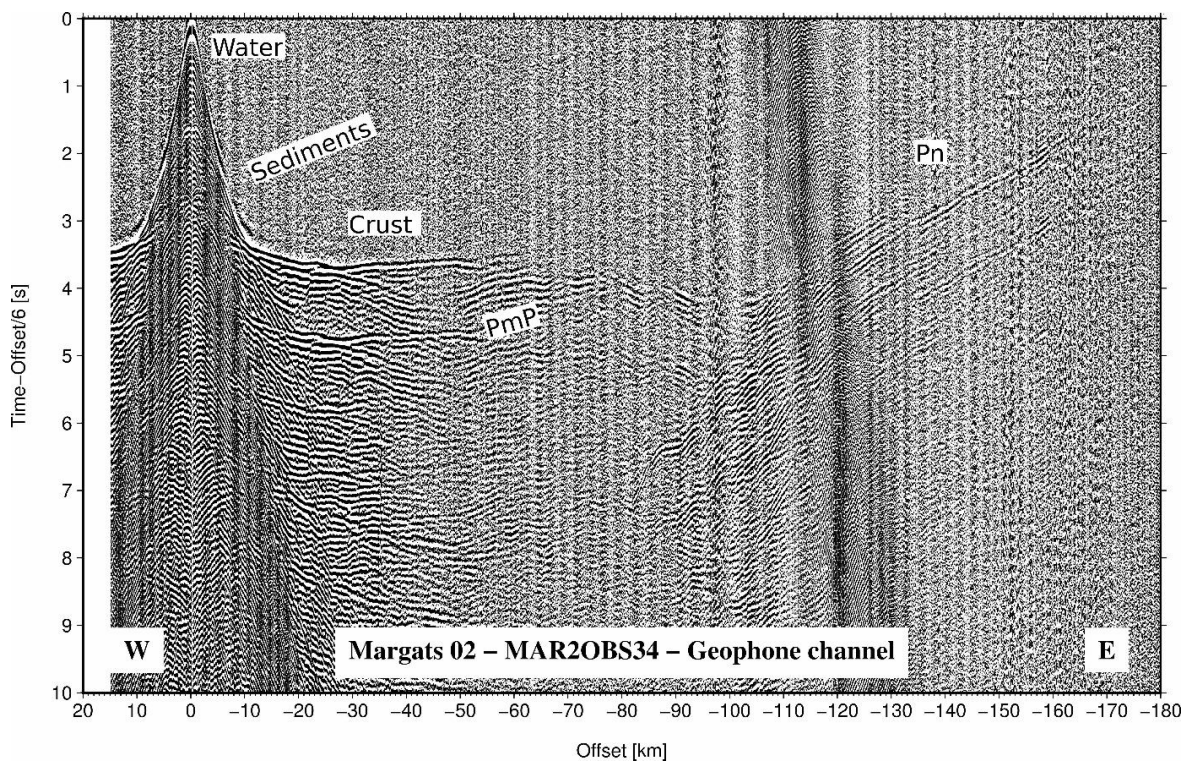


Figure 22 : section de MAR-2 OBS34, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance source-récepteur.

L'ensemble des données OBS de la mission est accessible par ce lien DOI :

<https://doi.org/10.17882/79396>

F) Modélisations tomographiques (FAST)

La tomographie sismique se base sur la relation qui existe entre le jeu de données constitué par les temps de trajet des premières arrivées et une information quantitative du milieu en l'occurrence la vitesse des ondes P. La capacité d'un modèle à rendre compte des données observées est estimée à partir de la différence entre les temps de trajets calculés dans ce modèle et les temps de trajets observés (δt). On cherche à minimiser cet écart en modifiant un modèle initial. La nature non linéaire du problème tomographique implique d'utiliser une approche itérative permettant de le linéariser. A chaque itération, la résolution du problème se fait en deux étapes. Dans un premier temps on utilise un modèle initial discrétisé sur une grille uniforme à maille carrée dans laquelle on calcule les temps de trajets théoriques des ondes par la technique des différences finies (Podvin & Leconte, 1991). Puis, en accord avec le principe de Fermat, les trajets des rais ayant le temps minimum sont déterminés en suivant le gradient de temps le plus fort du récepteur à la source. On obtient ainsi les temps théoriques associés aux premières arrivées dans le modèle de vitesse : c'est la résolution du problème directe. On calcule ensuite la différence de temps entre les temps théoriques et observés. La seconde étape est la résolution du problème inverse qui consiste à minimiser les résidus des temps de trajets projetés le long de la trajectoire des rais en faisant varier le modèle initial. Cependant, comme les rais sont des courbes de faible épaisseur, le code FAST (Zelt and Barton, 1998) interpole les valeurs autour de la rai afin de lisser le modèle. Ces contraintes sont exprimées en termes de rugosité (i.e. dérivées spatiales de second ordre). La résolution du problème inverse consiste donc à minimiser une fonction coût contenant à la fois les temps résidus et les différents paramètres de mesure de la rugosité et permettant de calculer une perturbation que l'on ajoute au modèle initial pour calculer un nouveau modèle. Ce processus est réitéré n fois. A partir du moment où la racine des moindres carrés est inférieure à l'erreur assignée aux pointés, les itérations suivantes conduisent uniquement au lissage du modèle

Pour toutes les lignes OBS, les positions des OBS ont été projetées le long de grands cercles avec les débuts et fins indiquées dans le Tableau 4. Les premières arrivées ont été pointées de manière semi-automatique. Des simples modèles avec un gradient constant sous le fond ont été utilisés comme modèles initiaux. Une grille de 1000 m est définie pour la résolution

du problème direct. Les résultats présentés correspondent aux modèles obtenus après 5 itérations. Le nombre total de pointés, le RMS et le Chi2 finaux sont indiqués dans le Tableau 4.

OBS line	Beginning	End	# picks	chi2	RMS
OBS MAR-1	-53,4918	-51,2337	48441	5,2	180
	6,5123	8,499			
OBS MAR-2	-51,4948	-54,1775	28873	3,3	145
	6,4692	8,2195			

Tableau 4 : Coordonnées de début et fin de profil, le numéro de pointées et le chi2 final correspondant aux modèles préliminaires de vitesse des ondes P pour les lignes OBS MAR-1 and OBS MAR-2 obtenues avec le code FAST (Figure 23 et Figure 24)

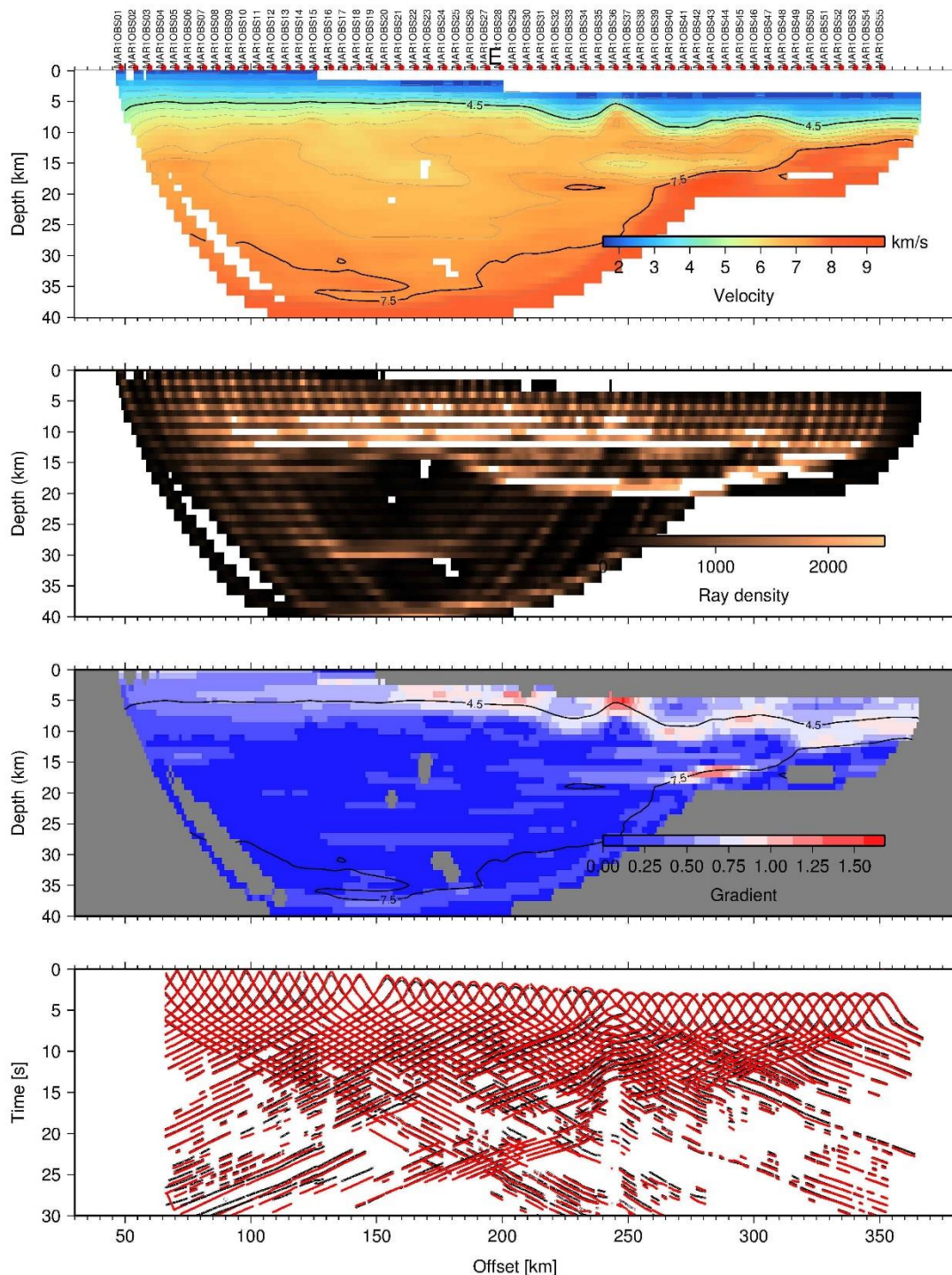


Figure 23 : (a) Modèle préliminaire de vitesses d'onde-P du Profil OBS MAR-1 issues d'une inversion tomographique des premières arrivées. Contour intervalle est de 0.25 km/s. Les contours 4.5 et 7.5 km/s sont représentés en gras. (b) Densité des rais dans le modèle tomographique MAR-1. (b) Densité des rais dans le modèle tomographique. (c) Gradient des vitesses du modèle tomographique (d) Écart entre les pointés effectués dans les sections des OBS (points rouges) et les arrivées prédites par le modèle (points rouges).

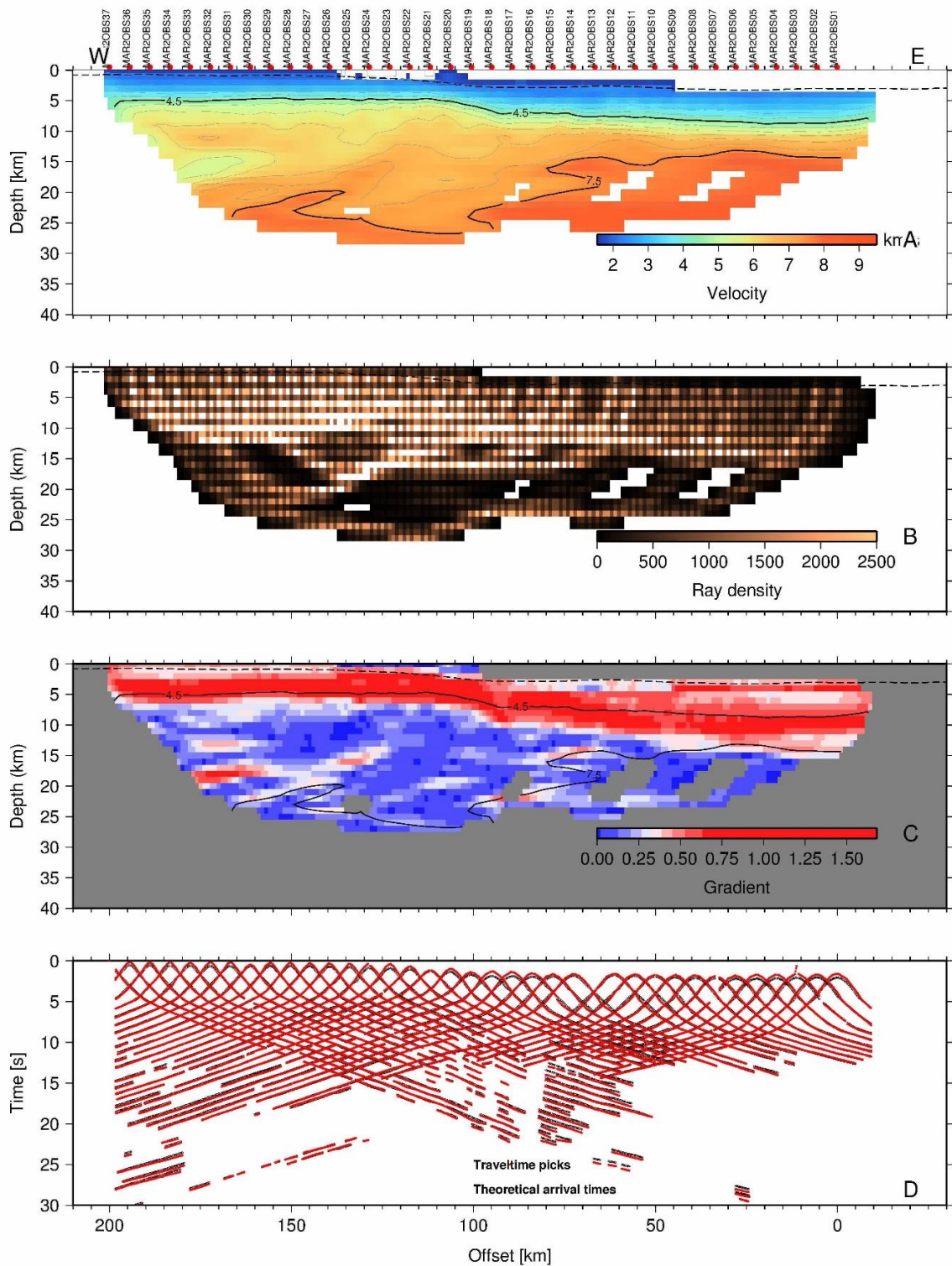


Figure 24 : (a) Modèle préliminaire de vitesses d'onde-P du Profil OBS MAR-2 issues d'une inversion tomographique des premières arrivées. Contour intervalle est de 0.25 km/s. Les contours 4.5 et 7.5 km/s sont représentés en gras. (b) Densité des rais dans le modèle tomographique MAR-2. (b) Densité des rais dans le modèle tomographique. (c) Gradient des vitesses du modèle tomographique (d) Écart entre les pointés effectués dans les sections des OBS (points rouges) et les arrivées prédites par le modèle (points noirs).

G) Traitement spécifique des profils OBS MAR-1 et OBS MAR-2 : modélisation forward

1) Traitement de la sismique réflexion MARGATS et modélisation type RayInvr : forward

- Traitement MCS

La deuxième phase se déroule à terre, et consiste à effectuer une modélisation plus poussée de manière à obtenir un modèle de vitesse plus détaillé. Ce travail se divise en deux étapes : le traitement de la SMT, et l'utilisation de ces premiers résultats pour débiter une modélisation fine des données grand-angle. Cette phase a été réalisée en partie au sein des locaux de GéoAzur à Sophia-Antipolis et en partie en interne à Ifremer, sur deux solutions au fonctionnement similaire : *GeoVation* et *PROMAX*.

Le traitement de la SMT est composé de plusieurs phases majeures qui sont :

- Correction NMO (normal move out), qui rectifie le retard dû à la distance croissante entre la source et les récepteurs.
- Analyse de vitesse avec : stack et migration à vitesse constante puis variable. Il peut y avoir plusieurs analyses de vitesse de façon à filtrer au mieux les données.
- Migration, utilisant les données de vitesse pour convertir l'axe des ordonnées de temps en profondeur.

Cette partie du travail n'a pas pu être achevée de façon optimale, raison pour laquelle les résultats obtenus ne seront illustrés qu'en annexe.

- Modélisation

La phase de modélisation à terre n'est pas vraiment semblable à celle réalisée à bord. La différence majeure réside dans le nombre de pointé utilisé : dans la modélisation présentée précédemment, seules les premières arrivées étaient utilisées. Dans cette seconde phase, il s'agit de prendre en compte toutes les phases possibles, et notamment les phases réfléchies.

2) Pointé des données OBS

Le pointé des phases s'effectue sur des logiciels permettant la visualisation et le picking des données : Seismic Unix, OpendTect, Rayinvr. Il est nécessaire de définir une méthode de

visualisation utilisant une distance en fonction d'un temps réduit. De cette façon, les coefficients directs des courbes à un point (X,Y) du graphique, c'est-à-dire leur pente, correspondent à une vitesse en distance/temps. Les changements de pente correspondent donc à un changement de vitesse de propagation des ondes P, et délimitent différentes phases (Figure 25). Sur les enregistrements OBS, il convient de pointer ces différentes phases en les dissociant. Nous choisissons d'utiliser une réduction du temps par 6, l'intérêt d'une telle visualisation est de mettre à l'horizontal les vitesses de 6 km/s et donc de différencier rapidement les unités crustales des unités sédimentaires. Ce volet est décrit plus en détail dans le chapitre 4, accompagné des étapes de modélisation nous ayant permis de produire deux modèles de vitesse.

MARGATS MAR02, OBS 14

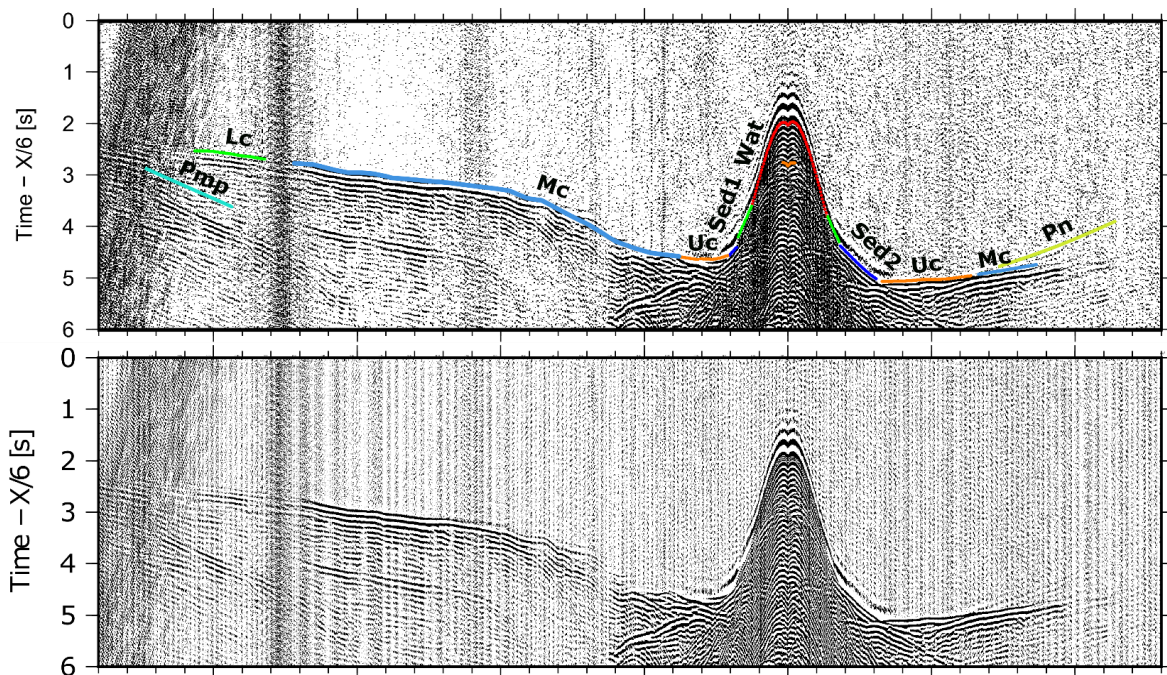


Figure 25 : Exemple de pointé sur l'OBS 14 de la ligne OBS MAR-2. L'échelle horizontale représente la distance source-récepteur (km) et l'échelle verticale en temps réduit, vitesse de réduction 6 km/s (sec). Sur le panneau du haut, les phases pointées. Wat : Fond de l'eau. Sed1 : Ondes réfractées issues de la phase sédimentaire 1. Uc : Réfractées Upper crust. Mc : Réfractées Middle Crust. Lc : Réfractées Lower crust. Pn : Réfractées sur le Moho. Pmp : Réfléchies sur le Moho.

3) Élaboration du modèle de vitesse

Le principe de la modélisation grand-angle est donc de construire un modèle de vitesse. Pour ce faire, il faut commencer par modéliser la couche la moins profonde, qu'il faut ajuster grâce à une simulation d'arrivée d'ondes sur cette couche numérique, aboutissant donc à un enregistrement OBS modélisé. Il faut ensuite comparer l'enregistrement réel avec l'enregistrement modélisé, et corriger le modèle afin de diminuer l'écart le plus possible. C'est une méthode dite « d'essai-erreur ». Cet écart est visualisé par une différence en temps d'arrivée et est nommé « erreur quadratique moyenne » (*Root Mean Square* – RMS). L'objectif premier est donc de faire diminuer le plus possible la valeur du RMS. Une fois la couche superficielle callée, il faut ensuite faire de même pour la couche inférieure, et ainsi de suite du haut vers le bas jusqu'à l'obtention du modèle complet.

Afin d'avoir des premières indications nous permettant de caller les premières couches, nous utilisons la bathymétrie et la sismique réflexion. L'utilisation de ces données permet de définir une structure superficielle relativement précise et réduit donc le temps de modélisation des couches les plus superficielles.

4) Contrôle et ajustement du modèle de vitesse, résolution

Afin réaliser un modèle à la fois le plus exact possible sans surinterprétation des données, il convient d'associer ce résultat initial à d'autres jeux de données et de procéder aux ajustements nécessaires. La plupart de ces moyens de comparaison sont décrit au sein du chapitre 4, lors de la description de la modélisation des profils MAR01 et MAR02 (localisation en Figure 27). Toutefois, un de ces outils importants n'y est pas évoqué, et sera donc présenté ici.

Modélisation Monte Carlo

Une vérification additionnelle pour les modèles de vitesse consiste en un calcul des erreurs sur un grand nombre de modèles perturbés, une analyse Monte-Carlo (Loureiro et al., 2016). L'algorithme mesure ensuite la différence (en termes de RMS) entre le modèle final et perturbé, pour montrer ce qui correspond le mieux aux données brutes. Ce procédé permet donc de déterminer s'il existe des modèles de vitesse qui expliquent mieux les pointées que le modèle final. Cette opération va être effectuée des centaines de milliers de fois, à chaque fois avec des

perturbations aléatoires. Cela permet de calculer la fiabilité des différentes couches et nœuds dans le modèle final. A partir de ceux points, deux grandes parties du modèle vont être mis en évidence :

Les zones optimales où la modélisation n'a pas trouvé, ou très peu, de meilleurs modèles. Cela se traduit par une valeur proche de 0 sur la Figure 26.

Les zones présentant une possibilité de variabilité. Ces portions du modèle sont moins certaines, et l'utilisation des seuls RMS révèle que d'autres modèles, potentiellement sont possibles. Il s'agit en général de zones profondes et au bord du profil. Les variations possibles révélées par la modélisation Monte-Carlo peuvent être négatives ou positives. Pour que le modèle de vitesse soit considéré comme valide, il faut qu'il y ait un équilibre entre les variations positives et négatives. Dans le cas d'une zone où la variation ne peut être que négative, il faudra par exemple changer le modèle pour diminuer la vitesse à cet emplacement. Un équilibre entre les variations positives et négatives permet en revanche d'interpréter que notre modèle est un des modèles possibles, mais qu'il convient toutefois de confirmer à l'aide d'autres données.

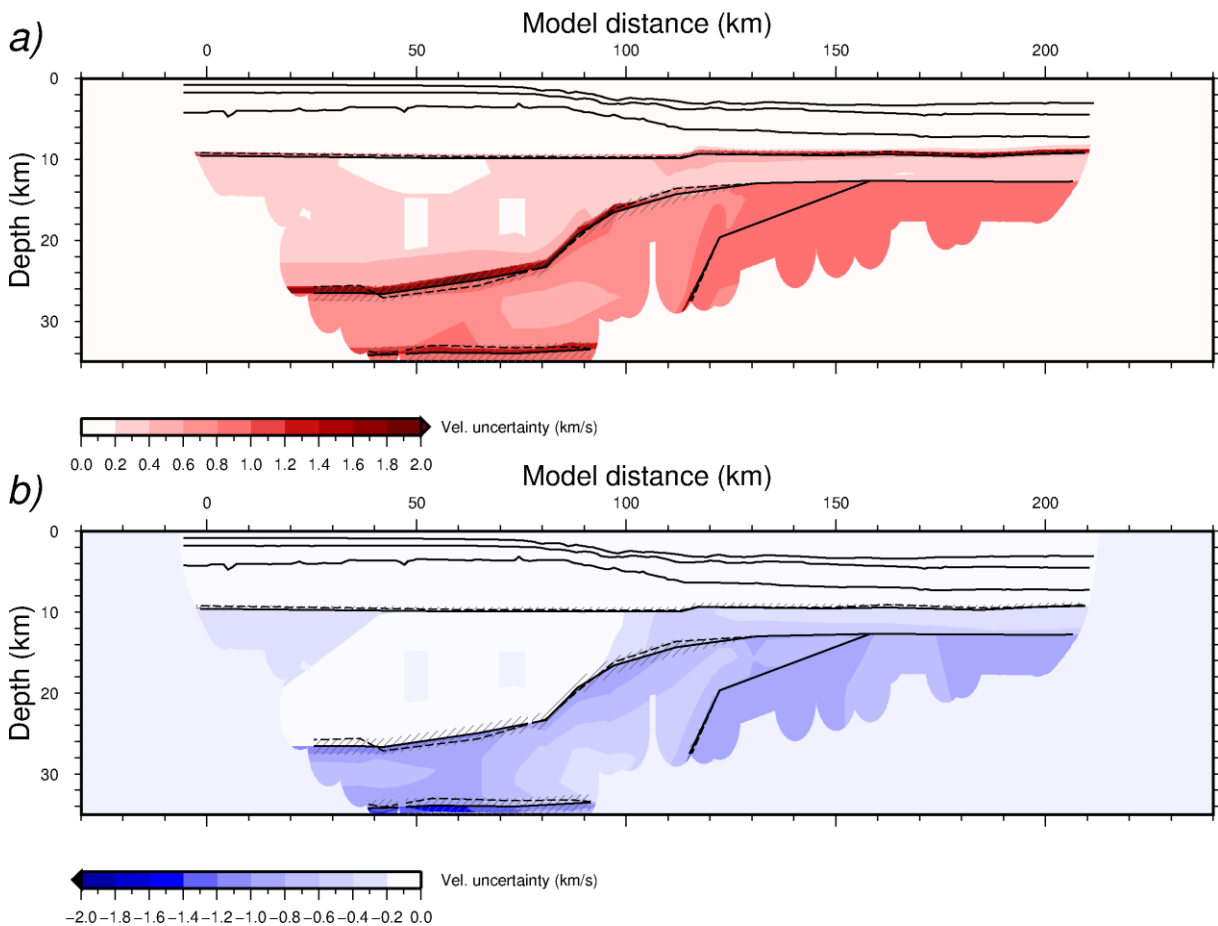


Figure 26 : Exemple de modélisation Monte-Carlo du profil MAR02, localisé en figure 27. a)

Incertitude positive des vitesses. b) Incertitude négative des vitesses de ce modèle. Cette valeur est calculée sur la base d'une moyenne incluant les valeurs du modèle testé et de 100 000 autres modèles de vitesse, proche du modèle de départ mais incluant au moins une légère variation de vitesse. Une incertitude nulle indique qu'aucune simulation n'a montré de meilleur résultat. Une incertitude de vitesse élevée indique qu'il existe d'autres valeurs de vitesse pour lesquelles l'erreur RMS serait égale à celle du modèle testé, voir meilleure. Les zones colorées montrent donc des zones du modèle où il existe plusieurs possibilités, qui devront être examinées grâce à d'autres méthodes. Les zones les plus incertaines du modèle sont principalement localisées dans le domaine très profond. L'incertitude est relativement bien équilibrée (celle négative est relativement de même importance que celle positive), et plutôt faible en moyenne (peu d'incertitudes supérieures à 0,5 km/s) ce qui signifie que ce modèle est satisfaisant.

IV. Autres données SMT

Lors de ce travail de thèse, nous avons eu accès à plusieurs jeux de données mis à disposition par Total au sein de leurs locaux. Trois jeux de données différents étaient présents :

- Les données ION GXT (en rouge sur la figure 27), de qualité exceptionnelles, sont présentes dans l'Ouest du plateau, et possède des orientations globalement perpendiculaire aux marges Ouest et Nord. Ces profils sont coupés à 16 secondes TWT et permettent d'imager toute la structure crustale. Deux de ces profils ont déjà été publiés (voir figure 7a et 7b ; Reuber et al., 2016).
- Les données CGG (en bleu sur la figure 27) sont constituées de profils de bonne qualité coupés à 8 secondes TWT, ce qui permet d'imager le toit des premières unités crustales mais pas leur base. Ce jeu de donnée image l'Ouest du plateau
- Les données Fugro (en vert sur la figure 27) sont composées de profils coupés à 12 secondes TWT, peu espacés entre eux (5 km par endroit) et localisé dans l'Ouest du plateau. Aucun de ces profils ne recoupe de profils GXT, mais c'est le cas avec quelques profils CGG.

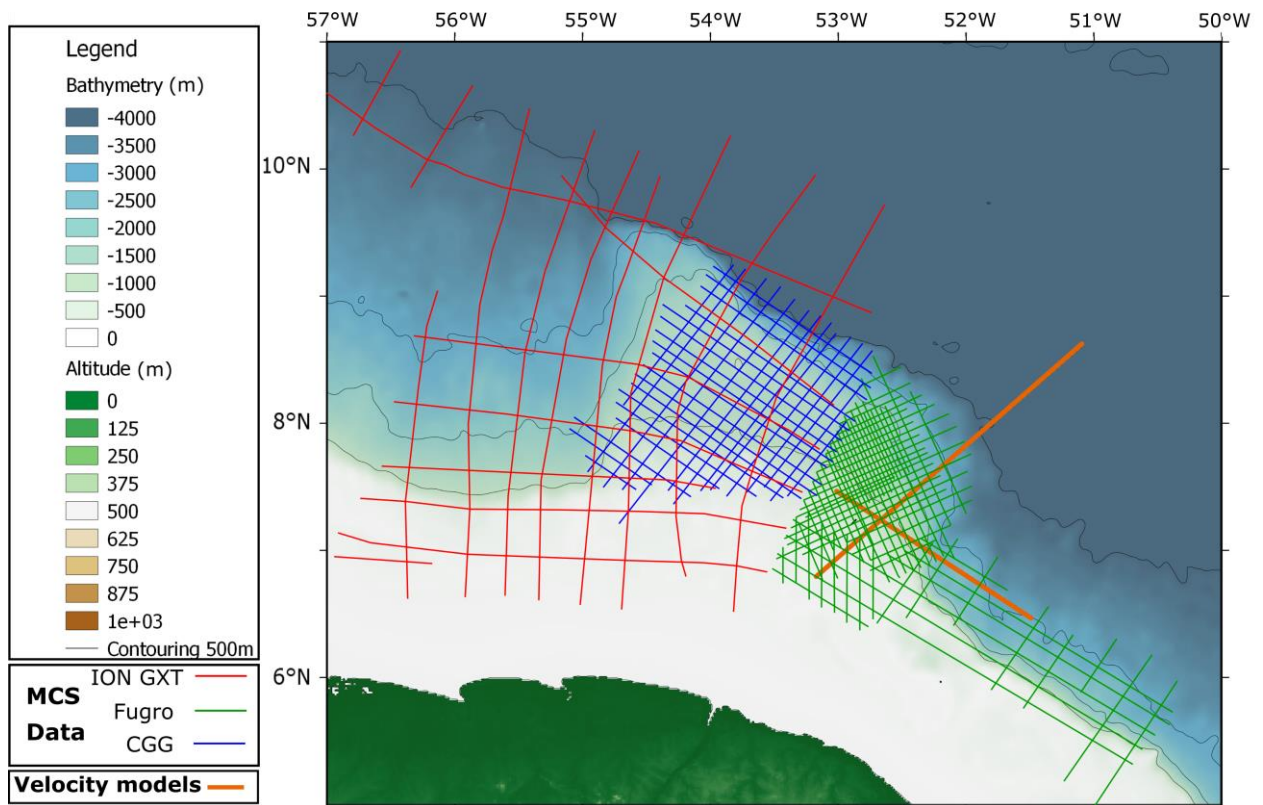


Figure 27 : Localisation des données SMT accessibles lors d'une mission de 9 semaines dans les locaux de Total. Les profils de couleur orange localisent les deux modèles de vitesse réalisés pendant cette thèse.

L'interprétation de ces données sera présentée en chapitre 4 et 5. Parallèlement, nous avons eu un bref accès à plusieurs profils SMT sur le plateau Guinéen (localisation en figure 7 du chapitre 5).

Chapitre 4: Deep structure of the Demerara Plateau: from a volcanic margin to a Transform Marginal Plateau

Introduction de l'article

Après avoir présenté les problématiques liées aux marges et aux TMPs, le contexte géologique de la zone d'étude ainsi que les données accessibles et la méthodologie suivie, il est désormais temps d'exposer le travail de cette thèse. Celui-ci a consisté en l'exploitation des données présentées lors du précédent chapitre. Parmi les questionnements majeurs de cette région, celui de la nature des unités les plus profondes et leur organisation étaient au cœur de nos préoccupations. En effet, seul un modèle de vitesse, réalisé sur un profil globalement N-S dans l'Ouest du plateau (Greenroyd et al., 2007) apportait des éléments pour quantifier la vitesse de propagation des ondes au sein de la croûte et présentait des conclusions discutables sur la structure profonde en désaccord avec les résultats des publications les plus récentes basées sur des données de sismique réflexion industrielles (Reuber et al, 2016).

Un des apports majeurs de ce projet est donc l'acquisition et l'exploitation de deux nouveaux profils de sismique grand-angle dans l'Est du plateau MAR01 et MAR02, orientés respectivement NE-SW et E-W.

D'autre part, le but de ce travail était d'intégrer ces données de vitesse aux autres données disponibles qui illustrent soit la géométrie des unités (données de sismiques réflexion coïncidente académique et industrielle), soit nature de croûte, soit l'âge des unités (dragages, données de puits, datations). Dans cet esprit, nous avons réalisé de deux profils composites intégrant différents types de données et imageant le plateau depuis sa bordure Ouest jusqu'à ses bordures Est et Nord-Est (voir localisation de ces profils AA' et BB' en Figure 9 de ce chapitre).

Ce chapitre correspond à un article accepté pour publication dans la revue *Tectonophysics*. Il présente les données sismiques grand-angle qui ont été traitées, interprétées, pointées puis modélisées pour parvenir aux modèles de vitesse finaux. Par la suite, il présente donc les deux profils composites réalisés et interprétés. Enfin, le chapitre aborde les interprétations concernant la structure profonde du plateau de Démérara, en particulier concernant la mise en place de la marge Ouest Jurassique et son extension vers l'Est. Quelles sont les caractéristiques de cette marge Jurassique ? Que révèlent les structures et les vitesses mises en évidence sur l'origine du plateau de Démérara ? Quelles conséquences ont de ces résultats sur la compréhension d'objets similaires ?

Ci-après se trouve l'article tel que soumis et accepté pour publication.

1 Deep structure of the Demerara Plateau: from a volcanic margin to a 2 Transform Marginal Plateau

3 T. Museur^{1,2}, D. Graindorge², F. Klingelhoefer¹, W.R. Roest¹, C. Basile³, L. Loncke⁴, F. Sapin⁵.

4 ¹ Ifremer, Centre de Brest, Institut Carnot – Ifremer EDROME, UR Géosciences Marines, BP
5 70, 29280 Plouzané, France.

6 ² University of Brest, CNRS, IUEM, Plouzané, France.

7 ³ ISTerre, UMR-CNRS 5275, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université
8 Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, 38400 St. Martin d'Hères,
9 France.

10 ⁴ University of Perpignan Via Domitia, Centre de Formation et de Recherche sur les
11 Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66100,
12 Perpignan, France.

13 ⁵ Total SA, Centre Scientifique et Technique Jean Feger (CSTJF), Avenue Larribau, 64018,
14 Pau, France.

15 **Abstract**

16

17 The Demerara Plateau (offshore Suriname and French Guiana) is located at the junction
18 of the Jurassic Central Atlantic and the Cretaceous Equatorial Atlantic Oceans. The study of its
19 crustal structure is fundamental to understanding its tectonic history, its relationship with the
20 adjacent oceanic domains and to enlightening the formation of Transform Marginal Plateaus
21 (TMPs). This study presents two wide-angle seismic velocity models from the MARGATS
22 cruise seismic experiment, and adjacent composite seismic reflexion lines. The plateau itself
23 is characterized by a 30 km thick crust, subdivided into three layers, including a high velocity
24 lower crust (HVLC). The velocities and velocity gradients do not fit values of typical
25 continental crust but could fit with volcanic margin or Large Igneous Province (LIP) type crusts.
26 We propose that the, possibly continental, lower crust is intruded by magmatic material and
27 that the upper crustal layer is likely composed of extrusive volcanic rocks of the same magmatic
28 origin, forming thick seaward dipping reflector sequences tilted to the west. This SDR complex
29 was emplaced during hotspot related volcanic rifting preceding the Jurassic opening of the
30 Central North Atlantic and forming the present-day western margin of the plateau. The internal

31 limit of the SDR complex corresponds to the future limit of the eastern margin. The Demerara
32 Plateau would therefore be an inherited Jurassic volcanic margin boarding the Central Atlantic.
33 This margin was reworked during the Cretaceous at the eastern limit of the Jurassic SDR
34 complex, creating the present-day northern transform margin and the eastern divergent margin
35 along the Equatorial Atlantic. This study also highlights the major contribution of thermal
36 anomalies such as hotspots and superposed tectonic phases in the history of TMPs, which share
37 a great number of characteristics with Demerara.

38 **Introduction**

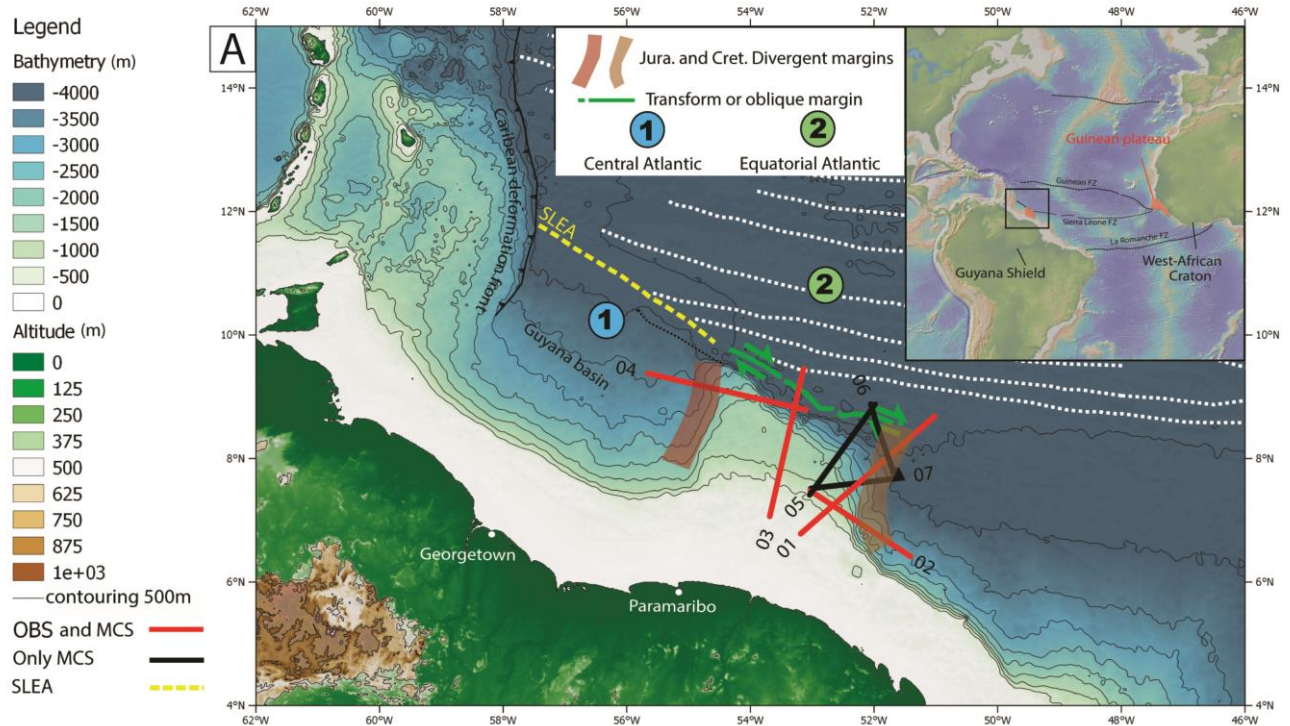
39

40 Marginal plateaus are defined as submarine seafloor highs with a flat (or sub-horizontal)
41 top, located deeper than the shelf break within the continental slope (Mercier de Lépinay et al.,
42 2016). They are often located at the junction between two oceanic domains of different ages
43 (Mercier de Lépinay et al., 2016). Recently, the sub-category of Transform Marginal Plateaus
44 (TMP) was defined, for those marginal plateaus bordered by at least one transform or oblique
45 margin (Loncke et al., 2019). According to these authors, most of these plateaus are associated
46 with at least one major volcanic event during their evolution. TMPs are therefore geodynamic
47 nodes that have possibly recorded polyphase tectonic and magmatic histories. Their study
48 provides information on ocean opening processes, break-up conditions, and the
49 thermomechanical evolution of continental margins.

50 The Demerara Plateau is a transform marginal plateau located offshore South America,
51 on the French Guiana-Suriname margin, at the junction between the Equatorial and Central
52 Atlantic (Figure 1). Several academic and industrial data sets have been acquired in this region
53 over the past 20 years. The quantity and diversity of these data make it an ideal place to study
54 the formation and evolution of a TMP. Although the surface and shallow sub-surface of the
55 plateau have been intensively investigated (Gouyet, 1988; Campan, 1995; Greenroyd et al.,
56 2007; Basile et al., 2013; Pattier et al., 2013; 2015; Loncke et al., 2009 and 2016; Mercier de
57 Lépinay, 2016; Tallobre et al., 2016; Fanget et al. 2020), the deeper part of the plateau, located
58 under a thick sedimentary cover has been little investigated.

59 The primary objective of this paper is to describe the deep crustal structure of the
60 Demerara Plateau. To address this objective, we adopted two geophysical. Firstly, academic
61 deep penetrating multichannel reflection and wide-angle seismic data acquired during the
62 MARGATS (IUEM/Ifremer) oceanographic experiment on the R/V L'Atalante in 2016 were
63 modeled and interpreted. The processing of the wide-angle data results in two velocity models

64 that span the eastern part of the plateau, crossing the eastern divergent edge. The second dataset
 65 of Multi-Channel Seismic (MCS) lines includes several sets of deep-penetrating reflection
 66 seismic data imaging down to 16 seconds two-way travel time (TWT). The combination of
 67 velocity and geometry of the layers allows a robust interpretation and is used to propose the
 68 chronology and processes that led to the formation of the plateau.
 69



70
 71 *Figure 1: Bathymetric map of the Demerara Plateau and surrounding area. Location of the*
 72 *seismic profiles are indicated by black and red lines and fracture zones by white dashed lines.*
 73 *The Southern Limit of the Equatorial Atlantic (SLEA) separates the Jurassic Central Atlantic*
 74 *southward and the Cretaceous Equatorial Atlantic domain northward. The green line*
 75 *underlines the northern transform margin.*
 76

77 1. Geological context

78
 79 About twenty submarine plateaus worldwide have been classified as TMPs (Loncke et
 80 al., 2019). While some of them have been extensively studied, such as the Walvis Ridge
 81 (Gładczenko et al., 1998; Elliott et al., 2009; Fromm et al., 2017; Planert et al., 2017), others
 82 remain poorly known, partly due to their inaccessibility (e. g. Gunnerus Ridge: Leitchenkov et
 83 al., 2008). Their tectonic history is complex since they frequently combine different rifting

84 phases and large magmatic events. Different geological processes have been proposed to
85 explain the evolution of TMPs. For example, the Falklands-Malvinas TMP underwent a
86 volcanic episode during its Jurassic break-up which was associated with the Karoo hotspot
87 province (Barker, 1999; Schimschal et al., 2018, 2019). A second phase of opening in the Lower
88 Cretaceous leading to the creation of the largest transform margin in the world (Loncke et al.,
89 2019), whereas the Hatton-Rockall TMP underwent a phase of volcanic underplating (White et
90 al., 2008, White and Smith, 2009) or the development of a volcanic margin (Welford et al.,
91 2012) during its second opening phase.

92 Several geological events are involved in the formation of the Demerara Plateau. First,
93 it is connected to the Guyana shield, a vast province extending from Venezuela to Amapá (NE
94 Brazil), which is mostly composed of rocks emplaced during the Trans-Amazonian orogeny
95 between 2.26 and 1.95 My in Paleoproterozoic times. It is the western continuity of the western
96 Africa craton providing evidence that South America and Africa were joined within Gondwana
97 before the opening of the Atlantic Ocean (Figure 2e). The opening of the Central Atlantic Ocean
98 is predated by a major magmatic episode corresponding to the Central Atlantic Magmatic
99 Province (CAMP ; Marzoli et al., 1999): a region of intense magmatic activity dated at 200 My,
100 extending over 2.5 million square kilometers and expressed in Guyana and Guinea by dense
101 networks of doleritic dykes. The Sierra Leone hot spot may have been associated with the
102 CAMP province before it localized in the Demerara area at the end of the lower Jurassic (Basile
103 et al., 2020).

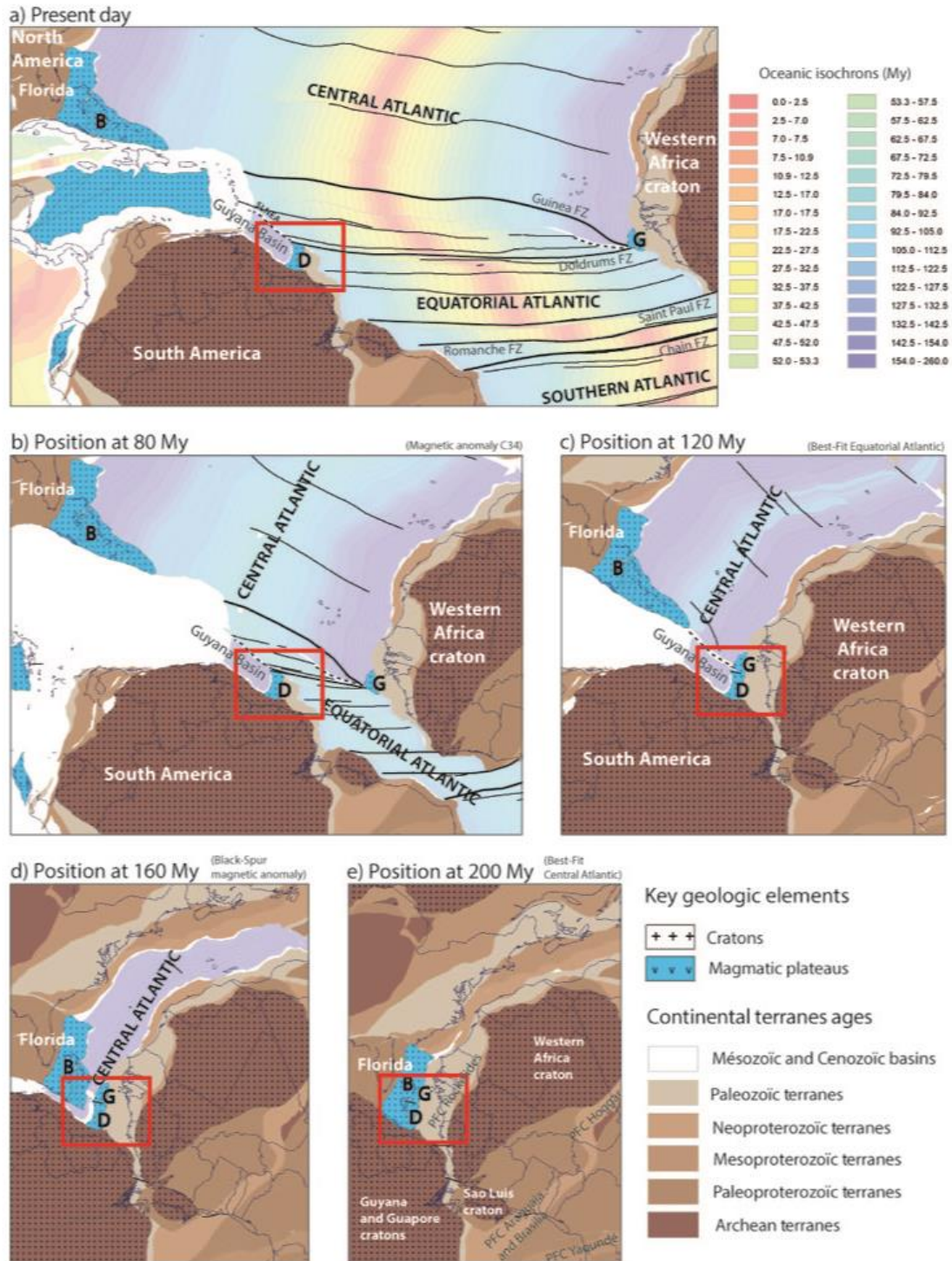
104 When rifting that led to the Central Atlantic opening initiated, the region now occupied
105 by the Demerara Plateau was connected to Florida (Bahamas) to the NW and to western Africa
106 (Guinea) to the NE (Figure 2d). The central Atlantic separates North America and Africa
107 approximately following the Hercynian orogeny from the Newfoundland fracture zone in the
108 north to Guyana-Surinam in the south (Klitgord et Schouten, 1986), and was characterized by
109 a NW-SE opening direction (Figure 2 d). At that time, the Guinea and Demerara Plateaus
110 formed, the eastern divergent margin of the southern Central Atlantic (Figure 2 d and c). It is
111 precisely this phase that led to the formation of the western continental margin of the Demerara
112 Plateau along the eastern side of the present Guyana Basin (Labails et al., 2007) (Figure 2c).
113 This western border was oriented perpendicular to the divergent opening direction and
114 separated the Demerara Plateau from the Bahamas Platform (Figure 2b).

115 Then during upper Cretaceous, the Equatorial Atlantic separated Africa from South
116 America following the trace of Panafrican orogeny whose geodynamical models predict a
117 suture offshore northeast Guyana (Figure 2b). Older Jurassic structures were then cut to the

118 north and to the east and the Guinea and Demerara Plateaus separated (Figure 2b). This opening
119 phase is complex, with a probably change of the opening direction around the Albien-Aptien
120 (Campan, 1995). Studies of oceanic fracture zones show a dextral shift at the paleo-limit
121 between the Demerara Plateau and the Guinean Plateau, highlighting the existence of a
122 transform or oblique fault (Campan, 1995) (Figure 2b). Kinematic reconstructions (Moulin et
123 al., 2010) propose the eastern margin of Demerara as a divergent margin (Figure 2b and a),
124 which seems to be confirmed by large normal faults visible in the seismic data, forming large
125 basins filled by Cretaceous sediments (Sapin et al., 2016). To summarize, the northern border
126 of the Demerara Plateau is a transform margin whereas the eastern border form a divergent
127 margin of the western Equatorial Atlantic.

128 After the Mid-Cretaceous, only vertical movements, recorded by sedimentation,
129 affected the plateau. A regional shallow water (wave-cut) or subaerial major erosion phase
130 during the Upper Albian led to a discordance between ante-Albian and younger sediments,
131 visible on the seismic lines (Basile et al. 2013). The Demerara Plateau has been subsiding since
132 then, although experiencing several large vertical movements (Sapin et al., 2016). Inclination
133 of the sedimentary layers indicates that the plateau has undergone several minor tilting phases
134 (Gouyet et al., 1988).

135



136

Figure 2: Geodynamic reconstructions (South America fixed) of the Central and Equatorial Atlantic (rotation parameters from Müller et al., 2016): a) Present day, Demerara (D) and its conjugates: Guinea Plateau (G) and Bahamas (B), FZ: Fracture Zones, SLNEA : Southern Limit of the Northern Equatorial Atlantic; b) Reconstruction at 80 Ma; c) Reconstruction at 120 Ma; d) Reconstruction at 160 Ma; d) Reconstruction at 200 Ma. PFC Panafrican Chains.

1.1. The superficial structure of the Demerara Plateau

Previous studies (Loncke et al., 2009; Pattier et al., 2013 and 2015) using high resolution seismic and bathymetric data prove the existence of series of stacked Mass Transport Deposits (MTDs) or deep-seated collapses along the plateau that have recorded a history of large-scale slope failures. Those studies also reveal the existence of sets of normal faults that provide possible pathways for upward fluid migration through the sedimentary series and the uppermost MTDs. The development of the MTDs results from the combination of the presence of fluid overpressure, the internal geometry of the margin, the stratigraphic decollements within the Cenozoic series (Pattier et al., 2015), and at least since Miocene, the action of deep bottom thermohaline currents regularly eroding the slope (Fanget et al., 2020).

Within the plateau, E-W to WNW-ESE trending folds related to a period of transpression dated latest Aptian - early Albian (Benkhelil et al., 1995; Mercier de Lépinay, 2016) are sealed by a well imaged regional unconformity (Basile et al., 2013). Some of these folds are cut by normal faults related to the transform margin formation during the Mid/Late Albian. The end of the shortening is probably related to a plate kinematic reorganization around 105 My ago, that modified the strain field in the vicinity of the transform fault and remained active until the Upper Cretaceous (Benkhelil et al., 1995; Basile et al., 2013).

Along the transform margin, the northern slope provides a useful cross section into the deeper part of the plateau outcropping at the seafloor. Dredges (DRADEM cruise; Basile et al., 2017) along the transform margin have recovered magmatic rocks: fresh basalts, rhyolites, trachy-basalts and basaltic trachy-andesites. Rhyolites were dated to 173.4 ± 1.6 Ma (Basile et al., 2020). All samples share similar patterns in trace elements (Basile et al., 2020). They are Light Rare Earth-enriched, and present positive anomalies in Nb, Ta, Zr and Hf, typical of ocean island basalts (OIB), and thus indicate a possibly hotspot-related magmatic event. These analyses support the hypothesis of a volcanic origin of the plateau (Reuber et al., 2016).

1.2. The deep structure of the Demerara Plateau

The deep structure of the Demerara Plateau was first imaged by wide-angle seismic data, along a 500 km SSW-NNE oriented line from the coast to the deep oceanic domain through the ocean-plateau transition and the Cretaceous transform or oblique margin (Greenroyd et al., 2008; see location of this line on Figure 10).www Based on variations in Moho depth and

171 velocity structure, the authors propose three different domains: a continental domain, a thinned
172 continental crust plateau domain, and a well-defined oceanic domain. The continental nature of
173 the plateau itself was proposed due to the absence of unequivocal lateral velocity variations
174 between the shelf and the plateau domains (Greenroyd et al., 2008).

175 The Demerara Plateau was also imaged by several deep seismic reflection surveys for
176 industry purposes (Reuber et al., 2016). Interpretations of the MCS data reveal the existence of
177 distinct fan-shaped geological units composing parts of the crust, increasing in thickness from
178 east to west. The upper part of the crust is composed of a 20 km thick layer comprised of a large
179 complex of superimposed wedges thickening towards the Jurassic margin (Reuber et al., 2016).
180 Based on the observed geometry, these sequences were proposed to be Seaward Dipping
181 Reflectors (SDRs; Reuber et al., 2016).

182 Below these units, the deepest unit is highly deformed and deeply affected by what are
183 likely be magmatic intrusions (Reuber et al., 2016). Alternatively, this might also represent a
184 geological unit pre-dating the opening of the central Atlantic and including a basement
185 composed in part of meta-sediments corresponding to the Guiana Shield (Precambrian craton)
186 (Mercier de Lepinay, 2016). Reuber et al. (2016) proposed the existence of a "volcanic igneous
187 crust" formed by magmatic processes during the Jurassic opening in relation to the SDR wedges
188 formation. These elements have led to reinforce the hypothesis of a crust of volcanic origin of
189 the Demerara Plateau rather than continental as proposed by Greenroyd et al. (2008).

190 One of the main objectives of this study is to add new elements to the debate on the nature
191 of the Demerara Plateau using deep-sounding seismic reflection and new wide-angle seismic
192 data.

193

194

195 **2. Acquisition and processing of the seismic data**

196

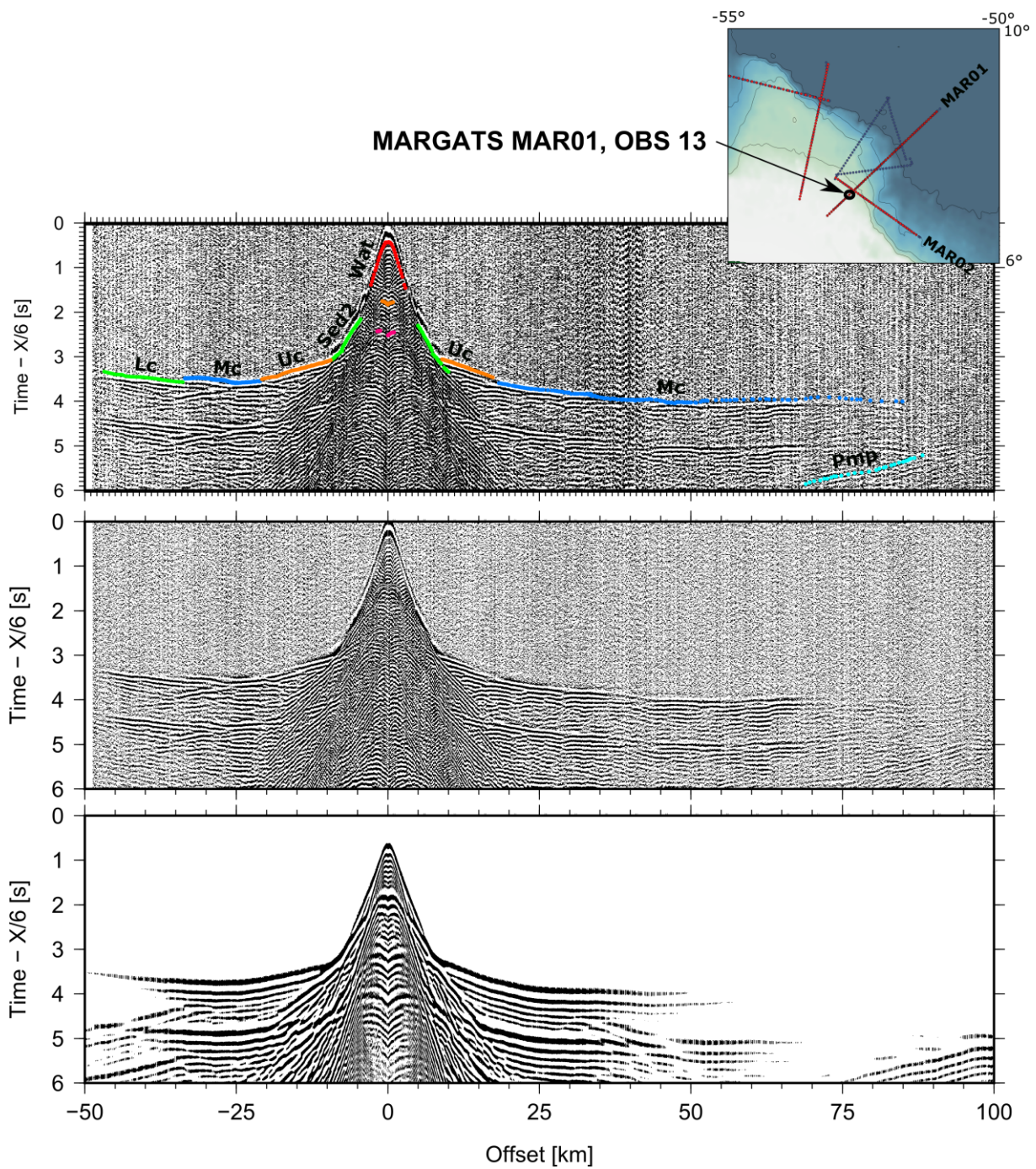
197 **2.1. The MARGATS cruise**

198

199 The MARGATS deep seismic cruise took place on the R/V L'Atalante from October
200 20th to November 16th 2016, offshore French Guiana and Suriname. We used 80 ocean-bottom
201 seismometers (OBS) for 171 deployments. They were deployed along four combined reflection
202 and wide-angle seismic profiles (Figure 1). The seismic source consisted of a 6500 inch³ airgun
203 array fired every 60 seconds resulting in a 150 m shot spacing. Seismic data were recorded by

204 a 3 km-long Sercel digital streamer (480 channels). This paper presents two coincident
205 reflection and wide-angle seismic lines on the eastern part of the plateau: the NE-SW MAR01
206 (56 OBS) profile crossing the eastern divergent margin at its intersection with the northern
207 transform margin and the WNW-ENE MAR02 (37 OBS) profile intersecting the eastern
208 divergent margin. All OBS data were corrected for time drift and spatial drift that occurred
209 during the descent to the seafloor using direct arrivals and converted to SEG-Y format according
210 to seismic shots. The OBS data is of extremely high quality with offsets of usable arrivals of up
211 to 200 km on some instruments (Figure 3, Figure 4, Figure 5 and Figure 6). The arrivals from
212 the different crustal layers (upper, middle, and lower crust) were identified by their apparent
213 velocities, amplitudes and arrival times. The picking of all phases was undertaken, where
214 possible, on unfiltered data. However, along noisy parts of the sections a bandpass filter with
215 the corner frequencies of 3-5-18-24 Hz was used. Based on these identifications, the wide-angle
216 seismic sections can be separated into two main groups (examples are shown in Figures 3, 4, 5
217 and 6). The first group includes stations located in shallow water depths on the plateau (Figure
218 3 and 6 for Profile 1 and 2, respectively) and are therefore characterized by numerous multiple
219 arrivals and a relatively high noise level, requiring the use of bandpass filtering. The arrivals of
220 the Moho reflection (PmP) and upper mantle turning rays (Pn), if present, can be typically
221 identified at offsets larger than 70 km, indicating a thick crust in this region. Only a few and
222 short arrivals from sedimentary layers were recorded. The second group comprises the stations
223 situated in the oceanic domain (Figure 4 and 5 for Profile 1 and 2, respectively). Here, the PmP
224 and Pn phases arrive at shorter offsets, due to a thinner crust and a Moho situated at a shallower
225 level. The sedimentary phases are longer for the stations located along the sedimentary basins.
226 Data from the seismometers located along the slope of the plateau are characterized by a large
227 asymmetry with arrivals belonging to the first group towards the plateau and the second group
228 towards the ocean. Data from the seismometers located along the slope of the plateau are
229 characterized by a large asymmetry, with arrivals from the plateau on the one hand, and from
230 the ocean on the other. The reflection seismic data with a CDP spacing of 6.25 meters and a 22
231 fold coverage were first quality controlled. They were pre-processed on board using the
232 *SolidQC* software from Ifremer and processing was completed ashore using *Geovation* software
233 (CGG). The processing included filtering, deconvolution, NMO correction, stacking, velocity
234 analysis, and time migration.

235



236

Figure 3: Data section of OBS 13 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases: sediment layers (Sed1, Sed2), Upper crust (Uc), Middle crust (Mc), Lower crust (Lc), and Moho reflection (Pmp). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the final velocity model MAR01.

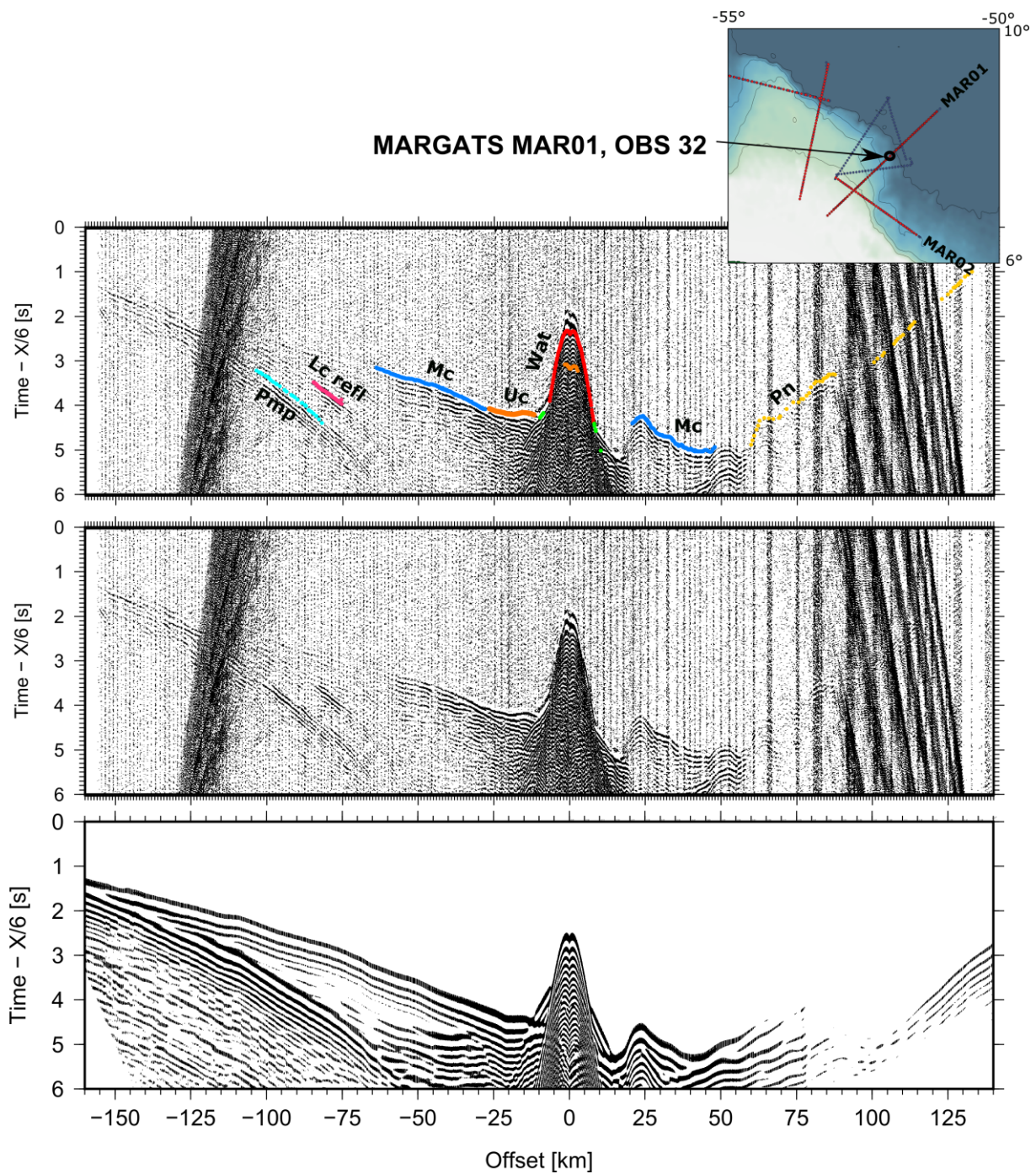


Figure 4 : Data section of OBS 32 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3; Mantle refraction (Pn)). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model.

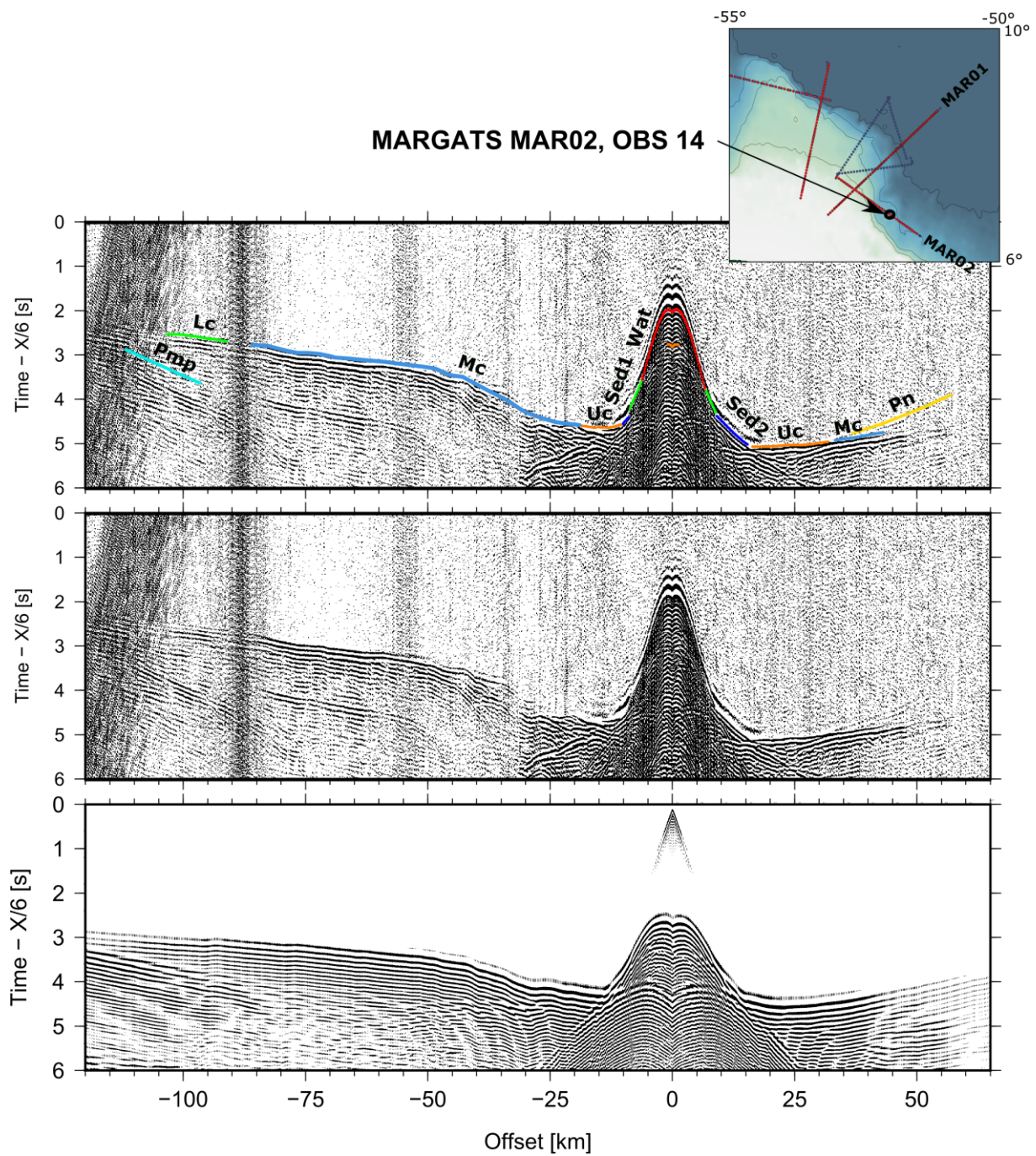


Figure 5: Data section of OBS 14 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 2). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.

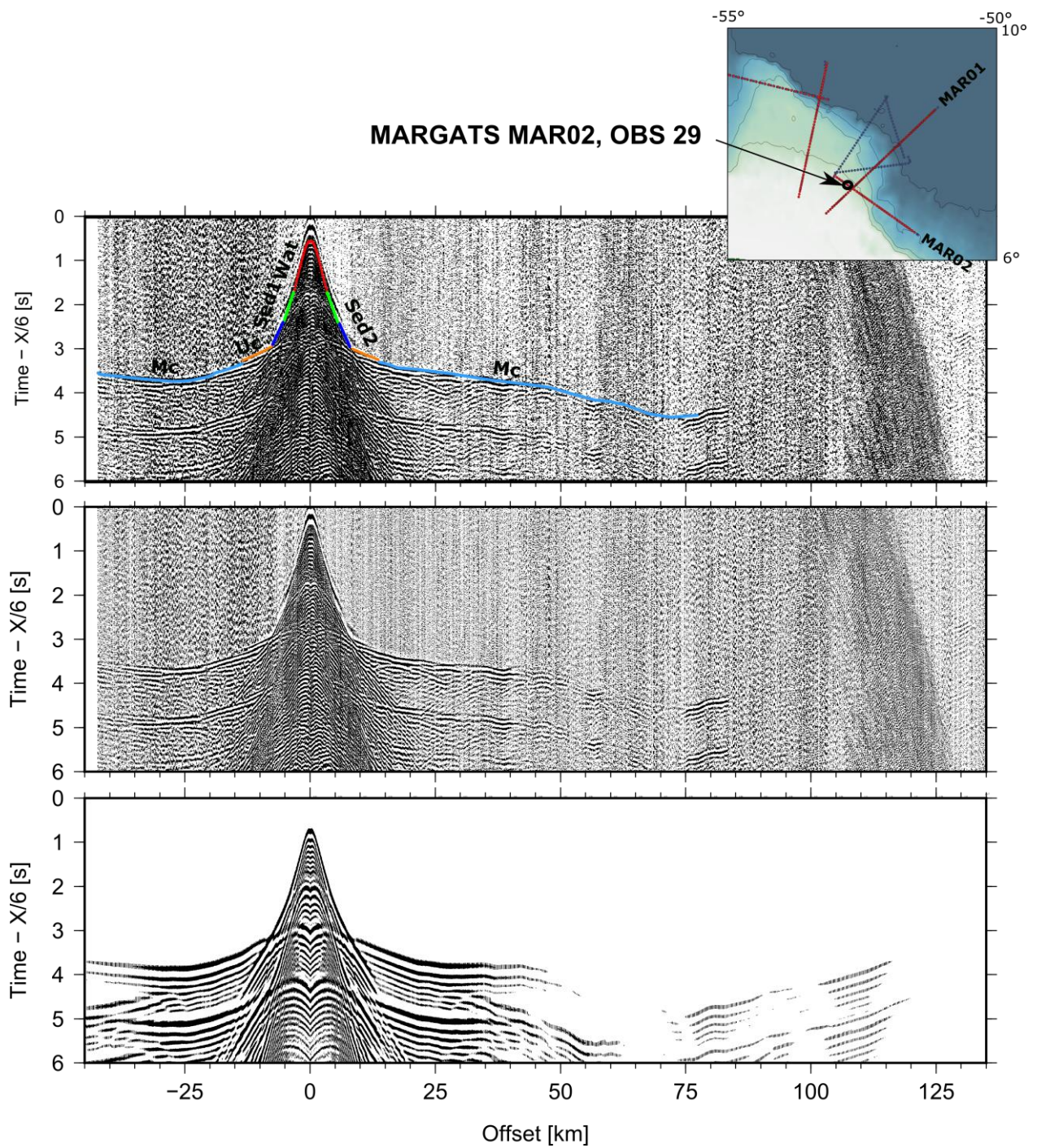


Figure 6: Data section of OBS 29 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.

237

238

239 Wide-angle data were modeled using the RAYINVSR forward modelling software (Zelt
240 & Smith, 1992). The resulting models comprise discrete layers defined by depth and velocity
241 nodes. During the modeling process, the theoretical arrivals from a two-dimensional velocity
242 model were calculated and the model was changed to fit the theoretical arrival times with the
243 picked travel-times from the OBS sections. Additionally, in parts of the model a damped least
244 square inversion has been used to improve the fit (Zelt & Smith, 1992). The superficial layers
245 (from the seafloor down to the top of the crust) were further constrained by bathymetric data
246 and the coincident MCS data. We used a minimum structure/parameter approach to avoid
247 inclusion of structures unconstrained by the data and gravity modeling to test the broad structure
248 of the velocity models.

249

250 2.2. **Error estimation**

251

252 The quality of the fit is indicated by the RMS (root-mean-square) travel time residual
253 for all phases of each arrival. A total of 24074 travel-time picks were used for profile MAR01
254 and 14218 for MAR02. The resulting RMS travel-time residual is 128 ms for MAR01 and 137
255 ms for MAR02. RMS errors for all phases are listed in Table 1. The quality of the final velocity
256 model was tested by several methods: gravity modelling, synthetic seismogram calculations
257 using the finite difference modelling code from the Seismic Unix Package (Stockwell, 1999;
258 Stockwell & Cohen, 2003), and a Monte-Carlo inversion (Loureiro et al., 2016).

259

MAR01 profile	Nb picks	Trms	Chi ²
Wat	3729	0,066	4,896
Sed 1	939	0,099	2,727
Sed 2	426	0,09	2,274
Sed refl 1	764	0,052	0,755
Sed refl 2	698	0,059	0,968
Uc	2538	0,088	0,952
Up crust refl	205	0,104	1,341
Mc	11205	0,154	2,914
Pn	2483	0,204	2,882
PmP	747	0,121	1,011
Lc refl	340	0,368	9,411
Mar02 profile	Nb picks	Trms	Chi ²
Wat	2379	0,017	0,029
Sed 1	374	0,083	0,684
Sed 2	420	0,06	0,366
Sed refl 1	602	0,04	0,158
Uc	2479	0,106	1,13
Mc	5355	0,137	1,875
Lc	2210	0,263	6,904
Pn	199	0,183	3,369
PmP	200	0,35	9,258

260

Table 1: Summary Table of the main uncertainties for MAR01 and MAR02 Velocity Models.

261

262

263

264

265

266

267

268

The model resolution can be assessed by the number of rays passing through each velocity node (Figure 7c and 7f). It is therefore dependent on the number of velocity nodes in each layer (Figure 7a and 7d). A node is considered to be well constrained at values larger than 0.5 in the resolution (Figure 7c and 7f). The ray density shows the number of rays in each cell of the velocity model (Figure 7b and 7e).

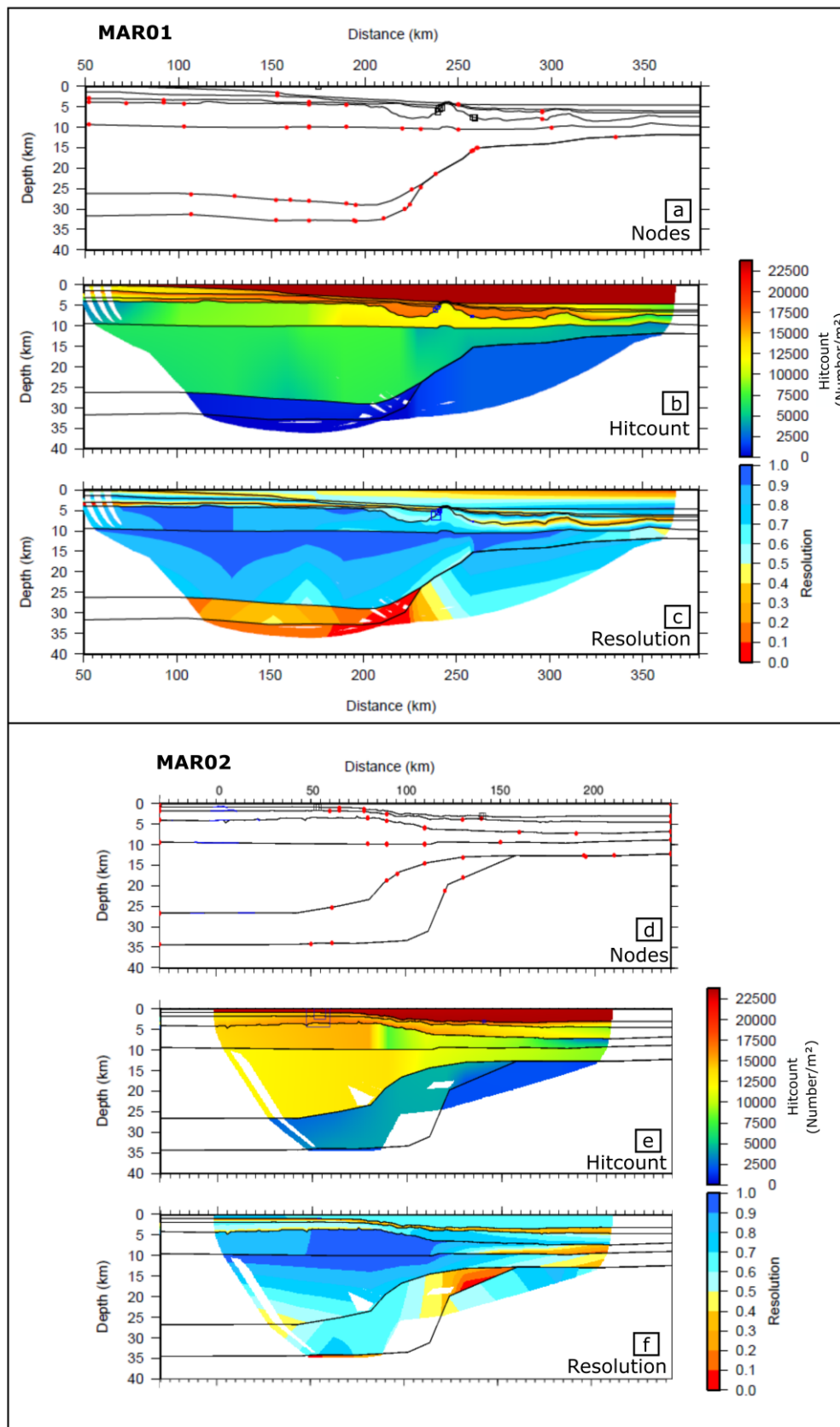


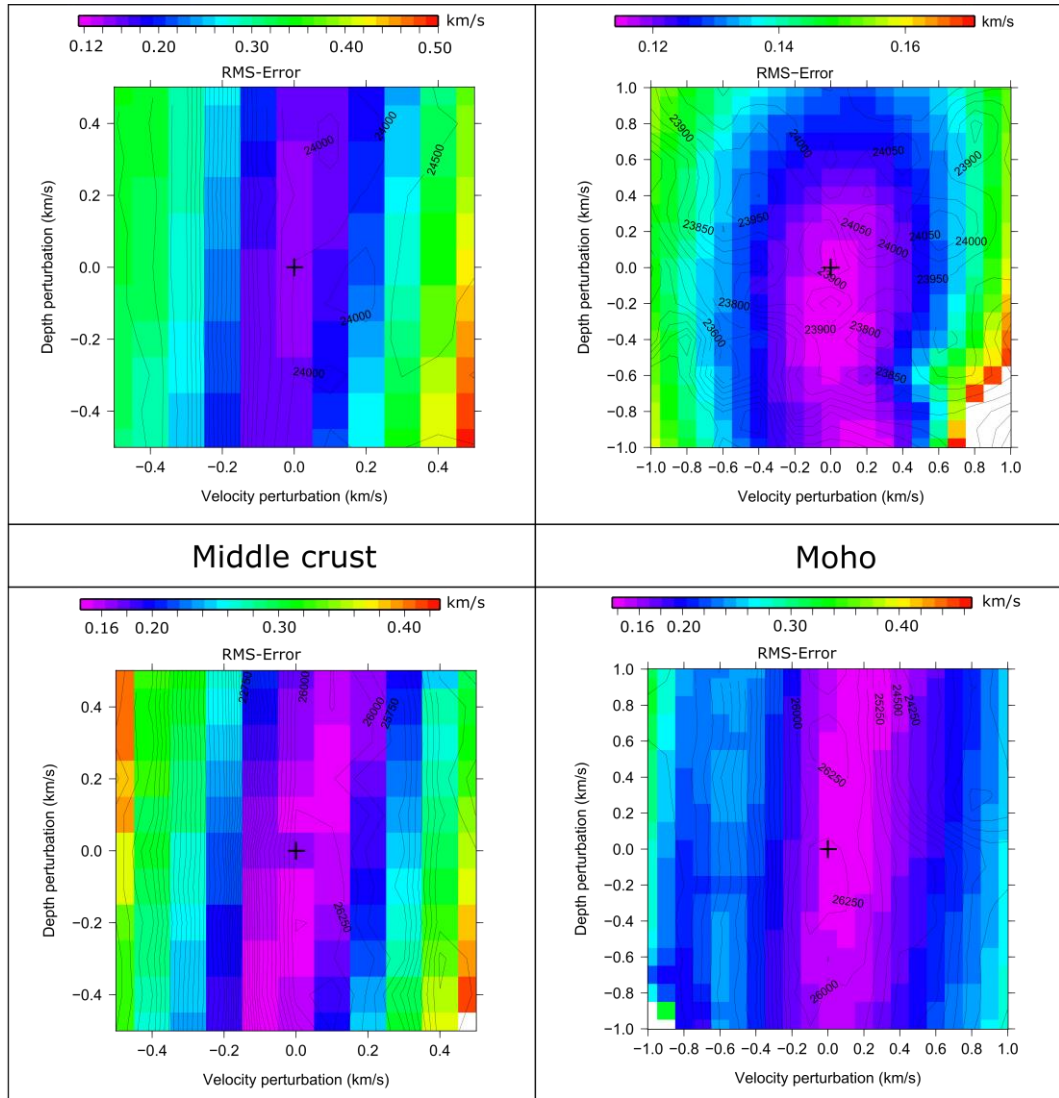
Figure 7: Uncertainty calculation on MAR01 and MAR02 velocity models. (a and d) Position of each layer, with the nodes. (b and e) Hit-count for velocity (gridded and colored). (c and f) Velocity resolution. Only the constrained areas are colored.

270 In the MAR01 model, we observe that the resolution is satisfactory in the sedimentary part, as
271 well as in the upper crust and the middle crust (Figure 7c). The terms "upper", "middle" and
272 "lower" crust refer only to an organization (crust divided into three layers) and do not refer at
273 this stage to geological concepts. Less well constrained areas are: 1) the lower crust between
274 100 and 230 km model distance at a depth of 26 to 31 km, and 2) the upper mantle (Figure 7e).
275 The MAR02 model is well constrained along most of the profile, even for the deeper layers
276 (Figure 7f). However, a small part of the lower crustal body is very poorly covered by seismic
277 rays between 120 and 150 km model distance at 12 to 18 km depth. The thinning of the lower
278 crustal layer is related to a significant decrease in resolution and the small number of hits related
279 to the geometry. Then, the lowermost part of the crust appears poorly resolved as ray-paths are
280 complicated and arrivals are perturbed by two highly irregular interfaces (Figure 7c).

281 The synthetic seismograms (Figure 3c, Figure 4c, Figure 5c and Figure 6c) provide
282 additional constraints for velocity gradients of all layers. The input velocity model was
283 calculated from the 25 m lateral and 10 m depth intervals sampling of the forward velocity
284 model. Overall, along both profiles, the synthetic seismograms favorably reproduce the
285 amplitudes and arrival times of the OBS data, showing that the velocity models take into
286 account the majority of the observed phases (Zelt, 1999).

287 Our error analysis diagrams estimate model uncertainty (Figure 8). These figures were
288 based on simulating the same modelling process, but on models with systematic variations of
289 velocity and depth of crustal layers. The result is a diagram showing the relative RMS error, as
290 a function of depth, speed, and the number of points used, for a single phase. The final velocity
291 models are clearly positioned in the well-constrained part of the model (zone where the RMS
292 is minimal) and describe a maximum number of travel times picks. We carried out these
293 simulations for the middle crust and Moho phases of each velocity models as the sedimentary
294 layers are additionally constrained by the MCS data (Figure 8). The results show that the current
295 models (black cross in Figure 8) are located in the best-constrained areas (minimum RMS, with
296 little variation in velocity and depth, and maximum number of points used). These diagrams
297 show that the error range is small: ± 0.2 km/s (Figure 8). For the depth, the error range for the
298 middle crust is relatively small, around 0,5 km. According to the number of point used, the error
299 range at the Moho is around $+0,4/-0,4$ km for MAR01 and $+0.6/-0.4$ km for MAR02 (Figure 8).
300

MAR01



MAR02

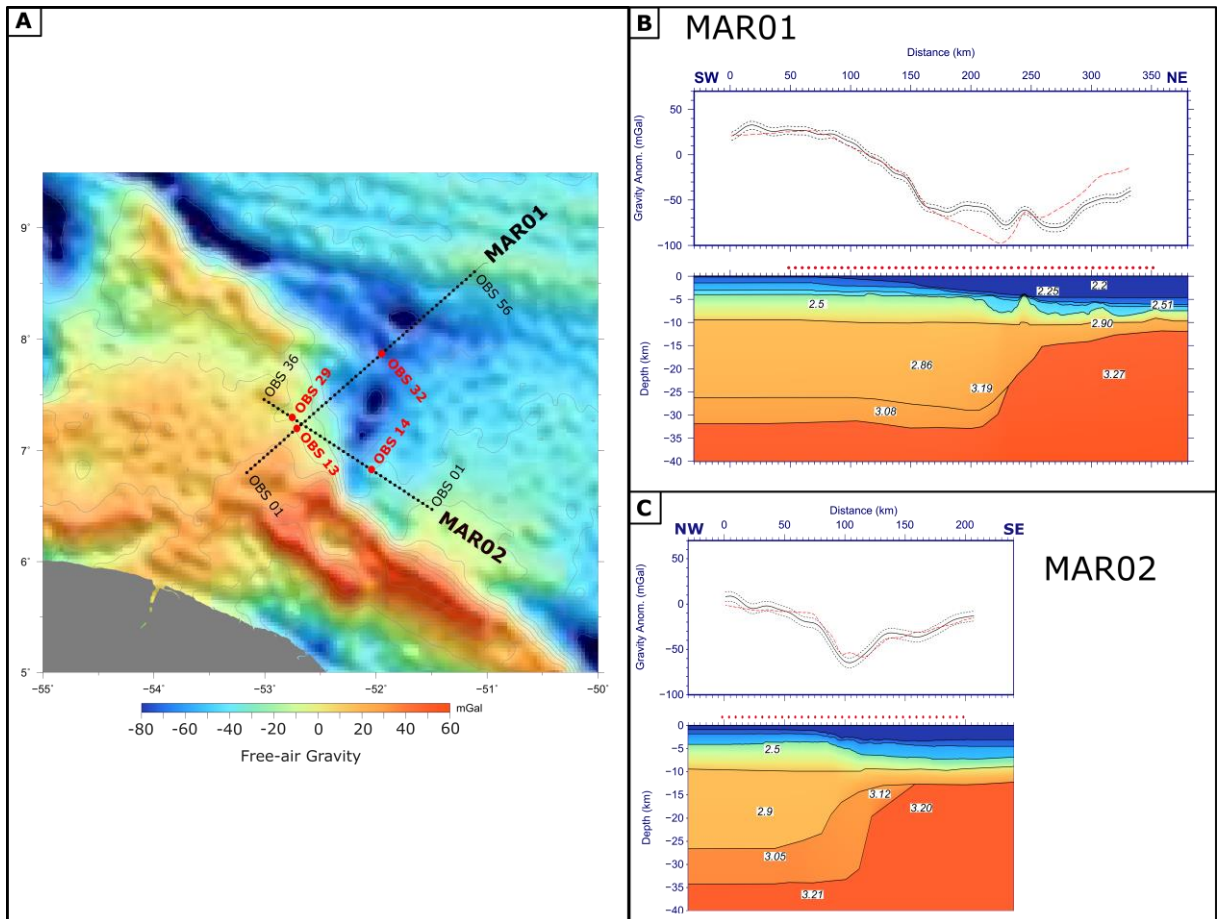
Figure 8: Velocity anomaly diagrams for the "Middle crust" and "Moho" phases of the MAR01 and MAR02 velocity models. The horizontal axes represent velocity perturbations and the vertical axes depth perturbations. The colors represent the RMS error resulting from these perturbations. The black contours represent the number of points explained by the calculation.

301

302 2.3. Gravity modeling

303

304 As densities and seismic velocities are proven to be well correlated, the calculation of a
 305 predicted gravity anomaly can be used to verify and extend the seismic model. The Ludwig,
 306 Nafe & Drake law (Ludwig et al., 1970) was used to convert seismic velocities into densities.
 307 Then, polygons of constant density along each modeled layer were constructed with the
 308 "Gravmod" software (Zelt, 1999). The predicted anomaly calculated from the gravity model
 309 and derived from the velocity model can then be compared to the free-air gravity anomaly
 310 obtained from satellite altimetry (Sandwell & Smith, 1997).



311

Figure 9: (A) Free-air Gravity map (Sandwell & Smith, 1997) used to localized the two profiles. (B) MAR01 and (C) MAR02 profiles, gravity model calculated from the gravity model and derived from the velocity model (red line). Gravity anomaly extracted from free-air anomaly (black line) (Sandwell & Smith, 1997). The dotted black lines represents an error margin of ± 5 mGal. In red, location of the 4 OBSs data shown in Figure 2,3,4 and 5. In black the first and last OBS of the lines.

312

313 The fit between the predicted density anomaly and the measured anomaly is good for
 314 profile MAR01 (Figure 9B). The region at 250 km model distance is particularly well
 315 reproduced. Most of the modeled values are included in an acceptable error margin of ± 5 mGal.
 316 Nevertheless, a notable difference in trend exists around 200 km of model distance, where a
 317 more pronounced negative anomaly could not be modelled (the difference reaches about 30
 318 mGal maximum). The overall gravity map (Figure 9A) supports our suggestion that this
 319 difference may be explained by a local 3D effect, as the profile is slightly offset from a local
 320 gravity anomaly at this location (Figure 9A and B: near the OBS 27). There is another difference
 321 between 260 and 350 km in this MAR01 profile. It is difficult here to obtain a good fit because
 322 this area probably correspond to the location of transform oceanic faults resulting in a
 323 heterogeneous area with potentially massive lateral variations in the crust. Consequently, we

324 also attribute this misfit to 3D effects. For profile MAR02 the difference between the curves is
 325 relatively constant along the profile (all included or very close to the ± 5 mGal error margin),
 326 and the trends are similar (Figure 9A). Overall, the two gravity models are satisfactory and
 327 confirm the robustness of the velocity models.

328

329 2.4. Seismic reflection data

330

The second set of data used in this study was provide available by Total SA. It consists of approximately 120 high-penetration reflection seismic profiles acquired by Fugro, CGG and ION (Figure 10). These data are recorded respectively up to 12, 8 and 16 seconds two-way travel time (TWT).

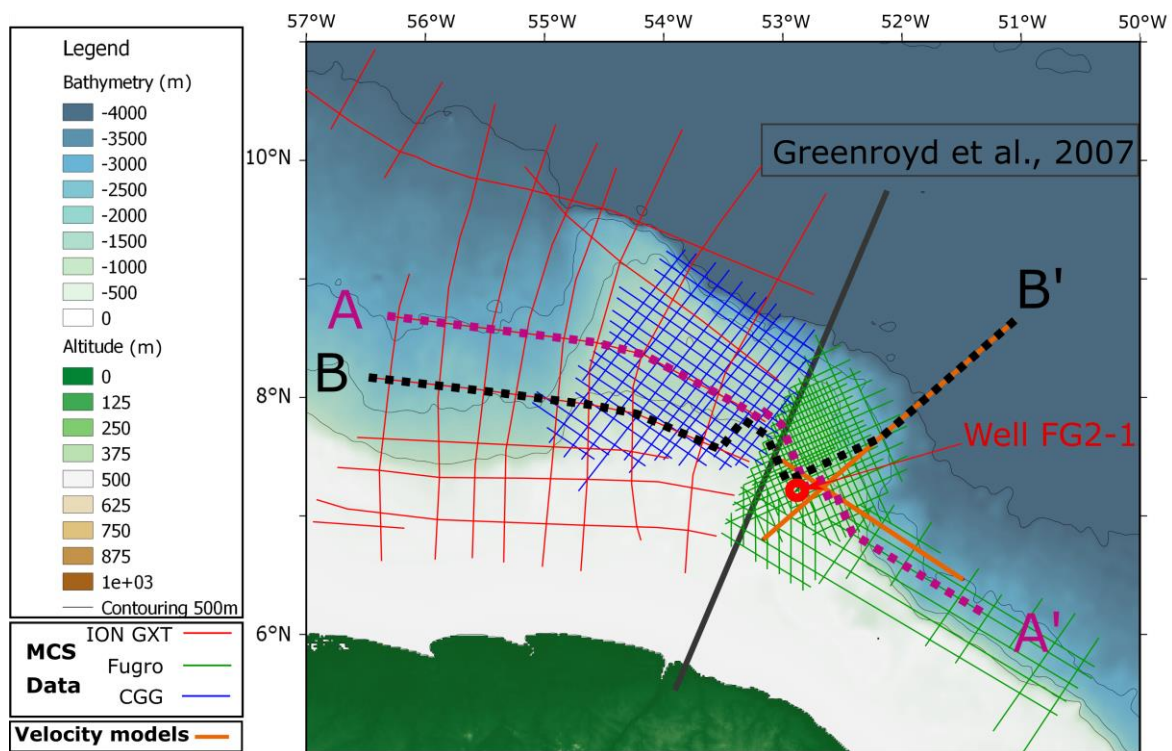


Figure 10: Bathymetric map of the Demerara Plateau. The coloured lines correspond to reflection seismic profiles. Each colour corresponds to a specific dataset: in red ION GXT data with 16s (TWT) recording time, in blue CGG data with 8s (TWT) and in green Fugro data with 12s (TWT). The location of the two wide-angle models is indicated by orange lines. The two composite lines used are indicated in black (BB') and purple (AA'). The location of the previous velocity model (from Greenroyd et al., 2007) and the well FG2-1 (described by Mercier de Lépinay et al., 2016) is also shown

331

The age and nature of the different units is partially constrained by well data (FG2-1 drill described in Mercier et al., 2016; location on Figure 10).

332 20

333 **3. Results**

334

335 **3.1. Wide-angle seismic data**

336

337 The MAR01 velocity model is 410 km long (56 OBS), the MAR02 profile is 270 km-
338 long. They include seven layers: the water column, two sedimentary layers, three deep layers,
339 and the mantle layer. The water velocity on both profiles was set to 1.51 km/s based on the first
340 reflection arrivals in the OBS data. Two sedimentary layers were modeled along both profiles
341 with a variable thickness between 1-2 km. Based on crustal velocities and layer thicknesses, the
342 final velocity models were divided into three domains, plateau, transition zone and oceanic
343 domain (Figure 11).

344 Along both MAR01 and MAR02 lines, the deep layers have a combined thickness of
345 around 25 km. The first two deep units have velocities varying from 4.50 km/s at the top to 7.00
346 km/s at the base. These two layers differ in velocities and velocity gradients, with higher
347 gradients in the upper layer. The deepest unit (Lower unit) above the Moho has velocities
348 between 7.20 and 7.60 km/s, and an average thickness between 5 km (MAR01) and 7 km
349 (MAR02). On line MAR01, this thickness of 5 km decreases toward the northeast, until model
350 distance 230 km, where it pinches out.

351

352 On MAR02 the crustal thickness decreases toward the southeast from 31 km to 10 km
353 without an associated lateral velocity change, so the gradients increase towards the southeast.
354 The Lower unit decreases in thickness in the same direction. Along profile MAR01 the depth
355 of the top of this unit is relatively constant; on MAR02 the top shallows from 21 to 12 km depth.
356 The unit pinches out at the junction with the oceanic domain, at around model distance 160 km.

357 In the oceanic domain, the crustal layers are around 5 km thick along both profiles,
358 which is thinner than in the two other domains. Here, no high-velocity lower unit could be
359 identified and the crust directly overlies the mantle. Although the crust here is slightly thinner
360 (~5 km) than the mean thickness of oceanic crust, the velocities and velocity gradients are in
361 good agreement with an oceanic origin of the crust (White et al., 1992).

362

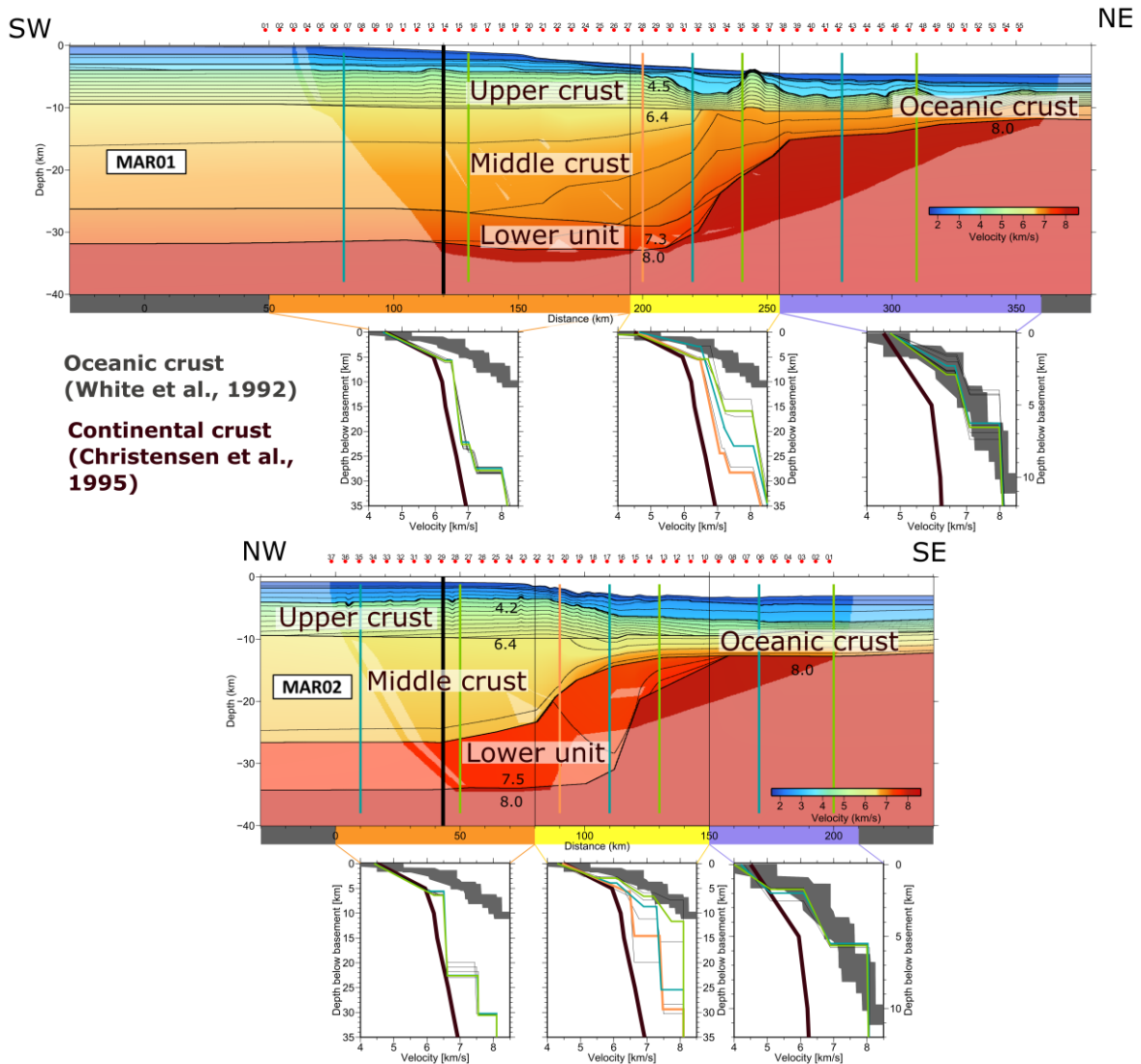


Figure 11: MAR01 and MAR02 final velocity models contoured at a 0.25 km/s interval. Shaded areas correspond to the region constrained by ray-tracing. The colour indicates the velocity of the P-wave. The different domains are indicated at the bottom by colored areas: the Plateau domain in orange; the transition domain in yellow and the oceanic domain in blue.

363

364

365

366

367

368

369

370

371

372

3.2. MCS data and interpretation of composite MCS-WAS lines

Using the available MCS dataset, we built two composite lines that are partly coincident with our two velocity models (Figure 10). Composite profile BB' is a combination of several seismic reflection lines (Figure 12) and spans the plateau from its western margin to its northeastern margin, where it is approximately coincident with time converted wide-angle velocity model MAR01. Composite profile AA' is also a combination of several seismic reflection lines (Figure 13) and covers the plateau from its northwestern margin to its

373 southeastern margin where it is approximately coincident with time converted wide-angle
374 velocity models MAR02. As this study focuses on the deep structures, along these composite
375 profiles, all the units above the Albian regional erosion surface are considered as one single
376 post-Albian set. Seismic facies and geometric relations between the different units help us in
377 advancing an interpretation of the composite lines completed by coincident velocity models.
378 The plateau and its adjacent areas can be divided into three sets: the plateau domain itself, the
379 western margin and adjacent oceanic domain and the north eastern and eastern margins and
380 adjacent oceanic domains.
381

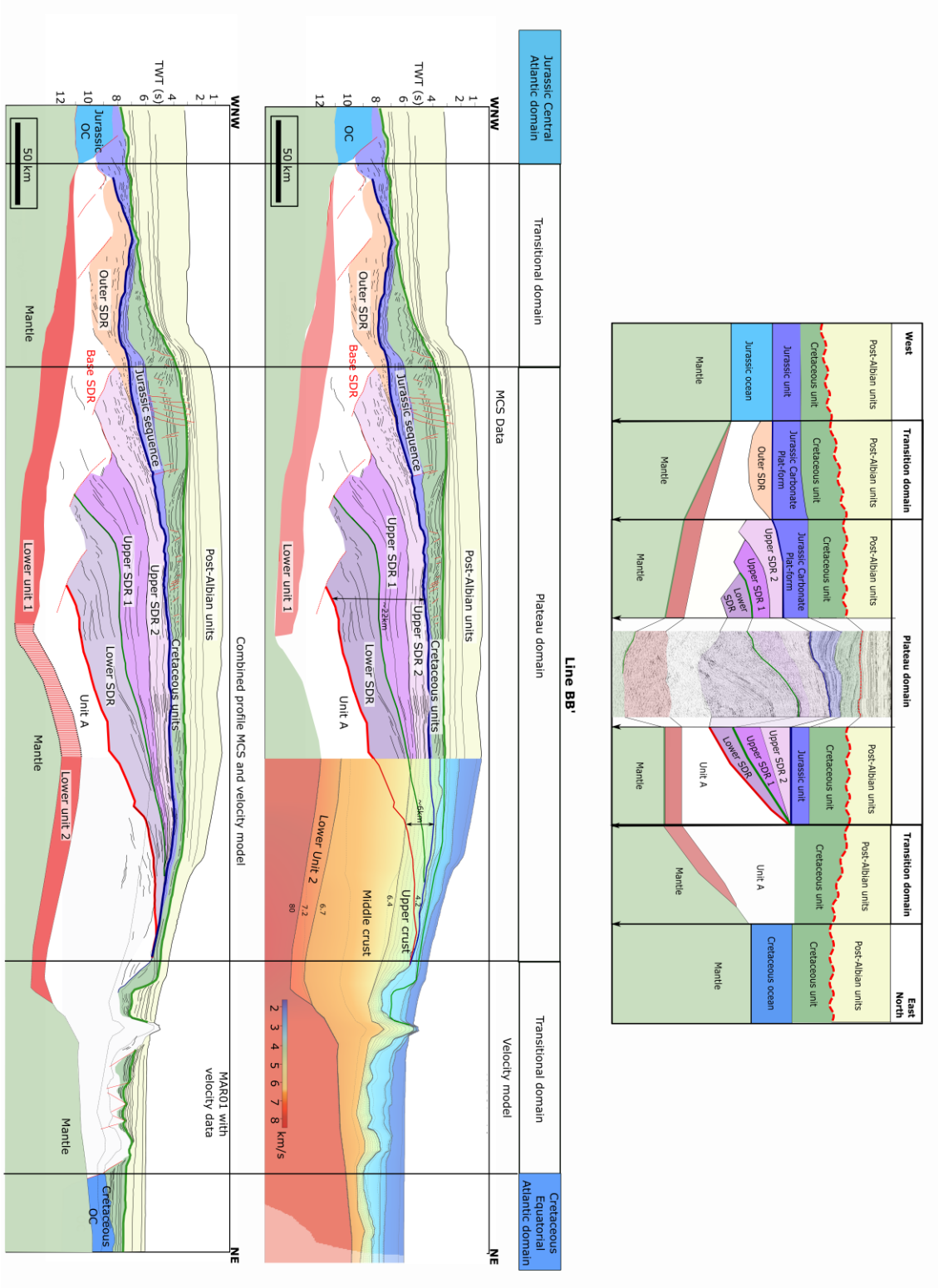


Figure 12: Composite profile BB'. Composed of MCS data in the west and combined wide-angle and MCS data in the east. The MAR01 velocity model is visible on the upper profile. Overview of seismic data from Reuber et al, 2016.

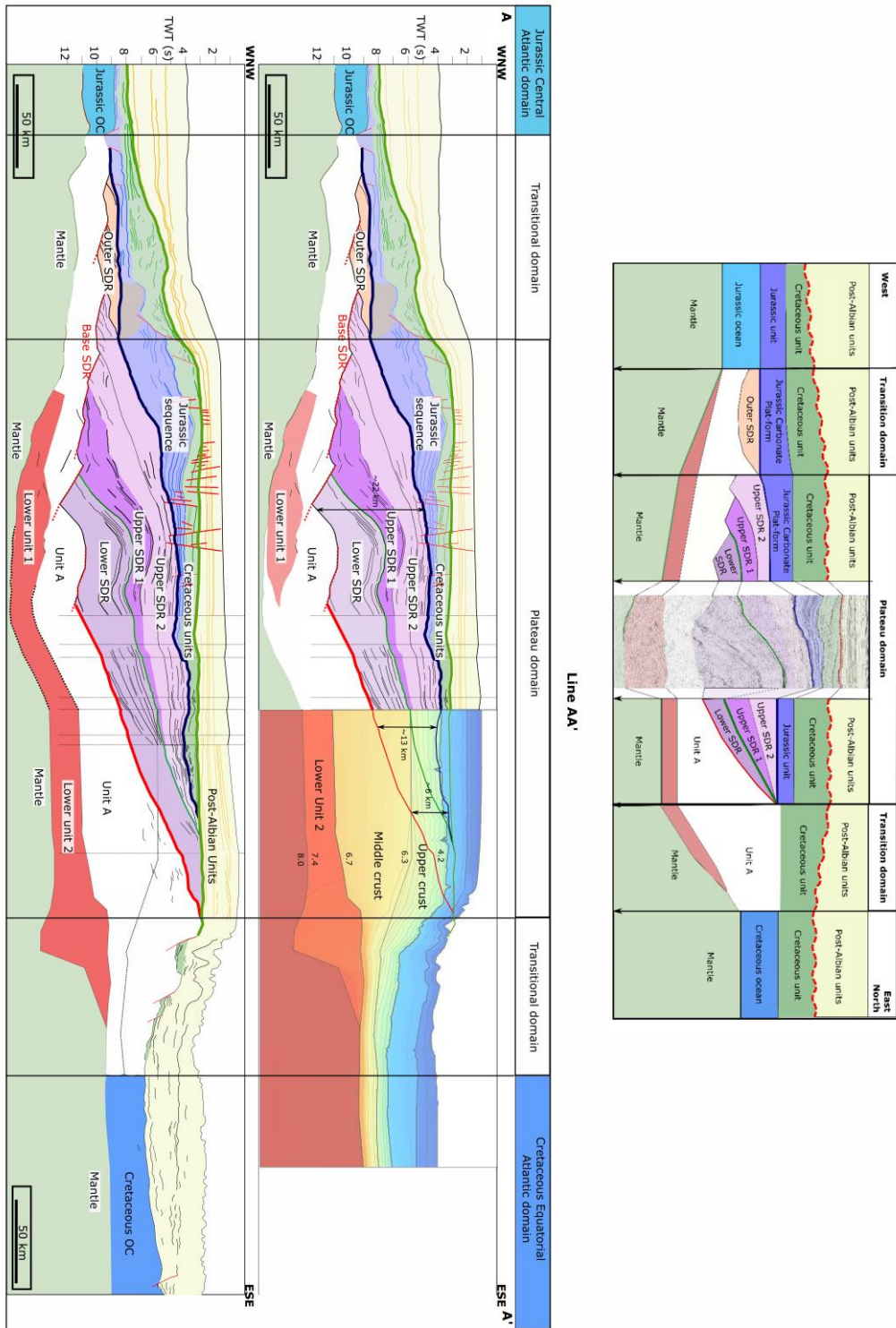


Figure 13: Composite profiles AA', composed of MCS data in the west and combined wide-angle and MCS data in the east. The MAR02 velocity model is visible on the upper profile.

383 • The plateau domain

384 The plateau domain, clearly imaged by composite lines BB' (Figure 12) and AA' (Figure
385 13), is affected by a major erosion surface (Basile et al., 2013; Fanget et al., 2020) at the base
386 of the post-Albian units. Below the unconformity, a thick lower Cretaceous unit is observable
387 (between 1 and 2 s TWT) (Figure 12 and Figure 13). The unit is divided into two distinct subsets:
388 the lower located on the western part of the plateau affected by numerous normal faults toward
389 the margin (related to major slope instabilities). The second subset corresponds to a wide
390 younger basin truncated at its top, thinning toward the northeastern and eastern margins and
391 showing several compressive faults in its deep center related to long wavelength folds (Figure
392 13). The northwestern side of the basin (Figure 13) shows numerous extensive faults cutting
393 the post-Albian units, highlighting a possibly local minor post-Albian extensional phase.

394 Below the Cretaceous unit lies a unit with strong amplitude facies identified as a Jurassic
395 carbonate platform in the west of the plateau in well FG2-1 described in Mercier et al., 2016.

396 This Jurassic layer thickens westward and northward reaching its maximum thickness
397 at the location of the outer slope break of the plateau. To the east, the Jurassic unit clearly thins
398 until it pinches out at the eastern edge of the plateau on line AA' (Figure 13) and in the middle
399 of the plateau on line BB' (Figure 12). Some of the extensional faults from the Cretaceous
400 rifting either cross over the Jurassic unit or root within it. The base of the Jurassic sequence is
401 often a clear erosional surface.

402 Underneath these Jurassic sediments, thick superposed fan shaped bodies with relatively
403 continuous and high amplitude reflectors are observed. Regardless the nature of these units,
404 they present a typical geometry of Seaward Dipping Reflectors (SDRs), dipping westward, and
405 will be described with this terminology. The entire sequence is divided into 3 units: lower
406 SDRs, upper SDRs 1 and 2 (Figure 12 and Figure 13). Upper SDRs 1 and 2 are differentiated
407 by their extension towards the west and by internal limits observed on the seismic reflection
408 data. To the east, these units pinch out on older units (Figure 12 and Figure 13). The base of
409 these units corresponds to east-dipping surfaces on which internal reflectors seem to stop
410 (Figure 12 and Figure 13). On lines AA' and BB' the boundary between upper SDRs and lower
411 SDRs coincides with the top of the middle crust defined in velocity models (Figure 11). This
412 provides a velocity range between 4.5 and 6 km/s for upper SDRs, and between 6 and 7 km/s
413 for lower SDRs. However, towards the margins, this limit no longer concurs: the SDR bodies
414 thin towards the east while the velocity layers maintain similar thickness, raising the question

415 of velocity variations within these bodies. In the SDRs and below, velocities appear to be depth-
416 dependent, and not correlated with stratigraphic units.

417 The distinction between SDRs layers and the underlying unit, unit A, is based on a
418 change in seismic facies from continuous and powerful reflectors to rather chaotic facies
419 intermittently maintaining locally strong amplitudes that may correspond to magmatic
420 intrusions (dikes, sills). The limit between SDRs and Unit A is not detectable in the velocity
421 models.

422 Below the previously mentioned units, we observed two laterally adjacent deep layers. On
423 the one hand, in the western part of the plateau, we observed (only in MCS data) the Lower
424 Unit 1 (Figure 12 and Figure 13). This body is marked by a chaotic and very poorly reflective
425 facies. On the other hand, in the eastern part of the plateau, the velocity models image the Lower
426 Unit 2 (Figure 12 and Figure 13), presenting velocity values from 7.2 to 7.6 km/s (Figure 10).
427 These units are about 2 s TWT thick (Figure 12 and Figure 13). Due to the lack of deep data in
428 the centre of the plateau, no obvious connection can be proved between these two units.

429

430

- 431 • The Western margin of the plateau and the Jurassic Central Atlantic adjacent oceanic
432 domain

433 The post Albian units above the Albian unconformity definitely seal most of the
434 deformation expanding over the western margin and the central Atlantic oceanic domain. Only
435 a few extensional faults below the actual outer western slope of the plateau cross the Late Albian
436 unconformity and affect the lowest levels of the Post-Albian unit.

437 The Cretaceous unit is characterized by major west dipping extensional faults over the
438 inherited topography of the Jurassic carbonate platform (well imaged on Figure 12). On line
439 AA' (Figure 13), the Cretaceous unit forms a bulge below the base of the actual western slope
440 of the plateau probably corresponding to the distal domain of the gravity-driven slide of
441 Cretaceous series. Then the Cretaceous unit thins westward over the Jurassic unit and outer
442 SDRs on line BB' and over the Jurassic unit and Jurassic oceanic crust (line AA'; Figure 13).

443 The Jurassic unit presents a major thickness decrease below the actual slope clearly
444 controlled by fault-related slope failure on line AA' (Figure 13). The position of the slope seems
445 to have been stable since Jurassic time when the westward extend of the carbonate platform
446 was already a major slope break (line BB', Figure 12). On line AA', a major (possibly volcanic)
447 body is located within the Jurassic unit below the actual slope and above the eastern edge of the

448 outer SDRs unit (Grey body on line AA': Figure 13). Then the Jurassic unit covers the outer
449 SDRs unit toward the oceanic domains with a rather constant ~ 1 s thickness. Further west at
450 the boundary with the obvious oceanic domain, the unit is deposited in a graben type structure
451 where it reaches 3 s TWT on line BB' (Figure 12). This structure seems to clearly determine
452 the limit between the Jurassic oceanic domain and the outer SDRs sitting on top of the western
453 enigmatic margin crust (western continuity of Unit A).

454 The deeper part of the western margin toward the oceanic domain is characterized by the
455 end of Upper SDRs 1 and 2, but in terms of acoustic and geometric characteristics, a similar
456 unit is located in the continuity of these units in the transitional zone. We called this unit "Outer
457 SDRs" because of its location outside the plateau domain. It is thinner than similar fan-shaped
458 units in the plateau domain (about 1-2 seconds TWT; Figure 12 and Figure 13). Its location
459 corresponds to an area with significant change in Moho depth, which deepens from ~ 11
460 seconds TWT (west) to ~ 14-15 s TWT below the plateau. The outer SDRs lie above the
461 westward continuity of Unit A, which is marked by a more chaotic facies with scattered but
462 laterally organized strong amplitudes.

463 At depth, below the western margin, the Lower Unit 1 is clearly imaged only in line BB'.
464 This unit thins toward the west. The outset of the Jurassic oceanic crust is defined at the eastern
465 border of Outer SDRs unit and Lower Unit 1, also corresponding to an area where the Moho
466 flattens (Figure 12 and Figure 13).

467 Finally, the western margin and the plateau domain form a wide ~ 300 km coherent structure
468 from the oceanic Jurassic crust to the oldest crustal part without SDRs to the east.

469

470

- 471 • The northeastern and eastern margins of the plateau and the Cretaceous Equatorial
472 Atlantic adjacent oceanic domain

473 The Albian unconformity is relatively difficult to follow toward the northeastern and eastern
474 margin transitional domain. Its position is uncertain; subsequently it is challenging to precisely
475 define the part of the cretaceous units that may be syn-cretaceous rifting phase. However, it is
476 clear that at least part of the ante Albian units are syn-cretaceous rifting phases. These units
477 form fan shaped basins controlled by mostly east dipping normal faults. The Jurassic unit is
478 very thin or absent in this area and the facies do not fit with the carbonate platform described
479 to the west (Figure 12 and Figure 13).

480 The western limit of the eastern transitional zone is defined at the location of the slope
481 break, which also coincides with the eastern limit of the upper and lower SDR units (Figure 12
482 and Figure 13). The base of the SDR complex still cannot be identified on the coincident wide-
483 angle velocity models. Eastward of this point, Unit A is located below post Jurassic sedimentary
484 units, including the post Albian units.

485 At depth, below Unit A, we find the eastern and northern part of Lower Unit 2. In the
486 northern margin, the thickness, around 1-2s (TWT) is lower (Figure 12) than in the eastern
487 margin where Lower unit 2 is 2-4s-thick (TWT) (Figure 13). These units end before the limit
488 with the Cretaceous oceanic domain further east. It should be noted, however, that the thickness
489 of Lower Unit 2 increases (from 2 s to 3-4 s TWT) at the eastern margin, compared to its
490 thickness in the plateau domain.

491 Finally the northeastern and eastern margins appear as relatively narrow transitional
492 domains (<120 km) with no evidence of superficial volcanic facies or units comparable with
493 previously identified SDRs for the western margin.

494

495 **4. Discussion**

496

497 This study presents two new velocity models across the Demerara Plateau, complementing
498 the one published by Greenroyd et al. (2007). Located to the east of the previous work, our
499 models are coherent in terms of velocities and units thicknesses. Nevertheless, the number of
500 OBS and their powerful shots allow us to image deeper with an increased resolution. We
501 identify a new deep unit: the Lower unit, the top of which can correspond to the Moho
502 interpreted by Greenroyd et al. (2007). Additionally, Reuber et al. (2016) demonstrated the
503 presence of thick SDRs in the western part of the plateau. Mercier et al. (2016) also suggest the
504 presence of SDRs bodies, thinning towards the eastern margin. Therefore, our correlation
505 between the velocity models and reflection seismic profiles provide significant additional
506 constraints on these SDRs in terms of physical properties (velocities, densities), geometry
507 (thicknesses, different internal units, top and base of the complex, lateral extensions). In this
508 section we discuss the nature and deep structure of this plateau, our results (velocity models
509 and composite lines) will be compared in terms of crustal velocities and geometries with
510 different objects such as other TMPs (the Walvis TMP, the Faroe Bank, the Falklands-Malvinas
511 TMP), volcanic margins (the Pelotas, SE Greenland and Namibian margins) and a LIP-type

512 oceanic plateau (the Agulhas Plateau). The aim is to unequivocally clarify the nature of the
513 Demerara Plateau, its structure and limits, and its formation.

514

515 4.1. **The deep structure of the Demerara TMP**

516

517 According to our results, the deep crustal structure of the Demerara Plateau consists of three
518 layers (SRDs, Unit A, Lower unit). Using composite lines, we can correlate velocities values to
519 better characterize each of these units (Figure 12 and Figure 13). The upper most set (the upper
520 part of the crust), present in the entire plateau domain, is made of SDR packages, which is
521 coherent with previous studies (Reuber et al., 2016; Mercier et al., 2016). In the literature, SDRs
522 are proposed to be composed of varying mixtures of subaerial volcanic flows, volcanoclastic
523 and non-volcanic sediments (Okay et al., 1995; Menzies et al., 2002). This set is divided in two
524 sub-units: Upper SDRs (corresponding to the upper crust in velocity models) and Lower SDRs
525 (corresponding to the upper part of the middle crust in velocity models). Different velocities
526 characterize these two parts: the Upper SDR unit shows relatively low velocities (between 4.5
527 and 6 km/s) with a marked depth gradient, while the Lower SDRs have higher velocities
528 (between 6 and 7 km/s) and a smaller depth gradient. Higher proportions of sediment in the
529 upper body can explain this difference, as Paton (2017) proposed for Argentina margin.
530 However, our coincident velocity models do not show major lateral variations: at the same
531 depth, the Lower SDRs have similar velocities to the Upper SDRs (5 km/s at ~8-9 km depth;
532 6.5 km/s at about 18 km depth). This suggests that the velocity may be controlled by depth and
533 pressure (White et al., 1992). Alternatively, other processes related to depth may be involved,
534 such as increasing weathering or hydrothermal alteration in the upper part, or an increasing
535 proportion of intrusive rocks in the lower part, but the available data do not allow to decipher
536 these hypotheses.

537 The westward-downward abrupt termination of SDR packages is debatable. In the literature,
538 these poorly understood boundaries are interpreted as landward-dipping major extensive faults
539 (Gibson & Love 1989; Eldholm et al., 1995; Geoffroy et al., 2015) or as areas flexured by dykes
540 loading (Mutter et al., 1982; Planke and Eldholm 1994; Paton et al., 2017) or sills loading
541 (White et al., 2008). Our seismic data do not allow to resolve the debate and this is not,
542 moreover, the purpose of this paper.

543 According to MCS data, the SDRs are located above Unit A (Figure 12 and Figure 13).
544 However, the physical limit between the SDRs and Unit A is not detectable in the velocity

545 models. This can only be explained by either no or very low acoustic impedance contrast across
546 this transition. Unit A could be an older crust (Ante-Jurassic), composed of continental crust
547 injected by volcanic intrusions possibly related to volcanic events responsible for the formation
548 of the SDRs or older events related to CAMP (Bullard et al., 1965; May, 1971, Bertrand, 1991,
549 Deckart et al., 1997, Marzoli et al., 1999, McHone, 2000; Deckart et al., 2005). It also could be
550 part of the Guyana Shield (Costa et al., 2006). This unit could also be a neofomed crust as
551 suggested by Gernigon et al., 2004 and Reston, 2009 in similar context (Vøring Basin) and
552 could, in this case, be Jurassic in age. Our data do not allow us to distinguish clearly between
553 these hypotheses. Nevertheless, highly probable described magma-affected middle crust or
554 even magmatic crust such as the Namibian Margin (Bauer et al., 2000) exhibit higher velocities
555 for similar depths (7-7.5 km/s for the Namibian margin). This result leads us to favor our first
556 hypothesis.

557 A Lower unit is observed in the western part of the plateau in the MCS data sections, and
558 is imaged in the eastern part of the plateau by the velocity models. Due to lack of continuous
559 data at depth in the central part, and even if the Lower unit appears with comparable time
560 thicknesses and depth, it is not possible to affirm whether they are connected and belong to the
561 same unit. In the velocity models, the velocities of the Lower unit range from 7.2 to 7.6 km/s,
562 similar to previously described High Velocity Lower Crust (HVLC) (e.g. 7.2 to 7.6 km/s)
563 (Geoffroy et al. 2005). In similar contexts, such velocities are explained by three hypotheses:
564 1) an underplated unit (Planert et al., 2017), 2) a serpentized mantle (O'Reilly et al., 2006) or
565 3) a pre-rifting continental crust intruded by a large amount of volcanic products as suggested
566 by Abdelmalak et al. (2016) for the Voering Plateau. The serpentized mantle is generally
567 characterized by a high velocity layer (7.0-7.6 km/s), difficult to distinguish in wide-angle
568 seismic data with the underlying "standard" mantle (Christensen et al., 2004), making the Moho
569 difficult to observe. In our case, we have interpreted a clearly visible PmP phase (Figure 3,
570 Figure 4 and Figure 5). In addition, the serpentine is not stable in high temperature conditions
571 and the presence of exhumed serpentized mantle is restricted to depths of up to ~5 km (e.g.
572 Dean et al., 2000). Consequently, the serpentized mantle hypothesis is clearly not compatible
573 with our observations. The two remaining hypotheses both involve volcanic processes related
574 to rifting.

575 In the western part of the plateau, the Lower unit clearly shares characteristics with the HVLC
576 typical for volcanic margins (Geoffroy et al. 2005) in terms of shape, velocities and geometry
577 where it is rarely described as an underplated unit. In contrast, in the eastern part of the plateau

578 the Lower unit has a more proximal position with respect to the Jurassic margin, and exhibits a
579 greater thickness (3-4 s TWT, corresponding to a thickness of 6-7 km according to Figure 11)
580 reaching its maximum thickness vertically from the cretaceous eastern divergent margin slope
581 (Figure 13) before pinching out toward the oceanic crust. This suggests that the lower unit may
582 have distinct origin on both sides of the plateau.

583 We propose the westward part of the Lower unit to be related to the Jurassic rifting. As we
584 have no velocity control, it can be either a pre-rifting continental crust intruded by a major
585 amount of volcanic products Jurassic in age, or underplated magmatic material. Eastward, the
586 lower unit may result from a distinct magmatic event, Cretaceous in age, and therefore would
587 correspond to an underplated unit related to the cretaceous rifting event. This is in good
588 agreement with the volcanic sills in the eastern transition domain proposed by Sapin et al.
589 (2016) and the presence of a basaltic rocks dated to the Barremian (around 125 My) by well
590 FG2-1 (Mercier et al., 2016) (Figure 10).

591

592 4.2. **Comparison of Demerara crustal velocities to different types of** 593 **crust**

594 We compared 1D velocity-depth profiles underneath the top of the basement with those
595 from other geological objects (Figure 14). We first compared with selected TMPs from Loncke
596 et al. (2019) and a well-documented LIP type plateau near Agulhas TMP, the Agulhas Plateau
597 (Parsiegla et al., 2008). We distinguish two main groups:

599

600 1) Demerara TMP, Agulhas TMP, Walvis TMP, Faroe Bank, Hatton-Rockall TMP present
601 comparable thicknesses (Fromm et al., 2017; Parsiegla et al., 2008; Funck et al., 2008;
602 White et al., 2009). The upper part of these profiles (from 0 to 6 km) slightly differs,
603 showing velocities varying between 4.5 to 6 km/s. However, all these geological objects
604 show similar trends with depth; in particular between 6 and 22 km with velocities
605 precisely ranging from ~6.5 to ~7 km/s. These velocity values are outside of the range
606 of those of standard continental crust (Figure 14) as compiled by Christensen et al.
607 (1995).

608 2) Falklands-Malvinas TMP (Schimschal et al., 2018; Schimschal et al., 2019) and
609 Agulhas Plateau (Parsiegla et al., 2008) clearly differ from the first group with

610 significantly higher velocities ranging from ~6.7 to ~7.5 km/s above the Moho and
611 lower thicknesses. It should be noted that the Falklands-Malvinas TMP shows a very
612 heterogeneous structure (Schimschal et al., 2018; Schimschal et al., 2019). An internal
613 block of this TMP, the Maurice Ewing Bank, has a velocity profile similar to the
614 Demerara Plateau. Nevertheless, the Falklands-Malvinas TMP has additional domains
615 that differ from the structure of the Demerara Plateau. Further study is required to decide
616 if this internal block could be an analogue for the Demerara Plateau.

617 In addition, we compare our velocities to those of well-documented volcanic margins: the
618 SE Greenland (Hopper et al., 2003) and the Namibian volcanic margins (Bauer et al., 2000).
619 This shows that the velocities along the Greenland Margin (Hopper et al., 2003) are comparable
620 to those of the TMPs presented in the first group (Figure 14l). This is not surprising as it is close
621 to the Hatton-Rockall-Faroe Bank and probably undergoes a similar evolution (Hopper et al.,
622 2003; Geoffroy et al., 2005). The velocities in the upper crust and the lower crust of the
623 Namibian Margin (in the transitional igneous domain from Bauer et al., 2000) are similar to
624 those observed on the Demerara Plateau (Figure 14m). The middle crust differs, with higher
625 velocities at the Namibian Margin: over 7.0 km/s at the top of the unit (Bauer et al., 2000)
626 probably due to an igneous composition and large-scale intrusive magmatism (Schön et al.,
627 1996; Bauer et al., 2000).

628

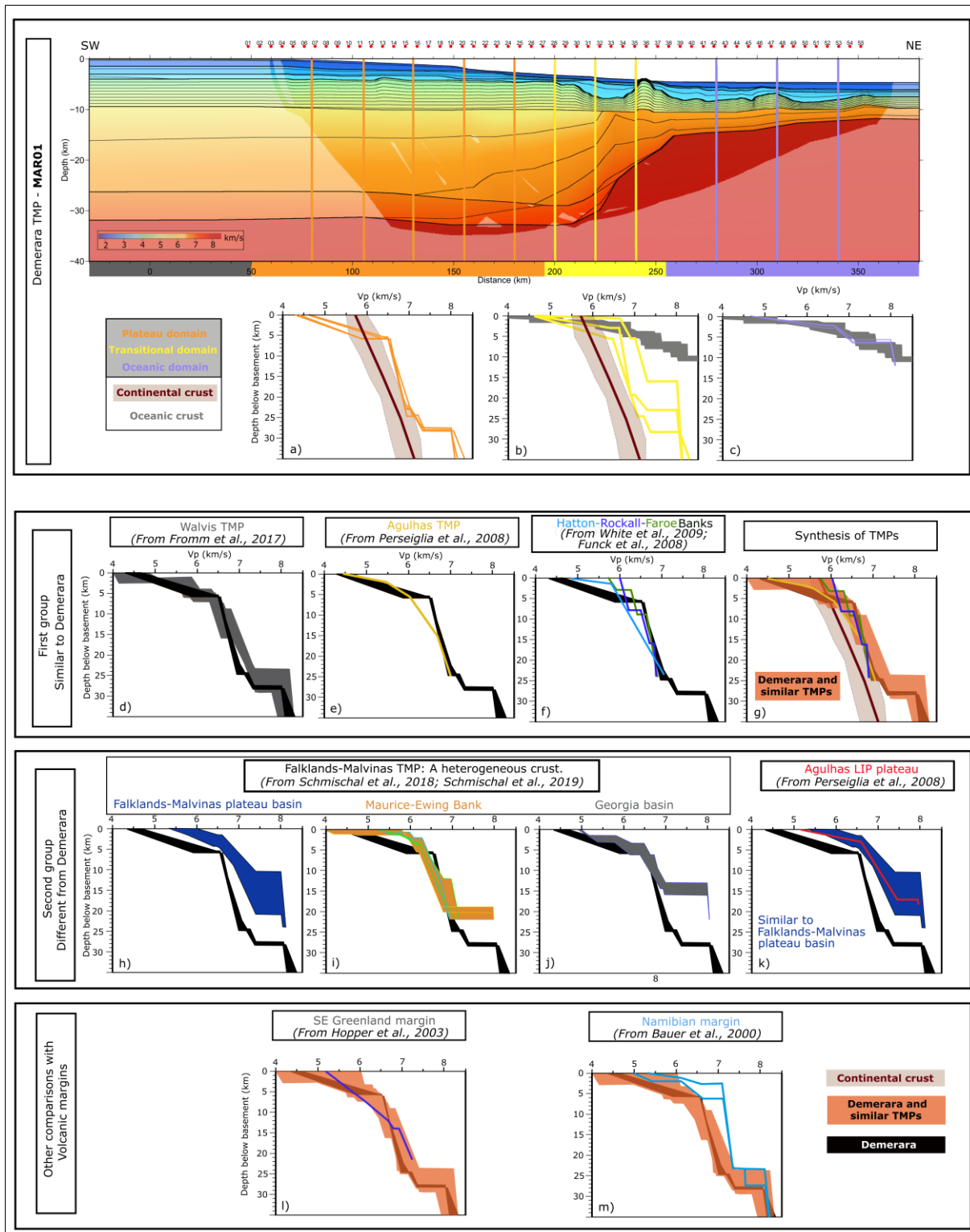


Figure 14: V_p comparison between Demerara Plateau (from Figure 10) in black, Walvis Ridge (Planert et al., 2017) in grey, Agulhas TMP (Parsieglia et al., 2008), Faroe Bank (Funck et al., 2008), Hatton Bank (White and Smith, 2009), Rockall Bank (Vogt et al., 1998), Falklands-Malvinas Bank (Schimschal et al., 2018; Schimschal et al., 2019), Central Agulhas Plateau (Parsieglia et al., 2008), SE Greenland margin (Hopper et al., 2003) and Namibian margin (Bauer et al., 2000).

4.3. Demerera internal geometry

630
631

632 The search for analogs must take into account the structure and subsequent possible nature
633 of the units. Based on the key elements identified for the Demerara Plateau (SDRs, Unit A,
634 Lower unit (HVLC)), we have defined two groups of possible analog structures.

635 The first group composed of Walvis TMP, Faroe Bank, and Hatton-Rockall TMP exhibit a
636 three-layer organization (Figure 15 a,b,c and d). These 25-33 km thick plateaus are all located
637 in the Atlantic. The Walvis TMP shows the closest resemblance and it is associated with a
638 complex rifted margin offshore Namibia with a thick (about 33 km) dominantly gabbroic crust
639 according to Planert et al. (2017). Gladczenko et al. (1998) and Elliot et al. (2009) also propose
640 a volcanic margin associated with a hotspot trail. The presence of massive SDR complex is
641 confirmed by MCS data (Elliot et al., 2009; Jegen et al., 2016; McDermott et al., 2018). Hatton
642 and Faroe banks also share this confirmation of a three-unit organization (even if these units
643 are narrower), with described SDRs, HVLC and what is called a transitional or igneous crust in
644 between, similar to Demerara Unit A. All these TMPs and margins are volcanic and share the
645 characteristic of being under hotspot influence during their formation which explains the
646 presence of SDR complex and HVLC (Fowler et al., 1989; Geoffroy et al., 2005; White et al.,
647 2008; Elliot et al., 2008), like the Iceland hotspot for Faroe Bank and Rockall-Hatton TMPs
648 (Elliot et al., 2008). The similarity of the structure and velocities with the Demerara TMP raises
649 the question of the origin of the major volcanic products revealed at Demerara and suggests the
650 possible presence of a hotspot. However, no hotspot has been clearly identified for the
651 Demerara region in early Jurassic time even if its existence is proposed by Reuber et al. (2016)
652 based on seismic data and Basile et al. (2020) based on deep seafloor samplings, geochemical
653 analyses and datings.

654 The second group includes the Falklands-Malvinas and Agulhas plateaus (Figure 14h, i, j
655 and k) (Figure 15e). The Falklands-Malvinas Plateau is a heterogeneous plateau, composed
656 from west to east of the Falklands-Malvinas plateau basin (12-20 km overthickened oceanic
657 domain), a possible “continental” domain (Maurice-Ewing Bank) and the Georgia Basin
658 (oceanic domain) (Schimschal et al., 2019). Excluding the Maurice-Ewing Bank, which shows
659 similar velocities to the Demerara Plateau (Figure 14i), most of the Falklands-Malvinas TMP
660 share similar characteristics with the Agulhas Plateau, which is defined as a LIP type “oceanic”
661 plateau (Parsiegla et al., 2008). This group does not show any evidence of either SDRs
662 complexes or HVLC. These two “plateaus” are located within the South Atlantic Ocean and

663 their formation is also related to the influence of a hotspot: the Karoo Hotspot (Linol et al.,
664 2015; Hole et al., 2016) but they do not result from the same evolution as Demerara.
665 Consequently, not all proposed TMPs (Loncke et al., 2019) are formed by the same processes.

666 Notwithstanding, Demerara and Walvis TMPs share similar structural characteristics
667 with well documented volcanic margins such as the Pelotas and Namibian margins (Bauer et
668 al., 2000; Fernàndez et al., 2010; Stica et al., 2014; Jegen et al., 2016; Planert et al., 2017).
669 These margins (Figure 15f and g) also present a three layers type crust including: 1) an upper
670 crust made up of SDRs, 2) a middle crust called igneous crust or transitional crust possibly a
671 pre-SDR crust strongly intruded by volcanism with evidence of sills and dykes (Bauer et al.,
672 2000; Fromm et al., 2017; Planert et al., 2017), and 3) a HVLC.

673 Based on this global analysis, we propose that the structure of the Demerara Plateau
674 corresponds to a Jurassic volcanic margin resulting from hotspot activity.

675

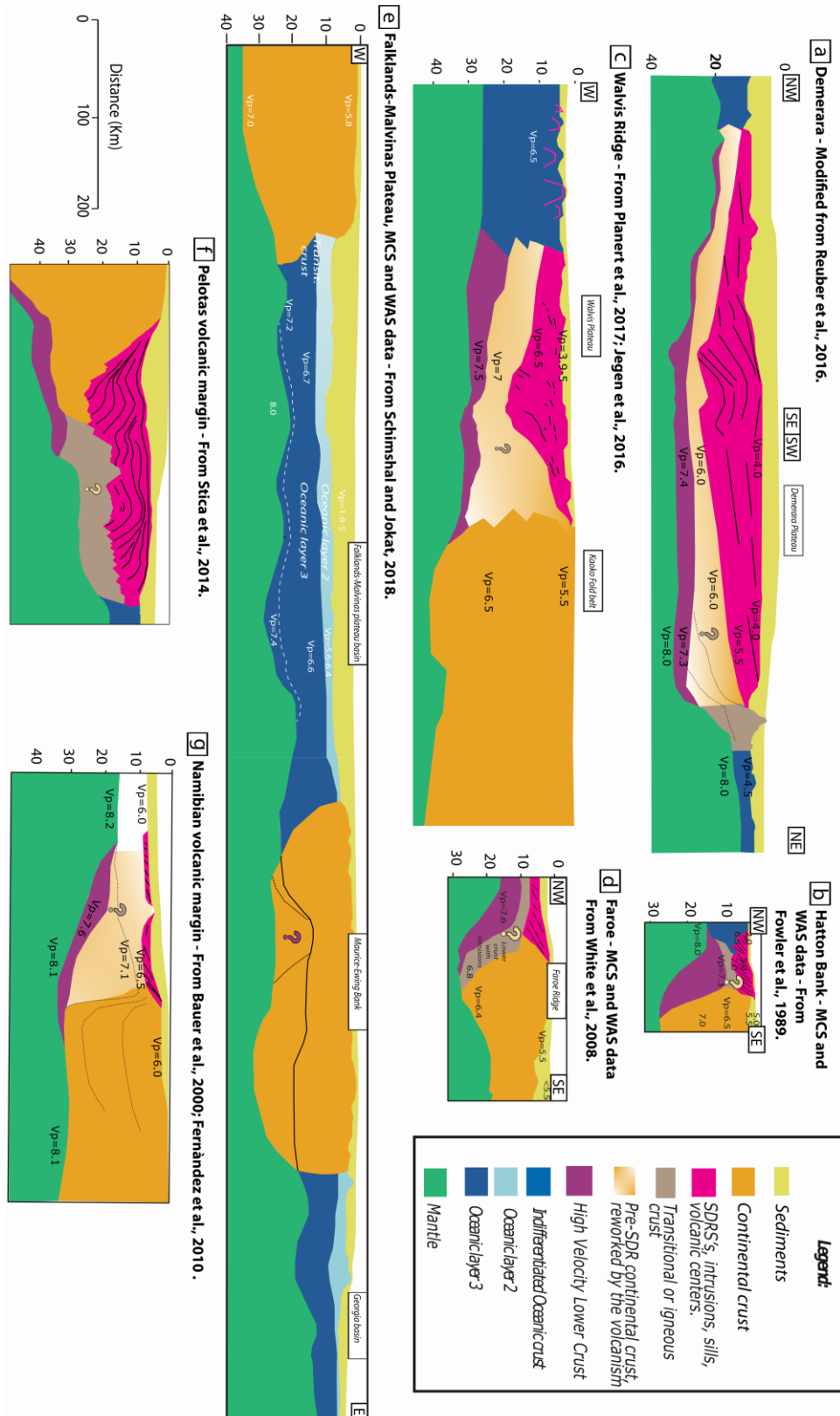


Figure 15: Structure comparison between: a) Demerara Plateau (Modified from Reuber et al., 2016); b) Hatton Bank (Fowler et al., 1989); c) Walvis Rigde (From Planert et al., 2017; Jegen et al., 2016); d) Faroe Bank (White et al., 2008); e) Falklands-Malvinas TMP (Schimschal et al., 2018; 2019); f) Pelotas volcanic margin (Stica et al., 2014); g) Namibian volcanic margin (Bauer et al., 2000; Fernàndez et al., 2010).

4.4. **Origin of the volcanism of the plateau and the western margin**

677
678

679 Based on MCS data, Reuber et al. (2016) first hypothesized the presence of a hotspot to
680 explain the SDRs and the subsequent huge amount of volcanic products for Demerara. This
681 hotspot, called "Bahamas hotspot", was located close to the Bahamas at the west of the
682 Demerara Plateau during the Jurassic period (Reuber et al., 2016). However, hotspots are active
683 for long periods of time and their activities result in major volcanic expression forming hotspot
684 tracks depending on the movement of tectonic plates (Morgan et al., 1983). In the case of
685 Demerara, no such hotspot track has been documented to date.

686 Dredges from the DRADEM experiment <https://doi.org/10.17600/16001900> (Basile et al.,
687 2017) recovered various magmatic samples from the very steep northern margin of the plateau.
688 Some samples were precisely dated on zircon 173.4 ± 1.6 My (Basile et al., 2017). All the
689 magmatic samples revealed the same patterns in trace elements, they are Light Rare Earth-
690 enriched, and present positive anomalies in Nb, Ta, Zr and Hf, typical of ocean island basalts
691 (OIB). These results indicate a possibly hotspot-related magmatic event, consistent with the
692 opening age of the Central Atlantic and younger than the volcanism associated with CAMP
693 (about 200 Ma). They strongly support the conclusion of a major hotspot related volcanism
694 resulting in the formation of the Demerara Plateau during Early/Mid Jurassic time. Basile et al.
695 (2020) determined a possible hotspot track, based on the hypothesis of a hotspot located below
696 Demerara at 170 Ma. This hotspot would also be responsible for the formation of the Sierra
697 Leone Rise (Basile et al., 2020). If their assumption were correct, then the Demerara Plateau
698 would again have been located above this same hotspot in the Cretaceous.

699

4.5. **Evolution of the Demerara volcanic margin and the north eastern and eastern margin**

700
701
702

703 During the Cretaceous, the Demerara Plateau underwent, a second rifting phase, creating
704 its northern (transform or highly oblique) and eastern (divergent) margins (Basile et al., 2013;
705 Loncke et al., 2019). This specific polyphased history is at the origin of the difference between
706 a single-phased volcanic margin and the Demerara TMP volcanic margin.

707 The extent of the Jurassic volcanic margin to the east corresponds to the easternmost
708 extension of the SDR complex, and is proposed to coincide with the actual location of the

709 eastern edge of the plateau. Prior to the second rifting phase and following the Jurassic margin
710 formation marked by a major Sinemurian unconformity (Mercier et al., 2016) the post-rift
711 subsidence is compensated by the sediment supply. This subsidence accelerated in the
712 Barremian/Aptian with the emplacement of a large delta forming the gravity-driven tectonics
713 west to the plateau (Figure 12 and Figure 13). Later, the plateau underwent major uplift and
714 deformation mainly during the Albian.

715 The narrow (<90 km) eastern margin of the plateau (Figure 13) is made of tilted blocks
716 controlled by eastward dipping normal faults cutting in Unit A and filled by Cretaceous ante-
717 Albian units. The first westward normal fault vertically coincides with the eastern edge of the
718 plateau. Remarkably, the eastern edge also corresponds to the easternmost extension of the SDR
719 complex, which may then represent the extent of the Jurassic volcanic margin (Figure 12). This
720 may reflect preferential localization of deformation between blocks of different rheologies. This
721 location may alternatively result from inherited structures. In the transitional domain (Figure
722 13), the velocity model does not show evidence of an exhumed mantle dome as proposed by
723 Sapin et al. (2016) but the region may correspond to the top of Lower Unit 2 (around 9 s TWT
724 in Figure 13; about 8 s TWT in MCS data). Therefore, in the deeper part below Unit A, Lower
725 unit 2 reaches its maximum thickness (4 sec TD) below the eastern margin and vertically to the
726 slope break. The unit thins eastward as do the upper and middle crust (Unit A) and rises from
727 25-32 km to about 13 km at the boundary between the transition zone and the oceanic domain.

728 The northeastern margin appears wider (120 km) but is cut obliquely by the seismic section.
729 It looks more like a horst and graben type structure controlled by normal faults dipping
730 alternatively toward the northeast or the south-west and filled by possibly Cretaceous ante-
731 Albian deposits (Figure 12). It appears that northeastern extent of the SDRs also coincides with
732 the internal limit of the margin. Nevertheless, continuity toward the north of the SDRs volcanic
733 complex has been proved at the Guinean Plateau (Mercier de Lépinay, 2016) which was north
734 of Demerara before Cretaceous rifting (Moulin et al., 2010). At depth, below Unit A, Lower
735 unit 2 also appears distinct with a globally lower thickness (2-3 sec TWT) and its depth remains
736 stable around 27-32 km (Figure 12). It ends up before a rapid rise of the Moho (30 to 20 km)
737 within the middle crust (Unit A).

738 Subsequently, interpretation of northeastern and eastern margins is not comparable. The
739 specific structure of the northeastern margin may be related to its position at the outer corner
740 corresponding to the intersection between the transform and divergent segments (Mercier et al,
741 2016). The eastern margin is a more “standard” narrow divergent margin as imaged by Sapin

742 et al. (2016). Lower unit 2 (see § IV. A.) may result from a second (rifting related) cretaceous
743 volcanic event and correspond to an underplated unit due to the hypothetical hotspot come back
744 as suggested by Basile et al. (2020).

745

746 **Conclusions**

747

748 The interpretation of unpublished seismic data (wide-angle and reflection seismic data)
749 reveals the deep structure of the Demerara Plateau. This paper provides new information on the
750 geometry of the layers and their physical properties. We imaged a crustal domain composed of
751 a three-layer crust: as already observed by Reuber et al. (2016), the first layer (from the top) is
752 a large SDR complex, which is subdivided into four major units. Our result demonstrates that
753 this SDR complex is present from the west of the plateau (maximum thickness) to the east.
754 Below this unit, we observed another layer (Unit A) thanks to a clear acoustic facies difference.
755 This second part may correspond to an ante-SDR crust reworked by the volcanic episode. SDR
756 complex and Unit A present high velocities from 4.5 to 6.5 km/s, higher than “standard”
757 continental crust (Christensen and Mooney; 1995) at similar depths. One important result is that
758 the boundary between SDRs and Unit A, identifiable in MCS, is not clearly observable in
759 velocity models. This probably reveals similar physical parameters (density, acoustic
760 impedance). The deeper crustal part is composed of two lower units: Lower Unit 1 is imaged
761 by MCS in the west of the plateau and Lower Unit 2 is imaged by WAS (wide-angle seismic)
762 data in the east. These units could be a high velocity lower crust (HVLC), since Lower Unit 2
763 presents velocities from 7.2 to 7.6 km/s. As afore mentioned, seismic velocities in the crustal
764 domain differ from those of “standard” continental margins but they are similar to those of other
765 TMPs and volcanic margins.

766

767 The fan shaped massive SDR units and their internal reflectors are dip toward the west
768 indicating the presence of a volcanic rift axis westward during an intense Jurassic volcanic
769 episode. Consequently, the Demerara Plateau exhibits all aspects of a volcanic margin toward
770 the western Central Atlantic segment. Additional comparisons show similarities with other
771 TMPs in the Atlantic. However, not all TMPs correspond to these characteristics, with
772 exceptions such as the Falklands-Malvinas and Agulhas TMP. In contrast, the comparison of
773 Demerara with the Namibian or Pelotas volcanic margin reveals once again a very similar
organization a 3-layers crust, with an upper SDRs crust and a HVLC. All of them show

774 relatively comparable velocities. These similarities emphasize the possibility of a hotspot
775 related formation for the Jurassic Demerara Margin.

776 Even though not all TMPs are imaged by such complete seismic data sets as Demerara,
777 some of them share similar characteristics, at least to first order. The major result for Demerara
778 is that this plateau corresponds to a large Jurassic volcanic margin reworked in its eastern part
779 by a second rifting event: the Cretaceous transform-dominated rifting. Many questions remain
780 concerning the northern margin: the northward continuity of the SDR complex, notably beyond
781 the conjugate of the northern margin, which is the southern limit of the Guinea Plateau. The
782 influence of the establishment of a Cretaceous transform margin on the structure of the Jurassic
783 volcanic margin requires further investigation. The exploitation of supplementary data related
784 to the northern transform border is imperative. This will be the next step of this project.
785 Moreover, future studies of the structure and nature of different TMPs are requisite in order to
786 define common processes, involving major thermal anomalies such as hotspots and superposed
787 tectonic phases

788

789 **Acknowledgments**

790

791 We would like to thank the captain and the crew of R/V L'Atalante as well as the technical team
792 of Genavir and Ifremer for their help in data acquisition during the MARGATS cruise. We also
793 acknowledge Région Bretagne and Ifremer for funding the PhD scholarship associated with
794 this work. TOTAL is acknowledged for providing access to their marine seismic dataset from
795 the Demerara region. The GMT software package (Wessel and Smith, 1995) was used in the
796 preparation of this paper for several figures), and the SU (Seismic Unix) software was used for
797 processing the WAS data as well as for the calculation of synthetic data (Cohen & Stockwell,
798 2003). We would like to thank Wilfried Jokat, Associate Editor and an anonymous reviewer for
799 their constructive reviews, which greatly helped improve the manuscript. We would like to
800 warmly thank native speaker Alison Chalm for the English correction of the manuscript.

801 **Figures table:**

802

803 Figure 1: Bathymetric map of the Demerara Plateau and surrounding area. Location of the
804 seismic profiles are indicated by black and red lines and fracture zones by white dashed lines.
805 The Southern Limit of the Equatorial Atlantic (SLEA) separates the Jurassic Central Atlantic

806	southward and the Cretaceous Equatorial Atlantic domain northward. The green line underlines	
807	the northern transform margin.....	3
808	Figure 2: Geodynamic reconstructions (South America fixed) of the Central and Equatorial	
809	Atlantic (rotation parameters from Müller et al., 2016): a) Present day, Demerara (D) and its	
810	conjugates: Guinea Plateau (G) and Bahamas (B), FZ: Fracture Zones, SLNEA : Southern Limit	
811	of the Northern Equatorial Atlantic; b) Reconstruction at 80 Ma; c) Reconstruction at 120 Ma;	
812	d) Reconstruction at 160 Ma; d) Reconstruction at 200 Ma. PFC Panafrican Chains.	6
813	Figure 3: Data section of OBS 13 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic	
814	section with annotation of each identified phases: sediment layers (Sed1, Sed2), Upper crust	
815	(Uc), Middle crust (Mc), Lower crust (Lc), and Moho reflection (Pmp). (b) Uninterpreted	
816	seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the final velocity model MAR01.....	10
817	Figure 4: Data section of OBS 32 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic	
818	section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3; Mantle refraction	
819	(Pn)). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity	
820	model.....	11
821	Figure 5: Data section of OBS 14 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic	
822	section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 2). (b) Uninterpreted	
823	seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.	12
824	Figure 6: Data section of OBS 29 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic	
825	section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3). (b) Uninterpreted	
826	seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.	13
827	Figure 7: Uncertainty calculation on MAR01 and MAR02 velocity models. (a and d) Position	
828	of each layer, with the nodes. (b and e) Hit-count for velocity (gridded and colored). (c and f)	
829	Velocity resolution. Only the constrained areas are colored.....	16
830	Figure 8: Velocity anomaly diagrams for the "Middle crust" and "Moho" phases of the MAR01	
831	and MAR02 velocity models. The horizontal axes represent velocity perturbations and the	
832	vertical axes depth perturbations. The colors represent the RMS error resulting from these	
833	perturbations. The black contours represent the number of points explained by the calculation.	
834	18
835	Figure 9: (A) Free-air Gravity map (Sandwell & Smith, 1997) used to localized the two profiles.	
836	(B) MAR01 and (C) MAR02 profiles, gravity model calculated from the gravity model and	
837	derived from the velocity model (red line). Gravity anomaly extracted from free-air anomaly	
838	(black line) (Sandwell & Smith, 1997). The dotted black lines represents an error margin of ± 5	
839	mGal. In red, location of the 4 OBSs data shown in Figure 2,3,4 and 5. In black the first and last	
840	OBS of the lines.	19
841	Figure 10: Bathymetric map of the Demerara Plateau. The coloured lines correspond to	
842	reflection seismic profiles. Each colour corresponds to a specific dataset: in red ION GXT data	
843	with 16s (TWT) recording time, in blue CGG data with 8s (TWT) and in green Fugro data with	
844	12s (TWT). The location of the two wide-angle models is indicated by orange lines. The two	
845	composite lines used are indicated in black (BB') and purple (AA'). The location of the previous	
846	velocity model (from Greenroyd et al., 2007) and the well FG2-1 (described by Mercier de	
847	Lépinay et al., 2016) is also shown	20
848	Figure 11: MAR01 and MAR02 final velocity models contoured at a 0.25 km/s interval. Shaded	
849	areas correspond to the region constrained by ray-tracing. The colour indicates the velocity of	
850	the P-wave. The different domains are indicated at the bottom by colored areas: the Plateau	
851	domain in orange; the transition domain in yellow and the oceanic domain in blue.	22
852	Figure 12: Composite profile BB'. Composed of MCS data in the west and combined wide-	
853	angle and MCS data in the east. The MAR01 velocity model is visible on the upper profile.	
854	Overview of seismic data from Reuber et al, 2016.	24

855 Figure 13: Composite profiles AA', composed of MCS data in the west and combined wide-
856 angle and MCS data in the east. The MAR02 velocity model is visible on the upper profile. 25
857 Figure 14: Vz comparison between Demerara Plateau (from Figure 10) in black, Walvis Ridge
858 (Planert et al., 2017) in grey, Agulhas TMP (Parsiegla et al., 2008), Faroe Bank (Funck et al.,
859 2008), Hatton Bank (White and Smith, 2009), Rockall Bank (Vogt et al., 1998), Falklands-
860 Malvinas Bank (Schimschal et al., 2018; Schimschal et al., 2019), Central Agulhas Plateau
861 (Parsiegla et al., 2008), SE Greenland margin (Hopper et al., 2003) and Namibian margin
862 (Bauer et al., 2000). 34
863 Figure 15: Structure comparison between: a) Demerara Plateau (Modified from Reuber et al.,
864 2016); b) Hatton Bank (Fowler et al., 1989); c) Walvis Rigde (From Planert et al., 2017; Jegen
865 et al., 2016); d) Faroe Bank (White et al., 2008); e) Falklands-Malvinas TMP (Schimschal et
866 al., 2018; 2019); f) Pelotas volcanic margin (Stica et al., 2014); g) Namibian volcanic margin
867 (Bauer et al., 2000; Fernàndez et al., 2010). 37
868

869 **Table list:**

870

871 [Table 1 : Summary Table of the main uncertainties for the MAR01 and MAR02 Velocity](#)
872 [Models.](#)

873

874 **References**

875

876 Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J.Y., Sibuet, J.-C. (2004),
877 MicrOBS : A new generation of ocean bottom seismometer. First break volume, technical
878 article.

879 Abdelmalak, M. M., Planke, S., Faleide, J. I., Jerram, D. A., Zastrozhnov, D., Eide, S., &
880 Myklebust, R. (2016). The development of volcanic sequences at rifted margins: New insights
881 from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin. *Journal*
882 *of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5212-5236.

883 Amante, C. and B.W. Eakins, (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures,
884 Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National
885 Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M.

886 Barker, P.. (1999). Evidence for a volcanic rifted margin and oceanic crustal structure for the
887 Falkland Plateau Basin. *Journal of The Geological Society - J GEOL SOC.* 156. 889-900.
888 10.1144/gsjgs.156.5.0889.

889 Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay,
890 M. & Pattier, F. (2013), Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French

891 Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform-divergent margins
892 intersection, *Tectonophysics* 591, 16–29.

893 Basile, C., Girault, I., Heuret, A., Loncke, L., Poetisi, E., Graindorge, D., & Roest, W. (2017).
894 Morphology and lithology of the continental slope north of the Demerara marginal plateau:
895 results from the DRADEM cruise. *EGUGA*, 8107.

896 Basile, C., Girault, I., Paquette, J. L., Agranier, A., Loncke, L., Heuret, A., & Poetisi, E. (2020).
897 The Jurassic magmatism of the Demerara Plateau (offshore French Guiana) as a remnant of the
898 Sierra Leone hotspot during the Atlantic rifting. *Scientific Reports*, 10(1), 1-12.

899 Bauer, Klaus & Neben, Sönke & Schreckenberger, Bernd & Emmermann, Rolf & Hinz, Karl
900 & Fechner, Notker & Gohl, Karsten & Schulze, Albrecht & Trumbull, R. & Weber, Klaus.
901 (2000). Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated
902 geophysical studies. *Journal of Geophysical Research*. 105. 25829-25854.
903 10.1029/2000JB900227.

904 Bertrand, H., Villeneuve, M., (1989). Témoins de l'ouverture de l'atlantique central au début
905 du jurassique: les dolérites tholéiitiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). *C.R.*
906 *Acad. Sci., Paris* 308 (série II), 93– 98.

907 Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M.,
908 Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., (2015). Deep crustal
909 structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic
910 data (MIRROR seismic survey). *Tectonophysics* 656, 154-174.doi:10.1016/j.tecto.2015.06.019

911 Blaich, O. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., Gordon, A. C. & Mohriak, W. (2013). Crustal-scale
912 architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. *Geol. Soc., London, Sp.*
913 *Pub.* 369, 167–183.

914 Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., M. Kuhn, Peyrefitte, A., Vales N., Biancale, R., Gabalda,
915 G., Reinquin, F., Sarrailh, M., (2012). *World Gravity Map. Commission for the Geological Map*
916 *of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.*

917 Bullard, E., Everett, J.E., Smith, A.G., (1965). The fit of the continents around the Atlantic. In:
918 Bickett, P.M.S., Bullard, E., Runcorn, S.K. (Eds.), *A Symposium on Continental Drift, Philos.*
919 *Trans. R. Soc. Lond., A*, vol. 258, pp. 41– 51.

920 Campan, A., (1995). *Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial, implications sur*
921 *l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaque Amérique du Nord / Amérique du*
922 *Sud, PhD Thesis, Univ. "Pierre et Marie Curie", Paris VI, 352 pp.*

923 Cohen, J. K., & Stockwell, J. W. Jr. (2003). CWP/SU: Seismic Unix release no. 36: A free
924 package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of
925 Mines.

926 Cohen, J. K., & Stockwell, J. W. (2003). Seismic Unix Release 37: a freed package for seismic
927 research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

928 Christensen, N. I., and W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of
929 the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, 100(B6), 9761–9788,
930 doi:[10.1029/95JB00259](https://doi.org/10.1029/95JB00259).

931 Christensen, N., (2004). Serpentinites, Peridotites, and Seismology. *International Geology*
932 *Review - INT GEOL REV.* 46. 795-816. 10.2747/0020-6814.46.9.795.

933 Costa, L., Lafon, J.M. & Delor, C., (2006). Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study:
934 Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the
935 southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research -*
936 *GONDWANA RES.* 10. 277-300. 10.1016/j.gr.2006.02.012.

937 Deckart, K., Féraud, G., Bertrand, H., (1997). Age of Jurassic continental tholeiites of French
938 Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean.
939 *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 205– 220.

940 Deckart, Katja & Bertrand, Hervé & Liégeois, J.-P. (2005). Geochemistry and Sr, Nd, Pb
941 isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and
942 Guinea. *Lithos.* 82. 282-314. 10.1016/j.lithos.2004.09.023.

943 Delong, D., (2018). Wide-angle seismic survey of the East-Sicily margin: Crustal structure of
944 the Ionian basin and Malta escarpement and implications for the current STEP fault location.

945 Elliott, Gavin & Berndt, Christian & Parson, Lindsay. (2009). The SW African volcanic rifted
946 margin and the initiation of the Walvis Ridge, South Atlantic. *Marine Geophysical Researches.*
947 30. 207-214. 10.1007/s11001-009-9077-x.

948 Fanget, A.N., Loncke, L., Pattier, F., Marsset, T., Roest, W., Tallobre, C., Durrieu de Madron,
949 X., Hernández-Molina, F., (2019). A synthesis of the sedimentary evolution of the Demerara
950 Plateau (Central Atlantic Ocean) from the late Albian to the Holocene. *Marine and Petroleum*
951 *Geology.* 104195. 10.1016/j.marpetgeo.2019.104195.

952 Fernández, M., Afonso, J., Ranalli, G., (2010). The deep lithospheric structure of the Namibian
953 volcanic margin. *Tectonophysics.* 481. 10.1016/j.tecto.2009.02.036.

954 Fromm, T., Jokat, W., Ryberg, T., Behrmann, J., Haberland, C., Weber, M., (2017). The onset
955 of Walvis Ridge: Plume influence at the continental margin. *Tectonophysics*. 716. 90-107.
956 10.1016/j.tecto.2017.03.011.

957 Funck, T., Morten Sparre, A., Neish, J., Dahl-Jensen, T., (2008). A refraction seismic transect
958 from the Faroe Islands to the Hatton-Rockall Basin. *Journal of Geophysical Research*. 113.
959 10.1029/2008JB005675.

960 Gerlings, J., Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E. and Klingelhöfer, F. (2009), Seismic
961 evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern
962 Davis Strait and northern Labrador Sea. *Geophysical Journal International*, 176: 980–994.
963 doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04021.x

964 Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395-
965 1408.

966 Geoffroy, L., Burov, E. B., & Werner, P. (2015). Volcanic passive margins: another way to
967 break up continents. *Scientific reports*, 5(1), 1-12. Gladchenko, T. P., Skogseid, J., & Eldhom,
968 O. (1998). Namibia volcanic margin. *Marine Geophysical Researches*, 20(4), 313-341.

969 Gouyet, S. (1988), Évolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nord-brésilienne au
970 cours de l'évolution de l'Atlantique Sud, Université de Pau et des pays de l'Adour, 374pp.

971 Graindorge, D., A. Calahorrano, P. Charvis, J.-Y. Collot, and N. Bethoux (2004), Deep
972 structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on
973 great earthquakes recurrence interval, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04603,
974 doi:10.1029/2003GL018803.

975 Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2007). Crustal structure
976 of the French Guiana margin, west equatorial Atlantic. *Geophysical Journal International*,
977 169(3), 964-987.

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

981 Hole, Malcolm & Ellam, Rob & Macdonald, David & Kelley, Simon. (2015). Gondwana break-
982 up related magmatism in the Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*.
983 10.1144/jgs2015-027.

984 Jegen, M., Avdeeva, A., Berndt, C., Franz, G., Heincke, B., Hölz, S., Kopp, H. (2016). 3-D
985 magnetotelluric image of offshore magmatism at the Walvis Ridge and rift basin.
986 *Tectonophysics*, 683, 98-108.

987 Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cirilli, S., Tanner, L. H., Kontak, D. J., Bellieni, G.
988 (2009). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of CAMP in North America: implications for the Triassic–Jurassic
989 boundary and the 40K decay constant bias. *Lithos*, 110(1-4), 167-180.

990 Klitgord, K. D., & Schouten, H. (1986). The western north Atlantic region. *The Decade of*
991 *North American Geology*, 1000, 351-378.

992 Koopmann, H., (2013). Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW
993 African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential
994 field data. *Marine and Petroleum Geology* 50, 22–39.

995 Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D. and Roest, W. R., (2010). An alternative early opening
996 scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 355-368. doi:
997 10.1016/j.epsl.2010.06.024.Ludwig, W.J.,

998 Leitchenkov, G., Guseva, J., Gandyukhin, V., Grikurov, G., Kristoffersen, Y., Sand, M.,
999 Aleshkova, N. (2008). Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area
1000 (East Antarctica): results of geophysical studies. *Marine Geophysical Researches*, 29(2), 135-
1001 158.

1002 Linol, B., de Wit, M. J., Guillocheau, F., Robin, C., Dauteuil, O. (2015). Multiphase
1003 Phanerozoic subsidence and uplift history recorded in the Congo Basin: a complex successor
1004 basin. In *Geology and Resource Potential of the Congo Basin* (pp. 213-227). Springer, Berlin,
1005 Heidelberg.

1006 Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., & Roest, W. (2009). Slope instabilities
1007 from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal
1008 plain. *Marine and Petroleum Geology*, 26(5), 711-723.

1009 Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W. R., Bayon, G., Gaullier, V., Marsset, T. (2016).
1010 Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes.
1011 Initial results from the IGUANES cruise. *Geological Society, London, Special Publications*,
1012 431(1), 179-197.

1013 Loncke, L., Roest, W. R., Klingelhoefer, F., Basile, C., Graindorge, D., Heuret, A., Marcaillou,
1014 B., Museur, T., Fanget, A. S., & Mercier de Lépinay, M. (2019). Transform marginal plateaus.
1015 AGUFM, 2019, T32B-06.

1016 Loureiro, A., Afilhado, A., Matias, L., Moulin, M., & Aslanian, D. (2016). Monte Carlo
1017 approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos
1018 Basin, Brazil. *Tectonophysics*, 683, 286–307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.040>

1019 Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. *The sea*, 4(part 1), 53–
1020 84.

1021 Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., DeMin, A., (1999). Extensive 200-
1022 million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*
1023 284, 616– 618.

1024 Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Mueller, R. D.
1025 (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and*
1026 *Planetary Change*, 146, 226-250.

1027 May, P.R., (1971). Patterns of Triassic diabase dikes around the North Atlantic in the context
1028 of predrift position of the continents. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 1285–1292.

1029 McDermott, C., Lonergan, L., Collier, J. S., McDermott, K. G., & Bellingham, P. (2018).
1030 Characterization of Seaward-Dipping Reflectors Along the South American Atlantic Margin
1031 and Implications for Continental Breakup. *Tectonics*, 37(9), 3303-3327.

1032 McHone, G.J., (2000). Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central
1033 Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287– 296.

1034 Menzies, M. A. (Ed.). (2002). *Volcanic rifted margins* (Vol. 362). Geological Society of
1035 America.

1036 Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W. R., Patriat, M., Maillard, A., & De
1037 Clarens, P. (2016). Transform continental margins—Part 2: A worldwide review.
1038 *Tectonophysics*, 693, 96–115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.038>

1039 Mjelde, P., Digranes, H., Shimamura, H., Shiobara, S., Kodaira, H., Brekke, T., Egebjerg, N.,
1040 Sørenes, S. and Thorbjørnsen, C., (1998). Crustal structure of the northern part of the Vøring
1041 Basin, mid-Norway margin, from wide- angle seismic and gravity data, *Tectonophysics*,
1042 Volume 293, Issues 3–4, 15 August 1998, Pages 175-205, ISSN 0040-1951,
1043 <http://doi.org/10.1016/S0040> 1951(98)00090-0.

- 1044 Moulin, M., Aslanian, D. & Unternehr, P. (2010), A new starting point for the South and
1045 Equatorial Atlantic Ocean, *Earth-Science Reviews* 98(1–2), 1–37.
- 1046 Nafe, J.E., and Drake, C.L., (1970), Seismic refraction, in *The Sea*, A.E. Maxwell (Editor), Vol.
1047 4, Wiley-Interscience, New York, pp. 53-84.
- 1048 Okay, Nilgun. (1995). Thermal development and rejuvenation of the marginal plateaus along
1049 the transtensional volcanic margins of the Norwegian-Greenland Sea /.
- 1050 Operto, S. Q Charvis, P., (1995). Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment?
1051 *Geology*, 23, 137-140.
- 1052 O'Reilly, B. & Hauser, F. & Ravaut, C. & Shannon, P. & Readman, P. (2006). Crustal thinning,
1053 mantle exhumation and serpentinization in the Porcupine Basin, offshore Ireland: Evidence
1054 from wide-angle seismic data. *Journal of The Geological Society - J GEOL SOC.* 163. 775-
1055 787. 10.1144/0016-76492005-079.
- 1056 Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P. and Loubrieu, B. (2013).
1057 Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara
1058 Plateau (French Guiana). *Marine and Petroleum Geology*, 46, 287-303.
- 1059 Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Bayon, G. (2015).
1060 Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. *Marine*
1061 *Geology*, 365, 21-35.
- 1062 Paton, D., & Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., Horn, B. (2017). Evolution of seaward-
1063 dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights
1064 from the South Atlantic. *Geology*. 45. 10.1130/G38706.1.
- 1065 Parkin, C. & White, R.. (2008). Influence of the Iceland mantle plume on oceanic crust
1066 generation in the North Atlantic. *Geophysical Journal International.* 173. 168 - 188.
1067 10.1111/j.1365-246X.2007.03689.x.
- 1068 Parsiegla, N., Gohl, K., Uenzelmann-Neben, G. (2007). Deep crustal structure of the sheared
1069 South African continental margin: first results of the Agulhas-Karoo Geoscience Transect.
1070 *South African Journal of Geology*, 110(2-3), 393-406.
- 1071 Planert, L., Behrmann, J., Jokat, W., Fromm, T., Ryberg, T., Weber, M., Haberland, C. (2017).
1072 The wide-angle seismic image of a complex rifted margin, offshore North Namibia:
1073 implications for the tectonics of continental breakup. *Tectonophysics*, 716, 130-148.

1074 Reuber K., Pindell J., Horn B. (2016). "Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich
1075 segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot." Interpretation,
1076 4(2), T141-T155. doi: 10.1190/INT-2014-0246.1

1077 Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry
1078 and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956-1962.

1079 Sapin, F., Davaux, M., Dall'Asta, M., Lahmi, M., Baudot, G., & Ringenbach, J. C. (2016). Post-
1080 rift subsidence of the French Guiana hyper-oblique margin: from rift-inherited subsidence to
1081 Amazon deposition effect. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1), 125-144.

1082 Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia, R. Francis, (2014). New global marine
1083 gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, Vol. 346,
1084 no. 6205, pp. 65-67, doi: 10.1126/science.1258213.

1085 Schimschal, C., & Jokat, W., (2018). The crustal structure of the continental margin east of the
1086 Falkland Islands. *Tectonophysics*. 724-725. 234-253. 10.1016/j.tecto.2017.11.034.

1087 Schimschal, C. M., & Jokat, W. (2019). The crustal structure of the Maurice Ewing Bank.
1088 *Tectonophysics*, 769, 228190.

1089 Schön, J. H., (1996) *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of*
1090 *Petrophysics*, vol. 18, *Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration*.

1091 Stica, J. M., Zalán, P. V. & Ferrari, A. L., (2014). The evolution of rifting on the volcanic
1092 margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the
1093 separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 50, 1–21

1094 Stockwell, D. (1999). The GARP modelling system: problems and solutions to automated
1095 spatial prediction. *International journal of geographical information science*, 13(2), 143-158.

1096 Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M. A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., Sotin, C. (2016).
1097 Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from
1098 geophysical data and sediment cores. *Marine Geology*, 378, 56-73.

1099 Vogt, U., Makris, J., O'Reilly, B. M., Hauser, F., Readman, P. W., Jacob, A. B., & Shannon, P.
1100 M. (1998). The Hatton Basin and continental margin: Crustal structure from wide-angle seismic
1101 and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B6), 12545-12566.

1102 Welford, J. K., Shannon, P. M., O'Reilly, B. M., & Hall, J. (2012). Comparison of lithosphere
1103 structure across the Orphan Basin–Flemish Cap and Irish Atlantic conjugate continental

1104 margins from constrained 3D gravity inversions. *Journal of the Geological Society*, 169(4),
1105 405-420.

1106 White, R. S., Westbrook, G. K., Fowler, S. R., Spence, G. D., Barton, P. J., Joppen, M., Bott,
1107 M. H. P. (1987). Hatton Bank (northwest UK) continental margin structure. *Geophysical*
1108 *Journal International*, 89(1), 265-272.

1109 White, R. S., D. McKenzie, and R. K. O'Nions (1992), Oceanic crustal thickness from seismic
1110 measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, 97(B13), 19683–19715,
1111 doi:10.1029/92JB01749.

1112 White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., Christie, P. A. F., & Kusznir, N. J. (2008). Lower-
1113 crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature*, 452(7186), 460.

1114 White, R. S., & Smith, L. K. (2009). Crustal structure of the Hatton and the conjugate east
1115 Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic. *Journal of Geophysical Research:*
1116 *Solid Earth*, 114(B2).

1117 Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity
1118 structure. *Geophysical Journal International*, 108(16–34), 1992.

1119 Zelt, C. A. (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-
1120 time data. *Geophysical Journal International*, 139(1), 183–204. [https://doi.org/10.1046/j.1365-](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x)
1121 [246X.1999.00934.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x)

1122
1123

Discussion de l'article

L'exploitation des données de vitesses présentées dans ce chapitre révèle que le plateau de Démérara est formé d'une croûte composée de 3 unités principales : 1) un complexe SDR épais jusqu'à environ 20 km, 2) une unité crustale ante-SDR, et 3) une unité inférieure (quelques kilomètres) et présentant des vitesses très élevées et proches de celles du manteau (7,0-7,6 km/s).

La réalisation de profils verticaux de vitesse dans le plateau de Démérara et ses marges permet de les comparer à des profils équivalents acquis à travers d'autres structures crustales. Cette analyse révèle que les vitesses crustales dans les parties profondes du plateau de Démérara sont supérieures à celles d'une croûte continentale « standard » (Christensen and Mooney, 1995) mais sont en revanche compatibles avec celles mises en évidence dans des marges volcaniques ou d'autres TMPs.

Les profils composites révèlent l'extension du complexe SDRs déjà imagé dans l'Ouest du plateau (Reuber et al., 2016) jusqu'à la marge Est. En outre, l'architecture crustale globale du plateau de Démérara apparaît similaire à celle d'autres marges de TMPs (Walvis, Hatton Bank) ou de marges volcaniques (marge Pelotas). Ces éléments nous permettent de confirmer l'hypothèse selon laquelle le plateau de Démérara est une marge volcanique Jurassique, mise en place pendant la création de la marge actuelle Ouest sous l'influence possible d'un point chaud, et dont l'extension des corps volcaniques (SDRs) vers le domaine proximal atteint l'actuelle marge Est. Cette marge volcanique a par la suite été reprise dans une nouvelle phase d'ouverture océanique au Crétacé, correspondant à la formation du domaine de l'Atlantique équatorial.

De nombreuses questions subsistent cependant parmi lesquelles :

- Comment expliquer la présence de deux unités inférieures (Lower Unit 1 et 2) ? Font-elles partie de la même unité ou sont-elles distinctes ?
- Il manque des éléments concernant l'organisation N-S du complexe SDR et des autres unités crustales. Quelles sont les variations d'épaisseur de ces unités vers le Nord et le Sud ? Existe-t-il des éléments permettant de mieux caractériser la nature de l'Unit A, située sous les SDRs.
- La marge conjuguée Nord (plateau Guinéen) représente-t-elle la continuité de cette marge volcanique ? Comment la marge volcanique recoupe-t-elle ce potentiel ensemble ? Qu'est-ce qui contrôle la localisation de la séparation Démérara-Guinée ?

- Comment cette marge volcanique Jurassique et sa possible continuité vers le Nord (Plateau de Guinée) est-elle reprise dans une nouvelle phase de rifting au Crétacé qui conduira à l'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial par la séparation des deux plateaux?
- Peut-on finalement reconstituer de manière schématique et simple l'évolution de ces domaines pré-océaniques qui vont, par étapes successives passant par deux phases d'ouverture océanique, conduire à l'actuel plateau de Démérara et à ses marges ?

Ce sont ces questions qui ont guidé la suite du travail.

Chapitre 5 : Caractérisation de la marge Nord et reconstitution de l'évolution de l'histoire du plateau de Démérara et des domaines adjacents.

I. Caractérisation de la nature de la croûte du plateau de Démérara

A) Structure de la région Nord du plateau de Démérara

A l'issue du chapitre précédent, et des travaux antécédents, il est désormais clair que le plateau de Démérara correspond à une marge volcanique Jurassique. Néanmoins, ce manuscrit n'a jusqu'à présent fourni qu'assez peu d'éléments concrets concernant la reprise de ce système Jurassique lors des événements ultérieurs, et notamment la phase de rifting Crétacé conduisant à l'ouverture de l'Océan Atlantique Équatorial. Le but de ce chapitre est de répondre aux questions laissées ouvertes, ou mises en évidence, lors de la conclusion du chapitre précédent. Le chapitre 4 a présenté la nature des unités crustales du plateau de Démérara, et la structure Ouest-Est. Il est désormais nécessaire de discuter de la structure Nord-Sud, de l'éventuelle continuité de ces unités sur les marges conjuguées. La finalité de ce chapitre sera un travail de reconstitution schématique de l'évolution du plateau de Démérara.

Afin de compléter l'imagerie de la structure profonde du plateau et de ses marges en particulier la partie nord du plateau, nous avons sélectionné 3 profils de sismique réflexion industrielle (Figure 1) : La ligne 1 est un profil sismique de la société GXT, orientée WNW-ESE. Son extrémité NW est située dans une zone géologiquement complexe à la limite entre les océans d'âge Jurassique et Crétacé. Vers le SE, le profil image la partie Nord du plateau de Démérara jusqu'à la frontière maritime Suriname-Guyane française et n'image donc pas l'Est du plateau. La ligne 2 est également une ligne GXT orientée N-S. Les données de ce profil enregistrées jusque 16 secondes TWT sont déjà publiées (Reuber et al., 2016). Le profil traverse la bordure Nord transformante jusqu'au domaine océanique d'âge Crétacé plus au Nord (Figure 1). La ligne 3, orientée NW-SE, est située exclusivement dans l'Est du plateau, et permet de suivre les structures entre le SE du plateau et sa marge Nord en imageant jusqu'à 12 secondes TWT. Il faut noter que le pointé a été réalisé sur l'ensemble des données disponibles sur le plateau de manière à assurer une cohérence entre les unités sismiques.

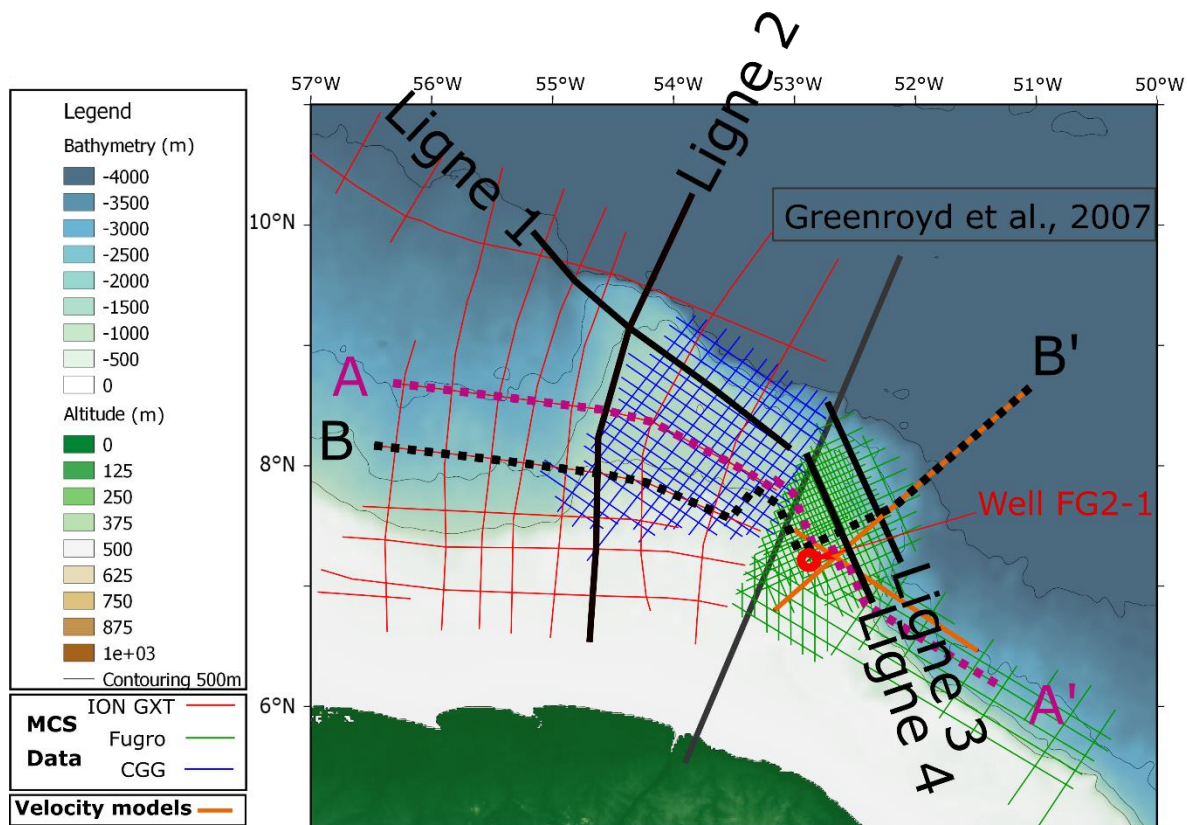


Figure 1 : Localisation des lignes 1, 2, 3 et 4 choisis pour imager l'évolution du Sud vers le Nord de la structure crustale du plateau.

Afin d'être cohérent, l'interprétation des profils composites AA' et BB' (chapitre 4) a été prise comme base, et l'interprétation a ensuite été étendue croisement par croisement.

1) Ligne 1

La ligne 1 illustre une limite profonde caractérisée par un réflecteur de forte amplitude très net, situé au-dessus d'une unité chaotique et peu réfléchive (Figure 2). Celle-ci est interprétée comme le Moho dont la profondeur se situe à environ 13-14 secondes TWT dans le domaine du plateau, puis vers le NW cette valeur diminue à 13 à 11 secondes TWT dans un domaine de transition puis reste constante autour de 10,5-11 secondes TWT dans le domaine océanique adjacent.

➤ Domaine du plateau

Dans le domaine du plateau, le Moho est situé à la base d'une unité mince (environ 1 seconde TWT d'épaisseur), marquée par un faciès de forte amplitude. La limite supérieure de

cette unité, cohérente avec celle de la Lower Unit 1 interprétée sur les précédents profils composites et donc interprétée comme telle, ne présente pas d'amplitude particulièrement élevée.

L'unité au-dessus de cette *Lower Unit 1* est caractérisée par un faciès sismique chaotique dont la description et les limites correspondent à l'organisation générale de l'Unit A précédemment décrite au chapitre 4. Au SE, des réflecteurs de fortes amplitudes sont présents. L'amplitude du faciès diminue vers le NW.

La limite supérieure de ce corps chaotique est claire sur les données car les unités sus-jacentes comportent des grands réflecteurs de fortes amplitudes, globalement pentés vers le NW. Ces différentes unités correspondent aux 3 unités de SDRs majeures précédemment identifiées dans le domaine plateau : Lower SDR, Upper SDR 1 et Upper SDR 2. L'orientation de ce profil permet d'imager un amincissement des unités à la fois vers le NW (où la terminaison en *downlap* est abrupte sur l'unité A) et vers le SE (où l'amincissement est progressif, et la terminaison se caractérise par un biseau d'*onlap* sur les unités sous-jacentes). Le maximum d'épaisseur de ces unités est localisé au centre du domaine plateau, où elle atteint jusque 2,5 secondes TWT d'épaisseur pour l'unité Lower SDR ; 1,5 secondes TWT pour l'unité Upper SDR 1 ; 1 seconde TWT pour l'unité Upper SDR 2. Ces différentes unités SDRs apparaissent nettement plissées.

L'unité au-dessus des SDRs montre un faciès composé d'une succession de réflecteurs parallèles de fortes amplitudes. D'une épaisseur d'environ 1,5-2 secondes TWT dans l'Ouest du plateau, l'unité s'amincit vers le SE où elle pourrait disparaître. Sa limite basale est très nette suggérant un contraste important d'impédance acoustique entre ce corps et les SDRs. La limite supérieure ne montre pas de changement d'impédance majeur mais se repère grâce à un changement clair de faciès acoustique, où les unités parallèles à forte amplitude laissent place à une unité présentant un faciès moins régulier, avec des amplitudes plus faibles. L'unité reposant sur le toit des SDRs correspond à la séquence Jurassique interprétée dans les profils composites (chapitre 4), caractérisée dans la partie Ouest du plateau par une plate-forme carbonatée (Gouyet et al., 1980). Comme les unités SDRs, des plis sont visibles tout comme des failles compressives, marqueurs d'un épisode compressif post-Jurassique.

Au-dessus de cette séquence Jurassique une unité plissée est mise en évidence, limitée à son sommet par une surface d'érosion net et non déformée. Cette discordance correspond à la

surface de discordance Albienne identifiée sur l'ensemble du plateau (cf. chapitre 4). La déformation compressive imagée sur ce profil peut donc être précisément datée entre le dépôt des unités plissées Crétacé (daté de l'Aptien grâce à des puits ; Gouyet et al., 1980) et l'Albien, ce qui fera l'objet d'une discussion plus loin dans ce chapitre.

L'unité sismique au-dessus est composée d'unités sédimentaires post-albiennes, qui ne montrent aucun indice de déformation hormis celles résultant d'instabilités gravitaires, tout cela a été caractérisé dans la littérature (Gouyet, 1988; Campan, 1995; Greenroyd et al., 2007; Basile et al., 2013; Pattier et al., 2013; 2015; Loncke et al., 2009 and 2016; Mercier de Lépinay, 2016; Tallobre et al., 2016; Fanget et al. 2020). Elles ne seront pas discutées dans cette étude.

➤ Domaine de transition

La partie NW du profil est définie comme un domaine de transition en se basant sur le critère de la profondeur du Moho. Cette zone de remontée mantellique coïncide avec la rupture de pente Ouest du plateau.

Aucune unité sismique profonde comparable à la Lower Unit 1 (interprétée dans le domaine plateau) n'a pu être mise en évidence ici. L'unité sismique au-dessus du Moho, épaisse d'environ 2-2,5 secondes TWT, présente des réflecteurs chaotiques avec de faibles amplitudes, passant latéralement vers le NW à un domaine crustal moins opaque, plus énergétique et comportant plusieurs réflecteurs de grandes amplitudes. Il s'agit de la continuité de l'unité nommée « Unit A » dans le chapitre 4 et visible sous le domaine du plateau, passant latéralement à une autre unité crustale, logiquement contemporaine ou légèrement postérieure à la mise en place de la marge et dont l'épaisseur est d'environ 2,5 secondes TWT vers le SE et diminue jusqu'à environ 1,5-2 secondes temps double à l'extrémité NW du profil.

Au-dessus, en suivant les limites identifiées dans le plateau, nous distinguons une unité Jurassique, au faciès sismique plutôt opaque délimité à sa base et à son sommet par un réflecteur de grande amplitude. L'épaisseur de cette unité est d'environ 1,5 secondes TWT.

Nous retrouvons au-dessus de l'unité d'âge jurassique, les unités d'âge Crétacé et post-albiennes interprétées dans le plateau.

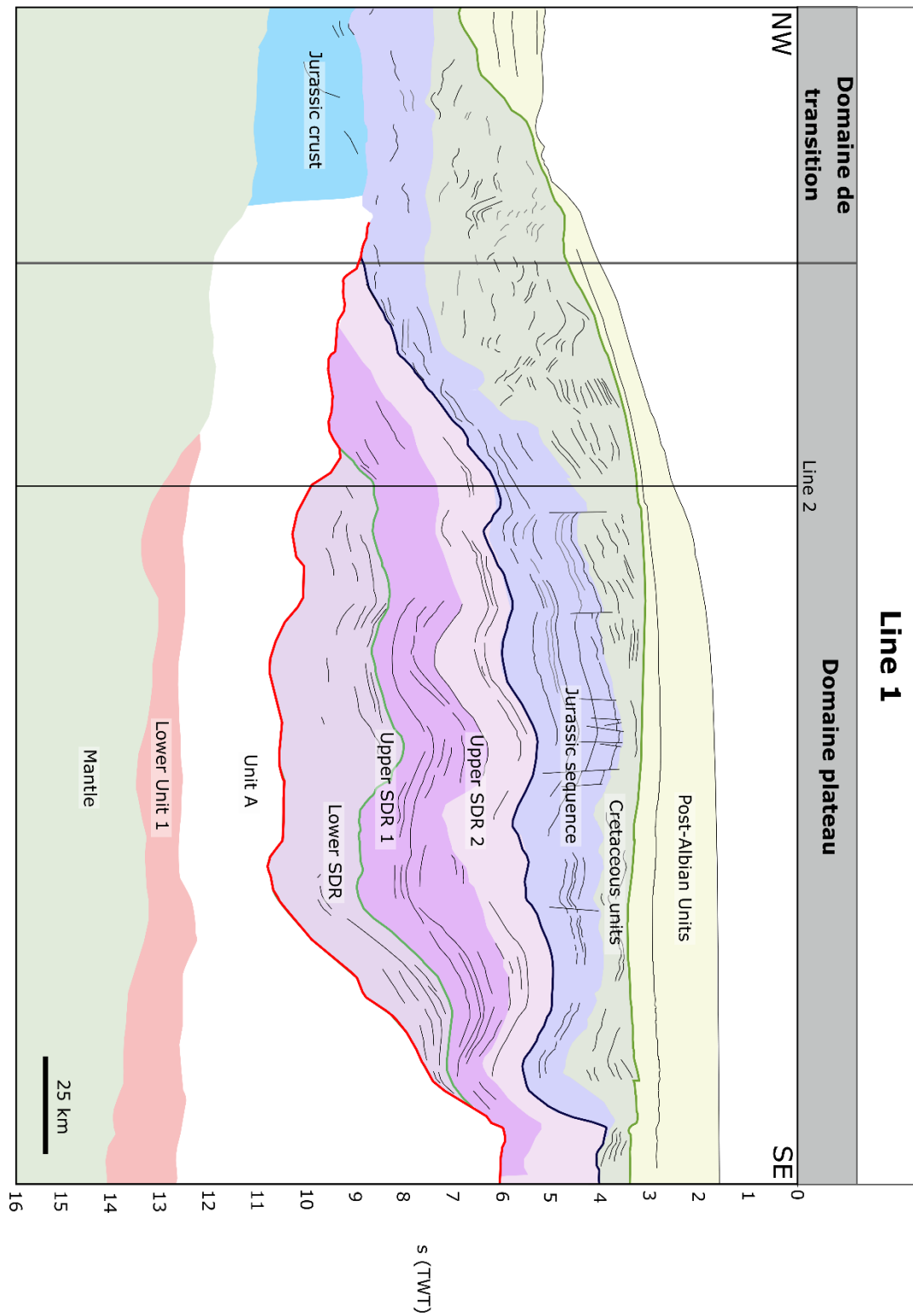


Figure 2 : *Line-drawing* montrant l'interprétation des différentes unités sismiques le long de la Line 1. La position du profil est indiquée en Figure 1.

➤ Apport sur la compréhension du plateau

Notre interprétation révèle l'existence d'unités comparables à celles observées sur les autres profils localisés plus au Sud. En effet, nous observons ici la continuité de la Lower Unit 1 mise en évidence précédemment. Nous distinguons également la continuité vers le Nord du complexe SDR, composé des mêmes unités.

En revanche, plusieurs différences majeures sont mises en évidence apportant des informations permettant de mieux comprendre l'histoire de ce plateau :

- Aucun corps *Outer SDRs* n'est identifié, il n'existe aucun faciès sismique ressemblant celui des *Outer SDRs* sur la ligne 2. Le pointé sur les lignes sismiques proches révèle que l'extension maximale des *Outer SDRs* n'atteint pas le coin nord-ouest du plateau à la jonction entre les domaines océaniques d'âges Jurassique et Crétacé marge Nord.
- L'interprétation met en évidence un amincissement des SDRs vers l'Est. L'extrémité SE de ce profil se situe au centre du plateau, relativement loin de sa marge Est où nous avons interprété l'extension maximale vers l'Est des SDRs (chapitre 4). L'unité *Lower SDR* se termine donc par un biseau au SE du profil au centre du plateau, alors que ce corps est retrouvé plus loin à l'Est et au Sud. Il apparaît que cette unité ne se serait pas déposée localement vers le centre nord du plateau. Comme il est proposé que les SDRs se mettent en place grâce à une succession de dépôts horizontaux sub-aériens (coulées volcaniques et/ou volcano-sédimentaires) (Spence et al., 1989 ; Holbrook et al., 1994 ; Bauer et al., 2000 ; Geoffroy et al., 2005), l'hypothèse la plus probable pour expliquer cette absence est l'existence d'un haut structural déjà existant. Cela conforte l'hypothèse émise dans le Chapitre 4 : les SDRs se mettent en place sur une croûte continentale héritée et éventuellement pré-structurée, puis parallèlement remaniée par le magmatisme. D'autre part, certains modèles de mise en place des SDRs (Barton and White, 1997; Buck, 2017; Geoffroy, 2005; Geoffroy et al., 2001; Gibson and Love, 1989; Quirk et al., 2014) proposent que les SDRs les plus précoces nommés « Inner SDRs » soient créés dans des bassins ouverts contrôlés par des failles normales au toit de la croûte continentale soumise à une déformation extensive. Le haut structural pourrait correspondre à une jonction entre deux bassins soit le « footwall » d'une faille normale ou à un relief préexistant. L'obliquité du profil par rapport aux SDRs ne permet pas de trancher entre ces deux hypothèses.

- Une autre observation est la mise en évidence d'une déformation compressive relativement intense, bien imagée dans les unités ante-Albiennes. Il apparaît que cet évènement est postérieur au dépôt d'unités plissées d'âge Crétacé (Barrémien ; Gouyet et al., 1980), et antérieur à l'Albien (puisque la surface de discordance Albienne n'est pas plissée).
- Dans le domaine de transition et à l'aplomb de la pente du domaine de plateau, l'unité Crétacé est très épaisse (jusqu'à 3,5 secondes TWT). Elle présente une organisation complexe, avec des groupes de réflecteurs parallèles plus ou moins désorganisés démontrant une importante déformation interne de cette unité. Un corps équivalent est mise en évidence en pied de marge sur la ligne AA' plus au sud-ouest mais avec une épaisseur et un volume plus faible, tandis qu'il est quasi absent sur la ligne BB' (Chapitre 4).
- Cet ensemble est localisé au Nord de la marge Ouest, probablement proche de la jonction avec le domaine océanique Crétacé et de la bordure transformante ou oblique. En se basant sur ces éléments géographiques, nous émettons l'hypothèse que ce corps se soit déposé *ante-transform*, et qu'il ait par la suite été découpé par une faille transformante. Il ferait donc partie d'un corps 3D dont l'extrémité Nord pourrait se situer dans la marge conjuguée Nord ouverte au Crétacé : le plateau Guinéen. Si une telle extension de ce corps était avérée, cela pourrait servir de repère géographique dans une démarche de reconstruction cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Équatorial, afin de repositionner précisément le plateau Guinéen par rapport au plateau de Démérara.

2) Ligne 2:

La ligne 2 est orienté approximativement S-N puis SSO-NNE en allant vers le nord, et recoupe successivement le plateau dans sa partie ouest, puis la marge Nord transformante ou hyper-oblique, et le domaine océanique adjacent d'âge Crétacé (Figure 1 et Figure 3). Il recoupe par ailleurs les trois profils précédemment interprétés (lignes BB' ; AA' et Ligne 1) comme cela est indiqué sur la Figure 3.

➤ Le domaine plateau

Le domaine plateau illustre également la structure typique du plateau : un réflecteur puissant interprété comme le Moho est présent à environ 13-14 secondes TWT surmonté d'une unité mince (environ 1 seconde TWT), dont le faciès sismique est sensiblement différent de l'unité sus-jacente sans toutefois qu'il y ait une limite très claire entre les deux. L'unité au-dessus, épaisse de 2-4 secondes TWT, constitue là encore le soubassement des unités à faciès SDRs. Le complexe SDR est là-aussi composé de trois unités : Lower SDR, Upper SDR 1 et Upper SDR 2, respectivement épaisses de 1-2 secondes TWT, 0,5-1 seconde TWT et 1-3,5 secondes TWT. Ces unités apparaissent fortement plissées. La limite supérieure des unités à SDRs est marquée par un réflecteur de forte amplitude associée à un changement net de faciès sismique. L'unité supérieure constituée de réflecteurs relativement puissants et parallèles est à nouveau intensément plissée et faillée, elle atteint jusqu'à 3 secondes TWT dans la partie Nord puis s'amincit fortement vers le Sud (moins de 0,5 seconde TWT). Au-dessus, une unité épaisse de 1-2 secondes TWT présente un faciès acoustique plus opaque et moins régulier que le précédent, sa limite supérieure correspond à une surface de discordance majeure qui scelle les unités plissées.

La structure globale est donc similaire à celle déjà mise en évidence sur les profils perpendiculaires, avec de bas en haut : Lower Unit 1, Unit A, Lower SDR, Upper SDR 1, Upper SDR 2, la séquence Jurassique, l'unité Crétacé, la discordance Albienne (en verte sur la figure 3) et les unités post-Albiennes.

➤ Domaine océanique

La transition vers le domaine océanique est d'abord marquée par une topographie formant une pente extrêmement abrupte pour un domaine sous-marin (3 km de dénivelé en 25 km de distance) associé en profondeur à une remontée elle aussi rapide du Moho de 13 à 10 secondes TWT. La limite entre domaine plateau et domaine de transition est marquée par une ride de socle dont la base ne peut être distinguée (Figure 3). Au NE de cette ride, cette unité passe à un faciès chaotique et complexe (en gris sur la figure 3, sa limite basale avec l'Unit A est repérée par une limite grise) qui est interprétée comme une zone déformée par le passage de la faille transformante bordant la marge Nord du plateau. Vers l'Est, cette unité complexe cède latéralement place à une unité crustale dont les limites supérieures et inférieures sont marquées

par des réflecteurs forts. L'épaisseur de cette unité varie entre 1,5 et 3 secondes TWT, et elle est interprétée comme une croûte océanique d'âge Crétacé.

Les éléments remarquables sont les suivant :

- Les plis observés de manière inégale dans les précédents profils obliques sont également présents ici, mais encore plus marqués principalement dans la partie Nord au-delà du croisement avec la ligne BB'. Un chevauchement prouve d'un raccourcissement important est localisé dans l'unité Jurassique. La déformation compressive est beaucoup plus ténue dans la partie Sud. Cela conforte l'hypothèse d'un épisode compressif local ante-Albien localisé sur la partie Nord du plateau de Démérara.
- Nous notons un fort amincissement vers le Nord des unités SDRs, dont les plus profondes présentent des terminaisons en onlap sur la ride de socle. Cela démontre que cette dernière existait avant le dépôt des SDRs au Jurassique. Malgré la présence d'une remontée évidente d'un socle anté SDR vers le Nord (3 secondes TWT en 20 km), leur continuité au-delà de cette ride de socle (les SDRs profonds forment des *onlaps* sur son flanc sud) pour les unités supérieures ne peut être exclue. La bordure nord du plateau correspond à la marge transformante conjuguée de celle du plateau Guinéen (cf. Chapitre 2), il faut donc aller chercher de l'autre côté de l'Atlantique une possible continuité vers le nord des unités SDR supérieures.
- Le faciès sismique des unités SDRs diffère relativement de celui observé sur les lignes orientées WE. En effet, il est composé de réflecteurs de fortes amplitudes bien que globalement un peu plus faible et surtout ils sont organisés en forme de piles d'assiettes ultérieurement plissées. La limite basale du complexe SDR est notamment difficile à identifier avec précision (Figure 3) surtout dans la partie Nord du profil.
- Les différentes unités SDRs semblent présenter des dépôts centres variables. Cette caractéristique est difficile à visualiser sur ce profil pour les unités lower SDRs mais est très nette pour l'unité Upper SDR 2 qui apparaît de plus en plus épaisse vers le Sud jusqu'à un point à environ 40 km de l'extrémité SW du profil, où son épaisseur décroît à nouveau. Les unités SDRs sont donc des objets 3D formant des lobes successifs (comme déjà mis en évidence par Reuber et al., 2016) avec des dépôts centres variables.

- La partie la plus proximale du domaine océanique est inhabituelle. En effet, le faciès montre d'importantes variations latérales d'épaisseur. Il est possible que cette unité soit segmentée par plusieurs accidents transformants aujourd'hui zones de fractures.

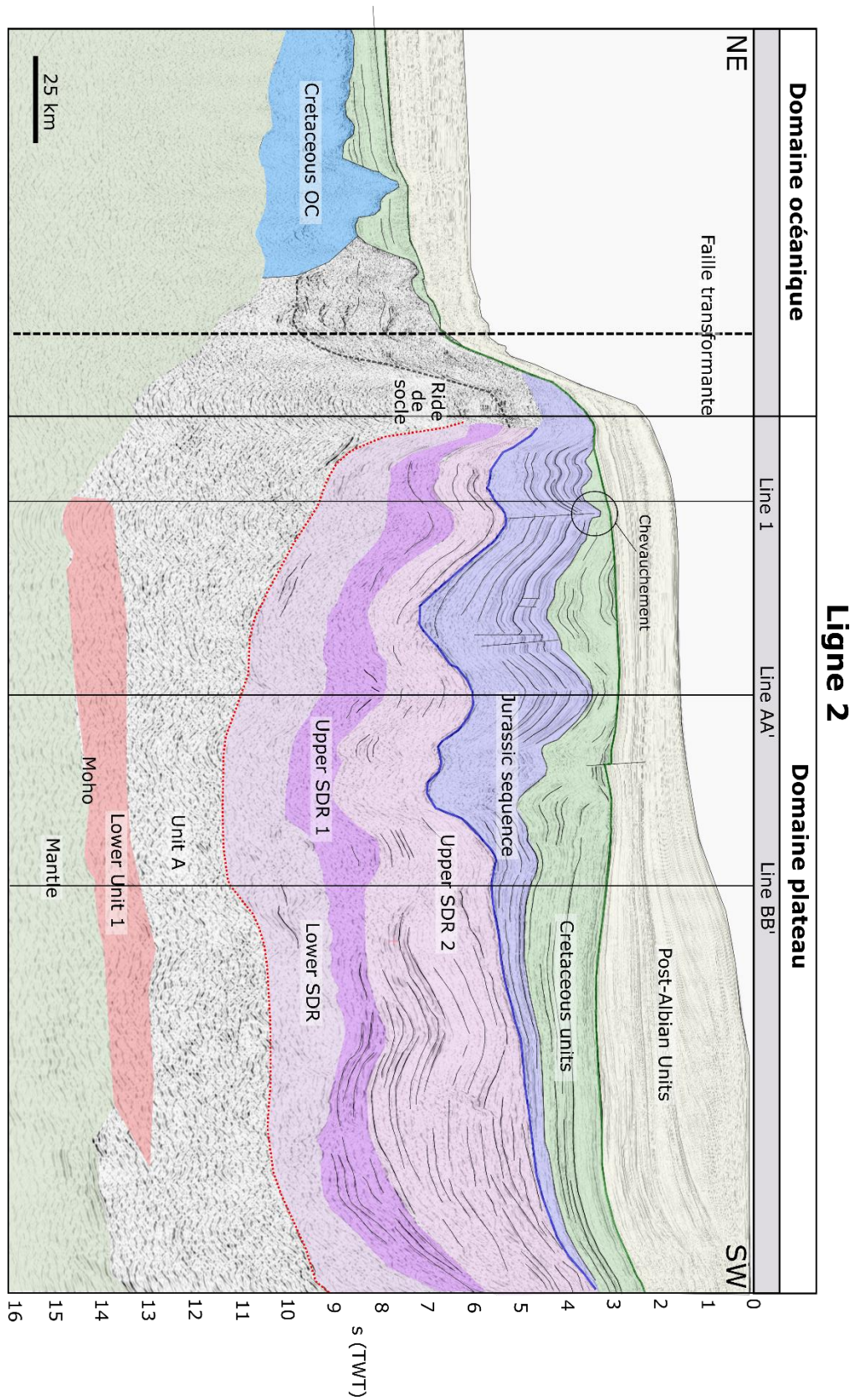


Figure 3 : *Line drawing* de la ligne 2, au-dessus les données présentées par Reuber et al. (2016). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités sismiques. La localisation des croisements avec les précédents profils est indiquée par des lignes verticales.

3) Ligne 3 :

La ligne 3 (Figure 4) est localisée dans la partie Nord-Est du plateau, et est orienté NNW-SSE (Figure 1). Il provient d'un jeu de données sismiques différentes des précédents profils (cf. chapitre 2-), avec une pénétration verticale limitée à de 10 secondes TWT. Il ne traverse aucune des bordures du plateau mais permet de faire le lien entre les marges Nord et Est.

➤ Description

L'unité la plus profonde comporte un faciès sismique qui évolue du SSE vers le NNW car elle est majoritairement présente dans le S du profil. Vers le SSE, nous observons de nombreux réflecteurs chaotiques puissants jusqu'à 8 s TWT. Vers le Nord et la limite supérieure de cette unité, les réflecteurs semble se paralléliser au toit de l'unité mais sont également moins nombreux. La limite de cette unité est nette car le faciès relativement irrégulier laisse place à une succession de réflecteurs parallèles, continues, très puissants et présentant un pendage apparent globalement vers le NNW formant l'unité crustale sus-jacente. Vers le NNO ces réflecteurs viennent se terminer en *downlap* sur la limite entre les deux unités vers 9-10 secondes TWT (en rouge sur la Figure 4). L'unité se biseaute vers le SSE.

La limite supérieure de cette unité (en vert sur la Figure 4) et reconnue régionalement sur les différents pointés réalisés, elle sépare l'unité dite *Lower SDRs* des unités *Upper SDRs* sans changement de faciès majeur en dehors de quelques surfaces érosives. La limite supérieure des unités *Upper SDRs* (en bleu sur la Figure 4) correspond à un réflecteur de forte amplitude, au-dessus duquel on retrouve à un faciès contenant des réflecteurs continus et de faible amplitude vers le SSE puis un faciès plus sourd vers le NNO. Ces dernières unités sont plissées puis tronquées par une surface d'érosion majeure qui scelle la déformation (en vert sur la Figure 4).

➤ Interprétation

Il est évident que la déformation compressive mise en évidence sur la ligne 3 (Figure 4) est comparable à celle observée au NW du plateau de Démérara. Cet épisode de déformation compressive a affecté toute la marge Nord. On peut également préciser :

- L'unité crustale la plus profonde correspond à l'Unité A située sous les unités à SDRs au faciès caractéristiques. En revanche, le faciès sismique de cette Unité A, au moins dans la partie SSE de ce profil apparaît beaucoup plus réfléchissant qu'à l'ouest du plateau, ceci interroge sur de possibles variations majeures de l'unité A d'Est en Ouest.
- La partie septentrionale du toit (limite en rouge sur la Figure 4) de l'unité A est marquée par la terminaison en *downlap* vers le nord des SDRs, formant l'unité Lower SDR. Cette surface très nette pourrait correspondre à une faille contrôlant la mise en place de SDRs dans des paléo-bassins Jurassiques.
- L'épaisseur de l'unité Lower SDR est très importante, jusqu'à 4,5 secondes TWT. Il est remarquable de constater l'épaisseur de cette unité sur la ligne 3 tandis qu'elle s'amincit significativement vers le NE le long de la ligne 2 le long d'une ride de socle précoce (unité A). La mise en place des SDRs hormis le contrôle tectonique apparaît grandement influencée par la topographie pré-existante. Nous pouvons émettre l'hypothèse qu'en ce lieu se trouvait une dépression topographique, qui a été comblée par les premiers SDRs.
- Au contraire de l'unité précédemment décrite, les unités SDRs plus tardives (Upper SDR 1 et Upper SDR 2) sont très peu épaisses, ce qui suggère là-aussi une migration possible vers l'Ouest du centre de production magmatique.

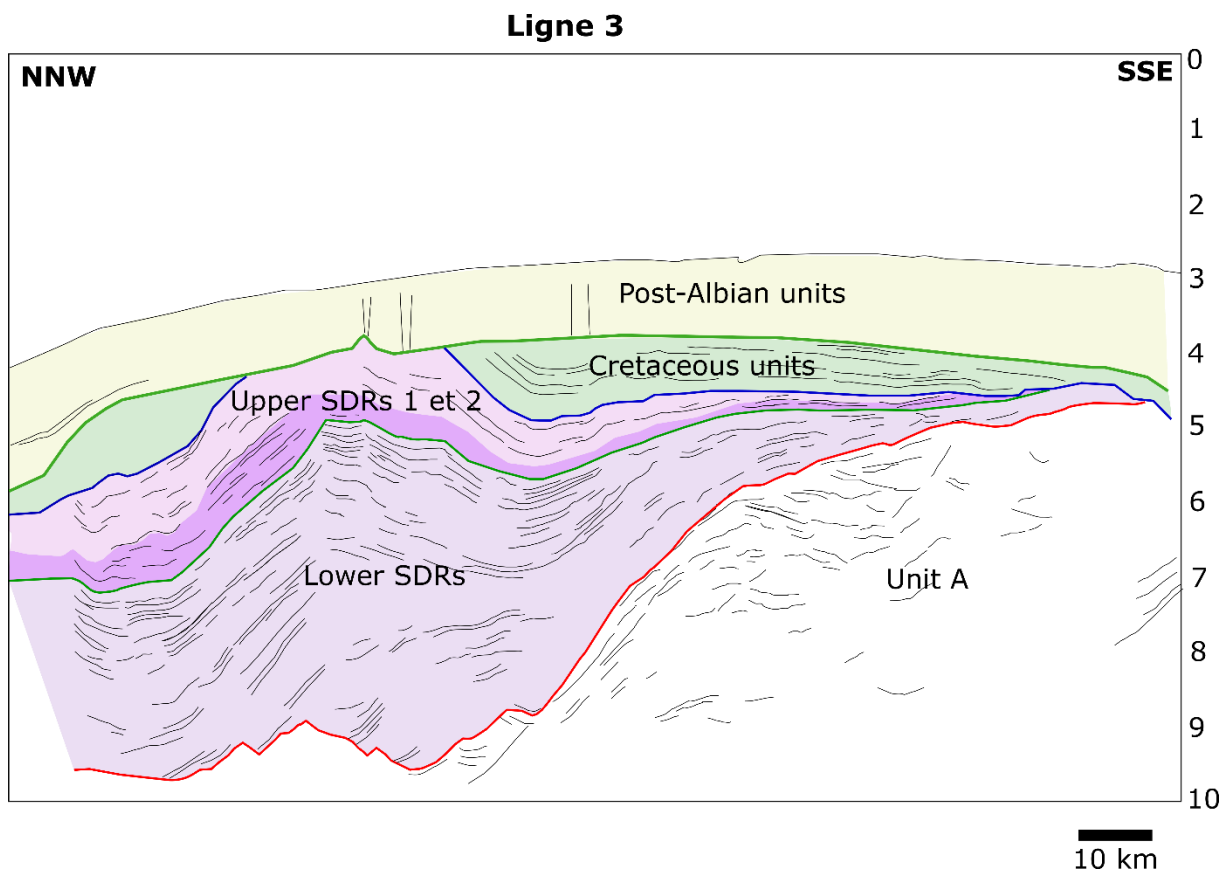


Figure 4 : *Line-drawing* le long de la ligne 3, situé dans le Nord-Est du plateau de Démérara selon une orientation NNW-SSE. La légende des unités est la même que celle des précédents profils.

B) Mise en place des SDRs

Les interprétations de ces nouveaux profils nous apportent une meilleure compréhension 3D de ces unités. Les SDRs les plus anciens (compris dans l'unité *Lower SDRs*) se déposent préférentiellement dans le centre-Est du plateau (Figure 4), sur un socle déjà structuré (au moins dans la partie Est, plus hypothétique dans sa terminaison Ouest).

Tandis qu'à cette même localisation les unités *Upper SDRs* se biseautent et présentent globalement des épaisseurs faibles. Les *upper SDRs* s'épaississent vers l'ouest pour atteindre un maximum d'épaisseur dans la partie centre Sud-Ouest du plateau (Profils AA', BB' du chapitre 4 ; Lignes 1 et 2 de ce chapitre). La ligne 2 (Figure 3) montre clairement l'épaississement des *uppers SDRs* vers le SW. Les dépôts-centres des différentes unités SDRs et donc la production magmatique migre potentiellement vers l'ouest.

Les *Outer SDRs* (les plus récents) ne sont présents que dans le domaine de transition à l'Ouest du plateau sous l'actuelle pente et au-delà mais diminuent jusqu'à disparaître vers la bordure Nord (Profils BB' et AA' au chapitre 3 ; ligne 1, figure 2 de ce chapitre). Cette disposition est cohérente avec un maintien du centre de production magmatique dans le SW de l'actuel plateau et migrant progressivement vers l'ouest. Et il faut noter qu'aucun indice de socle continental n'est observé dans l'Ouest du plateau au sein de l'Unit A, le faciès ne présente que très peu de réflecteurs.

La migration des dépôts-centres des unités SDRs est potentiellement liée à la migration de la production magmatique :

- La marge s'est mise en place en migrant vers l'est à la faveur de l'extension à l'aplomb d'un lieu de production fixe, comme un point chaud. Il faut rappeler des éléments importants : les roches volcaniques remontées lors de la mission DRADEM ont été datées de 173,4 Ma (Basile et al., 2020). Elles pourraient correspondre aux niveaux profonds du plateau (unités SDRs). Basile et al, 2020 propose pour expliquer leurs observations l'existence d'un point chaud situé sous Démérara à 173 Ma qui indiquerait l'âge minimal de la production des SDRs. La plate-forme carbonatée Jurassique présente dans l'Ouest du plateau au-dessus du toit des SDRs a été forée et datée à l'Oxfordien (Gouyet et al., 1980), c'est-à-dire entre 161,2 et 155,7 Ma. L'intervalle pour la mise en place et la migration des dépôts SDRs est donc inférieur à 20 Ma.
- L'impact de l'anomalie thermique a migré au cours du temps. Dans ce cas, il faut envisager l'initiation d'un rift à l'est qui serait (?) avorté en restant au stade de « proto-rift », puis l'activité se serait finalement développée plus à l'ouest (Sapin., comm. pers.). Cette hypothèse est en partie fondée sur la présence de réflecteurs à vergence opposée de part et d'autre d'un corps possiblement magmatique visible sur la ligne 4 (Figure 5) parallèle à la ligne 3 mais localisé plus au Sud-ouest.
- En effet la structure profonde imagée sur la ligne 4 est globalement similaire à celle du Profil 3 mais ne présente pas de corps magmatique évident. Ce corps possiblement magmatique est cependant très net sur la ligne 4 (Figure 5) avec son faciès chaotique à très fortes amplitudes dont la partie supérieure est difficile à distinguer des unités SDRs. Le faciès de cette unité est également très différent du faciès acoustique de

l'Unit A observé dans la partie SSE du profil sous les SDRs. Ce corps pourrait être le témoin d'un système de rift avorté ayant par la suite migré vers l'ouest.

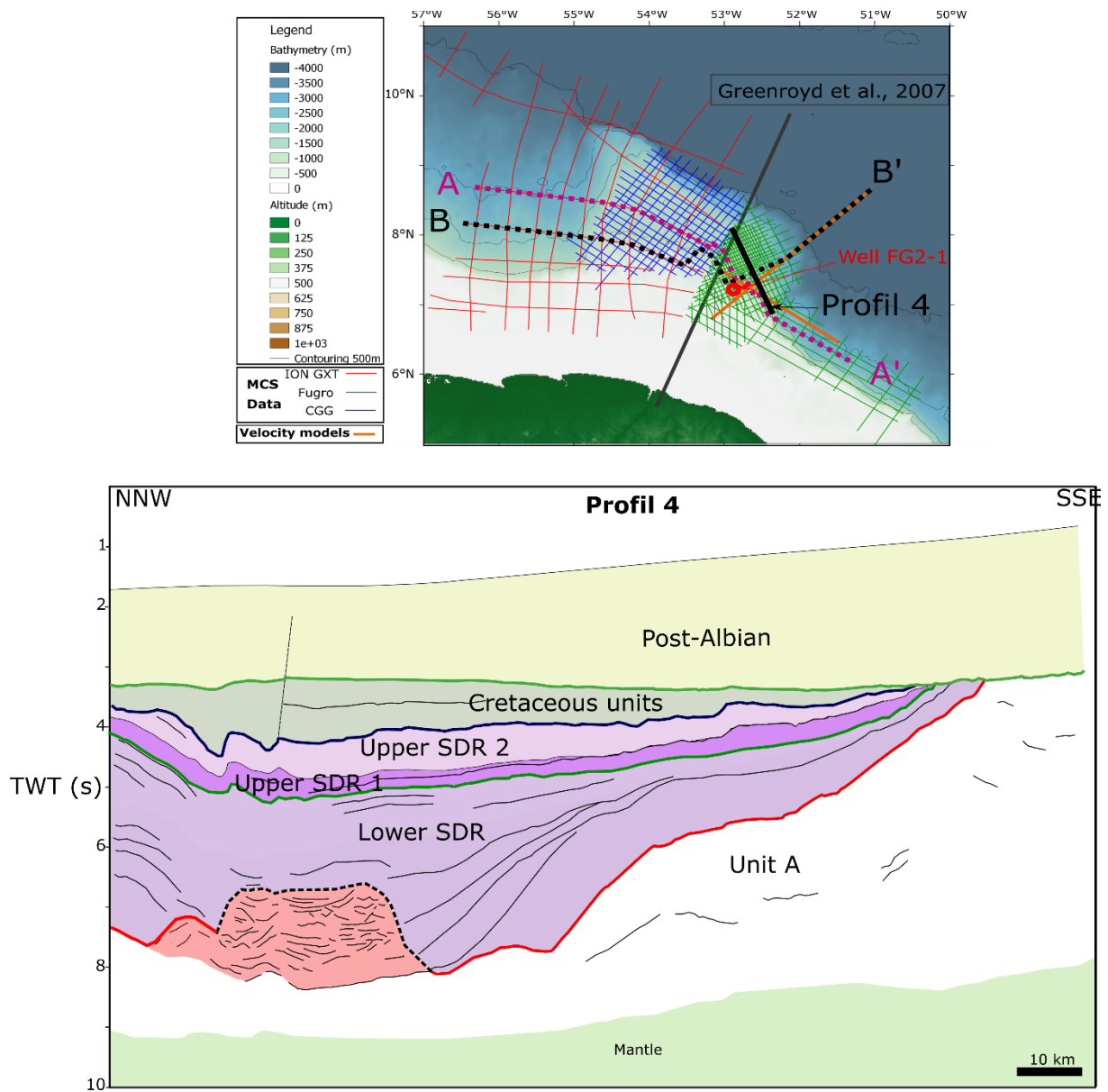


Figure 5 : *Line-drawing* correspondant à la ligne 4, orienté NNW-SSE et localisé dans le centre-Est du plateau.

C) Caractérisation de l'Unit A

L'Unit A est une unité « générique » définie à l'origine comme l'unité crustale sur laquelle repose les SDRs, et dont le faciès acoustique apparaît variable d'Est en Ouest. Nous proposons que l'Unit A dans l'Est du plateau corresponde à une croûte continentale intrudée conformément à l'article du chapitre 4. Ce matériel magmatique serait mis en place au moment du dépôt des SDRs. En revanche, vers l'Ouest cette proposition est moins robuste car le faciès devient progressivement chaotique et comporte très peu de réflecteurs discernables, la limite entre Unit A et les SDRs devenant souvent plus diffuse lorsqu'elle est parallèle aux premiers SDRs pentés vers l'ouest.

Sous l'unit A, l'étude des profils de sismique réflexion conjointement aux modèles de vitesses obtenus par sismique grand-angle (chapitre 4) ont permis de définir une *Lower Unit 1* principalement développée vers l'Ouest dont l'équivalent oriental qui présente des fortes vitesses (Chapitre 4) a été appelé *Lower Unit 2*. Cette *lower unit* est interprétée dans le chapitre 4 comme étant un corps d'origine magmatique.

Les modèles récents (Geoffroy et al., 2020) de mise en place des SDRs et les analyses d'autres marges volcaniques comme Pelotas (McDermott et al., 2018) (chapitre 1, figure 15, 16 et 17) proposent une phase de *rifting* accompagnée d'une injection de la croûte continentale drainant le magma vers la surface. A la faveur de l'apport plus ou moins continu de magma dans un contexte extensif, de nouveaux SDRs se forment en surface, et l'unité crustale sous-jacente parallèlement à la migration des SDRs vers la partie distale peut-être de plus en plus injectée, jusqu'à laisser place à un ensemble crustal complètement magmatique épais d'environ 4 secondes TWT, au toit duquel on pourrait trouver les *Outer SDRs* (McDermott et al., 2018 ; Chauvet et al., soumis).

Cette analyse pourrait très bien convenir au plateau de Démérara, en effet, les observations de la variabilité des faciès parallèlement au contrôle ponctuel par les vitesses (chapitre 4) pourraient effectivement correspondre à une croûte continentale, de plus en plus intrudée en allant vers l'Ouest. Nous observons également des domaines crustaux relativement épais (environ 2-3 secondes TWT) dans les domaines de transition sous les *Outer SDR* (profils AA' et BB', voir chapitre 4) laissant progressivement place vers l'ouest à un véritable faciès de croûte océanique. Ces domaines distaux des marges volcaniques seraient donc des domaines magmatiques, que certains auteurs décrivent comme une première croûte océanique (Chauvet

et al., soumis), elle serait donc d'origine post-rift. Les implications de ces interprétations seront discutées plus tard dans ce chapitre, lors de la reconstitution de l'évolution du plateau (voir Figure 11).

D) Mise en évidence d'une déformation d'âge Barrémien-Albien

Les interprétations des profils mettent en évidence une phase de déformation compressive dans la partie Nord du plateau caractérisée par des plis dont l'amplitude s'atténue vers le sud. Les axes de plis sont cohérents et orientée NW – SE, compatibles avec un serrage NE-SW perpendiculaire à la marge nord transformante ou hyper-oblique du plateau (Figure 6).

La datation est précise : les unités du Barrémien sont plissées (selon les calages aux puits, Gouyet et al., 1980) et les unités Albiennes tardives ne le sont pas. Si on considère que le soulèvement d'âge Albien tardif correspond la fin du stade marge transformante active (Loncke et al., soumis), il paraît logique d'attribuer cette phase compressive aux premiers stades de marge transformante active (intracontinentale, voir chapitre 1) au début de l'aptien au sein d'un cordon transpressif séparant le plateau de Démérara du plateau Guinéen.

Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour expliquer cet épisode compressif dont le raccourcissement relatif a été estimé à partir de la Ligne 2 (Figure 3) à approximativement 40 km :

- Changement cinématique de mouvements relatifs dus à la tectonique à grande échelle (Téthys, Atlantique Sud), impliquant un changement des pôles de rotation (Labails et al., 2010 ; Sapin, comm. pers.).
- Réorganisation due à l'initiation du jeu des failles transformantes ou obliques (Mercier de Lépinay, 2016).

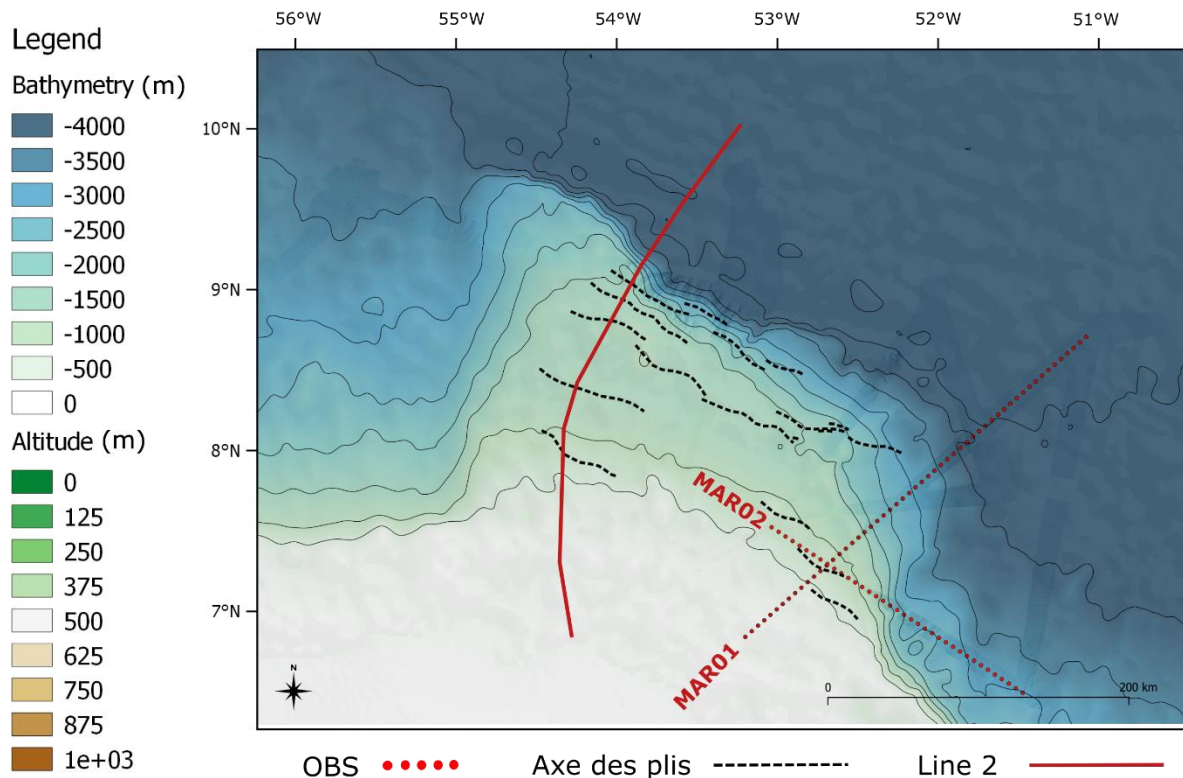


Figure 6 : Carte des axes de plis représentés sur la bathymétrie du plateau de Démérara et de ses marges. Les lignes noires représentent les axes de plis observés en sismique réflexion, interprétés par F. Sapin (comm. pers).

II. Continuité au Nord : Le plateau Guinéen

Les travaux se sont jusqu'à présent principalement concentrés sur la structure profonde du plateau de Démérara. Or, la formation de la marge nord en particulier ne peut être étudiée sans considérer la marge transformante conjuguée, qui correspond au plateau Guinéen (Chapitre 2). Si le plateau Guinéen est réellement la continuité Nord du plateau de Démérara en termes de structure profonde, cela signifie que l'ouverture transformante de l'Atlantique équatorial s'est propagée dans une marge volcanique.

Un accès aux données de sismique réflexion en possession du groupe Total a permis de comparer la structure de ces deux plateaux. En se basant sur la reconstruction cinématique de Moulin et al. (2010), il a été possible de réaliser un plan de position de données, montrant les profils interprétés sur les plateaux de Démérara et Guinéen (Figure 7).

Trois profils représentatifs (G1, G2 et G3) du Plateau Guinéen ont été choisis pour évaluer la continuité des unités sur les deux plateaux. Il existe plusieurs modèles cinématiques

qui diffèrent selon l'âge d'ouverture Crétacé, selon le mouvement, les pôles de rotation. Notre figure 7 est donc uniquement une proposition, qui n'a pas pour but de replacer précisément la position des profils sur chaque plateau mais plutôt de donner des informations d'échelle régionale de façon à mieux appréhender l'architecture profonde globale de cette zone.

Le profil G1 orienté NNO-SSE est supposé se situer approximativement dans la continuité théorique de la ligne 2 (Figure 3) suivant la reconstruction de Moulin et al., (2010). Le profil G2 permet d'explorer les unités d plateau Guinéen depuis l'OSO en allant vers sa partie plus interne vers l'ENE. Enfin, le profil G3 d'orientation WNW-ESE a été choisi de façon à comparer la structure du plateau Guinéen avec un profil d'orientation similaire sur le plateau de Démérara (Ligne 1, Figure 2), dans le but d'observer la marge Jurassique commune à ces deux plateaux.

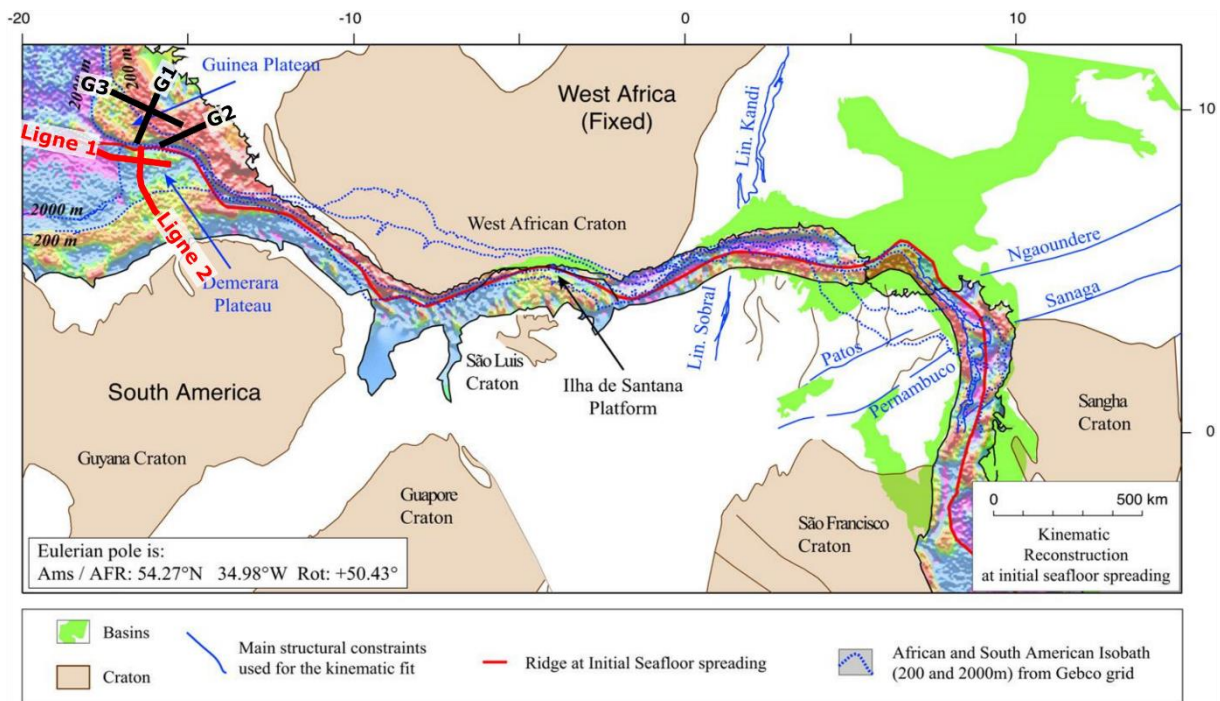


Figure 7 : Reconstruction cinématique à environ 133 Ma, utilisant le modèle cinématique de Moulin et al. (2010), lui-même basé sur les reconstitutions cinématique de Campan (1995). Les profils utilisés sur le plateau de Démérara sont indiqués en rouge. Les profils interprétés sur le plateau Guinéen sont indiqués en noir. D'après Moulin et al., (2010).

A) Profils G1 orienté NNE-SSO

- Description des unités

Le profil G1 est orienté NNE-SSW, sur le plateau Guinéen. Il image jusqu'à une profondeur de 9 secondes TWT (Figure 8). L'interprétation des faciès sismiques révèle 5 unités majeures dans le plateau. L'unité la plus profonde est acoustiquement sourde, ce qui contraste fortement avec l'unité au-dessus, composée d'une succession de longs réflecteurs de forte amplitude, à pendage apparent vers le domaine océanique au SSW. L'épaisseur de cette unité (violette) est croissante du NNE vers le SSW, passant d'environ 1 à plus de 3,5 secondes TWT (le profil n'image pas la base de l'unité) à l'extrémité SSW du profil. Le toit de cette unité est marqué par un réflecteur de forte amplitude, faisant la transition avec une unité plutôt homogène comportant de longs réflecteurs parallèles de forte amplitude. Cette unité (représentée en bleu sur la figure 8) s'épaissit sensiblement vers le SSW passant de 1 à 1,5 secondes TWT. L'unité sus-jacente (en vert sur la figure 8) présente un faciès acoustique moins énergique que la précédente, avec des réflecteurs plus ou moins continus et parfois difficiles à suivre. Certains réflecteurs apparaissent légèrement plissés, et toute cette unité est limitée à son toit par une surface de discordance majeure qui recoupe les réflecteurs du dessous. Enfin, la dernière unité (en jaune sur la figure 8) est composée des dépôts les plus récents. Enfin, ce profil présente à son extrémité NNE une unité présentant un faciès complètement sourd, recoupant verticalement toute la stratigraphie jusqu'aux unités récentes qui sont plissées à son contact, et dont la base semble située environ à 7 secondes TWT (Figure 8).

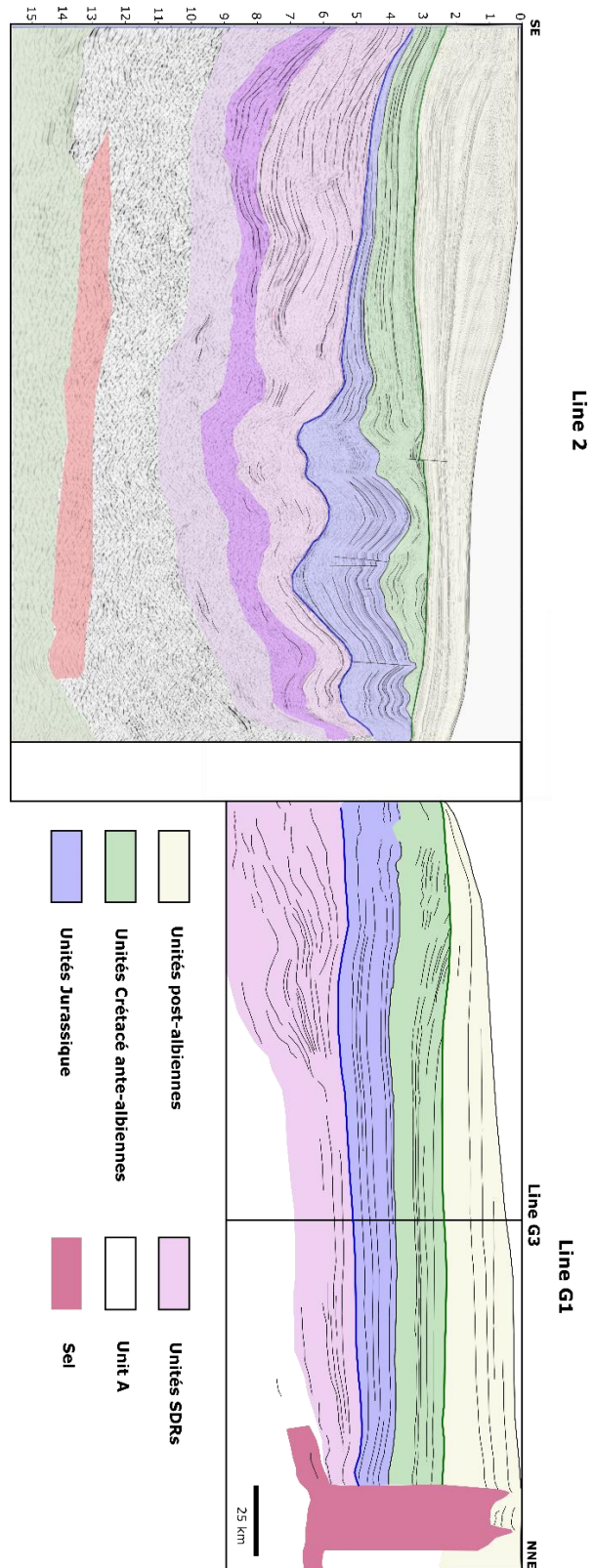


Figure 8

Figure 8 : *Line drawing* du profil G1, traversant le plateau Guinéen et orienté SSW-NNE, juxtaposé au profil Line 2 du plateau de Démérara (déjà présenté en Figure 3). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités. Les échelles verticales et horizontales sont identiques pour ces deux profils. Figure détaillée de la ligne 2 présentée en Figure 3

- Interprétation

Aucune donnée de puits n'était à notre disposition pour calibrer directement les unités. En revanche, il est possible de procéder par analogie avec les unités déjà décrites, interprétées et datées du plateau de Démérara. La partie profonde est composée d'une unité au faciès typique de SDRs, présentant un pendage apparent vers le SSW et pouvant correspondre à des formations analogues aux SDRs de Démérara pendant vers l'Ouest. Il est observé un amincissement latéral important, ici vers le NNE. Cette unité interprétée comme une unité à SDRs repose sur un corps possédant le même faciès sismique comparable à celui de l'Unit A dans l'Ouest du plateau de Démérara. La limite supérieure des SDRs est également marquée par un réflecteur de très forte amplitude. Les formations au-dessus possèdent des faciès sismiques là aussi cohérent avec les unités Jurassiques, Crétacé et post-Albienne (Figure 8). Nous observons également une discordance majeure (albienne) scellant des unités plissées bien que la déformation paraisse beaucoup moins importante.

L'apport majeur de ce profil est la présence de l'unité (rose foncée) à l'extrémité NNE (Figure 8). Celle-ci possède un faciès caractéristique des unités salifères ayant ici formé un système de diapirs. Ce niveau de sel s'enracine ici clairement sous les SDR (Figure 8), et serait donc antérieur au volcanisme. Or, ce niveau de sel, présent dans plusieurs bassins dans le plateau Guinéen, a été daté à environ 190 Ma (Jansa et al., 1980 ; Wade & MacLean, 1990). Cela indique que la production magmatique responsable de la formation des SDRs débuté après 190 Ma. Les SDRs du plateau Guinéen serait donc post 190 Ma et si la continuité est établie avec ceux de Démérara, il est possible d'émettre la même hypothèse pour leur formation. Ce constat élimine l'hypothèse de la formation de SDRs syn-CAMP (Mercier de Lépinay, 2016), et conforte celle de la présence d'un point chaud proche de Démérara-Guinée après 190 Ma (Reuber et al., 2016 ; Basile et al., 2020) lors d'une phase de *rifting* magmatique située autour de 170 Ma (Basile et al., 2020).

La juxtaposition des deux profils approximativement N-S G1 et Line 2 (Figure 8) fait apparaître un problème majeur : tandis que sur la ligne G1, les unités SDRs s'épaississent vers SSO, sur le plateau de Deméréra, les unités SDRs viennent clairement buter sur une ride de socle vers le N donc vers le plateau Guinéen qui forme une discontinuité majeure entre les deux systèmes. La géométrie des réflecteurs SDRs sur le plateau de Démérara indique clairement que cette ride était présente au moment des dépôts des unités SDRs. Il pourrait s'agir d'une relique du bouclier Guyanais ou Ouest Africain (Mercier de Lépinay, 2016).

Les reconstitutions cinématiques proposées dans (Basile et al., 2020) placent approximativement le point chaud sous Démérara au Jurassique. Parallèlement, le maximum d'épaisseur des unités Upper SDRs est identifié dans le Sud-Ouest du plateau de Démérara situant le maximum de production magmatique au niveau de la marge Ouest du plateau Démérara. L'existence d'un deuxième lieu de production magmatique majeur plus au Nord sous le plateau Guinéen éloignée de la source de chaleur principal, apparaît peu probable. En outre, le maximum d'épaisseur des unités SDRs côté Guinée se situe au niveau de l'actuelle marge Sud, dans la continuité immédiate du Nord du plateau de Démérara. Nous proposons que la ride de socle identifiée côté Démérara soit située à la paléo-jonction entre les deux plateaux sur laquelle viennent se biseauter les unités SDRs (Figure 8). Elle formait une barrière structurale entre les deux plateaux sans empêcher la mise en place des upper SDRs côté Guinée en continuité avec les unités identifiées sur Démérara.

B) Profil G2 orienté WSW-ENE

Le profil G2 orienté WSW-ENE (voir localisation Figure 7), image cette fois jusque 14 secondes TWT (Figure 9) et met globalement en évidence les mêmes unités (excepté le niveau de sel). Plusieurs différences sont à noter :

- La base de l'unité SDRs est bien identifiable et permet d'en déterminer l'épaisseur (entre 4,5 et 0,5 secondes TWT d'Ouest en Est). La limite interprétée comme le Moho est quant à elle située entre 11,5 et 13 secondes TWT (Figure 9).
- L'unité interprétée comme d'âge Jurassique (bleue, Figure 9) apparaît moins épaisse que sur le profil G1 situé plus à l'ouest, son faciès ne présente aucune des caractéristiques de celles d'une plate-forme carbonatée (longs réflecteurs de forte amplitude. L'unité interprétée comme d'âge Crétacé (verte, Figure 9) présente un faciès et une épaisseur comparable à ceux observés sur la ligne G1.
- La partie supérieure du profil est marquée par une discordance au toit de l'unité d'âge Crétacé, qui est cependant moins marquée en raison de l'absence de déformation majeure dans les unités sous-jacentes.

Si l'interprétation est similaire au profil précédent, la juxtaposition G2 et de la ligne 2 de Démérara (Figure 9) permet de mettre en évidence trois points majeurs dans l'interprétation régionale :

- La profondeur du Moho est globalement cohérente : environ 13 secondes TWT au niveau de la bordure Nord du plateau de Démérara, et 11,5 secondes TWT à la bordure Sud du plateau Guinéen. Aucune évidence ne permet de distinguer une unité équivalente à la *lower unit* décrite côté Démérara.
- L'unité à SDRs s'amincit vers le Nord (voir G1, Figure 8) mais également vers l'Est, comme cela a déjà été mis en évidence sur le plateau de Démérara. En revanche, même si l'unité s'amincit fortement vers l'ENE, sa terminaison complète n'est pas imagée ce qui pose encore la question de l'extension maximale vers l'Est du complexe SDR sur le plateau Guinéen.
- Aucune déformation majeure Crétacé n'est mis en évidence sur le profil G2. Le plissement bien que très peu marqué dans le profil G1 précédent (Figure 8) est totalement atténuée dans la partie Est du plateau Guinéen. Ces éléments montrent que la déformation associée à cet épisode compressif est principalement concentrée sur la partie Nord du plateau de Démérara. Dans la littérature, cet épisode compressif est interprété comme la conséquence d'un changement de pôle de rotation à la limite Aptien-Albien au Crétacé (Labails et al., 2010 ; Mercier de Lépinay., 2016 ; Sapin, comm. pers.). Cette déformation semble finalement se concentrer au sud de la ride de socle qui marque le Nord du plateau de Démérara et agit comme un buttoir à cette tectonique transpressive qui précède la séparation définitive des deux plateaux.

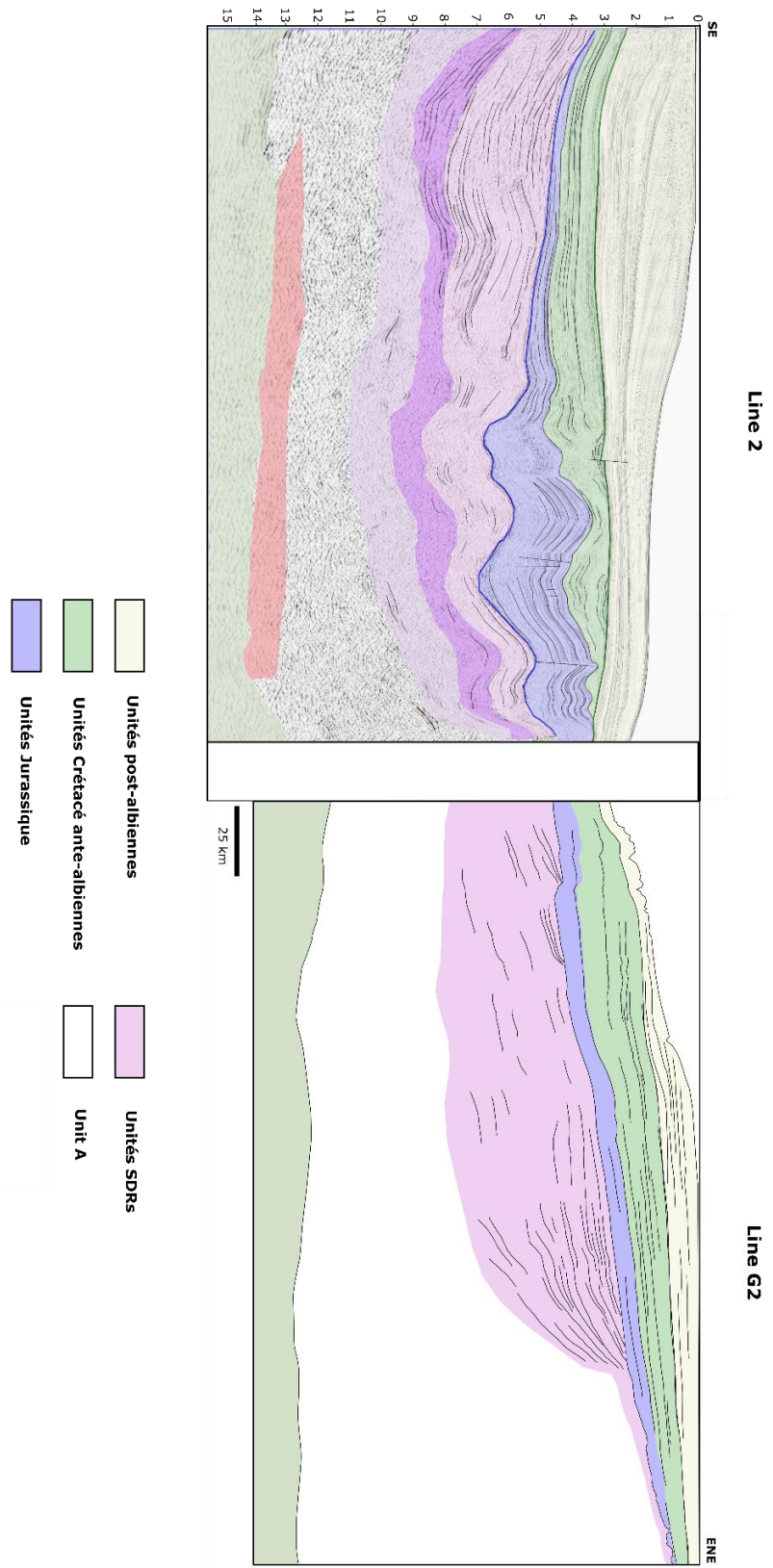


Figure 9 : *Line drawing* du profil G2, localisé dans le plateau Guinéen et orienté WSW-ENE, juxtaposé au profil Line 2 du plateau de Démérara (déjà présenté en Figure 3). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités. La ligne 2 est présentée en détail en figure 3 de ce chapitre.

C) Profil G3 orienté W-E

Le profil G3 (Figure 10), imageant jusqu'à 9 secondes TWT et orienté WNW-ESE (localisation Figure 7) permet d'imager la continuité possible du complexe SDR vers l'Ouest du plateau Guinéen. Nous observons à nouveau les 5 unités principales dont les faciès ont été précédemment décrits : une unité profonde interprétée comme étant l'Unité A (en blanc), une unité à SDRs (en rose), une unité interprétée comme étant d'âge Jurassique (en bleu), une formation interprétée comme étant d'âge Crétacé, bordée à sa limite supérieure par une discordance, puis une unité regroupant les unités post-albiennes (en jaune) (Figure 10).

Le profil révèle une organisation globale WE comparable à celle mise en évidence sur le plateau de Démérara par les lignes d'orientation comparable (Figure 10), mais il existe certaines différences :

- Le complexe SDR possède également un maximum d'épaisseur au niveau de la marge Ouest, et s'amincit vers l'Est (Figure 10). Mais l'amincissement vers l'est est beaucoup plus rapide que sur Démérara. En effet, à environ 100 km de la bordure Ouest du plateau Guinéen l'épaisseur de ce corps est d'environ 3 secondes TWT, et d'environ 1 seconde TWT à 150 km (Figure 10). Pour le plateau de Démérara, l'épaisseur atteint 5 et 3 secondes TWT pour ces mêmes valeurs de distance à la bordure du plateau (Line 1, Figure 2). Le complexe SDR est donc globalement plus mince et moins large sous le plateau Guinéen en particulier vers l'Est. Pour l'expliquer, il faut noter qu'une partie importante de l'épaisseur du complexe SDR dans l'Est de Démérara est occupée par l'unité Lower SDR, qui serait probablement (au moins en partie) formée par un système de rift avorté. Aucune structure similaire n'est pas observée sous le plateau Guinéen. La terminaison de l'unité Lower SDR étant clairement mise en évidence le long de la ride de socle vers le Nord du plateau de Démérara sur la Line 2 (Figure 3), nous proposons que l'unité *Lower SDR* soit présente uniquement dans le plateau de Démérara.
- Cette unité (Lower SDR) se serait déposée sur une croûte continentale présentant une forte structuration, comme le haut topographique mis en évidence dans l'Est du plateau de Démérara (voir interprétation de la Line 1, Figure 2), et également comme la ride du socle présente au Nord de ce même plateau. Par la suite, au cours d'une phase magmatique plus occidentale et de plus grande ampleur, les unités SDRs plus récentes (Upper SDR 1 et 2) se mettent en place sur l'ensemble de la province Démérara-Guinée bien que toujours contrôlée par la topographie héritée.

- Le profil image un domaine de transition au WNW de la bordure du plateau Guinéen (Figure 10). Ce domaine est marqué par le fort relief hérité de l'histoire Jurassique de la marge qui paraît contrôler la mise en place de l'épaisse unité Crétacé, tandis que la discordance albiennne laisse place aux unités post-albiennes qui nappent le relief rémanent suite à l'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial. En profondeur au pied de l'actuel relief bordant l'ouest du plateau, l'unité crustale (indiquée de la même couleur que les SDRs ; Figure 10) présente des réflecteurs de fortes amplitudes, dont le pendage apparent varie de subhorizontal à incliné vers le WNW, c'est-à-dire vers le domaine océanique. Ce faciès paraît comparable à celui des Outer SDRs interprétés au niveau de la bordure Sud-Ouest du plateau de Démérara. Cela reste toutefois discutable car seule la partie supérieure de cette unité est imagée. En revanche, ce faciès ne semble pas compatible avec celui d'une croûte continentale en raison de l'inclinaison et de l'amplitude de ces réflecteurs. Le domaine de transition du plateau Guinéen reste donc assez énigmatique

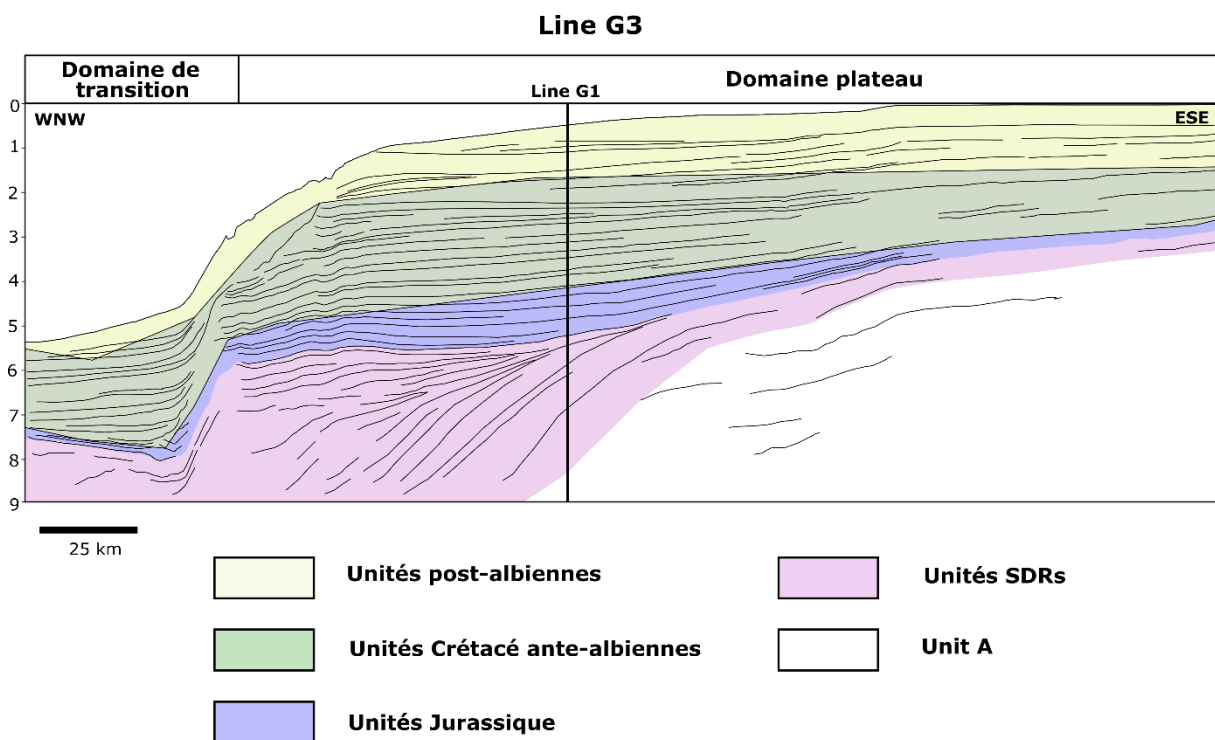


Figure 10 : *Line drawing* du profil G3, localisé dans le plateau Guinéen et orienté WNW-ESE. Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités.

III. Proposition schématique d'évolution du plateau

L'ensemble des interprétations réalisées sur les données sismiques, croisées avec les différentes données disponibles dans la littérature : sismique réflexion (Loncke et al., 2009 ; Reuber et al., 2016), sismique grand-angle (Greenroyd et al., 2007), puits (Gouyet et al., 1980), dragages (Basile et al., 2020), et modélisations cinématiques (Basile et al., 2020), nous permet désormais de proposer un modèle schématique de l'évolution du plateau de Démérara depuis le *rifting* Jurassique. L'épisode CAMP est ici écarté de la proposition car il existe que très peu d'informations sur l'influence directe de cet événement sur le plateau de Démérara, hormis la mise en place de dykes retrouvés à terre en Guyane (Marzoli et al., 1999 ; Nomade et al., 2007).

La modélisation est schématique, il s'agit d'une proposition de reconstitution de l'histoire du plateau de Démérara à partir des données structurales suivant deux directions Ouest-Est et Nord-Sud (Figure 11). Ce travail ne prend pas en compte les aspects thermiques. Voici les principales étapes d'évolution du plateau de Démérara :

Figure 11-1) et Figure 12-1) Le modèle schématique débute à 190 Ma, âge auquel est daté le sel imagé sous le plateau Guinéen (Jansa et al., 1980 ; Wade & MacLean, 1990) et qui serait antérieur aux unités SDRs (au moins Upper SDR 1 et 2). De plus, cela nous situe avant la datation des roches magmatiques draguées (daté à 173,4 Ma ; Basile et al., 2020) et probablement avant le passage de Démérara sur un éventuel point chaud (Basile et al., 2020). Grâce aux interprétations réalisées sur les profils sismiques, nous estimons que l'étape initiale est une croûte continentale, probablement composée de fractions des cratons Guyanais et Ouest Africain (Mercier de Lepinay, 2016). Un modèle de vitesse permet de connaître l'épaisseur de la croûte continentale à terre : environ 40 km (Greenroyd et al., 2007) si on considère qu'elle est complète, et cela est donc notre hypothèse de départ.

Figure 11-2) et 12-2) Au début du Jurassique, une phase de *rifting* magmatique s'initie dans l'actuel centre-Est du plateau de Démérara. Cela se traduit par une phase d'extension crustale sans rupture lithosphérique. Cette phase est contemporaine avec une phase de remontée mantellique. Cela aboutit à la création d'un proto-rift avorté qui n'atteint pas le stade de production de croûte océanique, comme il est proposé pour la ride Abimael dans le bassin de Pelotas (Mohriak, 2001 ; Zalán et al., 2009, Zalán et al., 2011). Le bassin de Møre, situé au Sud du plateau de Vøring, pourrait être un analogue intéressant puisqu'il est composé de croûte continentale amincie, sous laquelle une unité inférieure à haute vitesse (7,2-7,3 km/s) s'est mise

en place (Gernigon et al., 2015). L'ensemble est présenté comme un rift avorté (Gernigon et al., 2015). Ce bassin s'est construit grâce à une phase de super-extension lithosphérique (Olafsson et al., 1992). La différence majeure avec le plateau de Démérara est l'absence de production magmatique majeure en surface donc sans unités SDRs, possiblement en raison d'une anomalie thermique insuffisamment élevée. Démérara illustrerait donc un cas similaire mais en présence d'un point chaud et avec le temps nécessaire pour permettre la mise en des formations magmatiques au niveau du proto-rift, alimenté par un système de dykes. En l'absence de cette production magmatique quels que soient les paramètres la permettant, le proto-rift s'illustrerait par une croûte très amincie, là aussi sans rupture, comme c'est le cas pour le bassin de Møre (Gernigon et al., 2015). Selon une orientation N-S (Figure 12-2), on peut mettre en évidence l'extension vers le Nord (limitée) des premiers SDRs, probablement bloqués par une ride de socle (Figure 12-2) héritée de l'histoire antérieure de ce domaine.

Figure 11-3 et 12-3) Par la suite, et possiblement sous l'effet d'un changement de chenalisation de la thermicité remontant du manteau (c'est-à-dire un changement de direction préférentielle du flux thermique), ce système de rift initial avorte et un autre rift se crée plus à l'Ouest, dans un contexte d'extension et avec une production magmatique massive. C'est également le cas pour le bassin de Møre proposé comme potentiel analogue, où un complexe SDR épais se met en place (Planke et al., 2000) plus à l'Ouest du rift initial (Gernigon et al., 2015). La formation de ce nouveau rift (pour ces deux marges) s'accompagne également d'une remontée mantélique. Ces SDRs se mettent en place dans des bassins bordés par des failles dans la croûte continentale tel que cela est proposé dans la littérature (Barton et White, 1997 ; Geoffroy et al., 2005 ; Stica et al., 2014). La croûte continentale dont les vitesses apparaissent ici atypiques (Chapitre 4) est profondément intrudée par les magmas. L'intégration des reconstructions E-W (Figure 11) et N-S (Figure 12) illustre le pendage apparent vers l'Ouest de l'ensemble des corps SDRs. Selon une direction N-S, nous proposons que l'obstacle constitué par la ride de socle soit au moins partiellement franchi par les unités Upper SDR 1 et 2 (Figure 12-3) ; permettant la mise en place de groupes relativement épais sur le plateau Guinéen. Selon cette direction toujours on montre que les unités SDR forment des ensembles lobés dont les dépôts-centres peuvent varier témoignant de la mobilité des apports magmatiques

Figure 11-4) et 12-4) La phase d'extension se poursuit, mais la rupture lithosphérique ne s'opère pas, probablement à cause de paramètres rhéologiques. À ce stade il n'existe probablement déjà plus de croûte inférieure (dans la partie distale) à proprement parler comme

cela est proposé dans le modèle de Geoffroy et al (2020). L'espace crustal créé est alors rempli par des formations magmatiques, formées de façon subaérienne et par refroidissement possible du magma en complexe gabbroïque (McDermott et al., 2018). Les SDRs produits sont alimentés par des dykes, et leur terminaison distale repose sur une croûte qui n'est donc plus de nature continentale, mais magmatique (McDermott et al., 2018). Alternativement il pourrait toujours s'agir d'une croûte continentale mais dont la part magmatique est telle que ces propriétés physiques sont profondément modifiées (Eldholm et al., 1989 ; Gibson and Love, 1989 ; Geoffroy et al., 2001 ; 2005).

Figure 11-5) De la même façon que pour le premier rift, une unité mafique (traditionnellement nommée sous-placage dans la littérature) se met en place à la limite du manteau et de la croûte (Fowler et al., 1989 ; White et McKenzie, 1989 ; Mjelde et al., 1997 ; Berndt et al., 2000 ; Eldhom et al., 2000 ; Thybo et Nielsen, 2012). Elle forme la *lower unit* décrite dans les différents profils et possiblement identifiées dans les modèles de réfraction (Chapitre 4) comme une unité à fortes vitesses liées à sa nature. Selon une direction N-S, cette unité n'est représentée que sous Démérara à l'aplomb plus direct de ce que nous pensons être la « source magmatique » et sachant qu'aucune unité de ce type n'est mise en évidence sous le plateau de Guinée.

Figure 11-6) Ce processus se poursuit jusqu'à l'arrêt de la production de larges unités SDRs sur une croûte magmatique possiblement dérivée de la croûte continentale rémanente. Un début de système océanique sub-aérien se met en place (McDermott et al., 2018 ; Chauvet et al., soumis) et se traduit sous la forme de la mise en place d'unités SDRs minces (Outer SDRs dans nos figures), où la base des SDRs est plus ou moins parallèle au Moho, sur une croûte magmatique qui laisse latéralement la place à une croûte océanique typique. Cette limite est marquée sur certaines de nos lignes par un bassin énigmatique (chapitre 4). Tandis que se développe le domaine océanique, la marge volcanique divergente désormais passive de l'ouest de Démérara forme un relief majeur sur lequel se met progressivement en place une plate-forme carbonatée discordante sur les unités antérieures via la discordance post-rift sinémurienne. Selon une direction N-S (figure 12-4), Cet épisode est marqué par la présence de cette même discordance.

Figure 11-7) La sédimentation Crétacé se développe de manière instable sur le fort relief hérité de l'histoire Jurassique formant une épaisse unité. Le domaine de transition en pied de

penne est comblé par les produits d'instabilités majeures des unités crétaée (Chapitre 4) le long de la penne et à la bordure du plateau.

Figure 11-8) et 12-5) Le plateau de Démérara forme alors une marge passive continue avec le plateau Guinéen bordant la partie orientale de l'océan Atlantique central (Figure 14b). D'après nos résultats, les deux plateaux sont malgré tout séparés par une ride de socle qui semble anté-jurassique et qui est bien visible sur les propositions de reconstitutions N-S (Figure 12).

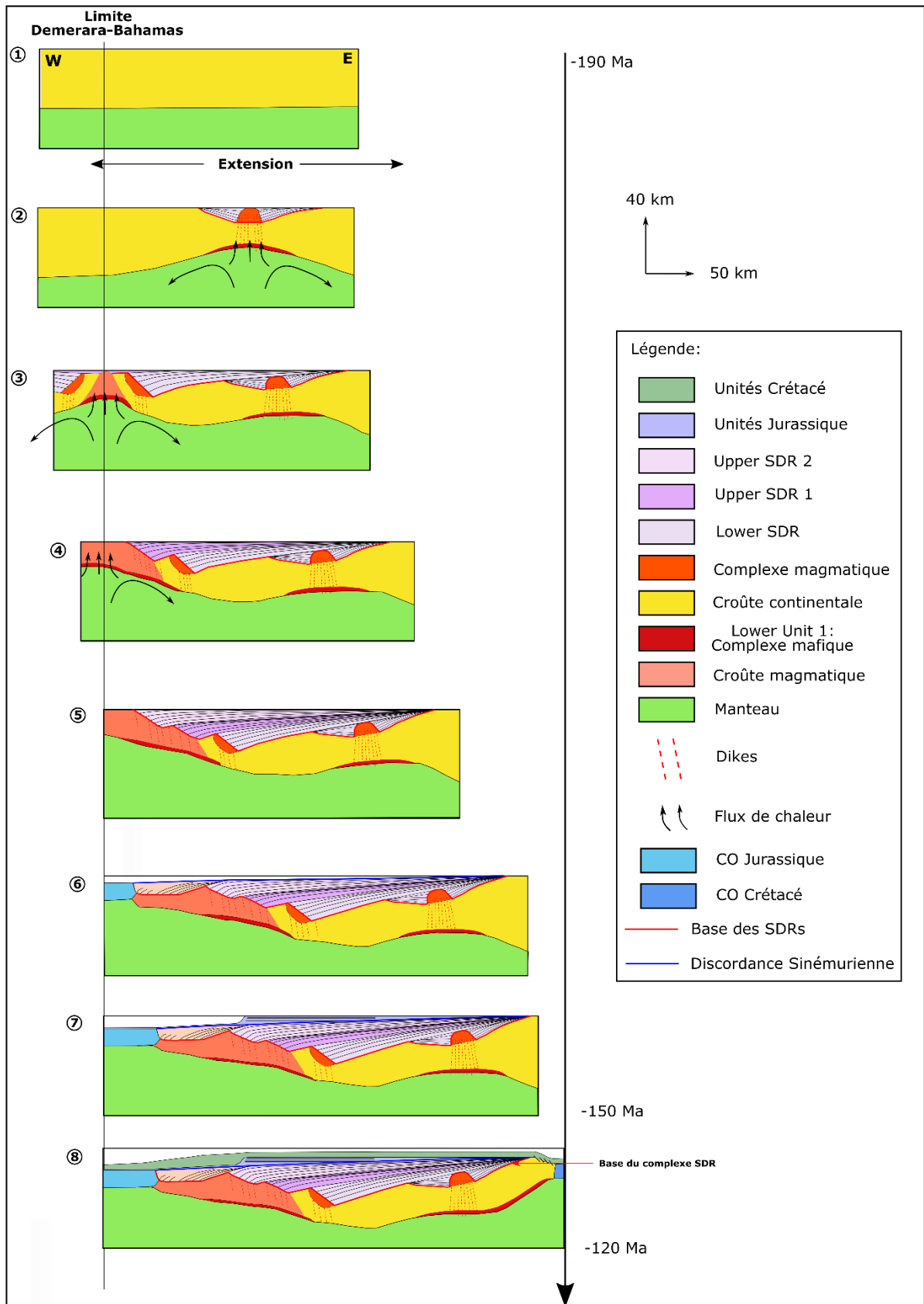


Figure 11 : Schéma représentant l'évolution de la structure E-W du plateau entre 190 et 120 Ma.

Le plateau subit par la suite une nouvelle phase de son histoire, à l'Aptien supérieur, consistant en une nouvelle phase de rifting puis d'ouverture océanique qui conduira à sa séparation du plateau Guinéen et l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial (Pontes et Asmus., 1976 ; Szatmari et al., 1987 ; De Matos, 2000 ; Mohriak, 2003 ; Zalán, 2004 ; Moulin et al., 2010). Le début de cette phase est accompagné par un probable épisode de réorganisation cinématique (Labails et al., 2010 ; Mercier de Lépinay, 2016) qui conduit à un épisode transpressif majeur qui affecte principalement la bordure nord du plateau de Démérara au sud de la ride de socle qui jalonne les deux plateaux. Cet épisode se traduit par une déformation majeure marquée par des plis de direction NW-SE sub-parallèle à la future bordure transformante nord du plateau (Figure 12-5). Par la suite, la mise en place le long de la bordure nord du plateau de la faille transformante (Figure 12-5) pourrait être guidée par l'existence de la ride du socle le long de son flanc nord représentant déjà une discontinuité crustale. Le fait, que les deux futurs ensembles se soient déjà comportés de manière discontinue par rapport à la phase de plissement témoigne déjà d'une forme de découplage.

Cette nouvelle phase de *rifting* semble également être accompagnée d'un événement volcanique de faible volume, associée à l'extension et une remontée mantélique. C'est ce que suggère l'exploitation de données sismiques sur le plateau Guinéen et la marge de Sierra Leone (Loncke et al., comm. pers.) et la datation de roches volcano-sédimentaires remontées d'un puit dans l'Est de Démérara (environ 125 Ma ; Gouyet et al., 1980 ; Mercier de Lépinay, 2016). En outre, les modélisations cinématiques de Basile et al. (2020) suggèrent qu'à l'Aptien le plateau de Démérara serait à nouveau situé à proximité du point chaud responsable de l'épisode magmatique du Jurassique (Chapitre 2, figure 4 B). Au chapitre 4, nous avons décrit la présence d'une unité inférieure épaisse dans l'Est du plateau imagée dans le modèle de vitesse MAR02. Il pourrait s'agir d'une unité mise en place en deux temps : une première fois pendant la phase de *rifting* avorté dans le centre-Est du plateau, et par la suite une nouvelle production mafique sous l'influence à nouveau d'une anomalie thermique en contexte extensif au cours de l'épisode Crétacé.

La discordance Albiennaise résulte de l'émersion post-transformante du plateau de Démérara (Figure 11-8 et 12-5), la discordance post-transformante étant progressive (comme cela est proposé dans les modèles, chapitre 1, figure 23), elle ne peut expliquer une telle discontinuité. Cette soudaine surrection pourrait trouver son explication dans un rebond

thermique post-transformante inversement contrecarré par l'éventuel passage d'un point chaud à proximité immédiate du plateau.

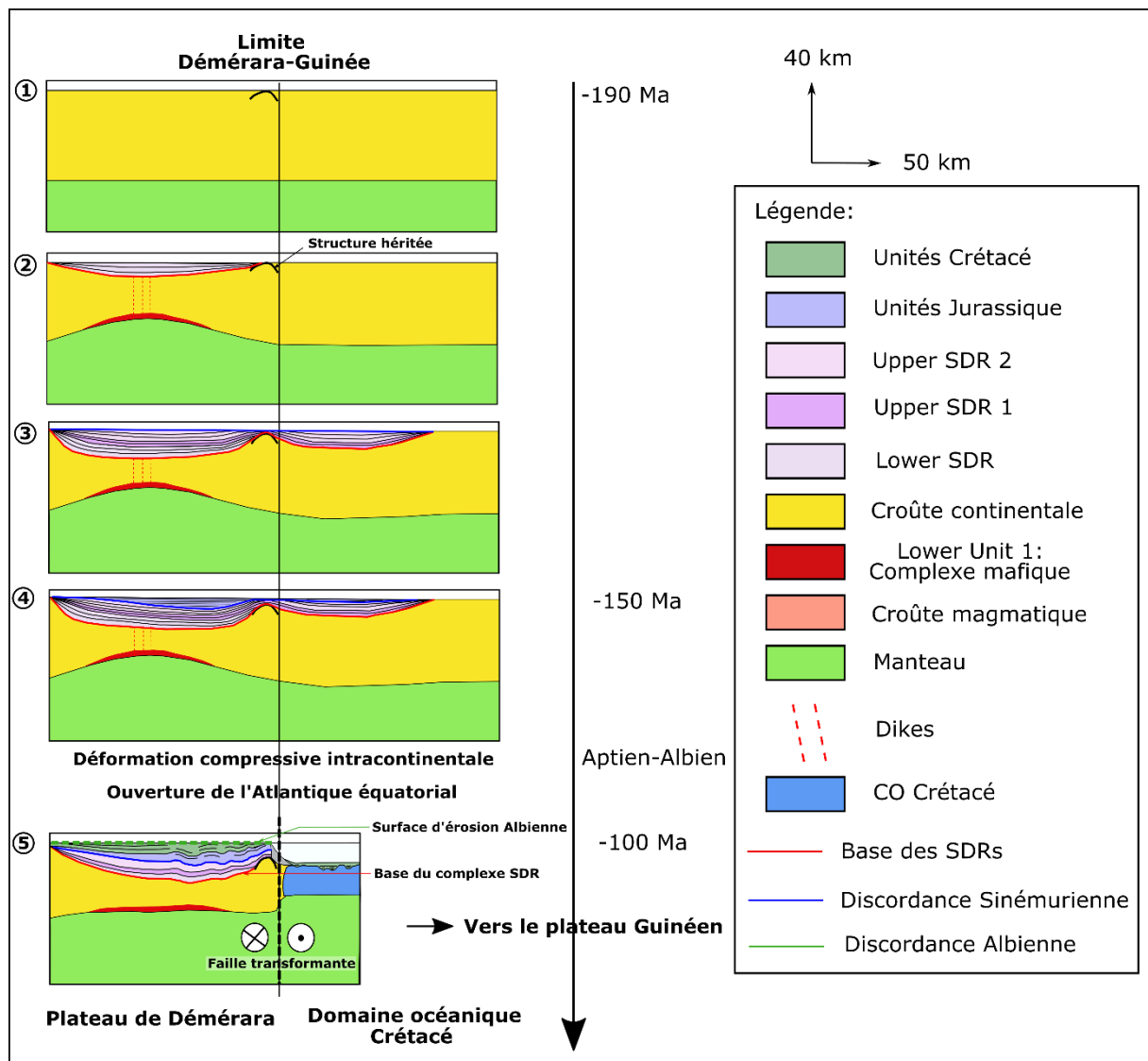


Figure 12 : Schéma représentant l'évolution de la structure N-S du plateau entre 190 et 100 Ma.

Ces reconstitutions cinématiques illustrent les hypothèses majeures proposées lors de ce travail de thèse, notamment la diachronicité des unités SDRs et la formation d'une unité inférieure. De plus, elles justifient nos interprétations concernant l'extension des principales unités Jurassiques.

Ces nouvelles figures apportent également une interprétation plus régionale, avec l'organisation du plateau selon des axes Nord-Sud et Ouest-Est, permettant de distinguer les différentes étapes de mise en place et de les lier à celles des marges conjuguées. Pour aller plus

loin dans cette intégration régionale, la figure 11 montre clairement la mise en place d'une probable marge volcanique conjuguée à la marge Ouest de Démérara. Cela pose donc la question de la localisation de cette marge.

IV. Le plateau des Bahamas : la marge volcanique conjuguée de la marge Ouest de Démérara-Guinée ?

Il a été démontré que la marge Ouest du plateau de Démérara était une marge volcanique. Or, les marges volcaniques sont supposément associées à une déformation principalement en cisaillement pur, ce qui produirait des marges conjuguées symétriques (Bidaut, 2019 ; Geoffroy et al., 2020) (Figure 13).

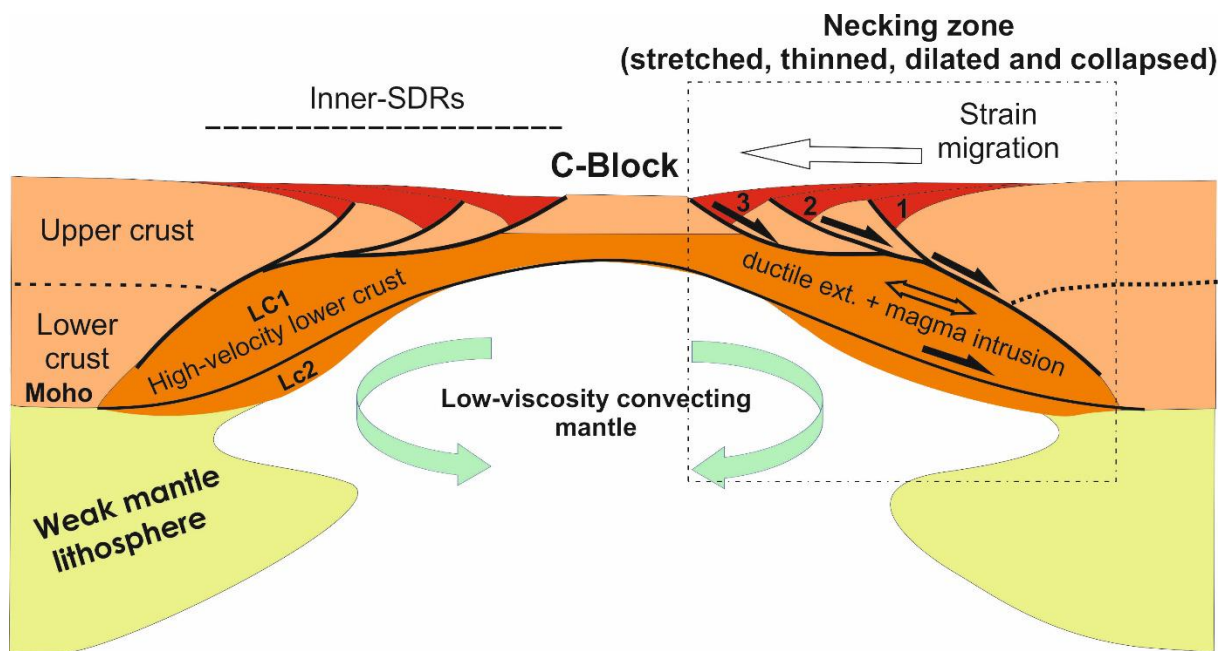


Figure 13 : Schéma conceptuel des marges volcaniques conjuguées dans un stade précoce. Geoffroy et al., (2020).

Il serait donc probable de retrouver une marge volcanique similaire et symétrique à celle de Démérara-Guinée au Sud-Est de l'actuel Floride. C'est ce que propose la reconstitution cinématique de l'ouverture de l'Atlantique central (Figure 14 a) – issue de l'article Chapitre 4 sur la base d'une reconstitution de F. Sapin), où nous interprétons ces plateaux comme des plateaux magmatiques conjugués. Malheureusement, il est proposé que toute la partie sud de ce

domaine soit partie en subduction sous le domaine Caraïbes, bien que certains auteurs expliquent la déformation au Nord des Petites Antilles vers les Grandes Antilles en partie en lien avec l'incapacité à la plate-forme Bahamas de passer en subduction (Laurencin et al., 2018). Cela pourrait résulter de la structure même du plateau Bahamas.

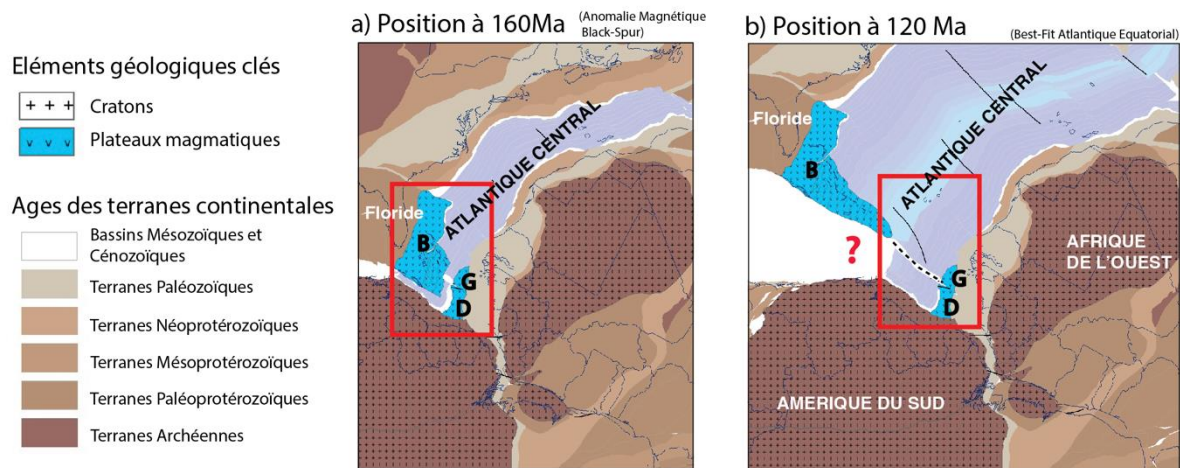


Figure 14 : Reconstitution cinématique du Sud de l'Atlantique central à 160 (a) et 120 Ma (b) (Museum et al, 2020 ?).

Peu de données concernant la structure profonde sont disponibles dans cette zone, mais une compilation de données de sismique réfraction et gravimétriques a mis en évidence la densité anormalement élevée de la croûte (par rapport à une croûte continentale habituelle) d'un large domaine entre la croûte continentale sous la Floride et la croûte océanique de l'océan Atlantique Central (Dale, 2013) (Figure 15). Ce domaine crustal serait épais de 20 km, c'est-à-dire globalement similaire à l'épaisseur du corps SDRs sous Démérara. Les densités de ce domaine, comprises entre 2,8 et 2,9, sont similaires aux densités obtenues sur Démérara, entre 2,8 et 3, calculées sur la base des données de vitesses converties en utilisant la loi de Nafe et Drake (Ludwig et al., 1970). Sur la base de cette densité élevée, les auteurs identifient ce domaine comme une *LIPs transitional crust*, donc de nature énigmatique. Dans ce contexte, il est intéressant de noter que la signature géochimique proposée par Basile et al. (2020) pour les roches volcaniques draguées (interprété comme faisant partie du complexe SDR) est celle d'une *LIP*.

Cette analyse n'exclut donc pas la présence d'une marge volcanique Jurassique conjuguée à la marge Ouest de Démérara au niveau du plateau des Bahamas. Si cette hypothèse s'avère exact, cela indiquerait qu'au Jurassique se trouvait une province volcanique autour de Démérara, dont les dimensions approximatives étaient d'environ 400 km en N-S et d'environ 600 km en Est-Ouest. Il faudrait toutefois plus d'éléments pour pouvoir valider ou non cette hypothèse.

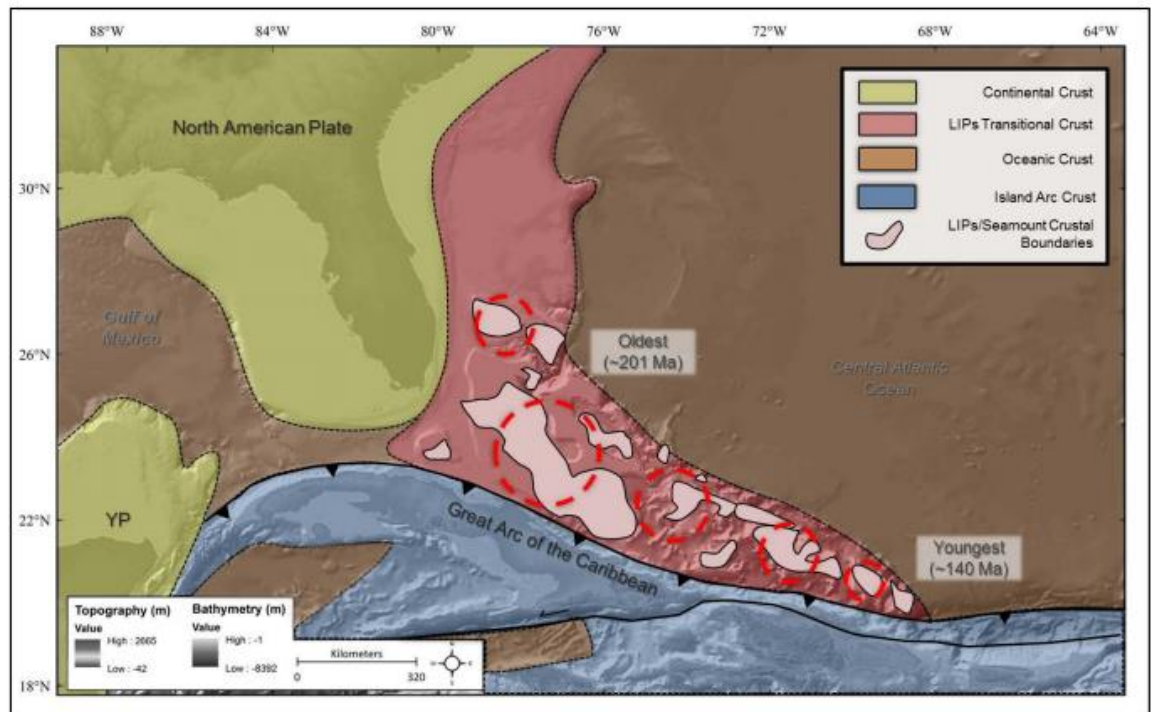


Figure 15 : Représentation de la nature de la croûte dans la région autour du plateau des Bahamas (Dale, 2013).

Conclusion

Le chapitre 4 se concentrait principalement sur l'organisation Ouest-Est du plateau, ce dernier volet apporte donc une composante 3D dans la caractérisation de la structure profonde du plateau de Démérara et des domaines adjacents. L'approche de cette dernière partie était de s'interroger sur la continuité des structures dans l'espace, notamment avant les *rifting*, et sur la chronologie relatives de mise en place des principales unités.

Il apparaît donc que le système volcanique mis en évidence précédemment est composé de deux unités SDRs diachrones, toutes deux Jurassiques mais probablement liées aux processus de mise en place de la marge Ouest. Ce complexe volcanique s'étend jusqu'au Nord

de l'actuel plateau Guinéen, et a été scindé par la suite, pendant le *rifting* Crétacé de l'océan Atlantique Equatorial. L'investigation des données de cette zone apporte également un calage temporel plus précis des SDRs, permettant de les dater comme postérieur à 190 Ma, renforçant l'hypothèse d'une création autour de 180 Ma.

Enfin, ce travail a permis de proposer des reconstructions cinématiques qui illustrent les principales interprétations de cette thèse. Ceci a permis d'illustrer de façon schématique et simple l'organisation globale du plateau, et de poser la question de la localisation de la partie Ouest de cette paléo-ensemble volcanique, qui pourrait être le plateau des Bahamas.

Conclusions :

Ce travail de thèse a permis d'apporter des interprétations nouvelles concernant le plateau de Démérara, notamment par le biais de deux modèles issus de données de sismique grand-angle qui renseignent sur la vitesse de propagation des ondes acoustique, en lien avec la densité du milieu. Cet apport, totalement nouveau dans la partie Est du plateau, permet de discuter la nature et la structure des unités crustales sur l'ensemble du plateau de Démérara. D'autres part, une collaboration avec Total a permis de réaliser des grands profils composites intégrant à la fois des données de sismique réflexion à grande pénétration, les vitesses, la géométrie des corps et les interprétations permises par des données géochimiques provenant de dragages et de puits.

Ces différents profils démontrent l'existence d'un large complexe SDRs, composé de quatre unités majeures (trois dans le domaine plateau, une dans le domaine de transition, défini comme la limite entre la marge et le domaine océanique au sens strict) dont l'épaisseur maximale est située dans l'Ouest du plateau de Démérara, à proximité de sa marge Ouest d'âge Jurassique. L'imagerie de ces corps selon plusieurs orientations révèle qu'ils sont globalement inclinés vers l'Ouest. Les profils composites W-E démontrent, de façon inédite, l'extension de ce complexe jusqu'à l'actuelle marge Est du plateau qui résulte quant à elle d'une seconde phase tectonique d'âge Crétacé. De plus, les résultats de cette thèse illustrent la diachronicité des SDRs. En effet, les unités SDRs les plus précoces se seraient mises en place à l'aplomb d'un rift localisé dans l'actuel centre-Est du plateau. Par la suite, ce rift aurait avorté, et un nouveau se serait formé plus à l'Ouest, générant la suite du complexe SDRs qui s'étend sur le plateau de Guinée alors conjugué au plateau de Démérara.

En effet, les profils et la reconstitution N-S illustrent l'extension vers le Nord de ces unités volcaniques. Les SDRs les plus précoces viennent buter (terminaison en *onlap*) sur une ride de socle qui était donc présente avant l'épisode Jurassique. Par la suite, les SDRs les plus récents parviennent à franchir cet obstacle et forment un cortège très étendu vers le Nord jusque dans le plateau Guinéen où ils se déposent sur un niveau de sel (déjà en place et daté à 190 Ma).

L'interprétation de l'ensemble des profils permet de proposer que ces SDRs se mettent en place sur une croûte continentale (identifiée comme Unit A dans nos profils), dont la structuration pré-Jurassique (ride de socle dans la marge Nord, dépression topographique dans le centre de l'actuel plateau de Démérara) influence l'architecture des premières formations

volcaniques. Ce sous-bassement continental est toujours identifiable au niveau de l'actuelle marge Est. En revanche, en allant vers l'ouest, ces indices de croûte continentale deviennent de plus en plus critiques. Le faciès de l'Unit A devient de moins en moins clair ; la terminaison vers l'Ouest des unités SDRs passe d'une limite nette et rectiligne à une limite présentant une géométrie plus courbée, que nous interprétons comme révélateur d'une déformation ductile contemporaine à la mise en place de la partie Ouest de la marge possiblement liée à l'activité d'un point chaud où la croûte inférieure a déjà disparu. En accord avec les données de vitesses (élevées, incompatible avec une croûte continentale) et ces éléments de faciès sismique, il apparaît que l'Unit A serait de plus en plus intrudée d'Est en Ouest. Sous la terminaison Ouest des unités SDRs les plus récentes, cette portion de l'Unit A pourrait possiblement être totalement néoformée au Jurassique laissant place à une croûte « magmatique ». Simplement, cette unité ne peut être considérée comme une croûte continentale « standard ».

La création de ces deux rifts s'accompagne de la mise en place d'unités profondes (décrites comme Lower Unit 1 et 2) minces (quelques kilomètres) et situées au-dessus du Moho. Ces unités présentent des vitesses très élevées (7-7,6 km/s) et sont compatibles avec des *High Velocity Body*, fréquemment interprétés dans les marges volcaniques comme des unités sous-plaquées mais dont l'origine reste très discutée.

Les plateaux de Démérara-Guinée seraient donc une vaste marge volcanique, mise en place au Jurassique sous l'influence d'un point chaud et dont la marge conjuguée serait le plateau des Bahamas.

Le système est ensuite repris au Crétacé dans une seconde phase de rifting puis d'ouverture non coaxiale s'accompagnant éventuellement d'un court épisode volcanique. L'ouverture de la marge Nord s'effectue en mode transformant, et scinde la marge volcanique Jurassique en deux, probablement le long d'une structure héritée et désignée dans le chapitre 5 comme une « ride de socle ». Les modalités de cette ouverture qui semble guider par cet héritage structural reste à discuter.

Ce travail apporte donc une interprétation nouvelle et intégrative concernant la partie profonde du plateau de Démérara et de ses domaines proches. Au moment de terminer ce manuscrit, plusieurs éléments nous paraissent manquer et peuvent donc constituer des pistes d'améliorations et de réflexions :

- Il pourrait être intéressant de créer plusieurs cartes à partir de ces résultats, de façon à mieux illustrer la géométrie en 3D des corps crustaux.
- L'extension du complexe SDR vers le Nord est bien imagée grâce à un jeu de données très fourni. Nous n'avons en revanche que peu d'informations concernant la limite Est (potentiellement situé dans la marge du Sierra Leone) ainsi que sur l'architecture de la marge conjuguée (plateau des Bahamas, dont une partie est passée en subduction sous les Caraïbes).
- La question de l'héritage de la croûte ante-SDR est importante puisqu'elle semble contrôler la zone de rupture entre le plateau de Démérara et le plateau Guinéen, le long d'une ride de socle. Il pourrait être intéressant de tenter de mieux cartographier et de caractériser ces structures héritées.
- Les mécanismes liés aux marges volcaniques et transformantes pourraient être discutés à la lumière de ces reconstructions et abordés des problématiques thermiques et rhéologiques par une approche de modélisation.
- En intégrant ces futurs travaux, un travail pourrait être mené afin de mieux comprendre les causes de la surrection majeure à l'Albien à l'origine d'une érosion massive mise en évidence par la surface de discordance Albienne interprétée sur l'ensemble des profils de la région. Cette surrection pourrait être thermique, et ainsi causée par un passage au Crétacé de l'ensemble Démérara-Guinée aux abords du même point chaud que celui à l'origine de sa structure Jurassique (Basile et al., 2020).
- Il s'agit ici de données géophysiques, et les différentes incertitudes (notamment concernant la nature des SDRs) mettent en évidence le besoin de trouver des analogues de terrain à terre pour véritablement comprendre ces systèmes. Travail déjà entrepris par de nombreux collègues mais qui demande à être discuté à la lumière de nos résultats
- Enfin, il serait intéressant d'intégrer plus avant ces interprétations dans la compréhension des TMPs en établissant des analogies plus solides entre ces différents objets qui semblent partager des caractéristiques structurales qui reflètent des histoires comparables en particuliers concernant les phénomènes magmatiques et tectoniques.

Bibliographie

A

Abdelmalak, M. M., Planke, S., Faleide, J. I., Jerram, D. A., Zastrozhnov, D., Eide, S., & Myklebust, R. (2016). The development of volcanic sequences at rifted margins: New insights from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5212-5236.

Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J.Y., Sibuet, J.-C. (2004), *MicrOBS : A new generation of ocean bottom seismometer. First break volume, technical article.*

Amante, C. and B.W. Eakins, (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M.

B

Barker, P. (1999). Evidence for a volcanic rifted margin and oceanic crustal structure for the Falkland Plateau Basin. *Journal of The Geological Society - J GEOL SOC.* 156. 889-900. 10.1144/gsjgs.156.5.0889.

Barton, A. J., & White, R. S. (1997). Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3109-3129.

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., & 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., Girault, I., Heuret, A., Loncke, L., Poetisi, E., Graindorge, D., Deverchère, J., Klingelhoefer, F., Lebrun, J.F., Perrot, J., & Roest, W. (2017). Morphology and lithology of the continental slope north of the Demerara marginal plateau: results from the DRADEM cruise. EGUGA, 8107.

Basile, C., Girault, I., Paquette, J. L., Agranier, A., Loncke, L., Heuret, A., & Poetisi, E. (2020). The Jurassic magmatism of the Demerara Plateau (offshore French Guiana) as a remnant of the Sierra Leone hotspot during the Atlantic rifting. *Scientific Reports*, 10(1), 1-12.

Bauer, Klaus & Neben, Sönke & Schreckenberger, Bernd & Emmermann, Rolf & Hinz, Karl & Fechner, Notker & Gohl, Karsten & Schulze, Albrecht & Trumbull, R. & Weber, Klaus. (2000). Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research*. 105. 25829-25854. 910.1029/2000JB900227.

Berndt, C., Skogly, O.P., Planke, S., Eldholm, O., and Mjelde, R., (2000), High-velocity breakup-related sills in the Vøring Basin, off Norway: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 28443–28454, doi:10.1029/2000JB900217.

Berndt, C., Planke, S., Teagle, D., Huismans, R., Torsvik, T., Frieling, J., Jones, M., Jerram, D., Tegner, C., Faleide., J.I., Coxall, H., & Hong, W.L. (2019). Northeast Atlantic breakup volcanism and consequences for Paleogene climate change-MagellanPlus Workshop report. *Scientific Drilling*, 26, 69-85.

Bertrand, H., Villeneuve, M., (1989). Témoins de l'ouverture de l'atlantique central au début du jurassique: les dolérites tholéiitiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). *C.R. Acad. Sci., Paris* 308 (série II), 93– 98.

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., (2015). Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). *Tectonophysics* 656, 154-174. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.019

Bidault, M. (2019). Structure des croûtes profondes à déformation syn-magmatique en contexte extensif (Doctoral dissertation, Brest).

Blaich, O. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., Gordon, A. C. & Mohriak, W. (2013). Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.* 369, 167–183.

Block S., (2015), Evolution géodynamique du craton Ouest Africain au nord du Ghana. *Géologie appliquée*. Université de Toulouse III Paul Sabatier

Bodvarsson, G., & Walker, G. P. L. (1964). Crustal drift in Iceland. *Geophysical Journal International*, 8(3), 285-300.

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., M. Kuhn, Peyrefitte, A., Vales N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F., Sarrailh, M., (2012). World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.

Brun, J. P., & Beslier, M. O. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2), 161-173.

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., & Sobolev, S. V. (2014). Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature communications*, 5(1), 1-9.

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

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

Buck, W. R. (2017). The role of magmatic loads and rift jumps in generating seaward dipping reflectors on volcanic rifted margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 466, 62-69.

Bullard, E., Everett, J.E., Smith, A.G., (1965). The fit of the continents around the Atlantic. In: Bickett, P.M.S., Bullard, E., Runcorn, S.K. (Eds.), *A Symposium on Continental Drift*, *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A*, vol. 258, pp. 41– 51.

C

Callot, J.-P., Grigné, C., Geoffroy, L., and Brun, J.-P., (2001), Development of volcanic passive margins: Twodimensional laboratory models: *Tectonics*, v. 20, p.148–159, doi:10.1029/2000TC900030.

Campan, A. (1995). Analyse cinématique de l’atlantique équatorial : implications sur l’évolution de l’atlantique sud et sur la frontière de plaque Amérique du nord/Amérique du sud (Doctoral dissertation, Paris 6).

Christensen, N. I., and W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, 100(B6), 9761–9788, doi:10.1029/95JB00259.

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*, v. 431, p.1–7, doi:10.1016/j.epsl.2015.08.038.

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*, v. 53, p. 20–40, doi:10.1016/j.gr.2017.04.030.

Cohen, J. K., & Stockwell, J. W. Jr. (2003). CWP/SU: Seismic Unix release no. 36: A free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

Cohen, J. K., & Stockwell, J. W. (2003). Seismic Unix Release 37: a freed package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

Costa, L., Lafon, J.M. & Delor, C., (2006). Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research - GONDWANA RES.* 10. 277-300. 10.1016/j.gr.2006.02.012.

Cox, K. G. (1980). A model for flood basalt vulcanism. *Journal of Petrology*, 21(4), 629-650.

D

Dale, A. J. (2013). Crustal type, tectonic origin, and petroleum potential of the Bahamas carbonate platform (Doctoral dissertation).

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.

Deckart, K., Féraud, G., & Bertrand, H. (1997). Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 205-220.

Deckart, Katja & Bertrand, Hervé & Liégeois, J.-P. (2005). Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*. 82. 282-314. 10.1016/j.lithos.2004.09.023.

De Matos, R. M. D. (2000). Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic, in *Atlantic Rifts and Continental Margins*.

Delong, D., (2018). Wide-angle seismic survey of the East-Sicily margin: Crustal structure of the Ionian basin and Malta escarpement and implications for the current STEP fault location.

E

Eldholm, O., Faleide, J. I., & Myhre, A. M. (1987). Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin. *Geology*, 15(12), 1118-1122.

Eldholm, O. (1989). Evolution of the Voring Volcanic Margin. In *Proc. ODP, Sci. Results (Vol. 104, pp. 1033-1065)*. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S., and Gladchenko, T.P., (1995), *Volcanic Margin Concepts*, Banda, E., Torné, M., and Talwani, M. eds., *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, Dordrecht, Springer Netherlands, NATO ASI Series, p. 1–16, doi:10.1007/978-94-011-0043-4_1.

Eldholm, O., Gladchenko, T.P., Skogseid, J., and Planke, S., (2000), Atlantic volcanic margins: a comparative study: Geological Society, London, Special Publications, v. 167, p. 411–428, doi:10.1144/GSL.SP.2000.167.01.16.

Elliott, Gavin & Berndt, Christian & Parson, Lindsay. (2009). The SW African volcanic rifted margin and the initiation of the Walvis Ridge, South Atlantic. *Marine Geophysical Researches*. 30. 207-214. 10.1007/s11001-009-9077-x.

F

Fanget, A.N., Loncke, L., Pattier, F., Marsset, T., Roest, W., Tallobre, C., Durrieu de Madron, X., Hernández-Molina, F., (2019). A synthesis of the sedimentary evolution of the Demerara Plateau (Central Atlantic Ocean) from the late Albian to the Holocene. *Marine and Petroleum Geology*. 104195. 10.1016/j.marpetgeo.2019.104195.

Fernandez, M., Ayala, C., Torne, M., Verges, J., Gomez, M., & Karpuz, R. (2005). Lithospheric structure of the Mid-Norwegian Margin: comparison between the Møre and Vøring margins. *Journal of the Geological Society*, 162(6), 1005-1012.

Fernández, M., Afonso, J., Ranalli, G., (2010). The deep lithospheric structure of the Namibian volcanic margin. *Tectonophysics*. 481. 10.1016/j.tecto.2009.02.036.

Forsyth, D.A., Asudeh, I., Green, A.G., and Jackson, H.R., 1986, Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean: *Nature*, v. 322, p. 349–352, doi:10.1038/322349a0.

Fowell S.J., Olsen P.E., (1993) Time calibration of Triassic–Jurassic microfloral turnover, eastern North America. *Tectonophysics*, 222, pp. 361-369.

Fowler, S.R., White, R.S., Spence, G.D., and Westbrook, G.K., (1989), The Hatton Bank continental margin—II. Deep structure from two-ship expanding spread seismic profiles: *Geophysical Journal International*, v. 96, p. 295–309, doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb04452.x.

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., and Hinz, K., (2007), Margin segmentation and volcanotectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic: *Marine Geology*, v. 244, p. 46–67, doi:10.1016/j.margeo.2007.06.009.

Franke, D., (2013), Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins, *Marine and Petroleum geology*, v. 43, p. 63-87.

Fromm, T., Jokat, W., Ryberg, T., Behrmann, J., Haberland, C., Weber, M., (2017). The onset of Walvis Ridge: Plume influence at the continental margin. *Tectonophysics*. 716. 90-107. 10.1016/j.tecto.2017.03.011.

Funck, T., Loudon, K.E., and Reid, I.D., (2001), Crustal structure of the Grenville Province in southeastern Labrador from refraction seismic data: evidence for a high-velocity lower crustal wedge: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 1463–1478, doi:10.1139/e01-026.

Funck, T., Morten Sparre, A., Neish, J., Dahl-Jensen, T., (2008). A refraction seismic transect from the Faroe Islands to the Hatton-Rockall Basin. *Journal of Geophysical Research*. 113. 10.1029/2008JB005675.

G

Gerlings, J., Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E. and Klingelhöfer, F. (2009), Seismic evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern Davis Strait and northern Labrador Sea. *Geophysical Journal International*, 176: 980–994. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04021.x

Geoffroy, L., Callot, J. P., Scaillet, S., Skuce, A., Gélard, J. P., Ravilly, M., Angelier, J., Bonin, B., Cayet, C., Perrot, K., & Lepvrier, C. (2001). Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation. *Tectonics*, 20(4), 566-584.

Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395-1408.

Geoffroy, L., Burov, E. B., & Werner, P. (2015). Volcanic passive margins: another way to break up continents. *Scientific reports*, 5(1), 1-12.

Gladczenko, T. P., Skogseid, J., & Eldhom, O. (1998). Namibia volcanic margin. *Marine Geophysical Researches*, 20(4), 313-341.

Geoffroy, L., Guan, H., Gernigon, L., Foulger, G. R., & Werner, P. (2020). The extent of continental material in oceans: C-blocks and the laxmi basin example. *Geophysical Journal International*.

Gernigon, L., Ringenbach, J.C., Planke, S., Gall, B.L., and Jonquet-KolstØ, H., (2003), Extension, crustal structure and magmatism at the outer Vøring Basin, Norwegian margin: *Journal of the Geological Society*, v. 160, p.197–208, doi:10.1144/0016-764902-055.

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S., and Le Gall, B., (2004), Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway): *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 363–372, doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005.

Gernigon, L., Blischke, A., Nasuti, A., and Sand, M., (2015), Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin: *Tectonics*, v. 34, p. 907–933, doi:10.1002/2014TC003717.

Gibson, I. L., Love, D., & Eldholm, O. (1989). A listric fault model for the formation of the dipping reflectors penetrated during the drilling of hole 642E, ODP leg 104. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results (Vol. 104, pp. 979-983)*.

Gillard, M. (2014). *Évolution tectono-magmatique menant à l'océanisation sur les marges passives pauvres en magma: exemple des marges Australie-Antarctique (Doctoral dissertation, Strasbourg)*.

Gladczenko, T. P., Skogseid, J., & Eldhom, O. (1998). Namibia volcanic margin. *Marine geophysical researches*, 20(4), 313-341.

Gouyet, S. (1988), *Évolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nord-brésilienne au cours de l'évolution de l'Atlantique Sud, Université de Pau et des pays de l'Adour*, 374pp.

Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., & Huang, Z. (1994). A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 24051-24074.

Graindorge, D., A. Calahorrano, P. Charvis, J.-Y. Collot, and N. Bethoux (2004), Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04603, doi:10.1029/2003GL018803.

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.

Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2008). Demerara plateau—The structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, 172(2), 549-564.

H

Harkin, C., Kusznir, N., Roberts, A., Manatschal, G., & Horn, B. (2020). Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin. *Marine and Petroleum Geology*, 114, 104235.

Hauptert, I., Manatschal, G., Decarlis, A., & Unternehr, P. (2016). Upper-plate magma-poor rifted margins: Stratigraphic architecture and structural evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 69, 241-261.

Hinz, K., & Weber, J. (1976). Zum geologischen aufbau des Norwegischen kontinentalrandes und der Barents-See nach reflexionsseismischen Messungen. *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, 3-29.

Hinz, K., (1981). A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive margins: their origin and paleoenvironmental significance. *Geol. Jahrb.*, E22:3–28.

Holbrook, W. S., Reiter, E. C., Purdy, G. M., Sawyer, D., Stoffa, P. L., Austin Jr, J. A., ... & Makris, J. (1994). Deep structure of the US Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), 9155-9178.

Hole, Malcolm & Ellam, Rob & Macdonald, David & Kelley, Simon. (2015). Gondwana break-up related magmatism in the Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*. 10.1144/jgs2015-027.

J

Jansa, L. F., Bujak, J. P., & Williams, G. L. (1980). Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(5), 547-559.

Jegen, M., Avdeeva, A., Berndt, C., Franz, G., Heincke, B., Hölz, S., Kopp, H. (2016). 3-D magnetotelluric image of offshore magmatism at the Walvis Ridge and rift basin. *Tectonophysics*, 683, 98-108.

Jones, M. T., Jerram, D. A., Svensen, H. H., & Grove, C. (2016). The effects of large igneous provinces on the global carbon and sulphur cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 4-21.

Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cirilli, S., Tanner, L. H., Kontak, D. J., Bellieni, G. (2009). ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of CAMP in North America: implications for the Triassic–Jurassic boundary and the 40K decay constant bias. *Lithos*, 110(1-4), 167-180.

K

Kelemen, P. B., & Holbrook, W. S. (1995). Origin of thick, high-velocity igneous crust along the US East Coast Margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10077-10094.

Kent, D. V., & Gradstein, F. M. (1986). A Jurassic to recent chronology.

Klein, E. L., & 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. D., Popenoe, P. & Schouten, H. (1984), Florida: A Jurassic transform plate boundary, *Journal of Geophysical Research* 89 (B9), 7753–7772.

Klitgord, K. D. & Schouten, H., (1986) Plate kinematics of the central Atlantic. In: ‘The Western North Atlantic Region’ The Geological Society of America, Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (Eds.), 351–378.

Koopmann, H., (2013). Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data. *Marine and Petroleum Geology* 50, 22–39.

Koopmann, H., Brune, S., Franke, D., & Breuer, S. (2014). Linking rift propagation barriers to excess magmatism at volcanic rifted margins. *Geology*, 42(12), 1071-1074.

Kröner, A., & Stern, R. J. (2004). Pan-African Orogeny. *Encyclopedia of Geology*, vol. 1.

Kusky, T. M., Abdel Salam, M. G., Stern, R. J., & Tucker, R. D. (2003). Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana.

L

Labails, C. (2007) La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central, Université de Bretagne Occidentale, 610pp (2 vol.)

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.

Lahondère, D., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., and Diabate, B. (2002). First evidence of early birimian (2.21 ga) volcanic activity in upper guinea : the volcanics and associated rocks of the niani suite. *Journal of African Earth Sciences*, 35(3) :417–431.

Larsen, H. C., & Saunders, A. D. (1998). 41. Tectonism and volcanism at the Southeast Greenland rifted margin: a record of plume impact and later continental rupture. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 152, pp. 503-533).

Laurencin, M., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Marcaillou, B., & Evain, M. (2018). Influence of increasing convergence obliquity and shallow slab geometry onto tectonic deformation and seismogenic behavior along the Northern Lesser Antilles zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.048>.

Leitchenkov, G., Guseva, J., Gandyukhin, V., Griukurov, G., Kristoffersen, Y., Sand, M., Aleshkova, N. (2008). Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies. *Marine Geophysical Researches*, 29(2), 135-158.

Lenoir, X., Féraud, G., and Geoffroy, L., (2003), High-rate flexure of the East Greenland volcanic margin: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basaltic dykes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 515–528, doi:10.1016/S0012-821X(03)00392-3.

Le Roy, P. (1997). *Les bassins ouest-marocains; leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine)* (Doctoral dissertation, Brest).

Le Roy, P. & Piqué, A. (2001). Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, 172(3-4), 359-381.

Linol, B., de Wit, M. J., Guillocheau, F., Robin, C., Dauteuil, O. (2015). Multiphase Phanerozoic subsidence and uplift history recorded in the Congo Basin: a complex successor basin. In *Geology and Resource Potential of the Congo Basin* (pp. 213-227). Springer, Berlin, Heidelberg.

Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3), 246-250.

Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10(5), 1038-1064.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., & 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., Marsset, T. (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. R., Klingelhoefer, F., Basile, C., Graindorge, D., Heuret, A., Marcaillou, B., Museur, T., Fanget, A. S., & Mercier de Lépinay, M. (2020). Transform marginal plateaus. *Earth-Science Reviews*, 203, 102940.

Lorenzo, J. M. & Wessel, P. (1997), Flexure across a continent-ocean fracture zone: the northern Falkland/Malvinas Plateau, South Atlantic, *Geo-Marine Letters* 17, 110–118.

Loureiro, A., Afilhado, A., Matias, L., Moulin, M., & Aslanian, D. (2016). Monte Carlo approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, 683, 286–307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.040>

Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. *The sea*, 4(part 1), 53-84.

M

Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G. & Min, A. D. (1999), Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, *Science* 284(5414), 616–618.

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

Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Mueller, R. D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226-250.

- May, P. R. (1971). Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82(5), 1285-1292.
- McDermott, C., Lonergan, L., Collier, J. S., McDermott, K. G., & Bellingham, P. (2018). Characterization of Seaward-Dipping Reflectors Along the South American Atlantic Margin and Implications for Continental Breakup. *Tectonics*, 37(9), 3303-3327.
- McHone, J. G., Ross, M. E., & Greenough, J. D. (1987). Mesozoic dyke swarms of eastern North America. Mafic dyke swarms. Edited by HC Halls and WF Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper, 34, 279-288.
- McHone, J. G. (2000), Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean, *Tectonophysics* 316(3–4), 287–296.
- Mackenzie, F. T., Lerman, A., & Ver, L. M. B. (1998). Role of the continental margin in the global carbon balance during the past three centuries. *Geology*, 26(5), 423-426.
- Menzies, M. A. (Ed.). (2002). Volcanic rifted margins (Vol. 362). Geological Society of 1035 America.
- Mercier de Lépinay, M. (2016). Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectono-sédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée (Doctoral dissertation, Perpignan).
- 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>
- Meyer, R., Nicoll, G. R., Hertogen, J., Troll, V. R., Ellam, R. M., & Emeleus, C. H. (2009). Trace element and isotope constraints on crustal anatexis by upwelling mantle melts in the North Atlantic Igneous Province: an example from the Isle of Rum, NW Scotland. *Geological Magazine*, 146(3), 382-399.
- Mjelde, P., Digranes, H., Shimamura, H., Shiobara, S., Kodaira, H., Brekke, T., Egebjerg, N., Sørensen, S. and Thorbjørnsen, C., (1998). Crustal structure of the northern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide- angle seismic and gravity data, *Tectonophysics*,

Volume 293, Issues 3–4, 15 August 1998, Pages 175-205, ISSN 0040-1951, [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00090-0](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00090-0). Mohn et al., 2012

Mohriak, W. U. (2001). Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. In 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Bahia, Brazil (Vol. 28, p. 31).

Mohriak, W. U. (2003). Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 3, 87-165.

Mohriak, W., Nemčok, M., & Enciso, G. (2008). South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 365-398.

Morgan, R. (2018). Evolution of volcanic rifted margins: origin of seaward dipping reflectors with insights from flexure and 'process-oriented' gravity modelling (Doctoral dissertation, University of Oxford).

Morgan, J., Taramon, J., Perez-Gussinye, M., & Hasenclever, J. (2018). Preferential southward Tristan Plume flow during early rifting of the South Atlantic: Causes and consequences. *EGUGA*, 15027.

Morgan, R. L., & Watts, A. B. (2018). Seismic and gravity constraints on flexural models for the origin of seaward dipping reflectors. *Geophysical Journal International*, 214(3), 2073-2083.

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.

Mutter, J. C., Talwani, M., & Stoffa, P. L. (1982). Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". *Geology*, 10(7), 353-357.

Mutter, J. C., Buck, W. R., & Zehnder, C. M. (1988). Convective partial melting: 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B2), 1031-1048.

N

Nafe, J.E., and Drake, C.L., (1970), Seismic refraction, in *The Sea*, A.E. Maxwell (Editor), Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, pp. 53-84.

Nomade, S., Knight, K., Beutel, E., Renne, P., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N. & 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.

O

Olafsson, I., Sundvor, E., Eldholm, O., & Grue, K. (1992). Møre margin: crustal structure from analysis of expanded spread profiles. *Marine geophysical researches*, 14(2), 137-162.

Oliveira, E. P., Tarney, J., & Joao, X. J. (1990). Geochemistry of the Mesozoic Amapa and Jari Dyke Swarms, northern Brazil: Plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. In *International dyke conference*. 2 (pp. 173-183).

Okay, N. (1995). Thermal development and rejuvenation of the marginal plateaus along the transtensional volcanic margins of the Norwegian-Greenland Sea /.

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.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J. M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central, 108. CNEXO, Plouzané.

Operto, S. Q Charvis, P., (1995). Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment? *Geology*, 23, 137-140.

O'Reilly, B. & Hauser, F. & Ravaut, C. & Shannon, P. & Readman, P. (2006). Crustal thinning, mantle exhumation and serpentinization in the Porcupine Basin, offshore Ireland: Evidence

from wide-angle seismic data. *Journal of The Geological Society - J GEOL SOC.* 163. 775-787. 10.1144/0016-76492005-079.

P

Pattier, F., Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Imbert, P., Roest, W., Vendeville, B., Patriat, M. & Loubrieu, B. (2013), Mass-transport deposits and fluid venting in a transform margin setting, the eastern Demerara Plateau (FrenchGuiana), *Marine and Petroleum Geology* 46(0), 287–303.

Pattier, F., Loncke, L., Imbert, P., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., ... & Bayon, G. (2015). Origin of an enigmatic regional Mio-Pliocene unconformity on the Demerara plateau. *Marine Geology*, 365, 21-35.

Paton, D., & Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., 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. 10.1130/G38706.1.

Parkin, C. & White, R.. (2008). Influence of the Iceland mantle plume on oceanic crust generation in the North Atlantic. *Geophysical Journal International*. 173. 168 - 188. 10.1111/j.1365-246X.2007.03689.x.

Parsieglä, N., Gohl, K., Uenzelmann-Neben, G. (2007). Deep crustal structure of the sheared South African continental margin: first results of the Agulhas-Karoo Geoscience Transect. *South African Journal of Geology*, 110(2-3), 393-406.

Peace, A. L., Phethean, J. J. J., Franke, D., Foulger, G. R., Schiffer, C., Welford, J. K., ... & Doré, A. G. (2020). A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces–In search of a causative mechanism. *Earth-Science Reviews*, 206, 102902.

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*, v. 43, p. 21–47, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J. M., Hauptert, I., & Unternehr, P. (2015). The Angola-Gabon rifted margin: reappraisal of the upper-and lower-plate concept. *EGUGA*, 5164.

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J. M., Hauptert, I., & Unternehr, P. (2017). Unravelling the along-strike variability of the Angola–Gabon rifted margin: a mapping approach. *Geological Society, London, Special Publications*, 438(1), 49-76.

Peron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2019). Rifted margins: State of the art and future challenges. *Frontiers in Earth Science*, 7, 218.

Philpotts, A. R., & Martello, A. (1986). Diabase feeder dikes for the Mesozoic basalts in southern New England. *American Journal of Science*, 286(2), 105-126.

Pindell, J. L., & Kennan, L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, Houston, Texas, December (pp. 2-5).

Pindell, J., Graham, R., & Horn, B. (2014). Role of magmatic evacuation in the production of SDR complexes at magma-rich passive margins. In *Sedimentary Basins: Origin, Depositional Histories and Petroleum Systems—33rd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference*. Gulf Coast Section SEPM (GCSSEPM), Houston.

Planert, L., Behrmann, J., Jokat, W., Fromm, T., Ryberg, T., Weber, M., Haberland, C. (2017). The wide-angle seismic image of a complex rifted margin, offshore North Namibia: implications for the tectonics of continental breakup. *Tectonophysics*, 716, 130-148.

Planke, S., & Eldholm, O. (1994). Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts: Vøring volcanic margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), 9263-9278.

Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., and Skogseid, J., (2000), Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 19335–19351, doi:10.1029/1999JB900005.

Podvin, P. and Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105 :271–284.

Pontes F. C., Asmus H. E., (1976), The Brazilian marginal basins: currents state of knowledge. Proc. Internat. Symposium on continental margins of Atlantic type, Sao Paulo, Brazil, Oct 13-17, 1975: *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, vol. 48, pp. 215-329. Supplement.

Q

Quirk, D.G., Shakerley, A., and Howe, M.J., (2014), A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup: *Geology*, v. 42, p. 1079–1082, doi:10.1130/G35974.1.

R

Rabinowitz, P.D. & La Brecque, J. (1979), The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins, *Journal of Geophysical Research* 84(B11), 5973–6001.

Ragland, P. C. (1991). Mesozoic igneous rocks. Horton, J. W. & Zullo, VA (eds.) *The geology of the Carolinas*, 171-190. Ranero et Perez-Gussinye, 2010

Reston, T. J. (2005). Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 561-576.

Reston, T. J. (2009). The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, 468(1-4), 6-27.

Reston, T. J. (2009). The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, 468(1-4), 6-27.

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.

Roberts, D. G., & Kidd, R. B. (1984). Sedimentary and structural patterns on the Iberian continental margin: an alternative view of continental margin sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 1(1), 37-48.

S

Sahabi, M., Aslanian, D. & Olivet, J. L., (2004). A new starting point for the history of the central Atlantic. *Comptes Rendus Geoscience* 336(12), 1041–1052.

Sandwell, D. T., & Smith, W. H. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 10039-10054.

Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia, R. Francis, (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, Vol. 346, no. 6205, pp. 65-67, doi: 10.1126/science.1258213.

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.

Sawyer, D. S., Coffin, M. F., Reston, T. J., Stock, J. M., & Hopper, J. R. (2007). COBBOOM: the continental breakup and birth of oceans mission. *Scientific Drilling*, 5, 13-25.

Schimschal, C. M., & Jokat, W. (2019). The crustal structure of the Maurice Ewing Bank. *Tectonophysics*, 769, 228190.

Schön, J. H., (1996) *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*, vol. 18, *Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration*.

Scrutton, R. (1973), Structure and evolution of the sea floor south of South Africa, *Earth and Planetary Science Letters* 19(2), 250–256.

Scrutton, R. A., & Du Plessis, A. (1973). Possible marginal fracture ridge south of South Africa. *Nature*, 242(5394), 180-182.

Sheridan, R., Gradstein, F., Barnard, L. A., Bliefnick, D. M., Habib, D., Jenden, P. D., & Moullade, M. (1983). SITE-534-BLAKE-BAHAMA BASIN. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 76(NOV), 141.

Shuck, B. D., Van Avendonk, H. J., & Bécél, A. (2019). The role of mantle melts in the transition from rifting to seafloor spreading offshore eastern North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 525, 115756.

Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956-1962.

Spence, G. D., White, R. S., Westbrook, G. K., & Fowler, S. R. (1989). The Hatton Bank continental margin—I. Shallow structure from two-ship expanding spread seismic profiles. *Geophysical Journal International*, 96(2), 273-294.

Stein, S., Stein, C. A., Elling, R., Kley, J., Keller, G. R., Wysession, M., Rooney, T., Frederiksen, A., & Moucha, R. (2018). Insights from North America's failed Midcontinent Rift into the evolution of continental rifts and passive continental margins. *Tectonophysics*, 744, 403-421.

Stica, J. M., Zalán, P. V. & 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

Stockwell, D. (1999). The GARP modelling system: problems and solutions to automated spatial prediction. *International journal of geographical information science*, 13(2), 143-158.

Szatmari, P., J. Batista, L. Francolin, O. Zanotto, S. Wolff, (1987), Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2), pp. 180-188.

T

Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M. A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., Sotin, C. (2016). Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. *Marine Geology*, 378, 56-73.

Talwani, M., Mutter, J., & Eldholm, O. (1981). The initiation of opening of the Norwegian Sea. *Oceanologica Acta*, Special issue.

Thybo, H., and Nielsen, C.A., (2012), Seismic velocity structure of crustal intrusions in the Danish Basin: *Tectonophysics*, v. 572–573, p. 64–75, doi:10.1016/j.tecto.2011.11.019.

V

Villeneuve, M. (1984), Etude géologique sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain. La suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge nord-ouest du continent de Gondwana. Thèse Université Aix-Marseille III, pp. 1-552.

Villeneuve, M. (1993). The West African fold belts: structure and evolution. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 316(3), 411-417.

Villeneuve, M. (2005), Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt, *Journal of African Earth Sciences* 43(1–3), 166–195.

Villeneuve, M., El Archi, A. & Nzamba, J. (2010), Les chaînes de la marge occidentale du Craton Ouest-Africain, modèles géodynamiques, *Comptes Rendus Geoscience* 342(1), 1–10.

Vogt, U., Makris, J., O'Reilly, B. M., Hauser, F., Readman, P. W., Jacob, A. B., & Shannon, P. M. (1998). The Hatton Basin and continental margin: Crustal structure from wide-angle seismic and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B6), 12545-12566.

W

Wade, J. A., & MacLean, B. C. (1990). The geology of the southeastern margin of Canada. *Geology of the continental margin of eastern Canada*, 2, 167-238.

Walker, G. P. (1960). Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *The Journal of Geology*, 68(5), 515-528.

Welford, J. K., Shannon, P. M., O'Reilly, B. M., & Hall, J. (2012). Comparison of lithosphere structure across the Orphan Basin–Flemish Cap and Irish Atlantic conjugate continental margins from constrained 3D gravity inversions. *Journal of the Geological Society*, 169(4), 405-420.

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125.

White, R. S., Westbrook, G. K., Fowler, S. R., Spence, G. D., Barton, P. J., Joppen, M., Bott, M. H. P. (1987). Hatton Bank (northwest UK) continental margin structure. *Geophysical Journal International*, 89(1), 265-272.

White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, p. 7685–7729, doi:10.1029/JB094iB06p07685.

White, R. S., D. McKenzie, and R. K. O'Nions (1992), Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, 97(B13), 19683–19715, doi:10.1029/92JB01749.

White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., Christie, P. A. F., & Kuszniir, N. J. (2008). Lower crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature*, 452(7186), 460.

White, R. S., & Smith, L. K. (2009). Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B2).

Wilson, J. T. (1965), A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift, *Nature*, 207(4995), 343–347.

Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open?. *Nature*, 211(5050), 676-681.

Z

Zalán, P. V. (2004). Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 595-613.

Zalán, P. V., Severino, M. D. C. G., Oliveira, J. A. B., Magnavita, L. P., Mohriak, W. U., Gontijo, R. C., ... & Szatmari, P. (2009). Stretching and thinning of the upper lithosphere and continental–oceanic crustal transition in southeastern Brazil. In AAPG, International Conference and Exhibition, Abstracts.

Zalán, P. V., Severino, M. D. C. G., Rigoti, C. A., Magnavita, L. P., Oliveira, J. A. B., & Vianna, A. R., (2011), An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin–Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In AAPG annual conference and Exhibition, v. 10, p. 13.

Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108(16–34), 1992.

Zelt, C. A., & Barton, P. J. (1998). Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4), 7187-7210.

Zelt, C. A. (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data. *Geophysical Journal International*, 139(1), 183–204. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x>

Table des illustrations

Chapitre 1

- Figure 1 : Exemple de formation de marges passives. A) étape initiale anté-rifting. B) Phase de rifting, les flèches noires représentent la direction d'extension (passive ou active) appliquée au sein de la croûte (en marron). La zone centrale est caractérisée par une croûte déformée par des failles extensives (marron foncé) et par une remontée mantellique (domaine jaune). Séparation en deux marges conjuguées. C) Début de l'océanisation et création de la première lithosphère océanique. D'après Franke et al. (2013)..... 14**
- Figure 2 : Cycle de Wilson d'une marge et d'un domaine océanique, depuis la phase de rifting en haut jusqu'à la collision continentale et la fermeture de l'océan, d'après Stein et al. (2018). 16**
- Figure 3 : Structure schématique d'une marge divergente : a) pauvre en magma et b) riche en magma. La localisation de la zone de transition diffère, ainsi que sa structuration. Le modèle a) présente une marge distale caractérisée par un domaine continental aminci dont le toit est déformé et irrégulier, passant à un manteau serpentiné vers le domaine océanique. Ce schéma n'illustre pas d'influence magmatique. Le modèle b) montre l'influence de l'apport de magma, se traduisant par une zone de transition plus proche du domaine continental et l'existence de corps Seaward Dipping Reflectors (SDRs) et High-velocity body d'âge contemporain à l'amincissement, d'après Mohn et al., 2012 ; Franke et al., 2013 ; Guillard et al., 2014. 18**
- Figure 4 : Concept de « Lower-Plate Margin » et « Upper-Plate Margin », caractérisant deux marges conjuguées asymétriques. Les déformations ne sont pas réparties de la même façon, ce qui induit des différences de structuration entre les marges. D'après Lister et al. (1986) ; Modifié par Péron-Pinvidic et al. (2017)..... 19**
- Figure 5 : L'évolution Nord-Sud de la structure de la marge Angola-Gabon illustrant le caractère local de cette classification et la segmentation des marges, d'après Péron-Pinvidic et al. (2015)..... 20**
- Figure 6: évolution schématique des différents concepts de formation des marges. Vers le bas, les schémas présentent l'apparition de nouvelles classifications au fil du temps, établies non plus en fonction d'une composition globale (volcanique et non-volcanique) mais en fonction des processus affectant la marge (déformation ductile, migration de la déformation, rifting polyphasé, propagation d'un front de failles). Péron-Pinvidic et al. (2019). 22**
- Figure 7 : Représentation des marges dans le monde en fonction de leur classification. Compilation réalisée par Berndt et al. (2019) à partir de Menzies et al. (2002), Geoffroy (2005), Hauptert et al. (2016), Jones et al. (2016), et Brune et al. (2016).... 24**

Figure 8 : Inventaire des marges transformantes, réalisées à partir de la littérature, et d'un travail sur la continuité des zones de fracture océaniques. D'après Mercier de Lépinay (2016).	25
Figure 9 : Modèle schématique illustrant l'initiation du rifting et le début de l'océanisation d'une marge volcanique d'après Geoffroy et al., 2005.	26
Figure 10 : Localisation des provinces riches en magma. D'après Bryan et al. (2013). ..	27
Figure 11 : Coupe schématique d'une marge volcanique, selon le modèle de Geoffroy et al. (2015). De la gauche vers la droite, la croûte continentale laisse place à la marge volcanique, composée de trois types d'unités : une croûte à SDRs au sommet (en rose), une croûte continentale remaniée (en bleu, les traits rouges sont des dykes), et une High-velocity zone (en orange). Cette zone coïncide avec une remontée du Moho vers le domaine océanique. La zone de transition avec le domaine océanique est progressive, correspondant au dernier corps SDR.	28
Figure 12 : Modèle de structuration d'une marge volcanique présentant un domaine continental et une marge composée de SDRs, d'unités crustales continentales possiblement remaniée, et de lower body (en rouge). LC1 : Lower Crust 1 (Lower crust remaniée). D'après Geoffroy et al., 2015	29
Figure 13 : Profil sismique réflexion issu de données sismiques acquises par « Spectrum » au niveau de la marge Namibienne. Le domaine continental, à droite, laisse place à la marge volcanique (vers la gauche) où deux corps SDRs sont visibles. Aucun Outer High (bloc de croûte continentale enclavé entre les Outer et Inner SDRs) n'est identifiable d'après Morgan et al. (2018).	30
Figure 14 : Représentation schématique des deux modèles de formations des SDRs. La terminologie utilisée est celle de Buck (2017) et là figure d'après Harkin et al. (2020).	31
Figure 15 : SDRs de Type I, visibles dans des données sismique réflexion acquises par ION dans le bassin de Pelotas (marge Uruguay) McDermott et al. (2018)	33
Figure 16 : SDRs de Type IIa, visibles dans des données sismique réflexion acquises par ION dans le bassin de Pelotas (marge Uruguay). La surface bleue représente la base des SDRs de type IIa. A gauche sont présents des SDRs Type I limités par une surface basale inclinée délimitée en noir. McDermott et al., 2018	35
Figure 17 : SDRs de type IIb, dont la surface basale est indiquée en vert. Organisation en packages (P1, P2, P3 et P4). Le corps Y est une structure relativement rare dans ces lignes, exprimant un faciès chaotique. McDermott et al., 2018.	36
Figure 18 : Evolution schématique du domaine crustal du bassin de Pelotas. a) Phase ante-break-up et mise en place des SDRs de type I bordés par des failles. b) Formation plus tardive des packages de dépôts SDRs Type IIb, se mettant en place sur une croûte définie comme magmatique. c) Poursuite du dépôt de SDRs Type IIb, mise en place de nouveau package toujours plus proche du domaine océanique. d) Cas particulier alternatif à b), où la variation du niveau marin relatif induit un dépôt particulier des SDRs : Type IIa. D'après McDermott et al. (2018)	37

Figure 19 : Profil sismique réflexion interprété issus de données sur le plateau Voring, couplé aux données du puits ODP 642E. La stratigraphie affichée dans la partie B représente celle de la partie la plus profonde du puits, nommée Lower Series (en rose sur la figure 18A). D’après Abdelmalak et al. (2016).	40
Figure 20 : Modélisation de la position du Moho en fonction de la fraction basaltique des SDRs : BF (fraction basaltique) 0%, 33%, 66% et 100%. Ces résultats obtenus par inversion de l’anomalie gravimétrique sont comparés aux positions probables du Moho identifié dans des sections de sismique réflexion Harkin et al. (2020).....	41
Figure 21 : a) Profil sismique réflexion (bassin de Pelotas) interprété en différents packages majeurs de SDRs. En bleu : Localisation du Moho retenue. En rouge : Position du Moho issus des meilleurs résultats d’inversions d’anomalies gravimétriques. Cette courbe est obtenue en compilant latéralement les meilleurs fit à la ligne bleue. b) Représentation de la fraction basaltique choisie afin de réaliser le meilleur fit pour le Moho a). BF 0 = 0% de basalte. BF 1 : 100% de basalte (Harkin et al., 2020).....	42
Figure 22 : Illustration de la marge volcanique namibienne. Cette figure illustre l’architecture globale de ce type de marge, et montre la localisation de la lower crust (en marron foncé, nommé HVB). D’après Clerc et al. (2015).	45
Figure 23 : Représentation schématique de la mise en place de marges. Les points bleus (clair et foncé) représentent deux points dans la marge, qui ont une évolution diachrone. Mascle et Blarez, (1987).	47
Figure 24 : Localisation des plateaux marginaux transformants (Loncke et al., 2020). Les limites noires correspondent aux bordures transformantes. Les chiffres en rouge correspondent aux différents TMPs.	48

Chapitre 2

Figure 1 : Carte géologique schématique de la région autour du plateau de Démérara (indiqué en bleu). Les différents massifs continentaux et des cratons sont représentés. La reconstitution schématique présente la position des continents il y a 200 Ma. D’après Mercier de Lepinay (2016), sur la base des données de Schobbenhaus et Bellizzia (2001), Moulin et al. (2010), Labails et al. (2010) et Milesi et al. (2010).	53
Figure 2 : Représentation de la zone d’influence de la province magmatique CAMP (McHone, 2000 ; d’après une compilation des données issues de Kelemen and Holbrook, 1995 ; Fowell et Olsen, 1997 ; May et al., 1971 ; Philpotts and Martello, 1986 ; McHone et al., 1987 ; Ragland et al, 1991 ; Oliveira et al., 1990 ; Deckart et al., 1997 ; Marzoli et al., 1999).	57
Figure 3 : Reconstitution de l’océan Atlantique central à 150 Ma. P. Démérara : Plateau de Démérara – P. Guinéen – Plateau Guinéen. Les polygones en rouge	

correspondent à des anomalies magnétiques majeures : ECMA et WACMA. D'après Labails (2007).	57
Figure 4 : Reconstitution cinématique schématique montrant la localisation au fil du temps d'un possible point chaud originellement situé sous le plateau de Démérara il y a 170 Ma. D'après Basile et al., (2020).	59
Figure 5 : Reconstitution de la formation des proto-Caraïbes et de l'actuel Golfe du Mexique. Le plateau de Démérara est indiqué sous le nom de « Démérara Rise ». D'après Pindel et Kennan, (2001).	60
Figure 6 : Localisation des différentes données sismiques disponibles dans la littérature et présentées au sein de ce chapitre (en noir). Les profils rouges et bleus représentent les données acquises pour cette thèse.	61
Figure 7 : Profils de sismique réflexion haute pénétration, traités et convertis en profondeur. a) Profil orienté W-E. b) Profil orienté S-N. Localisation indiquée sur la figure 6. Reuber et al., (2016).	62
Figure 8 : Reconstitution cinématique à 140 et 84 Ma de l'océan Atlantique équatorial. La plaque africaine est considérée comme fixe, la plaque Sud-Américaine a subi une rotation dont les paramètres sont basés sur les travaux de Campan (1995). La position du plateau de Démérara est indiquée en bleu. Les couleurs dans le domaine océanique correspondent à des valeurs d'anomalies gravimétriques issues de Sandwell et Smith (1997). D'après Moulin et al. (2010).....	64
Figure 9 : Représentation des zones de fractures de l'océan Atlantique équatorial sur une carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre issue de Sandwell et Smith (2009). La zone verte correspond au domaine Atlantique équatorial septentrional identifié à partir des travaux de Campan (1995). Mercier de Lépinay (2016).	65
Figure 10 : Représentation schématique des processus transformants affectant la marge Nord du plateau de Démérara à 105 Ma. a) Les zones grisées sont plissées. b) Illustration schématique de la typologie des marges selon leurs positions dans le système. D'après Basile et al., (2013).	67
Figure 11 : Profil sismique non-interprété et interprété localisé sur a marge Est du plateau de Démérara selon une orientation W-E. Un zoom est illustré afin de mieux illustrer le faciès acoustique des réflecteurs interprétés comme des sills. Les couleurs représentent différents âges obtenus par corrélation avec des puits dans le plateau. Localisation indiquée sur la figure 6. Sapin et al., (2016).	68
Figure 12 : A gauche : Chronologie des événements tectoniques majeurs. A droite : Principales unités et limites observables dans les données de sismique réflexion. Mercier de Lépinay, (2016).....	69
Figure 13 : Illustration des mouvements verticaux post-rift à partir du Crétacé (Albien moyen). Les schémas à droite représentent la localisation des phénomènes régionaux influençant le plateau. A partir de l'Albien moyen, où le plateau était à l'affleurement, une succession de subsidences se produit, en particulier dans le domaine distal de la marge. La première est liée à l'exhumation du manteau dans le domaine océanique, cela induit un équilibrage isostatique qui fait subsider la	

marge, et surélever le domaine à terre par rebond crustal. Par la suite, un important dépôt sédimentaire, couplé à une relaxation thermique, provoque également une subsidence majeure. La formation de l'arc de Purus à terre conduit par la suite à un rebond flexural qui fait subsider le domaine distal. Enfin, la mise en place des dépôts sédimentaires massifs, liés à l'activité intense du fleuve Amazone conduit à une subsidence importante du domaine distal, et par rebond crustal, une surrection à terre. D'après Sapin et al., (2016)..... 70

Figure 14 : Description de la stratigraphie régionale post-transform, corrélé avec des faciès sismiques. Localisation indiquée sur la figure 6. Fanget et al., (2019)..... 71

Figure 15 : Modèle de vitesse des ondes P le long d'un profil N-S allant du continent jusqu'au domaine océanique au Nord de la marge Nord du plateau Démérara. Les couleurs représentent les vitesses de propagation des ondes P dans le milieu. Les triangles rouges indiquent la position des récepteurs. Les lignes en noir avec des chiffres correspondent à des couches modélisées à partir de phases pointées dans les enregistrements. Localisation indiquée sur la figure 6. D'après Greenroyd et al. (2007). 73

Chapitre 3 :

Figure 1 : Principe de la sismique multitrace et de la sismique grand-angle. Source : dossier de campagne MARGATS 80

Figure 2: acquisitions sismiques MARGATS. 81

Figure 3 : acquisition bathymétrique MARGATS. 81

Figure 4 : Caractéristiques techniques de la source MARGATS ; seuls les canons en verts sont actifs, les autres servent de lest mais peuvent également remplacer le cas échéant un canon défectueux. 83

Figure 5 : Canons de la ligne bâbord remontée à bord pour la maintenance. 83

Figure 6 : Signal théorique de la source MARGATS (far field) filtré..... 84

Figure 7 : Touret de flûte solide Sercel Sentinel..... 85

Figure 8: Composition de la flûte lors de la campagne MARGATS. 85

Figure 9 : Lignes SMT obtenues durant MARGATS. 88

Figure 10 : MARGATS MCS line MAR001, stackée, migrée à vitesse constante 1500 m/s 89

Figure 11 : MARGATS MCS line MAR005, stackée, migrée à vitesse constante 1500 m/s 90

Figure 12 : Géométrie des quatre profils sismique grand-angle..... 91

Figure 13 : Gauche : MicrOBS+ sur le pont de l'Atalante. Droite : schéma d'un MicrOBS. 92

Figure 14 : Exemple de résultats de relocalisation d'un OBS sur le fond. (A) Profondeur de l'eau autour du point de déploiement. Les cercles rouges marquent les positions de tirs et les triangles inversés la position de déploiement. (B) Résidus entre temps

d'arrivée pointés et prédits pour 100 positions autour du point de largage. Le triangle jaune marque la position relocalisée (résidu le plus faible). (C) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédits à la position de déploiement (ligne rouge). (D) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédits à la position relocalisée (ligne rouge).....	93
Figure 15 : Positions de déploiement des OBS et des tirs le long du profil OBS MAR-1	94
Figure 16 : Positions de déploiement des OBS et des tirs le long du profil OBS MAR-2	94
Figure 17 : section de MAR-1 OBS05, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.	95
Figure 18 : section de MAR-1 OBS31, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.	96
Figure 19 : section de MAR-1 OBS50, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et un gain proportionnel à la distance.....	96
Figure 20 : section de MAR-2 OBS02, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.	97
Figure 21 : section de MAR-2 OBS14, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance.	98
Figure 22 : section de MAR-2 OBS34, composante verticale. Vitesse de réduction de 6 km/s, filtre (3,5,25,36) et gain proportionnel à la distance source-récepteur.	98
Figure 23 : (a) Modèle préliminaire de vitesses d'onde-P du Profil OBS MAR-1 issues d'une inversion tomographique des premières arrivées. Contour intervalle est de 0.25 km/s. Les contours 4.5 et 7.5 km/s sont représentés en gras. (b) Densité des raies dans le modèle tomographique MAR-1. (b) Densité des raies dans le modèle tomographique. (c) Gradient des vitesses du modèle tomographique (d) Écart entre les pointés effectués dans les sections des OBS (points rouges) et les arrivées prédites par le modèle (points rouges).....	101
Figure 24 : (a) Modèle préliminaire de vitesses d'onde-P du Profil OBS MAR-2 issues d'une inversion tomographique des premières arrivées. Contour intervalle est de 0.25 km/s. Les contours 4.5 et 7.5 km/s sont représentés en gras. (b) Densité des raies dans le modèle tomographique MAR-2. (b) Densité des raies dans le modèle tomographique. (c) Gradient des vitesses du modèle tomographique (d) Écart entre les pointés effectués dans les sections des OBS (points rouges) et les arrivées prédites par le modèle (points noirs).	102
Figure 25 : Exemple de pointé sur l'OBS 14 de la ligne OBS MAR-2. L'échelle horizontale représente la distance source-récepteur (km) et l'échelle verticale en temps réduit, vitesse de réduction 6 km/s (sec). Sur le panneau du haut, les phases pointées. Wat : Fond de l'eau. Sed1 : Ondes réfractées issues de la phase sédimentaire 1. Uc : Réfractées Upper crust. Mc : Réfractées Middle Crust. Lc : Réfractées Lower crust. Pn : Réfractées sur le Moho. PmP : Réfléchies sur le Moho.	104
Figure 26 : Exemple de modélisation Monte-Carlo du profil MAR02, localisé en figure 27. a) Incertitude positive des vitesses. b) Incertitude négative des vitesses de ce	

modèle. Cette valeur est calculée sur la base d'une moyenne incluant les valeurs du modèle testé et de 100 000 autres modèles de vitesse, proche du modèle de départ mais incluant au moins une légère variation de vitesse. Une incertitude nulle indique qu'aucune simulation n'a montré de meilleur résultat. Une incertitude de vitesse élevée indique qu'il existe d'autres valeurs de vitesse pour lesquelles l'erreur RMS serait égale à celle du modèle testé, voir meilleure. Les zones colorées montrent donc des zones du modèle où il existe plusieurs possibilités, qui devront être examinées grâce à d'autres méthodes. Les zones les plus incertaines du modèle sont principalement localisées dans le domaine très profond. L'incertitude est relativement bien équilibrée (celle négative est relativement de même importance que celle positive), et plutôt faible en moyenne (peu d'incertitudes supérieures à 0,5 km/s) ce qui signifie que ce modèle est satisfaisant. 106

Figure 27 : Localisation des données SMT accessibles lors d'une mission de 9 semaines dans les locaux de Total. Les profils de couleur orange localisent les deux modèles de vitesse réalisés pendant cette thèse..... 108

Chapitre 4:

Figure 1: Bathymetric map of the Demerara Plateau and surrounding area. Location of the seismic profiles are indicated by black and red lines and fracture zones by white dashed lines. The Southern Limit of the Equatorial Atlantic (SLEA) separates the Jurassic Central Atlantic southward and the Cretaceous Equatorial Atlantic domain northward. The green line underlines the northern transform margin.... 113

Figure 2: Geodynamic reconstructions (South America fixed) of the Central and Equatorial Atlantic (rotation parameters from Müller et al., 2016): a) Present day, Demerara (D) and its conjugates: Guinea Plateau (G) and Bahamas (B), FZ: Fracture Zones, SLNEA : Southern Limit of the Northern Equatorial Atlantic; b) Reconstruction at 80 Ma; c) Reconstruction at 120 Ma; d) Reconstruction at 160 Ma; d) Reconstruction at 200 Ma. PFC Panafrican Chains..... 116

Figure 3: Data section of OBS 13 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases: sediment layers (Sed1, Sed2), Upper crust (Uc), Middle crust (Mc), Lower crust (Lc), and Moho reflection (Pmp). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the final velocity model MAR01. 121

Figure 4: Data section of OBS 32 along the MAR01 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3; Mantle refraction (Pn)). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model. 122

Figure 5: Data section of OBS 14 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 2).

(b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.	123
Figure 6: Data section of OBS 29 along the MAR02 profile. (a) Interpretation of the seismic section with annotation of each identified phases (same legend as Figure 3). (b) Uninterpreted seismic section. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model MAR02.	124
Figure 7: Uncertainty calculation on MAR01 and MAR02 velocity models. (a and d) Position of each layer, with the nodes. (b and e) Hit-count for velocity (gridded and colored). (c and f) Velocity resolution. Only the constrained areas are colored.	127
Figure 8: Velocity anomaly diagrams for the "Middle crust" and "Moho" phases of the MAR01 and MAR02 velocity models. The horizontal axes represent velocity perturbations and the vertical axes depth perturbations. The colors represent the RMS error resulting from these perturbations. The black lines represent the number of points explained by the calculation.	129
Figure 9: (A) Free-air Gravity map (Sandwell & Smith, 1997) used to localized the two profiles. (B) MAR01 and (C) MAR02 profiles, gravity model calculated from the gravity model and derived from the velocity model (red line). Gravity anomaly extracted from free-air anomaly (black line) (Sandwell & Smith, 1997). The dotted black lines represents an error margin of +5 mGal. In red, location of the 4 OBSs data shown in Figure 2,3,4 and 5. In black the first and the last OBS of lines.	130
Figure 10: Bathymetric map of the Demerara Plateau. The coloured lines correspond to reflection seismic profiles. Each colour corresponds to a specific dataset: in red ION GXT data with 16s (TWT) recording time, in blue CGG data with 8s (TWT) and in green Fugro data with 12s (TWT). The location of the two wide-angle models is indicated by orange lines. The two composite lines used are indicated in black (BB') and in purple (AA'). The location of the previous velocity model (from Greenroyd et al., 2007) and the well FG2-1 (from Mercier de Lépinay et al., 2016) are also shown.	131
Figure 11: MAR01 and MAR02 final velocity models contoured at a 0.25 km/s interval. Shaded areas correspond to the region constrained by the ray-tracing. The colour indicate the velocity of the P-wave. Different domains are indicated at the bottom by coloured area. In orange the Plateau domain; in yellow the transition domain and in blue the oceanic domain.	133
Figure 12: Composite profile BB'. It is composed of MCS data in the west and combined wide-angle and MCS data in the east. The MAR01 velocity model is visible on the upper profile. Overview of seismic data from Reuber et al, 2016.	135
Figure 13: Composite profiles AA', composed of MCS data in the west and combined wide-angle and MCS data in the east. The MAR02 velocity model is visible on the upper profile.	136
Figure 14: Vz comparison between Demerara Plateau (from Figure 10) in black, Walvis Ridge (Planert et al., 2017) in grey, Agulhas TMP (Parsieglä et al., 2008), Faroe Bank (Funck et al., 2008), Hatton Bank (White and Smith, 2009), Rockall Bank	

(Vogt et al., 1998), Falklands-Malvinas Bank (Schimschal et al., 2018; Schimschal et al., 2019), Central Agulhas Plateau (Parsiegla et al., 2008), SE Greenland margin (Hopper et al., 2003) and Namibian margin (Bauer et al., 2000).....	145
Figure 15: Structure comparison between: a) Demerara Plateau (Modified from Reuber et al., 2016); b) Hatton Bank (Fowler et al., 1989); c) Walvis Rigde (From Planert et al., 2017; Jegen et al., 2016); d) Faroe Bank (White et al., 2008); e) Falklands-Malvinas TMP (Schimschal et al., 2018; 2019); f) Pelotas volcanic margin (Stica et al., 2014); g) Namibian volcanic margin (Bauer et al., 2000; Fernàndez et al., 2010).	
.....	148

Chapitre 5 :

Figure 1 : Localisation des lignes 1, 2, 3 et 4 choisis pour imager l'évolution du Sud vers le Nord de la structure crustale du plateau.....	167
Figure 2 : <i>Line-drawing</i> montrant l'interprétation des différentes unités sismiques le long de la Line 1. La position du profil est indiquée en Figure 1.....	170
Figure 3 : <i>Line drawing</i> de la ligne 2, au-dessus les données présentées par Reuber et al. (2016). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités sismiques. La localisation des croisements avec les précédents profils est indiquée par des lignes verticales.....	176
Figure 4 : <i>Line-drawing</i> le long de la ligne 3, situé dans le Nord-Est du plateau de Démérara selon une orientation NNW-SSE. La légende des unités est la même que celle des précédents profils.	179
Figure 5 : <i>Line-drawing</i> correspondant à la ligne 4, orienté NNW-SSE et localisé dans le centre-Est du plateau.	181
Figure 6 : Carte des axes de plis représentés sur la bathymétrie du plateau de Démérara et de ses marges. Les lignes noires représentent les axes de plis observés en sismique réflexion, interprétés par F. Sapin (comm. pers).....	184
Figure 7 : Reconstruction cinématique à environ 133 Ma, utilisant le modèle cinématique de Moulin et al. (2010), lui-même basé sur les reconstitutions cinématique de Campan (1995). Les profils utilisés sur le plateau de Démérara sont indiqués en rouge. Les profils interprétés sur le plateau Guinéen sont indiqués en noir. D'après Moulin et al., (2010).	185
Figure 8 : <i>Line drawing</i> du profil G1, traversant le plateau Guinéen et orienté SSW-NNE, juxtaposé au profil Line 2 du plateau de Démérara (déjà présenté en Figure 3). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités. Les échelles verticales et horizontales sont identiques pour ces deux profils. Figure détaillée de la ligne 2 présentée en Figure 3	187
Figure 9 : <i>Line drawing</i> du profil G2, localisé dans le plateau Guinéen et orienté WSW-ENE, juxtaposé au profil Line 2 du plateau de Démérara (déjà présenté en Figure	

3). Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités. La ligne 2 est présentée en détail en figure 3 de ce chapitre.	191
Figure 10 : <i>Line drawing</i> du profil G3, localisé dans le plateau Guinéen et orienté WNW-ESE. Les couleurs représentent l'interprétation des différentes unités.	193
Figure 11 : Schéma représentant l'évolution de la structure E-W du plateau entre 190 et 120 Ma.	198
Figure 12 : Schéma représentant l'évolution de la structure N-S du plateau entre 190 et 100 Ma.	200
Figure 13 : Schéma conceptuel des marges volcaniques conjuguées dans un stade précoce. Geoffroy et al., (2020).	201
Figure 14 : Reconstitution cinématique du Sud de l'Atlantique central à 160 (a) et 120 Ma (b).	202
Figure 15 : Représentation de la nature de la croûte dans la région autour du plateau des Bahamas (Dale, 2013).	203

Annexes

Cette partie se compose de 6 éléments :

- La première page de l'article « Transform Marginal Plateaus », dont je suis co-auteur.

- Cette annexe correspond à un article publié dans la revue *Géologues* (Société Géologique de France, Numéro 206 - Septembre 2020 - ISSN 0016.7916 - Trimestriel). <https://www.geosoc.fr/publication/geologues/numero-actuel/1343-205-les-guyanesguyane-francaise-suriname-guyana/file.html>. Cet article aborde l'origine du plateau de Démérara et de ses marges puis leur évolution post-tectonique et enfin les interactions actuelles entre le plateau, les dépôts sédimentaires, les instabilités de pente et les masses d'eau. La première partie de cet article a bénéficié du travail de cette thèse pour proposer des illustrations nouvelles de la structure interne du plateau. C'est pourquoi les encadrants de la thèse m'ont demandé de faire figurer cet article en annexe afin que justice soit rendue.

- Le poster présenté au symposium « 50 years of plate tectonics » le 25-26 Juin 2018 au Collège de France, Paris.

- Le poster présenté à l'AGU 2020, 11 décembre 2019, au Moscone Center, San Francisco.

- Les deux profils de sismique réflexion traités à Nice (GéoAzur) et à Brest (Ifremer).

Il est à noter que les données liées à cette thèse sont accessibles via le lien suivant :

<https://doi.org/10.17882/79396>



Transform Marginal Plateaus

L. Loncke^{a,*}, W.R. Roest^b, F. Klingelhoefer^b, C. Basile^c, D. Graindorge^d, A. Heuret^e, B. Marcaillou^f, T. Museur^{b,d}, A.S. Fanget^a, M. Mercier de Lépina^a

^a Univ. Perpignan Via Domitia, Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM), UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

^b IFREMER, Unité de Recherche Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France

^c Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERRE, 38000, France

^d Laboratoire Géosciences Océan (UMR CNRS 6538), Université de Bretagne Occidentale and Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

^e Université de Guyane, Géosciences Montpellier, 97300 Cayenne, France

^f Université Côte d'Azur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Géoazur, 250 Rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Transform marginal plateau
Transform margin
Volcanic margin
Large Igneous Province
Continental breakup
Paleoceanography
Land bridge
Gateway

ABSTRACT

Numerous submarine plateaus form highstanding bathymetric highs at continent to ocean transitions. Due to their proximity to continents, they have been frequently labelled “marginal plateaus”, although this term has not been clearly defined or associated with a specific geology or geodynamic process. Until now, these elevations have been interpreted as submerged thinned continental fragments detached from continents, basaltic buildups formed by hotspots, volcanic margins or oceanic plateaus. Many of these plateaus formed at transform margins connecting oceanic basins of contrasted ages.

We propose for the first time to define and review a class of marginal plateaus related to a specific tectonic setting: “Transform Marginal Plateaus” (TMPs). Based on a compilation of 20 TMPs around the world, we show that most of them have a polyphased history and have undergone at least one major volcanic phase. Our review highlights in particular a hitherto unrecognized close link between hotspots, volcanic activity and transform margins.

We also propose that, due to their polyphased history, TMPs may contain several successive basins and overlooked long-lived sedimentary archives. We finally highlight that, because these TMPs were transform plate boundaries perpendicular or oblique to surrounding rifts, many of them were close to last-contact points during final continental breakup and may have formed land bridges or bathymetric highs between continents. Therefore, we discuss broader scientific issues, such as the interest of TMPs in recording and studying the onset and variations of oceanic currents or past biodiversity growth, bio-connectivity and lineage evolution.

1. Introduction

Many anomalous elevations occur in oceanic domains: submerged continental fragments detached from adjacent continents (e.g., the Jan Mayen ridge), ancient island arcs (e.g., the Aves Ridge), basaltic buildups formed by hotspots and spreading centers (e.g., the Cocos Ridge, Iceland) (review in Nur and Ben-Avraham, 1982). Most intraplate oceanic plateaus relate to hotspot activity (e.g., Kerguelen, Broken Ridge, Ontong-Java) and their formation is relatively well-understood (Self et al., 2015).

In turn, many submarine plateaus are emplaced near continent to ocean transition domains, forming spurs at the scale of 50 to up to 1000 km in length and their nature and origin is less well understood

and may involve important issues related to continental breakup conditions, for example.

Although not strictly defined, the term “Marginal Plateau” has frequently been used in literature to describe those submarine elevated features located close to continents: the term “marginal plateau” first appeared in a publication by Ewing et al. (1971) to describe the Falkland submarine plateau near the Falkland-Malvinas margin. Later, Veevers and Cotterill (1978) use the same term to describe the Northern Scott, Exmouth, Naturaliste and Wallaby plateaus, which look like continental prolongations offshore Australia. In 1979, Dingle and Scrutton defined the Goban Spur SW of Ireland as a marginal plateau. They described it as a “rectangular-shaped upstanding block which juts oceanwards from the southwestern edge of the Celtic continental

* Corresponding author.

E-mail address: lies.loncke@univ-perp.fr (L. Loncke).

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

Received 30 April 2019; Received in revised form 3 August 2019; Accepted 26 August 2019

Available online 04 September 2019

0012-8252/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

Le plateau de Démérara et ses marges au large des Guyanes

David Graindorge¹, Christophe Basile², Arnauld Heuret³, Frauke Klingelhofer⁴, Lies Loncke⁵, Walter R. Roest⁶ et François Sapin⁷.

Introduction

Le plateau de Démérara est un promontoire sous-marin de la marge des Guyanes situé à 180 km au large de l'embouchure du Maroni, fleuve frontière entre la Guyane et le Suriname (Fig. 1). Il mesure 360 km d'est en ouest, 180 km du nord au sud pour une surface de 60 000 km² et une profondeur moyenne de 1 800 m. Il comprend en particulier une partie plate de plus de 13 000 km², située à une profondeur de 1 200 m, inhabituelle pour les marges continentales.

Le plateau peut être divisé en trois domaines physiographiques principaux : (1) le plateau supérieur avec des profondeurs de 300 à 1 500 m (pente de 1°), (2) le plateau intermédiaire de 1 500 à 3 500 m (pente de 3°), le plateau inférieur de 3 500 à 3 700 m (pente ~1°). Un escarpement de faille où se sont initiés de vastes glissements sépare le domaine supérieur du domaine intermédiaire. Vers le nord, le plateau se termine par une pente raide (pentes de 10 à 12°, localement 60°).

Après une première phase d'exploration pétrolière dans les années 1970-80, la campagne GUYAPLAC (2003) a été réalisée pour argumenter l'extension du plateau continental au-delà des 200 miles nautiques. Les données issues de cette campagne ont également été exploitées dans le cadre de travaux scientifiques (Loncke *et al.*, 2009; Pattier *et al.*, 2013; Basile *et al.*, 2013). Ces recherches académiques ont justifié trois campagnes supplémentaires utilisant différentes techniques d'acquisition : carottages, sismique haute résolution IGUANES (2013), dragages DRADEM (2016) et sismiques multitraçé et grand angle MARGATS (2016).

Du point de vue géologique, le plateau de Démérara est un exemple type de plateau marginal transformant (Loncke *et al.*, 2020). Sa forme est directement contrôlée par l'ouverture en deux phases de l'océan Atlantique (Fig. 2) :

(1) sa limite ouest s'est formée au Jurassique lors de l'ouverture de l'Atlantique central, (2) ses limites est et nord se sont formées lors de l'ouverture de l'Atlantique équatorial au Crétacé, phase dominée par le jeu de grandes failles transformantes (Gouyet, 1988 ; Campan, 1995).

Cet article évoquera le contexte géodynamique, la structure profonde du plateau de Démérara, héritée principalement de son histoire jurassique et crétacée, l'évolution post-déformation crétacée, et les interactions actuelles entre la structure du plateau, les dépôts sédimentaires, les instabilités de pente et les masses d'eau.

Contexte géodynamique : avant l'ouverture de l'Atlantique, le Bouclier guyanais et la CAMP

L'essentiel du socle guyanais est constitué de roches mises en place lors de l'orogénèse transamazonienne, entre 2,26 et 1,95 Ga, au Paléoproterozoïque. Comme dans la plupart des cratons anciens, les roches rencontrées associent ceintures de roches vertes, plutons granitoïdiques déformés et métasédiments contemporains. Ce socle appartient au Bouclier guyanais, une vaste province géologique qui s'étend du Venezuela à l'Amapá (NE du Brésil).

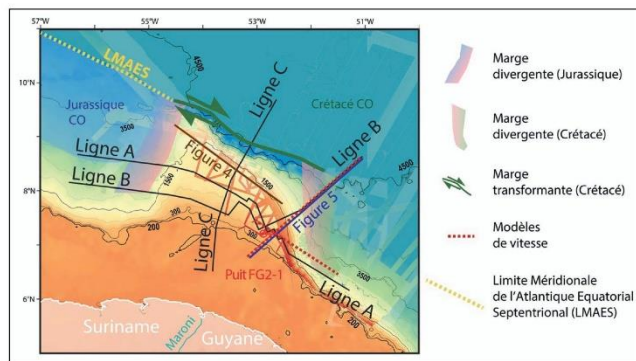


Figure 1. Carte bathymétrique du plateau de Démérara, localisation des Figures 3 à 5. Figure créée pour cet article.

1. Enseignant – Chercheur, UBO / IUEM, UMR 6538 Géosciences Océan, Rue Dumont Duvivier, F-29280 Plouzané, France.

Courriel : david.graindorge@univ-brest.fr

2. Enseignant – Chercheur, Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France.

Courriel : christophe.basile@univ-grenoble-alpes.fr

3. Enseignant – Chercheur, U. de Guyane / UMR 5243 Géosciences Montpellier, Campus de Troubiran, 97300 Cayenne, Guyane, France.

Courriel : arnauld.heuret@univ-guyane.fr

4. Chercheuse, Ifremer, Géosciences Marines, ZI de la Pointe de Diable, CS10070, 29280 Plouzané, France. Courriel frauke.klingelhofer@ifremer.fr

5. Enseignante – Chercheuse, Université de Perpignan / CEFREM – UMR 5110, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan. Courriel : lies.loncke@univ-perp.fr

6. Chercheur, Ifremer, Géosciences Marines, ZI de la Pointe de Diable, CS10070, 29280 Plouzané, France. Courriel : walter.roest@ifremer.fr

7. Géologue Structuraliste Senior Exploration & Production, Total S.A., Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex, France. Courriel : francois.sapin@total.com

Tectonic history and deep structure of the Demerara plateau from combined wide-angle and reflection seismic data

T. Mueur^{1,2}, F. Klingelhoefer¹, W.R. Roest¹, D. Graindorge², S. Laouenan¹, M. Fabre¹, C. Basile³, L. Loncke⁴.

- ¹ Géosciences Marines, Ifremer, Centre Bretagne, Plouzané, France.
- ² IUEM, Univ. Brest, Laboratoire Géosciences Océan, Plouzané, France.
- ³ Institut des Sciences de la Terre, Univ. Grenoble-Alpes, Grenoble, France.
- ⁴ Univ. de Perpignan Via Domitia, Perpignan, France.



I. Introduction

The Margats campaign:

- From October 20th to November 16th 2016.
- 171 OBS deployments along 4 combined wide-angle and reflection seismic profiles as well as 3 additional MCS profiles.

Study area: The Demerara plateau.

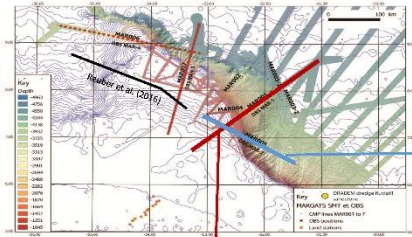
Scientific questions:

- Constrain the nature of the crust along the profiles.
- Determine the influence of the Jurassic structures on the Cretaceous opening.
- Enhance the knowledge on the evolution of the marginal plateaus.

III. Data

Until now, 2 profiles were processed:

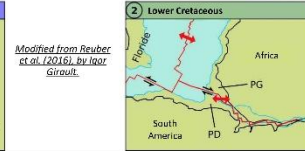
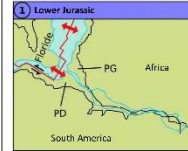
- MAR001 (in red): preliminary processing of the MCS and a complete velocity modeling of wide-angle seismic data.
- MAR006 (in blue): Processing of the MCS data and preliminary modeling of wide-angle seismic data.



II. Geological history

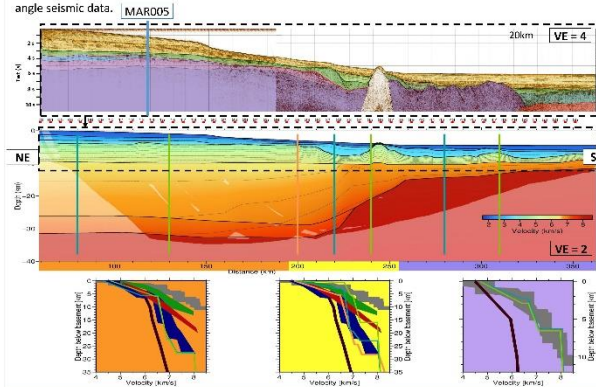
Two rifting phases occurred:

- During the Jurassic, a rifting phase created the Central Atlantic Ocean and the western edge of the Demerara plateau.
- During the Cretaceous, another rifting phase (with a non-coaxial opening direction) created the northern (transform) and the eastern (divergent) margins.

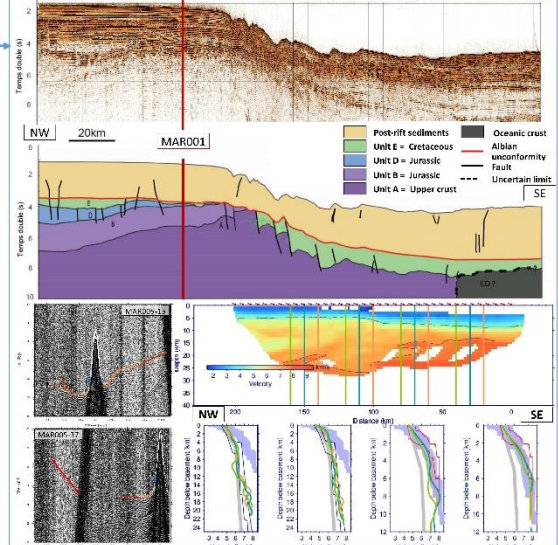


Modified from Reuber et al. (2016), by Igor Girault.

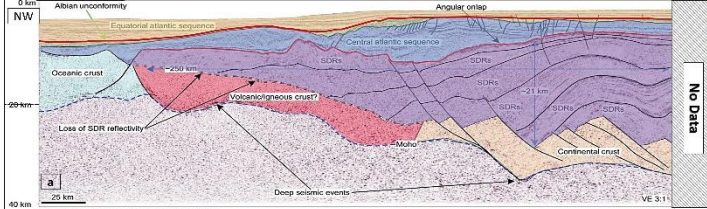
Evidence of high velocities in the crust of the plateau: MAR001 profile: MCS and modeling from wide-angle seismic data.



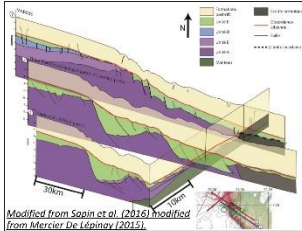
Evidence of a SDR geometry in the crust: MAR005 profile: MCS, interpretation and tomography.



IV. Interpretation



Modified from Reuber et al. (2016)



Modified from Sapin et al. (2016) modified from Mercier De Lépinay (2015)

The MAR005 profile is the approximate continuation of the profile published by Reuber et al. (2016) and shows the possible proximal extension of the SDRs complex produced during the Jurassic along the western margin of the Demerara Plateau.

A comparison made with two other neighboring profiles image the continuity of the units on the eastern margin. A mantle high is proposed in the oceanic part by Sapin et al. (2016). The units B and D are not interpreted along the two other profiles which are located further east.

This study proposes a new SDR extension map further east than previously proposed, approaching the eastern edge of the plateau.

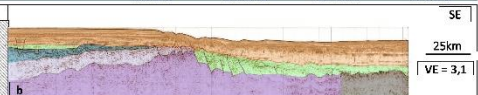
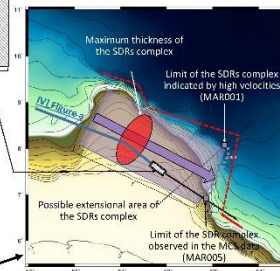


Figure a and b: same scale and same VE. No data between this two profiles.



Conclusions

There is evidence of high velocities under the crust beneath the MAR001 and the MAR005 profiles. Moreover, the observation of the MAR005 MCS processed data reveals a geometry similar to usual SDRs geometry. These clues indicate a possible extension of the volcanic layers in the very proximal position during the Jurassic, far to the east of the depositional center. Based on these interpretations, we are able to position the limit of the internal SDRs, which corresponds to the limit of the eastern margin. The Demerara plateau would be, therefore, a Jurassic volcanic margin. During the reworking in the Cretaceous, the rupture zone would be localised at the inherited eastern limit of the SDR complex. It would be one of the first volcanic margins reworked during a second tectonic phase ever observed.

Two distinct phases of rifting revealed from the deep structure of the Demerara plateau

T. Muséur¹, D. Graindorge², F. Klingelhoefer¹, W.R. Roest³, C. Basile³, L. Loncke⁴, F. Sapin⁵
¹ Ifremer centre Bretagne, 29200 Plouzané. ² UEM, Technopôle Iroise, 29200 Plouzané. ³ ISTERRE Grenoble. ⁴ Université de Perpignan Via Domitia. ⁵ CSTJF Total Pau.

Key elements

The Demerara plateau (offshore Suriname and French Guiana) is a **Transition Marginal Plateau (TMP)** located at the intersection of the South Atlantic Ocean and the western edge of the Demerara plateau. The aim is to constrain the deep structure of the plateau and its margins in order to unravel its tectonic history.

The plateau is characterized by a 30 km thick crust, subdivided into three layers. MCS data reveal that the shallowest crustal layer can be observed in our modeling. This is a very high velocity lower unit present just above the Moho. This layer is formed by large scale volcanism during the Jurassic, filling leading to the Central Atlantic Ocean, intruding into thinned continental crust, probably involved. The Demerara plateau, therefore is a part of a **Jurassic volcanic margin**, revealed in a recent phase of rifting, leading to the opening of the Cretaceous equatorial Atlantic Ocean.

I. Introduction

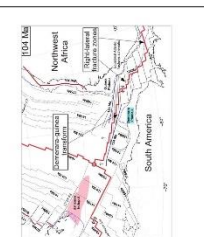
The MARCO2 campaign: 2016, October 20th to November 10th
 ➤ 171 OBS deployments along 4 combined profiles
 ➤ as well as 3 additional MCS profiles

Study area: The Demerara Plateau.

Scientific questions:
 ➤ Determine the heritage of the two rifting phases.
 ➤ Constrain the nature of the crust along the margins.
 ➤ Determine the nature of the volcanic margin on the Demerara plateau.

II. Geological history

Two rifting phases occurred:
 ➤ The first rifting phase occurred during the Cretaceous, opening the South Atlantic Ocean and the western edge of the Demerara plateau.
 ➤ During the Cretaceous, an opening (transform) and the eastern (emergent) margins.

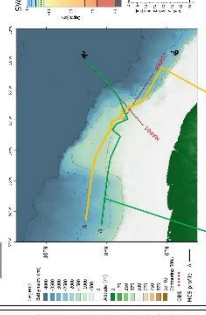


III. Data

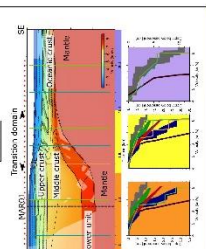
For now, 2 available profiles were used:
 ➤ MARCO1: preliminary processing in the MCS and a complete velocity modeling from OBS data.
 ➤ MARCO2 (in blue): Processing on the MCS data and preliminary modeling from wide-angle seismic data.

There is also three datasets of independently seismic velocity profiles (Vp) derived from the OBS data. These data covered all the Demerara plateau and its margins. There are a lot of crossing point between these datasets, allowing to make composite seismic lines.

IV. Results



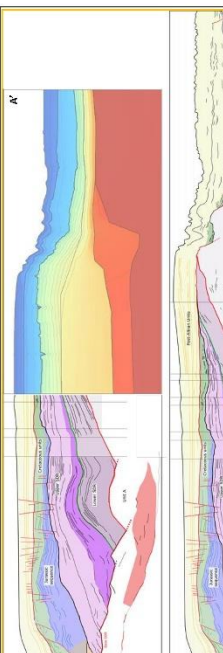
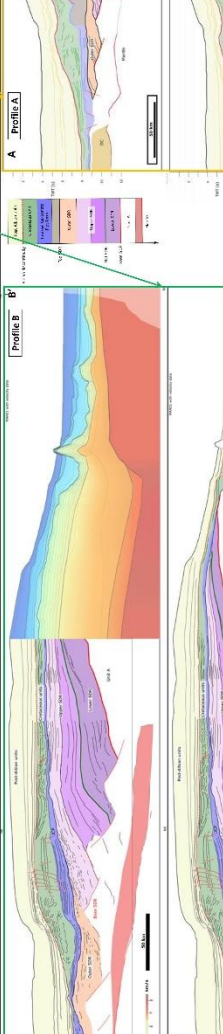
IV. Results



IV. Interpretations

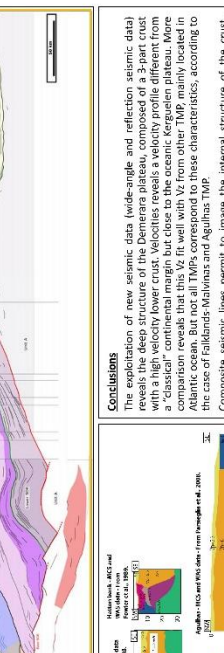
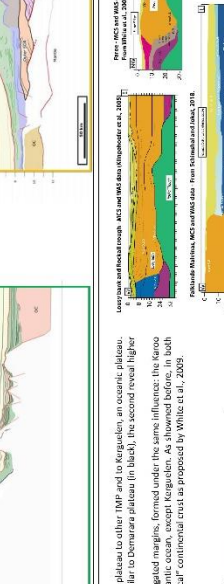
We compare the Vp (velocity-depth) of the Demerara plateau to other TMP and to Kerguelen, an oceanic plateau. This reveal two main groups. The first is relatively similar to Demerara plateau (in black), the second reveal higher velocities.

We note that the second group is composed of contorted margins, formed under the same influence: the faro groups, the velocities are higher than those of "classical" continental crust as proposed by White et al., 2005.



IV. Interpretations

The comparison of several margins, including some TMP reveals a similar structure between the TMP with similar Vp. Demerara, Feroe Bank, Hatton Bank, and Guyana Bank are characterized by a crust in three parts with a high velocity lower crust (VLC). The upper crust is often a SDR crust or implicated volcanism (volcanic margin in black). The middle crust is complicated to interpret. This kind of structure is different from that of Agulhas and Falklands-Malvinas plateau, which also differs in terms of Vp, but relatively close to the Namibian volcanic margin.

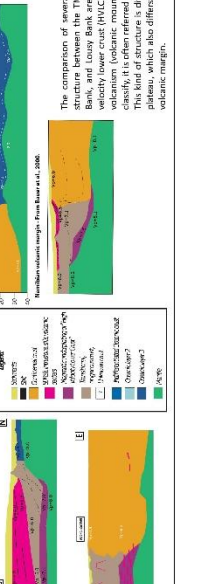


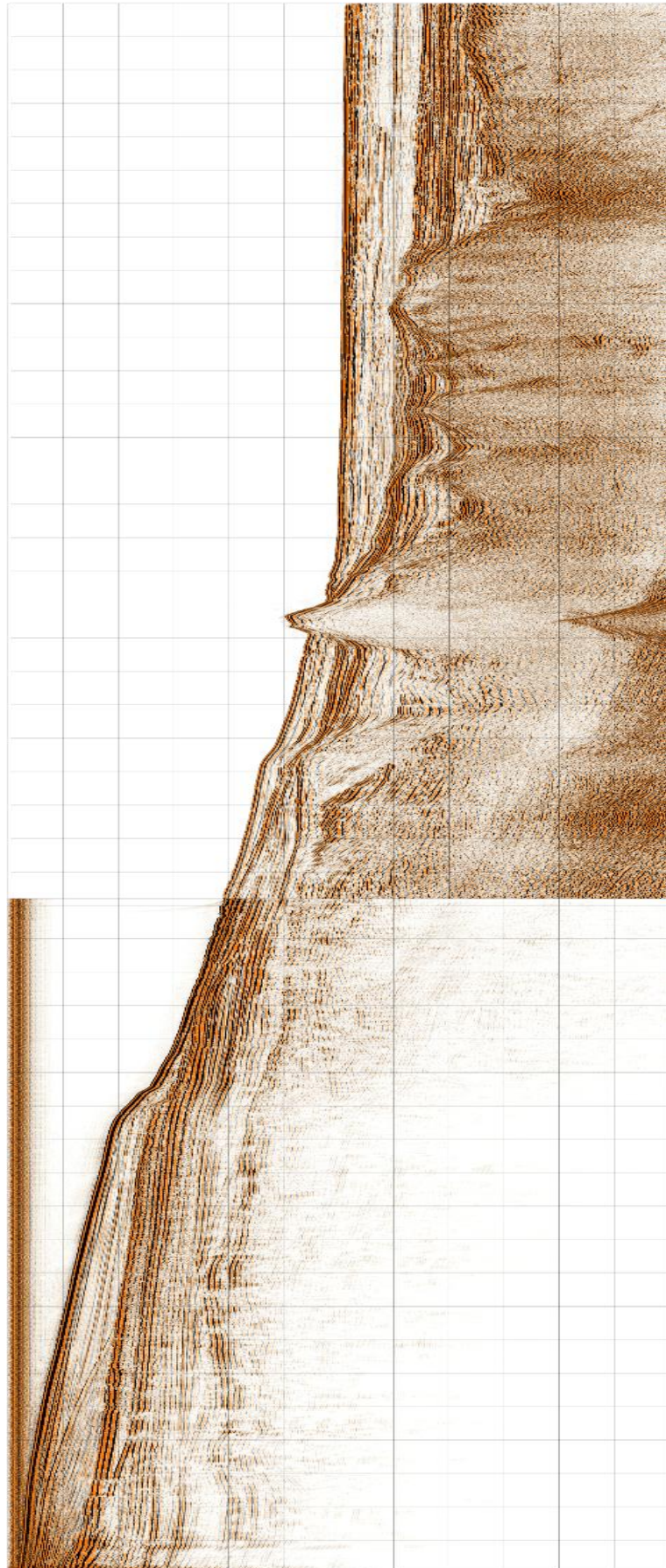
IV. Interpretations

The exploitation of new seismic data (wide-angle and reflection seismic data) reveals the deep structure of the Demerara plateau, composed of a 3-part crust with a high velocity lower crust. Velocities reveals a velocity profile different from the other volcanic margins. The fact is that this Vp fit well with Vp from other TMP mainly located in Atlantic ocean. But not all TMPs correspond to these characteristics, according to the case of Falklands-Malvinas and Agulhas TMP.

Composite seismic lines permit to image the internal structure of the crust, revealing a large SDR complex in the upper crust and the upper part of the middle crust. These data also highlight a lower body with a size comparable to the VLC. The SDR crust is interpreted as a volcanic margin, revealing intense Jurassic volcanic activity. Therefore, the Demerara plateau would be a Jurassic volcanic margin.

The comparison of several TMP with the Namibian volcanic margin reveals a similar global organization: a 3-part crust, with an upper SDR crust and a VLC. The velocity are relatively comparable. The fact is that it took exceptional data to constrain the internal structure of the Demerara plateau. This is due to the lack of other TMPs. However, some of them have the same characteristics, at least in the first order, as Demerara. This could lead to a reinterpretation of the nature of these different TMPs and possibly highlight a common process, possibly involving thermal anomalies such as hotspots that have been little or not at all known.





Profil SMT traité (stade actuel) coïncident au profil grand-angle MAR01



Profil SMT traité (stade actuel) coïncident au profil grand-angle MAR03

Titre : Caractérisation de la structure profonde du plateau de Démérara, au large de la Guyane et du Suriname.

Mots clés : Sismique grand-angle, sismique réflexion, marge volcanique, marge transformante, plateaux marginaux transformants.

Résumé : L'exploration des marges continentales a récemment mis en évidence les plateaux marginaux transformants (TMPs). Localisés à la jonction entre deux domaines océaniques différents et associés à une faille transformante, ces plateaux sous-marins présents partout dans le monde sont des nœuds géodynamiques et représentent un des verrous majeurs dans la compréhension de la genèse des marges et des domaines océaniques. Dans ce contexte, cette thèse s'est initiée avec la volonté de comprendre la structure profonde du plateau sous-marin de Démérara, situé au large de la Guyane et du Suriname, et qui constitue un exemple type de TMPs. Ce travail s'appuie sur un jeu de données de sismique lourde issu de la campagne océanographique MARGATS et sur des données de sismique multitrace industrielles.

Ce travail a pour but de 1) Déterminer la nature des unités crustales du plateau de Démérara. 2) Déterminer leur géométrie, leurs extensions et leur chronologie. 3) Identifier l'impact des phases tectoniques majeures sur le domaine crustal. 4) Reconstituer l'histoire du plateau et des domaines adjacents. L'ensemble des résultats démontre l'existence d'une marge volcanique Jurassique le long du futur océan Atlantique central, mise en place sous l'influence d'un point chaud, et composée d'un vaste et épais complexe SDRs, de croûte continentale intrudée et de deux unités inférieures sous-plaquées. Cet ensemble est scindé en deux marges conjuguées au Crétacé à l'apparition d'une marge transformante associée au rifting et ouverture de l'océan Atlantique équatorial.

Title : Characterization of the deep structure of the Demerara Plateau, off French Guyana and Surinam.

Keywords : Wide-angle seismic, reflection seismic, volcanic margin, transform margin, transform marginal plateaus (TMPs).

Abstract : The exploration of continental margins has recently highlighted transform marginal plateaus (TMPs). Located at the junction between two different oceanic domains and associated with a transform fault, these submarine plateaus located all over the world's oceans are geodynamic nodes and represent one of the major barriers to understanding the genesis of continental margins and oceanic domains. In this context, this thesis was initiated with the objective to understand the deep structure of the Demerara plateau, located off the coasts of French Guyana and Suriname, and which constitutes a typical example of TMPs. This work is based on a deep sounding seismic data set from the MARGATS oceanographic campaign and on industrial seismic data.

The purpose of this work is to 1) Determine the nature of the crustal units of the Demerara plateau. 2) Determine the geometry of the crustal units, their extensions and their chronology. 3) Identify the impact of the major tectonic phases on the crustal domain. 4) To reconstruct the history of the plateau and adjacent domains. The results demonstrate the existence of a Jurassic volcanic margin set up due to the influence of a hot spot, and composed of a wide and thick SDRs complex, intruded continental crust and two lower units. This ensemble then separated into two conjugate margins during the Cretaceous with the development of a transform margin associated with the rifting and the opening of the equatorial Atlantic Ocean.