



Évolution Temporelle et Spatiale du Système d'Interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la Dorsale de l'Atlantique Sud.

Ivo Bruno Machado Pessanha

► To cite this version:

Ivo Bruno Machado Pessanha. Évolution Temporelle et Spatiale du Système d'Interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la Dorsale de l'Atlantique Sud.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2011. Français. NNT: . tel-00652905

HAL Id: tel-00652905

<https://theses.hal.science/tel-00652905>

Submitted on 16 Dec 2011

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.



université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale Sciences de la Mer

présentée par

Ivo Bruno MACHADO PESSANHA

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer,
Observatoire des Sciences de l'Univers

Évolution Temporelle et Spatiale du Système d'Interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la Dorsale de l'Atlantique Sud.

Thèse soutenue le 21 novembre 2011

devant le jury composé de :

Anne BRIAIS

Dr., HDR, Chargée de recherches CNRS, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse / Rapporteur

Jérôme DYMENT

Dr., HDR, Directeur de recherches CNRS, Institut de Physique du Globe, Paris / Rapporteur

Marcia MAIA

Dr., HDR, Chargée de recherches CNRS, Laboratoire Domaines Océaniques, IUEM, Plouzané / Directrice de thèse

Sidney Luiz de MATOS MELLO

PhD, Professeur Associé III, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brésil / Directeur de thèse

Pascal GENTE

Dr., HDR, Directeur de recherches CNRS, Laboratoire Domaines Océaniques, IUEM, Plouzané / Examineur

Bruno GOUTORBE

Dr, Professeur Adjoint, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brésil / Examineur

Kaiser Gonçalves de SOUZA

Dr, Chef de la Division de Géologie Marine, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Rio de Janeiro, Brésil / Invité

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer mes remerciements les plus sincères à toutes les personnes qui m’ont soutenu et aidé à réaliser ce travail.

J’adresse mes remerciements aux membres de jury qui ont bien voulu accepter de juger ce travail.

De même, je veux remercier l’Institut Universitaire Européen de la Mer en les personnes d’Élisabeth BONDU et Éric CORNIL qui ont toujours été très efficaces même lorsque les demandes débordaient de leurs attributions. Je tiens à remercier le laboratoire de géosciences marines « Domaines Océaniques UMR-6538, CNRS-UBO, et tout particulièrement Marcia MAIA qui a accepté de diriger cette thèse et m’a beaucoup enseigné et soutenu tout au long de cette odyssée qui semblait parfois ne pas avoir de fin. Un grand merci également à Jean-Yves ROYER, Pascal GENTE, Christophe HEMOND, Julie PERROT, Christophe MARTIN, Dominique GAC.

Merci aussi à tous mes collègues thésards et mes amis du bureau, du laboratoire et de la vie à Brest qui se reconnaîtront ici, en particulier à Abel BALANCHE, Caroline GERNEZ, Carole CORDIER, Vincent BRANDON, Elise QUENTEL, Yassine ABDELFTTAH.

Mes sincères reconnaissances aux “amis inconnues de fin d’année”, Martin AGIS, Osana BONILLA, Marie CAPOULADE, Romain SCHABAILLE et Flavia DELCOURT pour vos allègres présences dans nos vies.

Un merci tout spécial à Anthony COSTE et la famille COSTE qui ont été très gentil avec nous tout au long de nos séjours à Brest.

Je tiens à remercier la Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) de m’avoir accordé une bourse pendant 3 ans, avec laquelle j’ai pu réaliser une grande partie de ce travail.

Un grand merci à Sidney Mello. D’abord, pour m’avoir proposé de postuler à ce sujet de thèse. Avant cela, je n’aurais même pas imaginé faire une thèse à Brest (ou même en France), surtout sur un sujet aussi éloigné des processus des marges continentales. Ensuite, merci pour l’indication au poste de professeur substitut au sein du Laboratório de Geologia Marinha – LAGEMAR – UFF, sans lequel je pense que je n’aurais jamais écrit ces remerciements.

Merci à la joyeuse équipe du Laboratorio de Geologia Marinha – LAGEMAR – UFF d’avoir bien voulu de moi, et merci pour avoir pu compter sur votre aide. En particulier un grand merci à Cleverson GUIZAN, Isa BREHME, Jorge PALMA et Susanna SICHEL.

A Carla, par ma volonté nous sommes venues à Brest. Pour la langue, la météo, la culture et les problèmes d’argent cela été une grande aventure. Mais finalement l’apprentissage de la langue, la culture et les amitiés conquises nous ont bien récompensés. De plus, nous sommes rentrées au Brésil en nombre de trois. Sans compter que, plus que magiquement, d’ici peu nous serons au nombre de quatre. A toi Carla et à toute ma famille, je n’ai pas été très présent pendant ces dernières années ; je n’ai pas toujours été attentionné avec vous. Merci pour tout, c’est en grande partie grâce à vous si je suis là aujourd’hui. Vous, qui sans trop comprendre de quoi il en retournait, m’avez apporté un soutien constant tout au long de ce périple.

Merci aussi à toutes les difficultés (on ne les remercie jamais assez), c’est grâce à elles que j’ai progressé.

«... Et je vais y arriver ... car la victoire d’un homme parfois se cache dans un geste fort que lui seul peut voir ...»

“... E eu vou chegar ... pois a vitória de um homem as vezes se esconde num gesto forte que só ele pode ver...”

O Rappa (Lado B Lado A)

ABSTRACT

In this work we have studied the space and time evolution of the Tristan hotspot and south Mid-Atlantic Ridge interaction system. The Tristan hotspot and its associated bathymetrical features (i.e. Walvis Ridge in the African plate and Rio Grande Rise in the South American plate) are ones of the most significant features of the South Atlantic Ocean. However, this system is not as well studied as the systems in the North Atlantic (e.g. Azores and Iceland), and their origin and evolution is an open subject.

Data compilation of the available surveys from the National Geophysical Data Center (NGDC) and satellite-derived bathymetry were treated to generate a Digital Elevation Model (DEM) for the entire South Atlantic Ocean. Satellite-derived free-air anomaly data and sediment thickness data were used to calculate the mantle Bouguer anomaly (MBA) and digital isochrons of the ocean floor were used to calculate the residual mantle Bouguer anomaly (RMBA), residual bathymetry and new poles for the South America and Africa relative plate motions. Satellite-derived geoid data and the Earth Gravitational Model - EGM2008 were used for the separation of the different components in the geoid data with the calculation of filters using different levels and degree of spherical harmonics.

From kinematic reconstructions based on new rotation poles calculated in this work and using the most accepted hypothesis for the current position of the hotspot, as the volcanic island of Tristan da Cunha, the chronology of the emplacement of the volcanic structures could be detailed. This highlighted the existence of several axes jumps and periodic variations in the magma supply to the axis resulting in a periodic alternation between periods of construction and axial ruptures of the axial plateau. The detailed comparison of the estimated position for the Tristan da Cunha hotspot and the location of the volcanic structures of the Walvis Ridge whose ages are known, underlined that the formation of the Walvis Ridge cannot be explained in its entirety by the evolution model involving an interaction between the South Atlantic Mid Ocean Ridge and a hotspot whose current position is in the island of Tristan da Cunha.

Next, we evaluated the temporal evolution of the influence of the hotspot to the South Atlantic Mid-Ocean Ridge axis with respect to changes in the residual bathymetry (RB) and the residual mantle Bouguer anomaly (RMBA) with the

analysis of variations in the spreading rate and the hotspot-ridge distance. For the early stages of the South Atlantic opening, the RMBA and BR anomalies are stronger for the African plate than for the South American plate. This suggests that the position of the hotspot was beneath the African plate since the beginning of the opening of the South Atlantic Ocean. In summary, there are three different periods for the Tristan da Cunha hotspot and South Atlantic Mid-Ocean Ridge interaction system. A period of rapprochement of the ridge to the hotspot between 115 Ma and 100 Ma, in which it is observed the influence of the hotspot on the ridge axis for at least the distance of 150 km. Then, between 95 Ma and 60 Ma, we observed that the ridge is directly above or very close (<50 km) of the hot spot. Then, since 60 Ma, it is observed a gradual and progressive separation of the ridge from the hotspot position. Have been shown that in periods of rapprochement and ridge directly above of the hotspot the observed periodic variations of the magmatic contribution are related to changes in the flux of the plume.

From the analysis of the evolution of volcanic structures, together with the free-air anomaly and geochemistry data, the volcanic structures have been divided into two groups. A group formed by the NW border of the Walvis Ridge was called first phase, consistent with the evolution of structures from a context of the mid-ocean ridge directly above the hotspot to the emplacement of the intraplate situation, in agreement with the three periods, rapprochement, directly above and displacement, as described above. The other group, formed by the SE border of the Walvis Ridge was called second phase and shows a gravity signature that is characteristic of intraplate setting up even for structures with ages in which the position of the mid-ocean ridge was directly above the hotspot. The two groups have different geochemical signatures, Zr/Nd ratio and Ti abundance.

Then, from the comparative analysis of different degrees of spherical harmonics of the geoid and the new results available in the literature for the seismic tomography, we have shown the existence of an deep association between the plume responsible for the volcanic structures of the Rio Grande Rise and Walvis ridge with the African superplume. The identification of three mantle anomalies close to the islands of Gough and RSA seem a better alternative for the hotspot actual position than the location of the island of Tristan da Cunha accepted today.

Key-words :hotspot, Tristan da Cunha, mid-ocean ridge, South Atlantic, Walvis

Ridge, Rio Grande Rise, MBA, RMBA, geoid, kinematics reconstructions, axial jumps, African plate, South America plate, plume flux, isotopic ratio, spherical harmonics, Gough et RSA.

RÉSUMÉ

Dans ce travail nous avons abordé l'évolution spatiale et temporelle du système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud. Le point chaud de Tristan da Cunha et les structures associées du fond océanique (à savoir la chaîne volcanique de Walvis dans la plaque africaine et l'élévation du Rio Grande dans la plaque sud-américaine) sont parmi les plus importantes de l'océan l'Atlantique Sud. Cependant, ce système est moins étudié que les systèmes présents dans l'Atlantique Nord (par exemple Açores et Islande), et leur origine et évolution restent sujets à débat.

La compilation des données de sondage bathymétrique hébergées auprès du Centre National de Données Géophysique (National Geophysical Data Center - NGDC), et les données de bathymétrie dérivées de l'altimétrie de satellites furent utilisées pour l'élaboration d'un modèle numérique de terrain (MNT) de l'ensemble de l'Atlantique Sud. Les données d'anomalie à l'air libre dérivées de l'altimétrie de satellites et les données d'épaisseurs sédimentaires furent utilisées pour le calcul de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau (Mantle Bouguer Anomaly - MBA) et avec les données des isochrones du fond océanique furent calculées l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (Residual Mantle Bouguer Anomaly - RMBA), la bathymétrie résiduelle et des nouveaux pôles du mouvement relatif entre les plaques de l'Amérique du Sud et Afrique. Les données de géoïde dérivées de l'altimétrie de satellites et le Modèle Gravitationnel de la Terre (Earth Gravitational Model - EGM2008) furent utilisés pour la séparation des différentes composantes dans le signal du géoïde, grâce à des filtres retenant différents ordres et degrés d'harmoniques sphériques.

À partir des reconstructions cinématiques basées sur les nouveaux pôles calculés dans ce travail, et en se basant sur l'hypothèse communément admise que l'île volcanique de Tristan da Cunha se situe à l'aplomb de la position actuelle du point chaud, la chronologie des phases de mise en place des structures volcaniques a pu être précisée. Ceci a mis en évidence l'existence de plusieurs sauts d'axes et des variations périodiques de l'apport magmatique à l'axe entraînant une alternance entre périodes de construction et de rupture du plateau axial. La comparaison détaillée de la position estimée pour le point chaud de Tristan da Cunha et de la localisation des structures volcaniques de la chaîne Walvis dont les âges sont connus a souligné que

la formation de la chaîne Walvis ne peut pas être expliquée dans sa totalité par un modèle d'évolution faisant appel à une interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et un point chaud dont la position actuelle serait l'île de Tristan da Cunha.

Ensuite, nous avons évalué l'évolution temporelle de l'influence du point chaud à l'axe de la dorsale, sur aux variations de la bathymétrie résiduelle (BR) et de l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA), et avec l'analyse des variations du taux d'ouverture et de la distance point chaud-dorsale. Les valeurs des anomalies de RMBA et BR, lors des premières étapes d'ouverture de l'Atlantique Sud, sont plus fortes sur la plaque africaine que sur la plaque sud-américaine. Cela suggère que la position du point chaud a été sous la plaque africaine depuis le début de l'ouverture. En synthèse, on observe trois différentes périodes dans le système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud. Une période de rapprochement de la dorsale vers le point chaud entre 115 Ma et 100 Ma, lors de laquelle on remarque l'influence du point chaud sur la dorsale sur une distance d'au moins 150 km. Ensuite, entre 95 Ma et 60 Ma, on observe que la dorsale est à l'aplomb ou très proche (< 50 km) du point chaud. Et depuis 60 Ma, un éloignement graduel et progressif de la dorsale par rapport à la position du point chaud est observé. On a pu montrer que lors des périodes de rapprochement et de proximité de la dorsale au point chaud, les variations périodiques d'apport magmatique observées sont liées aux variations du flux de panache.

A partir de l'analyse de l'évolution des structures volcaniques, en association avec les données d'anomalie à l'air libre et de géochimie, les structures volcaniques ont pu être divisées en deux groupes. Un groupe formé par la bordure nord-ouest de la chaîne Walvis et appelé première phase, cohérent avec l'évolution des structures dans un contexte de transition d'une mise en place à l'axe vers une situation intraplaque, en accord avec les trois étapes (rapprochement, fixation à l'aplomb et éloignement) décrites ci-dessus. L'autre groupe, formé par la bordure sud-est de la chaîne Walvis et appelé deuxième phase, montre une signature gravimétrique caractéristique d'une mise en place intraplaque, y compris pour les structures à l'âge desquelles la dorsale est à l'aplomb du point chaud. Les deux groupes possèdent signatures géochimiques différentes en termes de rapports Zr/Nb et d'abondance en Ti.

Ensuite, à partir de l'analyse comparative des différents degrés d'harmoniques

sphériques du géoïde et des nouveaux résultats de tomographie sismique disponibles dans la littérature, nous avons pu montrer l'existence d'une association en profondeur entre les panaches responsables des structures volcaniques de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis et le superpanache africain. L'identification de trois anomalies mantéliques proches des îles de Gough et RSA semblent en faire une meilleure alternative d'emplacement que l'île de Tristan da Cunha, qui est l'hypothèse communément acceptée aujourd'hui.

Mots-clés : point chaud, Tristan da Cunha, dorsale, Atlantique Sud, chaîne Walvis, élévation du Rio Grande, MBA, RMBA, géoïde, reconstructions cinématiques, sauts d'axes, plaque africaine, plaque sud-américaine, flux de panache, rapport isotopique, harmoniques sphériques, Gough et RSA.

Table des matières

REMERCIEMENTS	
ABSTRACT	
RÉSUMÉ	
Table des matières	10
Table des figures	12
Liste des tableaux	29
 I l'état de l'art	 30
1 Introduction	31
1.1 Problématique	32
1.1.1 Points Chauds et Panaches	35
1.1.2 Dorsales Océaniques	47
1.1.3 Interaction point chaud dorsale	53
1.2 Objectifs	59
1.3 Organisation du Manuscrit	60
 2 Cadre Géodynamique	 61
2.1 Introduction	62
2.2 Les provinces volcaniques du Paraná et Etendeka	68
2.3 La chaîne volcanique de Walvis et l'élévation du Rio Grande	69
2.4 Les îles volcaniques du système	75

<i>TABLE DES MATIÈRES</i>	11
II Méthodologie	77
3 Bathymétrie	78
4 Gravimétrie	95
5 Reconstructions Cinématiques	103
6 Géoïde	124
III Résultats et Conclusion	136
7 Evolution temporelle de la géométrie du Système d'interaction du point chaud Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud	137
8 Évolution de l'influence du point chaud de Tristan da Cunha à l'axe de la dorsale, quantifié dans le cadre des anomalies de RMBA et bathymétrie résiduelle	174
9 Évolution du volcanisme du système Tristan da Cunha	203
10 Indices de la structuration en profondeur des anomalies associées au système Tristan da Cunha	222
11 Conclusion	239
Bibliographie	242

Table des figures

1.1.1 Position des dorsales océaniques, en rouge, et distribution spatiale des points chauds, cercles jaunes. D'après Lin (1998).	33
1.1.2 Carte de l'océan Pacifique montrant la trace estimée de quatre point chauds (Cobb, Hawaii, Macdonald et Pâque). D'après Morgan (1972). .	36
1.1.3 Distribution globale des larges épanchements magmatiques et probables associations avec les points chauds. D'après Duncan et Richards (1991).	38
1.1.4 Distribution globale des points chauds montrant leur association avec les deux grandes régions de valeurs positives du géoïde, le Pacifique sud et la plaque africaine. D'après Duncan et Richards (1991).	40
1.1.5 Graphique tridimensionnel avec la projection des rapports des isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) des OIBs. D'après Hart <i>et al.</i> (1992).	43
1.1.6 Bathymétrie de l'axe des dorsales. (A) Sections transversales montrant les différences entre les dorsales rapides, intermédiaires et lentes. (B) Exemple de dorsale rapide avec un taux d'ouverture de 110 km/Ma (dorsale du Pacifique Est entre 8°N et 17°N). Exemple de dorsale lente avec un taux d'ouverture de 35 km/Ma (dorsale de l'Atlantique Sud). D'après Macdonald (1998).	48
1.1.7 Classification hiérarchique des segments des dorsales. (A) Dorsales rapides. (B) Dorsales lentes. S1-S4 et D1-D4 sont les segments et les discontinuités de dorsales d'ordre 1 à 4. D'après (Macdonald, 1998). . . .	50

1.1.8 Schéma géologique d'un segment de dorsale lente montrant la variation le long de l'axe du centre vers les zones de fracture. L'apport magmatique est plus intense au centre du segment - l'effet de focalisation. D'après Macdonald (1998).	51
1.1.9 Les trois différentes configurations observées entre les points chauds et les dorsales. V_{ab} , vitesse absolue du déplacement de la dorsale par rapport le point chaud fixe; V_{rf} et V_{rs} , vitesse relative de chaque côté de l'axe de la dorsale. D'après Small (1995).	54
1.1.10 Observables le long de l'axe de la dorsale de l'Atlantique. (a) anomalie à l'air libre le long de l'axe de la dorsale; (b) anomalie à l'air libre à travers l'axe de la dorsale; (c) rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (d) anomalie de vitesse des ondes S à 160 km de profondeur; (e) géoïde. ICE - l'Islande; AZR - Açores; GMT - Grand Meteor; NEN - Nouvelle Angleterre; ASC - Ascension; STH - Saint Helena; TRS - Tristan da Cunha; BVT - Bouvet; PED - Prince Edward; CRZ - Crozet; RUN - Réunion; AFR - Afar. D'après Goslin <i>et al.</i> (1998).	55
1.1.11 Diagramme schématique de l'évolution de la morphologie du volcanisme dans un système classique d'interaction entre un point chaud et une dorsale. D'après (Dyment <i>et al.</i> , 2007).	58
2.1.1 Carte de bathymétrie avec la toponymie des principales structures. . .	63
2.1.2 Carte du taux d'ouverture de la dorsale de l'Atlantique Sud, selon Muller <i>et al.</i> (2008).	64
2.1.3 Carte d'asymétrie du taux d'ouverture de la dorsale de l'Atlantique Sud, à partir de Muller <i>et al.</i> (2008).	65
2.1.4 Carte de la bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région. Élévation du Rio Grande (ERG), portion orientale (ERG Or.), portion occidentale (ERG Oc.) chaîne Walvis, Plateau Abutmen (P. Ab.), Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.	66
2.2.1 Distribution du volcanisme LTiB et HTiB dans Paraná et Etendeka. D'après (Hawkesworth <i>et al.</i> , 2000).	70

2.3.1 Carte de bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région de l'élévation du Rio Grande (ERG), portion orientale (ERG Or.), portion occidentale (ERG Oc.) Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.	72
2.3.2 Carte de bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région de la chaîne Walvis, Plateau Abutmen (P. Ab.), Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.	74
2.3.3 Carte de bathymétrie avec la distribution des âges des échantillons le long de la chaîne Walvis. L'identification des sites est montrée entre parenthèses. D'après O'Connor (1992).	76
3.0.1 Carte A0 de localisation des points de données des 604 campagnes disponibles dans la base de données du NGDC. A noter, l'irrégularité de distribution des campagnes, la concentration des données au large des grands ports et quelques vides au centre sud de l'océan.	80
3.0.2 Carte A0 de bathymétrie avec l'intégralité de données de chacune des 604 campagnes disponibles pour l'Atlantique Sud. Sont visibles des artéfacts dus notamment à la distribution irrégulière des données, mais aussi à leur hétérogénéité	81
3.0.3 Carte A0 de la campagne RC1102. L'insert montre les EPCi, qui sont utilisés comme indicateurs de qualité des données.	83
3.0.4 Carte A0 de positionnement des données provenant des 137 campagnes sélectionnées. Les données forment une grille relativement bien distribuée sur toute la région d'étude, bien qu'on ait seulement gardé les données du groupe vert ($EPC_i \leq 2\%$). Liste de campagnes sélectionnées dans le tableau à droite.	84
3.0.5 Comparatif des histogrammes des EPCe avant (haut) et après (bas) le traitement des données. On a réussi à augmenter considérablement (18%) la fraction des EPCe $\leq 1\%$ et à obtenir 90% des données avec une EPCe $\leq 3\%$	85
3.0.6 Carte A0 des données des campagnes de sondage bathymétrique. On a restreint les interpolations en ne gardant que les données dans une bande de cinq cellules de large de chaque côté du tracé des campagnes.	87

3.0.7 Carte A0 des données d'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997). Ces données ont été utilisées pour combler le manque de données dans le MNT construit exclusivement avec les données de campagnes (Figure 3.0.6).	88
3.0.8 Carte A0 de la différence entre le MNT des données des campagnes de sondage bathymétrique et celui dérivé d'altimétrie satellite. On remarque des différences non négligeables sur les monts et chaînes sous-marines. .	89
3.0.9 Carte A0 de la différence entre le MNT obtenu exclusivement avec les données de campagne et celui comblé avec les données d'altimétrie sa- tellite. Les données des campagnes ont été conservées inaltérées.	90
3.0.10 Carte A0 du MNT final obtenu après le traitement des données, com- posée des données traitées des campagnes de sondage bathymétrique et des données dérivées d'altimétrie satellite.	91
3.0.11 Carte des âges du plancher océanique basée sur la distribution des iso- chrones. (Muller <i>et al.</i> , 2008)	93
3.0.12 Carte A0 de la bathymétrie résiduelle.	94
4.0.1 Carte des anomalies à l'air libre. Les principales structures du plancher océanique sont identifiables, le tracé des zones de fractures est particu- lièrement net, de fortes anomalies négatives sont présentes sur les dépo- centres et autour des édifices volcaniques mis en place hors axe.	96
4.0.2 Carte de profondeur de la croûte.	98
4.0.3 Carte des anomalies de Bouguer	99
4.0.4 Carte des anomalies de Bouguer réduites au manteau (MBA)	100
4.0.5 Carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA). .	101
5.0.1 Carte des points chauds présents dans les plaques sud-américaine et africaine, utilisés par Duncan et Richards (1991) pour le calcul des pôle de rotation. Extrait de Duncan et Richards (1991).	104
5.0.2 Carte des points chauds et larges épanchements volcaniques présents dans les plaques nord et sud-américaine, africaine, indienne et austra- lienne, utilisés par Muller <i>et al.</i> (1993) pour le calcul des pôles de rota- tion. Extrait de Muller <i>et al.</i> (1993).	106

5.0.3 Données de RMBA avec les isochrones de 30 <i>Ma</i> sur les plaques africaine et sud-américaine (blanc).	111
5.0.4 Données de RMBA avec les isochrones de 30 <i>Ma</i> sur les plaques africaine et sud-américaine (blanc) et le résultat de la rotation appliquée sur l'isochrone de 30 <i>Ma</i> de la plaque sud-américaine (noire)	112
5.0.5 Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i>	114
5.0.6 Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> , après la rotation	115
5.0.7 Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i>	116
5.0.8 Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> , après la rotation	117
5.0.9 Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> et supérieurs à 35 <i>Ma</i>	118
5.0.10 Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> et supérieurs à 35 <i>Ma</i> , après la rotation.	119
5.0.11 Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> et supérieurs à 35 <i>Ma</i>	120
5.0.12 Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 <i>Ma</i> et supérieurs à 35 <i>Ma</i> , après la rotation.	121
5.0.13 Histogramme de distribution des valeurs du taux d'ouverture de l'océan Atlantique Sud. La valeur modale de 25 <i>km/Ma</i> génère une résolution de 125 <i>km</i> pour les reconstructions cinématiques. Données de Muller <i>et al.</i> (2008).	122
5.0.14 Variations dans le temps et dans l'espace du taux d'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Taux d'ouverture en haut et distribution des âges au milieu. Le graphique du bas montre les variations du taux d'ouverture et son asymétrie le long de la ligne pointillée qui traverse les plaques sud américaine et africaine. Donnés de Muller <i>et al.</i> (2008).	123
6.0.1 Carte des données de géoïde dérivées de l'altimétrie des satellites GEO-SAT, ERS et TOPEX par Sandwell et Smith (1997).	126

6.0.2	Modèle gravitationnel de la Terre EGM2008 publié par l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale Nord-Américaine.	127
6.0.3	Cartes du modèle EGM2008 pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$ avec un développement en harmonique sphérique interrompu aux différents degrés 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	128
6.0.4	Cartes du modèle EGM2008 pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$ avec un développement en harmonique sphérique interrompu aux différents degrés 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	129
6.0.5	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, après application de filtres passe-hauts en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	130
6.0.6	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$, après application de filtres passe-hauts en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	131
6.0.7	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, après application de filtres passe-bas en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	132
6.0.8	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$, après application de filtres passe-bas en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.	133
6.0.9	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, originales et après application de filtres passe-bandes en harmonique sphérique de différents degrés, 2-4, 4-5, 5-8, 8-10, 10-13, 13-20, 20-40, 40-130.	134
6.0.10	Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$, originales et après application de filtres passe-bandes en harmonique sphérique de différents degrés, 2-4, 4-5, 5-8, 8-10, 10-13, 13-20, 20-40, 40-130.	135

7.0.1 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 115 et 100 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud. À cette période nous sommes aux premiers stages de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. La position centrale du point chaud est sous la plaque africaine, très proche de la dorsale. La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers l'ouest. Cependant, le segment à la latitude du point chaud migre plutôt vers la direction est. Son déplacement l'amène à s'approcher graduellement de la région centrale du point chaud.	139
7.0.2 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 115 et 100 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>). Les résultats donnent la position du point chaud sous la plaque sud-américaine. Toute la dorsale est en migration vers l'ouest. Elle s'approche donc graduellement de la région du point chaud. Une fois dans la région du point chaud, le segment à la latitude du point chaud migre plus lentement que les segments au nord et au sud.	140

7.0.3 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 95 et 80 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>). La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers le nord-ouest. Toutefois, pour le segment à la position du point chaud, la dorsale semble être presque figée à une orientation SSW-NNE au centre de celui-ci, avec une migration vers le NNE. Centré sur le même endroit de la précédente construction de la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande, au sud-ouest du point chaud, commence vers 95 <i>Ma</i> la construction d'un grand plateau océanique. Sa construction continuera jusqu'à environ 80 <i>Ma</i> quand semble débiter sa rupture, apparemment liée à une nouvelle période de quiescence d'apport magmatique.	143
7.0.4 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 95 et 80 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>). La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers le nord-ouest. Toutefois, pour le segment à la position du point chaud, la dorsale semble être presque figée à une orientation SSW-NNE au centre de celui-ci, avec une migration vers le NNE. Centré sur le même endroit de la précédente construction de la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande, dans la position du point chaud, commence vers 95 <i>Ma</i> la construction d'un grand plateau océanique. Sa construction continuera jusqu'à environ 80 <i>Ma</i> quand semble débiter sa rupture, apparemment liée à une nouvelle période de quiescence d'apport magmatique.	144

7.0.5 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 75 et 60 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>). On remarque une cassure graduelle du nord vers le sud. Les changements de configuration dans les segments de la dorsale au voisinage du point chaud entre 80 et 65 <i>Ma</i> . Des structures orientée SW-NE sont visibles sur la plaque africaine sans pour autant un symétrique sur la plaque sud-américaine.	146
7.0.6 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 75 et 60 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>). On remarque une cassure graduelle du nord vers le sud. Les changements de configuration dans les segments de la dorsale au voisinage du point chaud entre 80 et 65 <i>Ma</i> . Des structures orientée SW-NE sont visibles sur la plaque africaine sans pour autant un symétrique sur la plaque sud-américaine.	147
7.0.7 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 55 et 40 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	150
7.0.8 Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 55 et 40 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	151

7.0.9	Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 35 et 20 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	152
7.0.10	Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 35 et 20 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	153
7.0.11	Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 15 et 0 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	154
7.0.12	Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 15 et 0 <i>Ma</i> selon le calcul avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (<i>Residual Mantle Bouguer Anomaly</i>) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 <i>km</i>).	155
7.0.13	Carte de bathymétrie résiduelle avec la trace du point chaud de Tristan da Cunha selon les calculs avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en noir et jaune et Muller <i>et al.</i> (1993) en blanc et noir. Pour chaque paléo position du point chaud est montre l'âge admis en <i>Ma</i>	158
7.0.14	Carte de bathymétrie résiduelle avec les âges disponibles (en <i>Ma</i> depuis O'Connor et Duncan, 1990 et O'Connor et le Roex, 1992), pour la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande. En gris clair, avec un diamètre de 400 <i>km</i> , la trace calculée avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en haut et en bas celle calculée avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). En jaune les positions du point chaud tous les 5 <i>Ma</i> . En blanc les âges à moins de 200 <i>km</i> du centre de la position synchrone du point chaud et en rouge celles à plus de 200 <i>km</i>	160

7.0.15	Variation de la vitesse absolue de déplacement de la plaque Afrique dans le temps. Avec les pôles de rotation de Duncan et Richards (1991) (DR91) et Muller <i>et al.</i> (1993) (M93).	161
7.0.16	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 113.18 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 113.18 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, M0 (120.4 <i>Ma</i>).	162
7.0.17	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 69.8 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 69.8 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 <i>Ma</i>).	164
7.0.18	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 79.1 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 79.1 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C34y (83.5 <i>Ma</i>).	165
7.0.19	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour des positions centrales estimées des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 63.4 et à 61.6 <i>Ma</i> . En blanc les isochrones interpolées de 63.4 et 61.1 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 <i>Ma</i>).	166
7.0.20	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 44.6 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 44.6 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C21o (47.9 <i>Ma</i>).	168

7.0.21	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 64.4 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 64.4 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 <i>Ma</i>).	169
7.0.22	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 52 <i>Ma</i> . En blanc l'isochrone interpolé de 52 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C25y (55.9 <i>Ma</i>).	171
7.0.23	Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 <i>km</i> autour des positions centrales estimées des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noir) à 30.3 et à 29.5 <i>Ma</i> . En blanc les isochrones interpolées de 30.3 et 29.5 <i>Ma</i> et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C13y (33.1 <i>Ma</i>).	172
7.0.24	Carte de bathymétrie résiduelle avec les âges disponibles (en <i>Ma</i> depuis O'Connor et Duncan, 1990 et O'Connor et le Roex, 1992), pour la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande. En gris clair, avec un diamètre de 400 <i>km</i> , la trace calculée pour les points chauds de Tristan da Cunha et Gough avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en haut et en bas celle calculée avec les pôles de Muller <i>et al.</i> (1993). En jaune les positions du point chaud tous les 5 <i>Ma</i> . En blanc les âges à moins de 200 <i>km</i> du centre de la position synchrone du point chaud et en rouge ceux à plus de 200 <i>km</i>	173
8.0.1	Carte de RMBA pour tout l'Atlantique Sud. Sont observées trois grandes anomalies le long de la dorsale : entre les zones de fractures d'Ascension et de Martin Vaz (1°S et 20°S), entre les zones de fractures Rio Grande et Agulhas (25°S et 49°S) et au sud de la zone de fracture Agulhas (49°S).	176

8.0.2 Cartes de RMBA avec les isochrones de 115 Ma et 110 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 115 Ma et 110 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	179
8.0.3 Cartes de RMBA avec les isochrones de 105 Ma et 100 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 105 Ma et 100 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	181
8.0.4 Cartes de RMBA avec les isochrones de 95 Ma et 90 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 95 Ma et 90 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	183
8.0.5 Cartes de RMBA avec les isochrones de 85 Ma et 80 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 85 Ma et 80 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	184
8.0.6 Cartes de RMBA avec les isochrones de 75 Ma et 70 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 75 Ma et 70 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	186
8.0.7 Cartes de RMBA avec les isochrones de 65 Ma et 60 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 65 Ma et 60 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	188

8.0.8	Cartes de RMBA avec les isochrones de 55 Ma et 50 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 55 Ma et 50 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	189
8.0.9	Cartes de RMBA avec les isochrones de 45 Ma et 40 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 45 Ma et 40 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	190
8.0.10	Cartes de RMBA avec les isochrones de 35 Ma et 30 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 35 Ma et 30 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	192
8.0.11	Cartes de RMBA avec les isochrones de 25 Ma et 20 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 25 Ma et 20 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	193
8.0.12	Cartes de RMBA avec les isochrones de 15 Ma et 10 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 15 Ma et 10 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	194
8.0.13	Cartes de RMBA avec les isochrones de 5 Ma et 0 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 5 Ma et 0 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.	195

8.0.14	Comparaison de la variation des anomalies de ΔBR le long des isochrones avec les variations dans le taux d'ouverture et la distance point chaud-dorsale pour la période de 115 Ma à la période actuelle. En haut, les anomalies de ΔBR , plaque africaine (rouge) et plaque sud-américaine (bleu). Au centre, les variations du taux d'ouverture dans les segments de la dorsale proche du point chaud (Muller <i>et al.</i> , 2008), plaque africaine (rouge) et plaque sud-américaine (bleu). En bas, la distance entre la dorsale et la position calculée par le modèle de Duncan et Richards (1991) pour les points chauds de Tristan (rouge) et Gough (noir).	197
9.0.1	Carte de bathymétrie. L'élévation du Rio Grande et la chaîne Walvis. Distribution des stations dans la région.	204
9.0.2	Représentation de la bathymétrie résiduelle (en haut) et de la RMBA (en bas) entre les latitudes 25 à 45°S, pour des intervalles de 5 millions d'années (cf. chapitre méthodologie) pour la période de 115 Ma jusqu'à l'actuel. Les deux plaques sont identifiées par : AM pour la plaque sud-américaine et AF pour la plaque africaine.. . . .	206
9.0.3	Figure 9.0.2 avec les anomalies correspondant aux structures des deux phases mises en évidence.	208
9.0.4	Carte de bathymétrie résiduelle. Les principales zones de fractures sont montrées en blanc et les isochrones à chaque 5 ma en noir sauf l'isochrone de 60 Ma qui est en jaune.	209
9.0.5	Schéma d'évolution des constructions volcaniques. Les périodes d'activité plus intense sont mises en évidence. Pour la première phase, au nord de 40°S, en rouge les structures créées sur la plaque africaine et en bleu celles créées sur la plaque sud-américaine. Pour la deuxième phase, au sud de 40°S, en blanc les structures mises en place associées aux zones de fractures et en noir les structures mises en place indépendamment de ces zones de faiblesse. Les principales zones de fractures sont montrées en blanc et les isochrones à chaque 5 ma en noir sauf l'isochrone de 60 Ma qui est en jaune.	210
9.0.6	Carte d'anomalie à l'air libre. Toute la région. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.	213

9.0.7 Carte d'anomalie à l'air libre. Plaque Afrique. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.	214
9.0.8 Relation entre les valeurs de Nb et Zr. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.	217
9.0.9 Relation entre les valeurs de (Nb/Zr) par rapport à Δ âge. Les îles de Tristan da Cunha et Gough sont montrées en jaune, la station 516f du DSDP sur la portion centrale de l'élévation du Rio Grande est en rouge et les stations le long de la chaîne Walvis sont en bleu ou bordeaux selon leurs distribution dans le graphique.	218
9.0.10 Relations entre les isotopes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour la dorsale de l'Atlantique Sud.	221
10.0.1 Carte de tomographie sismique. On observe deux grandes structures de faible vitesse (ondes S) dans le manteau inférieur en-dessous de l'Afrique et du Pacifique. Extrait du travail de Li et Zhong (2009), Figure 1a.	223
10.0.2 Carte de données de géoïde dérivées de l'altimétrie des satellites GEOSAT, ERS et TOPEX par Sandwell et Smith (1997) dans la version 9.2.	225
10.0.3 Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud, entre 10°S et 60°S . Données dérivées de l'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997).	227
10.0.4 Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S . Données dérivées de l'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997).	228
10.0.5 Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 5. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.	229
10.0.6 Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 13. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.	230

10.0.7	Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 130. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.	231
10.0.8	Variation de vitesse des ondes P entre les profondeurs 1750 km - 1900 km et 2350 km - 2500 km . Extrait de Simmons <i>et al.</i> , 2009.	233
10.0.9	Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 5. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite. .	235
10.0.10	Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 13. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite. . . .	236
10.0.11	Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 130. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite. . . .	237
10.0.12	Modèle 3D du superpanache africaine selon la variation de vitesse des onde P dans le manteau. Extrait de Simmons <i>et al.</i> (2007).	238

Liste des tableaux

5.1	Tableau des pôles de rotation relatifs au mouvement absolu de la plaque Afrique selon Duncan et Richards (1991). Extrait de Duncan et Richards (1991).	105
5.2	Tableau des pôles de rotation relatifs au mouvement absolu de la plaque Afrique selon Muller <i>et al.</i> (1993). Extrait de Muller <i>et al.</i> (1993). . . .	105
5.3	Pôles de rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique selon Cande et al. (1988).	108
5.4	Pôles de rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique calculés dans ce travail.	109
5.5	Comparaison entre le misfit des rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique entre ce travail et Cande et al. (1988).	110

Première partie

l'état de l'art

Chapitre 1

Introduction

1.1 Problématique

Les dorsales océaniques et les points chauds sont des manifestations superficielles de l'état thermique et des processus d'évacuation de la chaleur qui opèrent à l'intérieur de la planète. Le réseau des dorsales océaniques marque les limites divergentes des plaques lithosphériques et forment une structure continue de plus de 70.000 *km*. D'un autre côté, les points chauds furent proposés à l'origine pour expliquer les structures formées par intense volcanisme à l'intérieur des plaques lithosphériques.

Les dorsales océaniques et les points chauds sont le résultat des deux mécanismes de convection différents présents dans le manteau terrestre - respectivement, les cellules de convection et les panaches mantéliques. Ce sont des structures essentielles de la tectonique globale responsables de la remontée en surface de matériel provenant du manteau terrestre.

Comme nous allons voir dans les sous-sections 1.1.1 et 1.1.2, les roches formées dans ces deux environnements présentent une signature géochimique différente et représentent des échantillons issus de réservoirs mantéliques distincts. Cependant, comme on peut remarquer sur la distribution de points chaud tout au long du réseau des dorsales océaniques (Figure 1.1.1), il y a des segments de dorsale qui sont, ou ont été, proches des points chauds. Dans ce cas, les points chauds et les dorsales interagissent d'une façon complexe, en fonction principalement du taux d'ouverture de la dorsale, du flux magmatique du point chaud et de la géométrie du système (c.f. 1.1.3). Ces systèmes d'interaction entre points chauds et dorsales sont supposés être responsables de plusieurs remarquables structures présentes dans les bassins océaniques, les plateaux océaniques et les chaînes volcaniques asismiques.

L'élévation du Rio Grande et la chaîne Walvis sont deux des plus proéminentes structures du bassin océanique de l'Atlantique Sud. L'origine des ces structures ainsi que leur association avec les larges épanchements magmatiques du Parana et Etendeka sont attribuées à l'arrivée d'un panache mantélique qui aurait exercé une influence dès l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, et produit le système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud. Bien que ce soit l'hypothèse la plus acceptée, il existe d'autres théories sur l'origine de ces structures et le débat à ce sujet persiste (c.f. Chapitre 2).

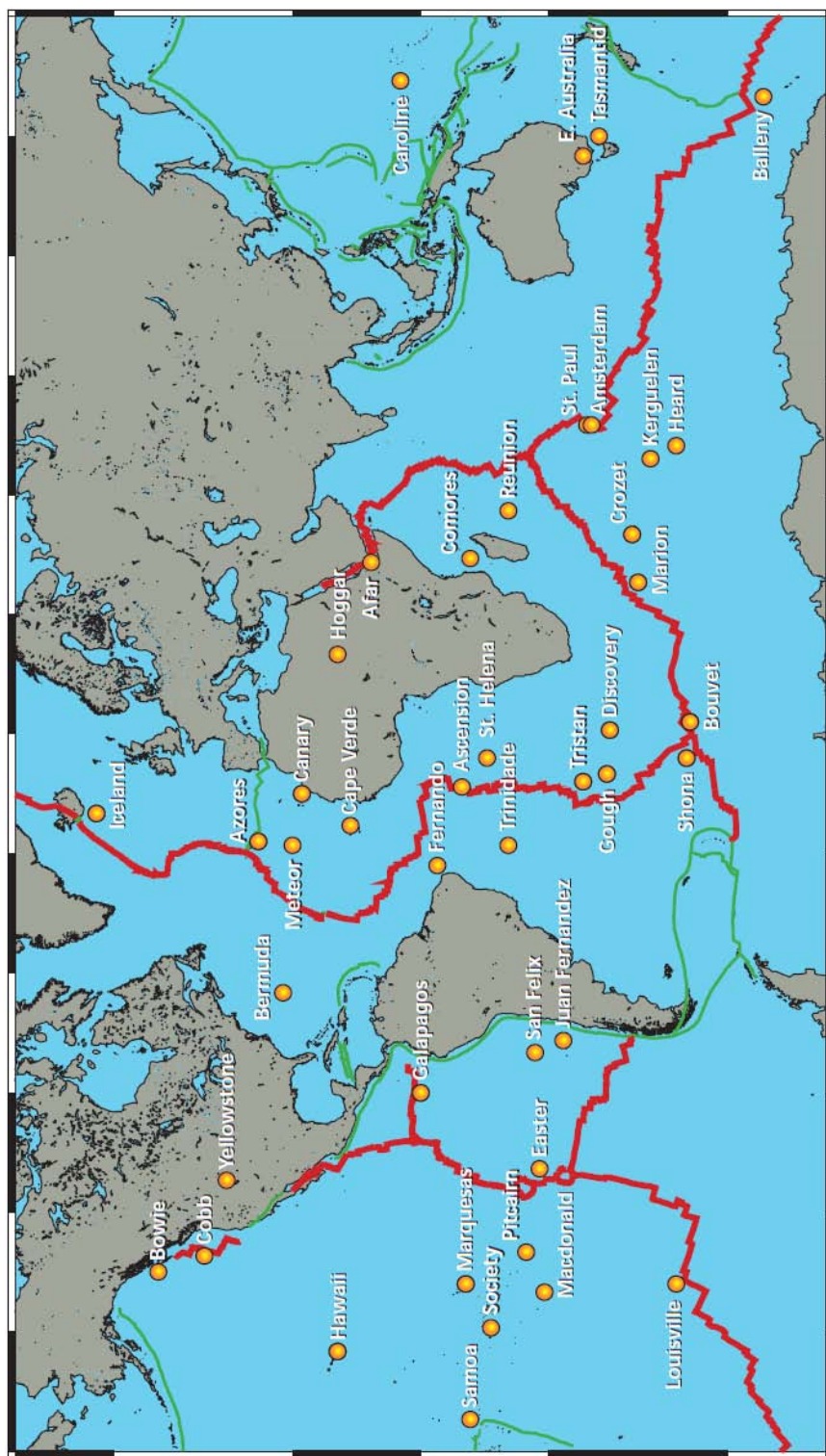


FIGURE 1.1.1: Position des dorsales océaniques, en rouge, et distribution spatiale des points chauds, cercles jaunes. D'après Lin (1998).

Dans ce travail nous essayons de trouver des nouveaux éléments sur ce système complexe en partant de l'hypothèse la plus acceptée, celle d'un panache profond sous Tristan da Cunha.

1.1.1 Points Chauds et Panaches

La théorie des points chauds fut proposée pour la première fois par Wilson (1963) pour expliquer le mécanisme responsable de la formation des îles d'Hawaii, qui se situent à plus de 3000 km des limites de plaque, de façon alignée et avec des variations d'âges graduelles. Quelques années plus tard Morgan (1971; 1972) a développé et consolidé cette théorie en proposant l'existence de mouvements convectifs de type panache dans le manteau. Dans ses travaux, Morgan (1971; 1972) propose que les points chauds sont l'expression en surface de panaches mantéliques qui se produisent sur l'ensemble du globe terrestre. Il identifie respectivement 16 et 20 points chauds. En 1976, Burke et Wilson (1976) ont présenté une liste de 117 points chauds, et à partir de là, de nombreux travaux ont été réalisés sur ce thème et de nouvelles listes ont été publiées (Davies, 1988; Sleep, 1990; Steinberger, 2000; Courtillot *et al.*, 2003; Anderson, 2005).

Griffiths (1986) suggère que non seulement les instabilités thermiques, mais aussi des anomalies chimiques dans le manteau, sont responsables de la formation des panaches de densité plus faibles qui finissent par former courants ascendants avec une vitesse comparable à celle des taux d'ouverture des plaques.

Dans le modèle de panache, la trace des points chauds est donc le résultat du volcanisme de longue durée attribué à la montée de matériel chaud du manteau profond (Figure 1.1.2), très probablement de la couche D'' , due à la couche limite thermique présente à la limite entre le noyau et le manteau inférieur (Core Mantle Boundary, CMB) (Morgan, 1971, 1972).

Ces panaches sont alimentés par des conduits étroits dans lesquels le matériau chaud atteint des vitesses caractéristiques semblables à celles des taux d'accrétion des dorsales, à savoir entre 10 et 100 km/Ma (Turcotte et Schubert, 2002). Les mouvements horizontaux du manteau inférieur sont supposés être un ordre de grandeur plus faible, et donc les points chauds, une fois établis, sont considérés comme ayant une position fixe (Morgan, 1972).

L'analyse de la géométrie et des âges des monts sous-marins qui constituent les traces des points chauds de l'océan Pacifique a montré que les panaches ont été fixes entre eux lors des dernières 65 millions d'année. Duncan (1981) fit l'analyse pour les monts sous-marins de l'océan Atlantique et de l'ouest de l'océan Indien, et il arrive à la conclusion que les points chauds de l'Ouest indien et ceux de l'Atlantique

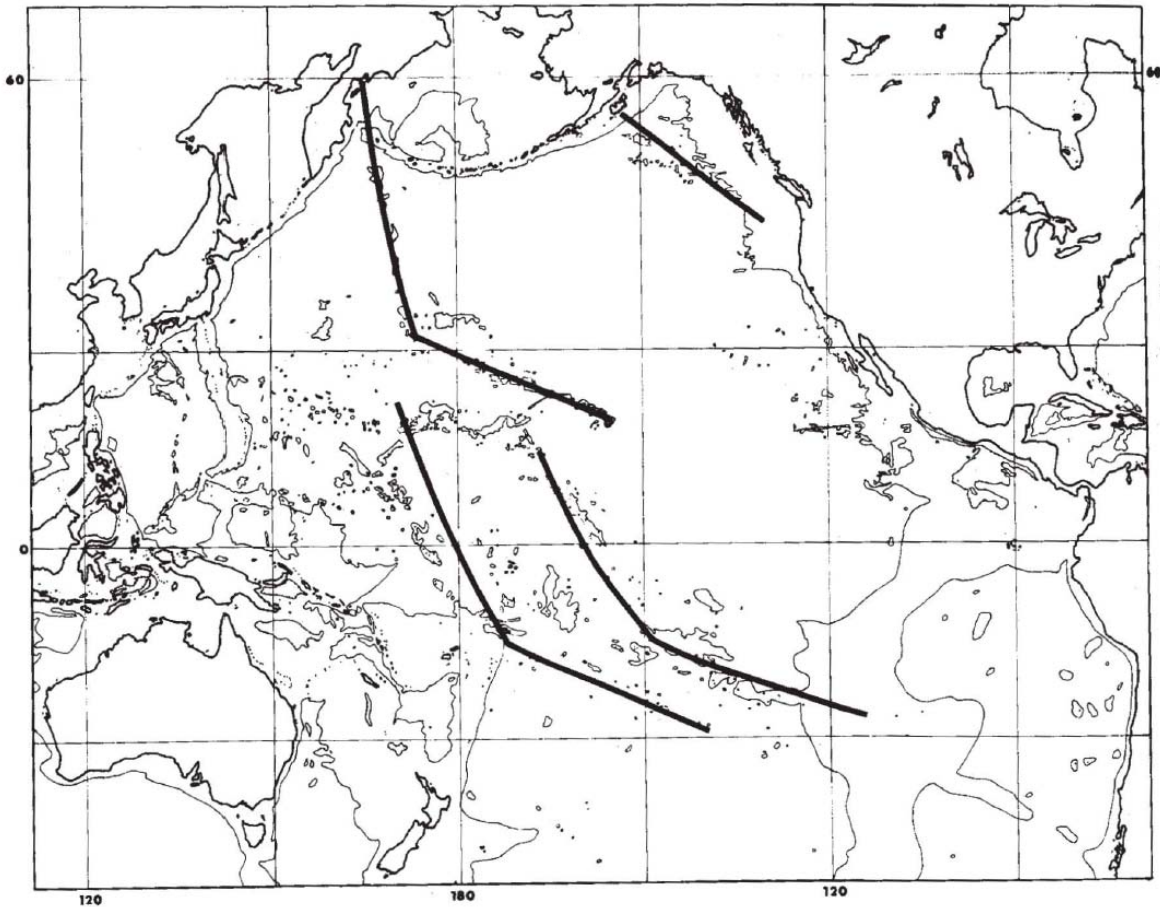


FIGURE 1.1.2: Carte de l'océan Pacifique montrant la trace estimée de quatre point chauds (Cobb, Hawaii, Macdonald et Pâque). D'après Morgan (1972).

Sud sont fixes entre eux depuis 120 *ma*, c'est-à-dire depuis l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Duncan (1981) met en évidence un déplacement de l'ordre de moins de 5 *km/Ma* entre ces deux groupes de monts sous-marins.

Avec le temps, d'autres caractéristiques associées aux points chauds furent mises en évidence, telles que : l'association avec les larges provinces magmatiques, des bombements du fond marin, des anomalies du géoïde, des anomalies de vitesse des ondes sismiques et des anomalies de composition chimique des roches des monts sous-marins.

Les larges provinces magmatiques ou *large igneous provinces* (LIPs) sont des emplacements massifs de croûte à prédominance mafique (riches en *Fe* et *Mg*). Ce

sont des roches extrusives et intrusives résultant de processus différents de celui des centres d'accrétion du plancher océanique (Coffin et Eldholm, 1994).

L'origine des coulées de basaltes continentaux est une question qui n'a pas été résolue par la théorie de la tectonique des plaques, et qui a été associée aux points chauds et aux panaches mantéliques depuis Wilson (1963) et Morgan (1971, 1983). Ces auteurs mirent en évidence l'association temporelle et géographique entre les LIPs et les traces de points chauds, dont les plus connus sont : la Réunion et les basaltes de Deccan, l'Islande et les basaltes tertiaires de l'Atlantique Nord, Tristan da Cunha et les basaltes du Paraná et Etendeka, Marion et les basaltes de Karoo, Yellowstone et les basaltes de Columbia River, Kerguelen et les basaltes de Rajmahal, Louisville et le plateau de Ontong-Java, et enfin les Galápagos et le plateau des Caraïbes (Figure 1.1.3).

Parmi les plus remarquables LIPs, la seule qui ne possède pas une association évidente avec la trace d'un point chaud est celle des coulées de la Sibérie, ce qui pourrait être expliqué par la mauvaise connaissance du bassin océanique de l'Arctique (Duncan et Richards, 1991).

Presque toutes les LIPs possèdent une prédominance de composition mafique ($< 56 \text{ wt.}\% \text{ SiO}_2$), et sont généralement considérées comme comprenant plusieurs successions de grands volumes basaltiques (jusqu'à 5000 km^3) qui restent relativement homogène au niveau chimique et minéralogique sur des centaines de kilomètres (Hooper, 1997). Cependant, selon Bryan et Ernst (2008) les coulées de basaltes continentaux montrent couramment des épisodes plus enrichis en SiO_2 , établissant une distribution bimodale entre 45–56 wt.% et 65–75 wt.% SiO_2 (e.g., 31–22 Ma Afrique-Arabique, 62–53 Ma Atlantique nord ; 138–127 Ma Paraná– Etendeka ; 190–178 Ma Karoo ; 825 Ma Gubei ; 2055 Ma Bushveld ; 2500–2450 Ma Matachewan). Des épisodes de magmatisme enrichi en SiO_2 sont également présents dans des plateaux océaniques comme celui des Kerguelen (Frey *et al.*, 2003). En plus du caractère basique, les compositions isotopiques relient ces basaltes aux réservoirs connus du manteau (e.g. DMM, EMI, EMII, HIMU et FOZO).

Des nombreux points chauds sont également associés à des anomalies de profondeur régionale connues comme bombements topographiques ou *swells*. Les *swells* des points chauds montrent une forme approximativement parabolique et s'étendent à partir du point chaud actif sur des largeurs d'environ 1000 km , avec une élévation

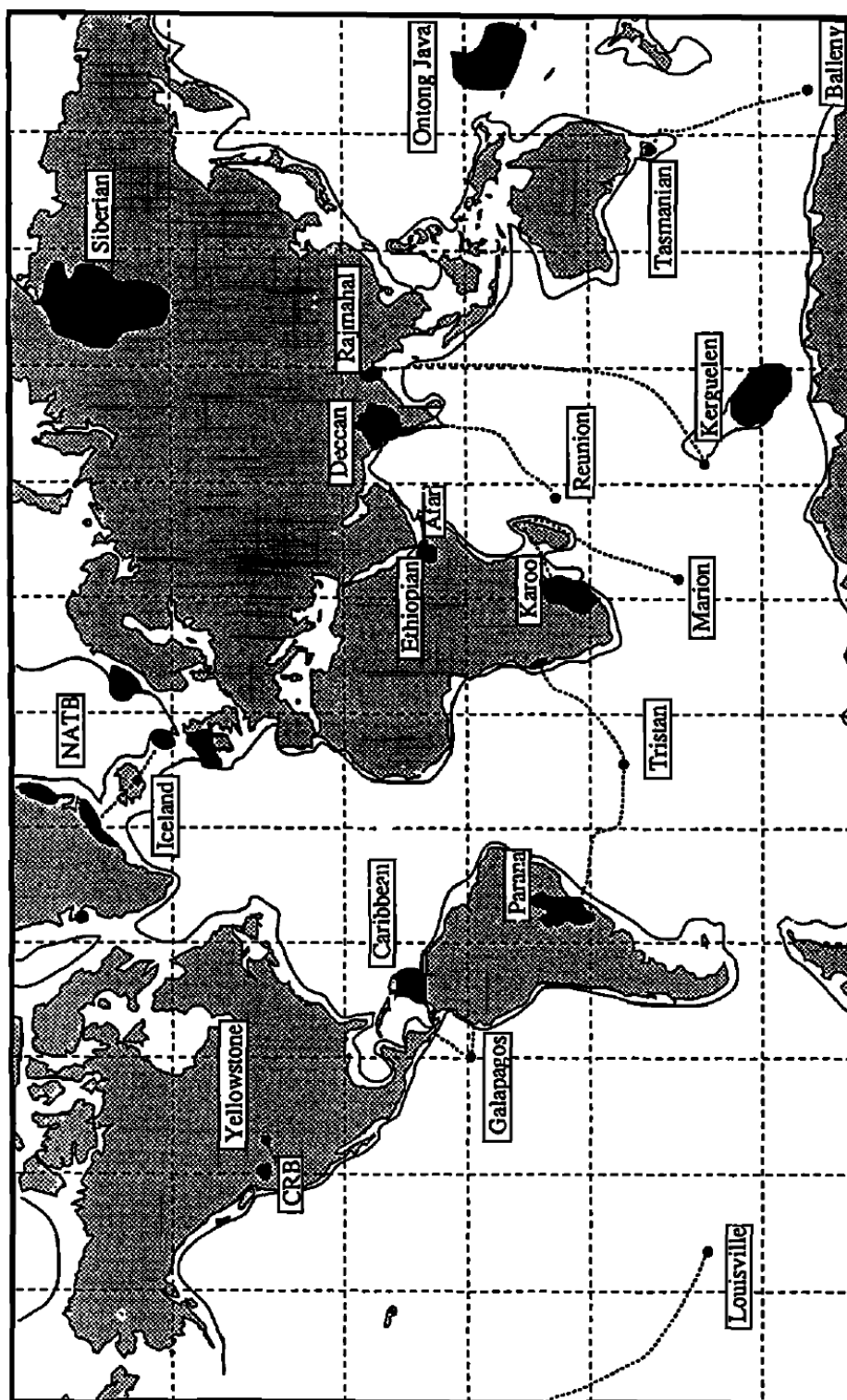


FIGURE 1.1.3: Distribution globale des larges épanchements magnétiques et probables associations avec les points chauds. D'après Duncan et Richards (1991).

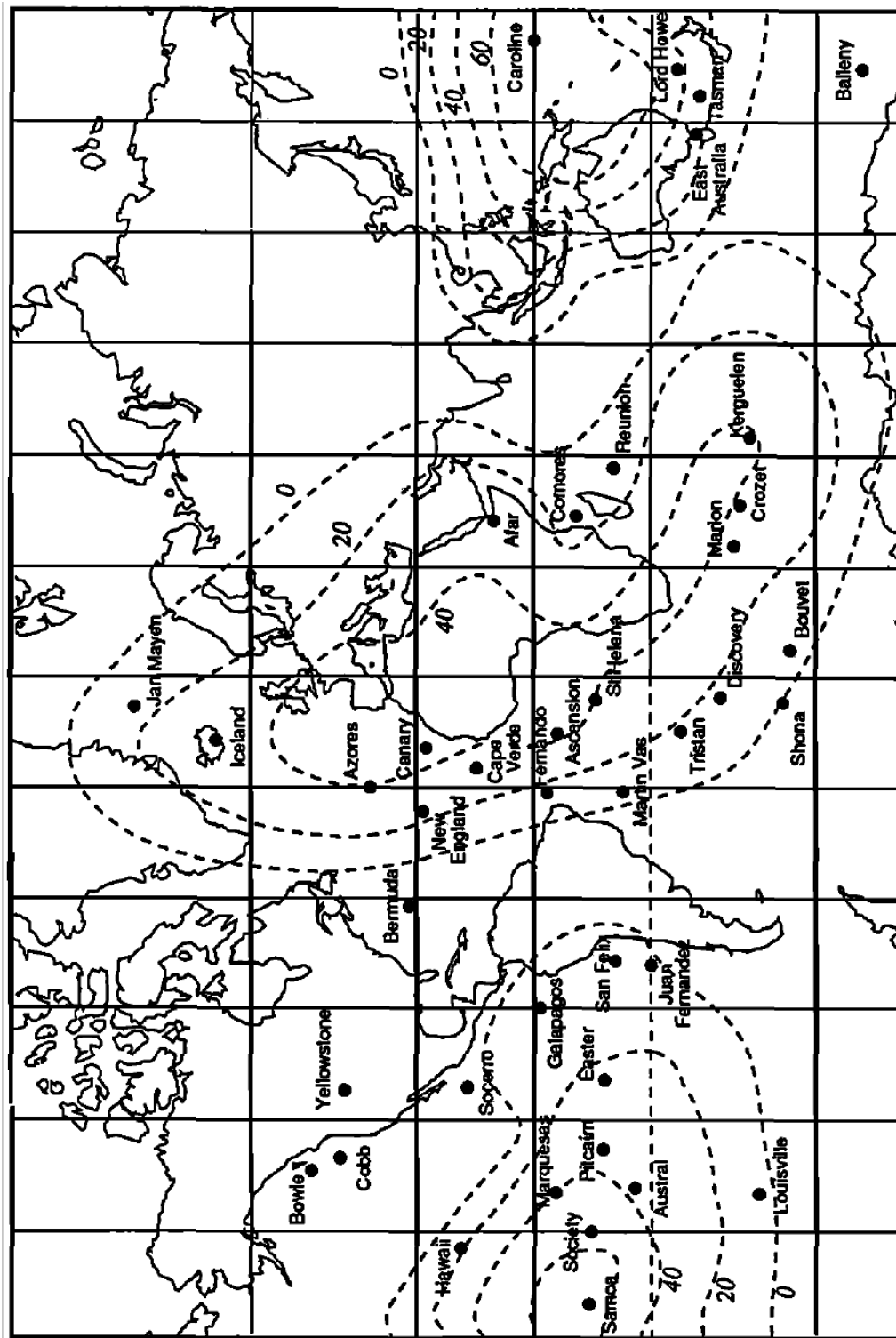
topographique anormale qui atteint 3 *km* (Turcotte et Schubert, 2002). L'amplitude et l'extension du *swell* diminuent lentement le long de la trace avec la distance par rapport au volcanisme actif du point chaud. Les *swells* sont attribués à l'interaction entre la zone chaude du manteau ascendant dans le panache et la plaque lithosphérique sus-jacente.

Les *swells* des points chauds sont bien corrélés aux anomalies du géoïde. Le géoïde est l'équipotentielle du champ gravitationnel qui correspond au niveau moyen de la mer. Les données de géoïde sont utilisées en tant qu'outil pour les études de l'origine et de la compensation isostatique des traces des points chauds depuis Haxby et Turcotte (1978). Au cours du temps ces données ont été utilisées pour étudier différents systèmes de monts sous-marins (par ex. New England, Corner, Great Meteor, Bahia, Pernambuco) et de chaînes volcaniques (par ex. Hawaïi, Walvis, Bermuda, Crozet et Vitória-Trindade) (Cazenave *et al.*, 1988; Grevemeyer, 1999).

La distribution géographique des points chauds n'est pas régulière. Cependant, la plupart d'entre eux sont concentrés sur deux grandes régions : le Pacifique sud et la plaque africaine. Ces deux régions sont aussi caractérisées par de fortes valeurs de géoïde et de faibles vitesses sismiques au niveau du manteau inférieur, qui sont un fort indice de l'origine profonde des panaches mantéliques (Figure 1.1.4).

Des travaux de tomographie sismique 3D comme celui de Zhao (2001) montrent les points chauds d'Hawaïi-Empereur et de l'Islande sur des anomalies négatives de vitesse des ondes sismiques qui s'étendent jusqu'à la base du manteau inférieur, ainsi que d'autres points chauds associés à des anomalies négatives dans la zone de transition. Hager *et al.* (1985) montrent que les régions de faibles vitesses de propagation des ondes sismiques sont géographiquement liées aux régions de valeurs positives d'anomalies du géoïde, ainsi que l'association des régions de fortes valeurs de vitesse de propagation avec les anomalies négatives du géoïde. Pour l'océan Atlantique et pour l'ouest de l'océan Indien, il existe une association systématique entre la présence de monts sous-marins, d'anomalies positives du géoïde et d'anomalies de profondeur du plancher océanique dues à l'amincissement de la lithosphère dans les régions qui furent exposées aux panaches mantéliques (Cazenave *et al.*, 1988).

L'une des évolutions les plus significatives en géochimie a été l'identification d'hétérogénéités dans le manteau terrestre à partir des études sur les chaînes d'îles



volcaniques et de monts sous-marins, les basaltes d'îles océaniques ou *oceanic island basalts* (OIB) (White, 2009). Les OIBs et les basaltes du fond océanique formés dans les dorsales ou *mid-oceanic ridge basalts* (MORB) partagent généralement une même signature pour les éléments majeurs, les deux familles de basaltes étant originaires de la fusion partielle de roches du manteau. Cependant, les OIBs possèdent généralement une composition isotopique qui montre un net enrichissement en éléments incompatibles par rapport aux roches du type MORB (Schilling, 1986, 1991; Klein et Langmuir, 1987).

Initialement, cette différence fut expliquée par un modèle proposant que les OIBs résultent de l'échantillonnage du manteau profond et donc primitif, par la montée de matériau chaud dans les panaches (Schilling, 1973). Les compositions isotopiques de *Sr* et *Nd* pour les OIBs pourraient être expliquées par le mélange du matériel enrichi du manteau primitif avec celui appauvri du manteau supérieur. Cependant, cette hypothèse n'était pas capable d'expliquer les compositions isotopiques du *Pb* et celles des éléments trace.

Selon différents auteurs, la composition des OIBs peut être expliquée par le recyclage de la croûte océanique dans les zones de subduction. La portion relative à la croûte est séparée du restant de la lithosphère. En plongeant dans les profondeurs du manteau, la croûte s'accumule à un niveau d'équilibre gravitationnel, fonction de la densité, vraisemblablement à la limite entre le manteau et le noyau. Cette couche accumulée au fil du temps atteint une épaisseur de plus de 100 *km*. Finalement devenu instable à cause du réchauffement interne, ce matériel forme un diapir qui sera la source des panaches associés aux basaltes des îles volcaniques (OIB). Ce mécanisme peut être associé à la convection du manteau supérieur proposée par d'autres auteurs (Morgan, 1971, 1972). Ce modèle peut expliquer les hautes concentrations d'éléments traces dans les OIB.

La diversité des signatures isotopiques des OIBs suggère que plusieurs composants ayant différentes compositions isotopiques sont nécessaires. La variabilité des différents OIBs pourrait donc être expliquée par les mélanges entre ces composants.

Le type MORB est caractéristique des roches de la croûte océanique, cependant une portion considérable des roches de l'Islande, des Galápagos et de l'Île de Pâques possède une origine commune dérivée d'un composant final des roches appauvries du manteau supérieur dit *depleted mantle reservoir* (DMR) ou encore *depleted MORB*

mantle (DMM). Les îles volcaniques d'Hawaï montrent une signature isotopique caractérisée par une ligne de mélange entre deux composants finaux, le DMM et un autre qui représente l'ensemble des roches du manteau et de la croûte, une fois que le noyau a été chimiquement isolé, très tôt lors de l'évolution de la Terre (*bulk silicate earth* - BSE) (Hart et Zindler, 1986).

Le volcanisme de Kerguelen, Gough, Tristan da Cunha et Walvis possède une signature en isotopes de *Sr*, *Nd* et *Pb* relativement proche de celle du manteau primordial; néanmoins trop appauvri en ^3He , ce groupe appelé Kerguelen (White, 1985), ou *enriched mantle member number one* (EMI) (Hart et Zindler, 1986) est supposé résulter de la délamination récente d'une lithosphère continentale ancienne (Hart *et al.*, 1992) ou d'une lithosphère en présence de sédiments pélagiques (Weaver, 1991).

Les volcanismes des îles Société, Marquesas, Samoa, Açores, Sao Miguel, Mac-Donald et Bouvet se différencient du groupe EMI par leur signature en isotopes du *Sr* et *Nd* (Turcotte et Schubert, 2002), leur distribution le long d'une ligne de mélange entre DMM et les sédiments marins suggérant le recyclage de ces derniers dans le manteau. Ces volcanismes sont désormais connus comme Société (White, 1985) ou *enriched mantle member number two* (EMII) (Hart et Zindler, 1986).

Les volcanismes de Ste Hélène, Mangaia, Ascension et îles Australes sont caractérisés par une très faible concentration de *Pb* par rapport aux autres groupes. Cette faible concentration en *Pb* provoque un très fort taux U/Pb (μ). Ce groupe est connu comme (high μ - HIMU) (Zindler et Hart, 1986) ou Ste. Helena (White, 1985). La source de ces très fortes valeurs de μ est attribuée à la délamination d'une ancienne croûte continentale (Turcotte et Schubert, 2002).

L'analyse des composants principaux des données isotopiques des OIBs a montré que 97,5 % de la variabilité de ces données pouvait être expliqué en termes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et qu'en utilisant les valeurs de ces rapports isotopiques pour construire un graphique tridimensionnel, la distribution des données OIBs forme un tétraèdre qui peut être délimité par les pôles DMM, EMI, EMI et HIMU (Figure 1.1.5) (Hart *et al.*, 1992).

Des auteurs suggèrent que les différents types de volcanismes OIBs possèdent un composant commun qui représente une source de configuration isotopique très proche de celle du BSE, et que cette source accumulée dans le manteau profond se-

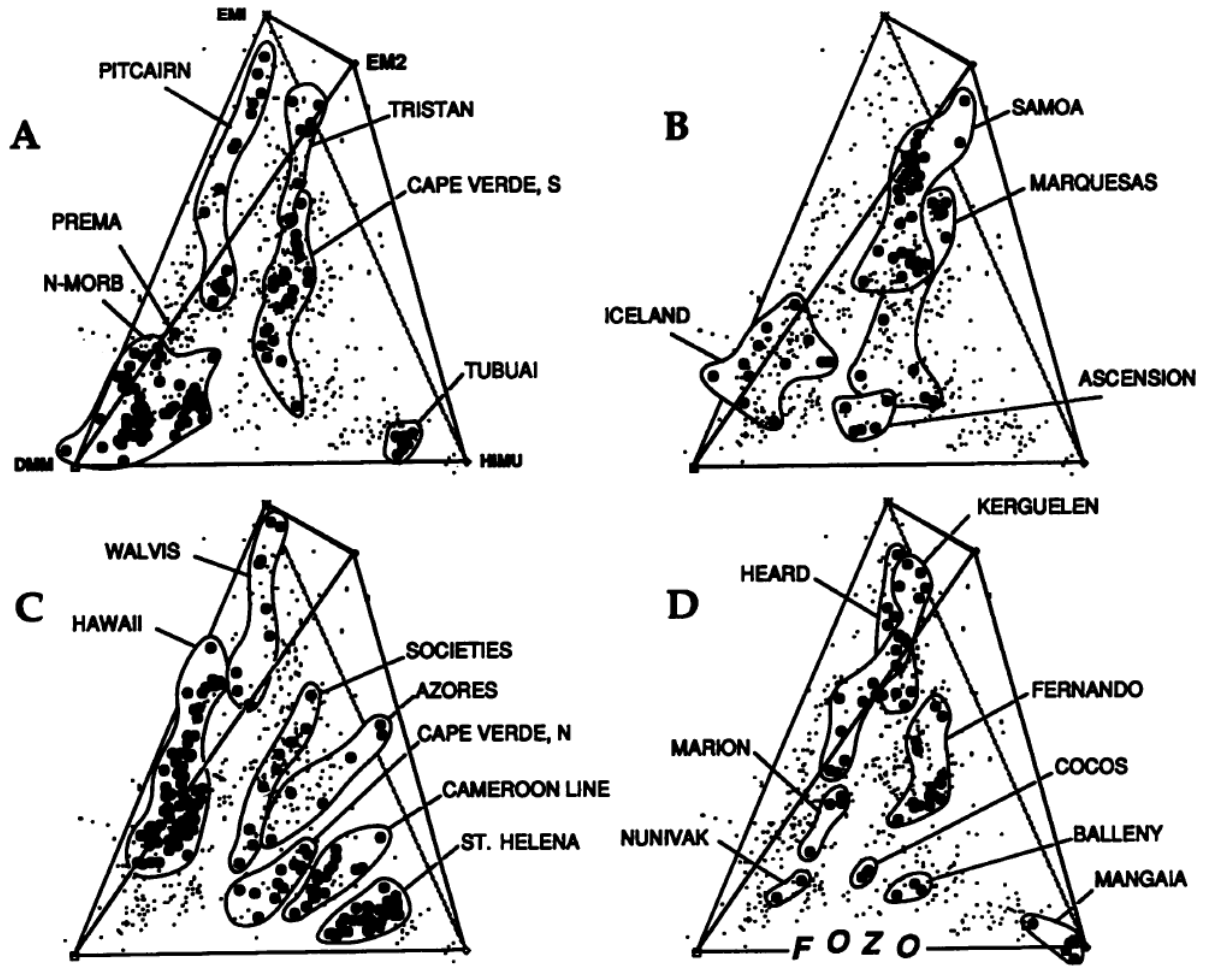


FIGURE 1.1.5: Graphique tridimensionnel avec la projection des rapports des isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) des OIBs. D'après Hart *et al.* (1992).

rait la principale composante des panaches mantéliques. Le mélange de ce matériel, appelé *focal zone* (FOZO) (Hart *et al.*, 1992), ou *primitive helium mantle* (PHEM) (Farley *et al.*, 1992) ou encore *common component* (C) (Hanan et Graham, 1996), avec les autres composants pôles serait donc responsable de la variabilité isotopique des roches OIBs.

Cependant, les structures volcaniques attribuées aux points chauds peuvent être le résultat de volcanismes de faible profondeur lié aux contraintes tensionnelles dans la plaque, qui fracturent la lithosphère et génèrent ces alignements. Les différences en termes de volume du magmatisme ainsi qu'en composition géochimique seraient dues à la distribution de zones plus fertiles dans le manteau. Ces idées existent depuis les premiers temps de la théorie des points chauds (Le Pichon et Hayes, 1971; Francheteau et Le Pichon, 1972). Depuis la fin des années 1990, des auteurs retournent à cette théorie, à cause des multiples variations que l'hypothèse des panaches a dû subir pour tenir compte des nouvelles données de géochimie. (Anderson, 1998, 2000, 2005; Fairhead et Wilson, 2005a).

Selon Sheth (1999), de nouvelles théories sur les différentes compositions géochimiques de volcanismes autrefois attribués aux points chauds, soutiennent le questionnement de la validité de la théorie des panaches.

Foulger (2002) suggère que la théorie des panaches est incompatible avec les observations en Islande, telles que l'absence d'un fort flux thermique et d'une anomalie sismique dans le manteau inférieur. Ainsi, le grand volume de magmatisme serait donc mieux justifié par le passage de l'axe de la dorsale sur l'ancienne zone de subduction de la Nouvelle Calédonie. Toujours au sujet de l'Islande, Stein et Stein (2003) affirment que la faible valeur de flux de chaleur trouvée est indicative de l'absence de panache thermique sous l'île, et que la différenciation isotopique du $^3\text{He}/^4\text{He}$, contrairement à ce qui est couramment établi (Graham *et al.*, 1992a,b, 1999), n'est pas un indicateur de la profondeur d'origine du matériau, mais reflète plutôt des domaines dans le manteau supérieur conservés depuis le début de l'histoire de la Terre. Ces affirmations à propos des différenciations isotopiques du $^3\text{He}/^4\text{He}$ sont cohérentes avec celles d'autres auteurs comme Anderson (2001) et Meibom *et al.* (2003).

De même la fixité des points chauds a été mise en doute par de nombreux auteurs (Stock et Molnar, 1987; Tarduno et Cottrell, 1997; Tarduno et Gee, 1995;

Tarduno *et al.*, 2003a). Un des arguments les plus avancés pour la mobilité des points chauds est l'inadéquation entre les traces observées et prédites des points chauds du Pacifique dans un cadre de référence fixe basé sur les points chauds de l'océan Atlantique et Indien. Toutefois, Duncan et Richards (1991) suggèrent que le mouvement E-W de l'Antarctique pourrait avoir contribué à cette inadéquation.

Selon Ritsema et Allen (2003), qui se basent sur les anomalies de vitesse des ondes S , seuls 9 point chauds parmi les 37 étudiés semblent être associés à des régions de faible vitesse qui s'étalent au moins jusqu'à la profondeur de la zone de transition. Cependant, les résultats des tomographies sismiques manquent encore de résolution et de robustesse. Nolet *et al.* (2003); Montelli *et al.* (2004, 2006) ont trouvé des résultats contradictoires dans leurs travaux de tomographie sismique pour les points chauds d'Ascension, Hawaï et MacDonald.

Ces résultats sont cohérents avec la proposition de l'existence de différents types de points chauds. Courtillot *et al.* (2003) ont suggéré trois processus différents responsables des volcanismes du type points chauds : des panaches dont l'origine se situe dans les couches limites, entre le manteau inférieur et le noyau, et entre le manteau supérieur et le manteau inférieur, et le volcanisme de décompression du manteau asthénosphérique lié aux contraintes des plaques tectoniques.

Dans leur travail Courtillot *et al.* (2003) ont examiné une liste de 49 points chauds en les évaluant sur cinq critères, à savoir : (1) la présence d'une chaîne volcanique linéaire avec gradation d'âges, (2) la présence d'un grand volume de magmatisme associé au début de la chaîne, (3) un intense flux mantélique, (4) de fortes valeurs de $^3He/^4He$ et (5) la présence d'une anomalie négative de vitesse des ondes sismiques (V_s). Leur conclusion est que les points chauds sont de trois natures différentes : 7 sont des points chauds d'origine profonde ancrée dans la couche D'' , ainsi appelés " Morganiens ", une vingtaine sont des points chauds intermédiaires ancrés dans la couche de transition à une profondeur d'environ 670 km , correspondant aux points chauds des super-panaches ; et une vingtaine sont des points chauds superficiels qui sont liés aux processus de fusion partielle découlant de la décompression du manteau asthénosphérique au niveau des zones de faiblesse des plaques lithosphériques, ainsi appelés " Andersoniens ".

Le débat sur le mécanisme à l'origine des volcanismes du type panache reste ouvert de nos jours. Deux preuves en sont la publication en 2007 et en 2010 des

deux ouvrages entièrement consacrés à cette question. Dans celui de 2007, une série d'articles publiés par The Geological Society of America dans son volume *Plates, Plumes, and Planetary Processes*, des chapitres écrits par des auteurs qui soutiennent les panaches mantéliques alternent avec des chapitres écrits par des auteurs qui suggèrent de nouvelles alternatives. Celui de 2010, une publication de Gillian R. Foulger - un des critiques les plus acharnés de la théorie des points chauds, développe une comparaison exhaustive entre les prédictions faites par la théorie des panaches mantéliques avec celles issues de processus superficiels en association aux contraintes liés à tectonique de plaques.

La diversité des différents types de volcanismes existant sur le globe laisse présumer que la discussion au sujet des mécanismes responsables de la mise en place de ces structures sera tenue au cas par cas. Dans la complexité des mécanismes et des phénomènes thermiques, physiques et chimiques propres au fonctionnement de la planète Terre, il doit y avoir effectivement des structures résultant de panaches mantéliques aussi bien que d'autres liées à l'hétérogénéité latérale du manteau associée aux systèmes de contraintes auxquels sont soumises les plaques tectoniques.

1.1.2 Dorsales Océaniques

L'intensification de la recherche sur les fonds des océans dans les années 1950 a permis la découverte de chaînes de montagnes sous-marines - les dorsales océaniques, ou *mid-ocean ridges* (DIETZ, 1961; Hess, 1962).

Les dorsales océaniques forment un relief sous-marin haut de 1000 à 2000 *m* au-dessus du fond des océans. La morphologie des dorsales océaniques peut être très variable entre deux dorsales différentes ou le long de l'axe d'une même dorsale. Les variations de morphologie des dorsales sont dues principalement aux variations de leur taux d'ouverture, mais d'autres paramètres comme l'état thermique ou la fertilité du manteau sont aussi très importants (Macdonald, 1998; Small, 1998).

Les dorsales océaniques peuvent être classées selon leur taux d'ouverture comme 'ultra-lentes', avec des valeurs de 8 à 15 *km/Ma* (par ex. Sud-Ouest Indienne, Arctique, mer Rouge), 'lentes', avec des valeurs de 15 à 50 *km/Ma* (par ex. Atlantique, Central Indienne, Carlsberg), 'intermédiaires', avec des valeurs de 50 à 90 *km/Ma* (par ex. Sud-Est Indienne, Galápagos), 'rapides', avec des valeurs de 90 à 125 *km/Ma* (par ex. Pacifique Est entre 18°N et les Galápagos), ou encore 'ultra-rapides', avec des valeurs supérieures à 125 *km/Ma* (par ex. Pacifique Est entre les Galápagos et l'île de Pâques) (Westphal *et al.*, 2002).

Les dorsales lentes sont caractérisées par une morphologie très accidentée et par une vallée axiale qui peut atteindre 2 *km* de profondeur et s'étendre sur 50 *km* de large. Cette vallée centrale est accompagnée de chaque côté par un haut topographique constitué de blocs surélevés de croûte océanique. Les dorsales lentes montrent aussi une grande variabilité entre les différents segments de la dorsale (Figure 1.1.6) (Macdonald, 1998).

Les dorsales rapides ont des reliefs assez contrastés par rapport à ceux des dorsales lentes, avec une morphologie beaucoup plus lisse et remarquablement plus homogène entre les différents segments de la dorsale. L'axe des dorsales rapides est caractérisé par un bombement central pas plus large que 10 *km*, avec au centre une dépression sommitale qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres (Figure 1.1.6) (Macdonald, 1998).

Indépendamment de leur taux d'ouverture, les dorsales montrent des segmentations que l'on peut classer en quatre ordres (Sempere *et al.*, 1993).

La segmentation appelée de premier ordre est occasionnée par les grandes failles

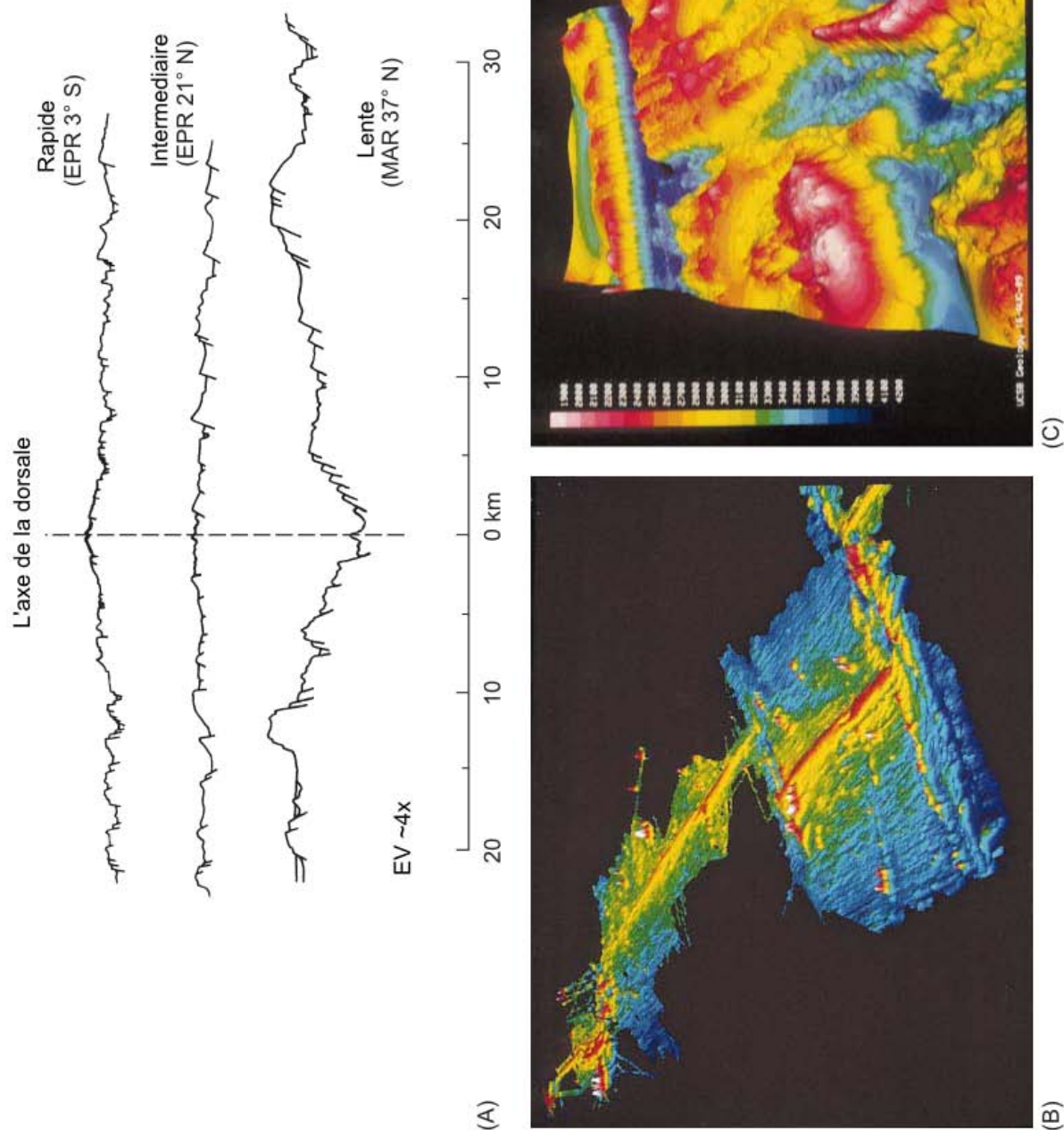


FIGURE 1.1.6: Bathymétrie de l'axe des dorsales. (A) Sections transversales montrant les différences entre les dorsales rapides, intermédiaires et lentes. (B) Exemple de dorsale rapide avec un taux d'ouverture de 110 km/Ma (dorsale du Pacifique Est entre 8°N et 17°N). Exemple de dorsale lente avec un taux d'ouverture de 35 km/Ma (dorsale de l'Atlantique Sud). D'après Macdonald (1998).

transformantes qui sont stables dans le temps et décalent l'axe de la dorsale d'au moins 30 *km*. La segmentation de second ordre se manifeste différemment selon les taux d'ouverture. Pour les dorsales lentes, ce sont des décalages non-transformants entre 2 et 30 *km*, pour lesquels la variation de la topographie axiale peut atteindre jusqu'à 1000 *m*. Pour les dorsales rapides, cette segmentation de second ordre est caractérisée par des zones de recouvrement, *overlapping spreading centers* (OSC) (Figure 1.1.7) (Macdonald, 1998). Ce sont des extrémités de segments de dorsale courbés de façon à encercler une région centrale profonde parfois de 300 *m*. Les segmentations de troisième et quatrième ordres sont des segmentations mineures qui ne laissent pas de trace hors de l'axe de la dorsale. Les segmentations de troisième ordre sont de petits décalages allant jusqu'à 2 *km* et présentant une variation de la topographie axiale de 100 *m*. Les décalages de quatrième ordre représentent de très petits décalages, 1 *km*, associés à de très faibles variations de la topographie axiale (Figure 1.1.7) (Macdonald, 1998).

Les segmentations de premier et second ordres semblent exercer une véritable barrière entre les différents segments de dorsales. L'effet de focalisation de la production crustale est observé au centre des segments. À partir du centre en direction aux zone de fractures, on observe une diminution de la largeur axiale, de l'épaisseur de la croûte, du nombre des failles, du contenu de *MgO* des laves en même temps qu'une augmentation de la profondeur axiale, du rejet des failles, de l'aimantation crustale et de l'épaisseur de la lithosphère (Figure 1.1.8)(Macdonald, 1998).

De la même façon, la croûte océanique présente des indices de variations morphologiques perpendiculaires à l'axe de la dorsale. Ces variations morphologiques sont dues à l'alternance des cycles volcaniques et tectoniques qui sont plus courts (entre 0.05 et 0.1 *Ma*) pour les dorsales rapides comme celle du Pacifique, et plus longs (0.3 à 1 *Ma*) pour les dorsales lentes comme celle de l'Atlantique. Lors de la phase volcanique la région axiale est plus élevée en raison des dômes et volcans de magmas, puis l'apport magmatique diminue laissant le système de contraintes extensionnelles creuser les reliefs par de nombreuses failles et fissures (Gente, 1986; Westphal *et al.*, 2002).

La croûte océanique a typiquement une épaisseur de 6 *km* divisée en couches 1, 2 et 3, qui ont été associées à différentes vitesses sismiques, et plus tard identifiées du point de vue de leur composition.

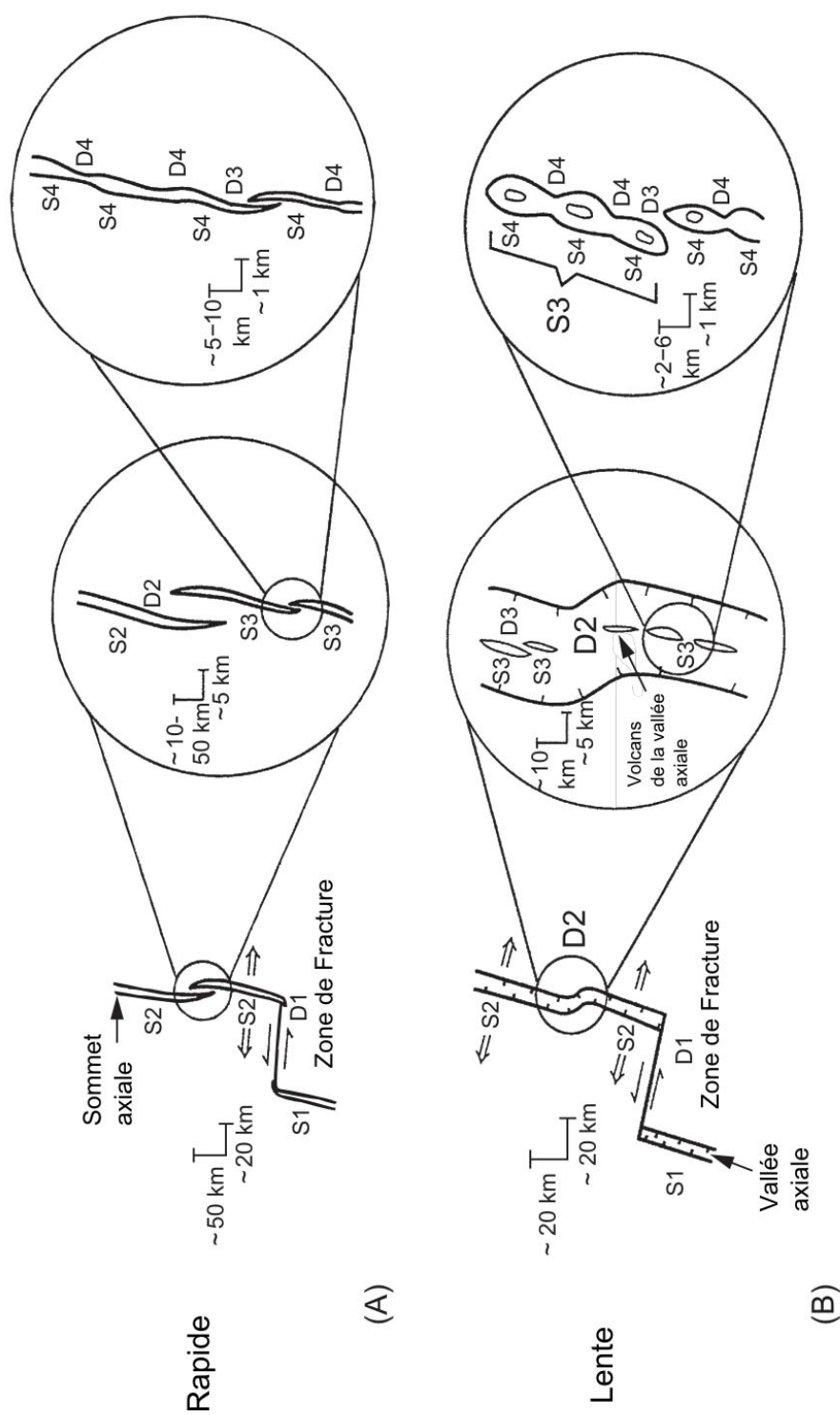


FIGURE 1.1.7: Classification hiérarchique des segments des dorsales. (A) Dorsales rapides. (B) Dorsales lentes. S1-S4 et D1-D4 sont les segments et les discontinuités de dorsales d'ordre 1 à 4. D'après (Macdonald, 1998).

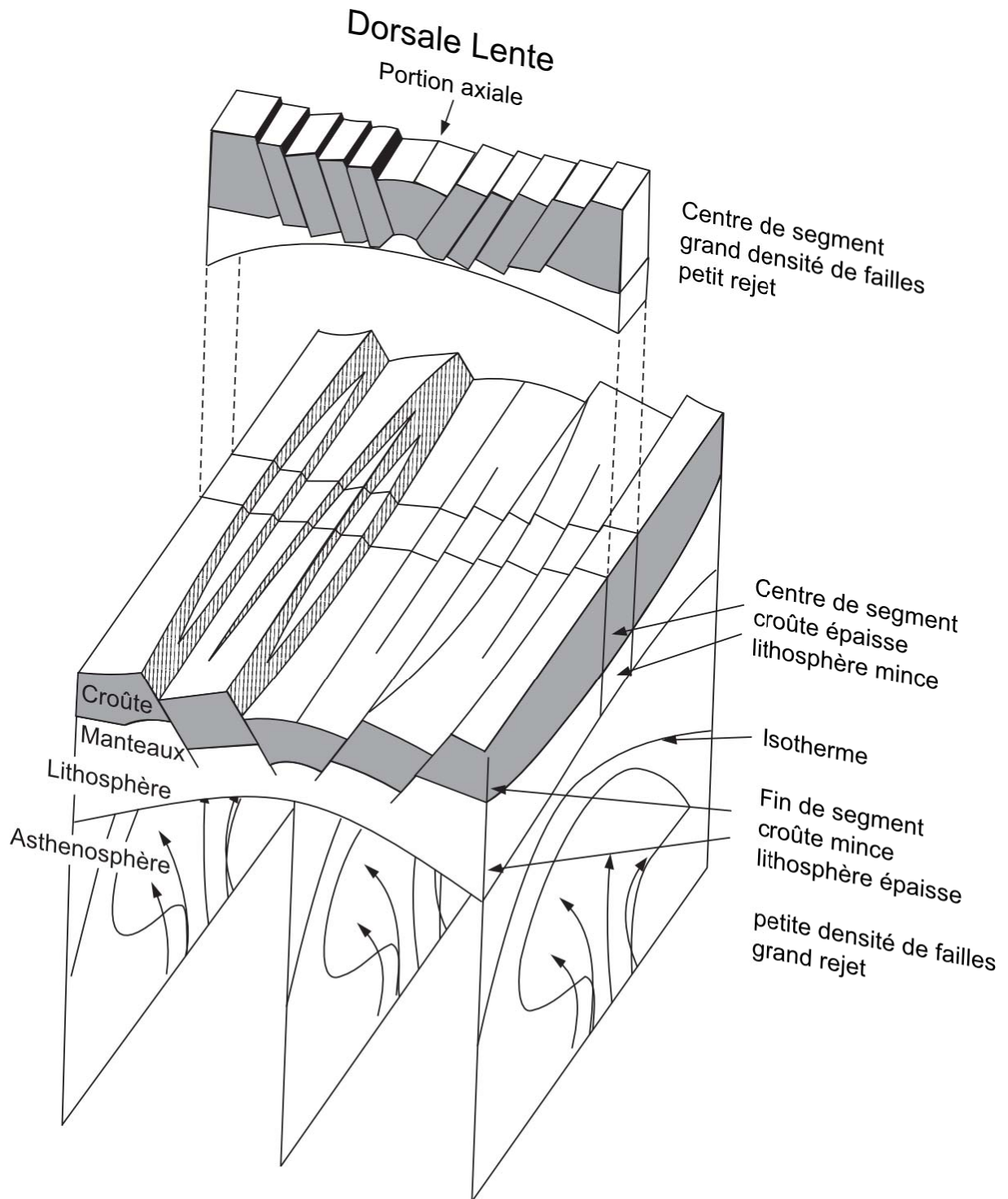


FIGURE 1.1.8: Schéma géologique d'un segment de dorsale lente montrant la variation le long de l'axe du centre vers les zones de fracture. L'apport magmatique est plus intense au centre du segment - l'effet de focalisation. D'après Macdonald (1998).

La couche 1 est composée de sédiments qui sont déposés sur les roches volcaniques des couches 2 et 3. L'épaisseur de sédiments augmente avec la distance à l'axe de la dorsale, l'épaisseur typique est de 1 km. Les couches 2 et 3 sont composées de roches basaltiques de composition presque uniforme.

Le basalte est composé principalement par deux minéraux, le plagioclase feldspath et le pyroxène. Le plagioclase feldspath contient 50 à 85% de composant anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$) et 15 à 50% de composant albite ($NaAlSi_3O_8$). Le pyroxène est riche en diopsides ($CaMgSi_2O_6$) (Turcotte et Schubert, 2002). La couche 2 de la croûte océanique est composée de flux volcaniques extrusifs qui ont interagi avec l'eau de mer pour former les laves en coussin (*pillow laves*) et de flux intrusifs sous forme de dykes. La couche 2 est subdivisée en trois, la couche 2A épaisse de 1 km et V_p entre 2.7 et 3.6 km/s, la couche 2B avec une épaisseur entre 0.5 et 1 km et V_p entre 4.8 et 5 km/s et la couche 2C avec V_p entre 5.8 et 6.2 km/s et qui peut attendre jusqu'à 1 km d'épaisseur, mais n'est pas toujours présente (Westphal *et al.*, 2002).

La couche 3 est constituée de gabbros et est liée à des roches qui ont été directement cristallisées dans la chambre magmatique. La couche 3 est typiquement subdivisée en deux, la couche 3A avec V_p entre 6.5 et 6.8 km/s et épaisse de 3 km et la couche 3B avec V_p entre 7 et 7.7 km/s et épaisse de 2 km (Westphal *et al.*, 2002).

La transition entre la croûte et le manteau supérieur qui montre des vitesses caractéristiques de 8.2 km/s, peut se faire abruptement ou s'étendre jusqu'à 2 km.

Les roches du manteau supérieur (péridotite) sont composées principalement d'olivine et d'orthopyroxène. L'olivine est composée d'environ 90% du pôle forsterite (Mg_2SiO_4) et environ 10% du pôle fayalite (Fe_2SiO_4). L'orthopyroxène est moins abondant et est constitué principalement de la composante enstatite ($MgSiO_3$) (Turcotte et Schubert, 2002).

1.1.3 Interaction point chaud dorsale

Les interactions entre points chauds et dorsales sont étudiées depuis les débuts des années 70. Les travaux classiques de Schilling (1973) et Vogt (1976) ont initié les études des implications le long de l'axe d'une dorsale d'un point chaud situé en-dessous. Depuis les années 80, il fut observé que l'influence des points chauds sur les dorsales pourrait se traduire aussi en terme de variations des rapports isotopiques (Hanan *et al.*, 1986) et d'éléments majeurs (Humler *et al.*, 1993).

Les interactions entre les points chauds et les dorsales peuvent présenter trois configurations différentes : la dorsale se rapproche graduellement du point chaud, la dorsale est à l'aplomb du point chaud et le cas où la dorsale s'éloigne du point chaud (Figure 1.1.9)(Small, 1995). Le cas de dorsale s'approchant d'un point chaud est moins commun, et concerne par exemple le système de Fondation Maia *et al.* (2000, 2001). L'exemple le plus étudié du cas de la dorsale à l'aplomb du point chaud est celui de l'Islande (Schilling, 1973; Vogt, 1976). De nombreux exemples des dorsales s'éloignant du point chaud furent aussi étudiés, par exemple les Açores Vogt (1976) et la Réunion Morgan (1978).

Selon Goslin *et al.* (1998), les interactions entre points chauds et dorsales peuvent être classées en fortes, intermédiaires et faibles. Les interactions fortes sont caractérisées par des points chauds larges et actifs à l'aplomb ou très proches de la dorsale. Dans ce cas sont observées des anomalies de profondeur axiale, la formation d'un bombement topographique, de fortes anomalies du géoïde et du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (par ex. l'Islande et les Açores) (Figure 1.1.10). Les interactions intermédiaires suggèrent une diminution probable de l'activité récente du panache, et sont essentiellement repérées par l'amplitude de l'anomalie à l'air libre le long de l'axe de la dorsale et par les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (par ex. Tristan da Cunha). Les interactions faibles sont associées à une activité actuelle assez faible (par ex. l'Ascension) ou à une forte activité, mais située loin de la dorsale (par ex. la Réunion) résultant en des anomalies plus faibles au niveau de l'axe de la dorsale. Ainsi, selon Goslin *et al.* (1998) les variations de l'amplitude des anomalies sont liées principalement aux distances entre les points chauds et les dorsales, et au flux des points chauds. La vitesse de déplacement absolue entre le point chaud et la dorsale, les taux d'ouverture à l'axe et la géométrie du système sont aussi des facteurs importants qui contraignent l'excès de magmatisme et les anomalies géochimiques

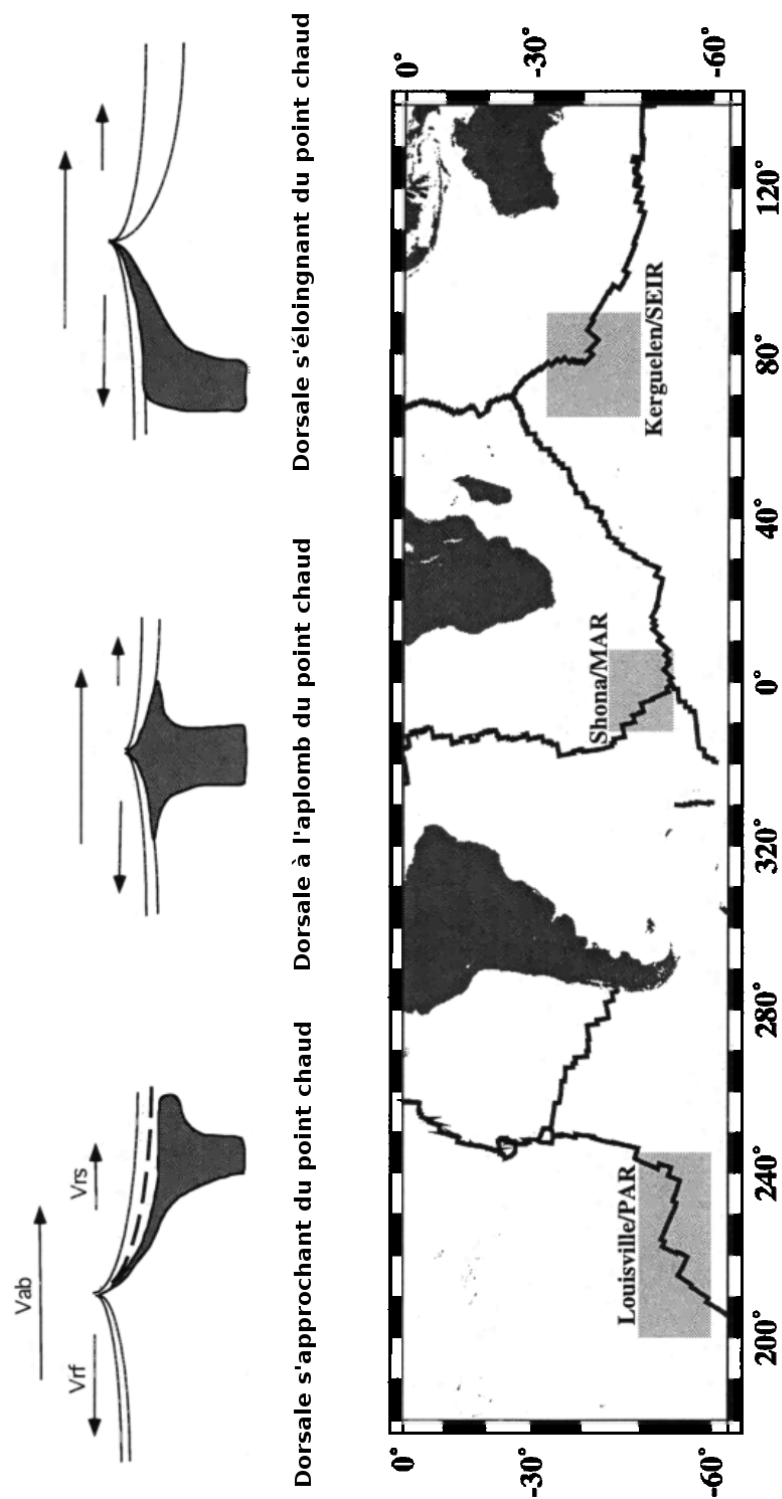


FIGURE 1.1.9: Les trois différentes configurations observées entre les points chauds et les dorsales. V_{ab} , vitesse absolue du déplacement de la dorsale par rapport le point chaud fixe; V_{rf} et V_{rs} , vitesse relative de chaque côté de l'axe de la dorsale. D'après Small (1995).

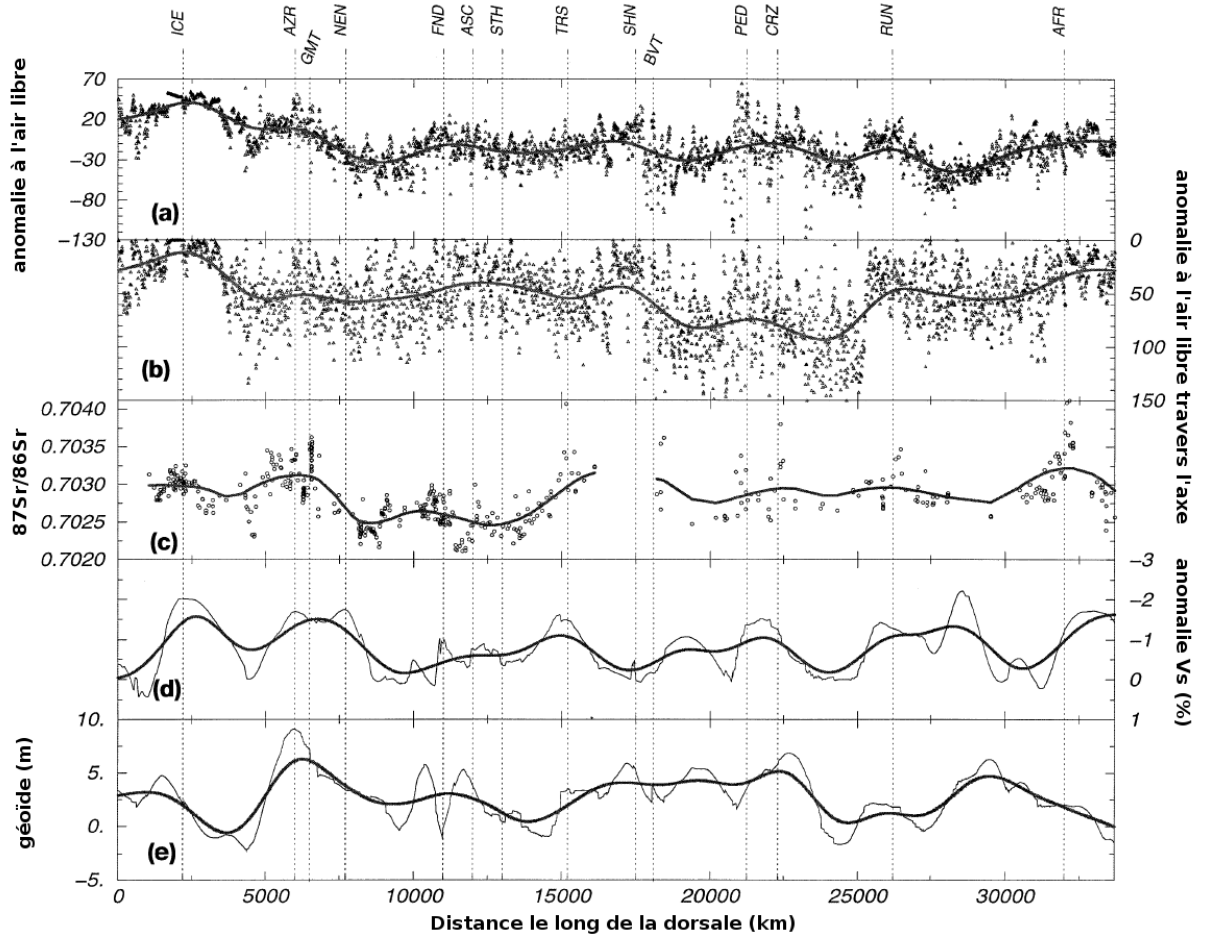


FIGURE 1.1.10: Observables le long de l'axe de la dorsale de l'Atlantique. (a) anomalie à l'air libre le long de l'axe de la dorsale; (b) anomalie à l'air libre à travers l'axe de la dorsale; (c) rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (d) anomalie de vitesse des ondes S à 160 km de profondeur; (e) géoïde. ICE - l'Islande; AZR - Açores; GMT - Grand Meteor; NEN - Nouvelle Angleterre; ASC - Ascension; STH - Saint Helena; TRS - Tristan da Cunha; BVT - Bouvet; PED - Prince Edward; CRZ - Crozet; RUN - Réunion; AFR - Afar. D'après Goslin *et al.* (1998).

dans les systèmes d'interaction entre points chauds et dorsales (Small, 1995; Maia *et al.*, 2000, 2001; Shorttle *et al.*, 2010).

Les segments des dorsales sous forte influence de points chauds présentent un épaissement crustal résultant de l'excès de magmatisme dû à l'augmentation du flux thermique de fait de la présence du point chaud. Dans des cas exceptionnels comme l'Islande où la température du manteau sous-jacente est estimée à 1616°C ,

162°C plus chaud que la température estimée pour les dorsales (Putirka *et al.*, 2007), la croûte océanique peut atteindre plus de 40 km d'épaisseur (Darbyshire *et al.*, 2000; Allen *et al.*, 2002). De même pour la morphologie qui est différente de celle discutée dans la sous-section 1.1.2. Ces segments de dorsale présentent un relief axial plus petit, un nombre réduit de discontinuités de deuxième et troisième ordre et un volcanisme moins focalisé au centre du segment dû également à l'excès de magmatisme (Thibaud *et al.*, 1998; Supak *et al.*, 2007; Ito et Behn, 2008; ?).

L'interaction entre points chauds et dorsales interfère aussi avec la morphologie des structures volcaniques mises en place hors de l'axe des dorsales. La morphologie des structures volcaniques change en fonction de l'âge de la lithosphère sur laquelle elles sont formées. La différence entre l'âge de la lithosphère et celle de formation des structures volcaniques (Δ âge) est fonction de la distance de la dorsale au point chaud et du taux d'ouverture de la dorsale. De cette façon la morphologie des structures volcaniques varie dans le temps avec la variation de la distance entre la dorsale et le point chaud.

Dyment *et al.* (2007) ont résumé l'évolution schématique de la variation de la morphologie du volcanisme dans un système classique d'interaction entre un point chaud et une dorsale (Figure 1.1.11) :

Étape 1, la dorsale se rapproche du point chaud. Le point chaud est dans un contexte classiquement intraplaque, des cônes volcaniques individualisés sont formés et la signature géochimique des roches est typiquement OIB. L'écoulement du matériau du point chaud vers la dorsale est contraint par le déplacement de la lithosphère dans la direction contraire ;

Étape 2, la dorsale est proche du point chaud. La lithosphère sur le point chaud est plus jeune, mince et chaude. Le volcanisme forme des cônes coalescents. Le magma du point chaud est contaminé par celui de la dorsale, la signature géochimique des roches est un mélange entre le pôle de type OIB du point chaud et celui de type N-MORB de la dorsale (Schilling, 1991). Comme observé dans le système Fondation - dorsale Pacifique-Antartique (Maia *et al.*, 2000, 2001) ;

Étape 3, la dorsale est à l'aplomb du point chaud. L'excès de magmatisme dû au flux thermique du point chaud occasionne un fort épaissement crustal, ce qui résulte potentiellement en un plateau axial ou même une île volcanique. Comme pour l'étape 2, la signature géochimique des roches est un mélange entre le pôle de

type OIB du point chaud et celui de type N-MORB de la dorsale (Schilling, 1991). L'exemple actuel le plus remarquable de dorsale à l'aplomb d'un point chaud est celui de l'Islande - dorsale Atlantique Nord ;

Étape 4, la dorsale n'est plus à l'aplomb du point chaud et s'éloigne graduellement. L'augmentation de la distance entre le point chaud et la dorsale diminue l'influence de ce premier à l'axe, et entraîne la réduction de l'apport magmatique anormal à l'axe de la dorsale, provoquant la rupture du plateau axial. L'existence d'un flux asthénosphérique entre le point chaud et la dorsale provoque un mélange entre les magmas des deux sources et est responsable de la mise en place des structures volcaniques entre la dorsale et le point chaud (Schilling, 1991). Des propagations et sauts des segments des dorsales sont courants dans cette configuration, comme pour les Açores - dorsale Atlantique Nord (Gente *et al.*, 2003) et pour Amsterdam Saint-Paul - dorsale Indienne Sud-ouest (Maia *et al.*, 2011) ;

Étape 5, la dorsale est loin (plusieurs centaines de kilomètres) du point chaud. L'influence du point chaud sur la dorsale, quand elle existe, est véhiculée par un flux asthénosphérique entre le point chaud et la dorsale (Schilling, 1991). L'influence du point chaud sur la dorsale est plus perceptible sur la signature géochimique des roches de la dorsale, qui sont généralement du type E-MORB. Cependant, il y a des cas où il est encore possible d'observer une morphologie anormale, comme pour la dorsale Centrale Indienne proche de la ride de Rodrigues (Dyment *et al.*, 1999).

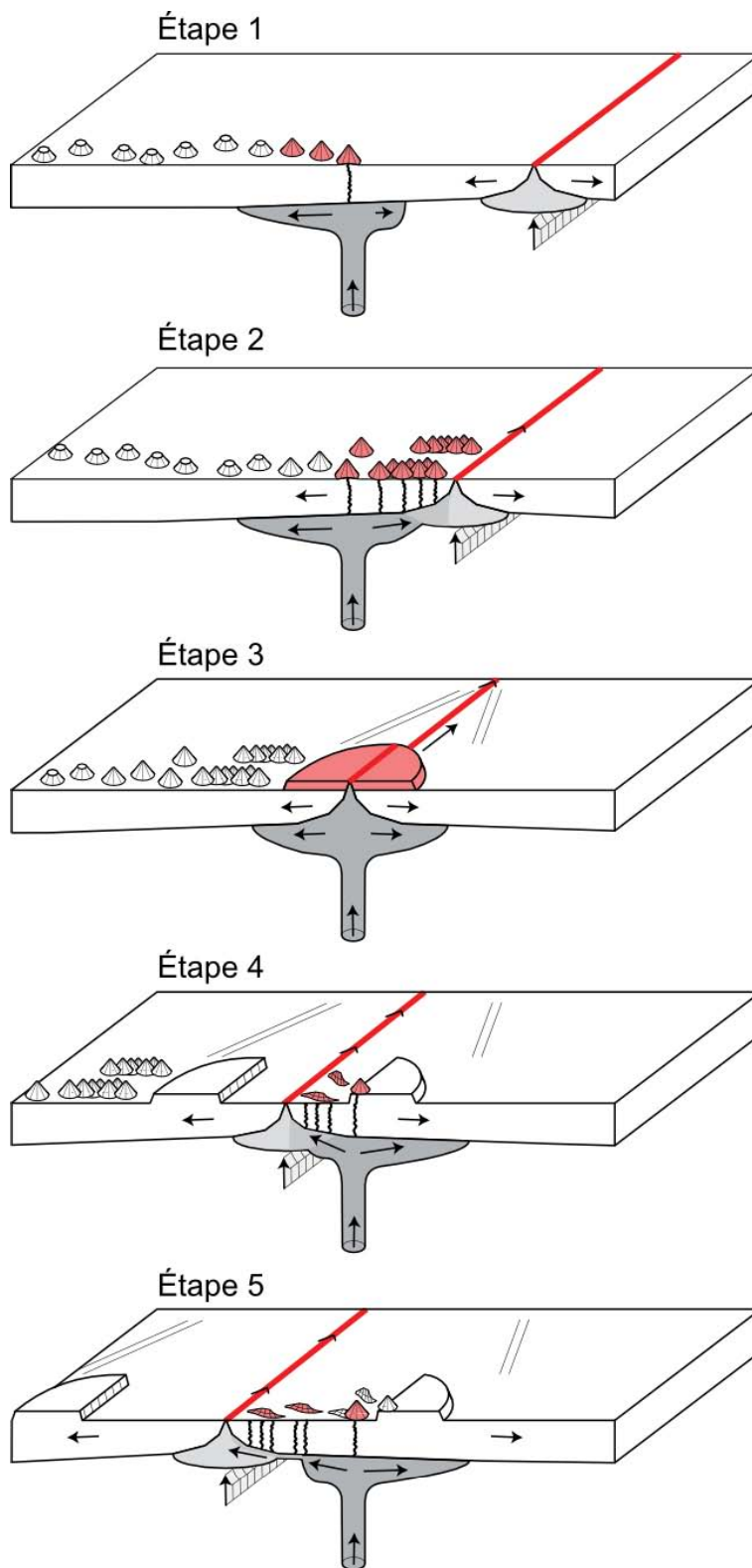


FIGURE 1.1.11: Diagramme schématisé de l'évolution de la morphologie du volcanisme dans un système classique d'interaction entre un point chaud et une dorsale. D'après (Dyment *et al.*, 2007).

1.2 Objectifs

L'objectif principal de ce travail de thèse consiste à apporter de nouvelles informations sur l'évolution spatiale et temporelle du système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de Atlantique Sud. Dans ce cadre j'ai travaillé sur les sujets énumérés ci-dessous.

1. La relation de la chronologie de l'évolution de la mise en place des structures magmatiques de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis avec les datations disponibles dans la littérature et les résultats de reconstructions cinématiques.
2. L'adéquation entre mes résultats sur la formation de la chaîne Walvis et le modèle d'évolution faisant appel à une interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et un point chaud dont la position actuelle serait l'île de Tristan da Cunha.
3. L'évolution temporelle de l'influence du point chaud à l'axe de la dorsale et ses relations avec les variations du taux d'ouverture, sauts d'axes et épaississement de la croûte.
4. L'existence d'une association en profondeur entre le panache responsable des structures volcaniques de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis et le super-panache africain.

1.3 Organisation du Manuscrit

Nous avons présenté dans ce chapitre l'état de l'art des connaissances sur les interactions entre les points chauds et les dorsales. Dans la suite de la première partie de ce manuscrit, nous allons présenter le cadre géodynamique du système d'interaction entre le point chaud Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud, les provinces volcaniques du Parana et de Etendeka, la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande, et les îles volcaniques du système.

La deuxième partie du manuscrit est dédiée à la méthodologie et aux données utilisées dans ce travail. Dans le chapitre 3, nous allons présenter les données de bathymétrie disponibles pour la région d'étude et le traitement utilisé pour le nivellement. Le chapitre 4 est consacré aux calculs menés avec les données d'anomalie à l'air libre pour obtenir les différentes anomalies gravimétriques utilisées dans ce travail. Ensuite, dans le chapitre 5, sont montrés les calculs relatifs aux reconstructions cinématiques. Enfin, dans le chapitre 6, nous allons voir les filtres utilisés pour séparer les données de géoïde en bandes de différents degrés d'harmoniques sphériques.

Dans la troisième partie de ce manuscrit, nous étayons les résultats et concluons de ce travail. Dans le chapitre 7 nous montrons l'évolution temporelle de la géométrie du Système d'interaction du point chaud Tristan da Cunha et de la dorsale de l'Atlantique Sud. Ensuite, dans le chapitre 8, nous discutons l'évolution de l'influence du point chaud de Tristan da Cunha à l'axe de la dorsale, quantifié dans le cadre des anomalies de RMBA et de bathymétrie résiduelle. Ensuite, dans le chapitre 9, nous abordons l'évolution du volcanisme du système Tristan da Cunha en deux phases. Dans le chapitre 10, nous établissons les indices de la possible association en profondeur des anomalies du système Tristan da Cunha avec le super-panache africain. Pour finir, dans le chapitre 11, nous présentons les conclusions et perspectives de ce travail.

Chapitre 2

Cadre Géodynamique

2.1 Introduction

La morphologie de l'Atlantique Sud est bien marquée par sa dorsale médio-océanique qui s'étale, parallèle aux lignes de côtes, de la zone de fracture Romanche vers $8^{\circ}N$ jusqu'à la région de l'île de Bouvet vers $55^{\circ}S$.

La dorsale médio-océanique de l'Atlantique Sud sépare les plaques africaine et sud-américaine et limite les bassins océaniques des deux plaques (Figure 2.1.1).

Le taux d'ouverture et la symétrie de l'expansion de la dorsale ont varié dans le temps depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud (Figures 2.1.2 et 2.1.3). Selon Cande *et al.* (1988), le taux d'accrétion moyen pour l'Atlantique Sud à $30^{\circ}S$ a diminué de $7,5\text{ cm/an}$ vers 84 Ma (C34) à 3 cm/an vers 63 Ma (C27). Ensuite, pendant une période lors de laquelle il est resté relativement constant et faible, le nombre des zones de fractures a fortement augmenté, les anomalies du géoïde sur les zones de fractures sont plus fortes et il y a indices de déformation lithosphérique intraplaque. L'augmentation de l'amplitude des anomalies d'altimétrie de satellite sur les zones de fractures, pendant ces périodes de diminution du taux d'ouverture, reflète probablement l'augmentation de l'écart d'âges entre la lithosphère des deux cotés des zones de fractures. Ensuite, le taux d'ouverture atteint 5 cm/an vers 35 Ma et finalement diminue jusqu'au taux actuel de 4 cm/an . Plus le taux d'ouverture est faible, plus les zones de fractures sont abondantes et complexes.

L'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud est marqué par une forte segmentation tectonique et magmatique (Schilling, 1985; Kane et Hayes, 1992). Stanton *et al.* (2006), basés sur l'analyse morphologique, suggèrent une division de la dorsale de l'Atlantique Sud en trois secteurs. Ces secteurs appelés nord, central et sud sont centrés respectivement sur les latitudes $10^{\circ}S$, $25^{\circ}S$ et $40^{\circ}S$. Le secteur central montre une prédominance de processus tectoniques. Pour le secteur nord, et surtout pour le secteur sud, on observe une prédominance des processus magmatiques Stanton *et al.* (2006), avec des zones de fractures complexes comme la zone de fracture Gough, double depuis $44,6\text{ Ma}$, et la zone de fracture du Rio Grande qui était quadruple de 75 à 30 Ma (Cande *et al.*, 1988) (Figure 2.1.4).

Les caractéristiques structurales du segment de dorsale situé à la latitude de Tristan da Cunha ($40^{\circ}S$) indiquent que cette portion de dorsale est perturbée par la présence du point chaud : l'axe de la dorsale est décalé vers l'est par un rejet

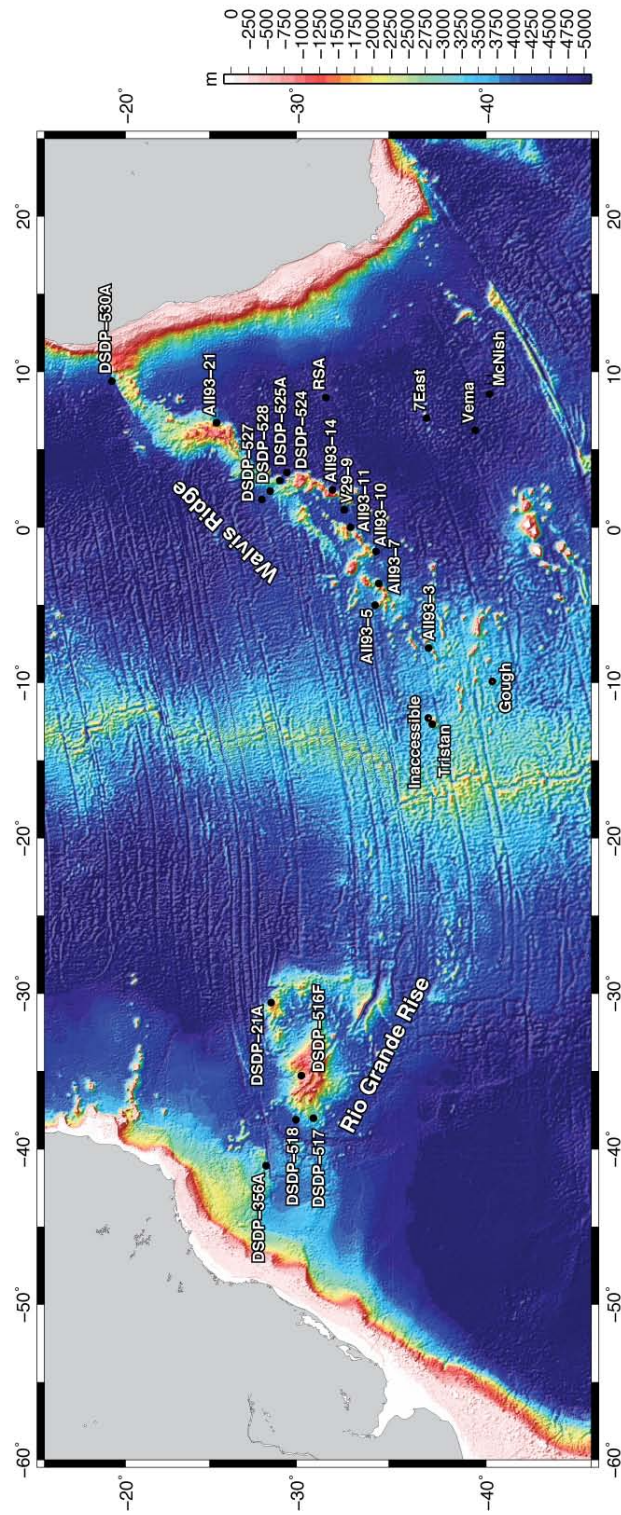


FIGURE 2.1.1: Carte de bathymétrie avec la toponymie des principales structures.

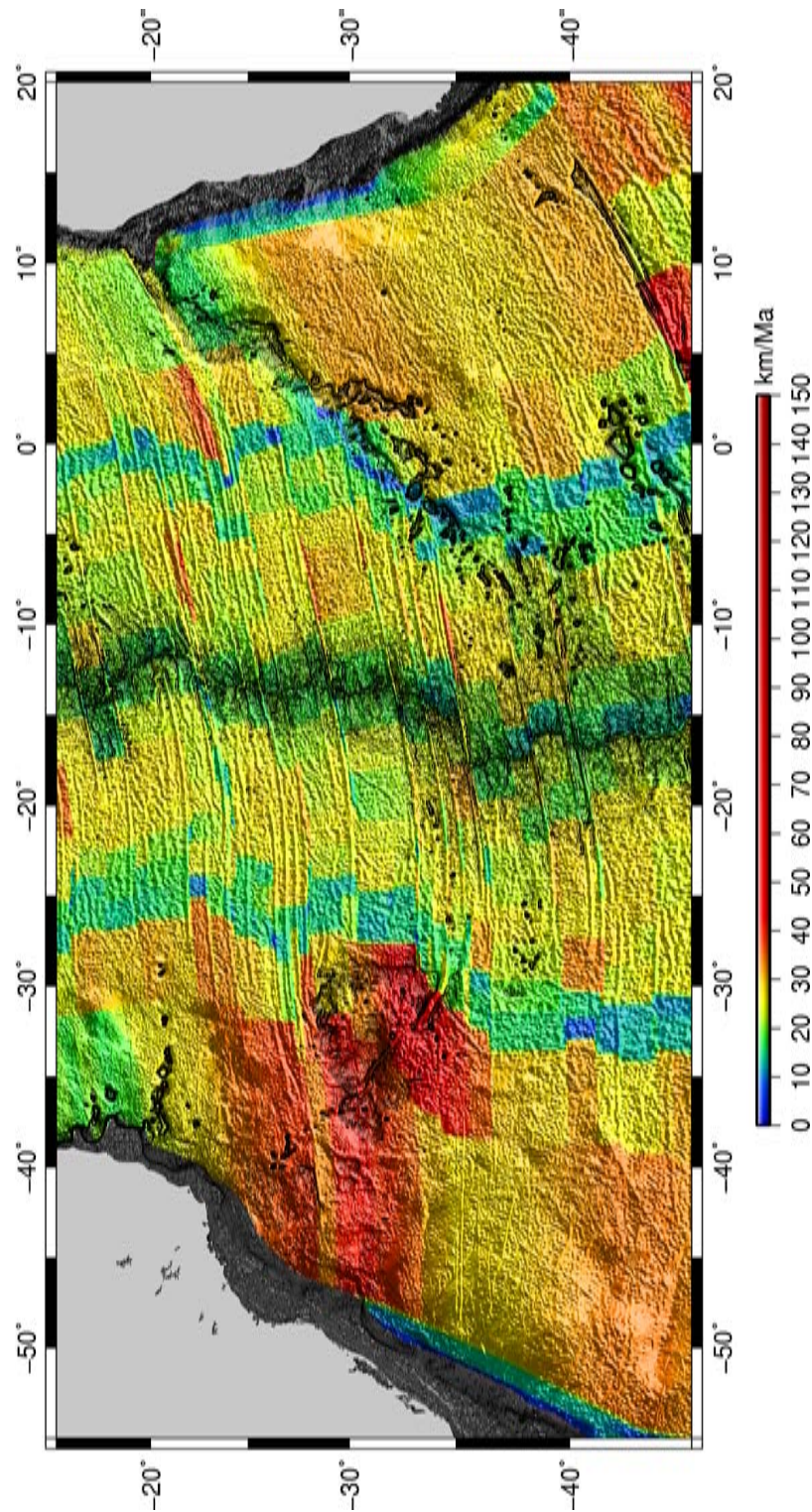


FIGURE 2.1.2: Carte du taux d'ouverture de la dorsale de l'Atlantique Sud, selon Muller *et al.* (2008).

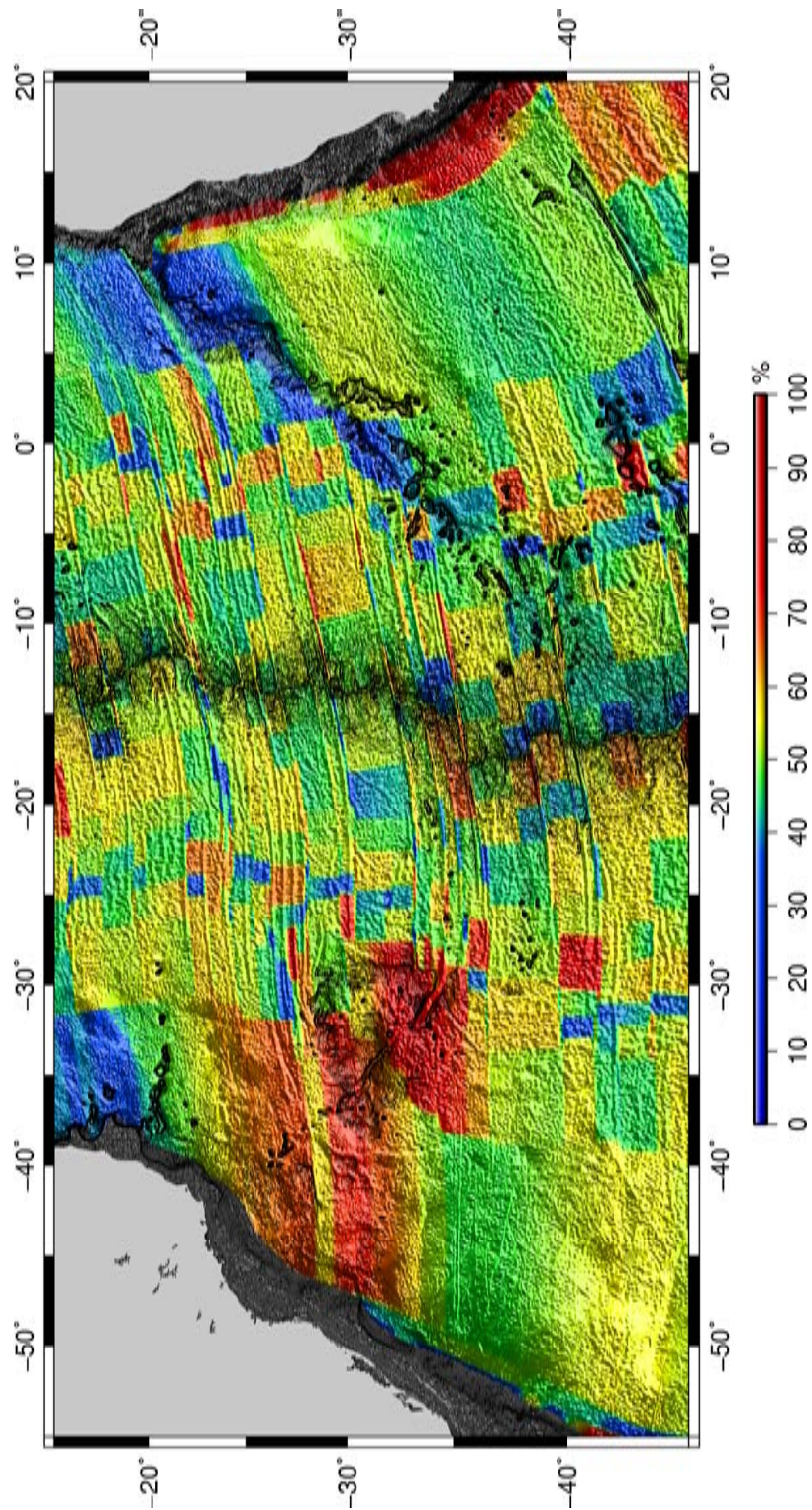


FIGURE 2.1.3: Carte d'asymétrie du taux d'ouverture de la dorsale de l'Atlantique Sud, à partir de Muller *et al.* (2008).

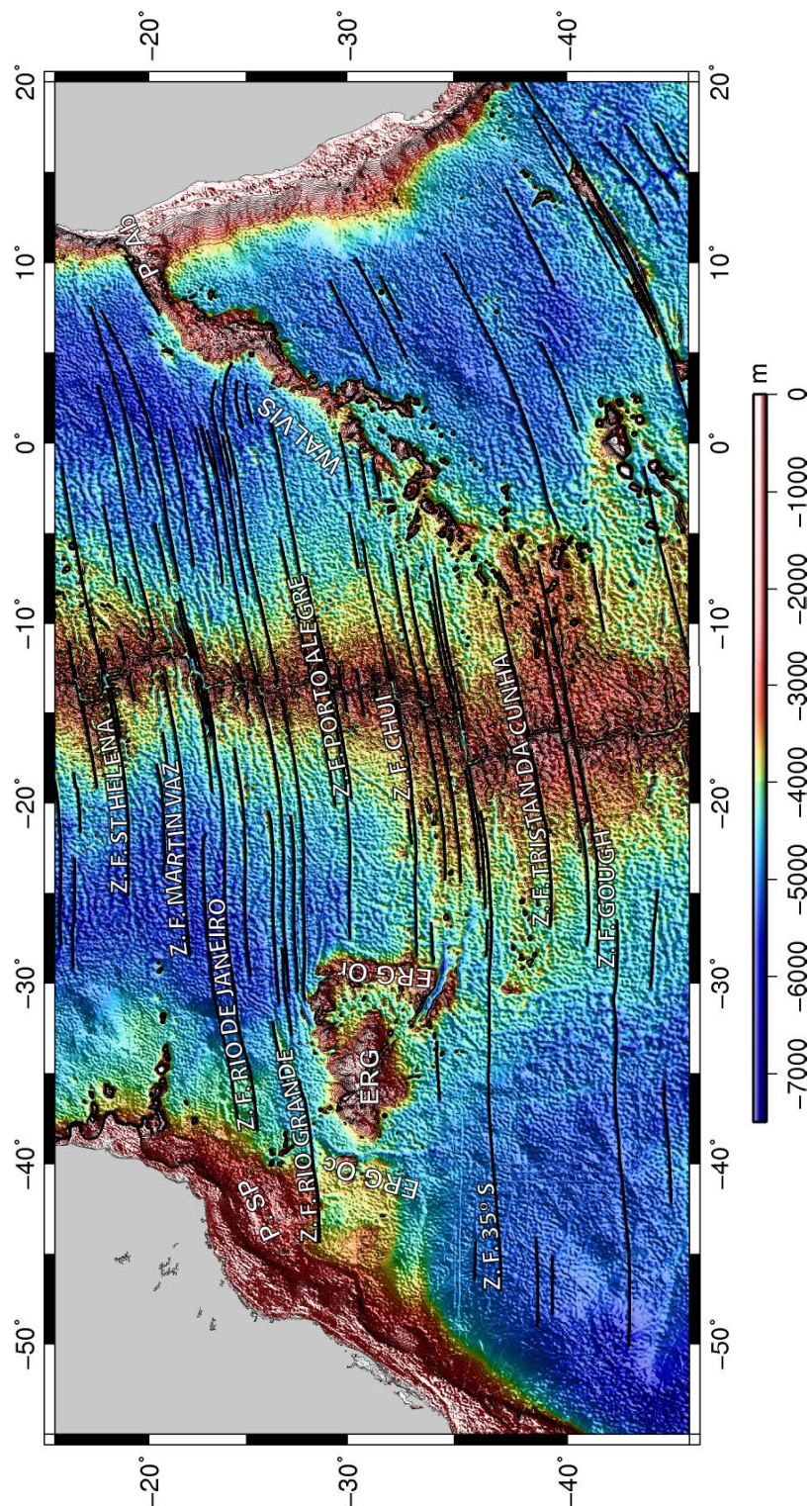


FIGURE 2.1.4: Carte de la bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région. Élévation du Rio Grande (ERG), portion orientale (ERG Or.), portion occidentale (ERG Oc.) chaîne Walvis, Plateau Abutmen (P. Ab.), Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.

latéral important au niveau des zones de fractures de Tristan da Cunha et de Gough, les isobathes (e.g. 4000 *m*) sont plus étendues et la vallée axiale moins prononcée (Corre, 2002).

Selon plusieurs auteurs Schilling (1985); le Roux *et al.* (2002), l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud est sous l'influence des six principaux points chauds présents sous la portion océanique de la plaque africaine : Circe/Ascension (C) ; Santa Helena (SH) ; Tristan da Cunha (TC) ; Gough (G) ; Discovery (D) et Shona/Bouvet (S).

Les données de géochimie, notamment les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^3\text{He}/^4\text{He}$ obtenus sur les basaltes de la dorsale de l'Atlantique Sud à la latitude de Tristan da Cunha et les variations isotopiques *Nd – Sr – Pb* dans les roches de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis montrent une contamination de l'asthénosphère qui suggère la présence d'un matériel mantélique hétérogène issu probablement d'une source de type OIB. Cependant, c'est une contamination mantélique complexe, car il n'existe pas de courbe de mélange unique entre ces deux sources (Richardson *et al.*, 1982; Schilling, 1985; Hanan *et al.*, 1986; Graham *et al.*, 1992a; Gibson *et al.*, 2005, 2006).

La dorsale médio-atlantique semble être l'axe de symétrie entre les deux plus grandes structures bathymétriques de l'Atlantique Sud, la chaîne volcanique Walvis dans la plaque africaine et l'élévation du Rio Grande dans la plaque sud-américaine.

La chaîne volcanique Walvis présente une configuration relativement linéaire. Cette chaîne s'étend sur environ 3000 *km* de la marge continentale de la Namibie jusqu'à l'île de Tristan da Cunha, qui se situe à 500 *km* à l'est de la dorsale de l'Atlantique Sud.

L'île de Tristan da Cunha est considérée comme le centre du système qui a créé la chaîne volcanique Walvis et son analogue l'élévation du Rio Grande.

Quelques travaux du *Deep Sea Drilling Program* - DSDP (campagnes 39, 73, 74 et 75) pour déterminer la nature et l'origine de la chaîne volcanique Walvis n'ont pas été suffisants pour établir de façon indiscutable le mécanisme de formation (Humphris et Thompson, 1982b).

Il y a toujours deux hypothèses pour expliquer l'origine du système, la plus acceptée étant celle du résultat du déplacement de la plaque lithosphérique sur un point chaud (Wilson, 1965; Morgan, 1972; Detrick et Watts, 1979). Ainsi, les volcanismes basaltiques continentaux du Paraná et Etendeka seraient la première

manifestation d'un panache mantélique qui, après l'ouverture de l'océan Atlantique Sud vers 125 *Ma*, aurait formé l'élévation du Rio Grande et la chaîne volcanique Walvis. L'île volcanique de Tristan da Cunha est supposée marquer la position actuelle du panache.

La seconde hypothèse pour l'origine du système est de considérer l'association d'un processus d'extension le long de failles transformantes liée aux tensions différentielles selon les contraintes déployés par le mouvement d'ouverture de l'océan Atlantique avec la fusion partielle d'un manteau sous-jacent anormal (Le Pichon et Hayes, 1971; Francheteau et Le Pichon, 1972; Goslin et Sibuet, 1975; Fairhead et Wilson, 2005a).

2.2 Les provinces volcaniques du Paraná et Etendeka

Les provinces volcaniques du Paraná et Etendeka sont couramment interprétées dans la littérature comme étant la première manifestation d'un panache mantélique qui a participé à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Le volcanisme à l'origine des basaltes de Paraná et Etendeka s'est mis en place au début du Crétacé (Rabinowitz et LaBrecque, 1979). Les données géochimiques et isotopiques (Hawkesworth *et al.*, 1986), ainsi que les datations $K - Ar$ et $^{40}Ar - ^{39}Ar$ (Siedner et Mitchell, 1976; Cordani, 1970; Erlank *et al.*, 1984) soutiennent une source commune pour le maximum du volcanisme entre 120 et 130 *Ma*. Il y a une relation étroite entre ce volcanisme et l'ouverture continentale, étant donné que l'épanchement basaltique de Etendeka et Paraná semble avoir trouvé son origine en même temps que l'ouverture de l'Atlantique Sud vers le nord atteignait la latitude de la Namibie (anomalie M4 - 126 *Ma*) (Cande *et al.*, 1988).

Le volcanisme du Paraná est distribué en âges de 73 à 211 *Ma*, avec un pic à 130 *Ma* (Cordani, 1970), et peut être corrélé aux basaltes de Novo Redondo et aux dykes de basaltes de Macamedes (Angola). Dans le Sud-Ouest africain, Siedner et Miller (1968) trouvèrent des basaltes de trois groupes d'âge différents : 125, 164 et 196 *Ma*. Les gabbros et diabases plus jeunes sont les plus abondants. La corrélation entre Paraná et Novo Redondo augmente sensiblement la superficie et le volume total des

basaltes qui peuvent être associés à la possible arrivée d'un panache. Toutefois, les compositions en majeurs, éléments en traces et isotopes des basaltes du Paraná et Etendeka ne sont pas couramment observées dans les basaltes océaniques du type OIB, et elles furent plutôt attribuées à une source liée au manteau lithosphérique de régions continentales (Turner *et al.*, 1999; Hawkesworth *et al.*, 2000).

Ces basaltes sont principalement tholéiites et sont divisés en : basaltes LTiB (TiO_2 bas < 2 wt.%) et faible taux en éléments incompatibles (P , Sr , Ba , Zr , Ta , Y et terres rares légères), et basaltes HTiB ($TiO_2 > 2$ wt.%). Les basaltes HTiB sont prédominants dans le nord du bassin du Paraná (au nord de $26^\circ S$) et les roches LTiB dominent la partie sud (Hawkesworth *et al.*, 2000). Les HTiB sont couramment observée dans les volcanismes intraplaque, comme les OIB Pearce et Cann (1973).

Les basaltes les plus anciens (138 à 129 *Ma*) dans le nord et l'ouest de la zone principale sont marqués par de hautes valeurs de Ti/Y . Ces basaltes présentent une composition semblable aux groupes des dykes NW-SE et on peut en déduire que ces magmas ont eu une origine commune (Hawkesworth *et al.*, 2000). D'un autre côté, les laves à faible rapport Ti/Y se sont mises en place le long de dykes parallèles à la côte, dans un intervalle de temps plus court (133 à 127 *Ma*) (Figure 2.2.1).

Selon Stewart *et al.* (1996), le magmatisme a commencé en réponse à l'extension responsable des dykes NW-SE, et a continué pendant environ 10 *Ma*. En revanche, le magmatisme des dykes parallèles le long des côtes a commencé autour de 133 *Ma* et fut accompagné d'une augmentation marquée des taux d'éruption due au début de la rupture continentale.

2.3 La chaîne volcanique de Walvis et l'élévation du Rio Grande

Dans l'océan Atlantique Sud s'observent les rides volcaniques du Rio Grande et de Walvis. L'élévation du Rio Grande sur la plaque sud-américaine sépare le bassin du Brésil du bassin d'Argentine, et la ride de Walvis située sur la plaque africaine sépare le bassin d'Angola du bassin du Cap (Figure 2.1.1). L'élévation du Rio Grande est un plateau océanique constitué de basaltes tholéitiques enrichis en

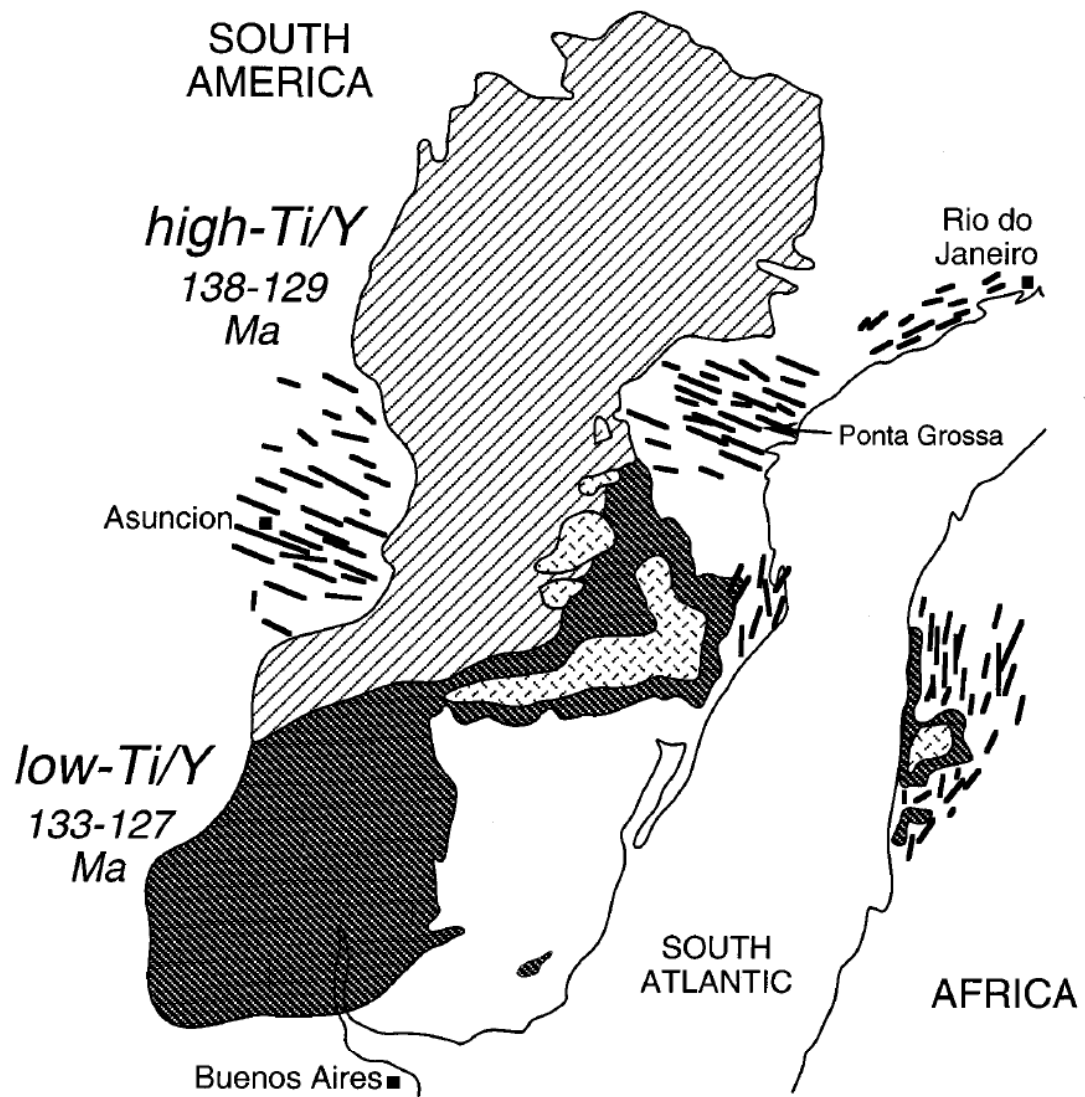


FIGURE 2.2.1: Distribution du volcanisme LTiB et HTiB dans Paraná et Etendeka. D'après (Hawkesworth *et al.*, 2000).

éléments incompatibles par rapport aux MORB de l'Atlantique Sud (Fodor *et al.*, 1977).

L'élévation du Rio Grande est une grande structure volcanique, limitée au nord et au sud par les zones de fractures du Rio Grande et de Chui, respectivement (Figure 2.1.4). La morphologie est complexe et n'est pas courante pour une chaîne volcanique associée à la trace d'un point chaud. De plus, elle présente une orientation générale W-E qui n'était pas supposée cohérente pour l'analogie dans la plaque américaine de la chaîne Walvis. Dans le détail, l'élévation du Rio Grande est divisée en deux ou trois segments selon les auteurs (e.g. (Fodor *et al.*, 1977; Kumar, 1979; Gamboa et Rabinowitz, 1984; Cande *et al.*, 1988).

Les portions centrale et orientale ont d'importantes expressions bathymétriques, tandis que la portion occidentale est érodée par les courants de fond. La région occidentale n'est généralement pas considérée comme une partie de l'élévation du Rio Grande, mais fut reconnue comme telle par Kumar (1979) (Figure 2.3.1).

Dans la littérature, la portion centrale de l'élévation du Rio Grande est, d'après les données de sismique et de sondage DSDP, couramment reconnue comme d'âge Santonienne/Coniacienne (85 *Ma*) (Theide, 1977; Gamboa et Rabinowitz, 1984; Cande *et al.*, 1988). Cependant, d'après les mêmes auteurs, cette région fut thermiquement réactivée vers le début de l'Eocène (45 *Ma*) avec comme conséquence l'implantation d'une série de monts sous-marins.

Selon Gamboa et Rabinowitz (1984), la fracture majeure qui divise le plateau central est due à l'événement tectonique intraplaque du Sénonien-Eocène moyen (88,5 et 38,6 *Ma*), associée à la zone de déformation du Cruzeiro do Sul (Souza, 1991).

Le site 516 du DSDP sur la portion centrale a rencontré des basaltes tholéitiques, mais distincts des tholéiites de la dorsale médio-océanique. Cependant, les roches draguées à partir des guyots et monts sous-marins sont des basaltes alcalins caractéristiques des îles océaniques (Fodor *et al.*, 1977).

La portion orientale de l'élévation du Rio Grande est séparée de la portion centrale par la plaine abyssale, sauf dans le nord où elles sont presque contigües. La portion orientale, créée par un mécanisme de migration de l'axe de dorsale (Gamboa et Rabinowitz, 1984), est orientée N-S et s'étale sur 600 *km* délimitée par les zones de fractures Rio Grande et Chui. Un segment de paléo-axe de dorsale est présent dans

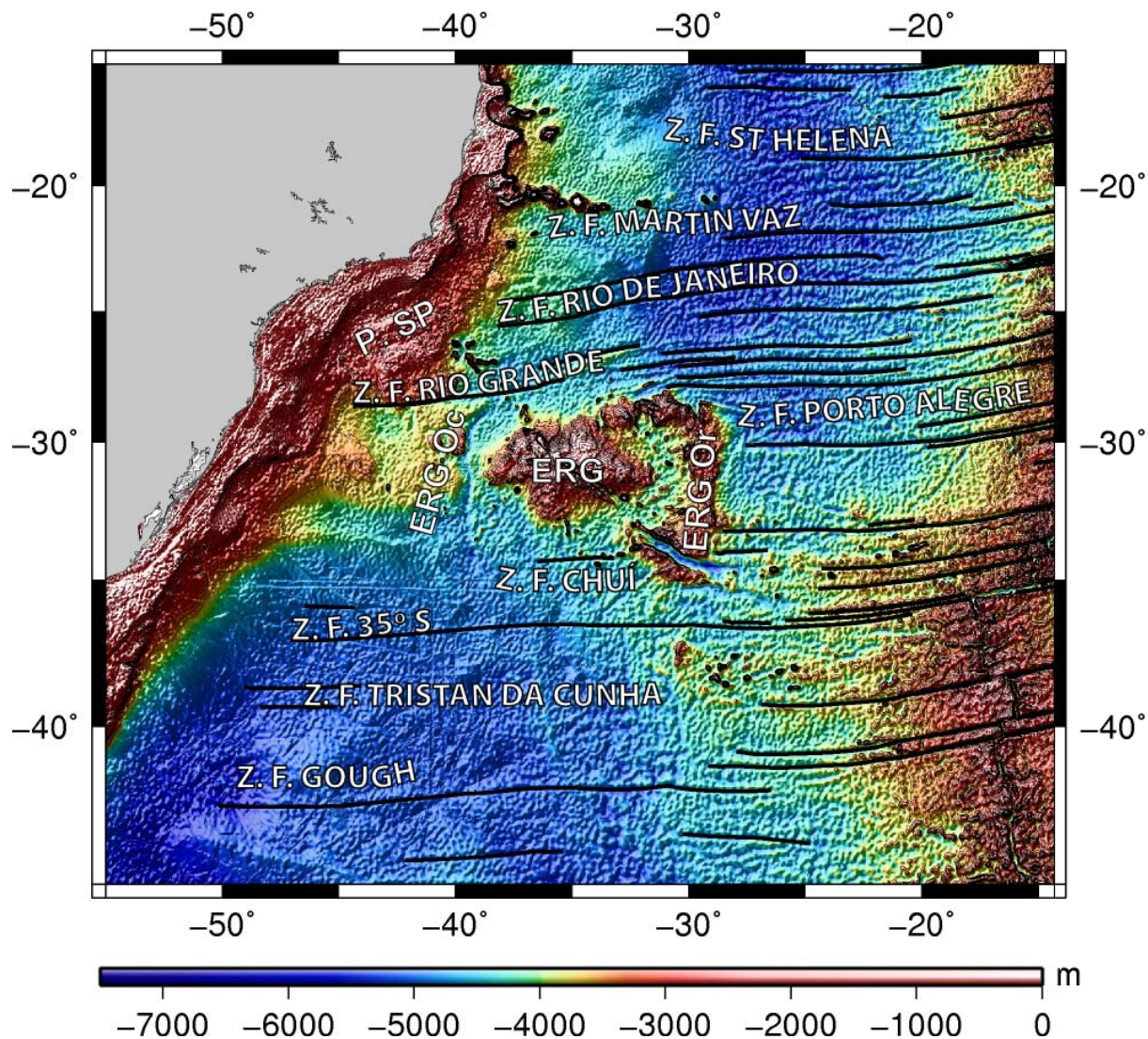


FIGURE 2.3.1: Carte de bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région de l'élévation du Rio Grande (ERG), portion orientale (ERG Or.), portion occidentale (ERG Oc.) Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.

le sud de cette portion avec les anomalies caractéristiques de l'ouverture océanique clairement identifiées (Cande *et al.*, 1988). Souza (1991) pense qu'un saut de dorsale de 200 km vers l'est dans l'anomalie 32 (74 *Ma*) a suivi le début de l'épisode tectonique responsable de la zone de déformation du Cruzeiro do Sul (84 *Ma*).

La ride de Walvis s'étend sur plus de 3000 *km* dans une direction générale NE-SW, depuis la marge africaine jusqu'à l'île de Tristan da Cunha (37°S, 12°W) située 500 *km* à l'Est de la dorsale atlantique (Figure 2.3.2). La chaîne volcanique Walvis présente une variation morphologique compatible avec une mise en place des structures en contexte progressivement plus intraplaque. Une portion nord, constituée d'un plateau basaltique aligné W-E limité au nord et au sud, par la zone de fracture Rio Grande, est suivie d'une portion centrale alignée NE-SW formée de volcans coalescents, et enfin vient une portion SW composée d'alignements de volcans coniques individuels (Figure 2.1.4).

Différents auteurs, se basant sur des études sismologiques et des anomalies de gravité, indiquent que l'épaisseur moyenne de la croûte sous Walvis est de 12 à 15 *km*, et que la signature sismique est compatible avec une origine océanique (Detrick et Watts, 1979; Goslin et Sibuet, 1975). L'identification des anomalies magnétiques 32 (84 *Ma*) près du sommet de Walvis, associées à la présence des anomalies plus jeunes s'étendant à l'ouest dans le bassin de l'Angola (Rabinowitz et LaBrecque, 1979) soutient l'idée que cette portion de la ride Walvis fut formée à l'axe de la dorsale médio-océanique.

L'Atlantique Sud est beaucoup moins connu que l'Atlantique Nord. Pour la chaîne volcanique de Walvis les seules données existantes sont les travaux du DSDP (campagnes 39, 73, 74 et 75) dont l'objectif était la détermination de la nature et l'origine de la chaîne volcanique, mais qui n'ont pas pu établir de façon indiscutable le mécanisme de formation (Humphris et Thompson, 1982b), ainsi que les travaux de O'Connor et Duncan (1990) concentrés sur les datations $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$.

Humphris et Thompson (1982b), O'Connor et Duncan (1990) et O'Connor (1992) décrivent un changement dans le rapport Zr/Nb des basaltes le long de la chaîne de Walvis, allant de 10 dans la partie la plus orientale à 4 pour Tristan da Cunha. De plus, les basaltes de Walvis peuvent être divisés en deux groupes sur les valeurs de TiO_2 . Le groupe I (dragues 7, 8, 10 et 12 et V29-11) est caractérisé par $\text{TiO}_2 > 3.9 \text{ wt.}\%$, une forte concentration de FeO et des concentrations faibles

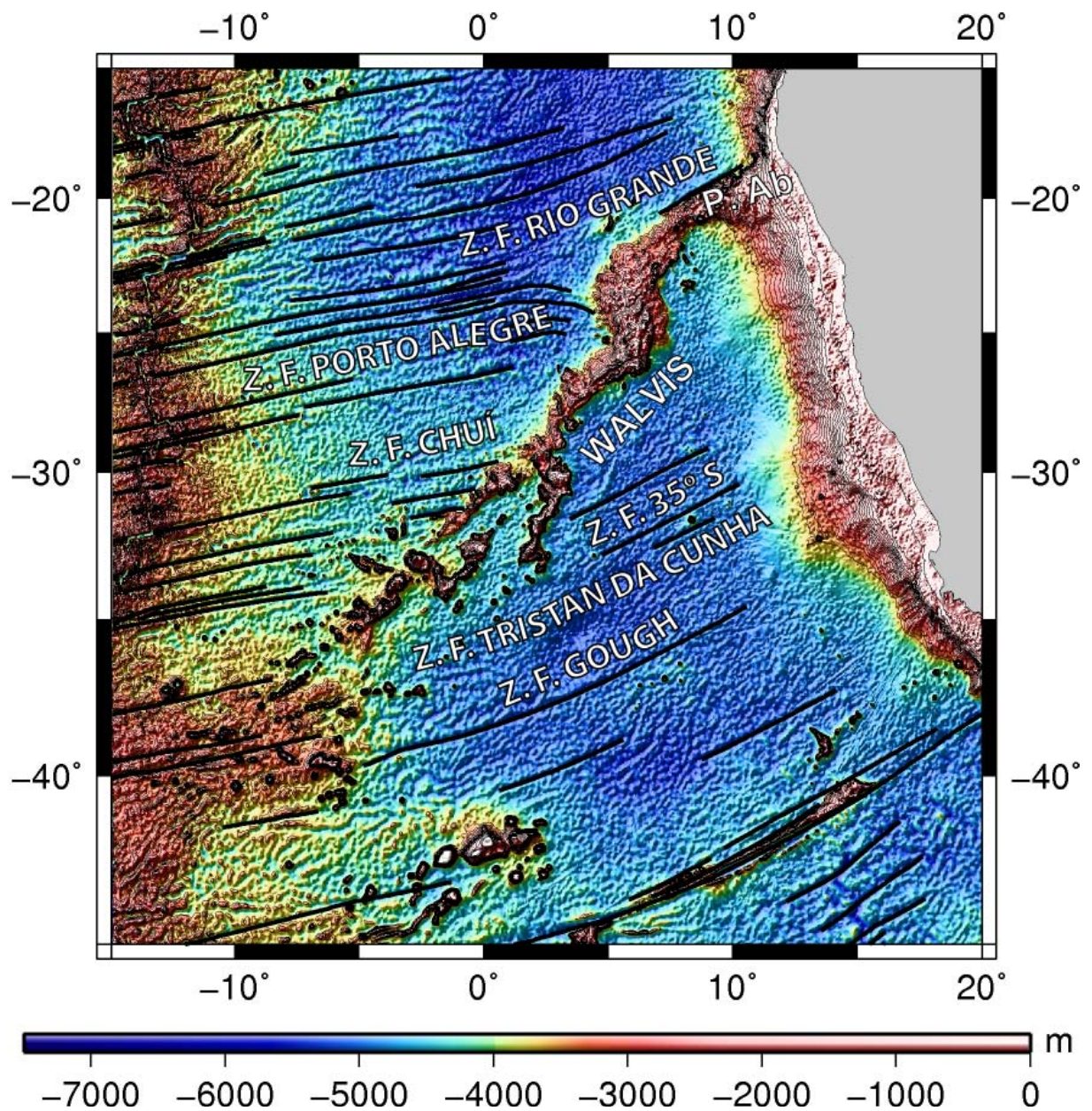


FIGURE 2.3.2: Carte de bathymétrie avec les principales structures présentes dans la région de la chaîne Walvis, Plateau Abutmen (P. Ab.), Plateau de São Paulo (P. SP) et les zones de fractures.

en CaO , Na_2O et Al_2O_3 . Le groupe II (dragues 3, 5, 6, 14, 19 et 21) est caractérisé par $TiO_2 < 2,76 \text{ wt.}\%$, une faible concentration de FeO et de fortes concentrations en CaO , NaO et AlO (Figure 2.3.3).

Fodor *et al.* (1977), se basant sur les échantillons du DSDP, suggèrent qu'au moins une partie de la chaîne volcanique de Walvis est compatible avec une origine liée à un point chaud actuellement situé sous l'île de Tristan da Cunha.

O'Connor et Duncan (1990); O'Connor (1992) suggèrent que la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande se sont formées de manière synchrone avec une progression d'âge entre l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud et la position du point chaud de Tristan da Cunha suite au déplacement des plaques lithosphériques et consécutive ouverture de l'océan Atlantique Sud. La dorsale serait restée à l'aplomb du point chaud jusqu'à 70 *Ma* lorsqu'elle a migré vers l'ouest, ce qui a provoqué l'interruption du volcanisme sur la plaque américaine terminant la construction de l'élévation du Rio Grande. Ensuite le volcanisme présent sur la plaque africaine se caractérise par une mise en place intraplaque avec l'éloignement progressif de la dorsale.

2.4 Les îles volcaniques du système

Le groupe des îles de Tristan da Cunha est composé des îles Tristan da Cunha, Inaccessible, et des îles de Nightingale (Nightingale, Middle et Stoltenhoff). Ces sont des îles d'origine volcanique, considérées comme les dernières constructions du point chaud de Tristan da Cunha.

L'île de Tristan da Cunha est la plus grande et la plus jeune des îles du groupe, avec un volcan encore actif (dernier épisode éruptif en 1961) placé au milieu de ses 98 km^2 . Malgré sa position NE par rapport aux autres îles du groupe, elle est couramment considérée comme la position actuelle du point chaud de Tristan da Cunha. L'île d'Inaccessible est un plateau de 14 km^2 qui s'élève à 450 *m* au-dessus de la mer. Cette île est une portion témoin d'un volcan de 1 *Ma* (Cliff *et al.*, 1991). Les roches qui composent les îles de Nightingale ont un âge compris entre 18 *Ma* et 0.15 *Ma*. Ainsi que l'île d'Inaccessible, elles sont témoin de l'existence d'un volcan beaucoup plus imposant.

Les laves de l'île de Tristan da Cunha appartiennent à une série alcaline continue constituée de basanites ankaramitiques, de phonotéphrites, de téphri-phonolites

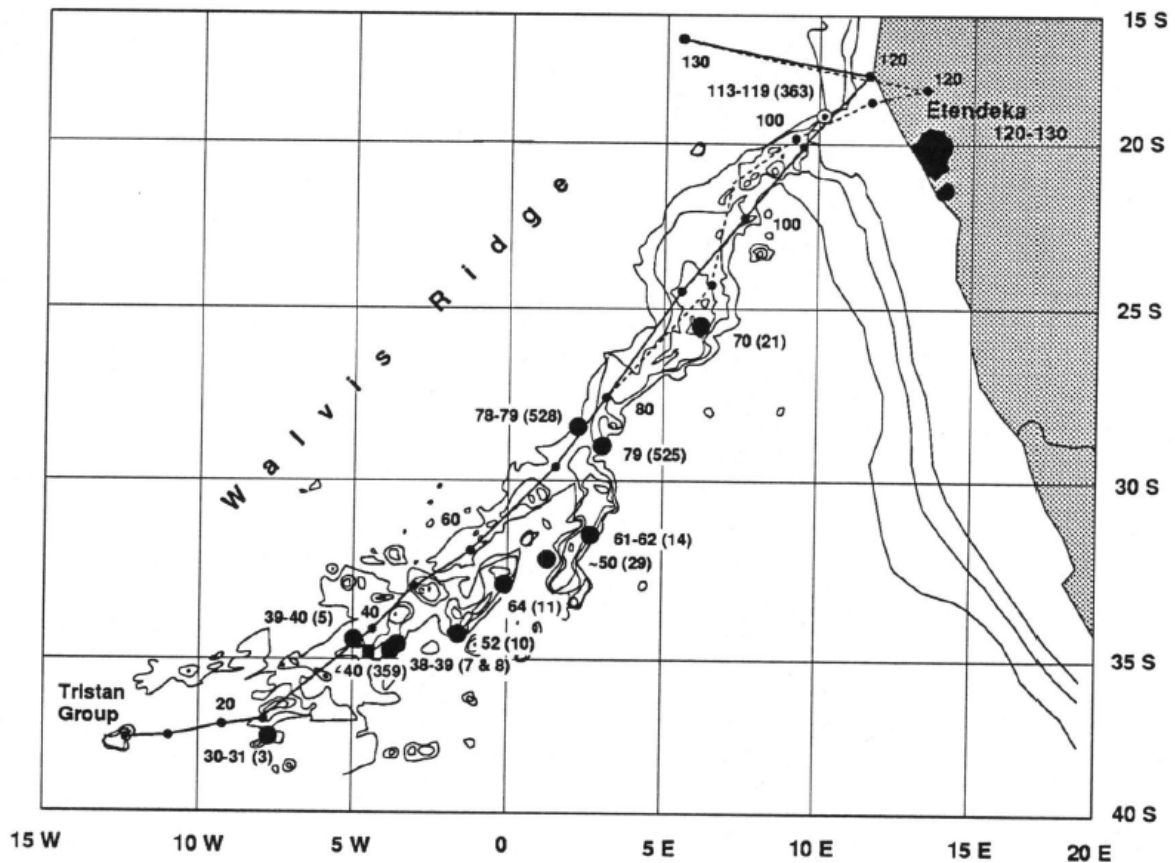


FIGURE 2.3.3: Carte de bathymétrie avec la distribution des âges des échantillons le long de la chaîne Walvis. L'identification des sites est montrée entre parenthèses. D'après O'Connor (1992).

et de phonolites. Les basanites modérément potassiques sont à 80% les roches dominantes de cette île. Les roches de l'île Inaccessible appartiennent à une série basaltique moins alcaline que celle de Tristan da Cunha, ce sont des trachy-basaltes et des trachy-phonolites (Corre, 2002).

L'île volcanique de Gough est formée par des basaltes alcalins. Située à 350 km au sud-est de Tristan da Cunha, elle émerge à plus de 900 m au-dessus du niveau de la mer et a une superficie d'environ 65 km² (Le Maitre, 1969).

Deuxième partie

Méthodologie

Chapitre 3

Bathymétrie

Les données de bathymétrie disponibles pour la région d'étude sont essentiellement de deux types différents : les données de campagnes de sondages bathymétriques et les données dérivées de l'altimétrie satellitale.

La base de données bathymétriques actuellement la plus complète est hébergée par le NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER (NGDC), et plus spécifiquement par le GEOPHYSICAL DATA SYSTEM (GEODAS)¹. Cette compilation réunit les données de bathymétrie collectées depuis les années 50 jusqu'à nos jours. Cependant, cette richesse de données se traduit par une grande hétérogénéité en termes de qualité. Les différentes méthodes employées par les équipes, et surtout l'évolution technologique, font qu'au sein de la base de données sont disponibles des données monofaisceau en navigation astronomique et des données multifaisceaux en DGPS. De plus, la distribution des campagnes en mer, qui historiquement n'ont pas été planifiées pour cartographier l'ensemble du plancher océanique, associée à la faible couverture latérale des sondeurs face à l'étendue des océans, font que la distribution des données de sondeurs disponibles n'est pas régulières dans la région d'étude.

Les données de bathymétrie dérivées de l'altimétrie satellite disponibles sont celles de Sandwell et Smith (1997), actuellement dans la version 11.1 (septembre 2008)². Ces données offrent une couverture optimale de tout le plancher océanique avec une résolution de 1 min. Dans leurs travaux, ces auteurs ont utilisé les données de sondeurs disponibles au NGDC pour les longueurs d'ondes supérieures à 160 km.

1. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/geodas.html>

2. Disponibles pour téléchargement sur ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_topo_1min/

Cependant, pour les données en-dessous de cette longueur d'onde, les résultats sont exclusivement dépendants de l'inversion des données d'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997) : par conséquent les données bathymétriques obtenues sont fonction des modèles utilisés.

C'est pourquoi, pour ne pas prendre de risque de redondance des données, on a décidé d'utiliser pour les calculs des anomalies gravimétriques un MNT de bathymétrie élaboré à partir des données disponibles au NGDC. Pour cela un traitement des données a été réalisé, avec l'aide du programme *GENERIC MAPPING TOOLS* - GMT Wessel et Smith (1995) sous Linux. Les principales étapes du traitement effectué sont brièvement discutées ci-dessous.

Les données disponibles au NGDC pour l'Atlantique Sud rassemblent 604 campagnes distribuées de manière irrégulière. La première étape a consisté à effectuer un bilan initial des données. Pour cela, une carte du positionnement des différentes campagnes a été réalisée (Figure 3.0.1), ainsi qu'une première carte bathymétrique utilisant l'ensemble des données. La carte de positionnement révèle une notable irrégularité dans la distribution des campagnes, avec une forte concentration de données au large des grands ports et des vides au centre sud de la région d'étude. De son côté, la carte bathymétrique montre une série d'artefacts dus notamment à la distribution irrégulière des données et à leur qualité hétérogène (Figure 3.0.2).

La première étape du traitement des données a été de réduire le plus possible le problème d'hétérogénéité des données, qui peut être quantifiée par les erreurs aux points de croisements internes³ (EPCi) et externes⁴ (EPCe).

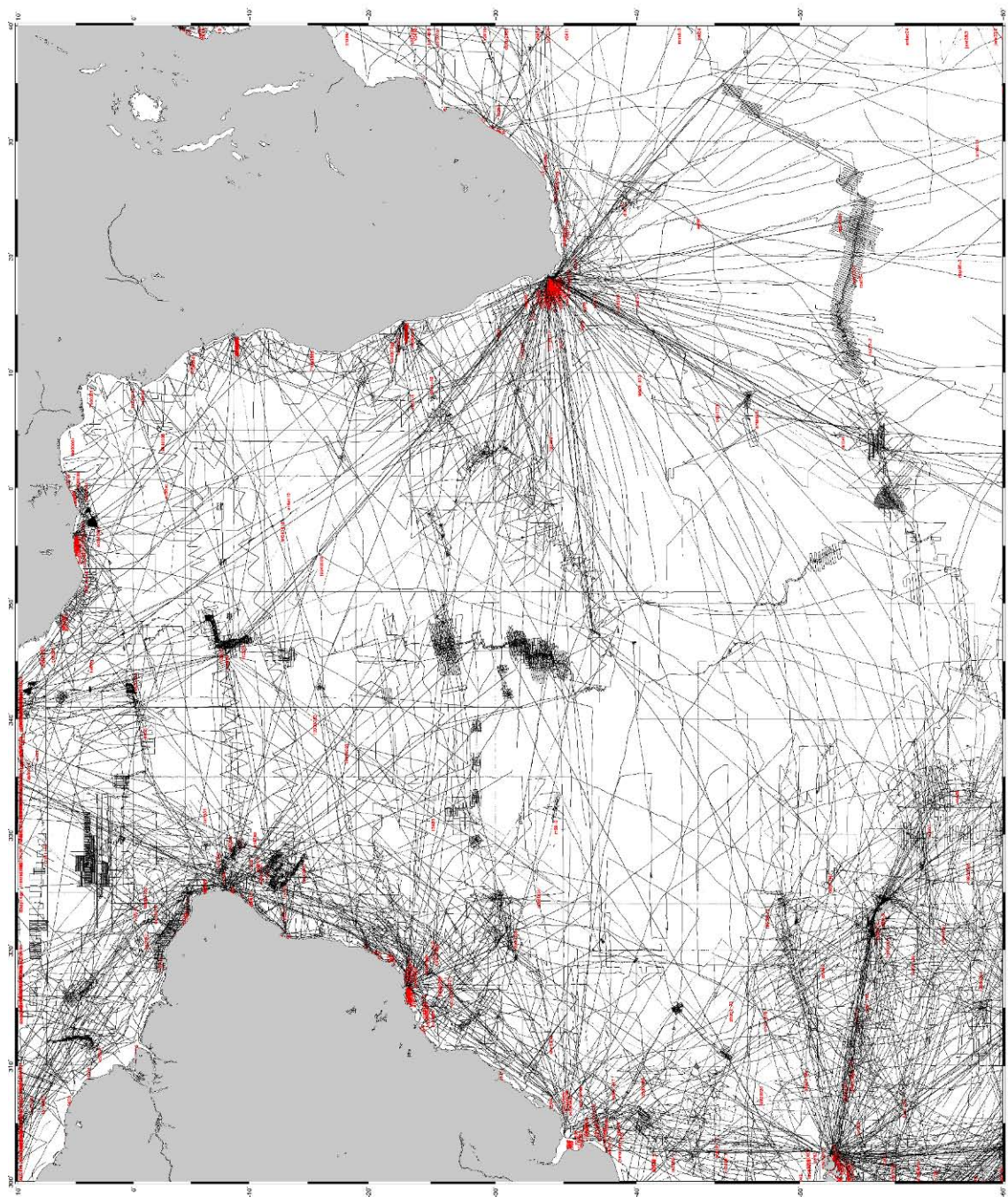
Pour chacune des campagnes les points de croisements internes ont été calculés et un fichier de rapport a été élaboré, ainsi que des cartes avec les positions et les statistiques des valeurs⁵ des EPCi. Les EPCi de chacune de campagnes ont été classées en quatre groupes :

Vert	$EPCi \leq 2\%$
Jaune	$2\% < EPCi \leq 10\%$

3. Le point est mesuré plus d'une fois au sein d'une campagne. Ces points sont utiles pour s'assurer de la régularité des mesures et éventuellement identifier des segments problématiques dans la campagne.

4. Le point est mesuré plus d'une fois lors de campagnes distinctes. Ces points témoignent de la qualité des mesures de la campagne.

5. On a travaillé avec les EPCi relatives à la profondeurs des points.



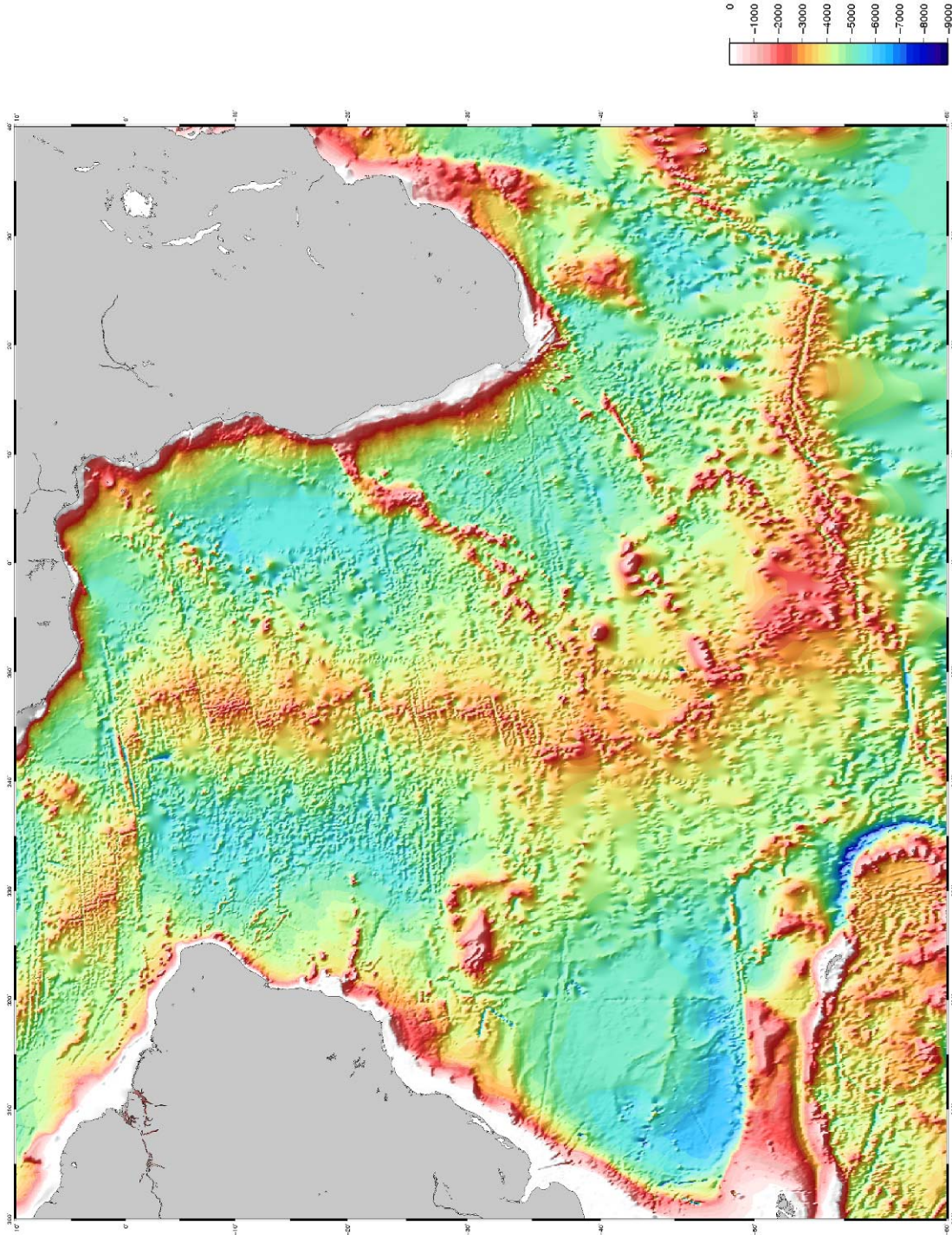


FIGURE 3.0.2: Carte A0 de bathymétrie avec l'intégralité de données de chacune des 604 campagnes disponibles pour l'Atlantique Sud. Sont visibles des artefacts dus notamment à la distribution irrégulière des données, mais aussi à leur hétérogénéité

Rouge $10\% < \text{EPCi} \leq 20\%$

Noire $20\% < \text{EPCi}$

En utilisant les EPCi comme indicateurs de qualité (Figure 3.0.3), les données de chacune des campagnes ont été elles aussi classées et séparées en quatre fichiers différents.

Avec l'analyse conjointe du fichier de rapport et des cartes on a pu choisir un premier groupe de 137 campagnes selon les critères suivants : campagnes multifaisceaux, et campagnes monofaisceaux avec au moins 5 croisements internes et une médiane des EPCi inférieure à 2%⁶. Dans tous les cas, on a veillé à n'utiliser que des campagnes avec un écart-type des EPCi inférieur à 5%.

Les données du groupe vert ($\text{EPCi} \leq 2\%$) des ces 137 campagnes forment une grille de référence bien distribuée pour toute la région d'étude (Figure 3.0.4).

Une fois cette grille de référence établie, elle a été utilisée pour le calcul des EPCe de chacune des campagnes individuellement. On a suivi pour les EPCe la même logique que pour les EPCi : les données ont été classées et séparée selon des limites d'erreurs établies. Pour les EPCe les limites utilisées figurent ci-dessous.

Vert $\text{EPCe} \leq 5\%$

Jaune $5\% < \text{EPCe} \leq 10\%$

Rouge $10\% < \text{EPCe} \leq 20\%$

Noire $20\% < \text{EPCe}$

Dans ce travail, on a choisi de n'utiliser que les données du groupe des plus faibles valeurs des EPCe pour la prochaine étape du traitement des données⁷ La comparaison entre les histogrammes de distribution des EPCe avant et après le traitement des données nous montre que l'on a réussi à augmenter considérablement (18%) la fraction des $\text{EPCe} \leq 1\%$ et à obtenir 90% des données avec un $\text{EPCe} \leq 3\%$ (Figure 3.0.5). L'EPCe totale passe de 42.9% (RMS) avant le traitement des données à 13.9% après le traitement.

L'étape de traitement des données terminée, on est passé au problème de la distribution parfois très dispersée des campagnes. Pour arriver à un MNT il faut

6. L'analyse de l'histogramme des EPCi nous montre qu'une moyenne inférieure à 2% permet de garder plus de 76% des données, toute en éliminant les plus grandes erreurs.

7. L'analyse de l'histogramme des EPCe nous montre qu'une limite inférieure à 5% permet de garder plus de 85% des données.

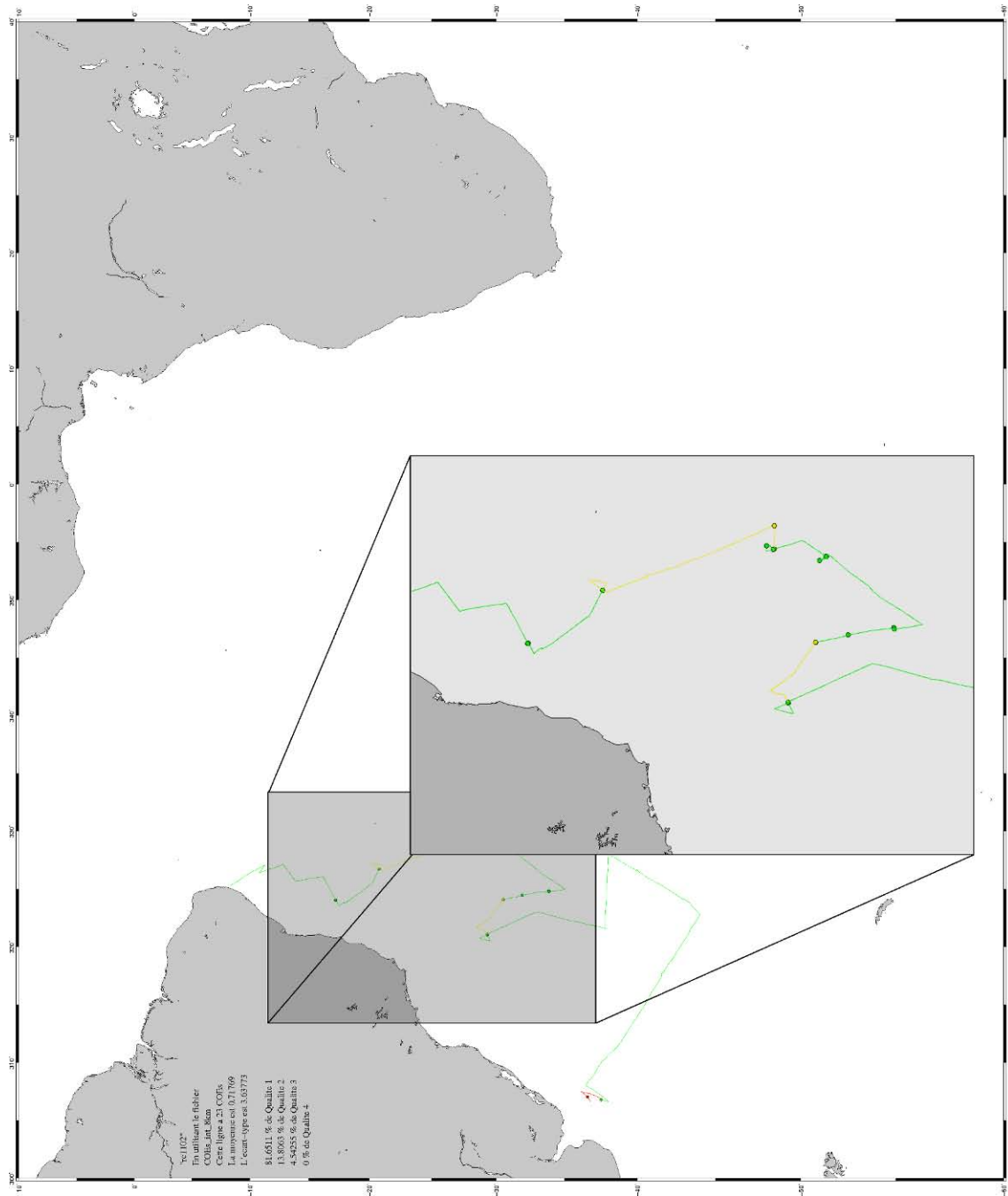


FIGURE 3.0.3: Carte A0 de la campagne RC1102. L'insert montre les EPCi, qui sont utilisés comme indicateurs de qualité des données.

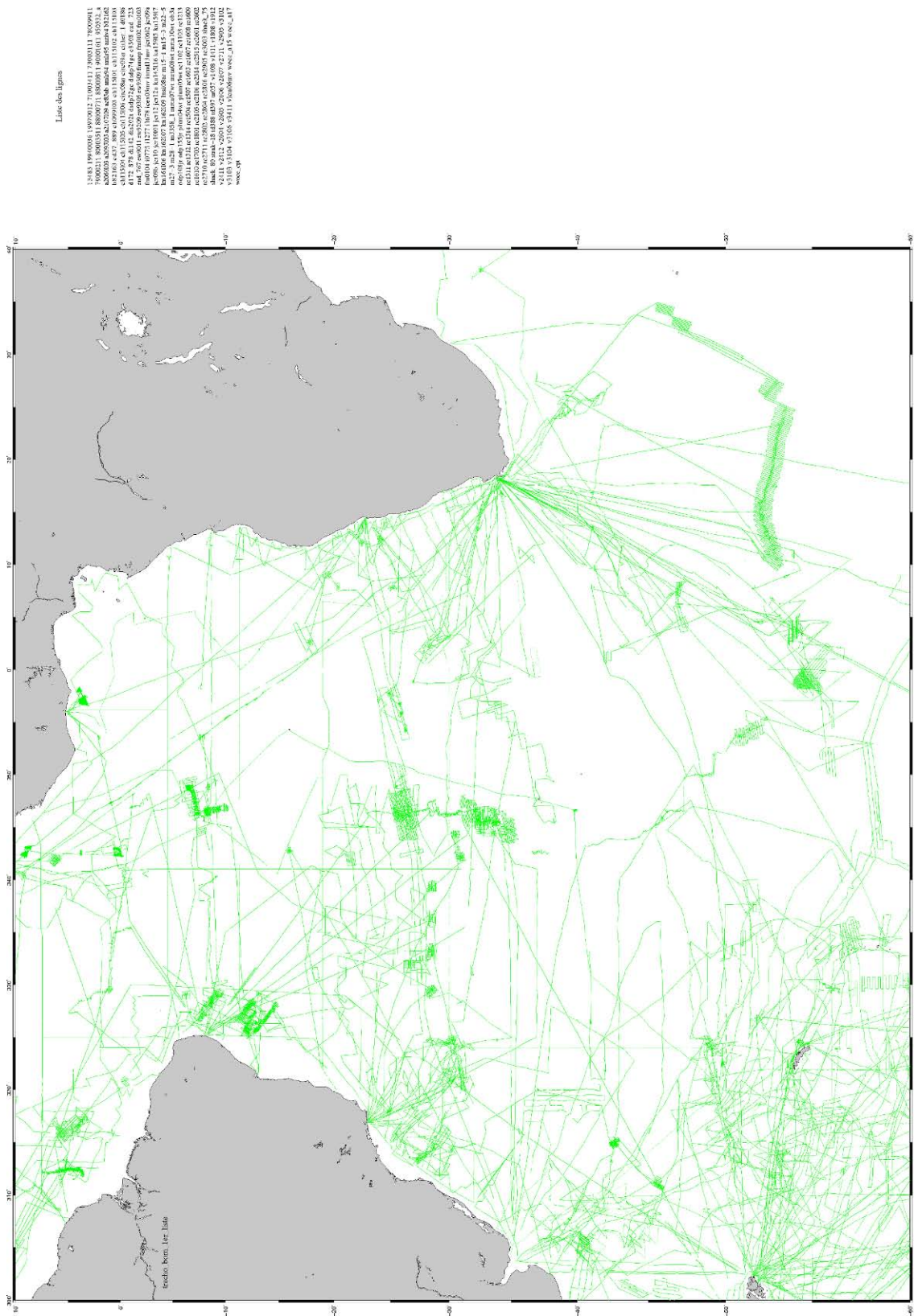


FIGURE 3.0.4: Carte A0 de positionnement des données provenant des 137 campagnes sélectionnées. Les données forment une grille relativement bien distribuée sur toute la région d'étude, bien qu'on ait seulement gardé les données du groupe vert ($EPCi \leq 2\%$). Liste de campagnes sélectionnées dans le tableau à droite.

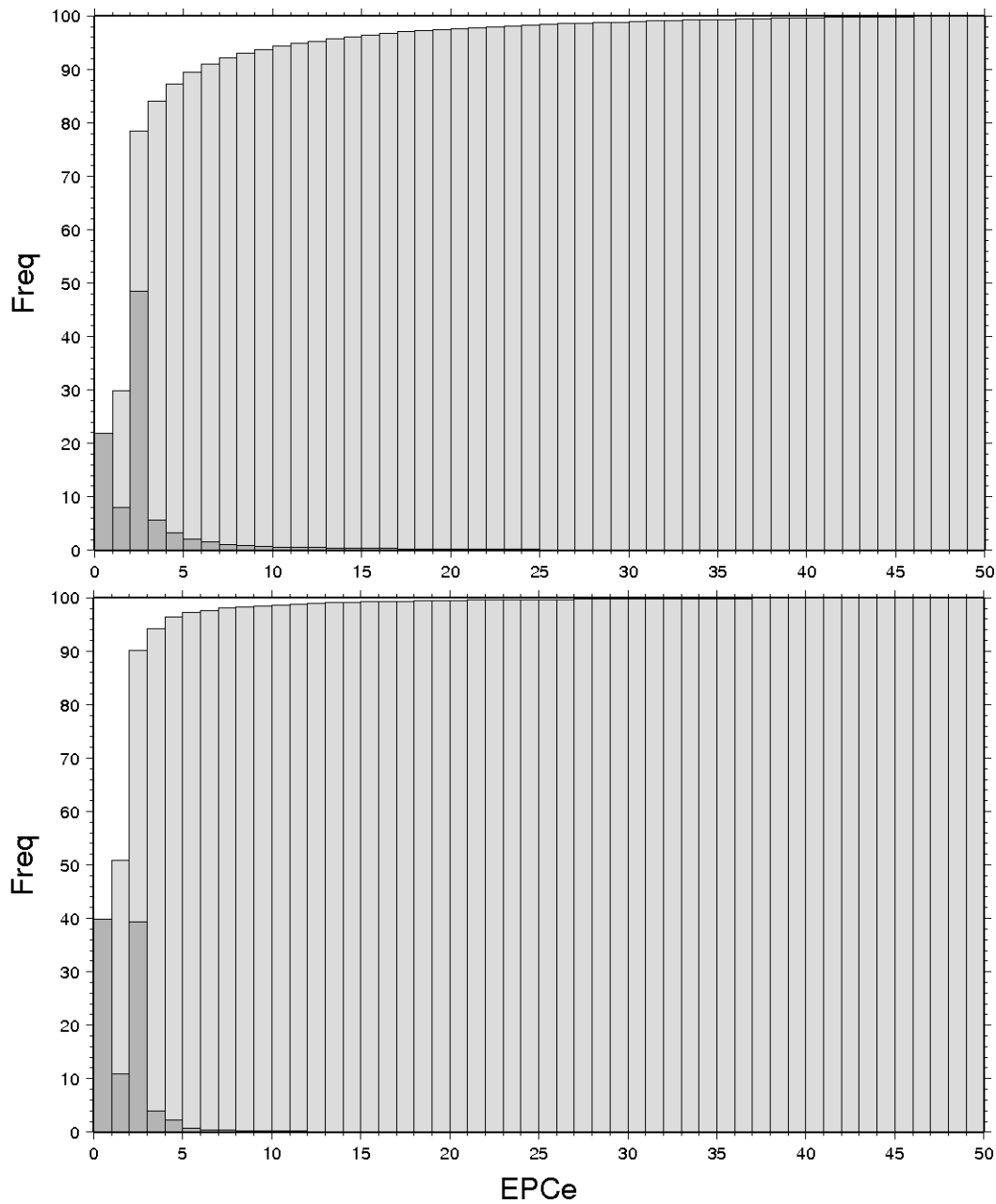


FIGURE 3.0.5: Comparatif des histogrammes des EPCe avant (haut) et après (bas) le traitement des données. On a réussi à augmenter considérablement (18%) la fraction des EPCe $\leq 1\%$ et à obtenir 90% des données avec une EPCe $\leq 3\%$.

disposer d'une distribution régulière des données, et pour cela on interpole normalement les données de façon à remplir les espaces. Le problème est que, étant donnée la distribution des campagnes, soit on utilise des cellules très grandes compatibles avec cette distribution, ce qui produit un MNT de faible résolution, soit on choisit une plus grande résolution, mais cela cause les artéfacts vus précédemment (Figure 3.0.2). Pour contourner ce problème on a adopté l'alternative ci-dessous.

Etant donné que la plupart de ces artéfacts sont dus aux interpolations multiples qui sont réalisées sur des nœuds trop éloignés des données réelles, les données ont été interpolées avec une résolution de 5 min, mais on a restreint les interpolations en ne gardant que les données dans une bande de cinq cellules de large de chaque côté du tracé des campagnes (Figure 3.0.6). Ainsi on a obtenu un MNT basé sur les données des campagnes, qui couvre la plupart des structures auxquelles on s'intéresse ici. En comparant ce dernier aux données d'altimétrie satellite, on remarque des différences non négligeables sur les monts et chaînes sous-marines (Figure 3.0.8). En effet, il est montré dans les travaux de Sandwell et Smith (1997) que dans les cas particuliers de structures isolées dans les bassins océaniques, les données dérivées d'altimétrie satellite peuvent ne restituer que 70% de la valeur réelle de la bathymétrie.

Cependant, un MNT continu est nécessaire pour les calculs des anomalies gravimétriques. Ainsi, le manque de données de bathymétrie a été comblé avec les données dérivées d'altimétrie satellite (Figure 3.0.7). Pour cela, dans les régions sans bathymétrie, les données d'altimétrie satellite ont été filtrées avec un filtre passe-bas de 50 km et ajoutées à la base des données des campagnes avant l'interpolation pour l'obtention du MNT. Ceci permet de conserver les données de campagnes inaltérées, de combler les manques de données et de ne pas avoir de problème de transition entre les deux données (Figure 3.0.9).

De cette façon le MNT final obtenu est composé des données traitées des campagnes complétées avec les données dérivées d'altimétrie satellite, tout en éliminant la plupart des artéfacts présents dans le MNT qui a été exclusivement fait avec les données des campagnes de sondage bathymétriques (Figure 3.0.10).

Pour une appréciation plus nette des différentes structures on a voulu enlever du MNT de bathymétrie l'effet de grande longueur d'onde dû à la réponse isostatique de la variation latérale de densité de la plaque lithosphérique avec l'âge. Pour cela

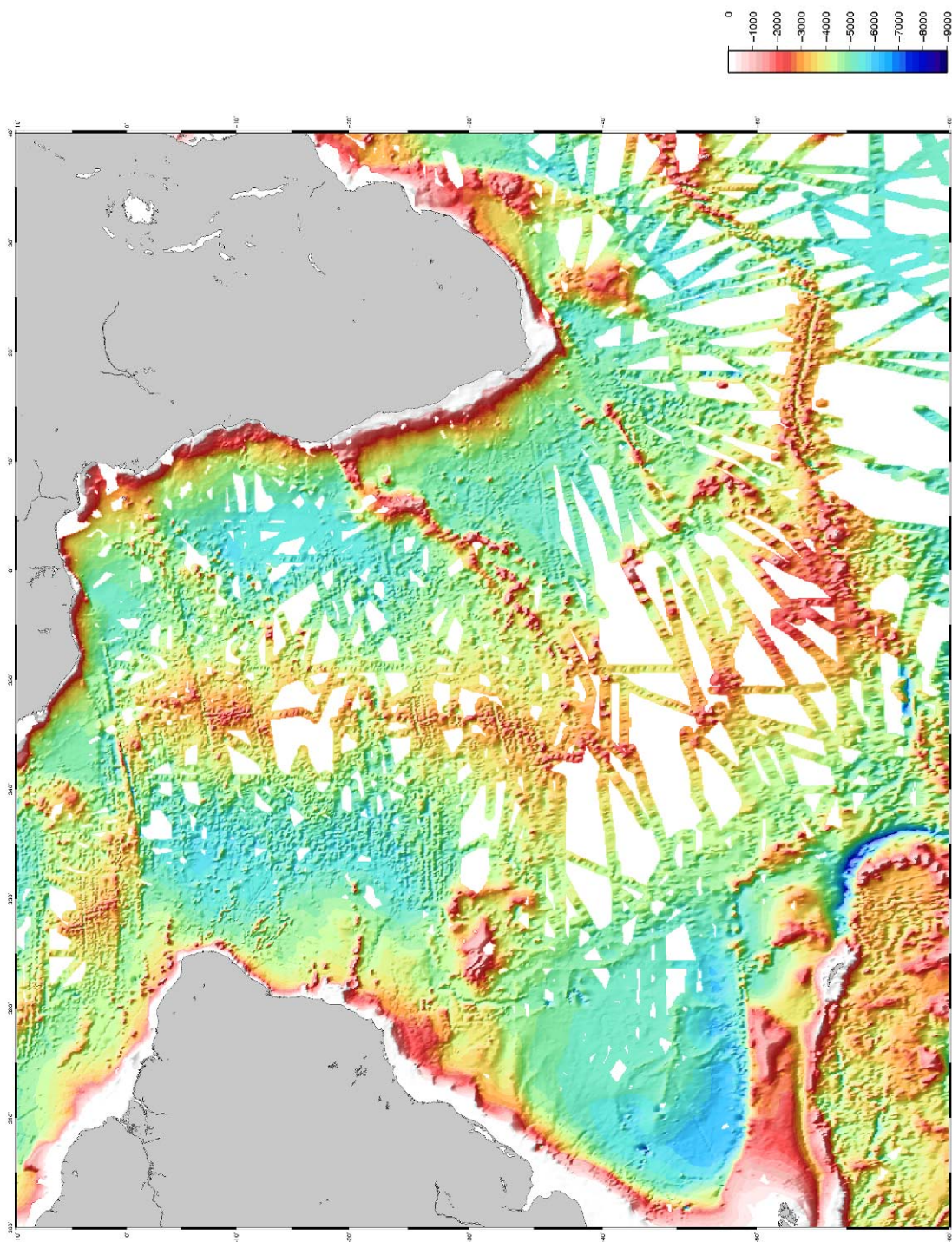


FIGURE 3.0.6: Carte A0 des données des campagnes de sondage bathymétrique. On a restreint les interpolations en ne gardant que les données dans une bande de cinq cellules de large de chaque côté du tracé des campagnes.

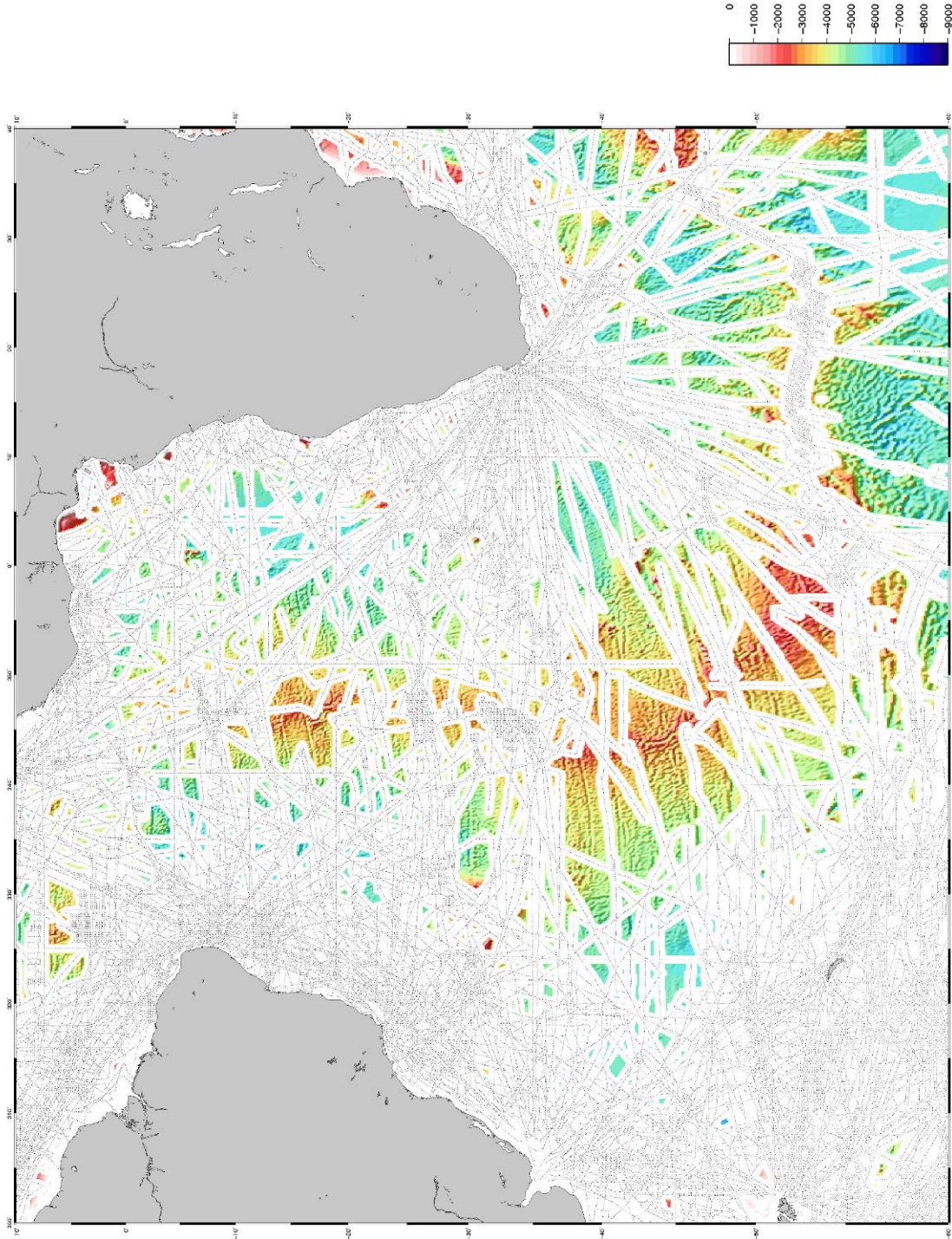


FIGURE 3.0.7: Carte A0 des données d'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997). Ces données ont été utilisées pour combler le manque de données dans le MNT construit exclusivement avec les données de campagnes (Figure 3.0.6).

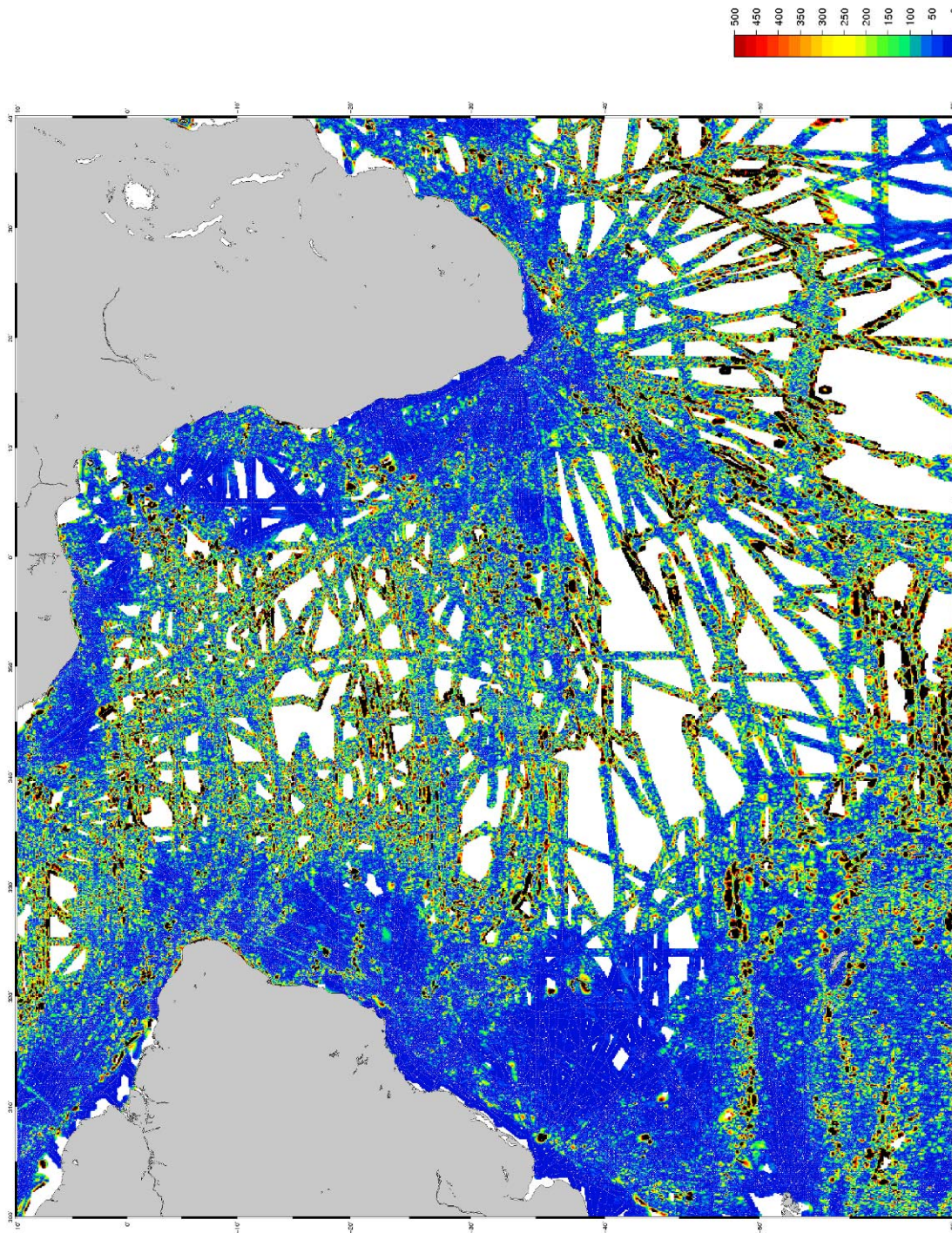


FIGURE 3.0.8: Carte A0 de la différence entre le MNT des données de sondage bathymétrique et celui dérivé d'altimétrie satellite. On remarque des différences non négligeables sur les monts et chaînes sous-marines.

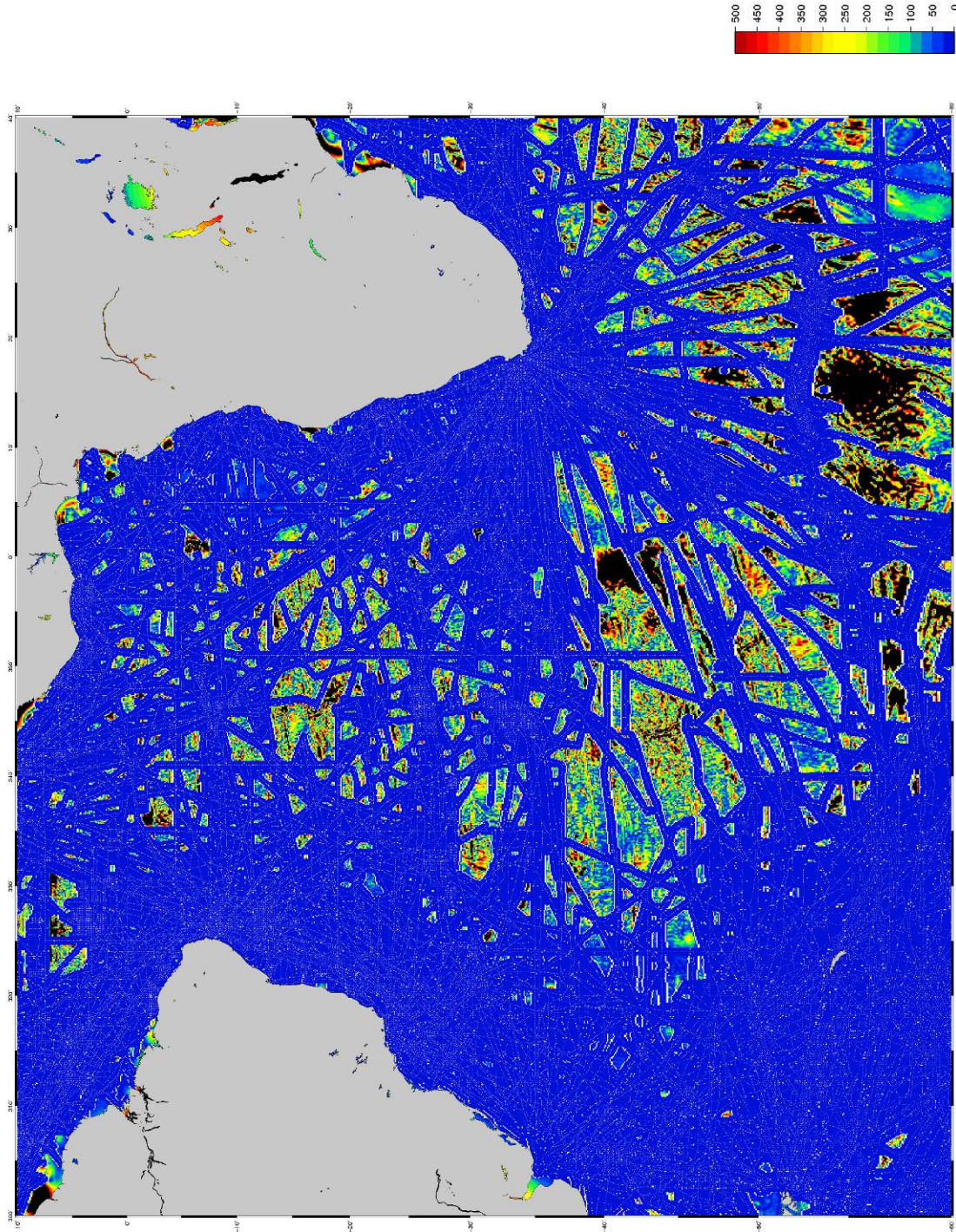


FIGURE 3.0.9: Carte A0 de la différence entre le MNT obtenu exclusivement avec les données de campagne et celui comblé avec les données d'altimétrie satellite. Les données des campagnes ont été conservées inaltérées.

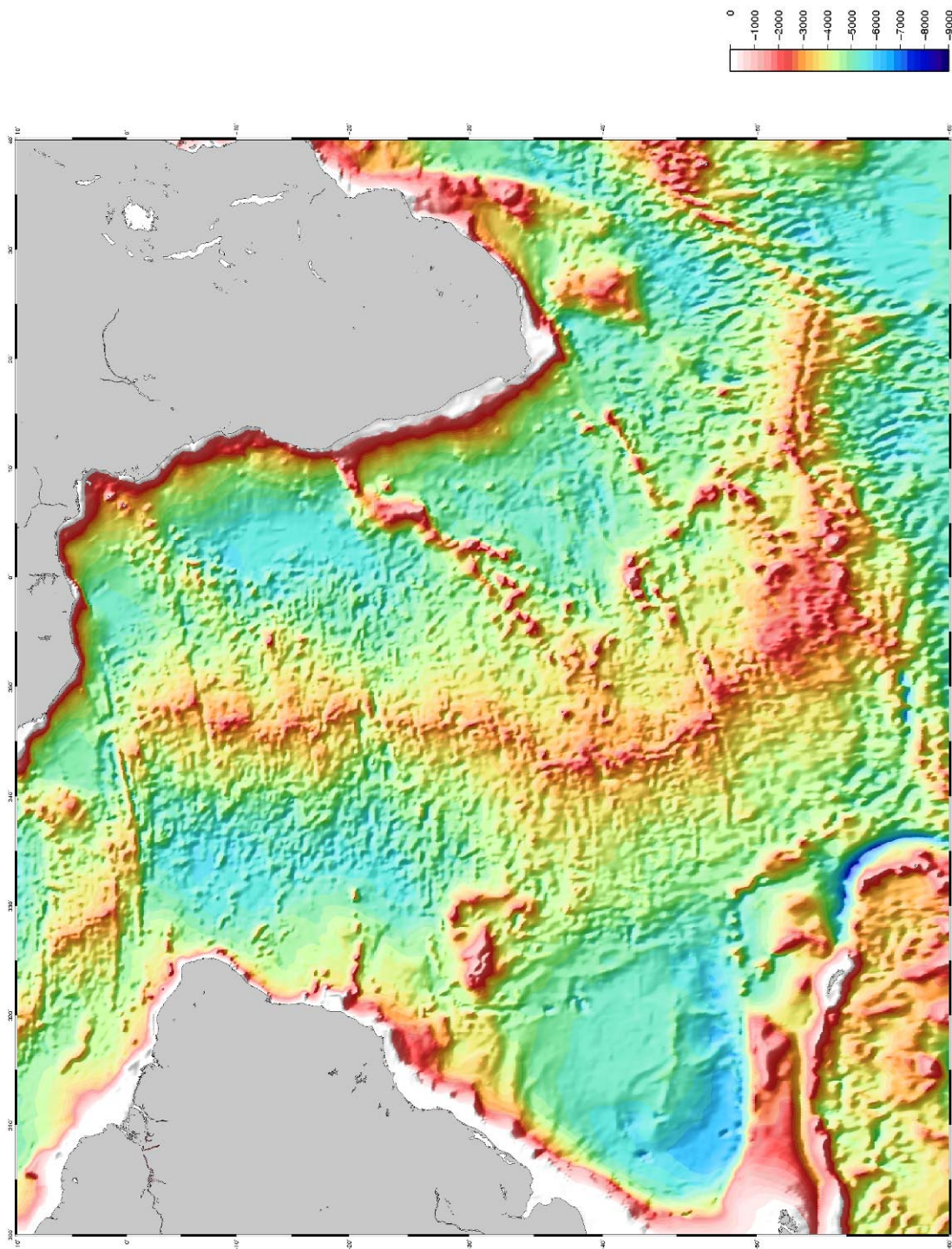


FIGURE 3.0.10: Carte A0 du MNT final obtenu après le traitement des données, composée des données traitées des campagnes de sondage bathymétrique et des données dérivées d'altimétrie satellite.

on a utilisé la relation⁸ qui a été proposée spécifiquement pour l’Atlantique Sud (Crosby *et al.*, 2006) et les données du MNT d’âge du plancher océanique dérivé des isochrones (Muller *et al.*, 1997) (Figure 3.0.11).

Dans la carte de bathymétrie résiduelle, les limites des structures sont beaucoup plus évidentes, en particulier les portions plus jeunes des chaînes volcaniques qui auparavant étaient masquées par les flancs de la dorsale.

8. Selon la formule :

$$d = -2444 - 347\sqrt{t}$$

où ;

d	la profondeur calculé
-2444	profondeur moyenne de la dorsale
-347	constante relationnelle
t	âge du plancher océanique

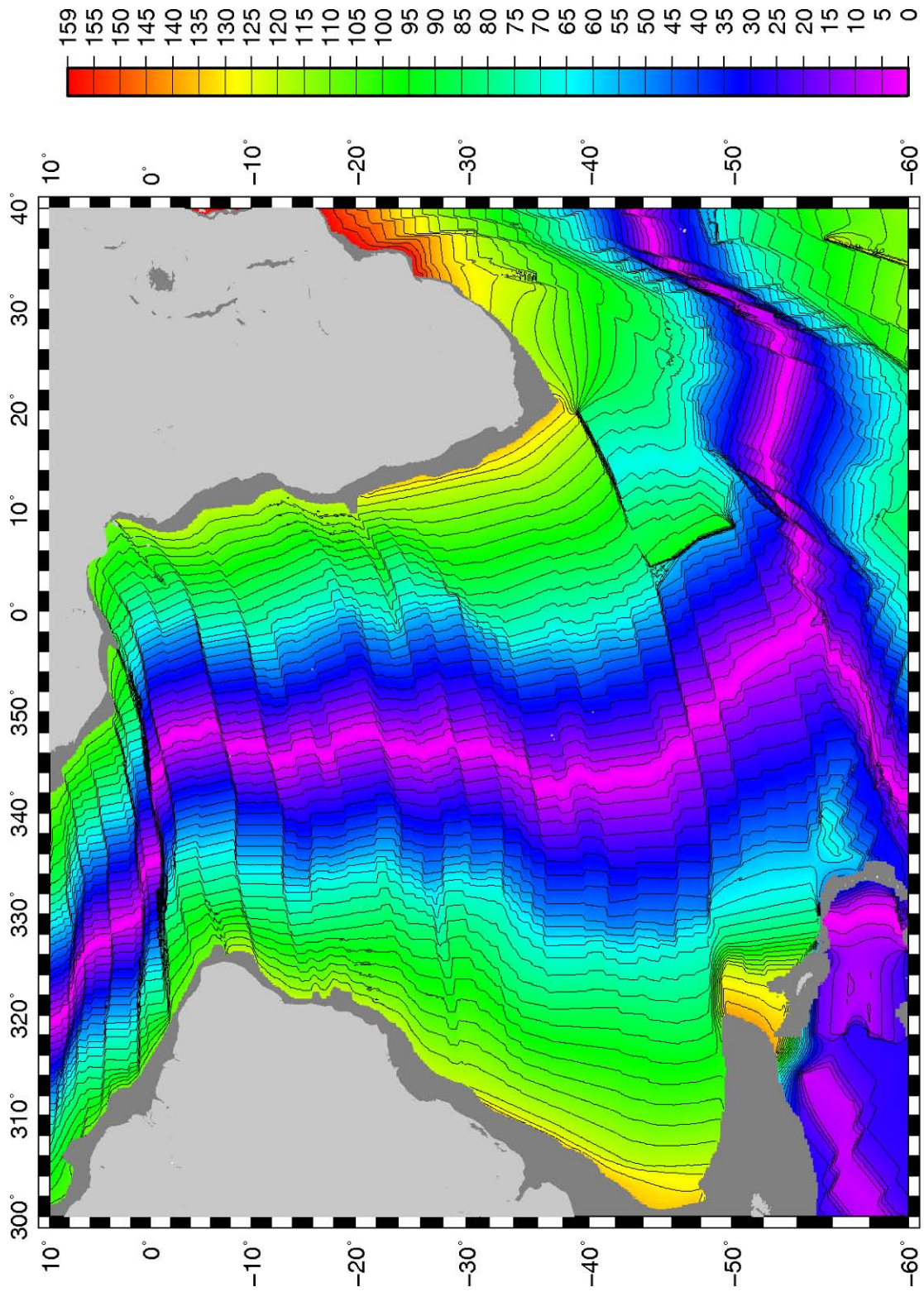


FIGURE 3.0.11: Carte des âges du plancher océanique basée sur la distribution des isochrones. (Muller *et al.*, 2008)

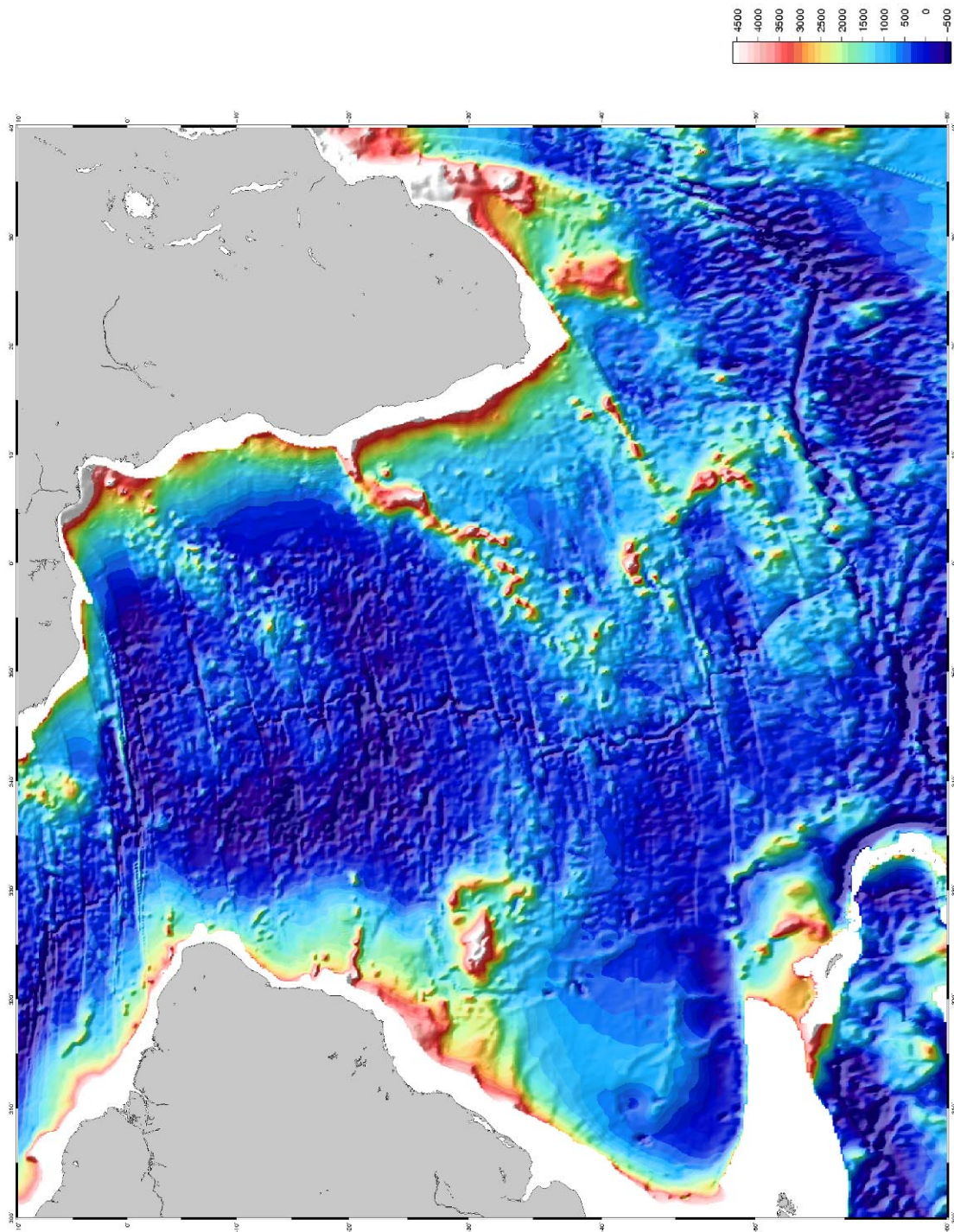


FIGURE 3.0.12: Carte A0 de la bathymétrie résiduelle.

Chapitre 4

Gravimétrie

Les données de gravimétrie disponibles dans la base de données du NGDC, comme les données de bathymétrie, ne sont pas suffisantes à elles seules pour l'élaboration d'un MNT de bonne résolution pour toute la région d'étude. En revanche, les données dérivées de l'altimétrie satellite sont une excellente source de données de gravimétrie pour les océans. Les données d'anomalies à l'air libre de Sandwell et Smith (1997, 2009), actuellement à la version 18.1 (décembre 2008)¹, et basées sur les données des satellites Geosat, ERS-1/2 et Topex, sont disponibles à une résolution de 1 min. La précision de ces données d'anomalies gravimétriques sont fonction de la précision avec laquelle la pente de la surface de l'océan peut être mesurée par l'altimétrie satellite. L'altimétrie satellite a une précision typique d'une gamme de 30-40 *mm*, correspondant une précision du champ de gravité de 4-6 *mGal* (Sandwell et Smith, 2009).

Ces données d'anomalies à l'air-libre, en plus d'une excellente couverture de la région d'étude, offrent une précision et une résolution suffisantes pour l'échelle de ce travail (Figure 4.0.1). Sur la carte d'anomalies à l'air libre de la région d'étude, la corrélation avec la bathymétrie est, comme on peut s'y attendre, remarquable. Les principales structures du plancher océanique sont identifiables, le tracé des zones des fractures est particulièrement net, de fortes anomalies négatives sont présentes sur les principaux dépocentres sédimentaires et autour des édifices volcaniques mis en place hors de l'axe de la dorsale.

Les anomalies à l'air libre sont dominées par les effets de l'interface eau-croûte et

1. Disponibles pour téléchargement sur ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/grav.img.18.1

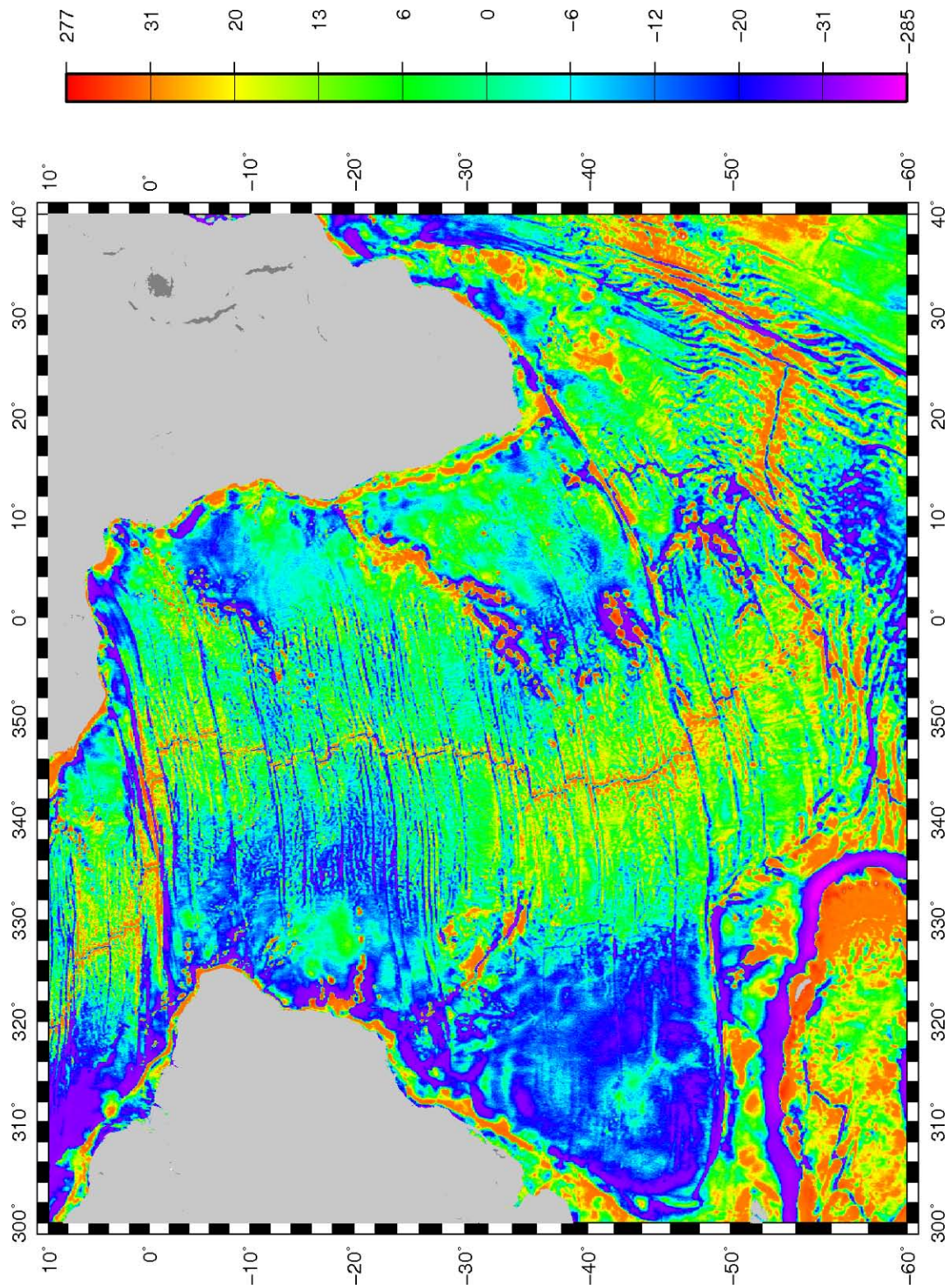


FIGURE 4.0.1: Carte des anomalies à l'air libre. Les principales structures du plancher océanique sont identifiables, le tracé des zones de fractures est particulièrement net, de fortes anomalies négatives sont présentes sur les dépocentres et autour des édifices volcaniques mis en place hors axe.

eau-sédiment, où les contrastes de densité sont forts. Il s'agit également de l'interface la plus proche du niveau de mesure (niveau de la mer). Afin d'exploiter les données de gravimétrie pour mieux voir les anomalies d'origine plus profonde liées aux variations de l'épaisseur de la croûte et/ou des variations de densité dans le manteau, on a cherché à supprimer les effets dus à la bathymétrie et à une croûte d'épaisseur et de densité constants en procédant au calcul de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA). Ce calcul a été effectué selon la méthode de Parker (1973) à l'ordre 6 en trois étapes. D'abord, on a retranché du MNT à l'air libre (Figure 4.0.1) l'effet gravimétrique dû à l'interface eau-sédiments. Pour cela on a utilisé le MNT de bathymétrie obtenu préalablement (Figure 3.0.10) avec un contraste de densité de 1370 kg/m^3 ($2400 - 1030$) (Schubert *et al.*, 2001; Turcotte et Schubert, 2002). Ensuite, pour l'interface sédiment-croûte, on a ajouté le MNT d'épaisseur sédimentaire mondial de Divins (2003)² au MNT de bathymétrie pour établir un MNT de la profondeur du socle basaltique (Figure 4.0.2). Pour cette interface on a utilisé un contraste de densité de 400 kg/m^3 ($2800 - 2400$) (Schubert *et al.*, 2001; Turcotte et Schubert, 2002) et ainsi on a obtenu comme résultat le MNT d'anomalie de Bouguer (Figure 4.0.3). Finalement, on a retiré du MNT d'anomalie de Bouguer l'effet dû à l'interface croûte-manteau en utilisant une croûte d'épaisseur constante de 6 km et un contraste de densité de 500 kg/m^3 ($3300 - 2800$) (Schubert *et al.*, 2001; Turcotte et Schubert, 2002). Les calculs furent réalisés à l'aide du programme GENERIC MAPPING TOOLS - GMT Wessel et Smith (1995).

Les anomalies gravimétriques de la carte de MBA (Figure 4.0.4) nous informent sur les anomalies de densité et d'épaisseur de la croûte par rapport au modèle qui a été utilisé dans le calcul, ainsi que sur les anomalies de densité et température du manteau. Une correction peut rendre l'interprétation de ces dernières moins complexe. En effet, comme pour la bathymétrie, la variation latérale de densité de la plaque lithosphérique avec l'âge est responsable d'une composante de grande longueur d'onde dans l'anomalie gravimétrique.

Pour retirer cette composante on a d'abord calculé la profondeur de l'interface lithosphère-asthénosphère en utilisant le MNT des âges du plancher océanique Muller *et al.* (1997) (Figure 3.0.11) ce qui a permis d'établir un modèle de l'épaisseur de la plaque Turcotte et Schubert (2002).

2. Disponible au téléchargement sur <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>

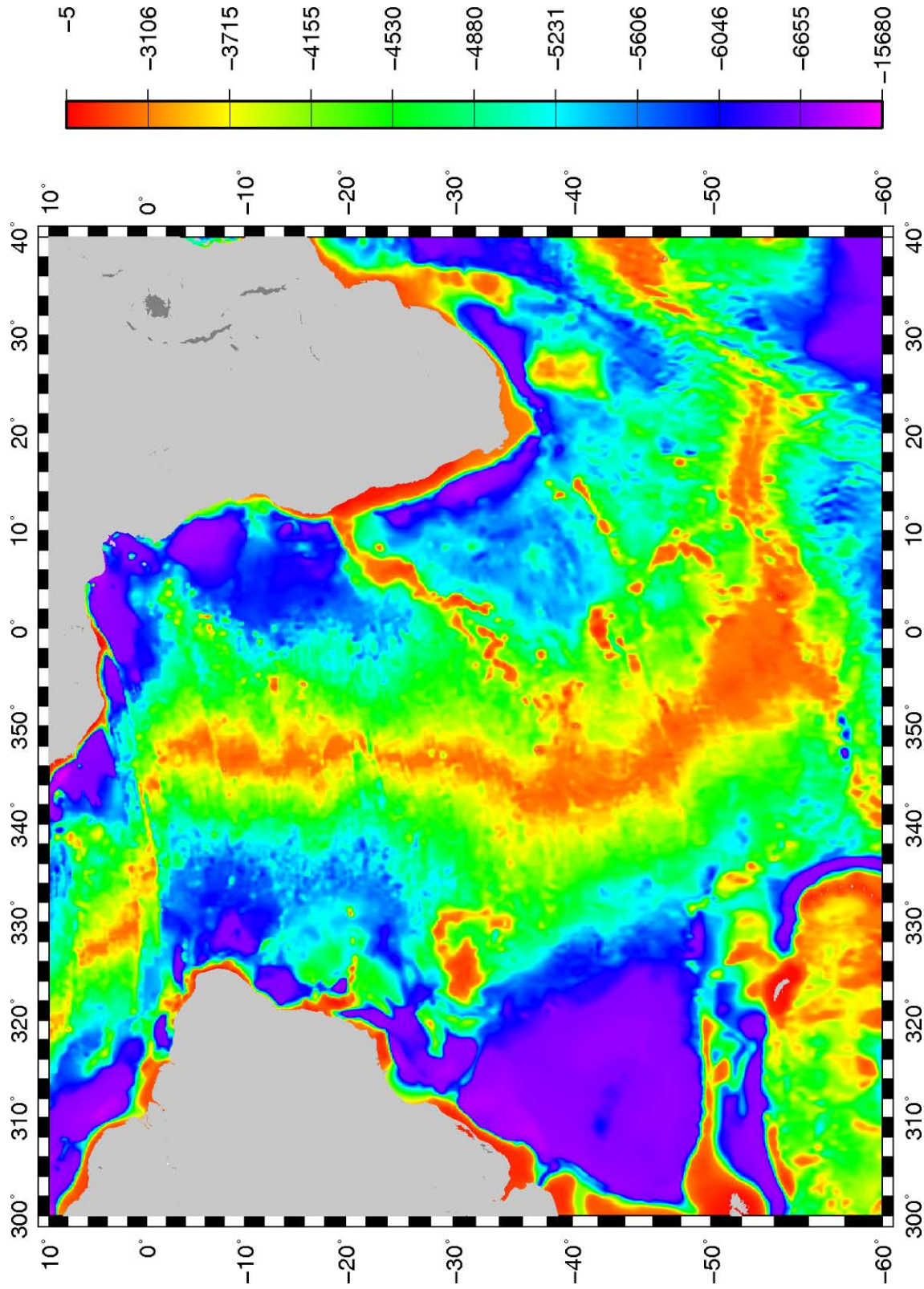


FIGURE 4.0.2: Carte de profondeur de la croûte.

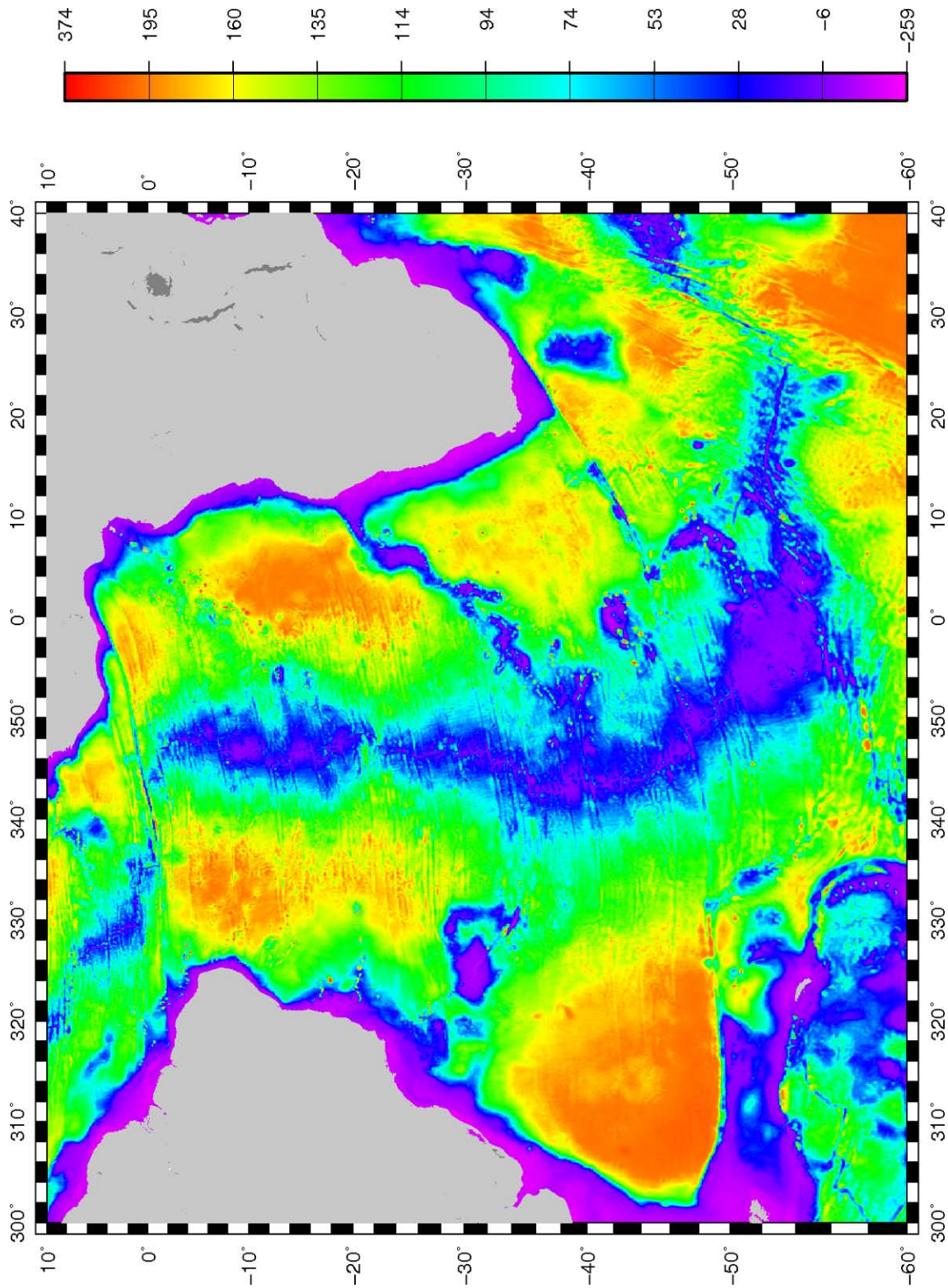


FIGURE 4.0.3: Carte des anomalies de Bouguer

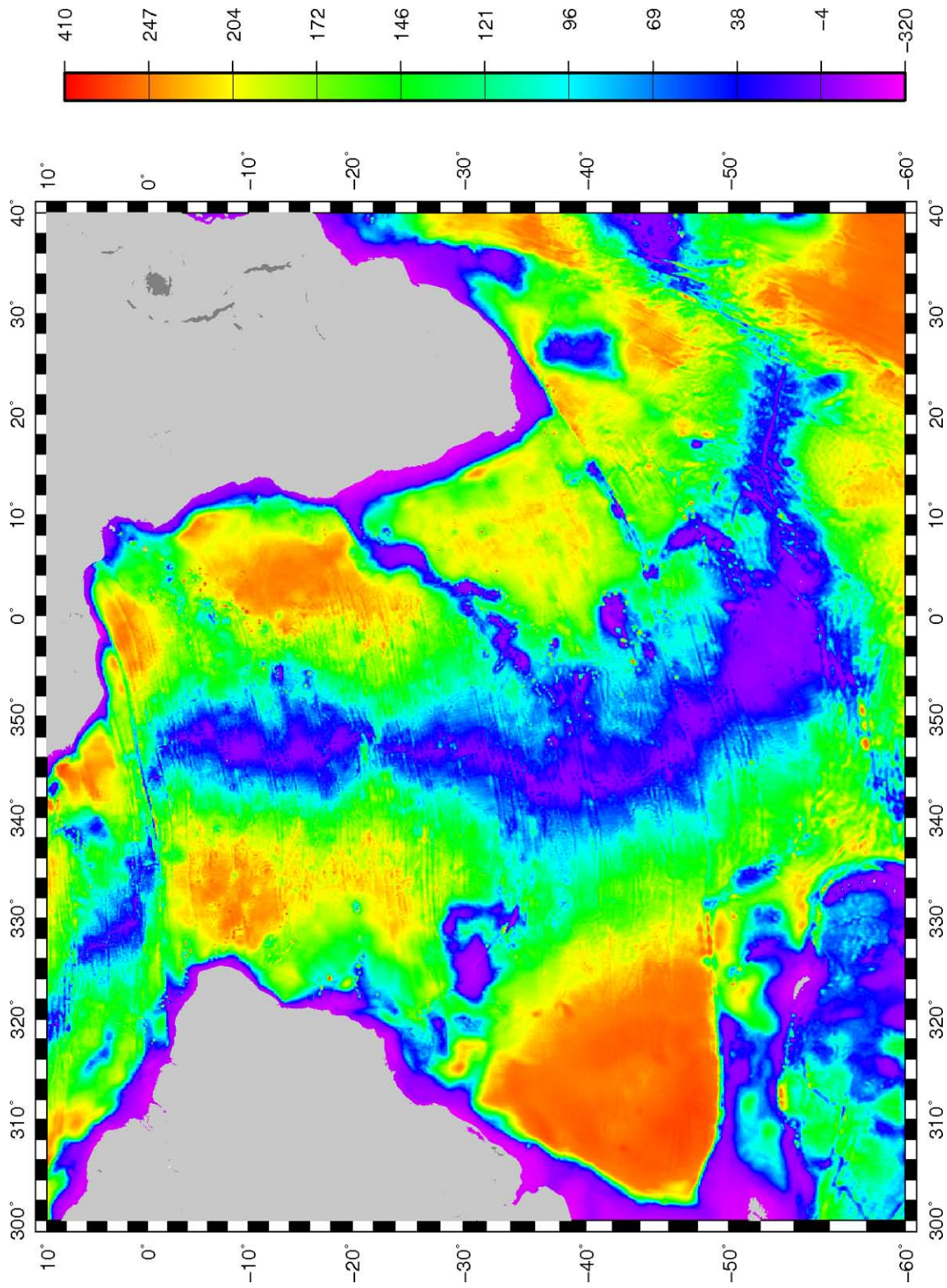


FIGURE 4.0.4: Carte des anomalies de Bouguer réduites au manteau (MBA)

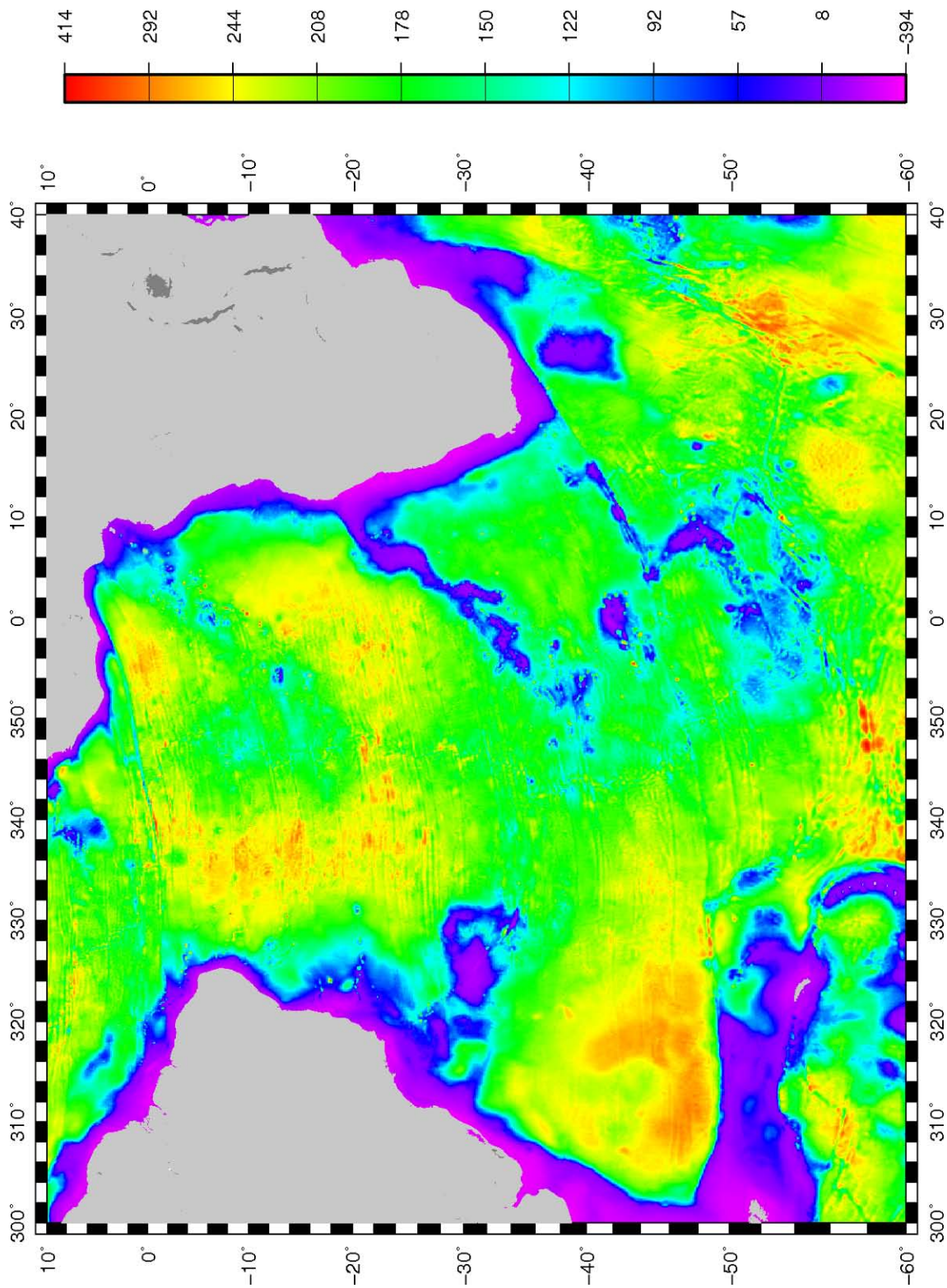


FIGURE 4.0.5: Carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA).

Ensuite, on a calculé l'effet gravimétrique de ce MNT de profondeur de l'interface lithosphère-asthénosphère avec un contraste de -60 kg/m^3 (3300 - 3360) (Rommevaux *et al.*, 1994). Finalement, ce dernier effet calculé a été retranché du MNT de MBA pour aboutir au MNT d'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA). Dans la carte de RMBA, les fortes anomalies négatives associées aux structures bathymétriques sont bien nettes, et des anomalies proches de la dorsale peuvent maintenant être mieux identifiées (Figure 4.0.5).

Chapitre 5

Reconstructions Cinématiques

Afin de reconstituer l'évolution dans le temps des systèmes volcaniques de l'Atlantique Sud et de leurs interactions avec la dorsale, nous avons effectué des reconstructions cinématiques, tenant compte des mouvements absolus et relatifs des plaques africaine et sud-américaine.

Depuis longtemps, malgré le débat évoqué (cf. sous-section 1.1.1), les traces des points chauds sont utilisées comme référentiel pour le calcul des mouvements absolus des plaques lithosphériques (Morgan, 1972; Clague et Jarrard, 1973; Duncan, 1981; Morgan, 1983).

Dans ce travail, les pôles décrivant le mouvement absolu de la plaque Afrique par rapport au système de référence des points chauds, issus des travaux de Duncan et Richards (1991) et Muller *et al.* (1993), ont été utilisés. Duncan et Richards (1991) ont calculé le mouvement absolu de la plaque africaine en utilisant la trace des points chauds présents dans les plaques sud-américaine et africaine, en particulier l'élévation du Rio Grande et la chaîne Walvis (Figure 5.0.1 et Tableau 5.1). En revanche, Muller *et al.* (1993) ont calculé le mouvement absolu de la plaque africaine en utilisant la trace des points chauds et les larges épanchements volcaniques présents dans les plaques nord et sud-américaine, africaine, indienne et australienne (Figure 5.0.2 et Tableau 5.2).

Pour le mouvement relatif entre les plaques sud-américaine et africaine, Duncan et Richards (1991) et Muller *et al.* (1993) ont utilisé les pôles calculés par Cande *et al.* (1988) en utilisant les anomalies magnétiques des profils disponibles dans l'Atlantique Sud (Tableau 5.3). Avec l'évolution de la gravimétrie satellitaire, il

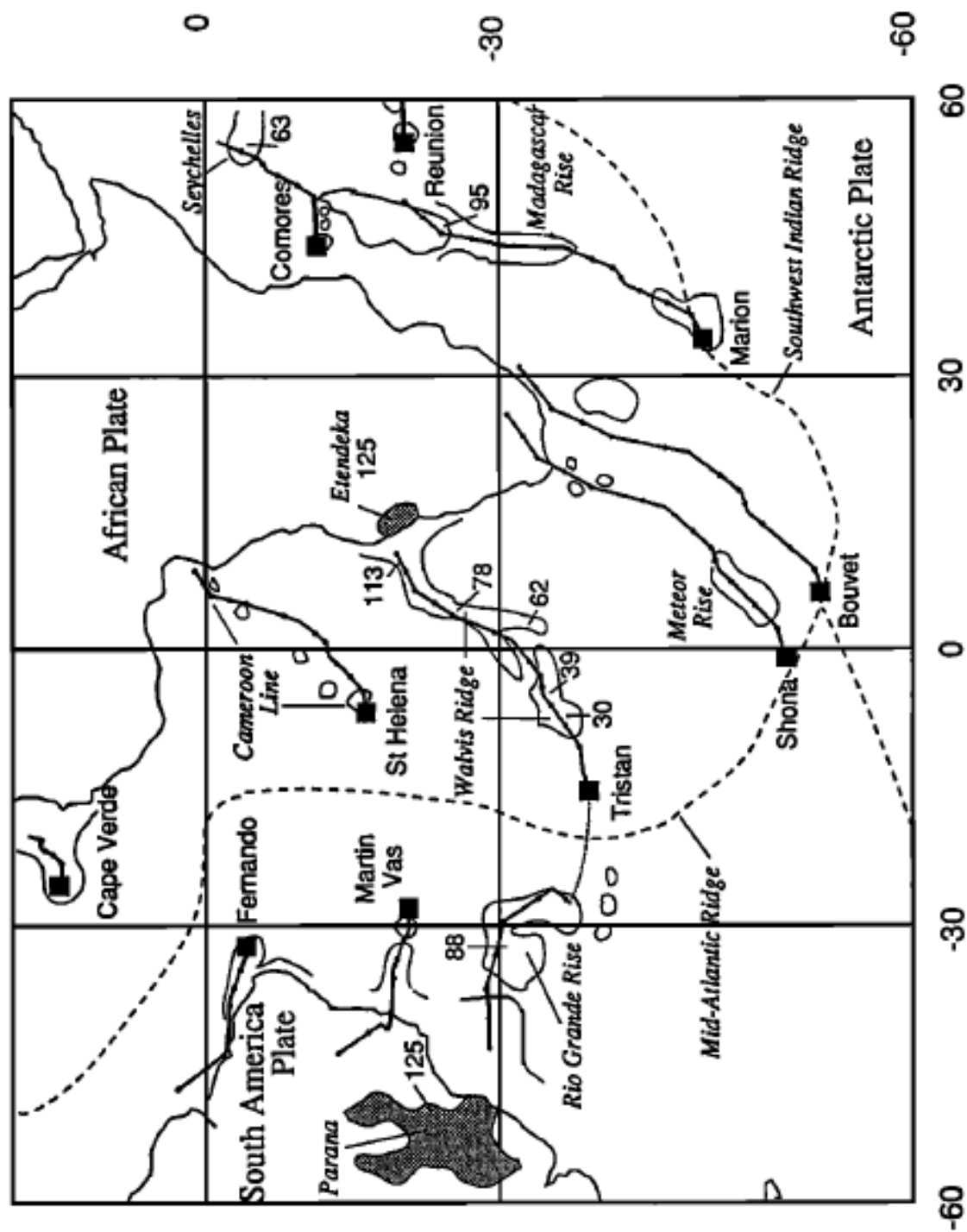


FIGURE 5.0.1: Carte des points chauds présents dans les plaques sud-américaine et africaine, utilisés par Duncan et Richards (1991) pour le calcul des pôle de rotation. Extrait de Duncan et Richards (1991).

<i>Period, Ma</i>	<i>Total Rotations, deg</i>		
	<i>Latitude (+N)</i>	<i>Longitude (+E)</i>	<i>Angle (+CCW)*</i>
<i>African Plate</i>			
11-0 (A5)†	60.0	-30.0	-2.0
21-0 (A6)	51.0	-45.0	-4.5
36-0 (A13)	40.0	-45.0	-8.0
42-0 (A18)	42.0	-42.5	-9.0
48-0 (A21)	42.0	-40.0	-9.6
58-0 (A26)	40.0	-40.0	-10.7
66-0 (A29)	35.0	-40.0	-14.5
80-0	31.0	-50.0	-20.0
100-0	25.0	-47.0	-25.5
120-0 (M0)	26.0	-42.5	-30.0

TABLE 5.1: Tableau des pôles de rotation relatifs au mouvement absolu de la plaque Afrique selon Duncan et Richards (1991). Extrait de Duncan et Richards (1991).

<i>Chron</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>Lat (°N)</i>	<i>Long (°E)</i>	<i>Angle (°) pos. = counterclockwise</i>
<i>Africa</i>				
5	10.4	59.3	-31.6	-1.89
6	20.5	50.9	-44.5	-4.36
13	35.5	40.3	-43.0	-7.91
18	42.7	37.7	-41.2	-9.65
21	50.3	32.8	-40.8	-12.09
25	58.6	30.1	-41.7	-13.89
31	68.5	26.4	-40.9	-16.23
33y	73.6	22.3	-39.6	-17.80
33o	80.2	18.0	-38.9	-19.98
34	84.0	19.0	-40.9	-21.53
	90.0	19.4	-41.9	-23.31
	100.0	18.9	-41.4	-25.35
	110.0	17.7	-39.5	-26.71
M-0	118.7	18.7	-39.7	-27.37
M-10	130.0	16.7	-37.5	-28.52

TABLE 5.2: Tableau des pôles de rotation relatifs au mouvement absolu de la plaque Afrique selon Muller *et al.* (1993). Extrait de Muller *et al.* (1993).

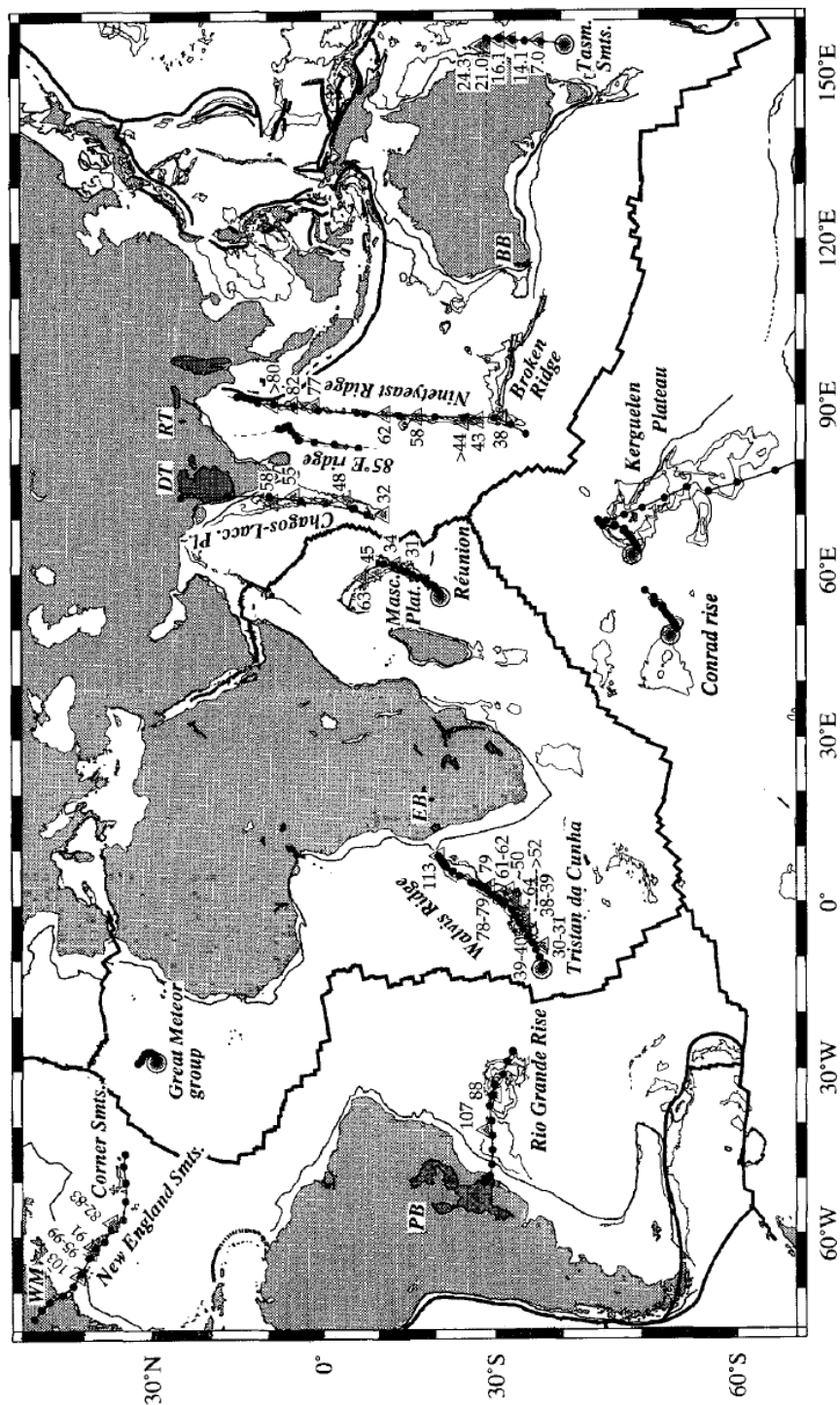


FIGURE 5.0.2: Carte des points chauds et larges épanchements volcaniques présents dans les plaques nord et sud-américaine, africaine, indienne et australienne, utilisés par Muller *et al.* (1993) pour le calcul des pôles de rotation. Extrait de Muller *et al.* (1993).

fut possible d'obtenir une meilleure description des structures tectoniques du fond océanique (Sandwell *et al.*, 2001), ce qui a permis l'interpolation des valeurs d'âges du plancher océanique et l'élaboration par Muller *et al.* (1993, 2008) (Figure 3.0.11, Chapitre 3) d'une carte mondiale des isochrones en format numérique. De plus, une autre évolution fut la nouvelle échelle temporelle des inversions de polarités plus récentes du champ magnétique, publiée par Cande et Kent (1995) qui apporte des corrections à celle de Kent et Gradstein (1986) utilisée par Cande *et al.* (1988).

Ainsi, nous avons choisi d'utiliser la carte digitale des isochrones de Muller *et al.* (2008) pour extraire les isochrones tous les 5 millions d'années dans la période entre 115 et 0 *Ma*, et faire le calcul des pôles de rotations du mouvement relatif entre les plaques africaine et sud-américaine. Ce calcul des pôles correspondant au mouvement relatif entre les plaques africaine et sud-américaine fut réalisé avec l'aide du logiciel MIRONE (Luis, 2007)¹. Les pôles obtenus sont dans le Tableau 5.4.

Le choix de recalculer les pôles de rotation du mouvement relatif entre les plaques sud-américaine et africaine a porté fruit. Une comparaison entre les résultats obtenus dans ce travail et celui de Cande *et al.* (1988) montre une considérable réduction du misfit (Tableau 5.5). Pour faire ce calcul, les âges des isochrones utilisés par Cande *et al.* (1988) furent établis selon l'échelle temporelle des inversions de polarités du champ magnétique de Cande et Kent (1995). Par la suite nous avons extrait de la carte numérique de Muller *et al.* (2008) les isochrones dont les âges sont les plus proches des isochrones utilisées dans ce travail. Puis nous avons procédé au calcul des rotations selon les paramètres du Tableau 5.3.

Le misfit fut calculé selon la méthodologie décrite en Luis et Miranda (2008), dans laquelle le misfit est la somme de la distance orthogonale de chacun des points d'une isochrone au segment le plus proche de l'isochrone conjuguée.

Par exemple pour l'isochrone de 30 *Ma* le misfit calculé est 1.69 (Figures 5.0.3 et 5.0.4). Les sommets des polygones *A* et *B* sont a_i et b_j , où $i = 1 : N$ et $j = 1 : M$ avec N et M les valeurs de sommets de chacune des polygones. Ainsi le misfit est donné par la formule ci-dessous :

1. Disponible au téléchargement sur <http://w3.ualg.pt/~jluis/mirone/>

Magnetic Anomaly	Age *	Latitude	Longitude	Angle
J	.91	60.00	-39.00	0.29
2	1.66	60.00	-39.00	0.51
2A	2.47	60.00	-39.00	0.77
3	3.88	60.00	-39.00	1.21
3A	5.35	60.00	-39.00	1.78
4	6.70	60.00	-39.00	2.27
4A	7.90	60.00	-39.00	2.76
5	8.92	60.00	-39.00	3.15
5A	11.55	59.50	-38.00	4.05
5B	14.87	59.50	-38.00	5.25
5C	16.22	59.50	-38.00	5.75
5D	17.57	59.50	-38.00	6.30
5E	18.56	59.50	-38.00	6.70
6	19.35	59.50	-38.00	7.05
6A	20.88	59.50	-36.50	7.60
6B	22.57	59.50	-36.50	8.45
6C	23.27	59.50	-36.50	8.80
7	25.50	59.00	-36.00	9.50
8	26.86	59.00	-36.00	10.00
9	28.15	58.00	-35.00	10.55
10	29.73	57.00	-35.00	11.05
11	31.23	57.00	-35.00	11.60
12	32.46	57.50	-35.00	12.15
13	35.29	57.50	-34.00	13.38
15	37.24	57.00	-33.50	14.10
16	38.10	57.00	-33.50	14.40
17	39.53	57.00	-33.00	15.05
18	41.29	57.50	-32.50	15.80
19	43.60	58.00	-32.00	17.00
20	44.66	57.50	-32.00	17.60
21	48.75	58.50	-31.50	19.07
22	51.95	59.00	-31.50	20.10
23	53.88	60.00	-32.00	20.75
24	55.14	60.00	-32.00	21.20
25	58.64	61.00	-32.00	22.30
26	60.21	61.50	-32.50	22.70
27	63.03	62.50	-33.00	23.55
28	64.29	63.00	-33.30	24.00
29	65.50	63.00	-33.30	24.30
30	66.74	63.00	-33.30	24.70
31	68.52	63.00	-33.50	25.40
32	71.37	63.00	-33.50	26.60
33	74.30	63.00	-33.50	27.90
33R	80.17	63.00	-34.00	31.00
34	84.00	61.75	-34.00	33.50

*Kent and Gradstein [1986].

TABLE 5.3: Pôles de rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique selon Cande et al. (1988).

Âge (Ma)	Long.	Lat.	Angle (degrés)
5	-37.78	58.8	01.90
10	-38.86	60.12	03.80
15	-38.32	59.76	05.58
20	-37.24	59.40	07.40
25	-35.38	57.60	09.72
30	-34.54	57.60	12.06
35	-33.35	57.40	14.34
40	-32.38	57.60	16.47
45	-31.30	58.14	18.45
50	-31.84	59.76	20.34
55	-32.38	61.38	21.96
60	-32.92	62.28	23.31
65	-33.00	62.46	24.52
70	-33.46	62.82	26.10
75	-33.46	62.28	28.98
80	-34.00	62.10	32.00
85	-34.00	60.84	34.56
90	-34.00	58.50	37.08
95	-34.00	56.16	39.78
100	-34.00	54.54	42.48
105	-34.00	52.74	45.18
110	-34.00	51.66	47.88
115	-34.00	50.22	50.76

TABLE 5.4: Pôles de rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique calculés dans ce travail.

Ce travail					Cande et al. (1998)						
Âge	Long.	Lat.	Angle	Misfit	Misfit	Angle	Lat.	Long.	Âge*	Âge**	Chron
10	-38.86	60.12	3.80	1.50	11.31	3.15	60.00	-39.00	9.74	8.92	C5
15	-38.32	59.76	5.58	1.52	4.94	5.25	59.50	-38.00	14.80	14.87	C5B
20	-37.24	59.40	7.40	0.97	8.74	7.60	59.50	-36.50	20.51	20.88	C6A
30	-34.54	57.60	12.06	1.69	23.12	12.50	57.50	-35.00	30.47	32.46	C12
35	-33.35	57.40	14.34	1.57	4.03	14.40	57.00	-33.50	35.34	38.10	C16
65	-33.00	62.46	24.52	1.94	13.30	24.70	63.00	-33.30	65.57	66.74	C30

* Cande et Kent (1995)

** Kent et Gradstein (1986)

TABLE 5.5: Comparaison entre le misfit des rotations du mouvement relatif de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque Afrique entre ce travail et Cande et al. (1988).

$$\varepsilon = \left(\sum_i^N d_i + \sum_j^M d_j \right)$$

Où :

ε est la valeur du misfit ;

d_i est la distance orthogonale entre le sommets de A et le plus proche segment de B ;

d_j est la distance orthogonale entre le sommets de B et le plus proche segment de A

Ensuite, nous avons fait une composition du mouvement absolu de la plaque Afrique avec les mouvements relatifs entre celle-ci et la plaque sud-américaine pour calculer le mouvement absolu de la plaque sud-américaine.

Les mouvements absolus calculés pour chacune des plaques à chaque période furent appliqués aux grilles de bathymétrie résiduelle et de RMBA. Par exemple, pour l'isochrone de 30 Ma , des rotations de 12.06° avec un pôle à $37.54^\circ S$ et $57.60^\circ W$ pour la plaque sud-américaine (Figures 5.0.5 et 5.0.6), et de -6.57° avec un pôle à $45^\circ S$ et $42.99^\circ W$ pour la plaque africaine (5.0.7 et 5.0.8) furent appliquées. Finalement, le résultat de la reconstruction cinématique est obtenu avec la superposition

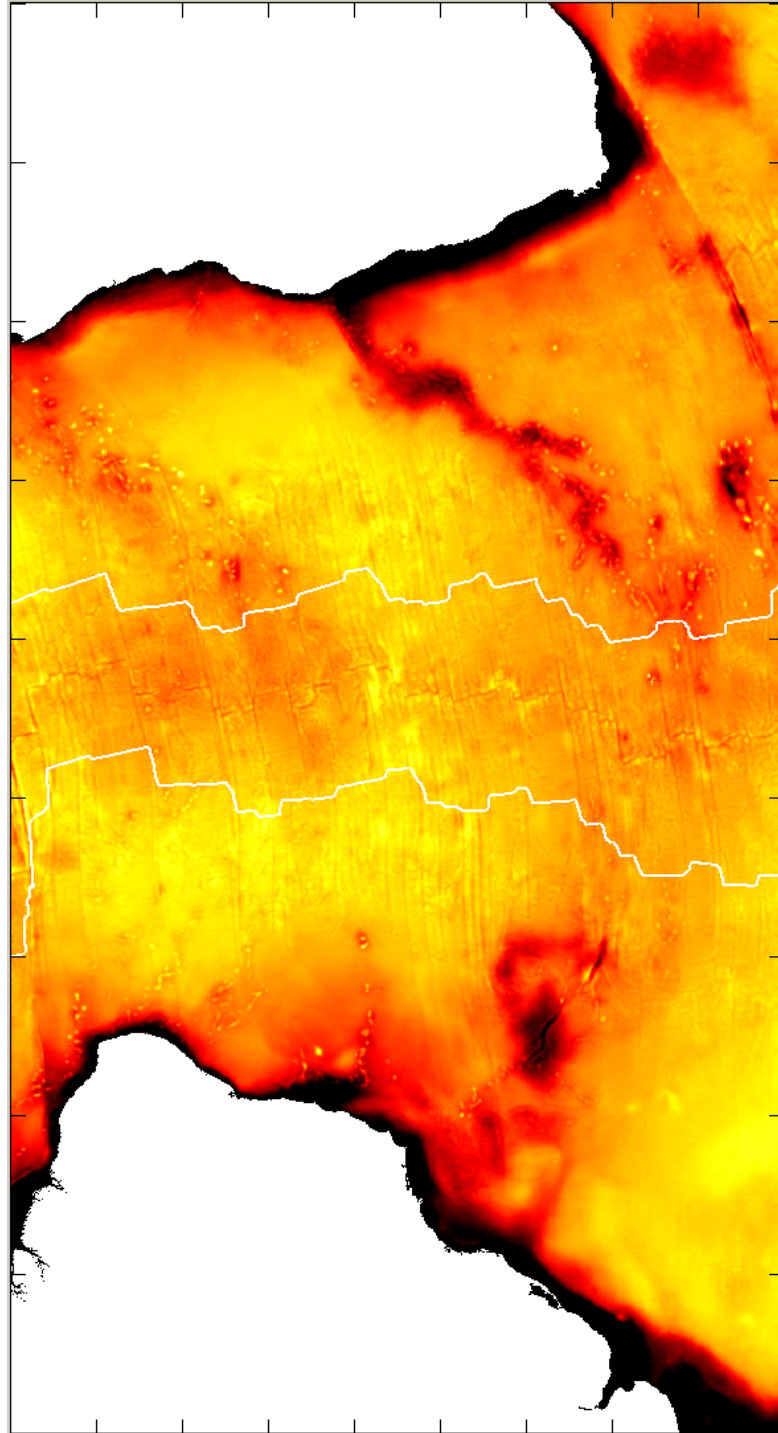


FIGURE 5.0.3: Données de RMBA avec les isochrones de 30 Ma sur les plaques africaine et sud-américaine (blanc).

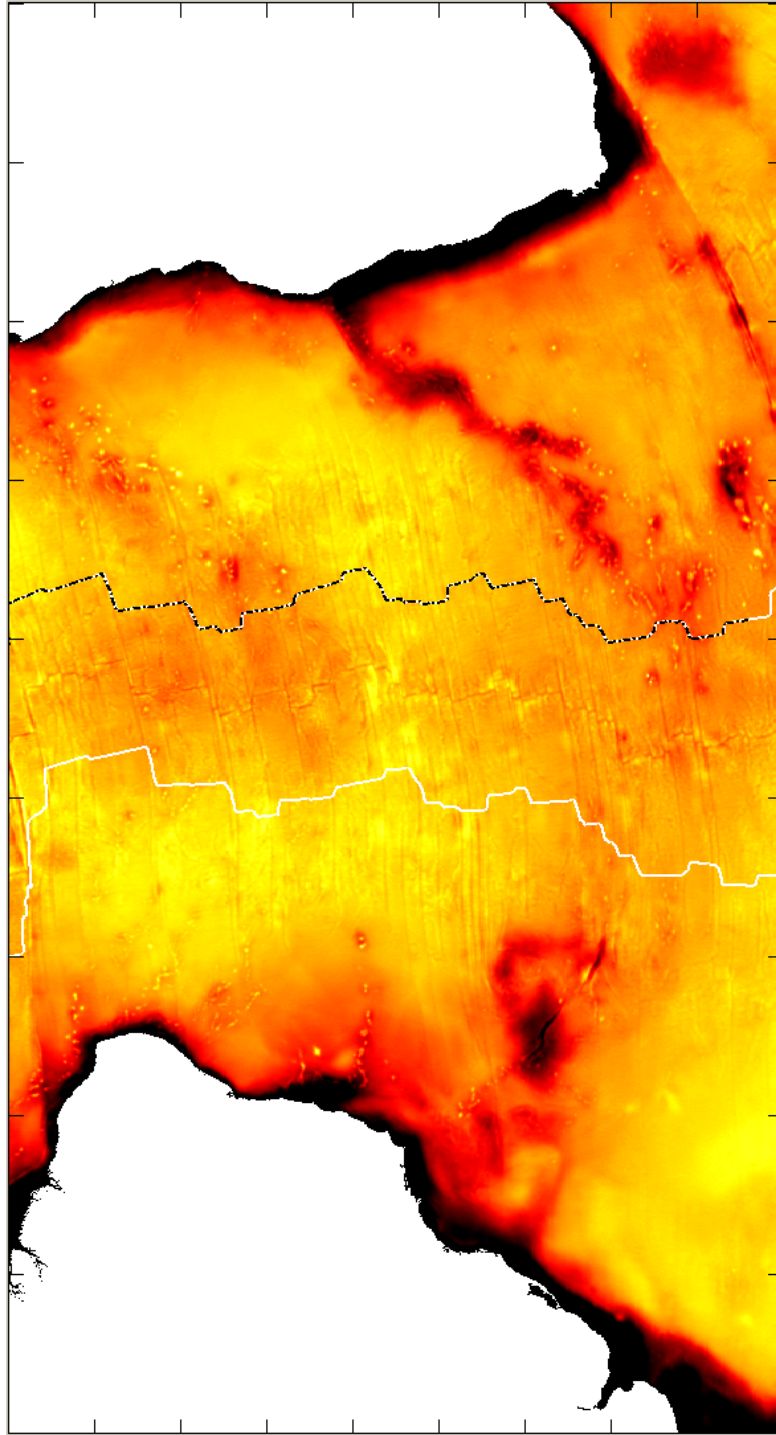


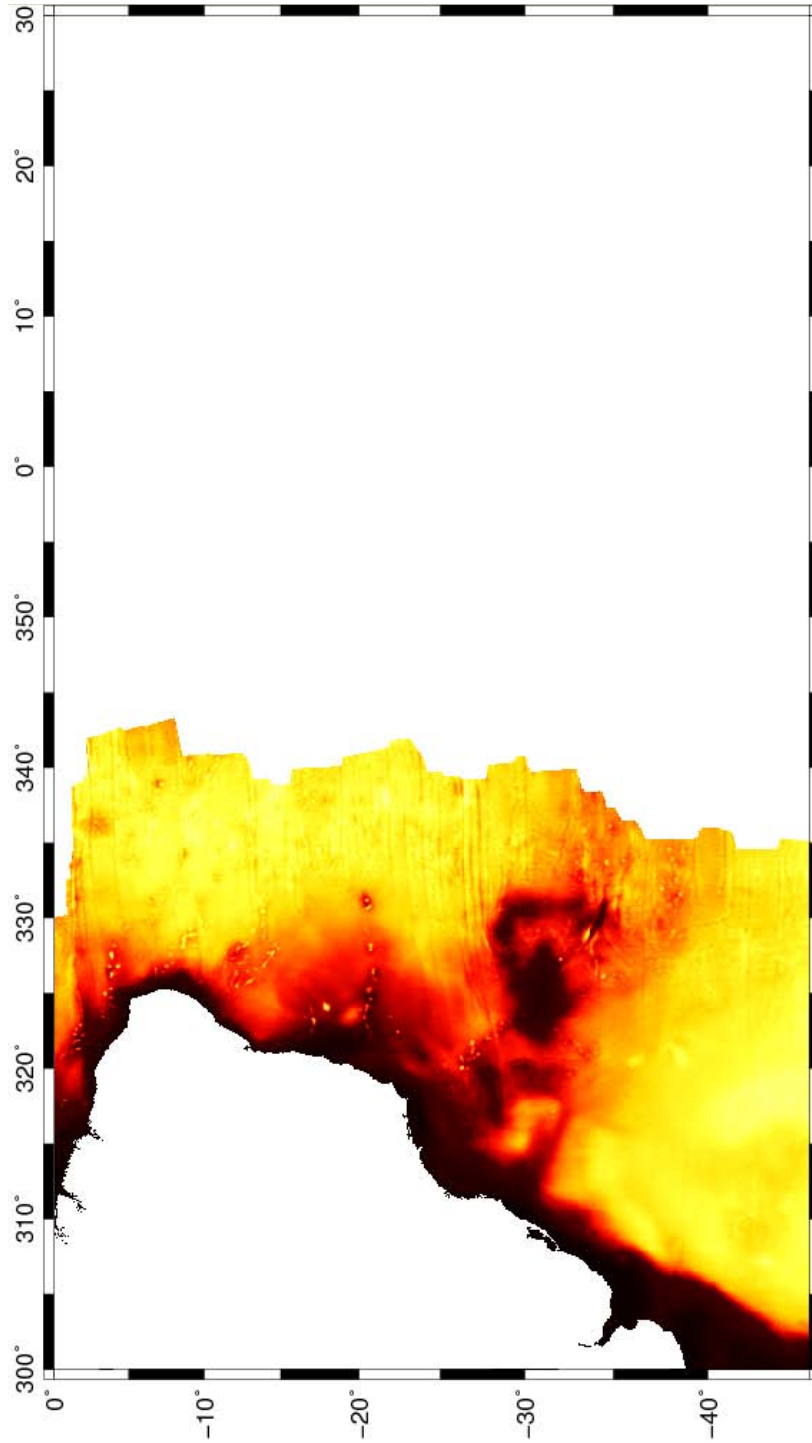
FIGURE 5.0.4: Données de RMBA avec les isochrones de 30 Ma sur les plaques africaine et sud-américaine (blanc) et le résultat de la rotation appliquée sur l'isochrone de 30 Ma de la plaque sud-américaine (noire) .

du MNT des deux plaques. Les résultats des reconstructions cinématiques pour différentes isochrones sont montrés dans le Figures des Chapitres 7 et 8.

Avec une séquence d'opérations semblable à celle décrite ci-dessus, les données de bathymétrie résiduelle et RMBA furent systématiquement masquées afin d'obtenir des tranches de données de 5 Ma, par exemple entre 30 Ma et 35 Ma (Figures 5.0.9 et 5.0.11), pour toute la période entre les isochrones de 115 – 0 Ma. Sur ces tranches de données furent également appliquées les rotations correspondantes aux âges (Figures 5.0.10 et 5.0.12). Une fois cela appliqué à toute les tranches des données, les résultats sont superposés sur une seule carte qui permet de visualiser l'évolution des anomalies aux la latitude auxquelles elles furent mise en place au cours de toute la période étudiée (Figure 9.0.3du Chapitre 9).

La résolution des reconstructions est le produit de l'intervalle entre les reconstructions et du taux d'ouverture de la dorsale. L'histogramme des valeurs de la grille des taux d'ouverture de l'Atlantique Sud (Muller *et al.*, 2008) montre que l'on peut simplifier le problème en utilisant la valeur modale du taux d'ouverture de 25 km/Ma et par conséquent obtenir une résolution de 125 km (Figure 5.0.13).

Néanmoins, la question est plus complexe, étant donné que la résolution est variable dans le temps et dans l'espace selon les variations du taux d'ouverture et de son asymétrie selon les différents segments de la dorsale de l'Atlantique Sud. Dans un même segment de dorsale, les résolutions varient de 275 km pour la période entre 66 et 84 Ma dans la plaque sud-américaine, à 75 km pour la période entre 56 et 66 Ma dans la plaque africaine (Figure 5.0.14).

FIGURE 5.0.5: Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 *Ma*.

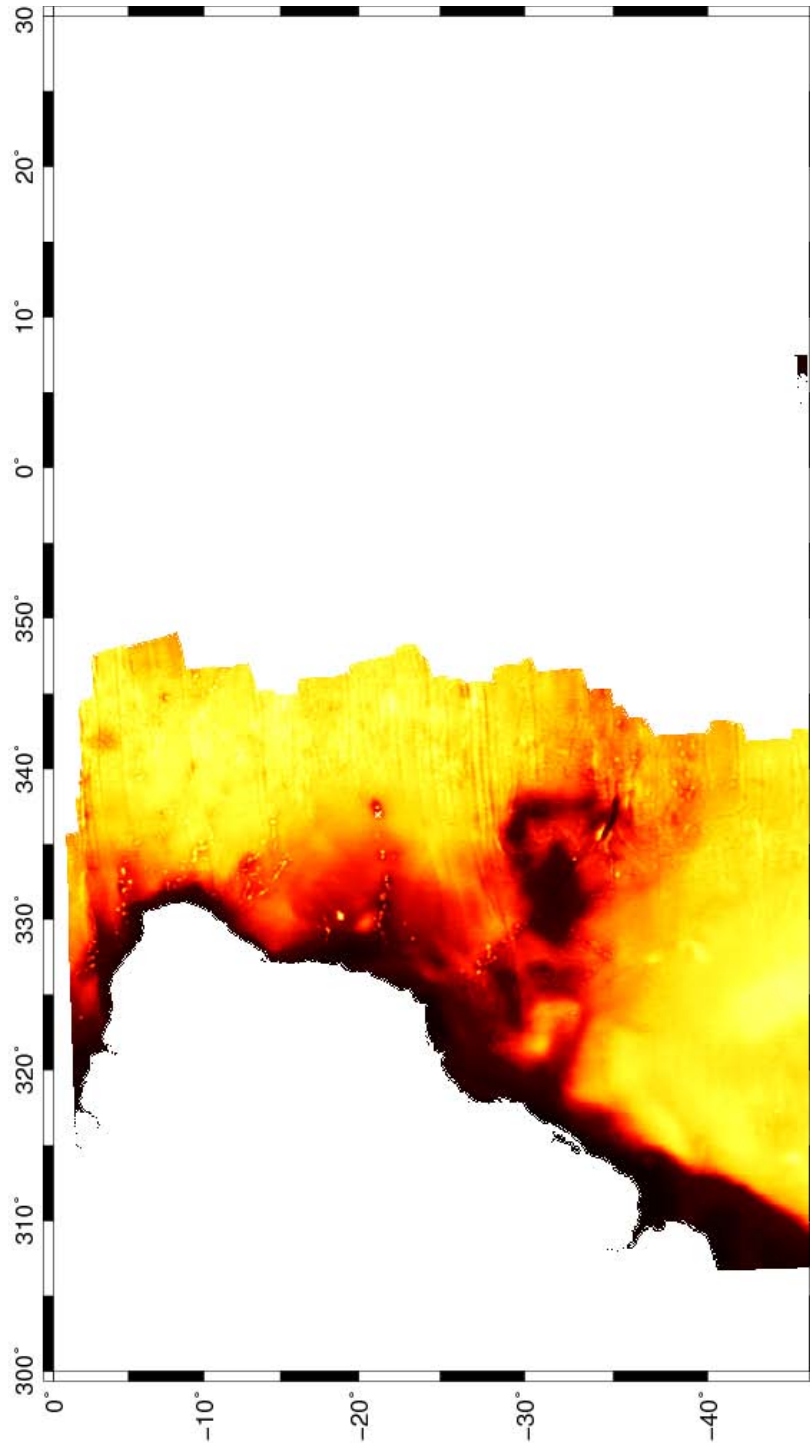


FIGURE 5.0.6: Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma , après la rotation .

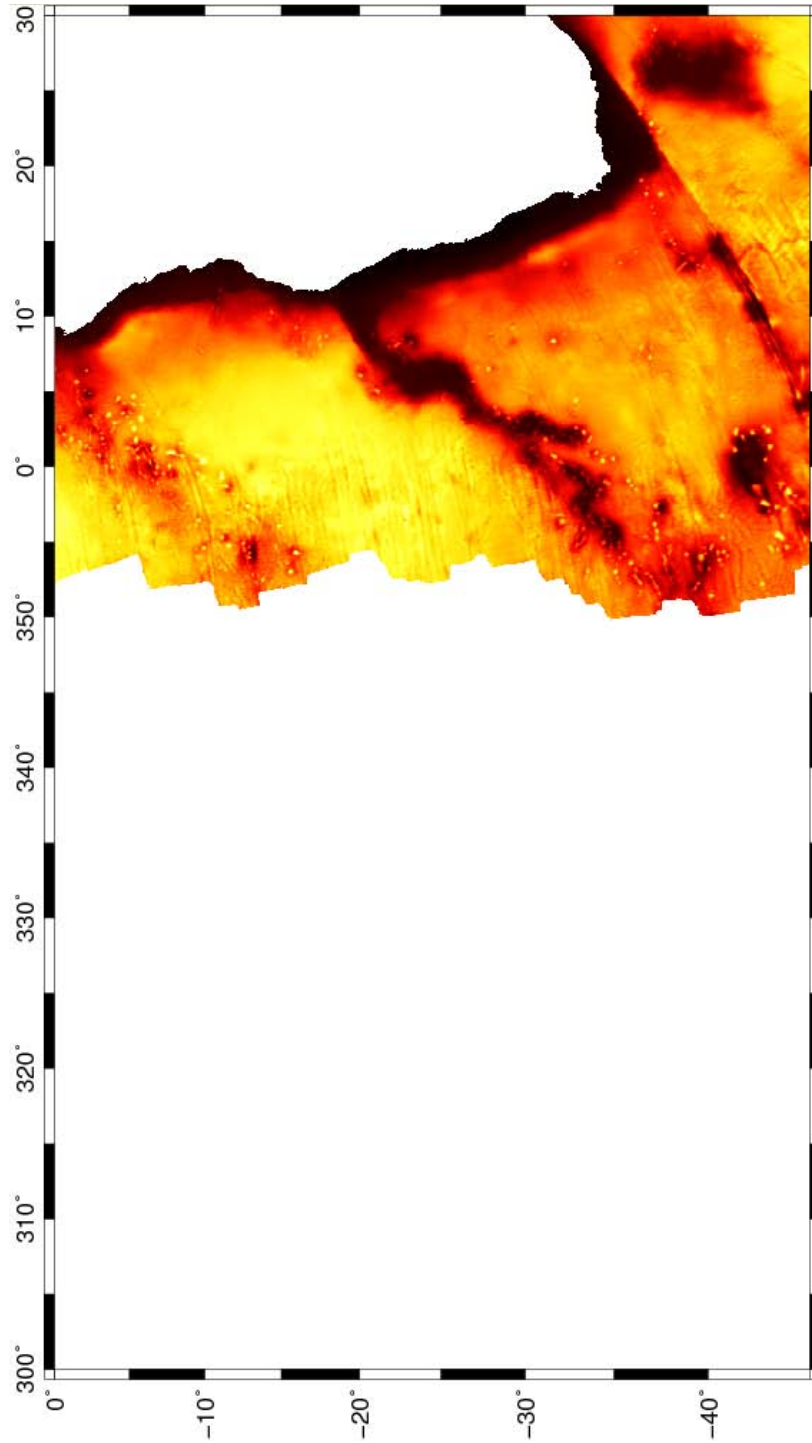


FIGURE 5.0.7: Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 *Ma*.

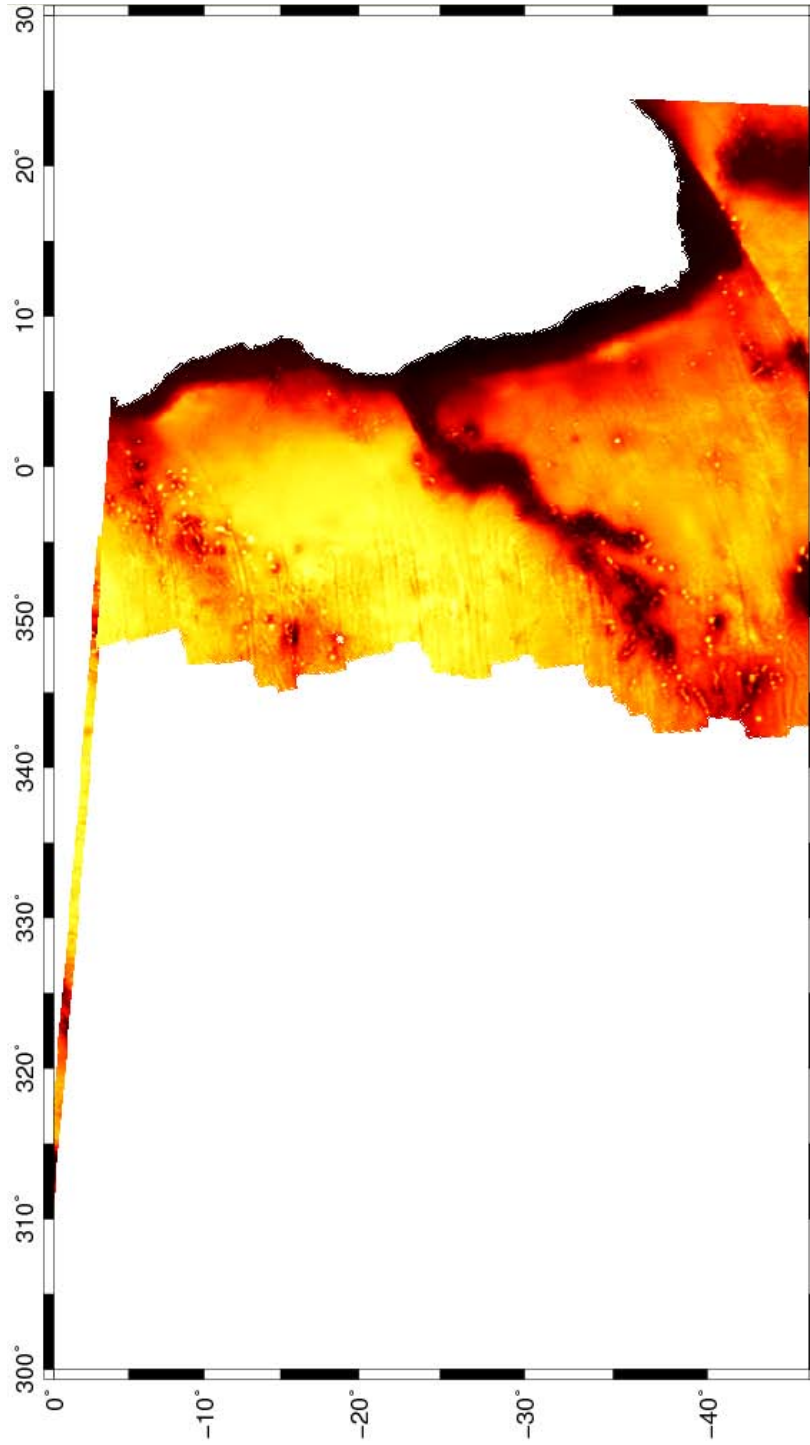


FIGURE 5.0.8: Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma , après la rotation

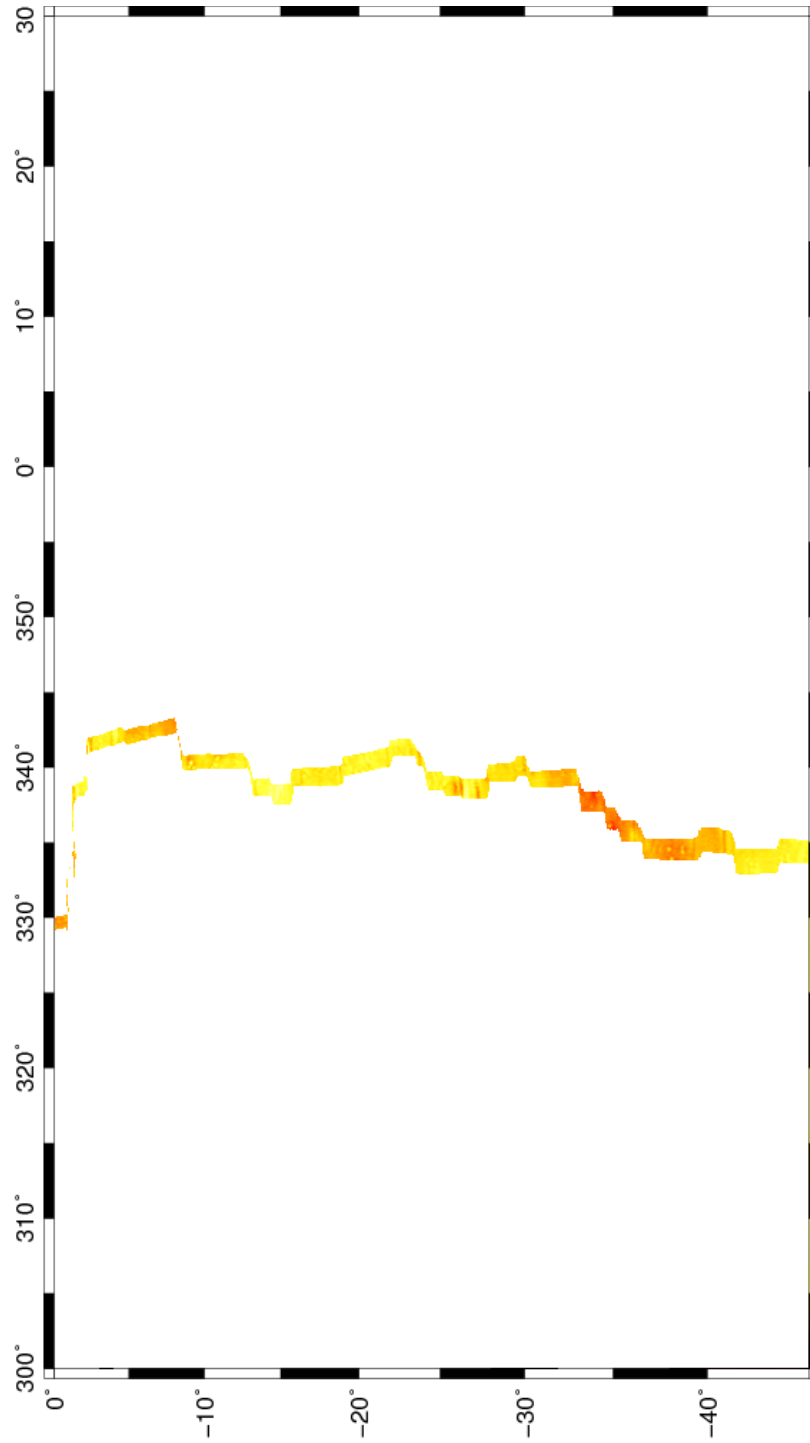


FIGURE 5.0.9: Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma et supérieurs à 35 Ma .

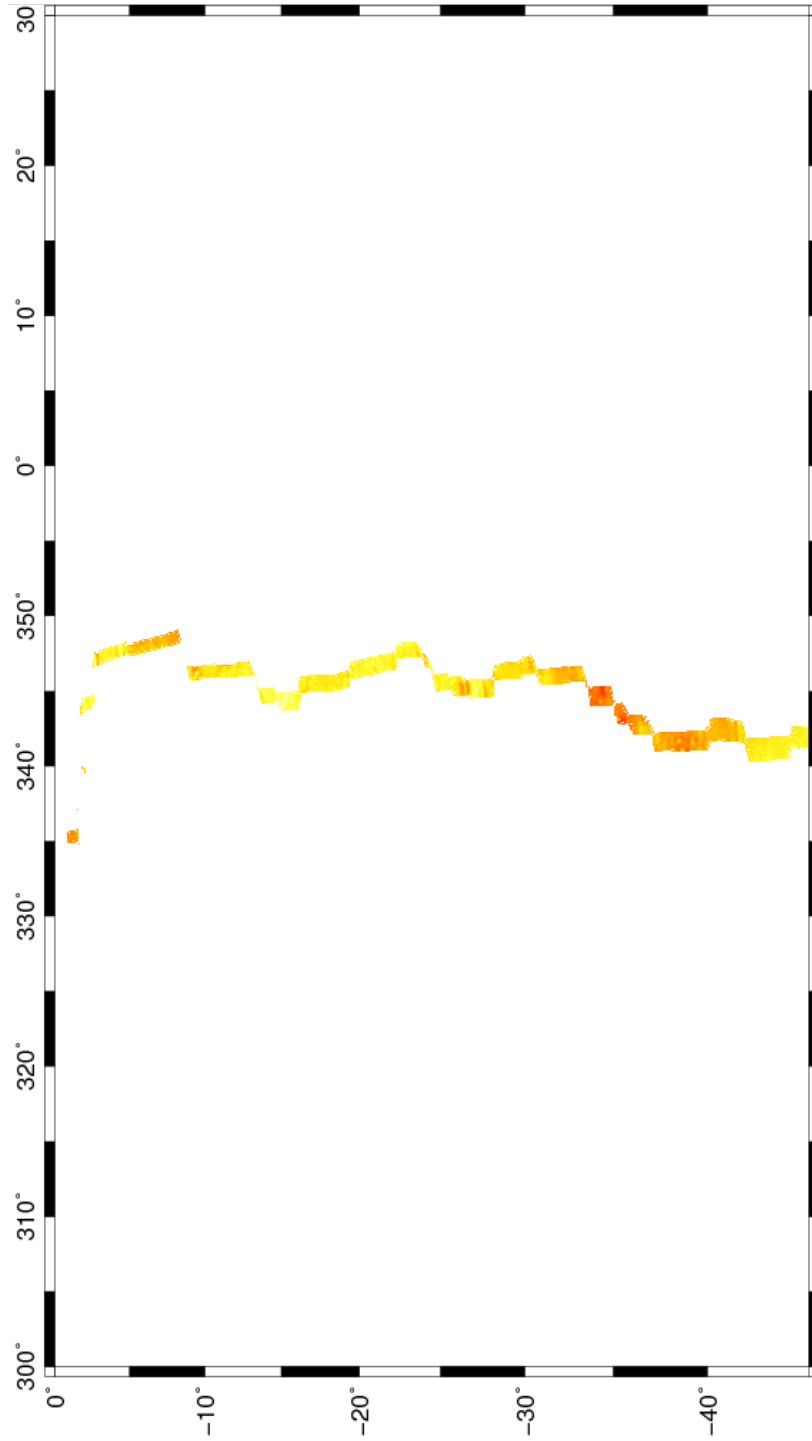


FIGURE 5.0.10: Données de RMBA sur la plaque sud-américaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma et supérieurs à 35 Ma , après la rotation.

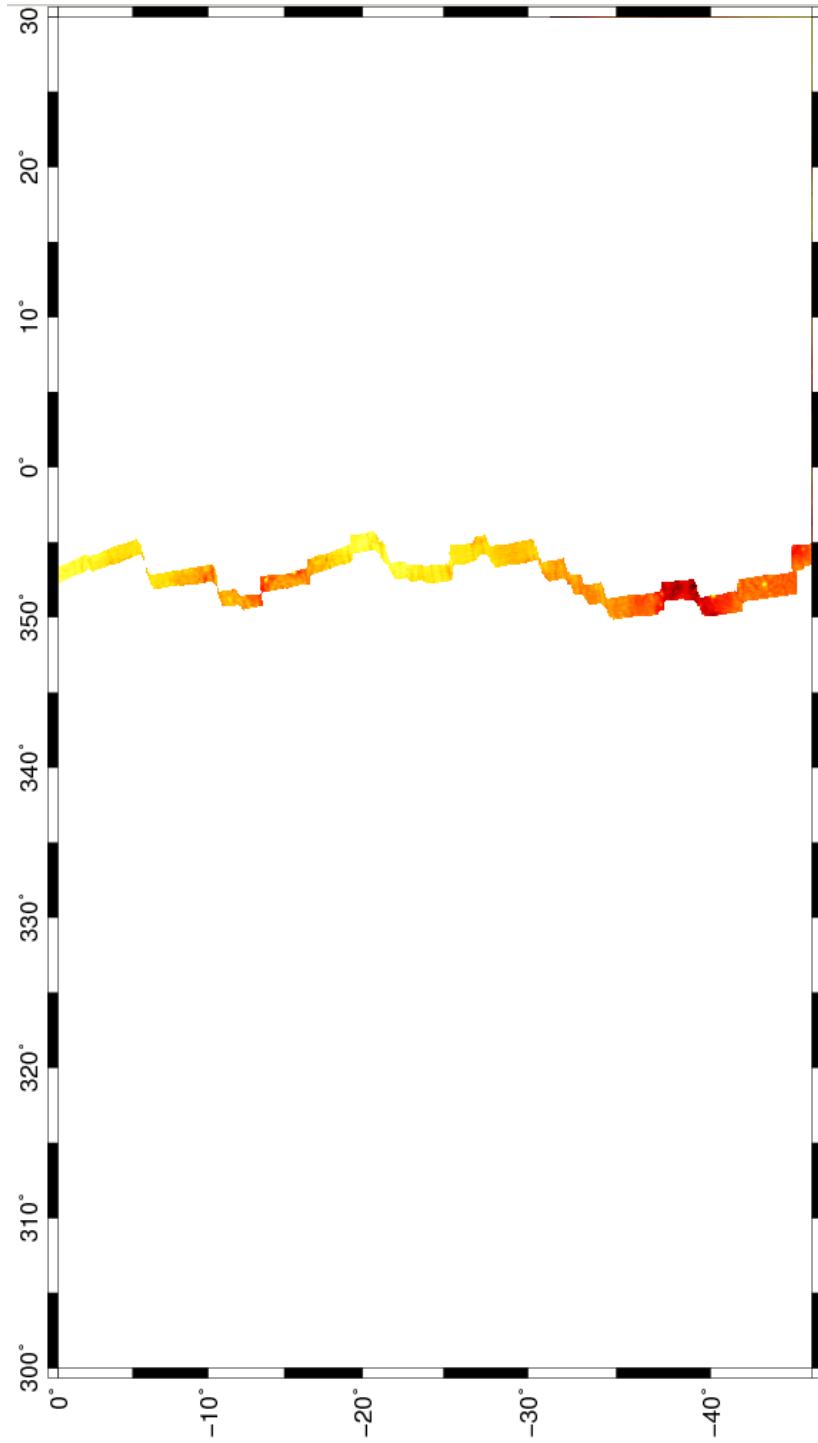


FIGURE 5.0.11: Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma et supérieurs à 35 Ma .

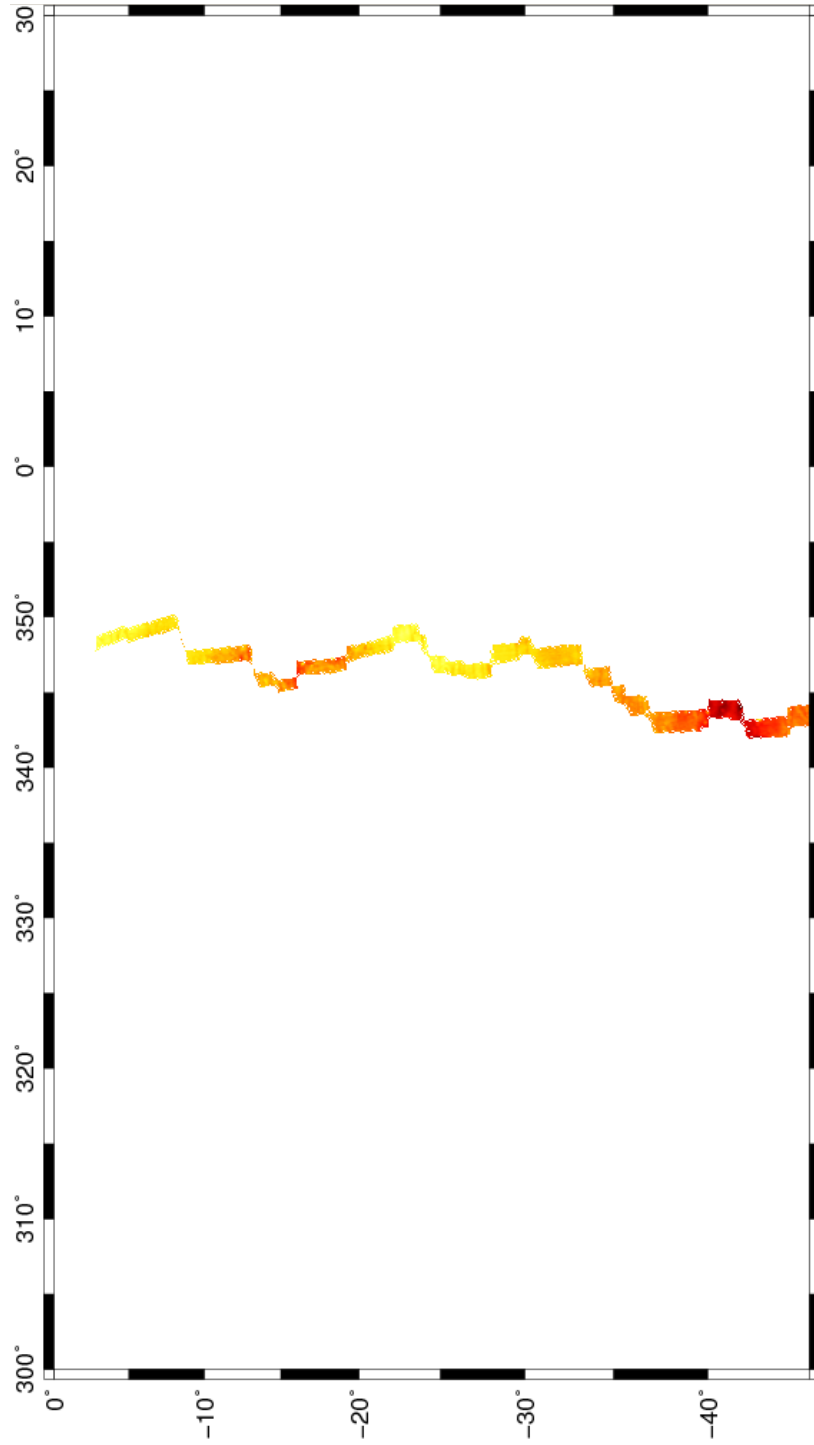


FIGURE 5.0.12: Données de RMBA sur la plaque africaine, masquées pour les âges inférieurs à 30 Ma et supérieurs à 35 Ma , après la rotation.

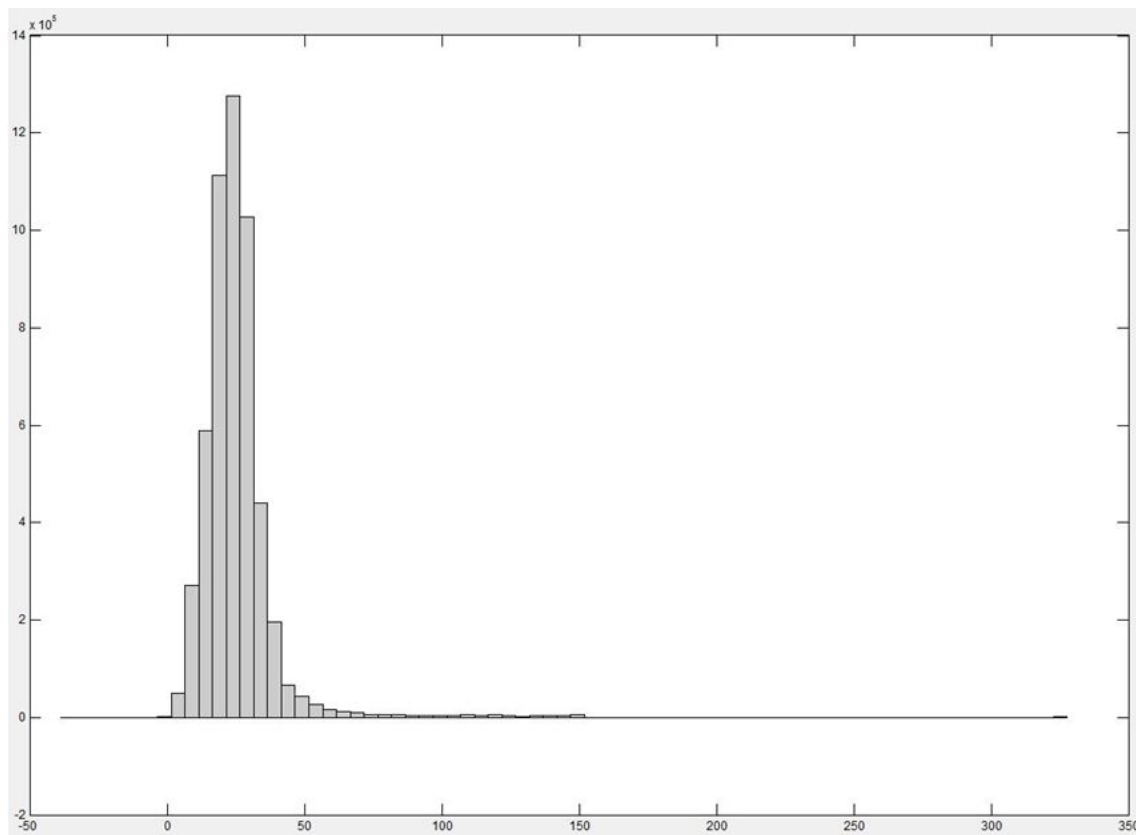


FIGURE 5.0.13: Histogramme de distribution des valeurs du taux d'ouverture de l'océan Atlantique Sud. La valeur modale de 25 km/Ma génère une résolution de 125 km pour les reconstructions cinématiques. Données de Muller *et al.* (2008).

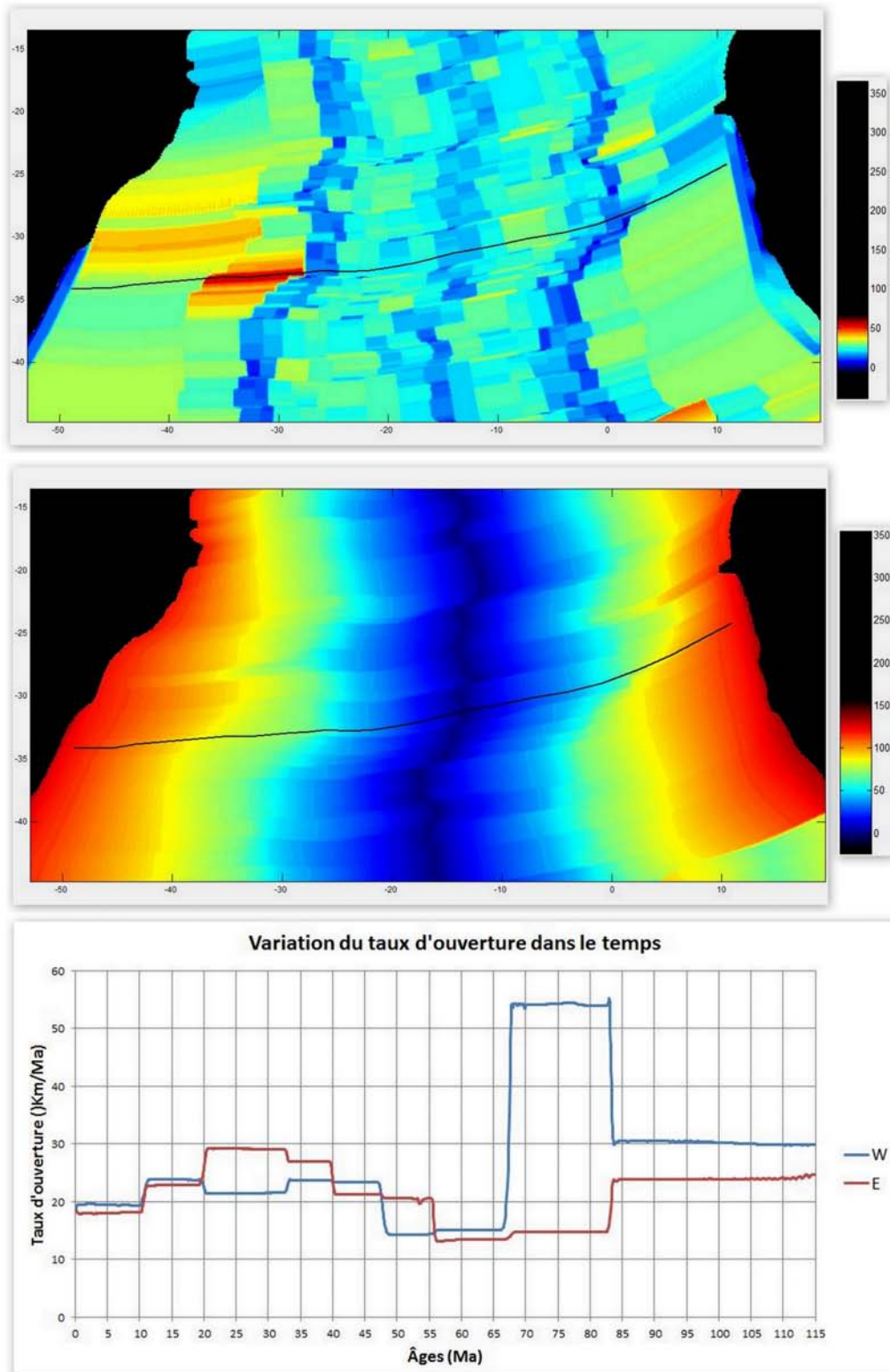


FIGURE 5.0.14: Variations dans le temps et dans l'espace du taux d'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Taux d'ouverture en haut et distribution des âges au milieu. Le graphique du bas montre les variations du taux d'ouverture et son asymétrie le long de la ligne pointillée qui traverse les plaques sud américaine et africaine. Données de Muller *et al.* (2008).

Chapitre 6

Géoïde

Les anomalies du géoïde montrent les variations du potentiel gravitationnel de la Terre, et permettent l'étude des hétérogénéités de masse de l'intérieur de la planète. En l'absence de modèle tomographique, les anomalies du géoïde peuvent être utilisées comme un indicateur des variations en profondeur de la température et/ou de la composition.

Dans ce travail nous avons utilisé les données de géoïde dérivées de l'altimétrie des satellites GEOSAT, ERS et TOPEX par Sandwell et Smith (1997) (version 9.2)¹ (Figure 6.0.1) et le modèle gravitationnel de la Terre (Earth Gravitational Model - EGM2008) publié par l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale Nord-Américaine (U.S. National Geospatial-Intelligence Agency - NGA)² (Figure 6.0.2). Le modèle EGM2008, qui est complet jusqu'aux harmoniques sphériques de degré 2159, fut utilisé pour retrancher des données du géoïde les grandes longueurs d'onde et obtenir les anomalies résiduelles. Ce sont des données globales offrant ainsi une couverture homogène de toute la région. Nous avons choisi de travailler en regardant les données à deux échelles différentes. Une échelle locale, couvrant une zone entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$, qui permet d'observer les données à l'échelle de la région aux alentours de l'île de Tristan da Cunha ; et une échelle régionale, couvrant une zone entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, qui permet d'étudier les anomalies du géoïde à l'échelle de

1. Disponibles au téléchargement sur ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_geoid_2min

2. Disponible au téléchargement sur http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html

l'Atlantique Sud. Les calculs furent réalisés à l'aide du programme GMT Wessel et Smith (1995).

Afin d'étudier le comportement des anomalies du géoïde dans différentes bandes de longueur d'onde, nous avons appliqué une méthodologie consistant à retrancher du géoïde observé des modèles théoriques du champ développés en harmoniques sphériques à différents degrés et ordres. Nous avons choisi les degrés 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130 (Figures 6.0.3 et 6.0.4) et les modèles furent obtenus du site de l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale nord-américaine. Ces modèles furent donc utilisés comme filtre passe-haut des données de géoïde. Ainsi, le modèle EGM2008 développé, par exemple, jusqu'au degré 20 (`egm2008_0_20`, Figures 6.0.3 et 6.0.4) lorsque retranché des données de géoïde (`AS_geoid`, Figures 6.0.9 et 6.0.10) fait office d'un filtre passe-haut de degré 20, correspondant à une longueur d'onde de 1000 km (`AS_geoid_high_20`, Figures 6.0.5 et 6.0.6). Les résultats des différents filtrages passe-hauts sont illustrés dans les Figures 6.0.5 et 6.0.6.

Ensuite, les anomalies résiduelles des filtres passe-hauts furent retranchées du géoïde observé pour obtenir des filtrages passe-bas. Par exemple, le résultat du filtre passe-haut d'harmonique sphérique de degré 20 (`AS_geoid_high_20`, Figures 6.0.5 et 6.0.6) retranché des données de géoïde (`AS_geoid`, Figures 6.0.9 et 6.0.10) produit l'effet d'un filtre passe-bas (`AS_geoid_low_20`, Figures 6.0.7 et 6.0.8). Les résultats des données de géoïdes après les différents passe-bas sont illustrés dans les Figures 6.0.7 et 6.0.8.

Finalement, les anomalies résiduelles des filtres passe-hauts furent retranchées les unes des autres pour obtenir des anomalies résiduelles dans une bande passante donnée. Par exemple, les anomalies résiduelles issues du passe-haut de degré 40 retranchée de celles issues du degré 20 produit une anomalie résiduelle passe-bande entre les degrés 20 et 40 (`AS_geoid_band_20_40`, Figures 6.0.9 et 6.0.10). Les résultats après le calcul des différents filtrages passe-bandes sont montrés dans les Figures 6.0.9 et 6.0.10.

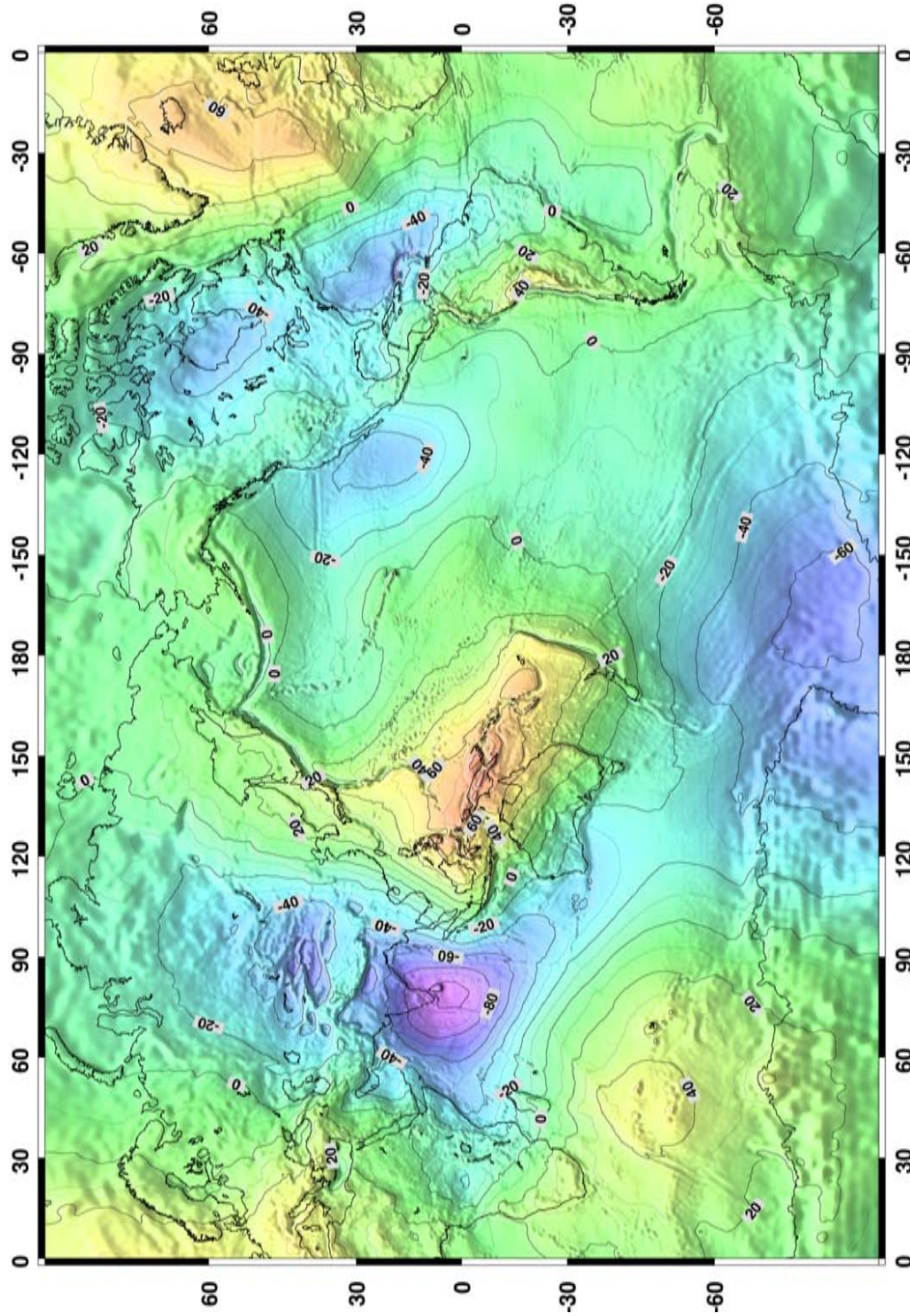


FIGURE 6.0.1: Carte des données de géoïde dérivées de l'altimétrie des satellites GEOSAT, ERS et TOPEX par Sandwell et Smith (1997).

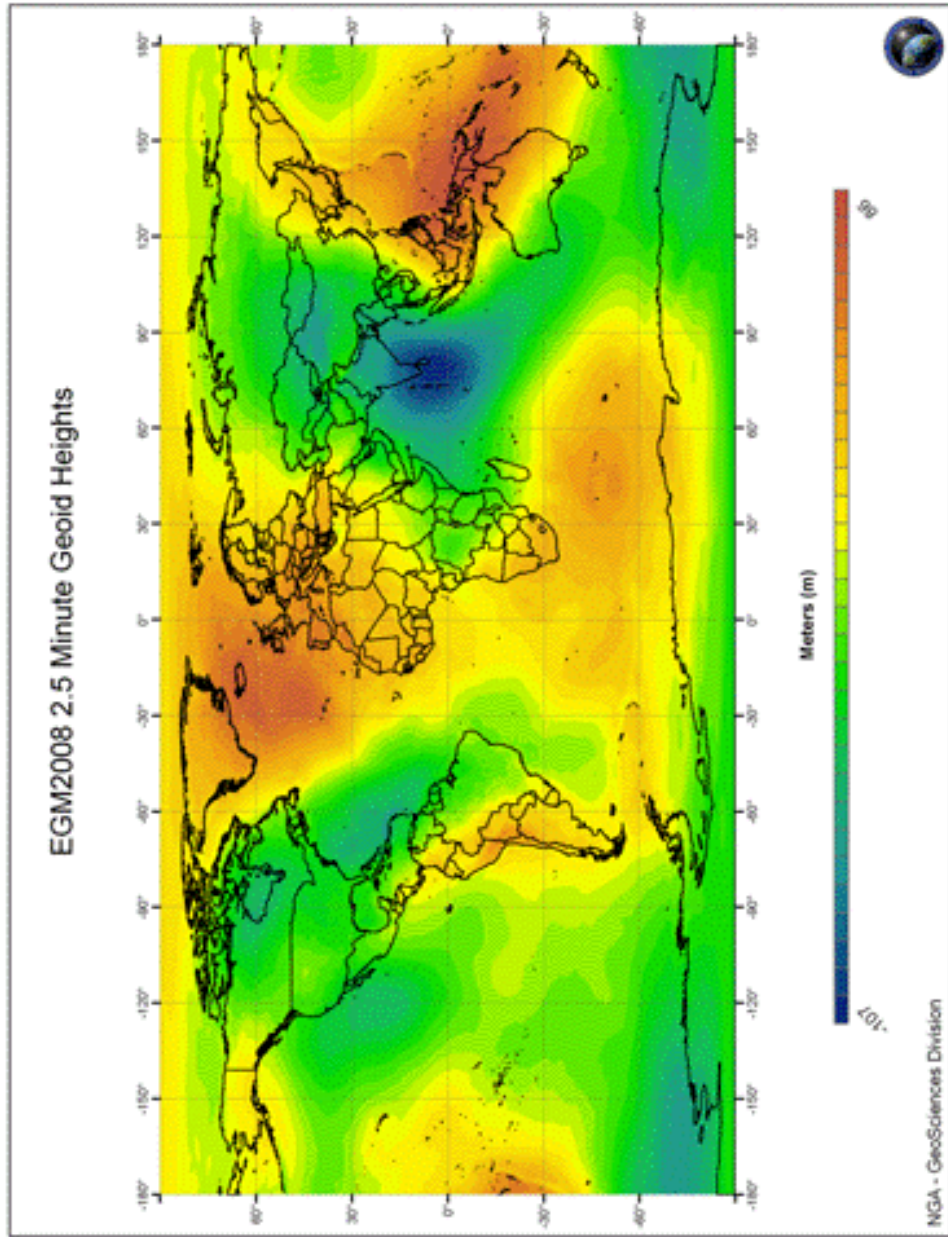


FIGURE 6.0.2: Modèle gravitationnel de la Terre EGM2008 publié par l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale Nord-Américaine.

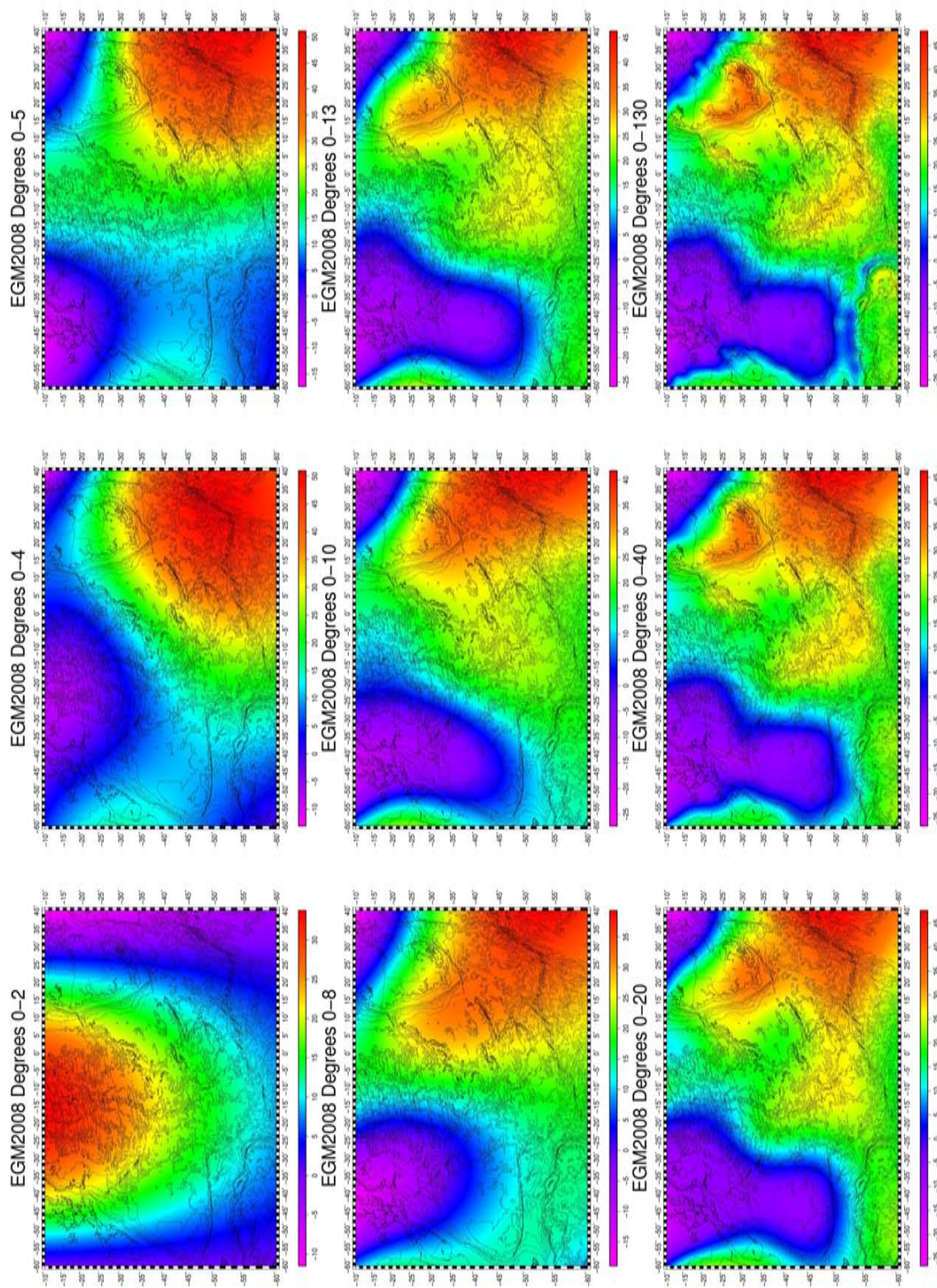


FIGURE 6.0.3: Cartes du modèle EGM2008 pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$ avec un développement en harmonique sphérique interrompu aux différents degrés 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

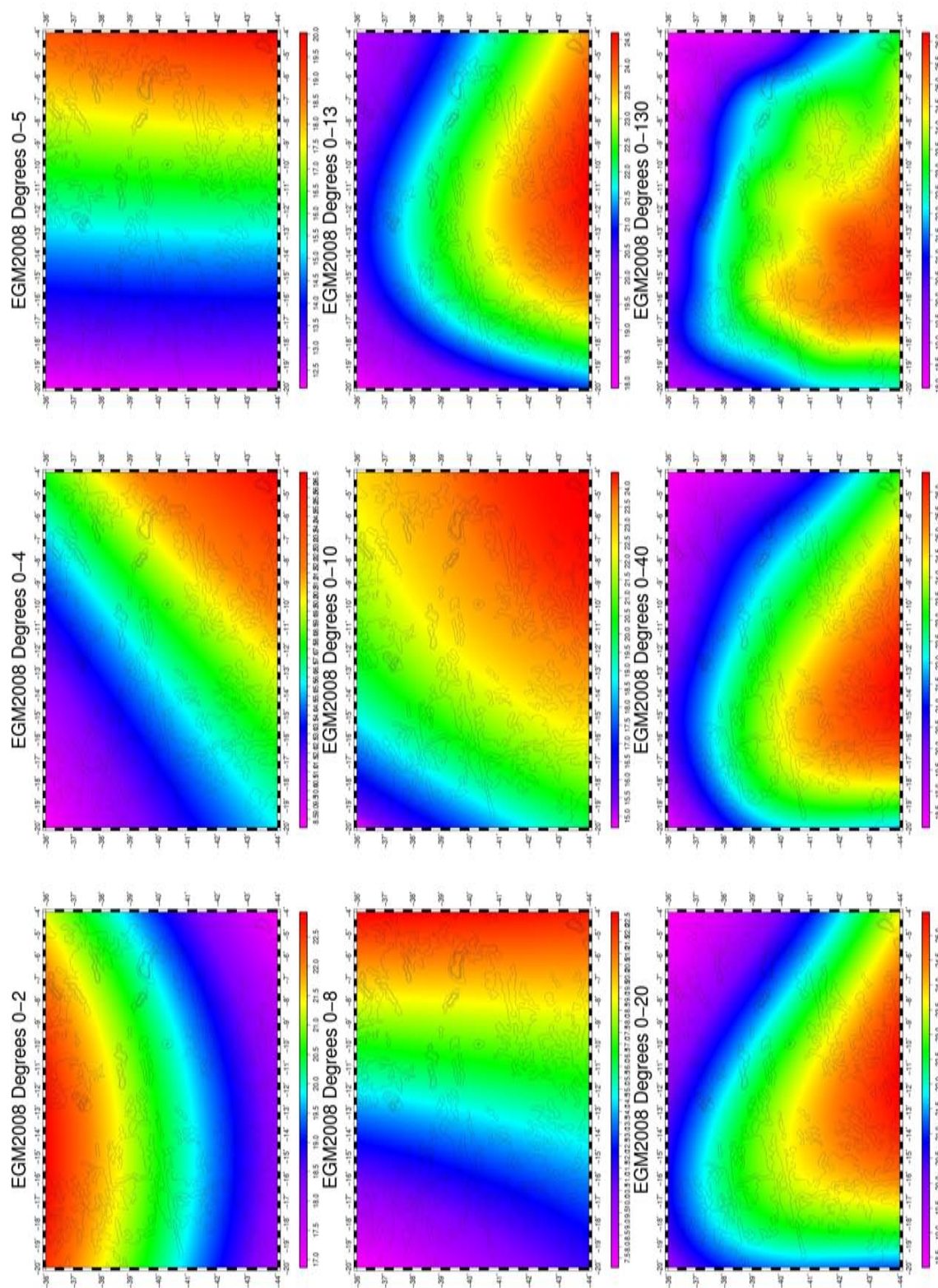


FIGURE 6.0.4: Cartes du modèle EGM2008 pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$ avec un développement en harmonique sphérique interrompu aux différents degrés 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

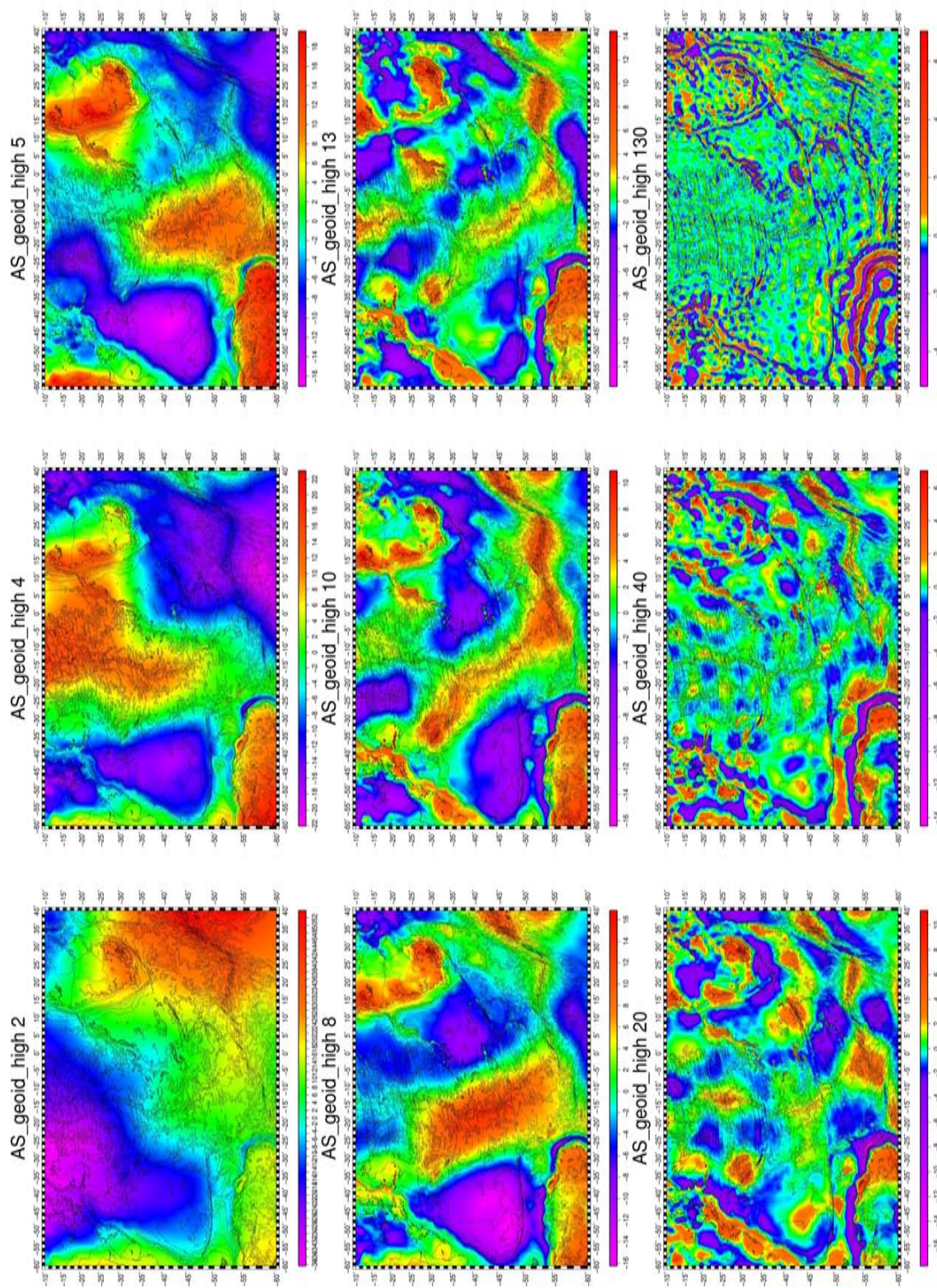


FIGURE 6.0.5: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, après application de filtres passe-hauts en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

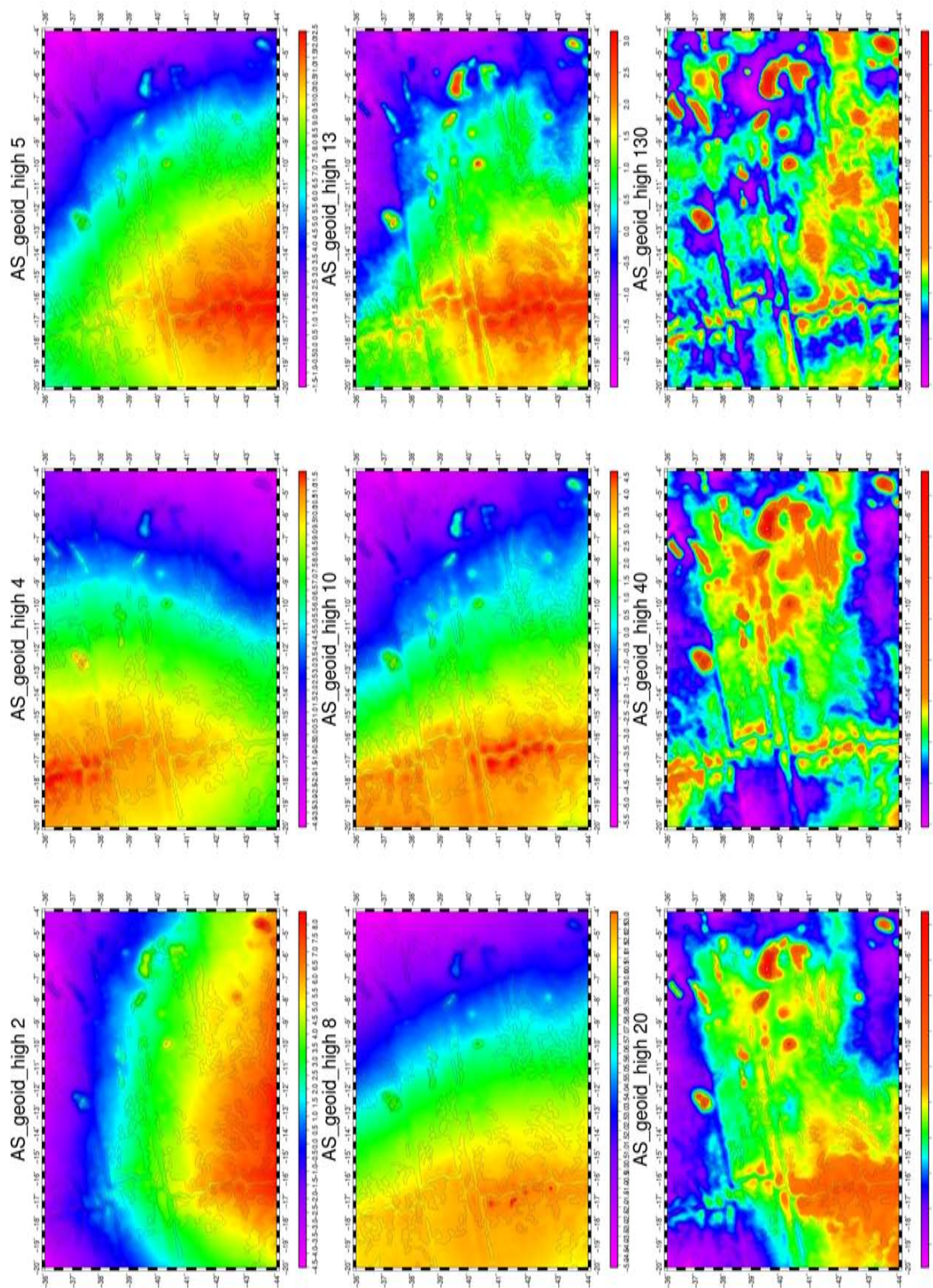


FIGURE 6.0.6: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes 20°W et 4°W et les latitudes 44°S et 36°S, après application de filtres passe-hauts en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

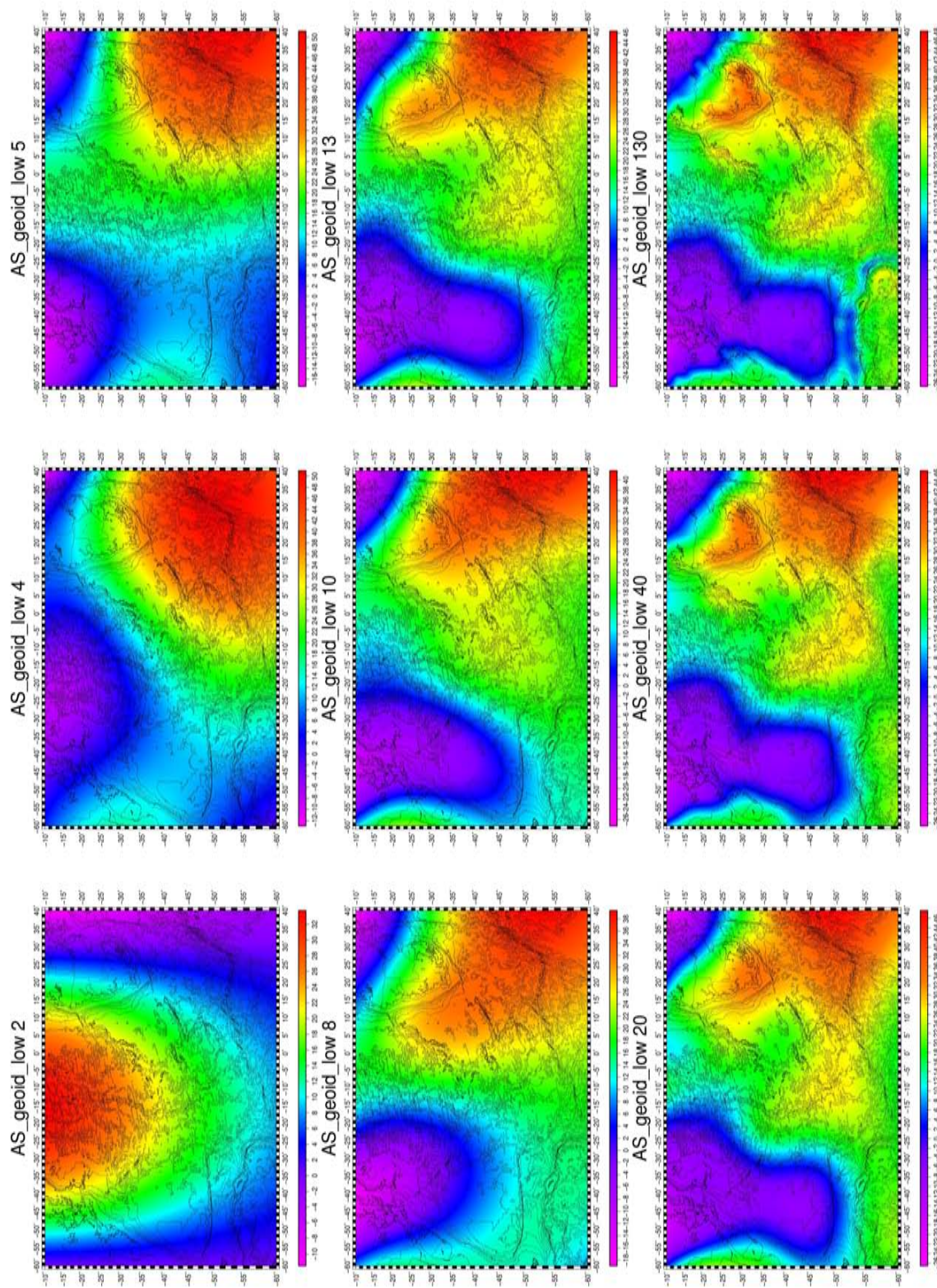


FIGURE 6.0.7: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $60^{\circ}W$ et $40^{\circ}E$ et les latitudes $60^{\circ}S$ et $10^{\circ}S$, après application de filtres passe-bas en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

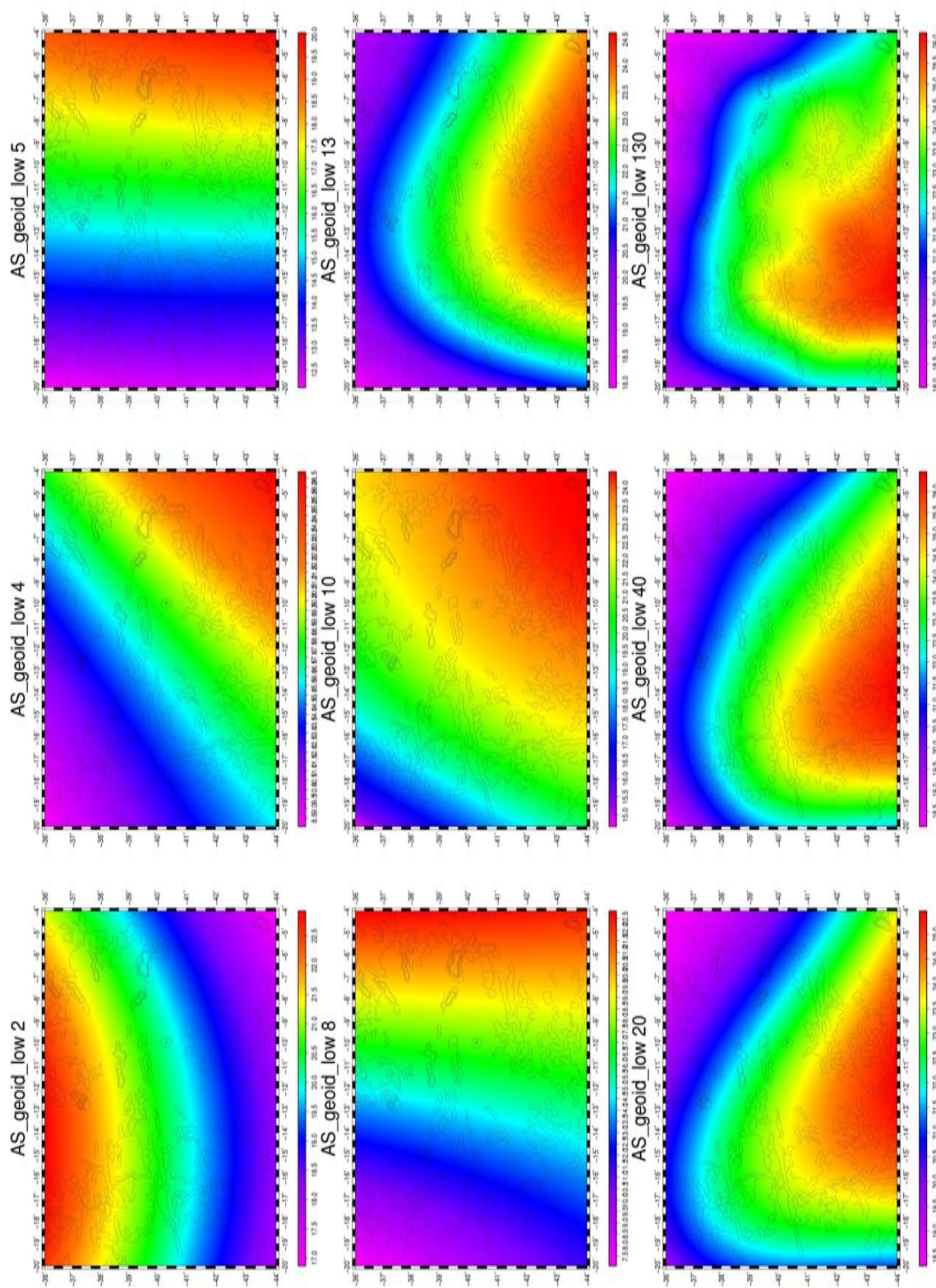


FIGURE 6.0.8: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes 20°W et 4°W et les latitudes 44°S et 36°S, après application de filtres passe-bas en harmonique sphérique de différents degrés, 2, 4, 5, 8, 10, 13, 20, 40, 130.

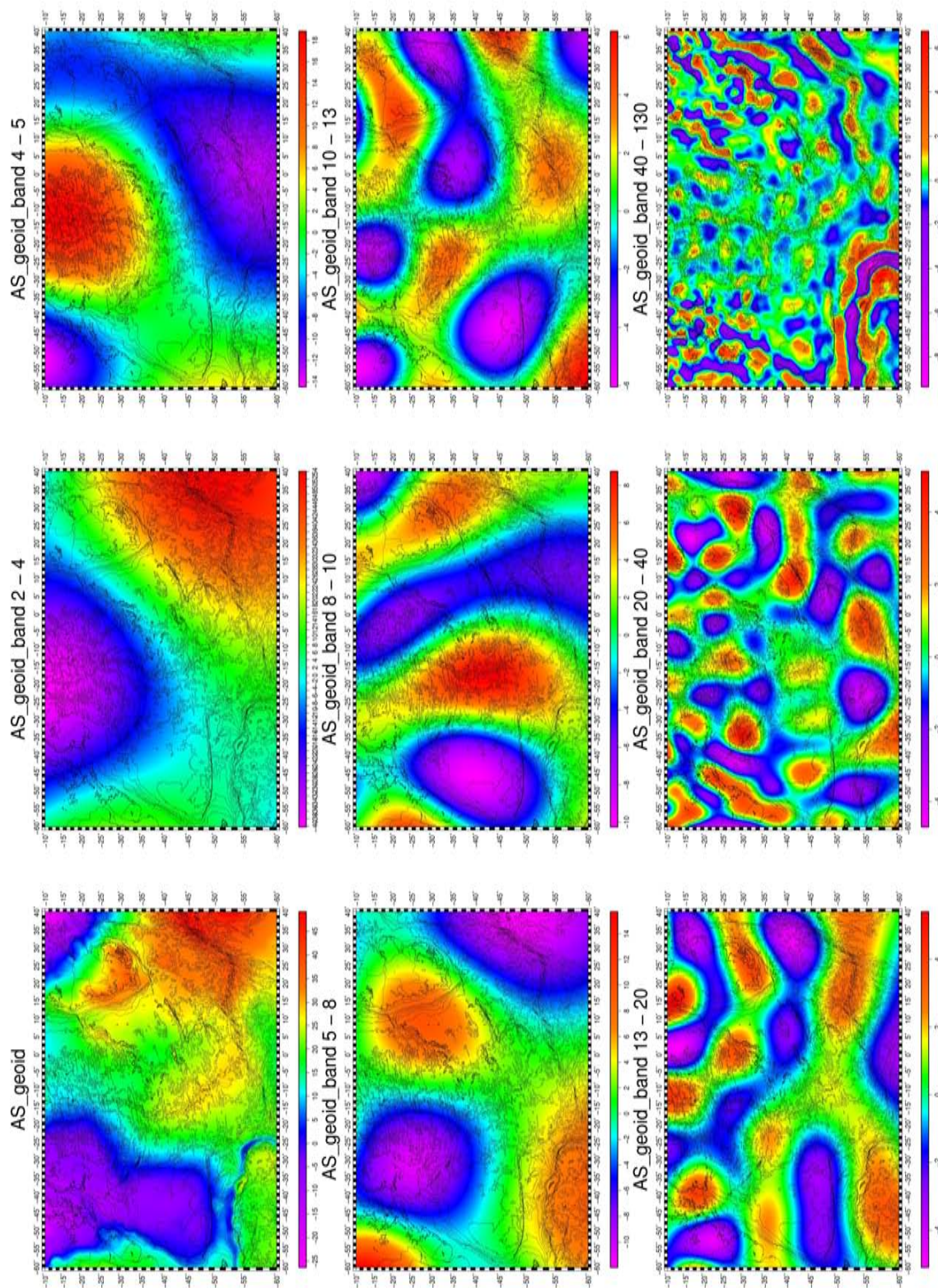


FIGURE 6.0.9: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes 60°W et 40°E et les latitudes 60°S et 10°S, originales et après application de filtres passe-bandes en harmonique sphérique de différents degrés, 2-4, 4-5, 5-8, 8-10, 10-13, 13-20, 20-40, 40-130.

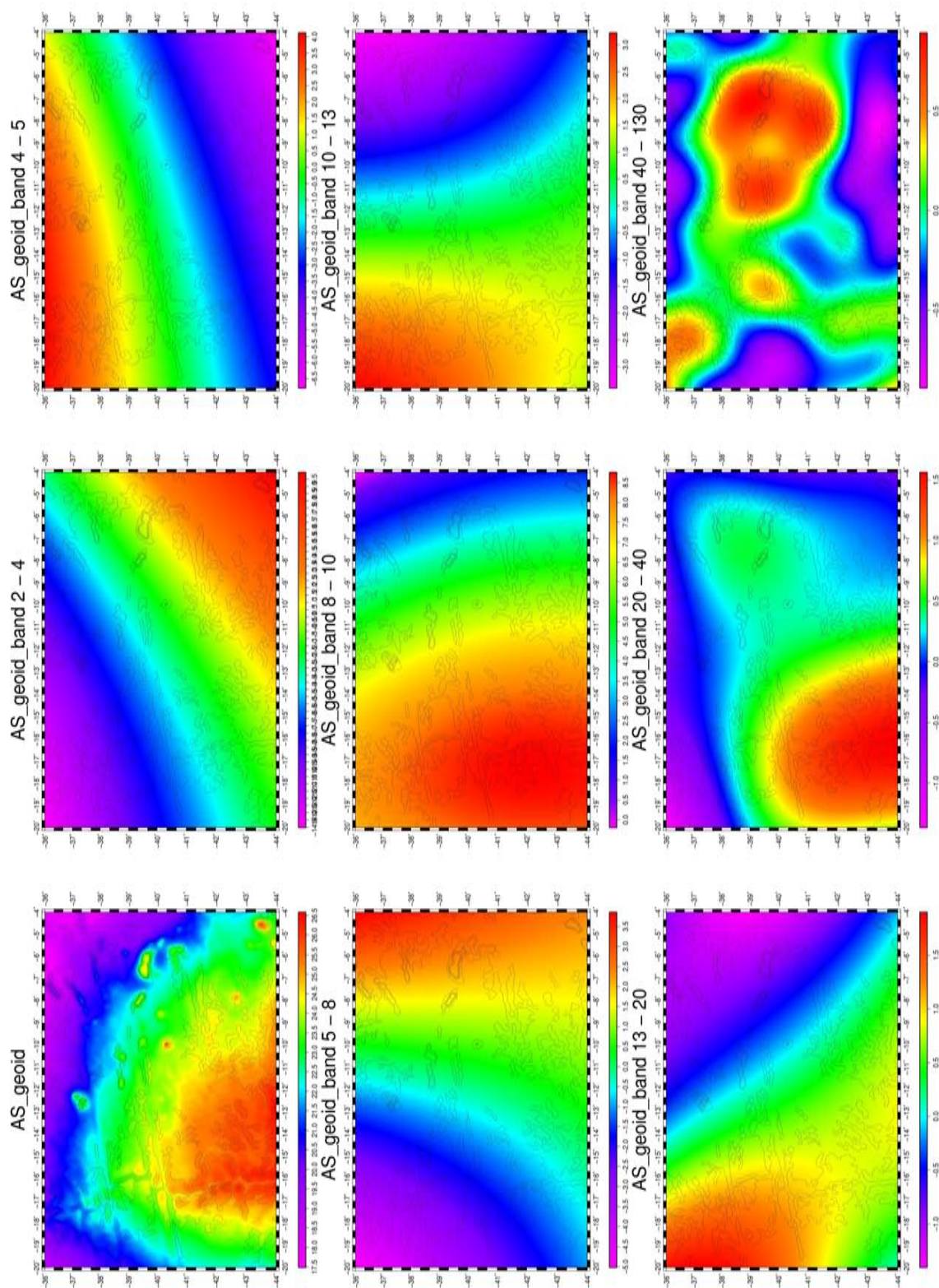


FIGURE 6.0.10: Cartes des données de géoïde pour la région entre les longitudes $20^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ et les latitudes $44^{\circ}S$ et $36^{\circ}S$, originales et après application de filtres passe-bandes en harmonique sphérique de différents degrés, 2-4, 4-5, 5-8, 8-10, 10-13, 13-20, 20-40, 40-130.

Troisième partie

Résultats et Conclusion

Chapitre 7

Evolution temporelle de la géométrie du Système d'interaction du point chaud Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud

Dans ce travail ont été utilisés les pôles traçant le mouvement absolu de la plaque Afrique par rapport au système de référence des points chauds, issus des travaux de Duncan et Richards (1991) et Muller *et al.* (1993). Pour le mouvement relatif nous avons fait le choix de recalculer les pôles de rotation entre les plaques sud-américaine et africaine (c.f. 5).

Comme première hypothèse on a supposé la position de l'île volcanique de Tristan da Cunha comme la position actuelle du point chaud homonyme qui fut actif pendant l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, et qui est tenu dans la littérature comme étant responsable de la construction des épanchements volcaniques de Eten-deka et Paraná, de la chaîne Walvis et de l'élévation de Rio Grande (Morgan, 1971). Sur les cartes, la position du point chaud de Tristan da Cunha est marquée par un cercle de 200 km de rayon, en accord avec les dimensions attribuées dans la littérature à la dimension d'un conduit de panache (e.g. O'Connor et le Roex, 1992)

Les figures 7.0.1 à 7.0.12 présentent les cartes résultantes montrant la bathymétrie résiduelle à gauche et la RMBA à droite. Les figures 7.0.1, 7.0.3, 7.0.5, 7.0.7,

7.0.9 et 7.0.11 montrent les résultats obtenus avec les pôles de Duncan et Richards (1991) et les figures 7.0.2, 7.0.4, 7.0.6, 7.0.8, 7.0.10 et 7.0.12 montrent les résultats obtenus en utilisant les pôles de Muller *et al.* (1993).

Entre 115 – 100 *Ma* (Figure 7.0.1 et Figure 7.0.2), nous sommes aux premiers stades de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Les calculs avec les pôles de Duncan et Richards (1991) indiquent que la position centrale du point chaud est sous la plaque africaine, très proche de la dorsale. Entre 115 et 100 *Ma* la dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers l'ouest. Cependant, le segment à la latitude du point chaud migre plutôt vers l'est. Son déplacement l'amène à s'approcher graduellement de la région centrale du point chaud, probablement par des sauts d'axe et ou des propagations. Ceci peut suggérer une influence du point chaud sur l'axe de la dorsale avant même que celle-ci soit à l'aplomb du point chaud (Figure 7.0.1).

Dans cette période les structures observées sur les cartes de bathymétrie résiduelle sont plutôt d'origine sédimentaire plus récente que l'époque de la reconstruction, caractéristiques de l'évolution d'une marge passive. Toutefois, l'influence des structures volcaniques liées au point chaud dans la configuration géographique est remarquable, comme le suggère la sectorisation des bassins sédimentaires marginaux. Sur les cartes de RMBA on observe plus clairement la construction des structures des deux côtés de la dorsale. Deux structures orientées WSW-ENE furent mises en place dans la région du point chaud. A cette époque, à la limite nord/sud entre ces structures on trouve la frontière nord de la zone de fracture du Rio Grande, structure majeure du bassin de l'Atlantique Sud.

Au nord de la plaque de l'Amérique du Sud se forme une petite chaîne volcanique (Chaîne de São Paulo) qui va avoir une influence marquée sur la sédimentation et la formation du plateau homonyme. L'importance de la Chaîne de São Paulo dans la formation du plateau en tant que limite sud-est de celui-ci fut reconnue depuis Leyden *et al.* (1972). Selon Kumar *et al.* (1977), elle est formée par roches ignées de 110 à 105 *Ma*. Cette chaîne forme un dénivelé d'environ 2000 *m* (ZEMBRUSKI, 1977). En même temps, au sud, sur la plaque africaine, entre les frontières nord et sud de la zone de fracture du Rio Grande se construit la portion la plus orientale de la chaîne Walvis (plateau Abutment).

La construction de ces structures démontre un apport magmatique anomal lié

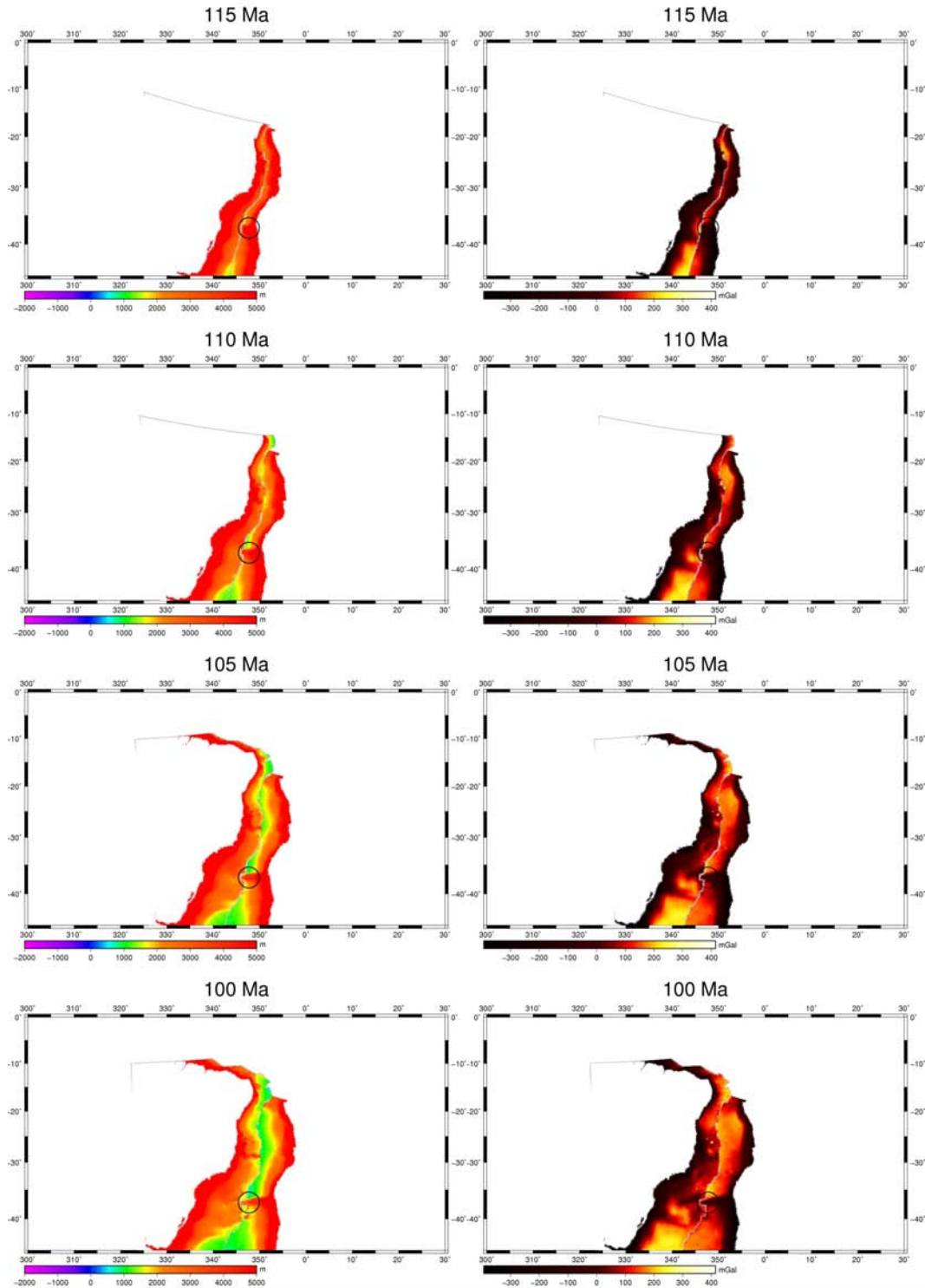


FIGURE 7.0.1: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 115 et 100 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud. À cette période nous sommes aux premiers stades de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. La position centrale du point chaud est sous la plaque africaine, très proche de la dorsale. La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers l'ouest. Cependant, le segment à la latitude du point chaud migre plutôt vers la direction est. Son déplacement l'amène à s'approcher graduellement de la région

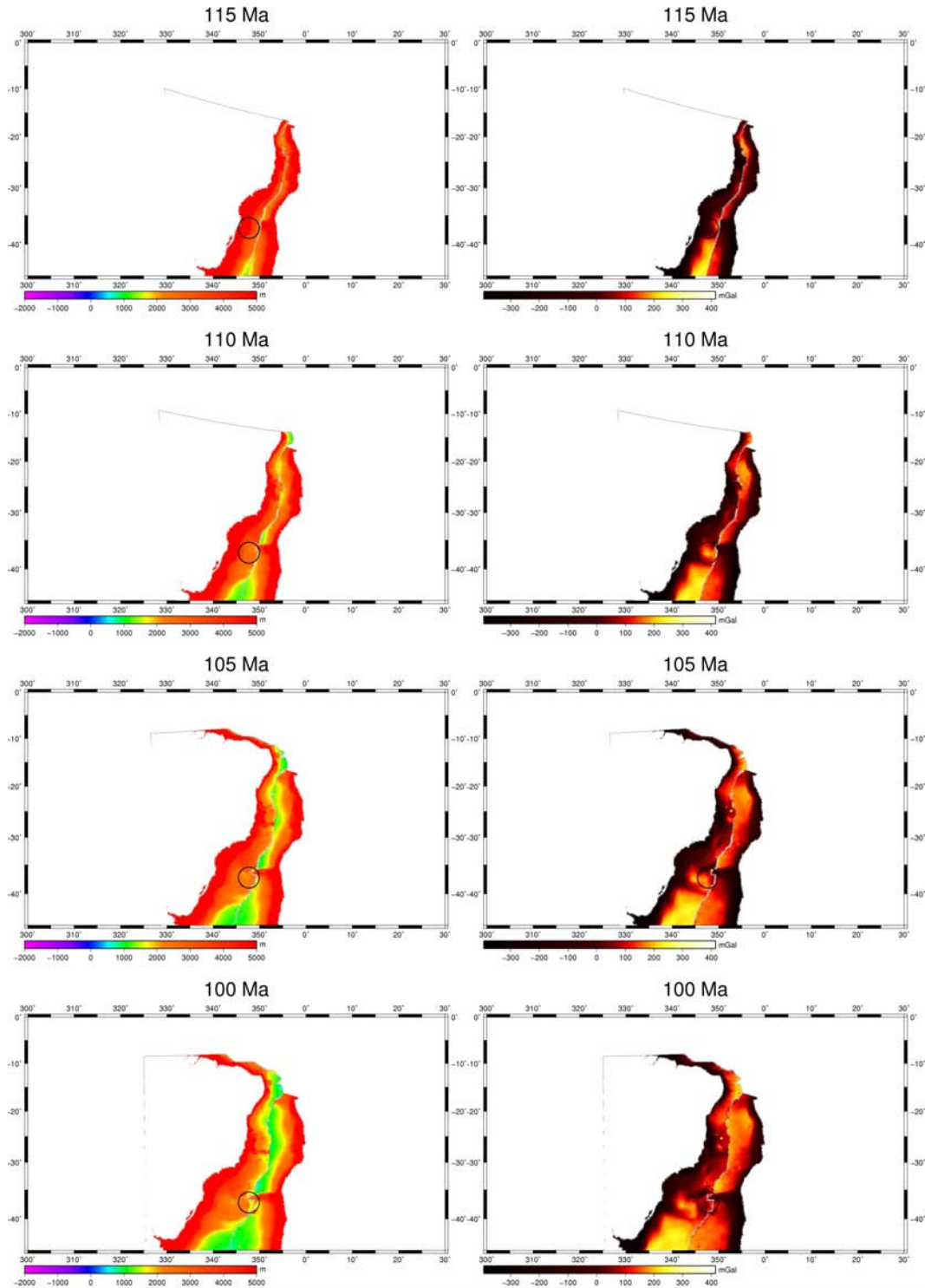


FIGURE 7.0.2: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 115 et 100 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Muller *et al.* (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*). Les résultats donnent la position du point chaud sous la plaque sud-américaine. Toute la dorsale est en migration vers l'ouest. Elle s'approche donc graduellement de la région du point chaud. Une fois dans la région du point chaud, le segment à la latitude du point chaud migre plus lentement que les segments au nord et au sud.

à la position de la dorsale à l'aplomb du point chaud. Cependant, différemment d'autres systèmes d'interaction entre dorsale et point chaud avec la même configuration dans le passé (par ex. Amsterdam S. Paul et Açores) ou actuelle (par ex. Islande et Reykjanes) (Schilling, 1973; Vogt, 1976; Johnson *et al.*, 1996, 2000; Gente *et al.*, 2003; Maia *et al.*, 2011), l'excès de magmatisme apporté par le point chaud n'est pas suffisant pour empêcher la rupture du plateau. Cela expose une prépondérance du tectonisme lié aux contraintes des mouvements des plaques sur le magmatisme, ce qui peut être dû à une phase de faible apport magmatique du point chaud. Dans ce cas, les différences d'âge de la lithosphère océanique de part et d'autre des zones de fracture, forment probablement des barrières dynamiques qui compartimentent le toujours faible flux du point chaud dans les différents segments de la dorsale (Schilling, 1985).

Entre 105 et 100 *Ma*, il est possible voir au sud de la position du point chaud la construction d'une portion surélevée de croûte océanique. Limitée au nord par la frontière sud de la zone de fracture du Rio Grande, la plus grande partie de cette structure restera sur la plaque sud-américaine et formera la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande. Il semble que le mont sous-marin Ewing soit le seul vestige resté sur la plaque africaine. Des nouvelles données de bathymétrie multi-faisceaux ont révélé une région de cônes volcaniques qui s'étale à ouest de ce mont sous-marin dans la même orientation WSW-ENE (SEAFO, 2008). La répartition inégale du volcanisme indique peut-être un saut d'axe vers l'est, si ces édifices ont le même âge, mais cela ne peut pas être démontré par les anomalies magnétiques, car nous sommes au cœur de la période magnétique calme du Crétacé Muller et Roest (1992); Mueller *et al.* (1999).

C'est durant cette période que les différences entre les résultats obtenus avec les pôles de Duncan et Richards (1991) et ceux de Muller *et al.* (1993) sont le plus significatives. Nous allons maintenant discuter les seuls résultats obtenus avec les pôles de Muller *et al.* (1993). En résumé, lors de la période entre 115 et 100 *Ma*, les résultats situent le point chaud sous la plaque sud-américaine. Toute la dorsale migre vers l'ouest. Elle s'approche donc progressivement de la région du point chaud. Une fois dans la région du point chaud, le segment à la latitude du point chaud migre plus lentement que les segments au nord et au sud.

Sur la carte de RMBA à 115 *Ma*, on observe la position initiale du point chaud

sous l'élévation du Rio Grande. Les structures subséquentement mises en place à l'axe de la dorsale, sont ici en-dehors ou à la périphérie de la position du point chaud. L'exception est la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande.

Pour cette période les résultats avec les pôles de Duncan et Richards (1991) semblent plus judicieux. La migration différentielle du segment de l'axe de la dorsale dans la région du point chaud, ainsi que la construction d'une portion surélevée de croûte océanique à l'axe, sont cohérentes avec la capture de la dorsale par le point chaud. Toutefois, le changement rapide de la position d'apport magmatique principal du point chaud entre 110 et 105 *Ma* de la latitude du plateau d'Abutment et de la chaîne de São Paulo vers une position plus au sud, correspondant à portion occidentale de l'élévation du Rio Grande, suggère une évolution plus complexe. Cela peut être expliqué par le passage de la frontière sud de la zone de fracture du Rio Grande au-dessus de la position du point chaud. La transition vers une lithosphère plus épaisse peut bloquer la sortie de magma en surface, entraînant un hiatus dans le magmatisme (Schilling, 1985). Cependant, le hiatus magmatique peut aussi indiquer un lien avec des fluctuations de l'apport magmatique inhérentes au point chaud (White et Lovell, 1997; Lin et van Keken, 2005; Lin et Keken, 2006a,b).

Entre 95 – 80 *Ma* (Figure 7.0.3 et Figure 7.0.4), les résultats du mouvement relatif entre la dorsale et le point chaud obtenus avec les pôles de Duncan et Richards (1991) et de Muller *et al.* (1993) sont semblables, malgré l'écart de la position du point chaud entre les deux modèles. La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers le nord-ouest. Toutefois, le segment situé au dessus de la position du point chaud semble être presque figé dans une orientation SSW-NNE, avec une migration vers le NNE. Autour de 100 *Ma* une période de quiescence a probablement eu lieu, le hiatus dans la construction volcanique étant plus flagrant sur la plaque sud-américaine. Ensuite, centré sur le même endroit de la construction de la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande, à SW du point chaud (pour Duncan et Richards, 1991) ou au centre du point chaud (pour Muller *et al.*, 1993), commence vers 95 *Ma* la construction d'un grand plateau océanique. Sa construction continuera jusqu'à environ 80 *Ma* quand sa rupture semble commencer, apparemment liée à une nouvelle période de variation dans l'apport magmatique lié au point chaud. Différemment de ce qui fut observé aux Açores par Gente *et al.* (2003) où l'éloignement progressif entre la dorsale et le point chaud est le mécanisme responsable de la

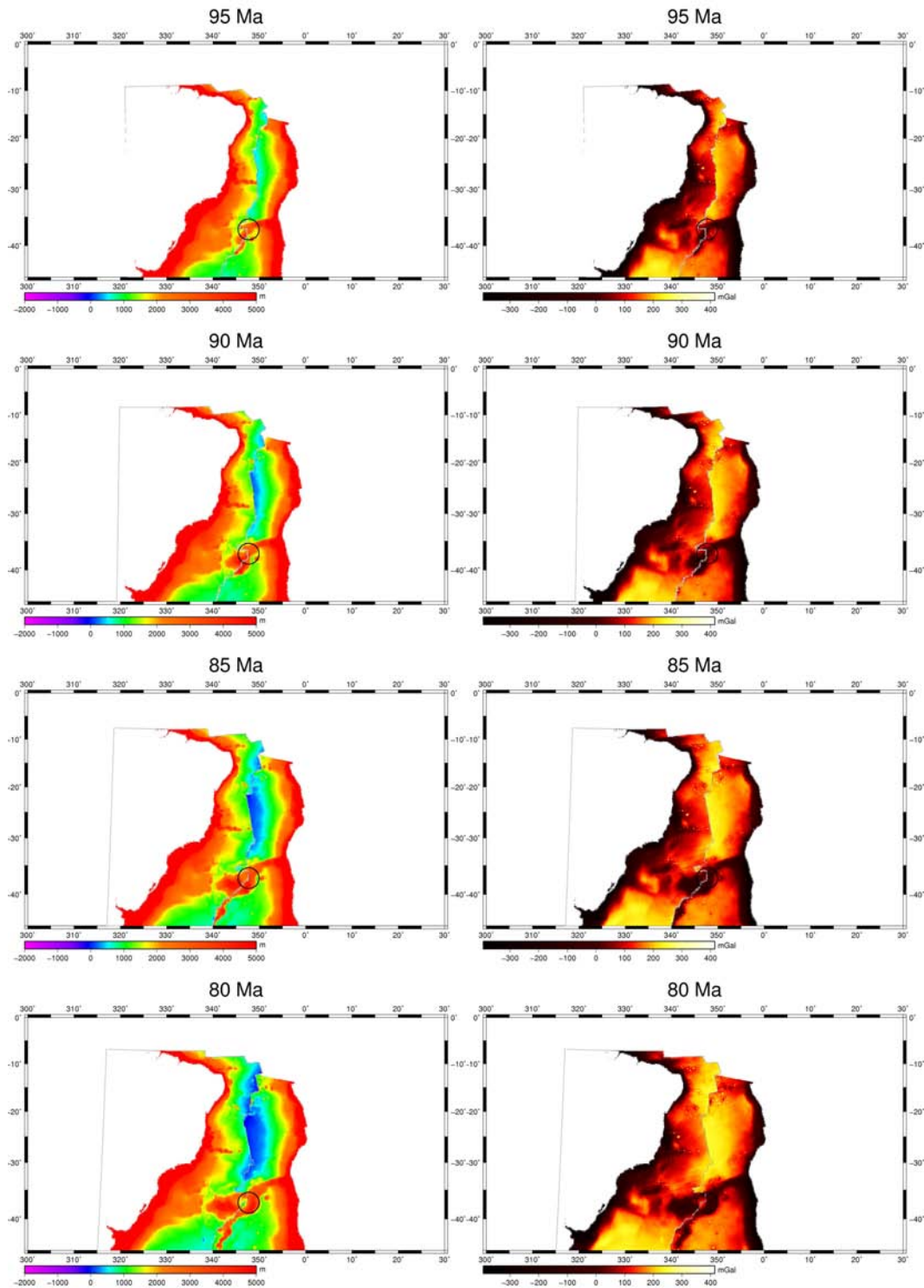


FIGURE 7.0.3: Reconstitutions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 95 et 80 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 km). La dorsale au nord et au sud du point chaud migre vers le nord-ouest. Toutefois, pour le segment à la position du point chaud, la dorsale semble être presque figée à une orientation SSW-NNE au centre de celui-ci, avec une migration vers le NNE. Centré sur le même endroit de la précédente construction de la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande, au sud-ouest du point chaud, à 95 *Ma*, la construction d'une dorsale médiane est

diminution de l'apport magmatique et conséquente rupture du plateau océanique, la dorsale reste ici à la plomb du point chaud. Cette observation suggère que des variations dans le flux magmatique lié au point chaud peuvent être le mécanisme responsable de la diminution de l'apport magmatique à l'axe de la dorsale.

Nous pouvons remarquer qu'à partir de 90 *Ma* dans une position encore plus au sud-ouest de la position du point chaud, une structure orientée SW-NE est visible sur la plaque africaine, au voisinage de l'axe de la dorsale. Cette structure augmente progressivement de taille jusqu'à 80 *Ma*. Sa position sur l'axe sans pour autant qu'il existe un symétrique sur la plaque sud-américaine diffère des structures formées jusqu'ici et laisse supposer une origine ultérieure et intraplaque. Cela dévoile pour la région une plus grande complexité dans l'interaction point chaud/dorsale que celle du modèle classique de Morgan (1971) et Schilling (1991).

Entre 75 – 60 *Ma* (Figure 7.0.5 et Figure 7.0.6), les différences entre les modèles calculés avec les pôles de Duncan et Richards (1991) et Muller *et al.* (1993) augmentent notamment à partir de 65 *Ma*. Entre 80 et 75 *Ma* un plateau axial est brièvement construit. La construction de ce plateau est interrompue par une rupture graduelle qui se propage du nord vers le sud. Le début de cette rupture pourrait être lié à une diminution de l'apport magmatique à l'axe du fait d'une migration rapide de la dorsale vers le NW, l'éloignant de la position centrale du point chaud. Cet événement a été observé pour d'autres plateaux volcaniques, tels que les Açores (Gente *et al.*, 2003) et St Paul-Amsterdam (Maia *et al.*, 2008, 2011).

Les changements de configuration dans les segments de la dorsale au voisinage du point chaud entre 80 et 65 *Ma* semblent montrer une grande instabilité de la géométrie du système d'accrétion. Ceci suggère que la dorsale a essayé de se repositionner à l'aplomb du point chaud à travers des sauts d'axe et/ou par des propagations d'axe comme indiqué par les fortes asymétries dans le taux d'accrétion. Au moins un saut de l'axe est bien documenté par les anomalies magnétiques. En effet, Cande *et al.* (1988), proposent un saut de l'axe de la dorsale vers l'est à l'âge de l'anomalie magnétique 32 (75 *Ma*) dans le segment entre la zone de fracture du Chui et celle à 35°S (Figure 2.1.4).

Dans le segment de dorsale adjacent situé au nord, entre les zones de fractures du Chui et de Porto Alegre (Figure 2.1.4), qui a été lui aussi sous l'influence du point chaud, les asymétries du taux d'accrétion furent graduellement plus importantes du

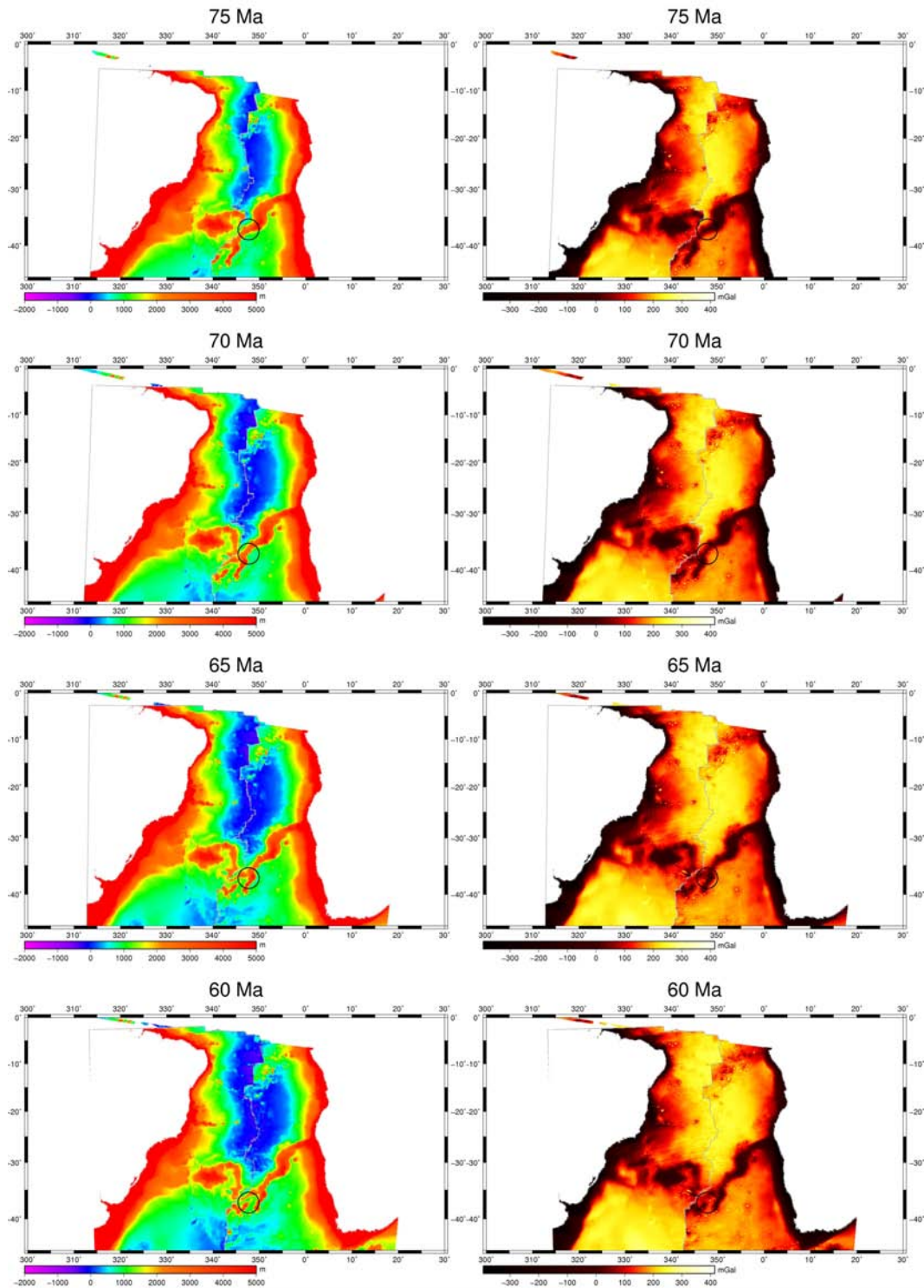


FIGURE 7.0.5: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 75 et 60 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*). On remarque une cassure graduelle du nord vers le sud. Les changements de configuration dans les segments de la dorsale au voisinage du point chaud entre 80 et 65 *Ma*. Des structures orientée SW-NE sont visibles sur la plaque africaine sans pour autant un symétrique sur la plaque sud-américaine.

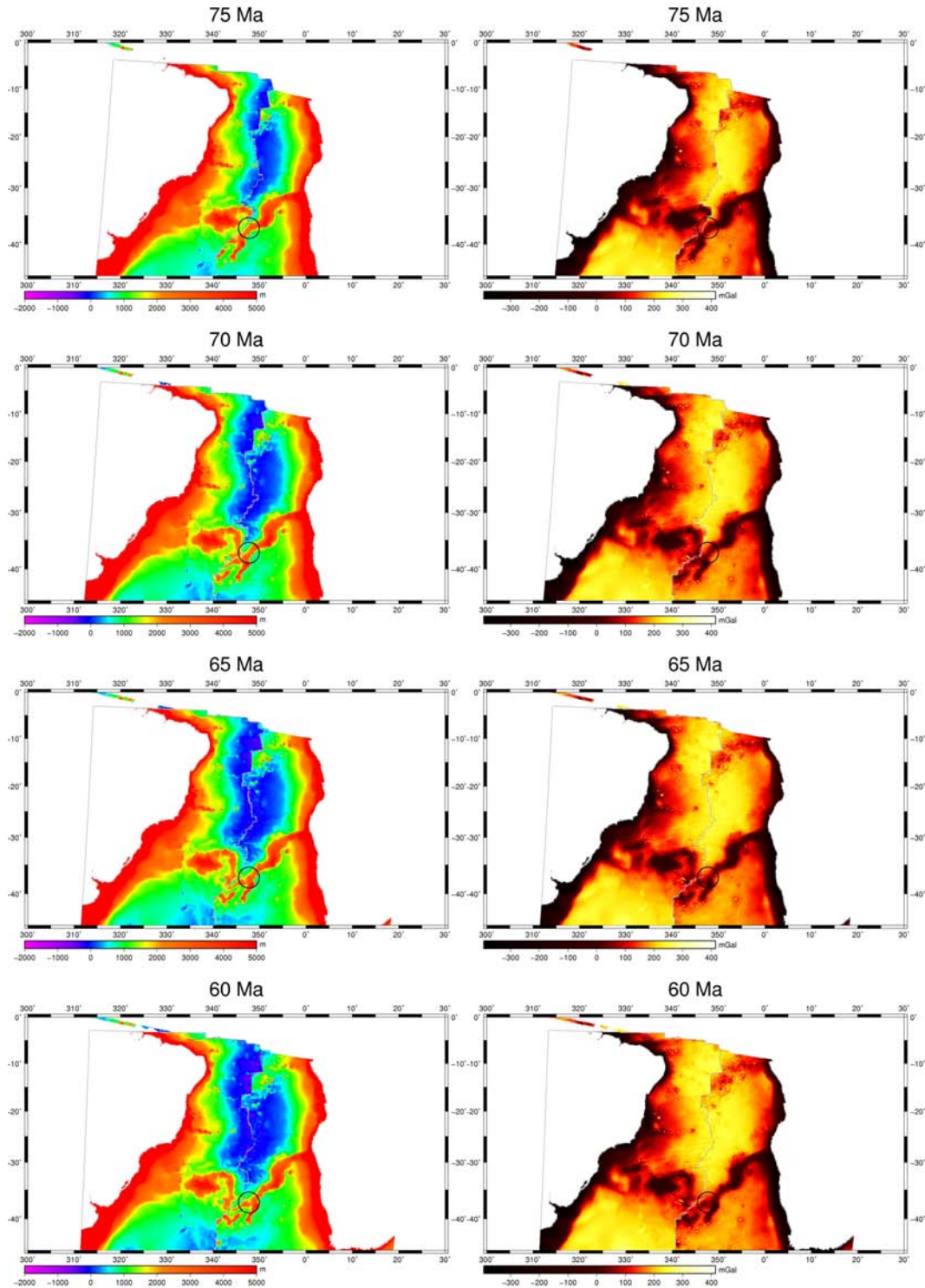


FIGURE 7.0.6: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 75 et 60 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Muller *et al.* (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 km). On remarque une cassure graduelle du nord vers le sud. Les changements de configuration dans les segments de la dorsale au voisinage du point chaud entre 80 et 65 *Ma*. Des structures orientée SW-NE sont visibles sur la plaque africaine sans pour autant un symétrique sur la plaque sud-américaine.

nord (50%) vers le sud (95%). On observe entre 84 et 66 *Ma* une grande variation dans le taux d'ouverture et dans l'asymétrie pour cette portion de la dorsale. Les taux sont , de 30 à 55 *km/Ma* pour la plaque sud-américaine et de 25 à 15 *km/Ma* pour la plaque africaine (Figure 5.0.14). De fortes variations dans l'asymétrie du taux d'ouverture limitées à quelques segments de dorsale, formant véritables corridors, sont couramment associées à des régions sous l'influence de points chauds (Muller *et al.*, 1997). Muller *et al.* (1997) propose que ces fortes variations de l'asymétrie du taux d'ouverture résultent de la propagation de l'axe de la dorsale vers le point chaud ou à des petits sauts d'axe, liés au flux asthénosphérique.

Ainsi, on peut supposer que le segment au nord a répondu aux contraintes avec une grande asymétrie du taux d'ouverture tandis que le segment au sud a fait un saut d'axe. Ce type de comportement est observé sur d'autres systèmes d'interaction entre dorsale et point chaud, comme pour le plateau Amsterdam et Saint-Paul dans l'Océan Indien (Courreges *et al.*, 2009). Selon Mittelstaedt *et al.* (2008), les variations du flux magmatique du point chaud sont les causes primaires de sauts d'axe dans les systèmes d'interaction entre points chauds et dorsales lentes comme celle de l'Atlantique Sud.

La construction de la chaîne Walvis se poursuit sur la plaque africaine entre 75 et 60 *Ma* dans la région du point chaud, avec la formation à l'axe d'une nouvelle structure qui fait pair avec la portion la plus orientale de l'élévation du Rio Grande. Toutefois, cette structure qui prolonge la chaîne Walvis est en évidente dichotomie avec l'autre structure qu'on suppose être d'origine ultérieure et intraplaque. À 60 *Ma*, sur la plaque sud-américaine, l'ensemble des trois structures qui forment l'élévation du Rio Grande (occidentale, centrale et orientale) sont déjà visibles. Ces trois parties correspondent, respectivement, à (1) la portion surélevée de croûte océanique la plus à l'est, située au sud de la chaîne São Paulo, (2) un plateau de forme elliptique et (3) une structure orientée nord-sud située plus à ouest (cf. Chapitre 2, Figure 2.1.4).

À partir de 75 *Ma* et plus au sud-ouest de la position du point chaud, une nouvelle structure orientée SW-NE est visible sur la plaque africaine proche de l'axe de la dorsale sans pour autant de symétrie sur la plaque sud-américaine. Une fois de plus, l'absence d'un analogue sur la plaque sud-américaine laisse supposer une origine ultérieure et intraplaque pour ces structures. Nous allons revenir plus en

détail sur ces structures supposées d'origine intraplaque, plus tard lors de l'analyse des anomalies à l'air libre.

Entre 55 – 0 *Ma* (Figures 7.0.7, 7.0.8, 7.0.9, 7.0.10, 7.0.11 et 7.0.12), les différences entre les résultats obtenues à partir des pôles de Duncan et Richards (1991) et Muller *et al.* (1993) diminuent graduellement. À partir de 40 *Ma* et jusqu'à la fin des reconstructions, les résultats sont pratiquement identiques.

À partir de 55 *Ma*, l'axe de la dorsale est situé au nord-ouest de la position estimée du point chaud, qui se trouve donc sous la plaque africaine. Ceci est cohérent avec l'absence de grandes constructions volcaniques sur la plaque sud-américaine associées au point chaud de Tristan da Cunha. Désormais, les manifestations de volcanisme intraplaque visibles sur cette plaque se limitent à des groupes de petits monts sous-marins, formés probablement soit en lien avec du volcanisme hors axe, soit par des processus lithosphériques locaux. Le plus notable est le groupe de monts sous-marins Zapiolle (O'Connor et le Roex, 1992), situé au sud de la portion orientale de l'élévation du Rio Grande. Ces monts sous marins montrent une distribution WSW-ENE s'étalant vers l'axe de la dorsale.

Sur la plaque africaine dans un contexte clairement intraplaque, les structures formant la portion plus au sud-ouest de la chaîne Walvis coïncident avec la position du point chaud entre 60 et 25 *Ma* pour le modèle de Duncan et Richards (1991) et entre 50 et 25 *Ma* pour celui de Muller *et al.* (1993). Cependant, ces intervalles d'âges estimés pour la formation de ces structures sont parfois en désaccord avec les âges obtenus par datation $K - Ar$ et $Ar - Ar$ pour ces édifices volcaniques. Ce type de désaccord entre âge mesuré et âge supposé est observé à d'autres endroits au long de la chaîne de Walvis (cf. Figure 7.0.13). Trois petits groupes de monts sous-marin, situés dans la continuation sud-ouest de la chaîne Walvis, se forment entre 20 et 15 *Ma* au-dessus de la position du point chaud. Entre 10 et 5 *Ma* il n'y a pas de structure notable dans la région du point chaud. Finalement, à 0 *Ma* se forme la dernière structure volcanique attribuée au point chaud, l'île de Tristan da Cunha, datée de moins de 1 *Ma* (O'Connor et Duncan, 1990; O'Connor et le Roex, 1992).

Toutefois, tout au long des reconstructions sont visibles d'autres structures volcaniques comme l'île de Gough, les monts sous-marins RSA et des petits groupes de monts sous-marins situés entre ces derniers et la chaîne Walvis, qui sont en-dehors

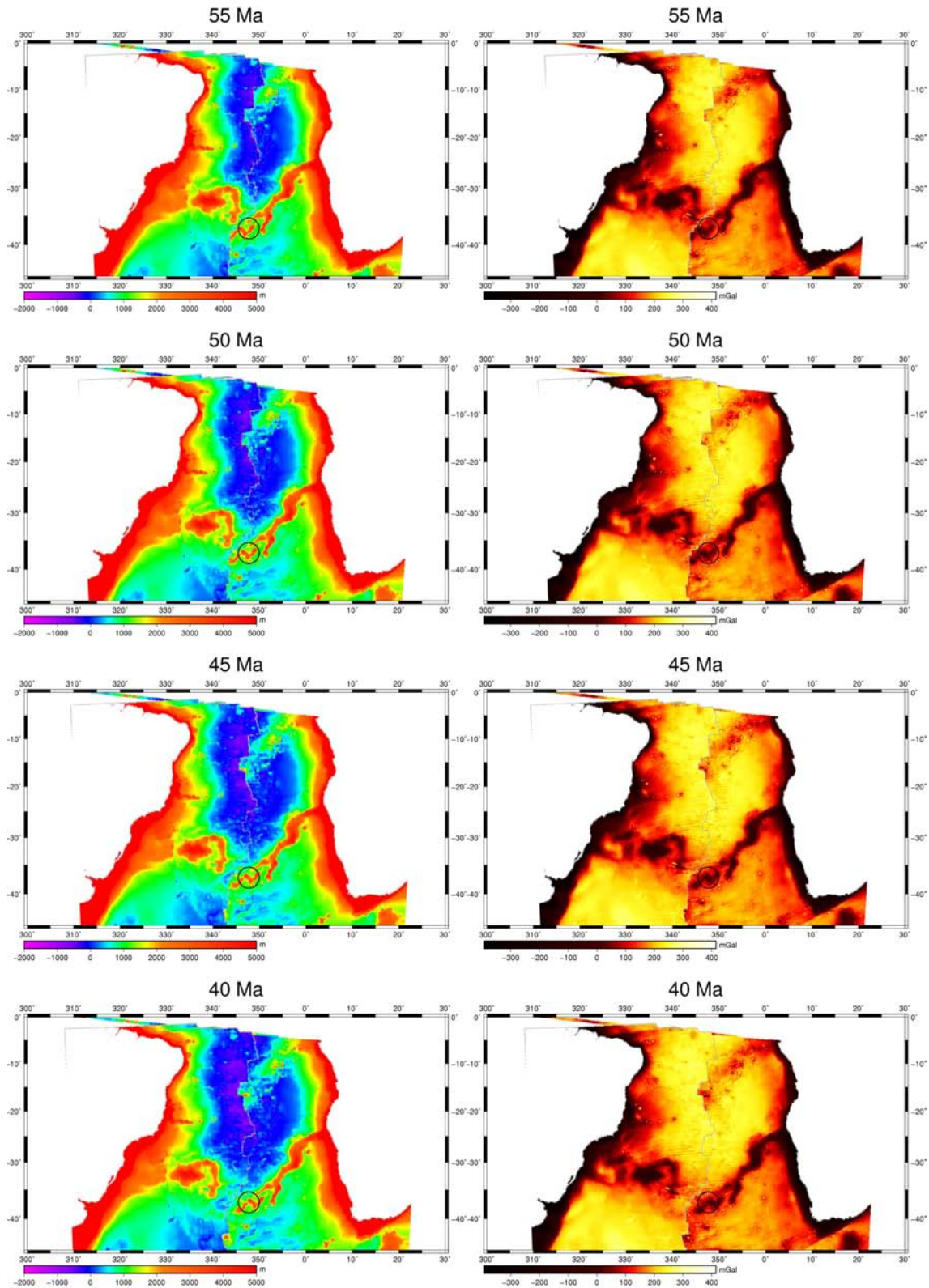


FIGURE 7.0.7: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 55 et 40 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*).

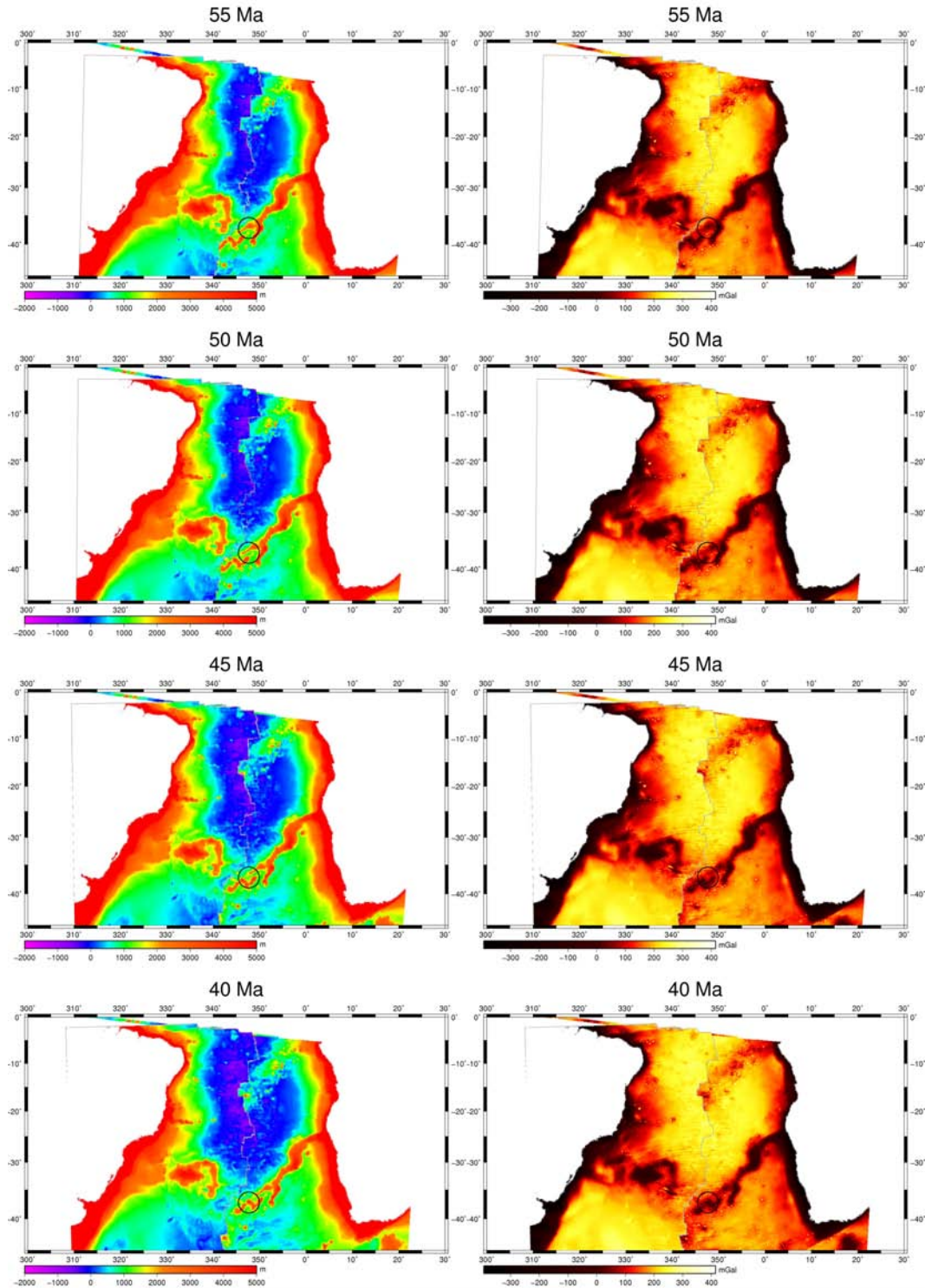


FIGURE 7.0.8: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 55 et 40 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Muller *et al.* (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 km).

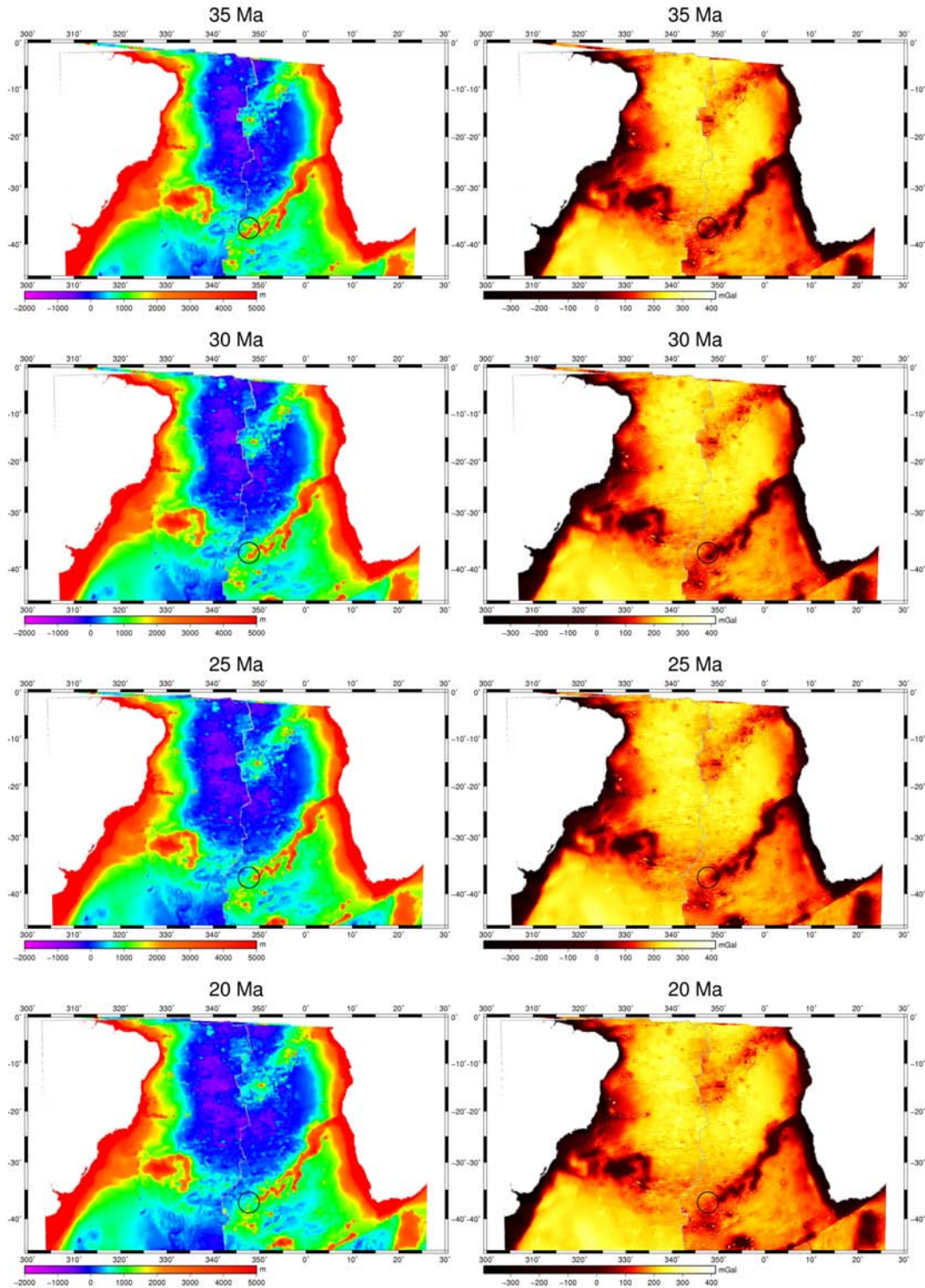


FIGURE 7.0.9: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 35 et 20 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*).

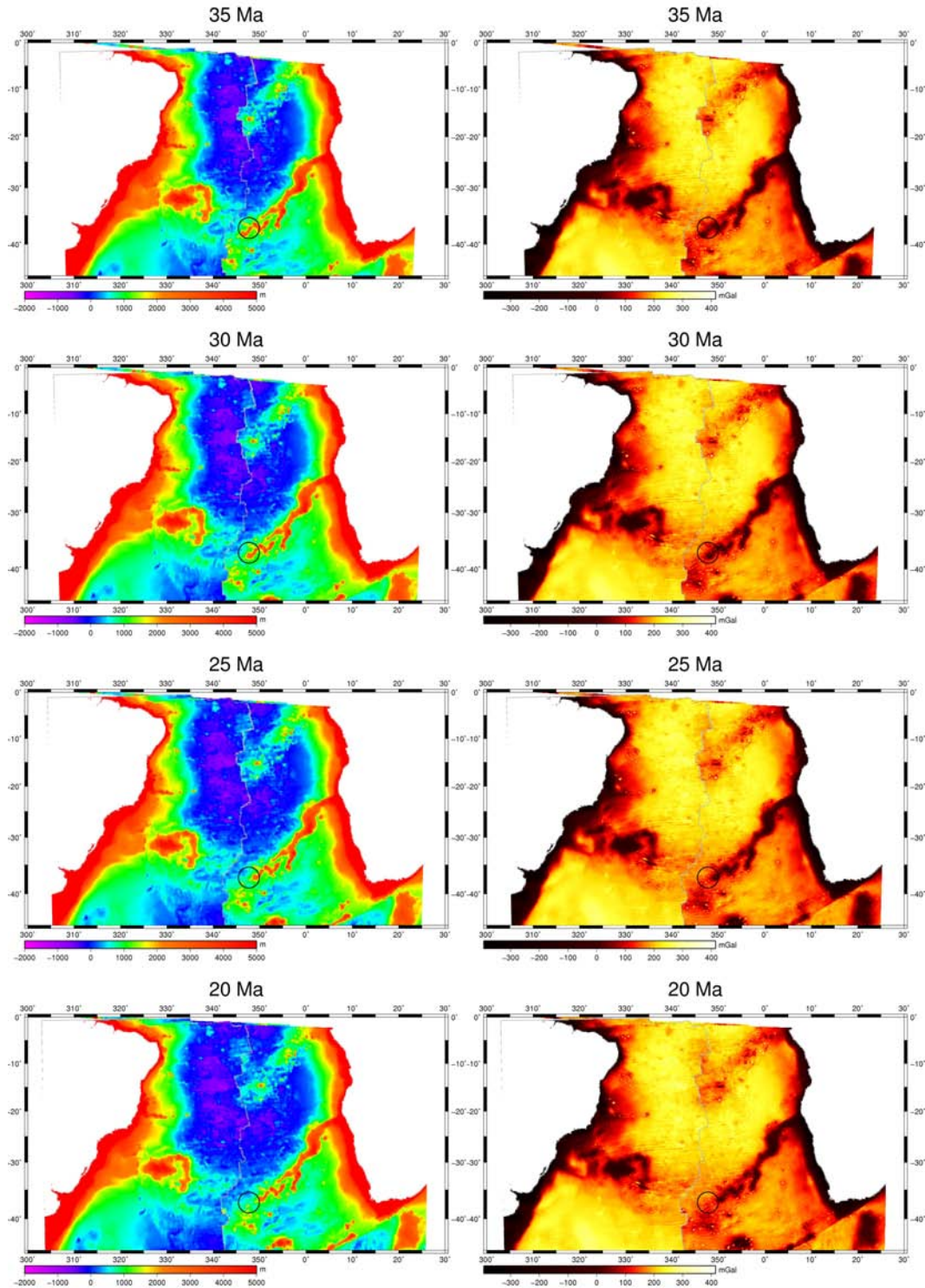


FIGURE 7.0.10: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 35 et 20 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Muller *et al.* (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*).

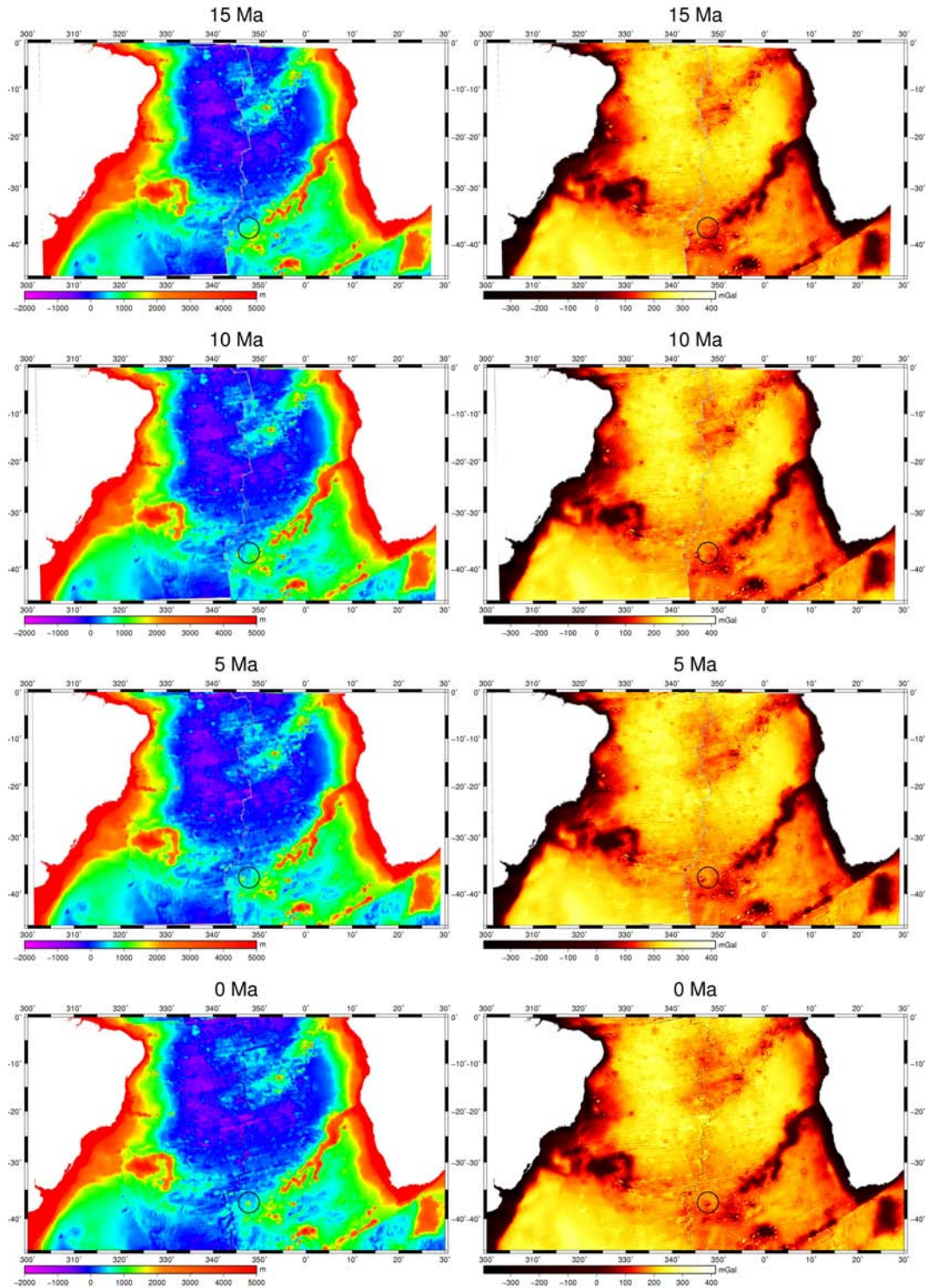


FIGURE 7.0.11: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 15 et 0 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Duncan et Richards (1991). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*).

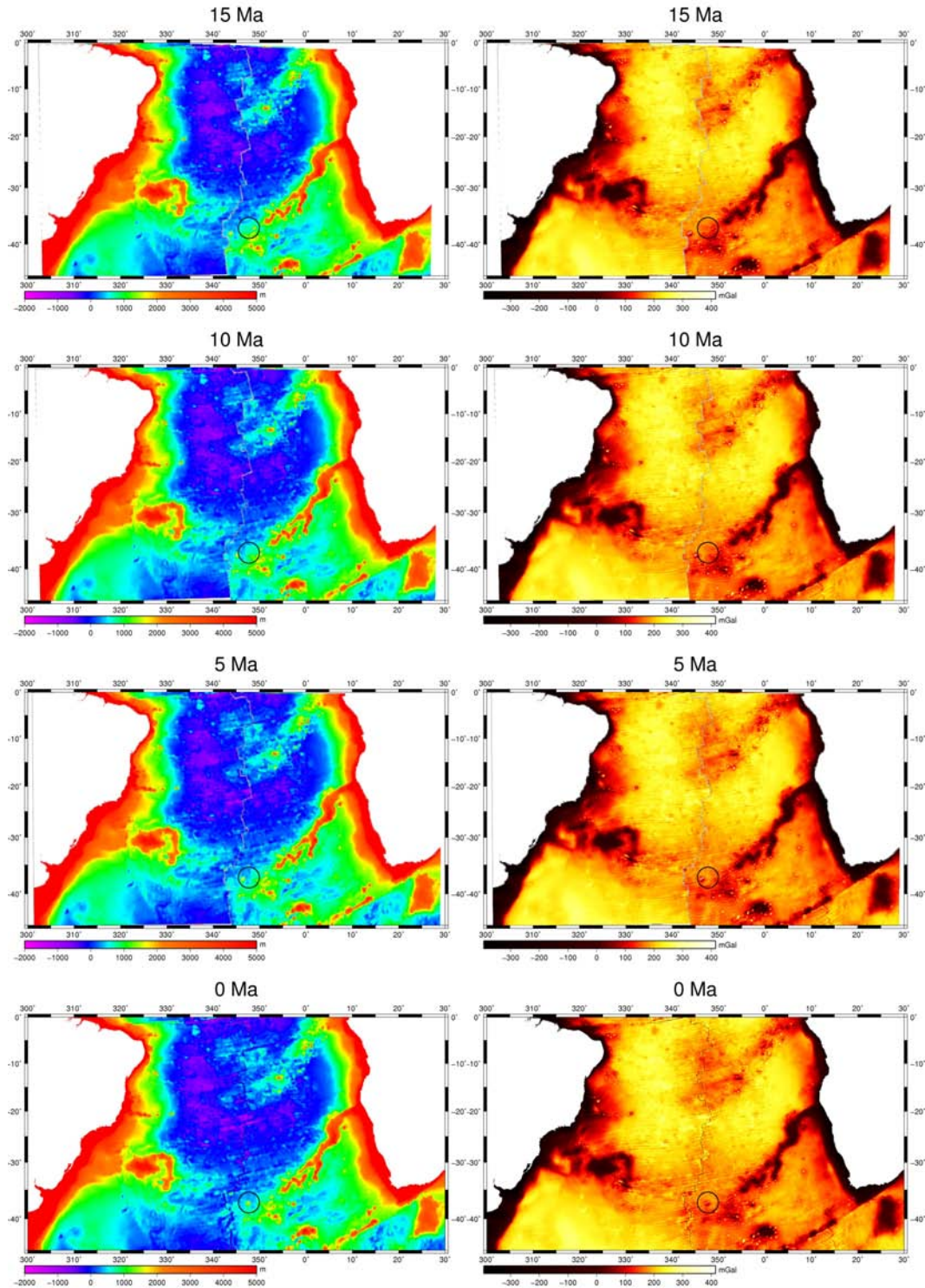


FIGURE 7.0.12: Reconstructions cinématiques du mouvement absolu des plaques sud-américaine et africaine pour la période entre 15 et 0 *Ma* selon le calcul avec les pôles de Muller *et al.* (1993). La bathymétrie résiduelle à gauche et le RMBA (*Residual Mantle Bouguer Anomaly*) à droite. Le cercle noir est la position du point chaud (rayon de 200 *km*).

de la région supposée être sous l'influence du point chaud de Tristan da Cunha. A la période actuelle l'anomalie gravimétrique de 150 *mGal* dans la carte de la RMBA et l'anomalie de 1000 *m* dans la carte de bathymétrie résiduelle autour de l'élévation du Rio Grande et la chaîne Walvis, délimitent un ensemble des structures volcaniques complexe qui n'est pas totalement compatible avec l'hypothèse du point chaud sous l'île de Tristan da Cunha. Récemment, d'autres auteurs ont avancé de nouvelles hypothèses pour mieux expliquer l'origine de ces structures. Adam *et al.* (2007), basés sur calculs de flux mantélique et de flottabilité du panache, suggèrent une autre position pour le point chaud, qui serait située sous l'île de Gough. Fairhead et Wilson (2005b) ont avancé l'hypothèse que la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande sont le résultat d'un volcanisme par décompression dû à des failles de décrochements associées aux changements de la tectonique globale des plaques.

Nous avons présenté les reconstructions cinématiques de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Figure 7.0.1 à Figure 7.0.12), qui nous ont permis d'observer l'évolution spatiale et temporelle de la géométrie des positions relatives entre la dorsale et le point chaud ainsi que la relation entre cette évolution et les structures présentes dans le bassin océanique. Cette évolution permet d'expliquer de façon relativement satisfaisante la construction de la structure la plus significative dans la plaque sud-américaine, l'élévation du Rio Grande. Cependant, pour la chaîne Walvis et certains monts sous-marins voisins, le problème semble plus complexe.

Nous allons par la suite examiner plus en détail l'évolution de la position estimée du point chaud sur la plaque africaine, à partir de reconstructions cinématiques. Comme pour les reconstructions précédentes, la trace du point chaud fut calculée en utilisant deux ensembles différents de pôles de rotation, celui de Muller *et al.* (1993) et celui de Duncan et Richards (1991) à partir de la position de l'île de Tristan da Cunha .

La reconstitution de la trace du point chaud de Tristan da Cunha basée sur ces deux modèles est montrée sur la bathymétrie résiduelle dans la Figure 7.0.13. Cette carte présente une synthèse des différences entre les deux modèles. Elle montre une bonne concordance entre les deux résultats pour la période allant de l'actuel jusqu'à 42 *Ma*. Cependant, les résultats obtenus pour la période comprise entre 42 *Ma* et 130 *Ma* sont considérablement différents.

Pour les résultats obtenus à partir du modèle de Duncan et Richards (1991), le

point chaud à toujours été sous la plaque africaine, contrairement à ceux obtenus à partir de Muller *et al.* (1993), où le point chaud se situe sous la plaque sud-américaine au début de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Ceci explique la grande différence de position dans la portion terminale des traces, comme discuté précédemment.

Entre 120 *Ma* et 100 *Ma*, l'écart entre les deux reconstructions diminue, passant d'environ 500 *km* à 150 *km*. Entre 80 et 66 *Ma*, l'écart est stable autour de 150 *km*. Vers 58 *Ma* il augmente à nouveau, atteignant environ 350 *km*, pour ensuite diminuer à nouveau jusqu'à 300 *km* à environ 48 *Ma*. À partir de 42 *Ma*, comme déjà discuté auparavant, les résultats sont très proches.

On remarquera que la trace du point chaud calculé avec le modèle de Muller *et al.* (1993) se situe sur la bordure ouest des structures volcaniques de la chaîne Walvis. Par contre, celle issue du modèle de Duncan et Richards (1991) se maintient plus vers la bordure est de la chaîne (Figure 7.0.13). Le modèle de Duncan et Richards (1991) reconstitue la position du point chaud sur des structures qui n'ont pas d'analogue sur la plaque sud-américaine, comme par exemple celles formées autour de 66 *Ma* ou de 58 *Ma*, alors qu'à ces âges là, le point chaud était situé au voisinage de l'axe de la dorsale. La bordure nord de Walvis s'est d'ailleurs mise en place de façon synchrone à celle de l'Élévation du Rio Grande à cette période. La question de l'origine de ces structures allongées se pose alors. Sont-elles liées au point chaud de Tristan da Cunha ou y a-t-il contribution d'autres points chauds, par exemple un possible point chaud situé aujourd'hui sous l'île de Gough ?

Les âges *K – Ar* et *Ar – Ar* connus pour la chaîne Walvis, (O'Connor et Duncan, 1990; O'Connor et le Roex, 1992) sont grosso modo compatibles avec une gradation linéaire par rapport à la distance au point chaud comme prévu par la théorie classique de Wilson (1963) et montré dans O'Connor et Duncan (1990). Cependant, un examen plus détaillé montre que le schéma des âges est plus complexe que prévu par ce modèle simple.

En considérant un rayon de 200 *km* pour le conduit du panache, valeur admise dans la littérature (e.g. O'Connor et le Roex (1992)), nous avons comparé la localisation de la zone sous influence du point chaud et les âges des structures bathymétriques pour la période de 0 à 120 *Ma*. Dans la figure 7.0.14 on remarque que la distribution des âges des structures volcaniques est plus ou moins en accord

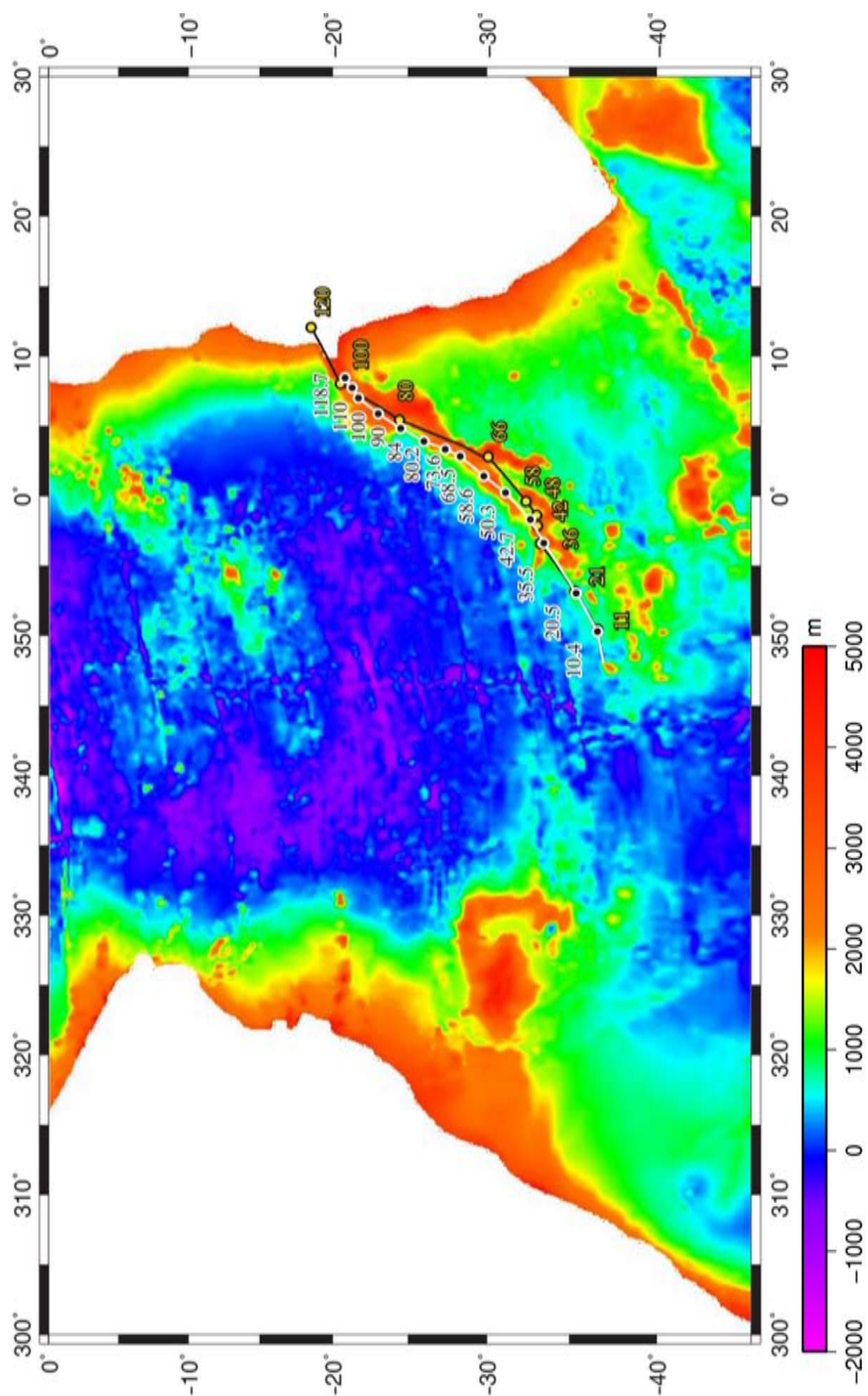


FIGURE 7.0.13: Carte de bathymétrie résiduelle avec la trace du point chaud de Tristan da Cunha selon les calculs avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en noir et jaune et Muller *et al.* (1993) en blanc et noir. Pour chaque paléo position du point chaud est montré l'âge admis en Ma.

avec la trace du point chaud selon les pôles utilisés. Toutefois, malgré le meilleur accord pour la trace calculée avec les pôles de Duncan et Richards (1991), il y a des écarts de plus de 200 *km* entre les âges observés pour certaines structures bathymétriques et la position théorique du point chaud. Pour les 15 âges connus sur la chaîne Walvis, cela se produit sur 6 ou 9 cas, selon les pôles utilisés, Duncan et Richards (1991) ou Muller *et al.* (1993) respectivement (Figure 7.0.14).

Expliquer la construction de ces structures bathymétriques par un point chaud placé actuellement sous l'île de Tristan da Cunha semble donc difficile. L'hypothèse de la contribution d'un autre point chaud fut alors considérée. L'île de Gough fut évoquée dans les travaux de O'Connor et le Roex (1992) et Adam *et al.* (2007) comme étant la possible localisation du point chaud à l'origine de ces constructions volcaniques. Les positions des panaches supposés localisés actuellement sous les îles de Tristan da Cunha et Gough ont été calculées aux époques correspondant à la formation des structures bathymétriques. Désormais, nous allons limiter notre discussion aux structures datées qui ne peuvent pas être modélisées par la trace d'un seul panache sous Tristan da Cunha. (Figure 7.0.16 à Figure 7.0.23).

Dans l'escarpement nord du plateau Abutment, l'âge établi par chronostratigraphie à la station 363 de forage DSDP (Deep Sea Drilling Program) ((Bolli et Ryan, 1978)) est de 113 *Ma*. Cette station est située à 120 *km* ENE de la position calculée pour le point chaud de Tristan au même âge avec les pôles de Duncan et Richards (1991), ce que dénote une bonne concordance. Toutefois, pour le modèle de Muller *et al.* (1993) elle se trouve à 280 *km* au NE de la position théorique, ce qui a priori n'est pas un bon accord (Figure 7.0.16). Cependant, la différence de 80 *km* vers le NE par rapport au rayon admis de 200 *km* peut être justifiée si on tient compte de la méthode utilisée pour la détermination de l'âge. La chronostratigraphie donne l'âge final de la structure, donc plus jeune de quelques millions d'années par rapport au début de la formation. À cette période la vitesse de déplacement absolue de la plaque Afrique selon les pôle de Muller *et al.* (1993) était de 10 *km/Ma* (Figure 7.0.15). En conséquence 8 millions d'années suffisent pour couvrir l'écart de 80 *km* observé.

Mais dans ce cas, la structure devrait avoir une âge de mise en place de 121 *Ma* et donc l'ajustement avec les pôles de Duncan et Richards (1991) serait moins bon. Ce problème peut être résolu car cette station est très proche de l'isochrone de

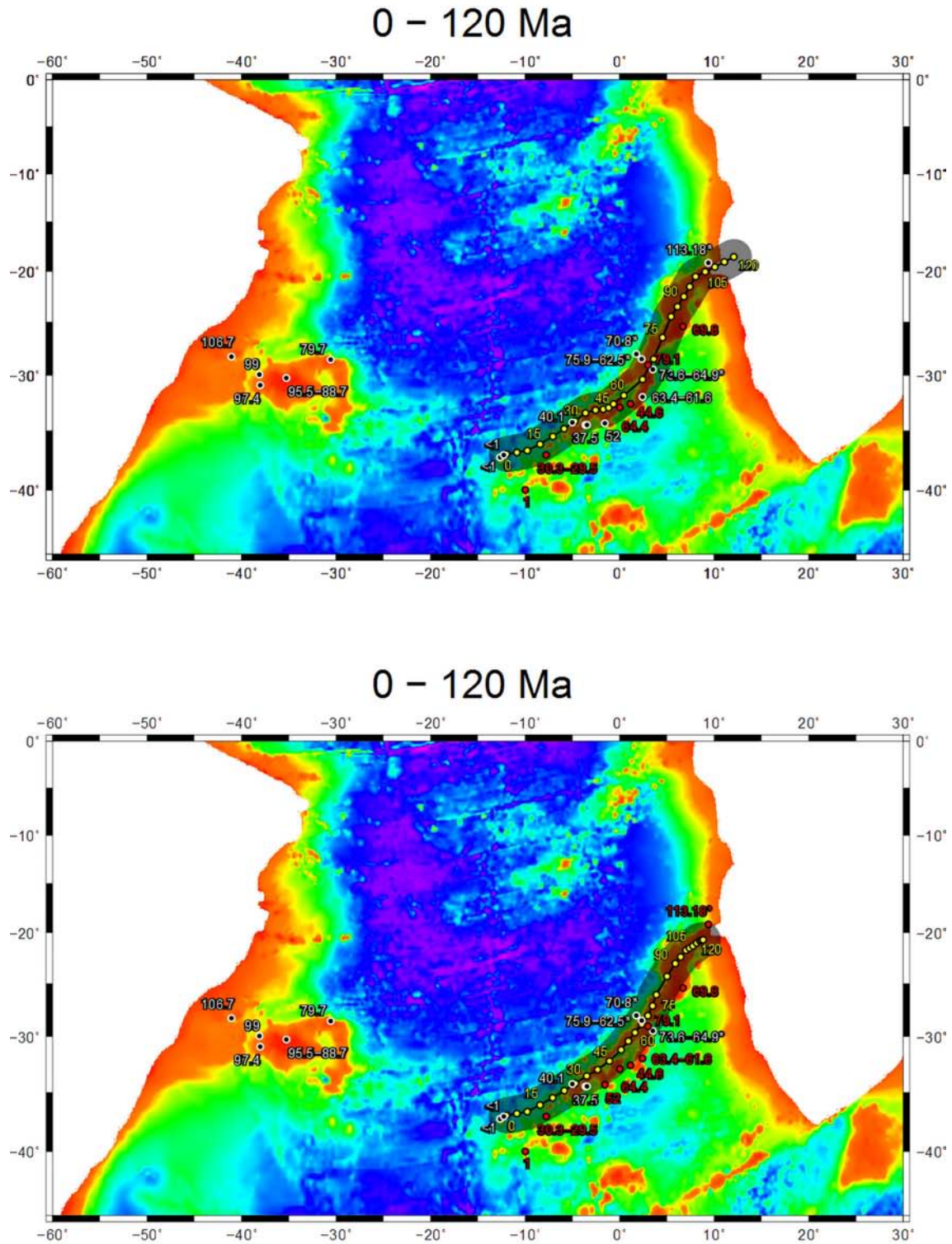


FIGURE 7.0.14: Carte de bathymétrie résiduelle avec les âges disponibles (en *Ma* depuis O'Connor et Duncan, 1990 et O'Connor et le Roex, 1992), pour la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande. En gris clair, avec un diamètre de 400 *km*, la trace calculée avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en haut et en bas celle calculée avec les pôles de Muller *et al.* (1993). En jaune les positions du point chaud tous les 5 *Ma*. En blanc les âges à moins de 200 *km* du centre de la position synchrone du point chaud et en rouge celles à plus de 200 *km*.

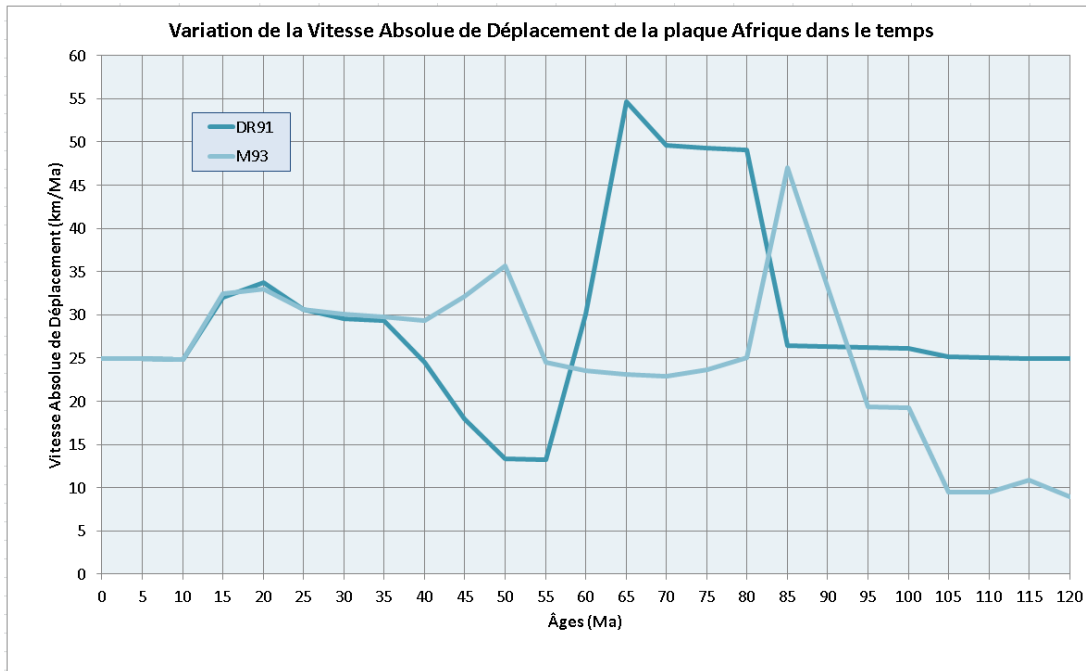


FIGURE 7.0.15: Variation de la vitesse absolue de déplacement de la plaque Afrique dans le temps. Avec les pôles de rotation de Duncan et Richards (1991) (DR91) et Muller *et al.* (1993) (M93).

113.18 *Ma* et donc la structure ne peut pas être plus âgée que la croûte océanique sur laquelle elle s'est construite. Considérer un rayon plus grand pour le conduit du panache semble déraisonnable par rapport aux résultats des modèles de panache, qui situent les diamètres de conduits plutôt dans la gamme de 100 à 300 *km* (Ito *et al.*, 2003).

Sur la portion nord-est de la chaîne Walvis, à la station AII93-21, l'âge de 69.8 *Ma* fut déterminée par datation *Ar - Ar* (Courtillet *et al.*, 2003). Les positions théoriques du point chaud à cette époque sont très semblables quel que soit le modèle utilisé et très éloignées de cette station. La station est située à une distance de 550 *km* au nord-est des positions théoriques du point chaud (Figure 7.0.17). Dans ce cas, l'écart de 350 *km* est plus important et même si à cette période la vitesse absolue pour la plaque africaine est entre 25 et 50 *km/Ma* selon les pôles utilisées (Figure 7.0.15), elle ne permet pas d'expliquer l'écart observé. Par ailleurs, une augmentation du rayon du conduit jusqu'à 550 *km* semble invraisemblable.

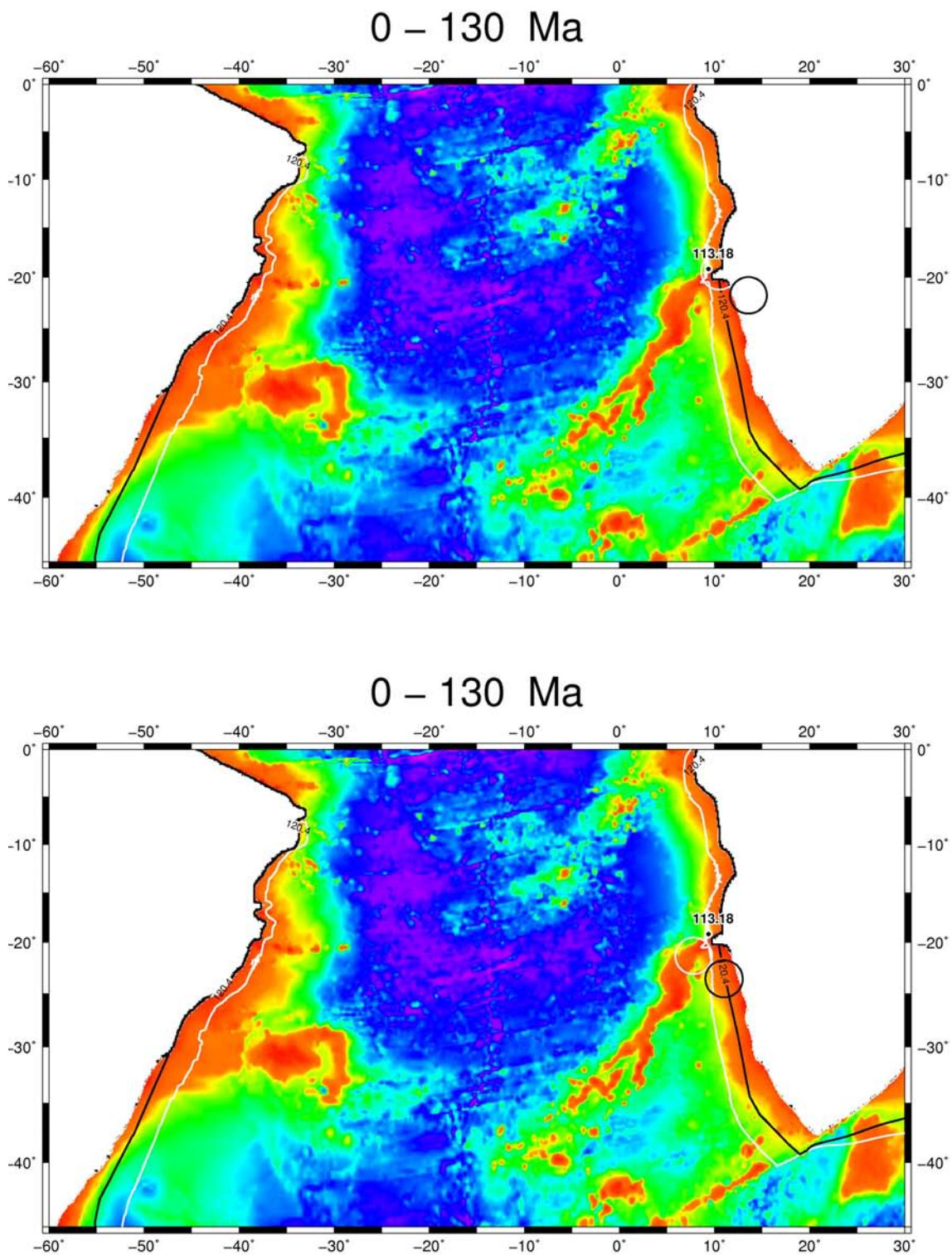


FIGURE 7.0.16: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 113.18 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 113.18 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, M0 (120.4 Ma).

Pour la chaîne de Hawaïi qui a un flux estimé 5 fois supérieur à celui de Tristan da Cunha (Courtilot *et al.*, 2003), le rayon du conduit dans le manteau supérieur fut estimé entre 200 et 100 *km* (Constable et Heinson, 2004; Wolbern *et al.*, 2006). En outre, pour cette station l'âge de la croûte océanique environnante (Muller *et al.*, 2008) est de 97 *Ma*, donc la structure ne peut pas être plus âgée.

Dans le nord de la portion centrale de la chaîne Walvis, à la station 525A du DSDP, les datations donnent un âge de 79.1 *Ma* O'Connor et Duncan (1990). Les écarts entre cet âge et les positions théoriques du point chaud de Tristan da Cunha sont importants, 630 *km* vers le SW (Duncan et Richards, 1991) et 320 *km* vers le SSW Muller *et al.* (1993)(Figure 7.0.18). À cette période la position du point chaud de Tristan est cohérente avec la construction à l'axe d'un plateau qui formera sur la plaque sud-américaine la portion centrale de l'élévation du Rio Grande. La position théorique du point chaud est donc trop au nord pour justifier une formation au dessus d'un canal sublithosphérique entre celui-ci et la dorsale. De plus, selon les positions estimées pour le point chaud de Gough, celui-ci n'est pas non plus en mesure d'avoir participé à la genèse de cette structure.

La première structure qui dans les reconstructions cinématiques ne semble pas avoir été créée à l'axe ni avoir d'analogue sur la plaque sud-américaine (station AII93-14) a un âge *Ar - Ar* entre 63.4 et 61.6 *Ma* (O'Connor et Duncan, 1990). Le modèle de Duncan et Richards (1991) est plutôt en accord avec l'âge de la station. Pour Muller *et al.* (1993) l'écart entre cette station et la position de Gough (200 *km* à W) est moins important que celui pour Tristan (300 *km* vers SSE) (Figure 7.0.19). En considérant les résultats de Muller *et al.* (1993),- la participation du point chaud de Tristan da Cunha dans la formation de cette structure, qui est située en dehors de la trace théorique de ce point chaud, est improbable. Pour l'ajuster, il faudrait un rayon de 300 *km* pour le conduit, ce qui n'est pas compatible avec les données de tomographie sismique (Constable et Heinson, 2004; Wolbern *et al.*, 2006) pour d'autres panaches. Malgré la concordance acceptable avec la position théorique de Gough, il n'y a aucune autre formation dans la région centrale. Il est donc peu probable que la formation de cette structure soit due à l'action de ce point chaud. De plus, les zones de fractures, possibles régions de faiblesse qui auraient pu être utilisées comme emplacement préférentiel du magmatisme, ont une orientation ESE-WNW,- différente de celle de la structure (SSW-NNE).

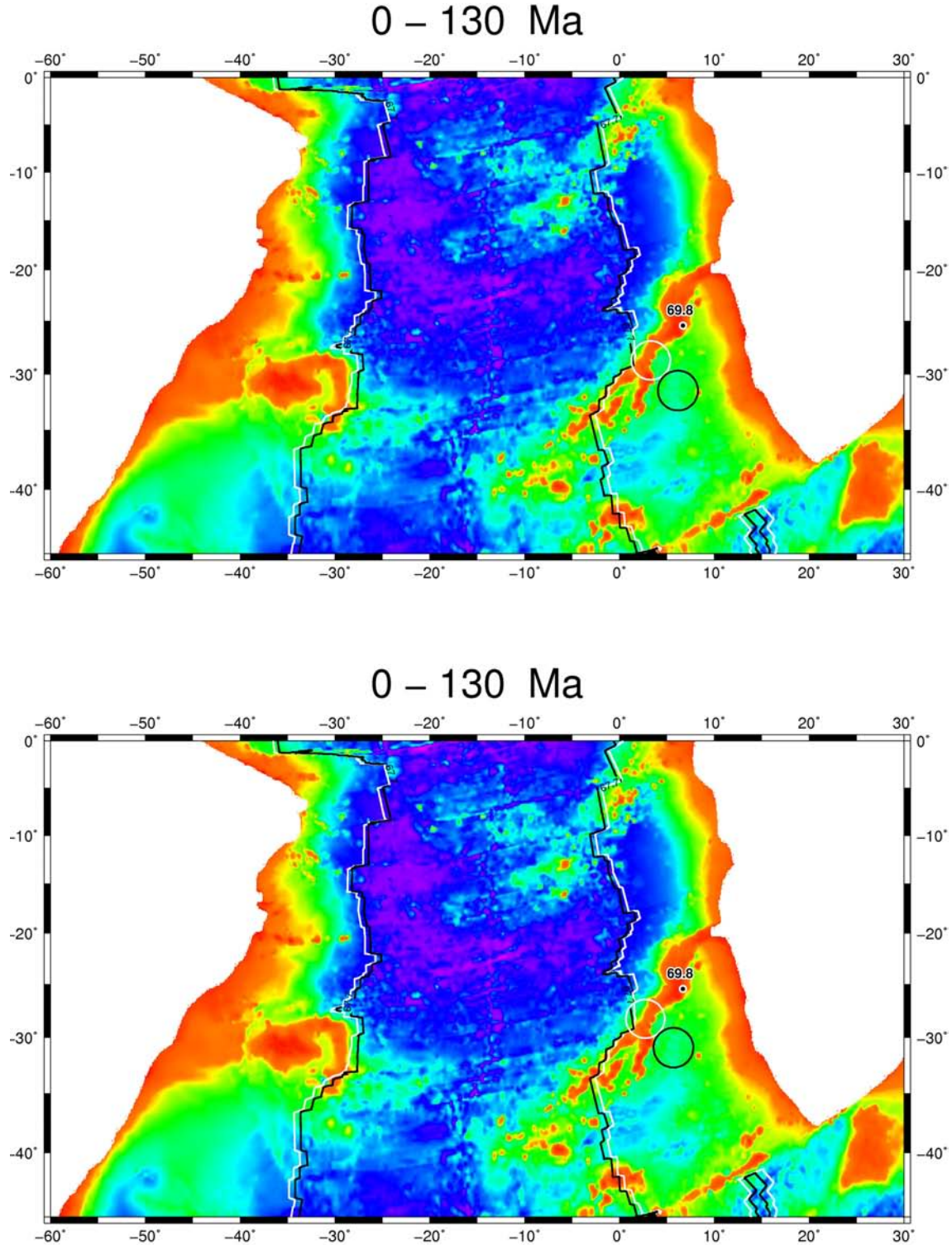


FIGURE 7.0.17: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 69.8 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 69.8 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 Ma).

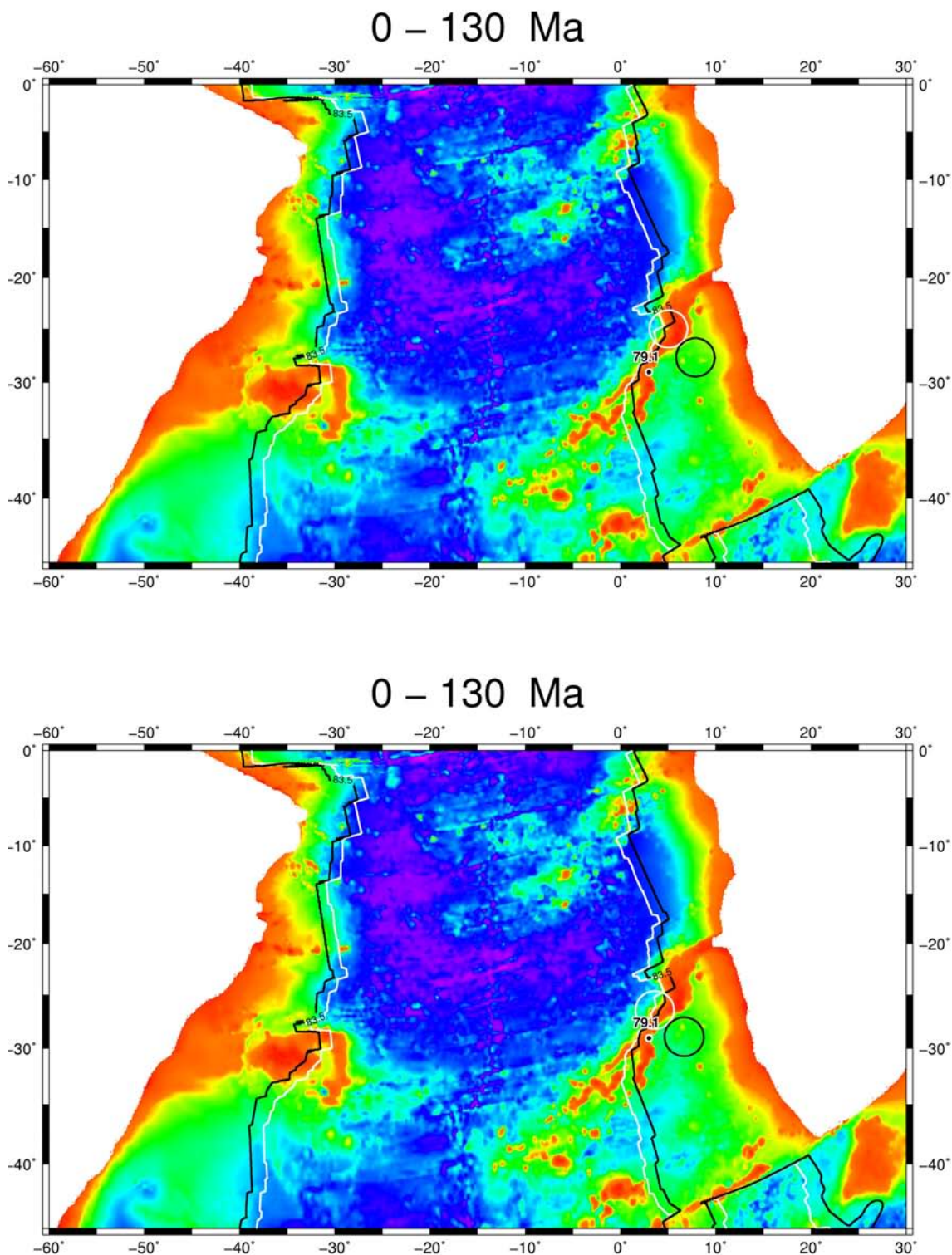


FIGURE 7.0.18: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 79.1 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 79.1 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C34y (83.5 Ma).

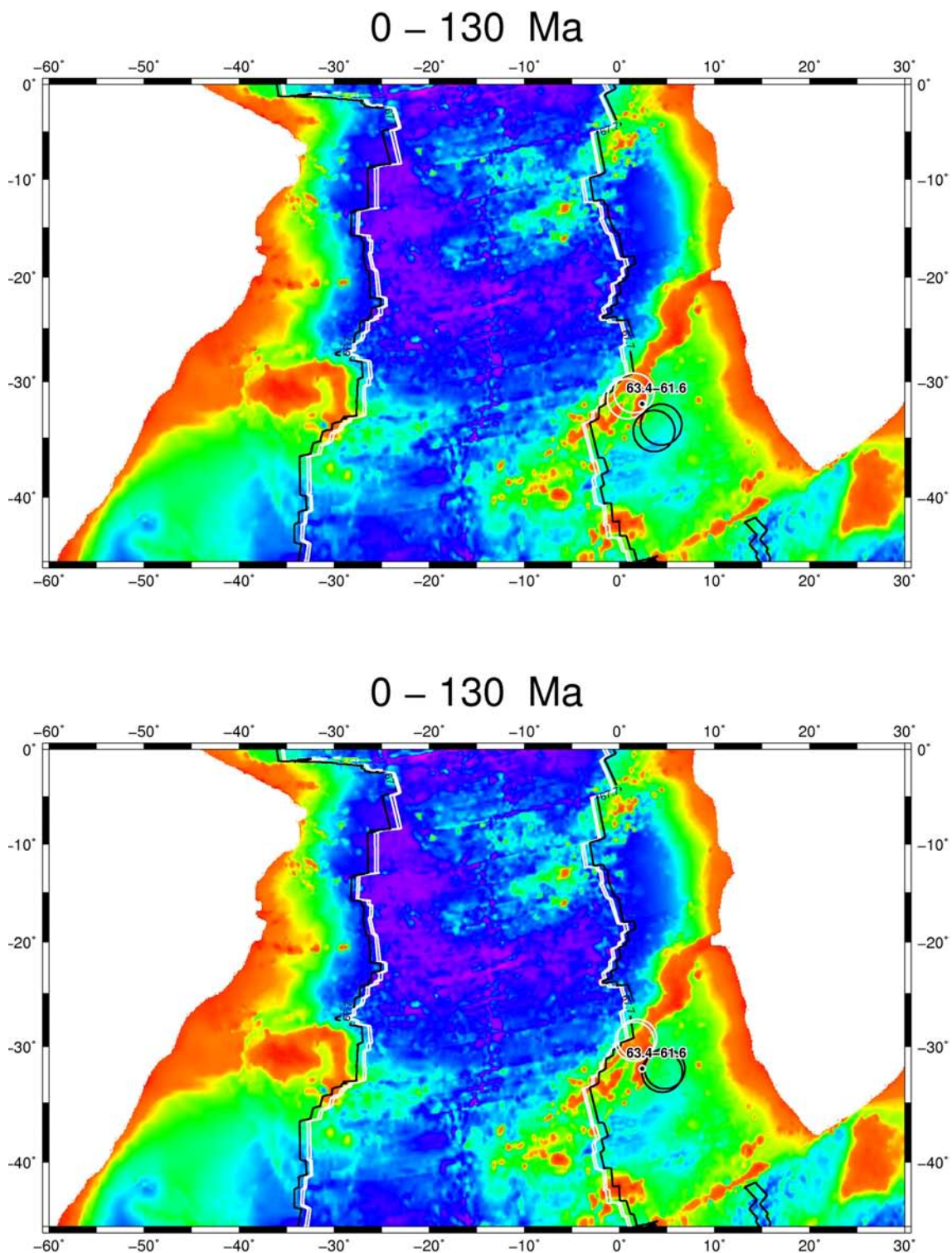


FIGURE 7.0.19: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour des positions centrales estimées des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noir) à 63.4 et à 61.6 Ma. En blanc les isochrones interpolées de 63.4 et 61.1 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 Ma).

Dans l'extrémité sud de la même structure bathymétrique, la station V29 a un âge $Ar - Ar$ de 44.6 Ma (O'Connor et Duncan, 1990). Les écarts entre l'âge de cette station et les positions théoriques du point chaud de Tristan da Cunha ne sont pas très importants, particulièrement pour Muller *et al.* (1993), qui situe le point chaud 264 km à l'Est. Pour les résultats avec les pôles de Duncan et Richards (1991), la distance est de 320 km vers ENE (Figure 7.0.20). Cette structure pourrait être attribuée au point chaud de Tristan, si on considère que la datation donne l'âge de derniers épisodes volcaniques et donc que l'âge de début de formation est antérieur de quelques millions d'années. Étant donné que la vitesse absolue de la plaque Afrique pour cette période varie entre 17 et 32 km/Ma selon les pôles utilisées (Figure 7.0.15), un intervalle de formation autour de 5 millions d'années est nécessaire, ce qui est raisonnable. Par contre, l'orientation de la structure est considérablement différente de celle de la chaîne Walvis et de plus, la différence entre l'âge de la station et celui de la croûte océanique environnant, 38 Ma (Muller *et al.*, 2008), semble suggérer une mise en place en contexte intraplaque.

Sur la portion nord de la deuxième structure qui dans les reconstructions cinématiques ne semble pas avoir été créé à l'axe ni avoir d'analogue sur la plaque sud-américaine, station AII93-11, l'âge de 64.4 Ma fut déterminé par datation $Ar - Ar$ (O'Connor et Duncan, 1990). Les écarts de la station par rapport aux positions centrales du point chaud de Tristan da Cunha sont considérables, 520 km à SW pour Muller *et al.* (1993) et 360 km à SW pour Duncan et Richards (1991) (Figure 7.0.21). Comme pour la station DSDP-525A, pour cette période la position du point chaud de Tristan est cohérente avec des constructions à l'axe formant sur la plaque sud-américaine la portion orientale de l'élévation du Rio Grande. Cette position est trop au nord pour justifier l'existence d'un canal sublithosphérique entre celui-ci et la dorsale sous la station et ainsi légitimer sa création par le point chaud. Le point chaud de Gough ne semble pas non plus être en mesure d'avoir participé à la genèse de cette structure.

Dans l'extrémité sud-ouest de la structure mentionnée ci-dessus, la station AII93-10 atteste par datation $Ar - Ar$ un âge de 52 Ma (O'Connor et Duncan, 1990). Les résultats du modèle de Duncan et Richards (1991) sont en accord avec l'âge de la station dans la limite de 200 km d'écart. Par ailleurs, pour le modèle de Muller *et al.* (1993) l'écart avec la position centrale de Tristan da Cunha est de 430 km

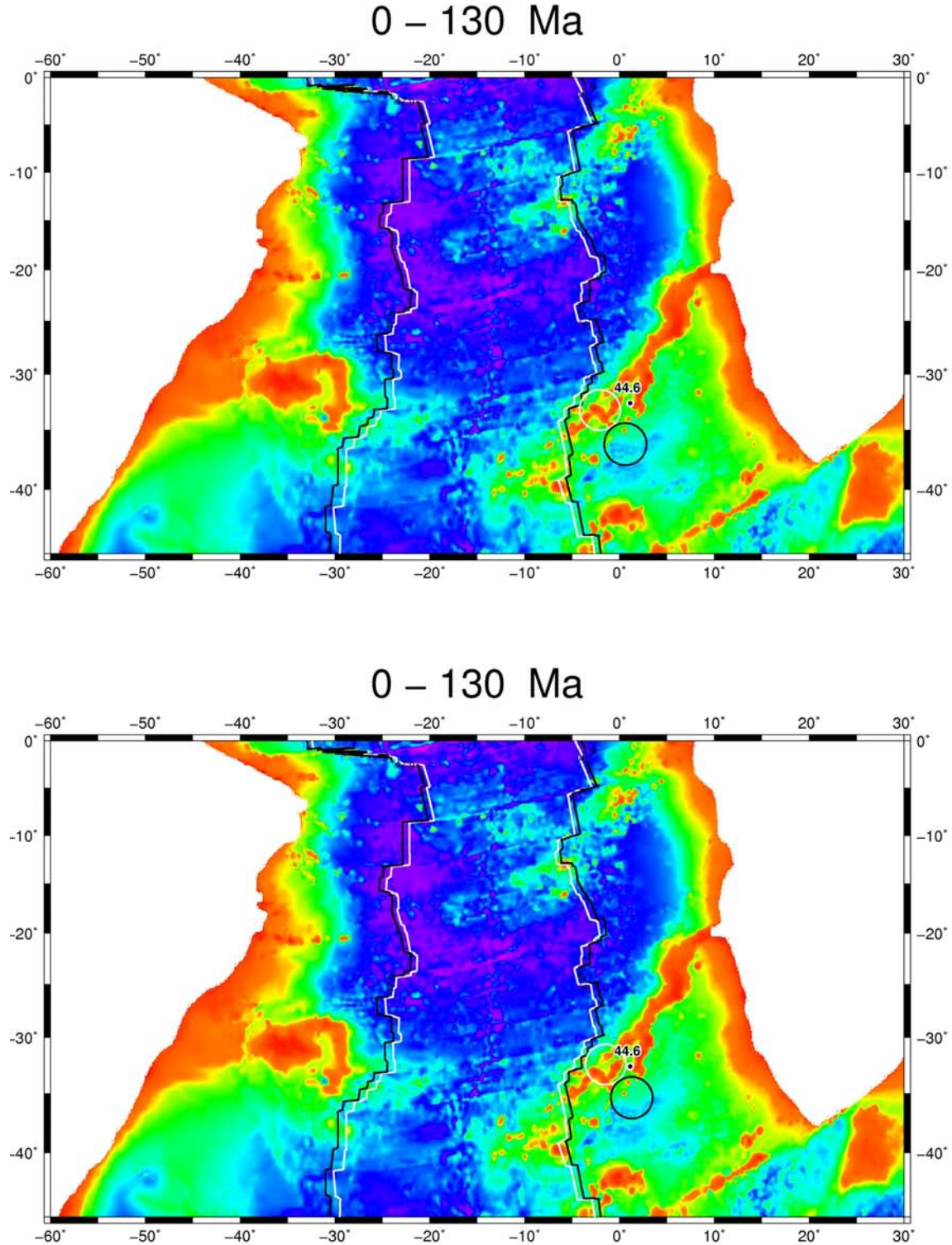


FIGURE 7.0.20: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 44.6 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 44.6 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C21o (47.9 Ma).

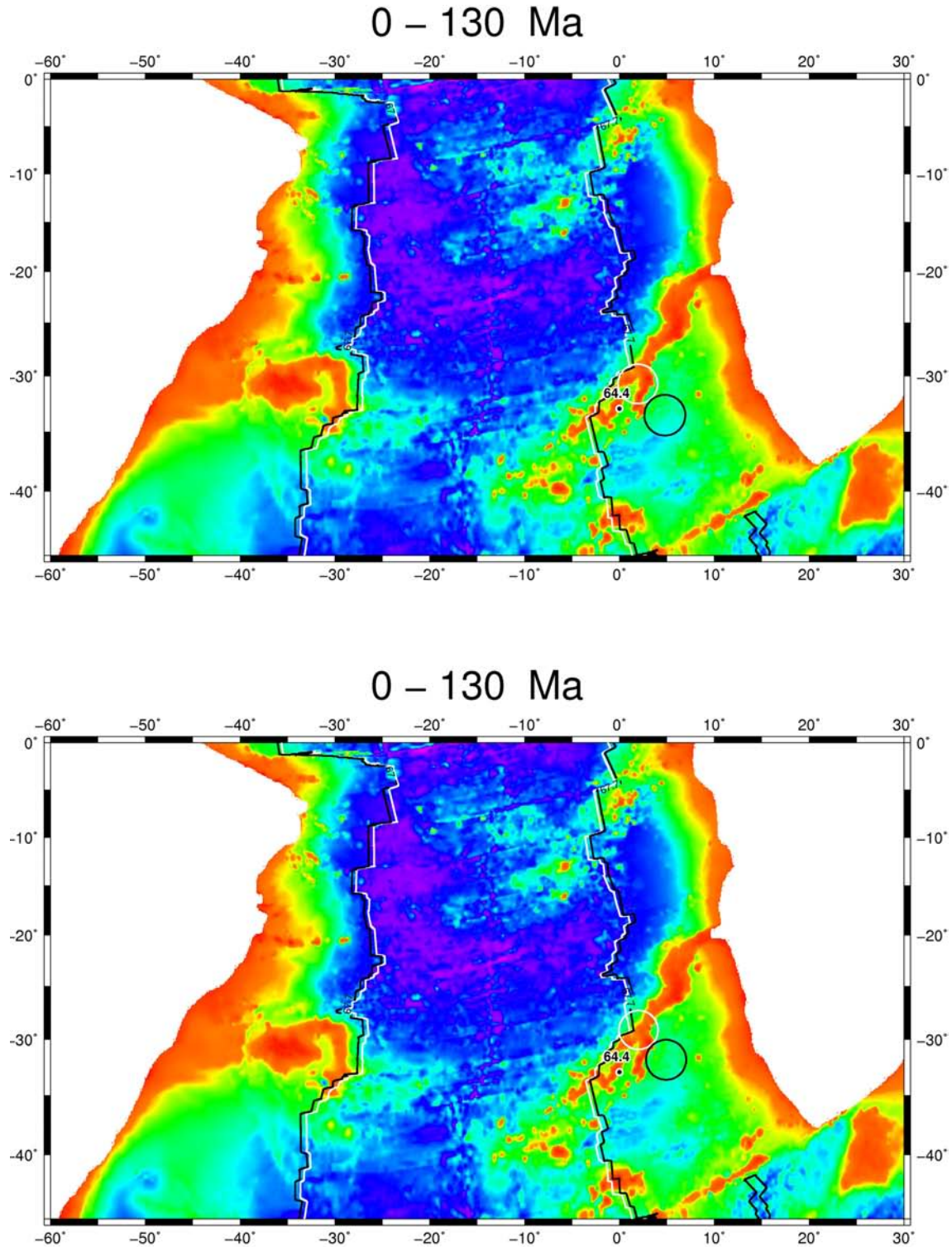


FIGURE 7.0.21: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 64.4 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 64.4 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C31y (67.7 Ma).

vers le sud-ouest (Figure 7.0.22). Comme pour la station AII93-11 l'écart avec la position centrale du point chaud de Tristan est trop important pour qu'il puisse être à l'origine de cette structure.

Sur une très petite formation de monts sous-marins dans la portion sud-ouest de la chaîne Walvis, la station AII93-3 fut datée par $Ar - Ar$ entre 30.3 et 29.5 Ma (O'Connor et Duncan, 1990). Les positions théoriques des points chauds sont très proches pour les deux modèles. La station est 450 km au sud-ouest des positions théoriques pour Tristan da Cunha (Figure 7.0.23). Parmi les cas où les âges des structures sont trop anciennes par rapport à un modèle cinématique théorique, c'est ici que l'hypothèse d'un canal sublithosphérique semblerait plus adéquate. Toutefois, à cette période, la dorsale était en train de migrer vers le nord-ouest ce qui semble être incompatible avec les directions montrées par la bathymétrie. De plus, la station est à 780 km au sud du segment de dorsale censé être sous l'influence du point chaud.

En résumé, la position de la plupart des structures dont l'âge est connues est en accord avec la trace du point chaud de Tristan da Cunha. Certains âges posent toutefois problème, même en considérant un diamètre de 200 km pour la zone d'influence du panache. L'hypothèse d'un point chaud sous Gough ne peut également pas expliquer ces âges. D'autre part, sa trace est bien conforme aux structures au sud de la portion terminale de la chaîne Walvis, mais les âges de ces structures ne sont pas connus pour contrer les résultats (Figure 7.0.24).

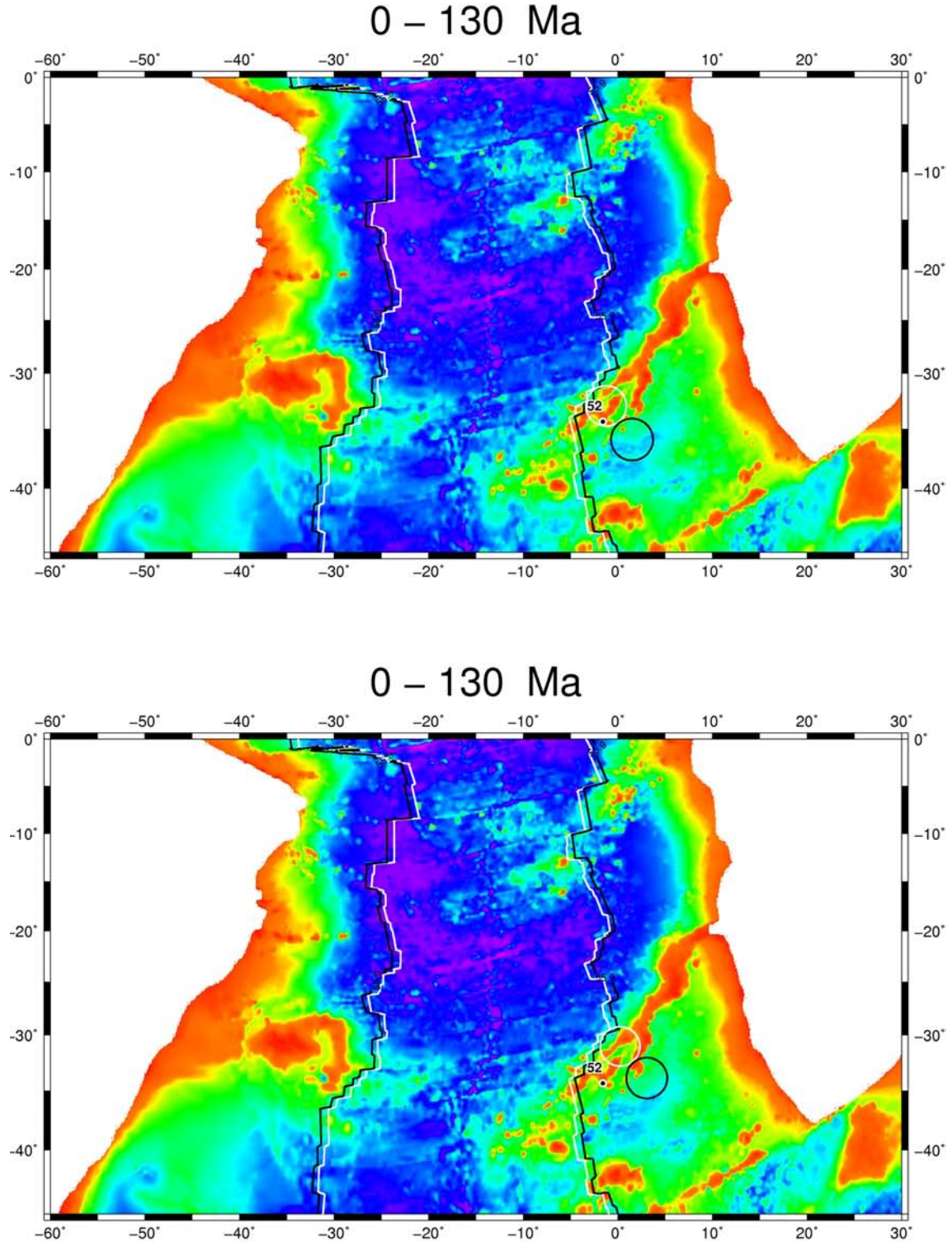


FIGURE 7.0.22: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour de la position centrale estimée des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noire) à 52 Ma. En blanc l'isochrone interpolé de 52 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C25y (55.9 Ma).

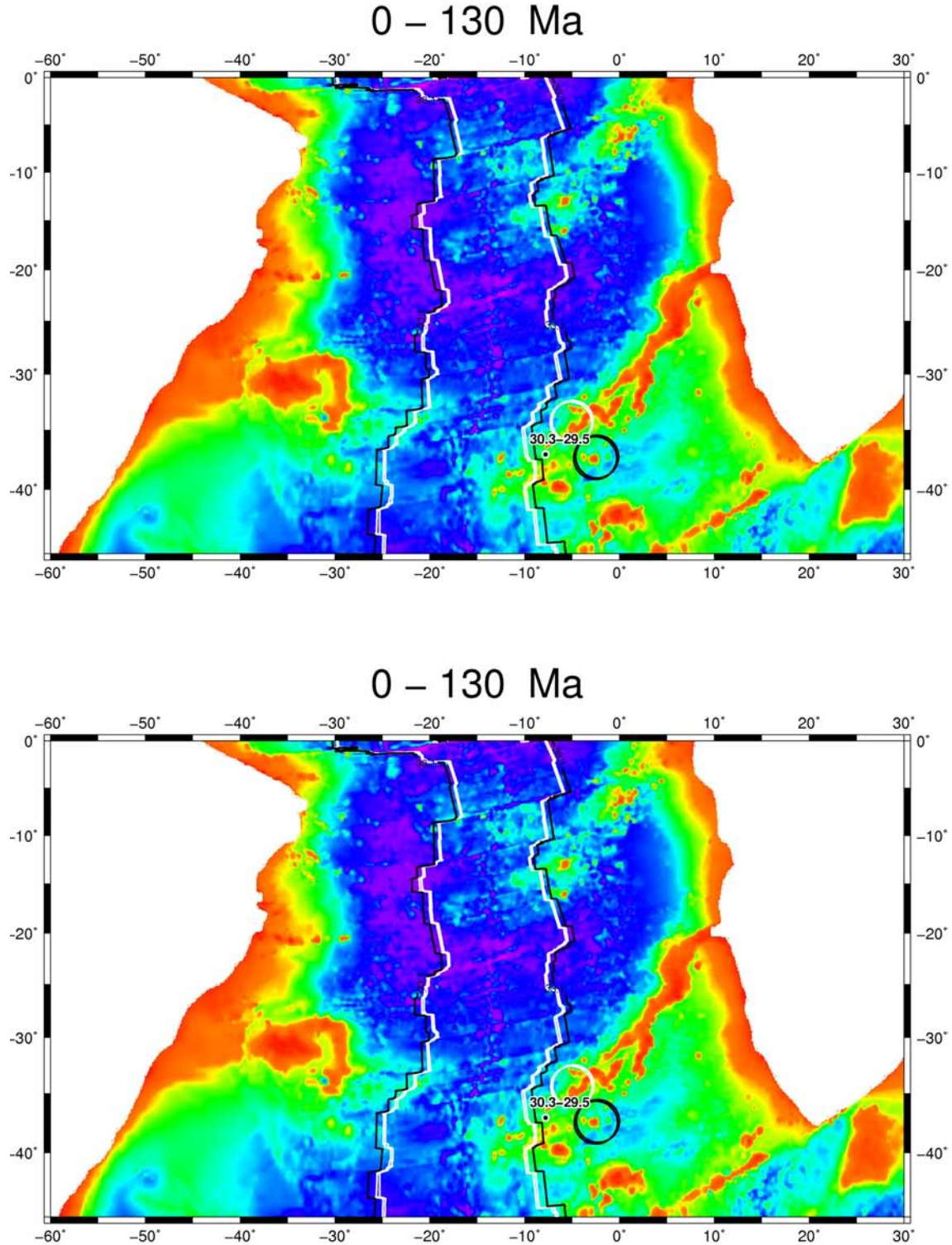


FIGURE 7.0.23: Carte de bathymétrie résiduelle. En noir l'âge de la structure volcanique dans la chaîne Walvis. Les cercles montrent 200 km autour des positions centrales estimées des points chauds Tristan da Cunha (en blanc) et Gough (en noir) à 30.3 et à 29.5 Ma. En blanc les isochrones interpolées de 30.3 et 29.5 Ma et en noire l'anomalie magnétique plus proche, C13y (33.1 Ma).

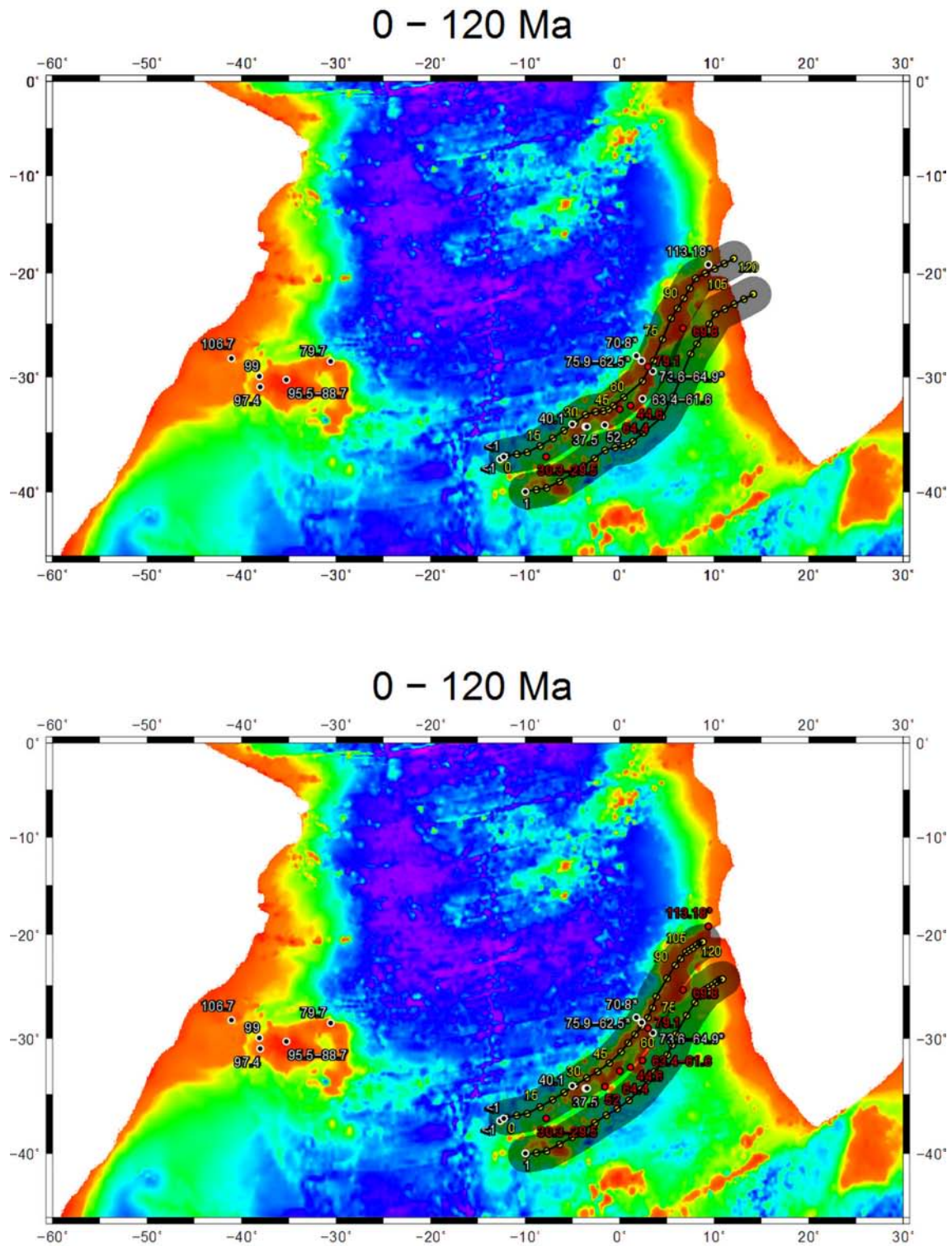


FIGURE 7.0.24: Carte de bathymétrie résiduelle avec les âges disponibles (en *Ma* depuis O'Connor et Duncan, 1990 et O'Connor et le Roex, 1992), pour la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande. En gris clair, avec un diamètre de 400 *km*, la trace calculée pour les points chauds de Tristan da cunha et Gough avec les pôles de Duncan et Richards (1991) en haut et en bas celle calculée avec les pôles de Muller *et al.* (1993). En jaune les positions du point chaud tous les 5 *Ma*. En blanc les âges à moins de 200 *km* du centre de la position synchrone du point chaud et

Chapitre 8

Évolution de l'influence du point chaud de Tristan da Cunha à l'axe de la dorsale, quantifié dans le cadre des anomalies de RMBA et bathymétrie résiduelle

Nous avons jusqu'ici regardé l'évolution temporelle de la géométrie entre la dorsale et le point chaud et sa relation avec les structures volcaniques présentes dans le bassin océanique de l'Atlantique Sud basée sur les reconstructions cinématiques et les paléo-positions théoriques des points chauds Tristan da Cunha et Gough.

Désormais, nous allons évaluer l'évolution temporelle de l'influence du point chaud à l'axe de la dorsale par rapport aux variations dans la bathymétrie résiduelle (BR) et dans l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA). La présence d'anomalies bathymétriques et d'épaississements anormaux de la croûte océanique à l'axe des dorsales dans les régions proches des points chauds fut mise en évidence par Schilling (1985), Ito et Lin (1995a,c,b) et Ito *et al.* (1996). Depuis les années 80 il fut observé que l'influence des points chauds dans les dorsales pourrait aussi se traduire en termes de variations de la signature géochimique dans les roches à l'axe de la dorsale, plus spécifiquement en ce qui concerne les éléments

trace (Schilling, 1985), les isotopes (Hanan *et al.*, 1986) et les éléments majeurs (Humler *et al.*, 1993).

La bathymétrie résiduelle (BR) est la variation autour de la valeur moyenne de bathymétrie à l'axe de la dorsale après retrait de l'effet de grande longueur d'onde de la subsidence thermique de la lithosphère. Similairement, la RMBA est l'anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA) à laquelle on a retranché la composante de grande longueur d'onde due à l'effet gravimétrique de la subsidence thermique de la lithosphère (cf. Chapitre 4).

Les courbes de la RMBA et de BR sont en général très bien anti-corrélées (Lin *et al.*, 1990). Ainsi, une région avec un excès de magmatisme correspond à une variation positive de la BR et à une variation négative de la RMBA. Ces anomalies traduisent les caractéristiques intrinsèques de la formation de la lithosphère à l'axe de la dorsale et de son équilibre isostatique. Dans les régions de volcanisme anormal, l'augmentation de l'épaisseur crustale et la densité plus faible du manteau confèrent une valeur plus négative à la RMBA.

Ces régions de volcanisme anormal sont souvent liées aux anomalies thermiques du type points chauds. Selon Ito et Lin (1995a,c,b), l'amplitude et la longueur d'onde des anomalies de BR et de la RMBA sont directement liées à la distance entre le point chaud et la dorsale et au taux d'accrétion.

Au centre de l'océan Atlantique Sud, on remarque trois très larges anomalies le long de la dorsale (Figure 8.0.1). La première, entre les zones de fractures d'Ascension et de Martin Vaz (1°S et 20°S), est géographiquement liée au point chaud de Sainte-Hélène et l'alignement volcanique de Cameron. La deuxième, entre les zones de fractures Rio Grande et Agulhas (25°S et 49°S), se situe sur les segments de dorsale liés aux points chauds de Tristan da Cunha et Discovery. La troisième, au sud de la zone de fracture Agulhas, est proche des points chauds de Bouvet et Shona.

Dans la région de la deuxième anomalie, l'influence du point chaud de Discovery sur la dorsale fut délimitée entre les latitudes 45°S et 49°S par Douglass *et al.* (1995). Se basant sur l'analyse de la signature géochimique des roches à l'axe de la dorsale entre les latitudes 40°S et 54.5°S, ces auteurs ont observé que les segments de dorsale entre 40°S et 45°S ne montrent pas d'anomalies géochimiques qui pourraient traduire l'influence d'un point chaud. Dans ce mémoire, pour vérifier l'existence et

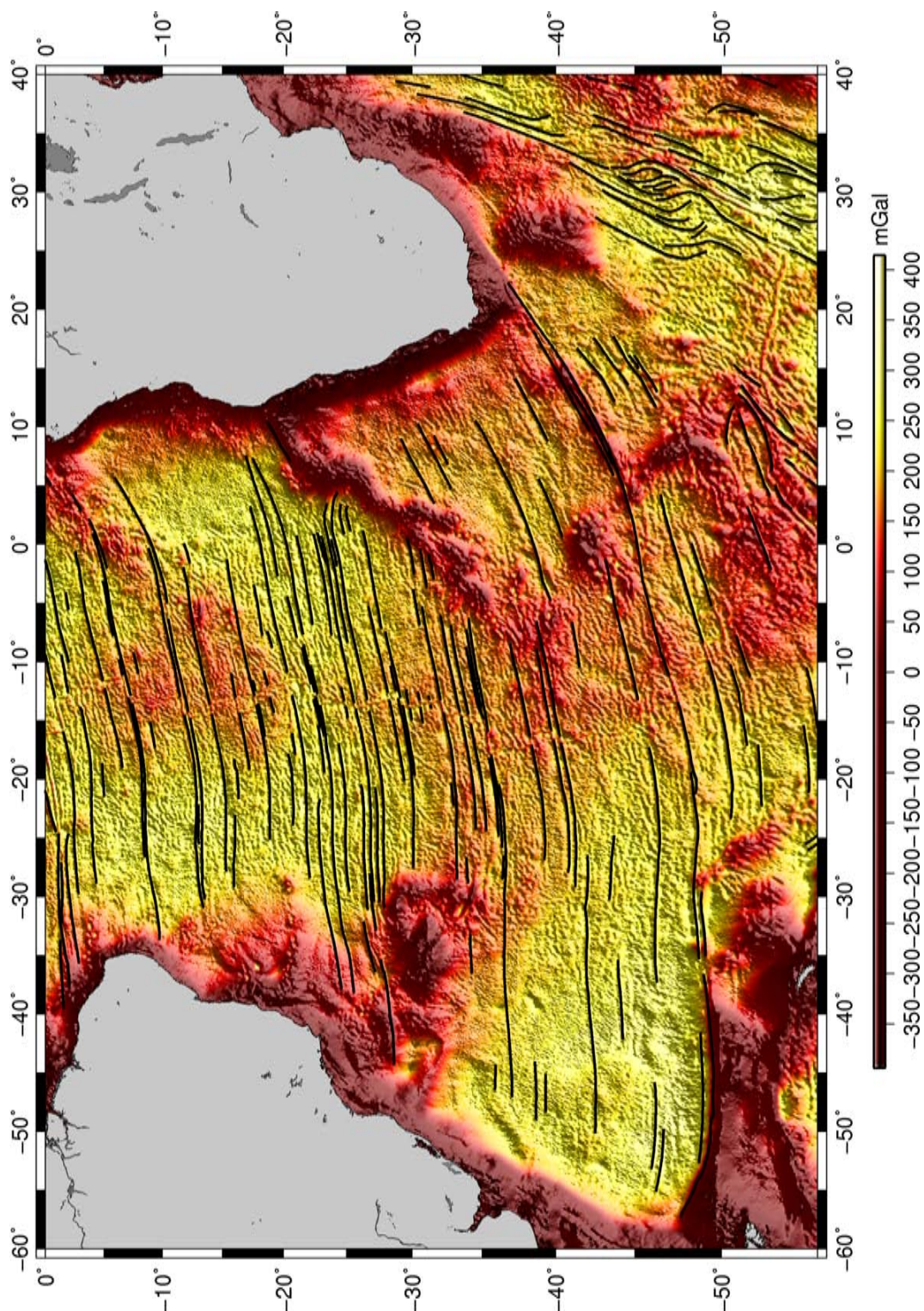


FIGURE 8.0.1: Carte de RMBA pour tout l'Atlantique Sud. Sont observées trois grandes anomalies le long de la dorsale : entre les zones de fractures d'Ascension et de Martin Vaz (1°S et 20°S), entre les zones de fractures Rio Grande et Agulhas (25°S et 49°S) et au sud de la zone de fracture Agulhas (49°S).

l'évolution d'une anomalie liée au point chaud de Tristan da Cunha, nous nous sommes focalisés sur la région entre les latitudes 25°S et 45°S, qui est en dehors de l'influence du point chaud de Discovery (Douglass *et al.*, 1995).

L'effet du point chaud de Tristan da Cunha est un peu masqué dans les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Sud (120 *Ma*), surtout pour la plaque sud-américaine dont les processus sédimentaires liés à l'évolution de la marge passive sont très prononcés. L'effet de l'empilement sédimentaire et de la subsidence associée s'additionnent. De plus, l'effet des événements volcaniques plus récents liés au panache de Trindade/Martin Vaz sont aussi notables, par exemple celui du Complexe Volcanique d'Abrolhos qui a eu lieu entre 64 et 32 *Ma* (Cordani, 1970; Cordani et Blazekovic, 1970) et la réactivation de la zone de fracture de Vitoria-Trindade depuis 70 *Ma* (O'Connor et Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 1995; Ferrari et Riccomini, 1999; Alves *et al.*, 2006) avec la création d'une chaîne homonyme.

Cependant, il est possible d'observer que pour les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Sud, l'effet du point chaud de Tristan da Cunha sur la plaque sud-américaine est beaucoup moins important que celui observé sur la plaque africaine. C'est un fort indice du fait que le point chaud se trouvait sur la plaque Afrique à cette période. Cela est en conformité avec les résultats des reconstructions cinématiques obtenus en utilisant le modèle de Duncan et Richards (1991) et en contradiction avec ceux obtenus avec le modèle de Muller *et al.* (1993). De plus, les âges des structures volcaniques sur le bassin de l'océan Atlantique Sud sont plus en accord avec les positions estimées par les calculs avec le modèle de Duncan et Richards (1991), comme vu dans le chapitre précédent (Chapitre 7).

Cela montre que, pour la région d'étude, le modèle basé exclusivement sur la trace des points chauds présents sous les plaques sud-américaine et africaine (Duncan et Richards, 1991) est mieux ajusté que celui de Muller *et al.* (1993) qui partant de la fixité entre tous les points chauds utilise la trace des points chauds et les larges épanchements volcaniques présents dans les plaques nord et sud-américaine, africaine, indienne et australienne. Ainsi, les positions estimées du point chaud et les reconstructions cinématiques utilisées dans ce travail sont, désormais, celles obtenues avec le modèle de Duncan et Richards (1991).

Nous avons procédé à l'évaluation des variations de la BR et de la RMBA le long de l'axe de la dorsale et également le long d'isochrones, qui matérialisent des paléo-

axes de la dorsale, à des intervalles de 5 *Ma* pour la période de 115 *Ma* à la période actuelle. Dans l'intention d'avoir une plus grande représentativité des données, les courbes furent construites avec les données d'un intervalle de 5 *Ma*. Ainsi, la courbe pour l'âge de n *Ma* contient l'intervalle des données entre les isochrones de n *Ma* à $n + 5$ *Ma* qui furent reconstruits à l'âge n *Ma* (cf. chapitre 3 - Méthodologie). Ainsi, dans les courbes de la BR et de la RMBA, les valeurs de latitude sont celles de la carte de reconstruction cinématique pour la période concernée (Figure 8.0.2 à Figure 12).

Pour l'isochrone de 115 *Ma*, sur la plaque sud-américaine on observe une pente de très grande longueur d'onde ($\lambda > 22000$ *km*), la RMBA oscille de -220 *mGal* (25°S) à 240 *mGal* (45°S) et la BR de plus de 4400 *m* (25°S) à 1800 *m* (45°S). Dans une plus courte longueur d'onde ($\lambda = 600$ *km*) on observe des anomalies liées aux processus sédimentaires et volcaniques plus récents, comme la chaîne Vitoria-Trindade et les monts sous-marins São Tomé et Saldanha entre 26.5°S et 31°S, le plateau de São Paulo entre 31°S et 36°S et la terrasse de St Catarina entre 37°S et 39°S. Dans la grande longueur d'onde, la corrélation entre la variation de la bathymétrie résiduelle (ΔBR) et la variation de la RMBA ($\Delta RMBA$) est négative, comme attendu. Cependant, dans les longueurs d'onde plus courtes, la relation entre la ΔBR et la $\Delta RMBA$ est plus complexe. Ces anomalies plus courtes témoignent d'un déséquilibre isostatique au niveau local, étant donné que la mise en place ultérieure des charges sur une lithosphère froide et plus rigide entraîne une compensation isostatique au niveau régional. Dans la région du point chaud on observe des faibles ΔBR autour de 600 *m* et de $\Delta RMBA$ de -60 *mGal* avec une longueur d'onde d'environ 500 *km*.

Sur la plaque africaine qui présente des processus sédimentaires moins intenses, les courbes de la ΔBR et de la $\Delta RMBA$ pour l'isochrone de 115 *Ma* ne montrent pas la forte pente observée sur la plaque sud-américaine. Une anomalie de $\lambda = 600$ *km* est présente et bien centrée sur la position du point chaud avec une $\Delta RMBA$ de -220 *mGal* et une ΔBR de 2400 *m* (Figure 8.0.2). Due au plateau Abutmen, cette anomalie est cohérente avec une position du point chaud de Tristan da Cunha sous la plaque Afrique.

L'effet de processus plus récents reste encore important sur la plaque sud-américaine le long de l'isochrone de 110 *Ma*. Cependant, la pente est moins forte

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 179

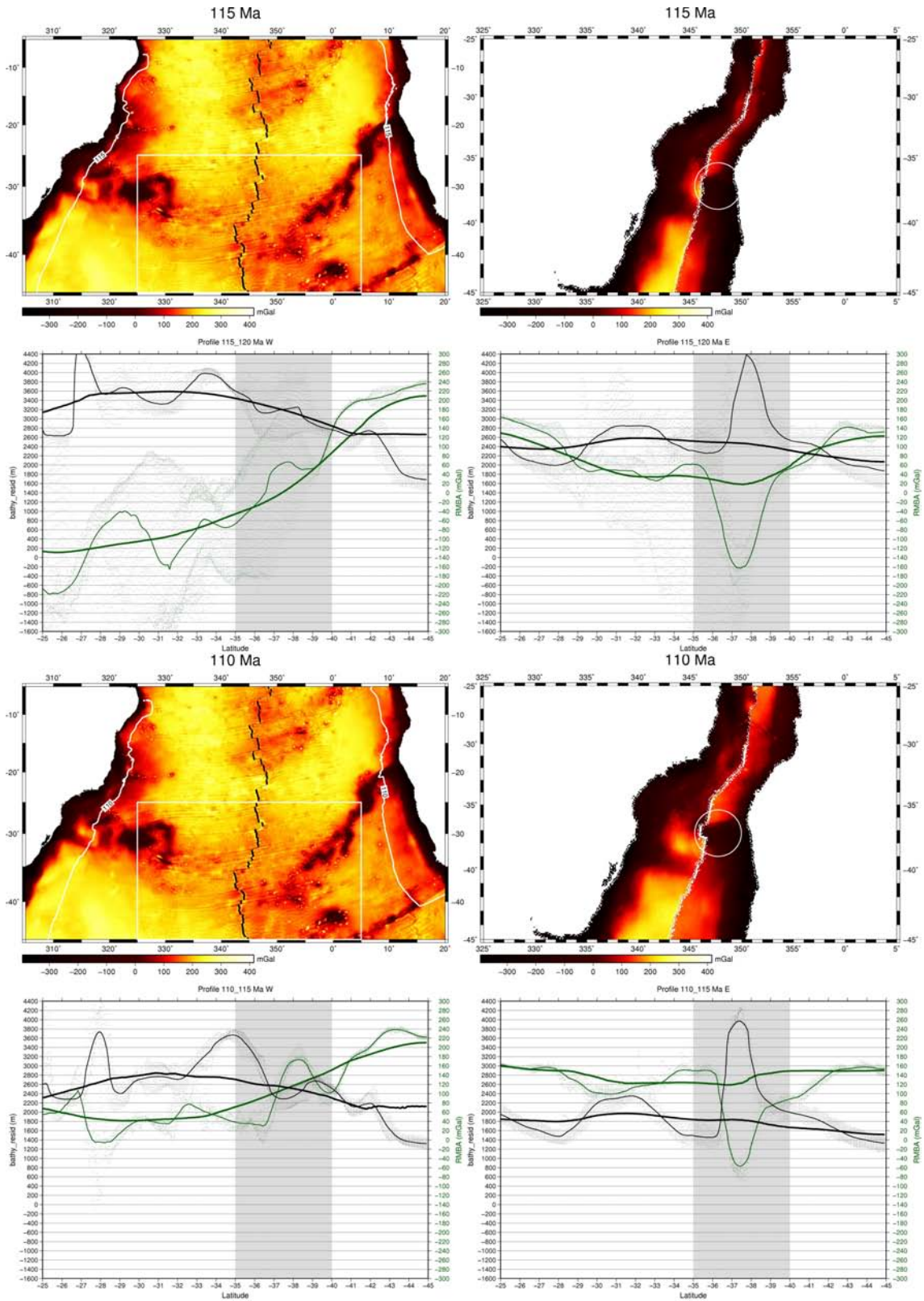


FIGURE 8.0.2: Cartes de RMBA avec les isochrones de 115 Ma et 110 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 115 Ma et 110 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

que celle observée pour l'isochrone de 115 *Ma*. Entre 32.5°S et 38°S on observe une anomalie de $\lambda = 500 \text{ km}$ et -70 *mGal* de $\Delta RMBA$, liée au plateau et à la chaîne de São Paulo. À cette même période sur la plaque africaine, on observe deux anomalies de longueur d'onde proches, autour de 700 *km*. L'anomalie observée autour de la position du point chaud est bien au centre, et les amplitudes sont de -210 *mGal* de $\Delta RMBR$ et 2200 *m* de ΔBR (Figure 8.0.2). Pour l'isochrone de 105 *Ma*, les anomalies liées au point chaud sur la plaque sud-américaine sont plus facilement visualisées. Une anomalie de 500 *km* de longueur d'onde avec une $\Delta RMBA$ de -90 *mGal* est présente, un peu décalée vers le nord par rapport à la position estimée du point chaud. Cette position de l'anomalie correspond à la chaîne de São Paulo. A la même époque, sur la plaque africaine on observe une anomalie bien centrée sur la position du point chaud avec 2200 *m* de ΔBR et -190 *mGal* de $\Delta RMBA$. Cette anomalie s'étale beaucoup plus au sud qu'au nord avec un maximum secondaire à 40°S. La limite sud de l'anomalie sur la plaque sud-américaine et la limite nord de l'anomalie sur la plaque africaine sont contraintes à 36.5°S par la zone de fracture du Rio Grande qui dans cette période décale l'axe de la dorsale d'environ 110 *km* (Figure 8.0.2 et 8.0.3). La diminution des amplitudes des anomalies dans la position du point chaud depuis 115 *Ma* suggère une diminution de l'influence de celui-ci sur la dorsale.

À 100 *Ma*, sur la plaque sud-américaine on observe une anomalie de $\lambda = 600 \text{ km}$ dans la région du point chaud avec deux maxima, l'un avec -40 *mGal* de $\Delta RMBA$ et 400 *m* de ΔBR à 36.5°S et l'autre de -50 *mGal* de $\Delta RMBA$ et 500 *m* de ΔBR à 39°S. Sur la plaque africaine une anomalie de $\lambda = 600 \text{ km}$ est présente dans la région du point chaud. Comme celle observée dans la plaque sud-américaine, l'anomalie a deux maxima. La plus forte amplitude est observée à 37.5°S avec 1500 *m* de ΔBR et -130 *mGal* de $\Delta RMBA$ (Figure 8.0.3). Les amplitudes des anomalies dans la région du point chaud continuent à diminuer, renforçant l'idée d'une réduction de l'influence du point chaud sur la dorsale.

L'amplitude des anomalies dans la région du point chaud devient plus importante à l'isochrone de 95 *Ma*, ce qui dénote une augmentation de l'influence du panache à l'axe. Sur la plaque sud-américaine, on observe une anomalie de 1400 *m* de ΔBR et -130 *mGal* de $\Delta RMBA$. En même temps, une anomalie de $\lambda = 800 \text{ km}$ est visible sur la plaque africaine avec deux maxima ; l'un à 37°S avec 2000 *m* de

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 181

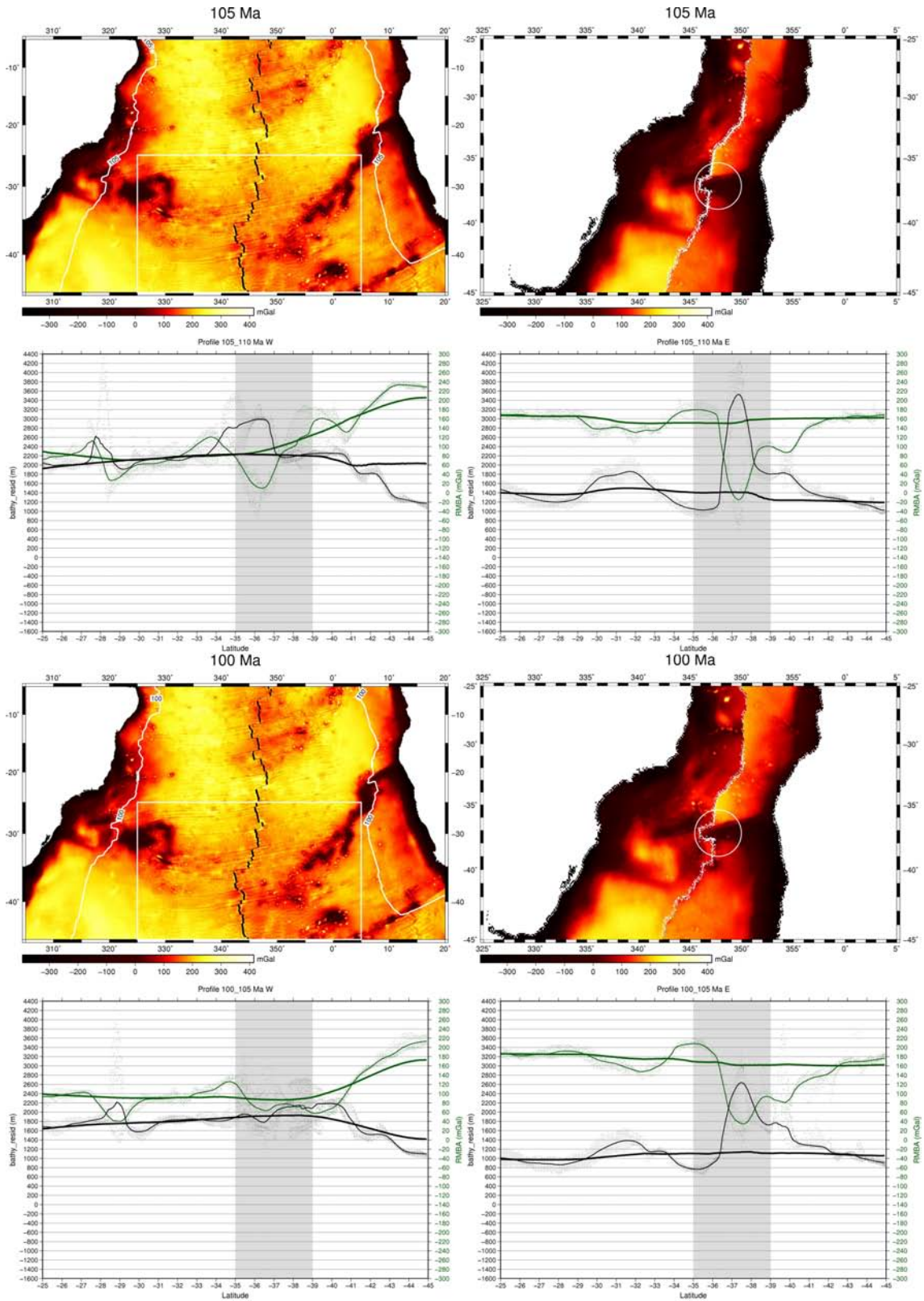


FIGURE 8.0.3: Cartes de RMBA avec les isochrones de 105 Ma et 100 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 105 Ma et 100 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

ΔBR et -170 mGal de $\Delta RMBA$ et l'autre à 40.5°S avec 1800 m de ΔBR et -150 mGal de $\Delta RMBA$. Les limites entre les anomalies coïncident avec les positions des zones de fractures, ce qui suggère un contrôle par les zones de fractures résultant en une compartimentation de l'influence du panache dans les segments de la dorsale (Figure 8.0.4).

Pour l'isochrone de 90 Ma , on remarque une forte augmentation des amplitudes des anomalies dans la région du point chaud. Sur la plaque sud-américaine les valeurs atteignent 3200 m de ΔBR et -280 mGal de $\Delta RMBA$ pour une anomalie de $\lambda = 500 \text{ km}$. Sur la plaque africaine, l'anomalie est plus large ($\lambda = 800 \text{ km}$) et dénote une plus grande influence du point chaud dans le segment de dorsale au sud de 38°S avec -270 mGal de $\Delta RMBA$ et 3600 m de ΔBR . Les maxima des anomalies, ainsi que la position du plateau sur la carte suggèrent que la position du point chaud est probablement plus au sud-ouest que celle calculée par le modèle de Duncan et Richards (1991) depuis l'âge de 95 Ma (Figure 8.0.4).

A partir de 85 Ma , on observe sur la plaque sud-américaine le début de division de l'anomalie en deux par la zone de fracture de Porto Alegre, située à environ 37°S . Cependant, au sud de la zone de fracture en question, l'amplitude de l'anomalie augmente : -290 mGal de $\Delta RMBA$ et plus de 3400 m de ΔBR (Figure 8.0.5). Sur la plaque africaine, la trace d'événements volcaniques hors axe est visible au sud de 41°S . Cela semble avoir une influence sur l'anomalie dans la région du point chaud qui devient plus complexe. Cette complexité du signal fut remarquée par d'autres auteurs. Par exemple, Ito et Lin (1995a) ont fait le choix d'ignorer les isochrones entre 0 Ma et 70 Ma dans la plaque africaine et les isochrones entre 80 Ma et 110 Ma dans la plaque sud-américaine. Cependant, malgré tout, il est possible d'observer une diminution des amplitudes des anomalies sur l'isochrone de la plaque africaine.

Les amplitudes des anomalies deviennent plus faibles à 80 Ma . Sur la plaque sud-américaine, la division de l'anomalie en deux est plus nette, renforçant l'idée d'une diminution de l'activité du panache. Les amplitudes au sud de la zone de fracture de Porto Alegre atteignent -210 mGal de $\Delta RMBA$ et 2500 m de ΔBR . De plus, on observe centrée dans la région du point chaud, une anomalie de plus grande longueur d'onde ($\lambda = 1500 \text{ km}$), 700 m de ΔBR et -70 mGal de $\Delta RMBA$ qui se somme aux anomalies plus courtes ($\lambda = 700 \text{ km}$). Sur la plaque africaine

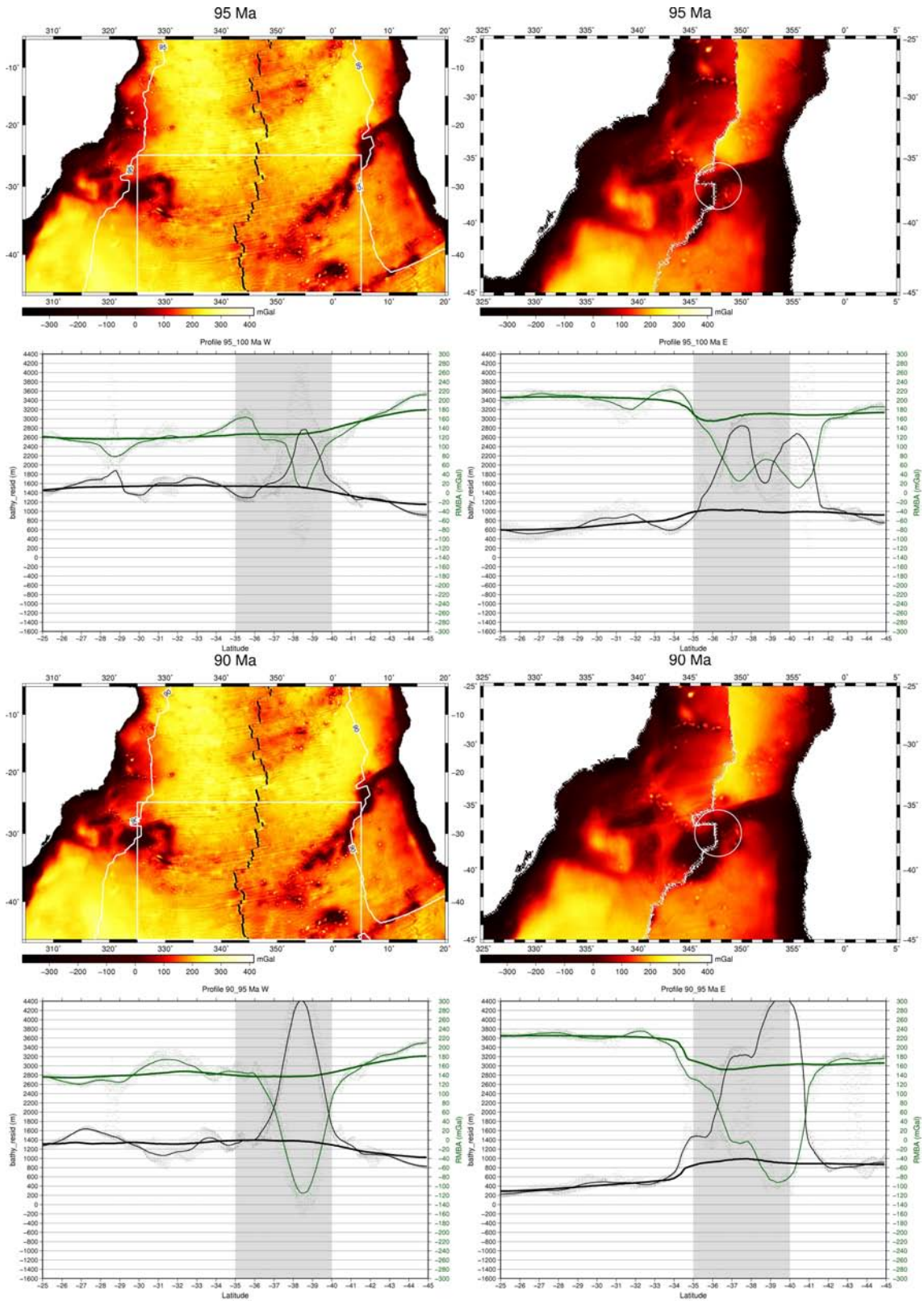


FIGURE 8.0.4: Cartes de RMBA avec les isochrones de 95 Ma et 90 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 95 Ma et 90 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 184

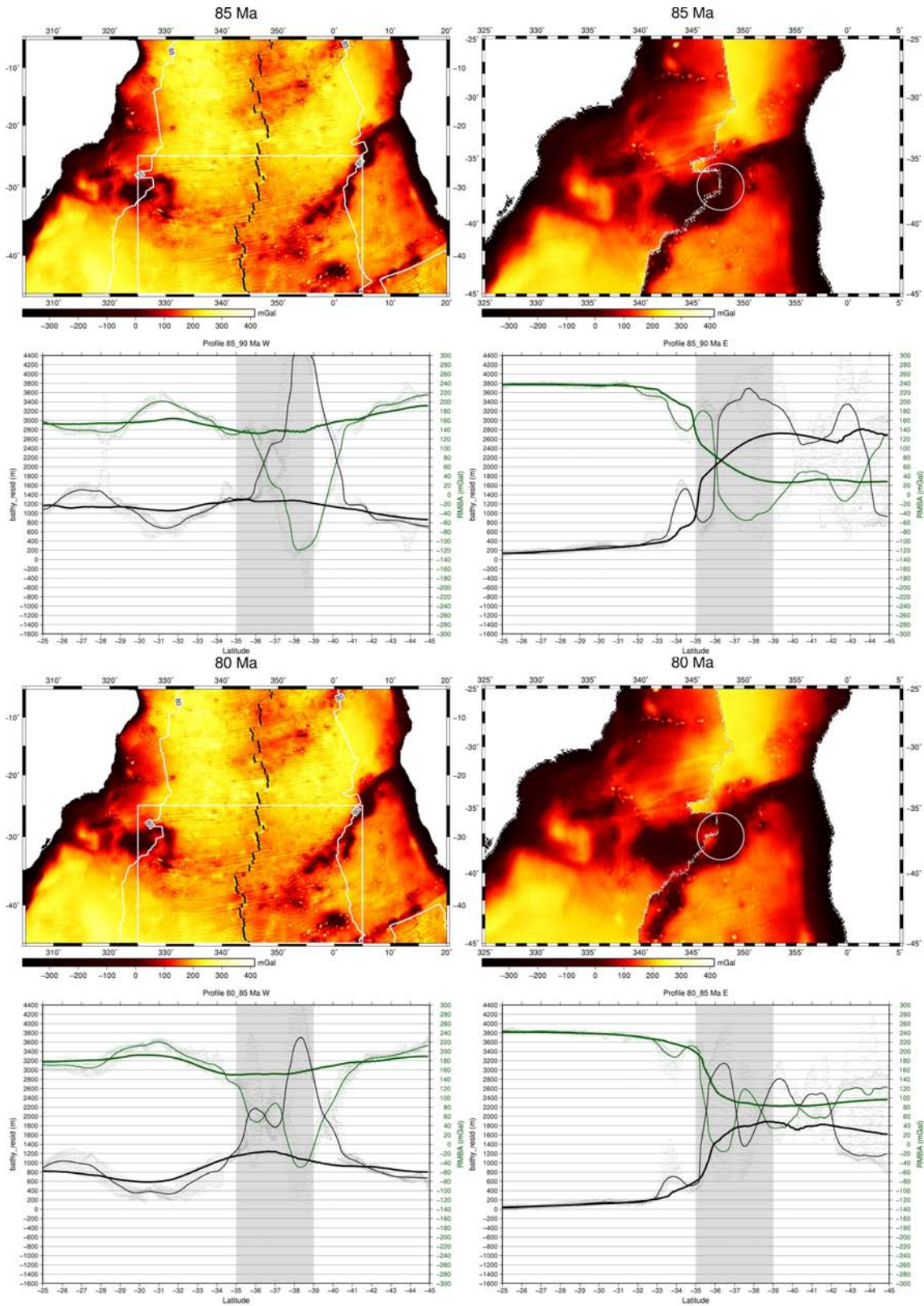


FIGURE 8.0.5: Cartes de RMBA avec les isochrones de 85 Ma et 80 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 85 Ma et 80 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

l'influence de la zone de fracture Porto Alegre est très marquée. L'anomalie est quasi complètement séparée en deux, ce qui ajouté aux plus faibles amplitudes dans la région du point chaud suggère la fin de la phase de construction et le début de la rupture du plateau (Figure 8.0.5). La répartition des zones de fractures lors de la phase initiale du processus de rupture du plateau est observée aussi dans d'autres systèmes d'interaction entre points chauds et dorsales comme Amsterdam-Saint Paul (Courreges *et al.*, 2009; Maia *et al.*, 2011) et les Açores (Escartin et Cannat, 1999; Gente *et al.*, 2003).

Pour les isochrones de 75 *Ma* et 70 *Ma*, on observe un changement dans la distribution des anomalies entre les deux plaques. L'amplitude est plus forte au nord sur la plaque sud-américaine, et plus forte au sud sur la plaque africaine. Cette distribution est cohérente avec la rupture graduelle du plateau du nord vers le sud en association avec des sauts d'axe de la dorsale vers l'est (cf. 7). La rupture du plateau dénote une diminution de l'influence du point chaud sur l'axe de la dorsale, ce qui explique la diminution des amplitudes des anomalies dans la position centrale du point chaud. Des portions du plateau construit précédemment sont incorporées majoritairement dans la plaque sud-américaine à cause des sauts de la dorsale vers l'est, augmentant l'amplitude des anomalies dans la portion nord sur la plaque sud-américaine. Au sud, sur la plaque africaine, l'amplitude des anomalies observées est augmentée par l'activité intraplaque du point chaud, comme ce qui est observé aux Açores depuis l'âge de 7 *Ma* (Gente *et al.*, 2003). Les amplitudes des anomalies de courte longueur d'onde ($\lambda = 700 \text{ km}$) sont encore plus faibles : 1400 *m* de ΔBR et -120 *mGal* de $\Delta RMBA$. Pour l'isochrone de 70 *Ma*, on observe dans la région du point chaud des anomalies cohérentes avec la formation d'un petit plateau légèrement à l'ouest de la position du point chaud estimé par le modèle de Duncan et Richards (1991) (Figure 8.0.6). Cependant, ces anomalies s'additionnent à une composante de plus grande longueur d'onde qui, malgré une faible amplitude, semble être présente depuis l'isochrone de 95 *Ma*. Cette composante devient progressivement plus forte à chaque isochrone analysée jusqu'à 70 *Ma*, où elle atteint 900 *m* de ΔBR et -90 *mGal* de $\Delta RMBA$. Ce comportement, qui diffère du synchronisme observé entre les anomalies de courte longueur d'onde ($\lambda < 700 \text{ km}$) avec la plus forte amplitude entre 90 *Ma* et 85 *Ma* et les anomalies de grande longueur d'onde ($\lambda > 1300 \text{ km}$) qui présentent les plus fortes amplitudes entre 75 *Ma* et 70 *Ma*, est

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 186

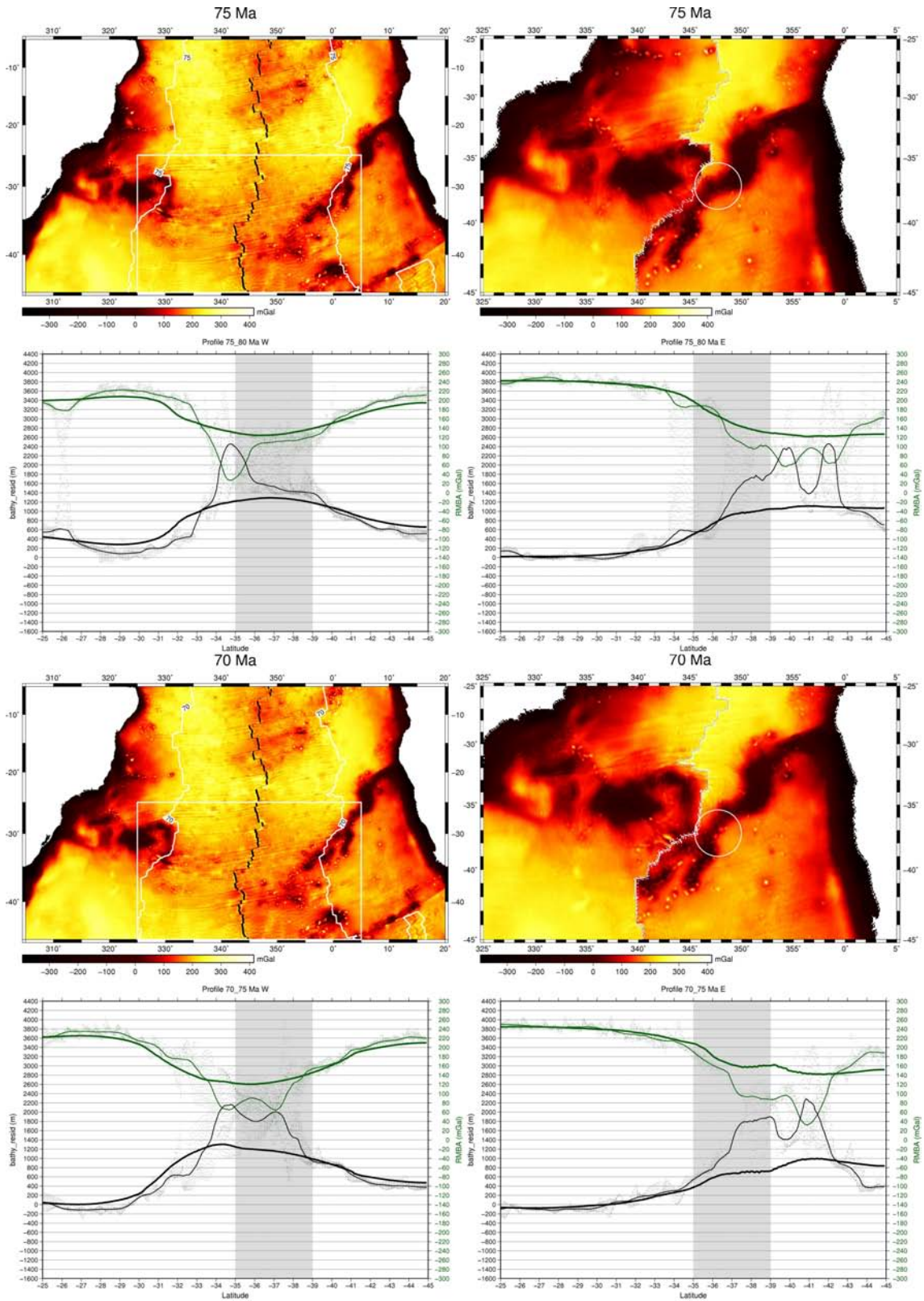


FIGURE 8.0.6: Cartes de RMBA avec les isochrones de 75 Ma et 70 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 75 Ma et 70 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

discuté plus tard dans ce chapitre.

Sur l'isochrone de 65 *Ma*, on observe, pour la plaque sud-américaine, une anomalie bien centrée dans la région du point chaud. Les amplitudes dans les courtes longueurs d'onde ($\lambda = 700 \text{ km}$) sont restées constantes. Cependant, pour la grande longueur d'onde ($\lambda = 1500 \text{ km}$), les amplitudes sont plus faibles : 700 *m* de ΔBR et -70 *mGal* de $\Delta RMBA$. Pour la plaque africaine, l'anomalie est plus complexe avec au moins deux maxima, l'un dans le centre de la région du point chaud plus faible et l'autre plus au sud vers 39°S avec 1400 *m* de ΔBR et -140 *mGal* de $\Delta RMBA$ (Figure 8.0.7).

À 60 *Ma* les amplitudes des courtes longueurs d'onde sont constantes pour la plaque sud-américaine. Cependant, pour la grande longueur d'onde on observe une diminution de 100 *m* dans la ΔBR et 10 *mGal* dans la $\Delta RMBA$, contrairement à ce qui se passe pour la plaque africaine, où on observe une augmentation de 1000 *m* pour la variation de bathymétrie résiduelle dans la courte longueur d'onde. Cette anomalie de courte longueur d'onde plus importante sur la plaque africaine confirme l'influence dans le signal de l'activité intraplaque du point chaud situé très proche de l'axe de la dorsale.

Pour l'isochrone de 55 *Ma* l'influence du point chaud sur la plaque sud-américaine est visible seulement dans la grande longueur d'onde. Cependant les anomalies de courte longueur d'onde sont encore observées dans la région du point chaud sur la plaque africaine. Cela dénote que les constructions volcaniques continuent à se former très proches de l'axe sur la plaque africaine (Figure 8.0.8).

Sur la plaque sud-américaine, l'influence du point chaud diminue graduellement, ce qui est visible dans l'anomalie de grande longueur d'onde. Sur l'isochrone de 50 *Ma* sont visibles trois petites anomalies qui sont associées à la construction de très petits groupes de monts sous-marins. La possible origine de ces monts sous-marins par l'effet du point chaud et un canal sublithosphérique selon le modèle proposé par Schilling (1985, 1991), et observé par Harpp *et al.* (2003) en Galápagos, est analysée dans les prochains chapitres.

À 45 *Ma* l'influence du point chaud sur la plaque sud-américaine continue à diminuer. Cependant, deux anomalies liées aux petits groupes de monts sous-marins restent présentes (Figure 8.0.9). Sur la plaque africaine, les anomalies de $\lambda = 700 \text{ km}$ ne sont plus observées. Néanmoins, on observe le début des anomalies plus au

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 188

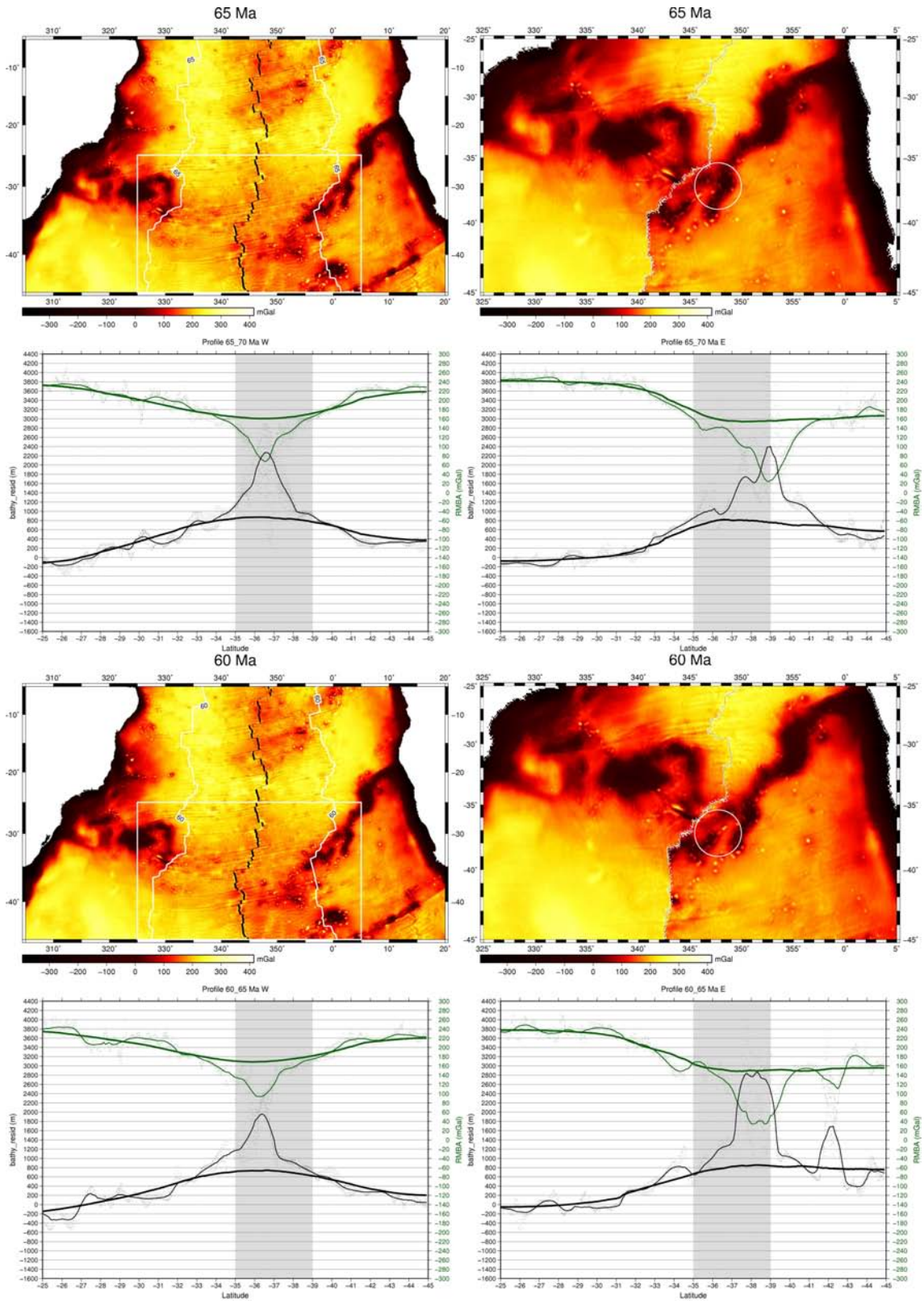


FIGURE 8.0.7: Cartes de RMBA avec les isochrones de 65 Ma et 60 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 65 Ma et 60 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

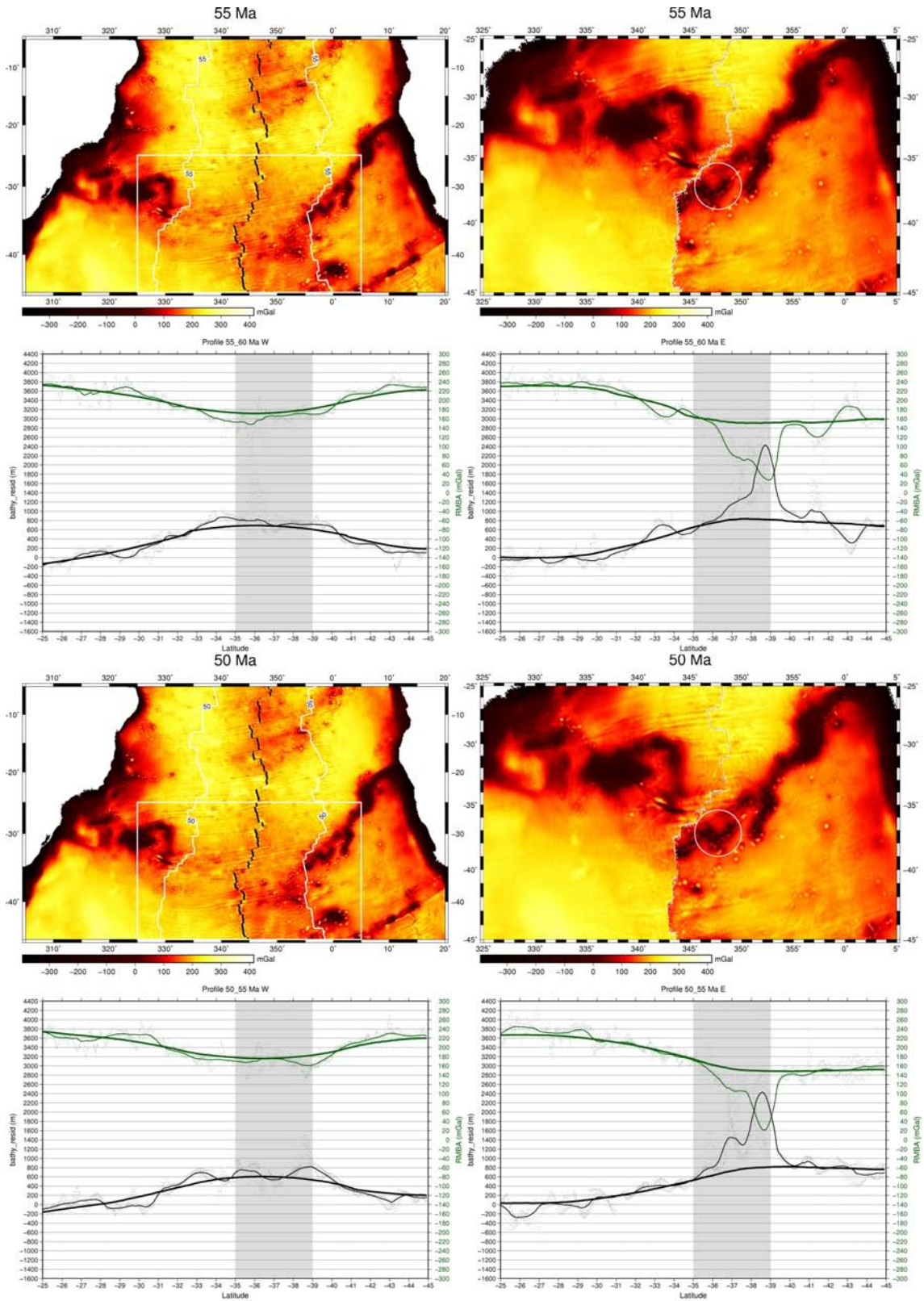


FIGURE 8.0.8: Cartes de RMBA avec les isochrones de 55 Ma et 50 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 55 Ma et 50 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DE TRISTAN DA CUNHA À L'AXE DE LA DORSALE, QUANTIFIÉ DANS LE CADRE DES ANOMALIES DE RMBA ET BATHYMÉTRIE RÉSIDUELLE 190

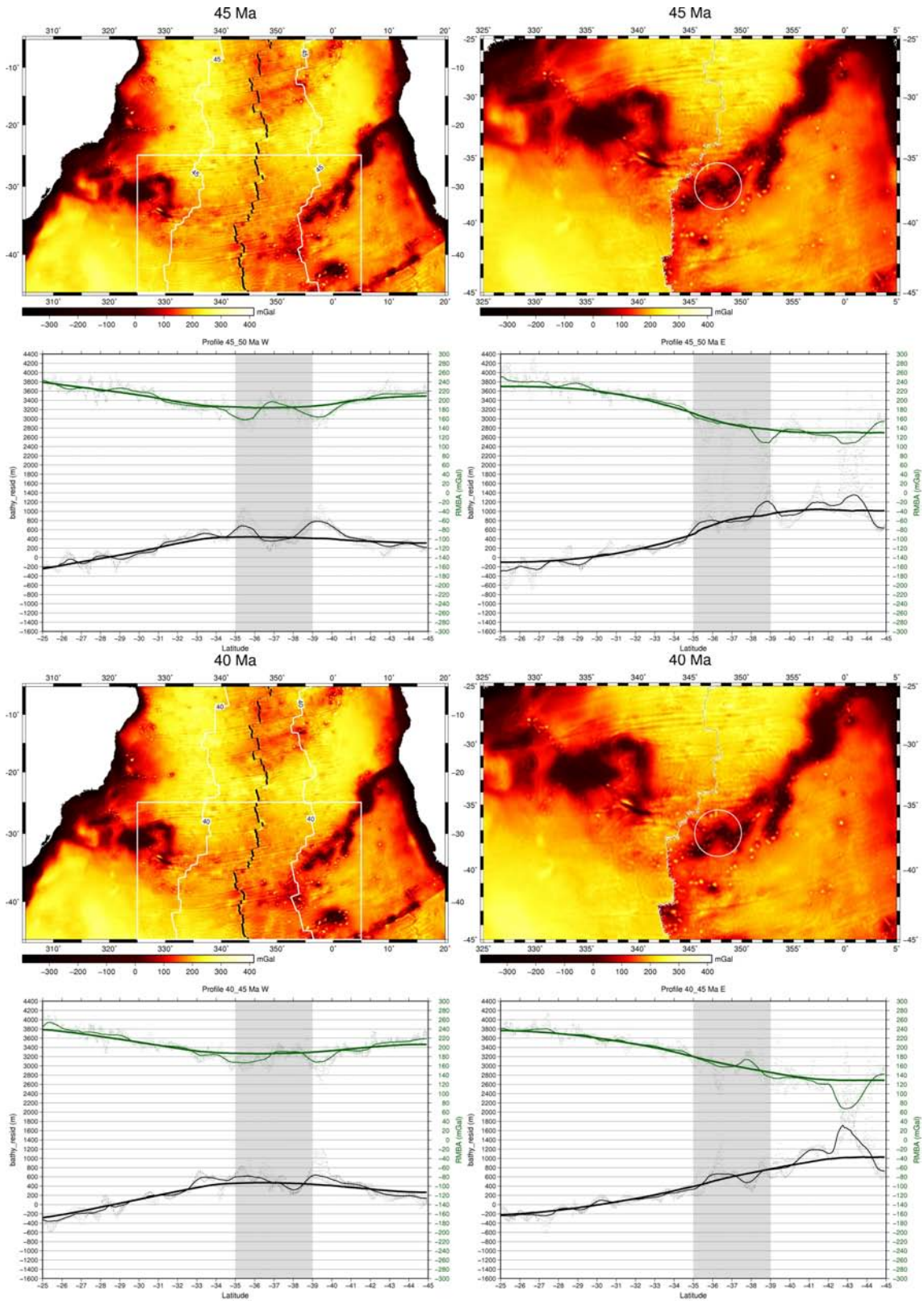


FIGURE 8.0.9: Cartes de RMBA avec les isochrones de 45 Ma et 40 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 45 Ma et 40 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

sud liées aux monts sous-marins RSA. Sur l'isochrone de 40 *Ma*, on observe sur la plaque sud-américaine que l'influence du point chaud diminue encore un peu. Cependant, les plus petites longueurs d'onde associées aux petits groupes de monts sous-marins sont encore visibles. Sur la plaque africaine les anomalies plus au sud, liées aux monts sous-marins RSA et Gough, sont importantes et deviennent le centre de l'anomalie de grande longueur d'onde.

Sur les deux plaques les isochrones de 35 *Ma*, 30 *Ma* et 25 *Ma* montrent une stabilité dans l'amplitude de l'anomalie de grande longueur d'onde. Plus faible que celle vue à 40 *Ma*, la ΔBR est de 400 *m* et la $\Delta RBMA$ de -40 *mGal* (Figures 8.0.10 et 8.0.11). Les anomalies liées aux monts sous-marins RSA et Gough dominent sur la plaque africaine.

Pour les isochrones de 20 *Ma*, 15 *Ma* et 10 *Ma*, les anomalies sur la plaque sud-américaine ont une amplitude plus faible et montrent une stabilité de la ΔBR à 300 *m* et de la $\Delta RBMA$ à -30 *mGal* (Figure 8.0.11 et 8.0.12). Pour cette période sur la plaque africaine, les amplitudes des anomalies augmentent, on observe la ΔBR à 500 *m* et la $\Delta RBMA$ à -50 *mGal*. Cette augmentation de l'amplitude dans l'anomalie de grande longueur d'onde dans la région du point chaud est liée aux anomalies présentes plus au sud.

Pour l'isochrone de 5 *Ma*, sur les deux plaques on observe dans la région du point chaud une faible anomalie de très grande longueur d'onde avec 300 *m* de ΔBR et -20 *mGal*. Pour la plaque sud-américaine, elle est centrée dans la région du point chaud. Cependant, pour la plaque africaine le centre de l'anomalie se situe plus au sud, en dehors de la région d'étude.

Actuellement, le long de l'axe de la dorsale, on observe une légère pente dans l'anomalie à très grande longueur d'onde. Cette anomalie augmente du nord vers le sud, avec une ΔBR de 200 *m* et de $\Delta RMBA$ de - 20 *mGal* (Figure 8.0.13).

Comme observé ci-dessus, les anomalies de bathymétrie résiduelle et RMBA le long des isochrones sont un important outil dans l'évaluation de l'évolution de l'influence du point chaud à l'axe de la dorsale dans le temps (Figures 8.0.2 à 8.0.13). Dans la suite, nous allons faire une analyse des variations de l'anomalie de bathymétrie résiduelle en association avec les variations du taux d'ouverture et de la distance point chaud-dorsale, dans le cadre de l'évolution temporelle du système d'interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et le point chaud de Tristan da

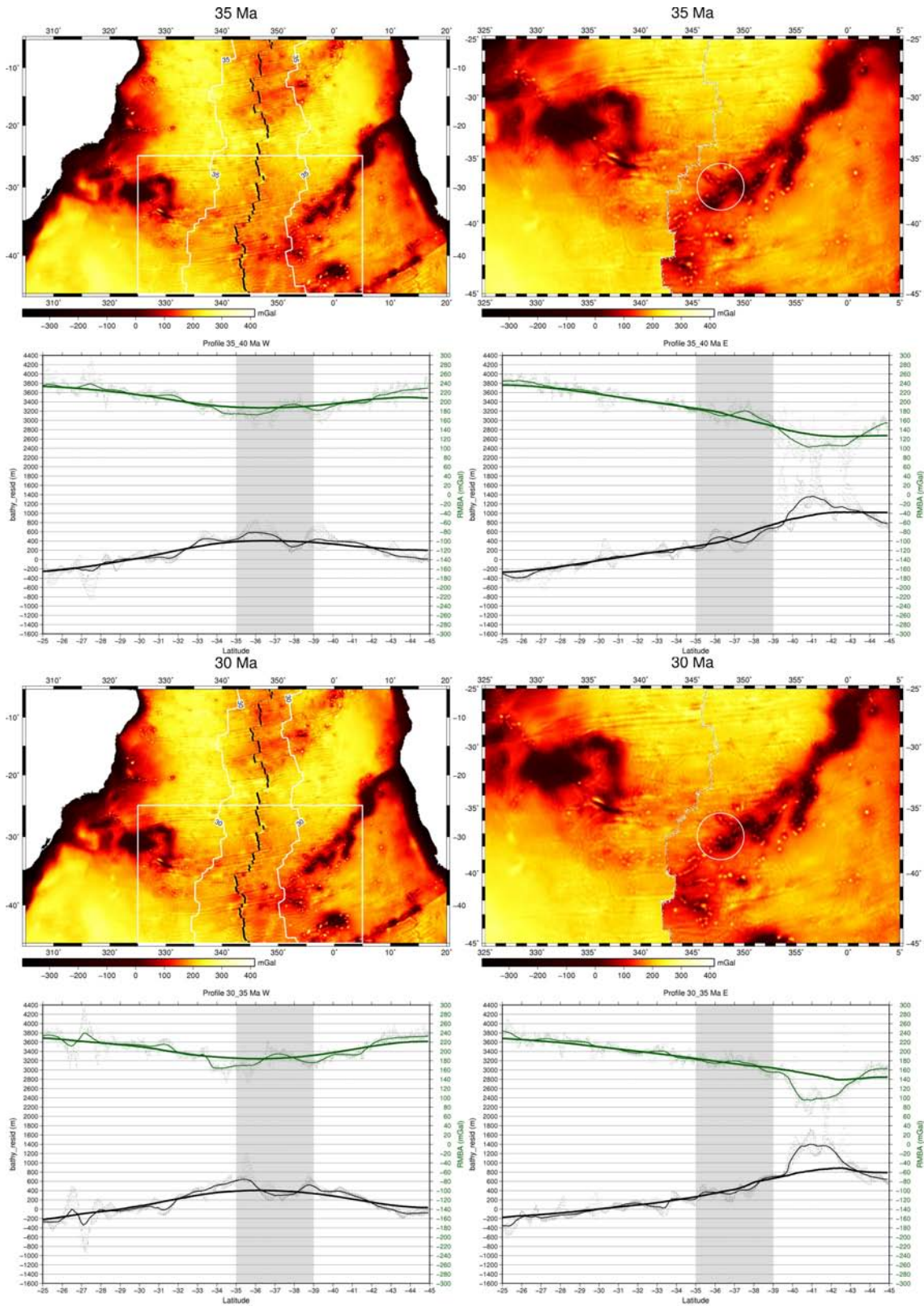


FIGURE 8.0.10: Cartes de RMBA avec les isochrones de 35 Ma et 30 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 35 Ma et 30 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

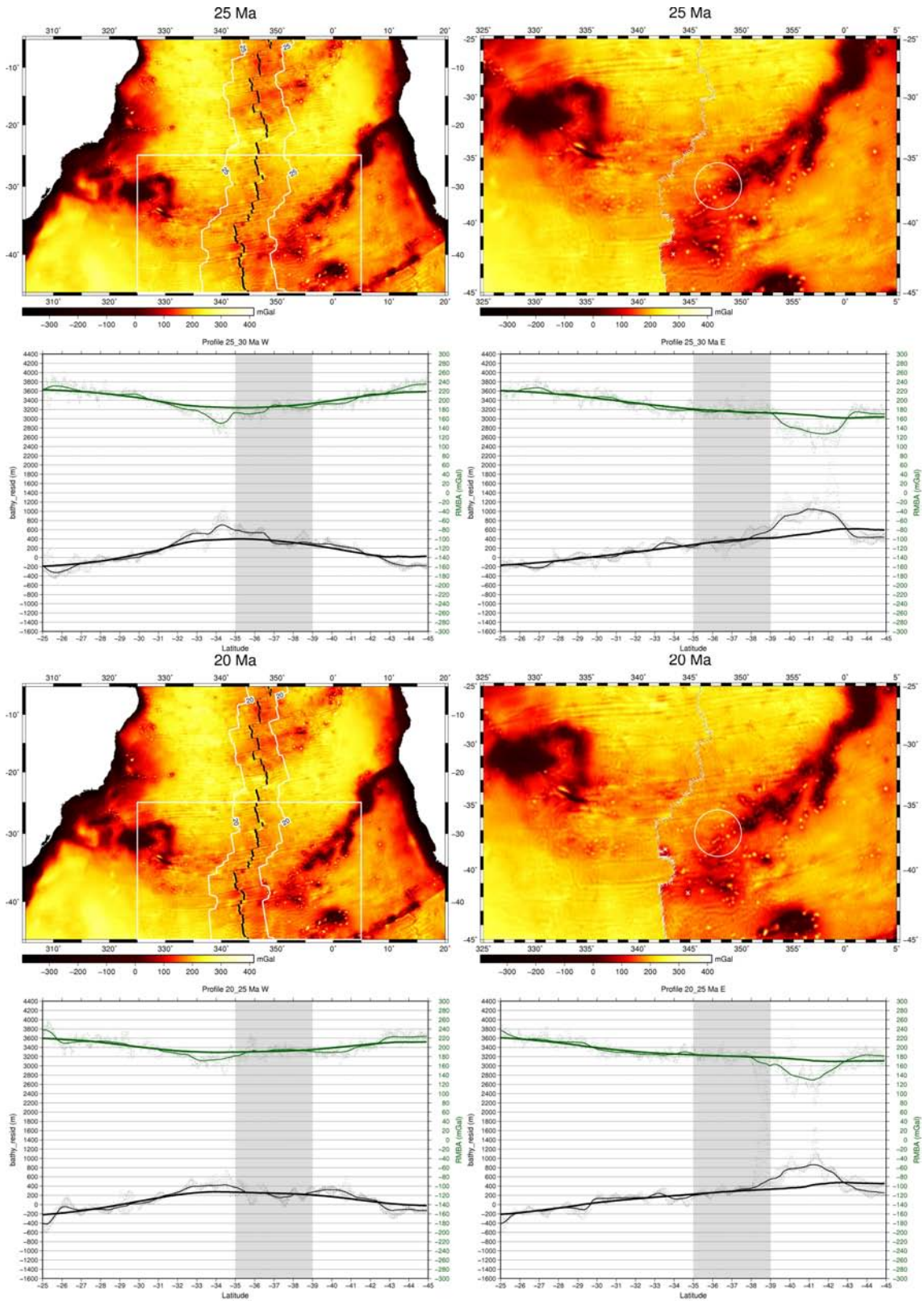


FIGURE 8.0.11: Cartes de RMBA avec les isochrones de 25 Ma et 20 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 25 Ma et 20 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

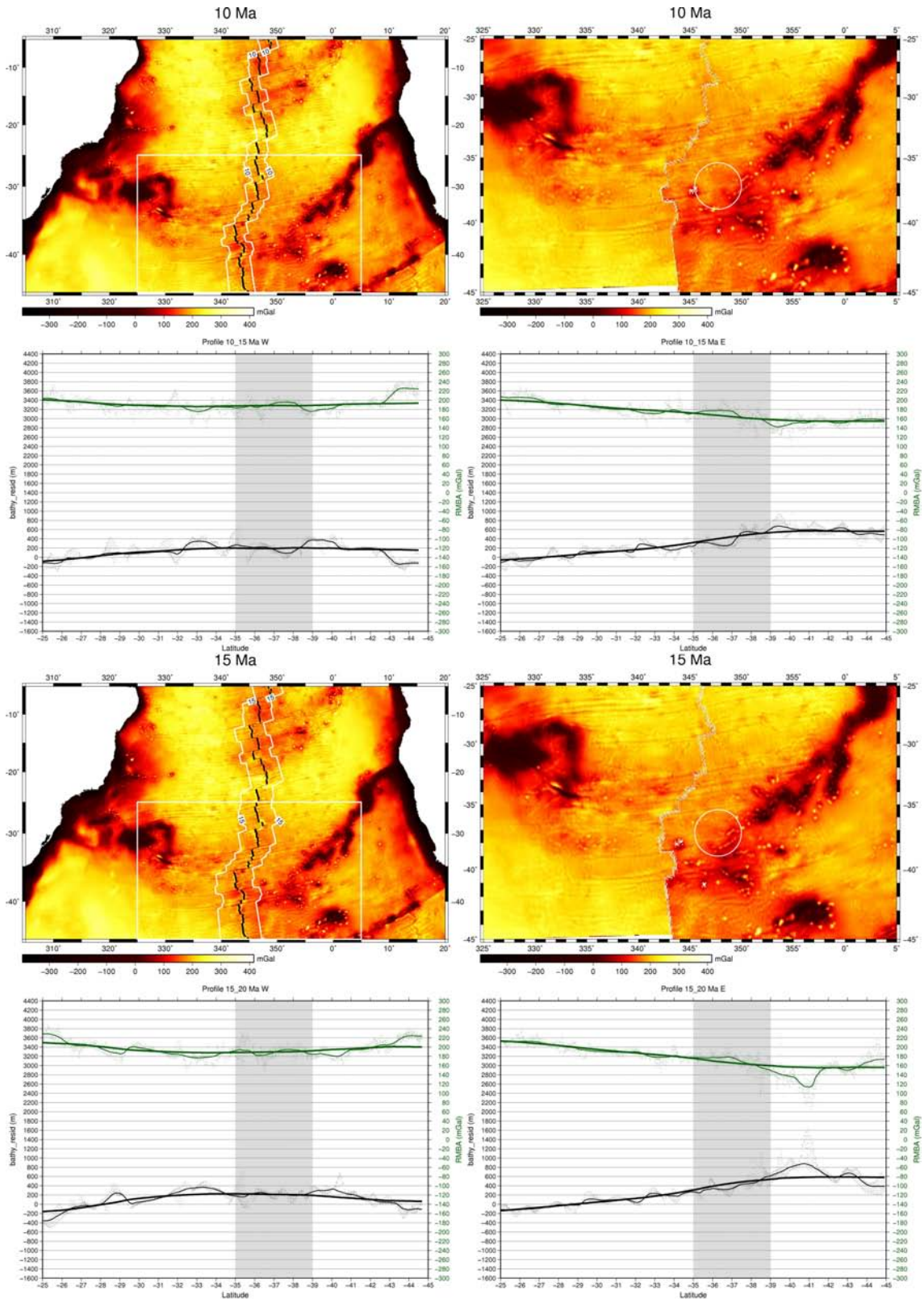


FIGURE 8.0.12: Cartes de RMBA avec les isochrones de 15 Ma et 10 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 15 Ma et 10 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

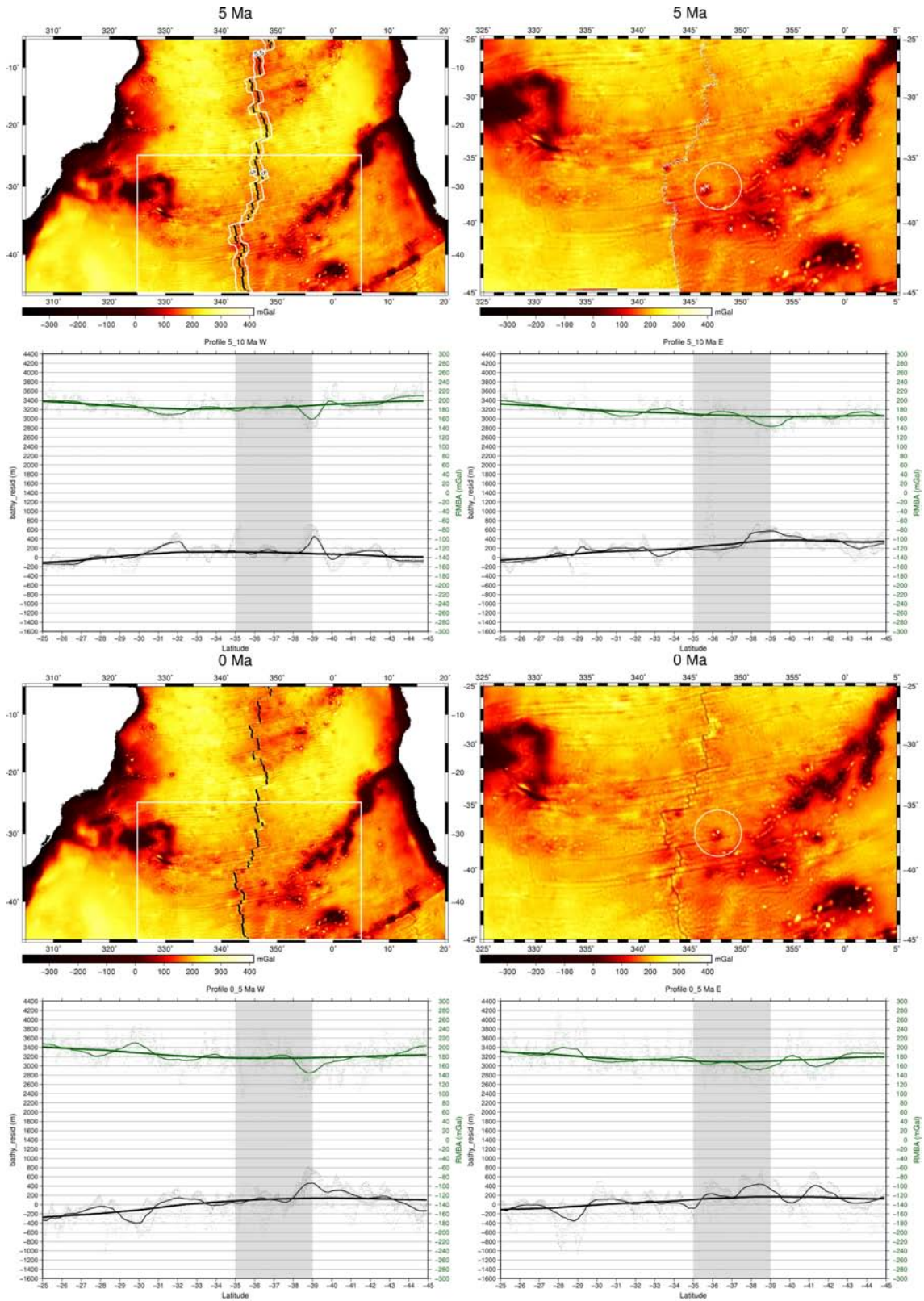


FIGURE 8.0.13: Cartes de RMBA avec les isochrones de 5 Ma et 0 Ma. Cartes des reconstructions cinématiques pour les âges de 5 Ma et 0 Ma dans la région en détail. Courbes de la BR (noir) et de la RMBA (vert) sur les plaques sud-américaine (gauche) et africaine (droite) pour chacune des isochrones.

Cunha. Les taux d'ouverture considérés sont ceux obtenus de Muller *et al.* (2008) pour le segment de dorsale dans la région du point chaud. Les distances mentionnées sont celles entre la dorsale et la position du point chaud calculée par le modèle de Duncan et Richards (1991) (Figure 8.0.14).

Dans la Figure 8.0.14, les anomalies de ΔBR sont montrées pour chacune des deux plaques, séparées en : courte ($\lambda < 700 \text{ km}$), longue ($\lambda > 1300 \text{ km}$) et totale. Nous avons procédé de cette façon car, comme discuté ci-dessus, les anomalies de courte et grande longueur d'onde se comportent différemment. Un non-synchronisme est observé pour les périodes de plus fortes amplitudes entre les deux différentes longueurs d'onde. Pour les anomalies de courte longueur d'onde, les plus fortes amplitudes sont observées entre 90 *Ma* et 85 *Ma*, tandis que pour les anomalies de grande longueur d'onde, les plus fortes amplitudes sont observées entre 75 *Ma* et 70 *Ma*.

Les anomalies de courte longueur d'onde sont cohérentes avec les épisodes de construction volcanique observés. Ces constructions volcaniques sont associées à un excès de magmatisme à l'axe de la dorsale, qui est couramment attribué à l'influence d'une anomalie thermique ou compositionnelle (chimie et/ou teneur en eau) à proximité de la dorsale (i.e. Vogt, 1976; Morgan, 1978; Morgan *et al.*, 1995). Le matériel issu de la fusion partielle due à l'anomalie se somme au magmatisme normal de la dorsale, résultant en une augmentation du magmatisme à l'axe qui se traduit par la construction des structures volcaniques. L'influence du point chaud à l'axe de la dorsale semble exister même quand la dorsale n'est pas à l'aplomb du point chaud. Selon Schilling (1985), la dorsale entraîne la formation d'un canal sublithosphérique avec le point chaud en exerçant une pression négative et drainant vers elle le matériel de la fusion partielle due au point chaud. Cela est concordant avec la présence d'anomalies attribuées au point chaud de Tristan da Cunha sur la plaque sud-américaine entre 115 *Ma* et 100 *Ma*, indiquant que le point chaud avait déjà une influence sur la dorsale de l'Atlantique Sud depuis au moins la distance de 150 *km*.

À ces anomalies de courte longueur d'onde des structures volcaniques, s'ajoute une anomalie topographique de grande longueur d'onde. Cette topographie anormale est caractéristique de l'interaction entre point chaud et dorsale et est observée dans d'autres systèmes, comme l'Islande (Schilling, 1985), Galápagos (Detrick *et al.*,

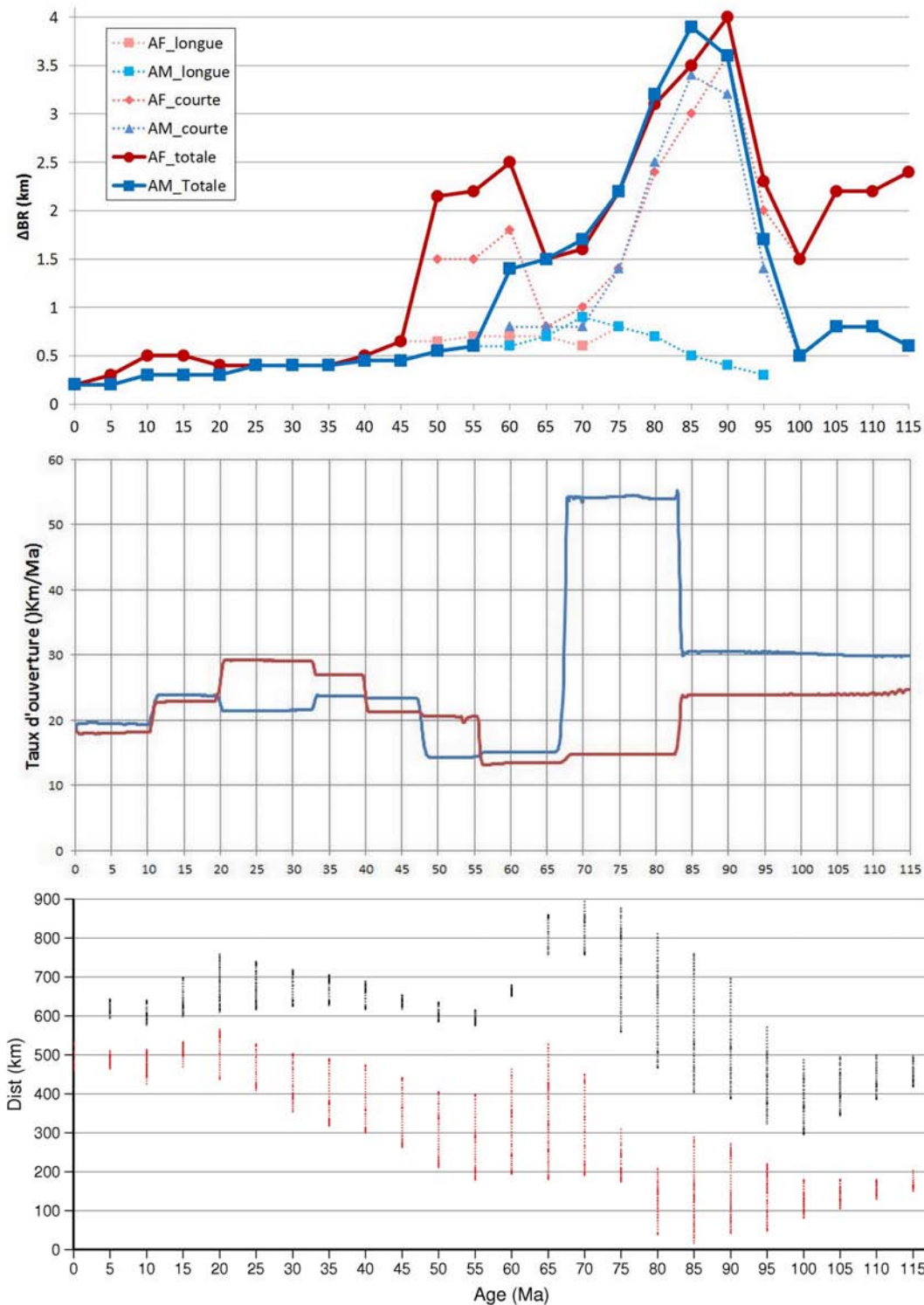


FIGURE 8.0.14: Comparaison de la variation des anomalies de ΔBR le long des isochrones avec les variations dans le taux d'ouverture et la distance point chaud-dorsale pour la période de 115 Ma à la période actuelle. En haut, les anomalies de ΔBR , plaque africaine (rouge) et plaque sud-américaine (bleu). Au centre, les variations du taux d'ouverture dans les segments de la dorsale proche du point chaud (Muller *et al.*, 2008), plaque africaine (rouge) et plaque sud-américaine (bleu). En bas, la distance entre la dorsale et la position calculée par le modèle de Duncan et Richards (1991) pour les points chauds de Tristan (rouge) et Gough (noir).

2002) et Fondation (Maia *et al.*, 2000). Différents travaux suggèrent que la cause de la topographie anormale est une combinaison des anomalies de densité générées par le point chaud dans la lithosphère avec un possible support dynamique exercé par le panache (Detrick *et al.*, 1986; Herzen *et al.*, 1989; Morgan *et al.*, 1995; Ito *et al.*, 1996, 2003). Selon Schilling (1985), une fois la dorsale à l'aplomb du point chaud, le matériel du point chaud se distribue préférentiellement le long de l'axe de la dorsale, résultant en une topographie anormale.

Dans la Figure 8.0.14, on observe que les amplitudes des anomalies ne sont pas toujours équivalentes entre les deux plaques, comme pour les isochrones plus anciennes que 95 *Ma* et plus jeunes que 65 *Ma*. Les différences d'amplitudes révèlent que le point chaud exerçait un niveau d'influence différent sur chaque plaque. Entre 115 *Ma* et 100 *Ma*, comme nous avons discuté dans le chapitre précédent, les reconstructions basées sur le modèle de Duncan et Richards (1991), suggèrent que le point chaud de Tristan da Cunha a toujours été sous la plaque africaine et dans ce cas une activité intraplaque se superpose à la signature créée à l'axe. Contrairement au mouvement général de la dorsale vers le NW, les segments de la dorsale dans la région du point chaud se sont graduellement rapprochés de celui-ci. Entre 60 *Ma* et 50 *Ma*, on observe une forte différence entre les anomalies présentes dans les deux plaques. Cette différence est occasionnée par l'effet, dans l'anomalie sur la plaque africaine, des constructions hors axe au voisinage de la dorsale. Les amplitudes des anomalies sont relativement proches dans les deux plaques pour la période entre 95 *Ma* et 65 *Ma*. Ceci est cohérent avec une position du point chaud au voisinage de la dorsale et donc exerçant le même niveau d'influence sur les deux plaques. Cette idée est renforcée par l'augmentation des amplitudes de l'anomalie de grande longueur entre 95 *Ma* et 70 *Ma*, ce qui suggère une plus grande distribution du matériel du point chaud le long de l'axe de la dorsale, indicatif donc de la proximité entre point chaud et dorsale. L'absence de manifestation intraplaque pour cette période suggère que le matériel du point chaud a été en priorité drainé vers l'axe de la dorsale. De plus, on observe une forte asymétrie du taux d'ouverture d'environ 85 *Ma* jusqu'à environ 65 *Ma*. Cette forte asymétrie du taux d'ouverture suggère que des sauts d'axes furent courants pour cette période (Muller *et al.*, 1997). Il est accepté dans la littérature que, sauf très rare exception (i.e. Amsterdam-Saint Paul dans Maia *et al.*, 2011), l'axe de la dorsale effectue couramment des sauts vers la

position du point chaud (Muller *et al.*, 1997), comme à Galapagos (Wilson et Hey, 1995). L'anomalie de courte longueur d'onde sur les isochrones de la plaque sud-américaine jusqu'à 60 *Ma*, suggère la construction de structures volcaniques à l'axe de la dorsale jusqu'à cet âge. Ainsi, il est raisonnable de supposer que la dorsale est restée à l'aplomb ou très proche (< 50 *km*) du point chaud de Tristan da Cunha pendant toute la période comprise entre 95 *Ma* et 65 *Ma*. Cette supposition est en contradiction avec la distance d'environ 200 *km* entre le point chaud de Tristan da Cunha et l'axe de la dorsale calculée par le modèle de Duncan et Richards (1991) pour cette même période.

Tout le long de l'évolution temporelle des courbes de $\triangle BR$ et $\triangle RMBA$ entre 115 *Ma* et 0 *Ma*, les anomalies alternent périodes d'amplitudes plus importantes avec périodes d'amplitudes plus faibles. À ce propos, différents auteurs ont montré que les amplitudes des anomalies doivent augmenter à mesure que la distance entre le point chaud et la dorsale diminue, atteignant le maximum lorsque la dorsale se trouve à l'aplomb du point chaud (Ito et Lin, 1995a,c,b; Ito *et al.*, 1996). C'est effectivement ce qu'on observe dans la période entre 90 *Ma* et 80 *Ma*, où les plus grandes amplitudes des anomalies peuvent être corrélées à des distances entre la dorsale et le point chaud inférieures à 50 *km* (Figure 8.0.14).

Toutefois, pour la période entre 115 *Ma* et 100 *Ma* on observe une diminution des amplitudes des anomalies de courte longueur d'onde, surtout pour la plaque africaine qui a subi la plus forte influence du point chaud. Jusqu'ici les différents travaux publiés ont considéré l'impact des variations du taux d'accrétion et de la distance dorsale-point chaud sur l'amplitude des anomalies. Pour cette période entre 115 *Ma* et 100 *Ma*, la diminution des amplitudes semble contradictoire avec la diminution progressive de la distance entre les segments de la dorsale et la position du point chaud, qui passe de 150 *km* à moins de 100 *km*. De plus, les taux d'accrétion de la dorsale sont constants pour toute la période entre 115 *Ma* et au moins 85 *Ma* (Figure 8.0.14). Ainsi, ces variations dans les amplitudes des anomalies semblent liées à des variations dans le flux magmatique du panache de Tristan da Cunha.

Dans la littérature, les travaux de modélisation de la dynamique des panaches mantéliques montrent que les variations de flux semblent se produire périodiquement, générant les « plume pulses » (Griffiths et Campbell, 1990). Il en résulte une alternance entre des moments de plus forte arrivée de matériel et des moments de

moins forte arrivée de matériel, caractérisant une valeur de flux basal. Selon Vidal (2004), une périodicité de 5 *ma* est observé pour la chaîne d'Hawaii entre 40 *Ma* et 0 *Ma*. Plusieurs auteurs ont suggéré différents mécanismes pour expliquer ces ondulations de courte longueur d'onde (5 *ma*) dans le flux des panaches. Selon Steinberger (2000), une explication possible est l'inclinaison du conduit du panache due à l'advection du manteau à grande échelle. Griffiths et Campbell (1990) ont associé les variations du flux à l'ajustement périodique du panache au mouvement des plaques lithosphériques.

Au vu des anomalies qu'on observe le long des isochrones, le système Tristan da Cunha semble avoir une alternance entre des périodes de flux plus et moins intense. On observe que la période des fortes anomalies de courte longueur d'onde est d'environ 15-20 *ma*, entre 115 *Ma* et 100 *Ma* avant que la dorsale soit à l'aplomb du point chaud et entre 95 *Ma* et 75 *Ma* pour la dorsale à l'aplomb ou très proche du point chaud (Figure 8.0.14). Cette observation est en accord avec le travail d'Adam *et al.* (2007), où il a été observé deux types de périodicité pour les flux des points chauds de l'Atlantique Sud. Une périodicité de 5 *ma* dans le système Tristan da Cunha et Sainte-Hélène et une périodicité de 10-20 *ma* exclusivement pour Tristan da Cunha.

L'implication de l'existence d'une variation périodique du flux du panache de Tristan da Cunha dans la configuration des structures bathymétriques observées dans le bassin de l'Atlantique Sud est discutée dans le chapitre suivant.

En synthèse, on observe trois périodes différentes dans le système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud. Une période de rapprochement de la dorsale vers le point chaud est observée entre 115 *Ma* et 100 *Ma*. Ensuite, entre 95 *Ma* et 60 *Ma*, on observe que la dorsale est à l'aplomb ou très proche (< 50 *km*) du point chaud. Pour après, depuis 60 *Ma*, il est observé un éloignement graduel et progressif de la dorsale par rapport à la position du point chaud.

Dans la période de rapprochement entre la dorsale et le point chaud, on observe que le point chaud de Tristan da Cunha semble avoir exercé une influence sur l'axe de la dorsale depuis au moins 150 *km*, une distance plus importante que celle de 40 *km* observées dans le système de Fondation et la dorsale Pacifique-Antarctique (Maia *et al.*, 2000). Cette différence entre les distances pour le début de l'influence

des points chauds sur l'axe des dorsales est probablement liée aux différences dans les flux des panaches, dans les taux d'accrétion des dorsales et également dans les vitesses de mouvement relatif. Le point chaud de Fondation a un flux, estimé entre $0.6 \text{ km}^3/\text{an}$ et $0.9 \text{ km}^3/\text{an}$ (Maia *et al.*, 2000), moins important que celui de Tristan da Cunha, estimé entre $0.9 \text{ km}^3/\text{an}$ (Schilling, 1991) et $1.3 \text{ km}^3/\text{an}$ (Ribe et Delattre, 1998). De plus, le demi-taux d'accrétion moyen pour la dorsale Pacifique-Antarctique, $47 \text{ km}/\text{Ma}$ (Maia *et al.*, 2000), est presque deux fois et demi plus important que celui de la dorsale de l'Atlantique Sud, $20 \text{ km}/\text{Ma}$ (Schilling, 1985) et la vitesse absolue de déplacement est de l'ordre de $91 \text{ km}/\text{Ma}$.

Pour la période entre 95 Ma et 60 Ma , les observations suggèrent une position de la dorsale à l'aplomb ou très proche ($< 50 \text{ km}$) du point chaud. Les variations des anomalies de courte longueur d'onde et l'alternance entre construction et rupture du plateau axial sont associées aux variations dans le flux du panache. Ces « plume pulse » sont observés aussi dans d'autres systèmes d'interaction point chaud - dorsale, comme celui de l'Islande avec une périodicité entre 5 Ma et 10 Ma pour les derniers 60 Ma (White et Lovell, 1997; O'Connor *et al.*, 2002). Même si la dorsale de l'Atlantique Nord est plus lente, $10 \text{ km}/\text{Ma}$ (Schilling, 1991), que la dorsale de l'Atlantique Sud, le système de l'Islande est particulièrement comparable à cette période du système de Tristan da Cunha. Le point chaud de l'Islande se trouve à moins de 50 km de l'axe de la dorsale avec un flux estimé entre $0.9 \text{ km}^3/\text{an}$ (Ribe et Delattre, 1998) et $1.4 \text{ km}^3/\text{an}$ (Schilling, 1991). Les plus fortes amplitude de ΔBR observées actuellement à l'axe de l'Islande atteignent plus de 4 km (White *et al.*, 1995), très proches des valeurs registrées entre 90 Ma et 85 Ma pour Tristan da Cunha (Figure 8.0.14).

La rupture du plateau axial à partir de 80 Ma est associée à la décroissance des anomalies de courte longueur d'onde, malgré l'augmentation de l'amplitude de l'anomalie de grande longueur d'onde de 95 Ma vers 70 Ma (Figure 8.0.14). Cela suggère que, en ce qui concerne la formation et la rupture d'un plateau axial dans les conditions d'un panache proche d'une dorsale lente, les variations du flux du panache sont un facteur plus important que la variation de la distance entre le point chaud et la dorsale. Ainsi, la rupture du plateau peut avoir lieu malgré la position de la dorsale à l'aplomb du point chaud. Cependant, cela est différent de ce qui est observé aux Açores, où Gente *et al.* (2003) suggèrent que la distance

entre la dorsale et le point chaud est le facteur le plus déterminant pour le début de rupture du plateau.

Selon White *et al.* (1995), une série de sauts d'axes sont observés pour l'Islande dans les derniers 20 *Ma*. Pour le système de Tristan da Cunha, dans la période entre 85 *Ma* et 65 *Ma*, une très grande asymétrie du taux d'ouverture indique que les sauts d'axes furent aussi fréquents (Muller *et al.*, 1997). On observe pour cette période les plus fortes anomalies de grande longueur d'onde, en même temps qu'un affaiblissement des anomalies de courte longueur d'onde. On peut considérer que l'augmentation de l'amplitude des anomalies de grande longueur d'onde révèle une intensification de la contribution du matériel du panache le long de l'axe de la dorsale, indépendamment de la baisse du flux signalée par les anomalies de courte longueur d'onde.

Depuis 60 *Ma*, la dorsale s'éloigne progressivement de la position du point chaud de Tristan da Cunha. Le mouvement de la dorsale de l'Atlantique Sud vers le NW met fin aux constructions volcaniques à l'axe de la dorsale et on observe la fin de l'équivalence entre les amplitudes des anomalies de courte longueur d'onde sur les deux plaques. En même temps, une anomalie de courte longueur d'onde est observée jusqu'à l'isochrone de 50 *Ma* sur la plaque africaine, associée aux constructions volcaniques intraplaques mises en place très proches de l'axe de la dorsale (Figure 8.0.14). Depuis 45 *Ma*, on observe seulement la présence d'anomalies de grande longueur d'onde. Les amplitudes de ces anomalies baissent graduellement avec l'éloignement de la dorsale par rapport au point chaud et atteignent 200 *m* à l'axe actuel. Cette valeur est cohérente avec celle observée par Ito et Lin (1995a) et considérablement plus faible que la valeur théorique prévue par Schilling (1985).

Chapitre 9

Évolution du volcanisme du système Tristan da Cunha

L'origine de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis (Figure 9.0.1) est couramment associée au déplacement des plaques lithosphériques de l'Amérique du Sud et de l'Afrique au-dessus d'un point chaud (Wilson, 1965; Morgan, 1972; Detrick et Watts, 1979; O'Connor et Duncan, 1990; Courtillot *et al.*, 2003; Adam *et al.*, 2007). Cependant, ces structures volcaniques peuvent être également le résultat de sources situées à de petites profondeurs liées aux contraintes de différents efforts dans la plaque lithosphérique, qui, en se fracturant, génèrent ces alignements. Les différences en termes de volume du magmatisme ainsi qu'en composition géochimique seraient dues à la distribution dans le manteau de zones plus fertiles (Le Pichon et Hayes, 1971; Francheteau et Le Pichon, 1972; Anderson, 1998, 2000, 2005; Fairhead et Wilson, 2005a). Comme nous avons mentionné dans la première partie de ce travail, c'est un débat encore ouvert (cf. Chapitre 2).

Il y a actuellement deux hypothèses pour expliquer l'origine de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis. La plus couramment acceptée est celle du point chaud de Tristan da Cunha (Wilson, 1965; Morgan, 1972; Detrick et Watts, 1979; O'Connor et Duncan, 1990; Courtillot *et al.*, 2003; Adam *et al.*, 2007). La seconde hypothèse pour expliquer l'origine du système est de considérer l'association de failles transformantes et de zones de fractures reprises en extension lors de changements dans les mouvements relatifs des plaques de l'Atlantique Sud et la fusion partielle d'un manteau sous-jacent anormal (Le Pichon et Hayes, 1971; Francheteau



et Le Pichon, 1972; Anderson, 1998, 2000, 2005; Fairhead et Wilson, 2005a). Cependant, la première hypothèse n'explique pas l'évolution des âges des structures dans le détail (cf. chapitre précédent) et la seconde hypothèse n'explique pas les variations des fortes valeurs de TiO_2 , FeO , K_2O et des faibles valeurs de Cr et Ni Humphris et Thompson (1982a).

En accord avec ce qui fut montré dans les deux chapitres précédents (Chapitres 7 et 8), on observe dans les constructions bathymétriques du système de Tristan da Cunha deux types de structures. Celles qui, selon les âges et la localisation par rapport au point chaud dans les reconstructions cinématiques, sont compatibles avec le modèle de formation par l'effet du point chaud de Tristan da Cunha et celles pour lesquelles une explication différente est nécessaire (Figures 7.0.24, 8.0.5, 8.0.6, 8.0.7, 8.0.8, 8.0.9, 8.0.10, 8.0.11 et 8.0.12). Cette séparation des structures le long de la chaîne Walvis en deux types différents est, comme nous allons le voir en détail dans la suite, cohérente avec les observations issues des données de bathymétrie résiduelle, d'anomalie à l'air libre et de géochimie (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4, 9.0.5 et 9.0.6).

Dans les Figures 9.0.2 et 9.0.3, les données de bathymétrie résiduelle et de la RMBA le long des isochrones, discutées dans le chapitre précédent, sont affichées dans une carte selon leurs âges et leurs latitudes reconstruites à ce même âge. Ceci permet de visualiser l'évolution des anomalies sur les deux plaques le long de toute la période étudiée dans une seule figure. Tout d'abord, on observe des différences dans la distribution des anomalies entre les deux plaques. Sur la plaque sud-américaine, les plus fortes anomalies, ayant plus de 1500 *m* et moins de 100 *mGal* d'amplitude, ne dépassent pas la limite sud de 40°S et ne sont pas observables dans les âges plus jeunes que 60 *Ma*. Ces anomalies (RG-1 jusqu'à RG-3, Figure 9.0.3) sont cohérentes avec la position du point chaud de Tristan da Cunha (37.5°S) et avec la période de son influence sur l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud, comme discuté dans le chapitre précédent. Sur la plaque africaine, on observe d'une part des anomalies au nord de 40°S, qui sont compatibles avec le modèle du point chaud de Tristan da Cunha (P-1 jusqu'à P-6) et d'autre part des anomalies au sud de 40°S qui demandent une autre explication (D-1 jusqu'à D-7). Ainsi, dans ce travail nous allons appeler première phase les anomalies au nord de 40°S et deuxième phase celles au sud de 40°S.

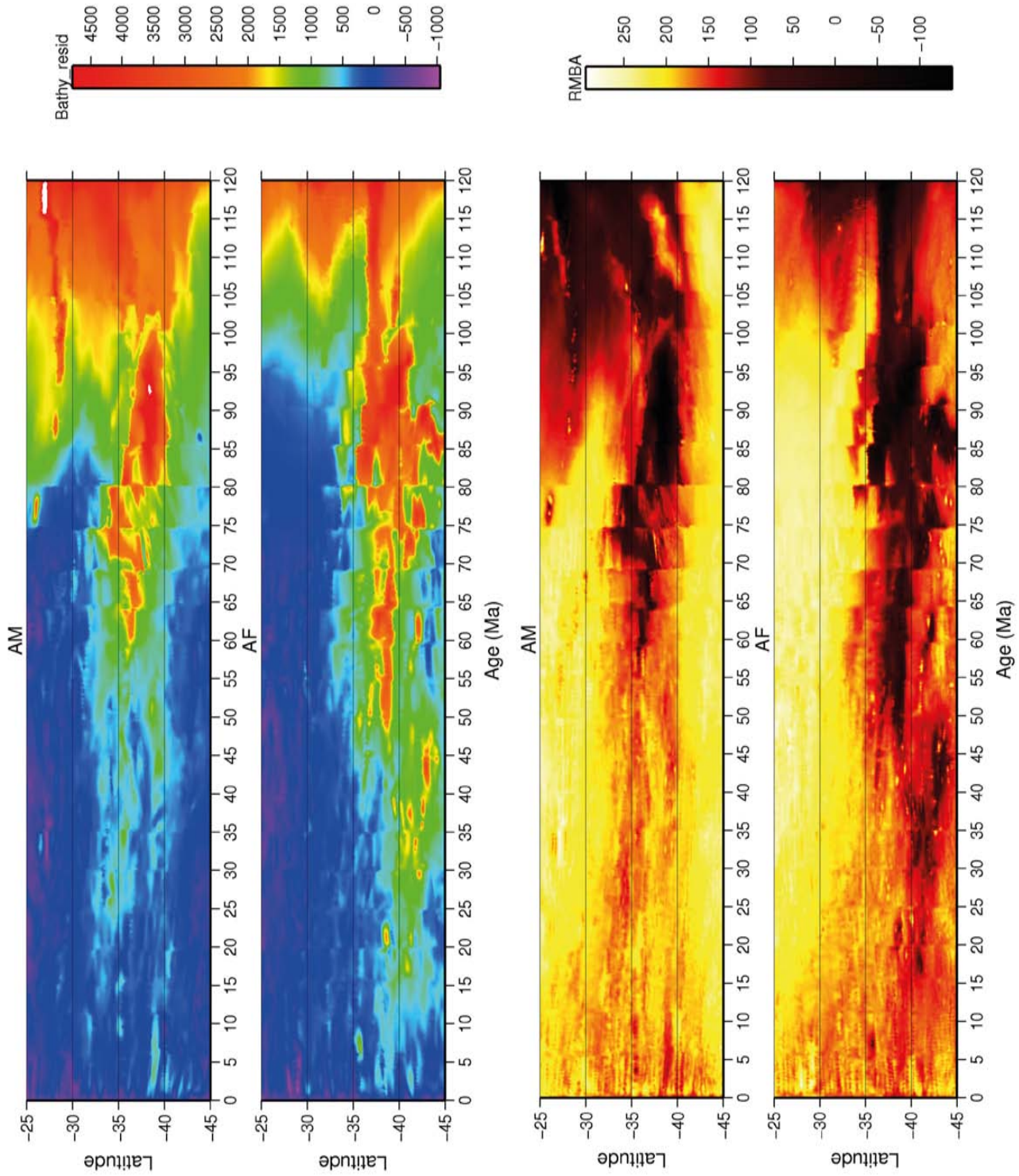


FIGURE 9.0.2: Représentation de la bathymétrie résiduelle (en haut) et de la RMBA (en bas) entre les latitudes 25 à 45°S, pour des intervalles de 5 millions d'années (cf. chapitre méthodologie) pour la période de 115 Ma jusqu'à l'actuel. Les deux plaques sont identifiées par : AM pour la plaque sud-américaine et AF pour la plaque africaine..

La première phase est caractérisée par l'influence du point chaud de Tristan da Cunha. C'est lors de cette première phase que se sont construites l'élévation du Rio Grande et le bord nord de la chaîne Walvis. Ci-dessous on discute en détail ce qu'on observe au nord de 40°S.

Les anomalies RG-1 et P-1, qu'on observe entre 115 *Ma* et 100 *Ma* (Figures 9.0.2 et 9.0.3) correspondent à la formation du plateau Abutment sur la plaque africaine et sur la plaque sud-américaine à la chaîne de São Paulo et à la portion occidentale de l'élévation du Rio Grande (Figures 9.0.4 et 9.0.5) .

Entre 100 *Ma* et 80 *Ma*, on observe des fortes anomalies, RG-2 et P-2E (Figures 9.0.2 et 9.0.3), associées à la formation de la portion centrale de l'élévation du Rio Grande, sur la plaque sud-américaine, et à la chaîne Walvis, sur la plaque africaine (Figures 9.0.4 et 9.0.5).

A partir de 85 *Ma*, on observe une division de l'anomalie, correspondant au début de la rupture du plateau axial. Comme discuté dans les chapitres précédents (Chapitres 7 et 8), une portion du plateau axial créée sur la plaque africaine fut incorporée à la plaque sud-américaine par des sauts d'axe, formant les anomalies P-2E et P-2W (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4 et 9.0.5).

De plus, entre 75 *Ma* et 60 *Ma* on observe les anomalies correspondant aux dernières constructions à l'axe de la dorsale (Figures 9.0.2 et 9.0.3). L'anomalie P-3 est associée à la chaîne Walvis sur la plaque africaine et l'anomalie RG-3 se situe dans la plaque sud-américaine. Cette dernière, RG-3, en association avec l'anomalie P-2W, fut capturée dans la plaque sud-américaine par les sauts d'axe. Elles forment la portion orientale de l'élévation du Rio Grande (Figures 9.0.4 et 9.0.5)

La fin des constructions des structures volcaniques sur la plaque sud-américaine est marquée par l'isochrone de 60 *Ma* (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4 et 9.0.5). Entre 60 *Ma* et 20 *Ma*, on observe trois anomalies sur la plaque africaine, P-4, P-5 et P-6 (Figures 9.0.2 et 9.0.3), associées aux constructions intraplaques de l'extrémité SW de la chaîne Walvis et de l'île de Tristan da Cunha (Figures 9.0.4 et 9.0.5)

Entre 60 *Ma* et 40 *Ma*, on observe au nord de l'anomalie P-4 une séquence de petites anomalies orientée ESE-WNW. Cette orientation montre que les structures furent mises en place progressivement vers le nord. En association avec le mouvement de la dorsale de l'Atlantique Sud qui à cette époque s'éloignait de la position du point chaud en direction du WNW et avec l'interruption des constructions

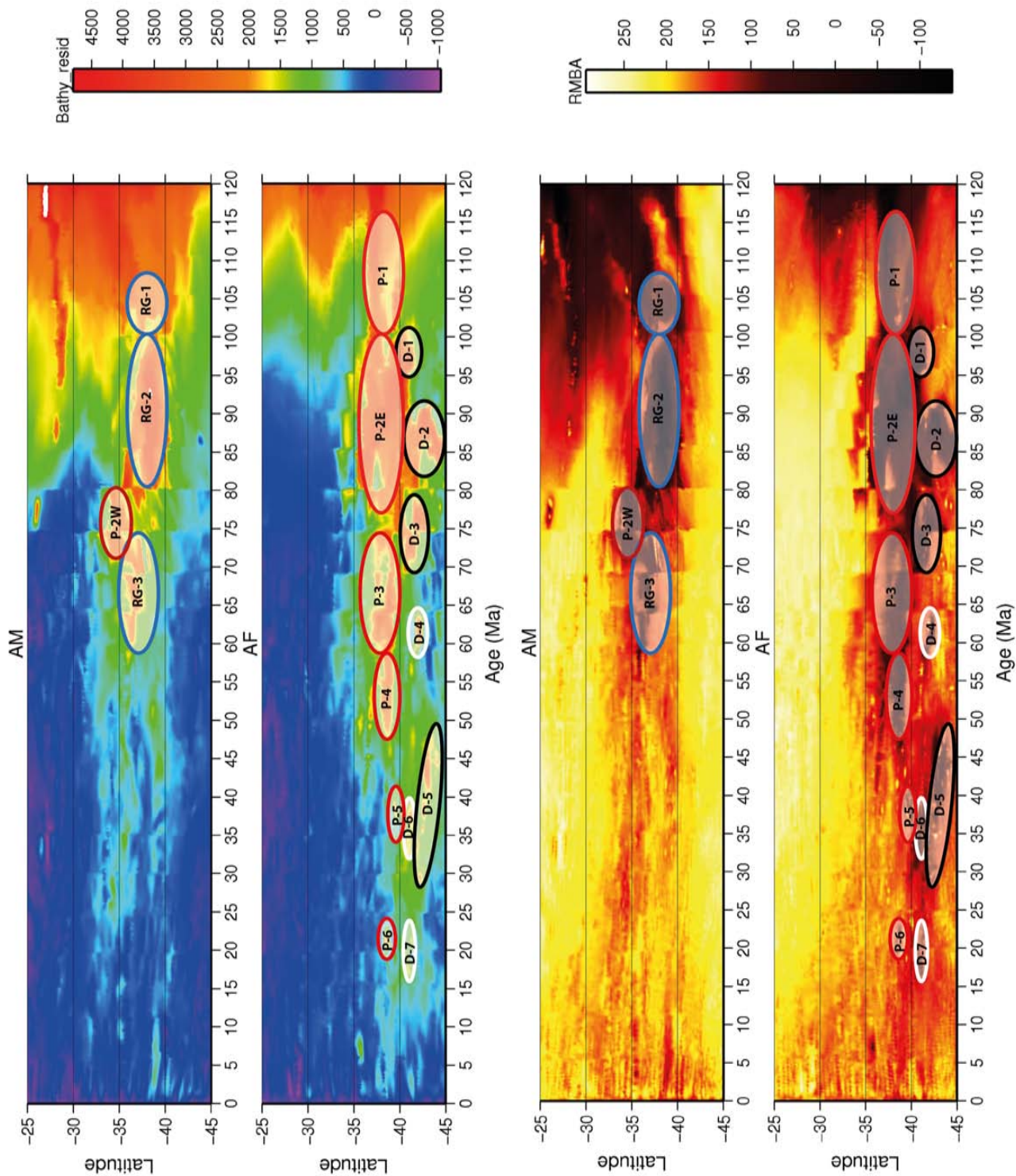


FIGURE 9.0.3: Figure 9.0.2 avec les anomalies correspondant aux structures correspondant aux structures mises en évidence.

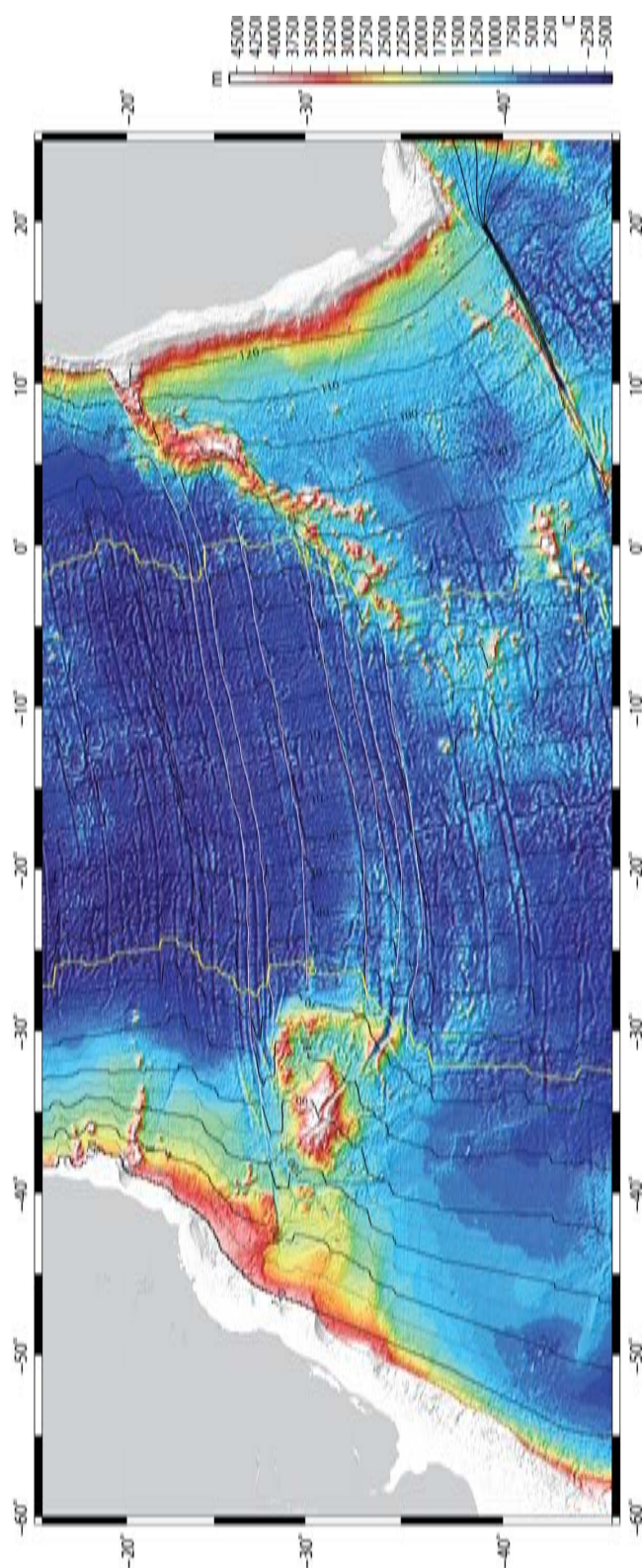


FIGURE 9.0.4: Carte de bathymétrie résiduelle. Les principales zones de fractures sont montrées en blanc et les isochrones à chaque 5 ma en noir sauf l'isochrone de 60 Ma qui est en jaune.

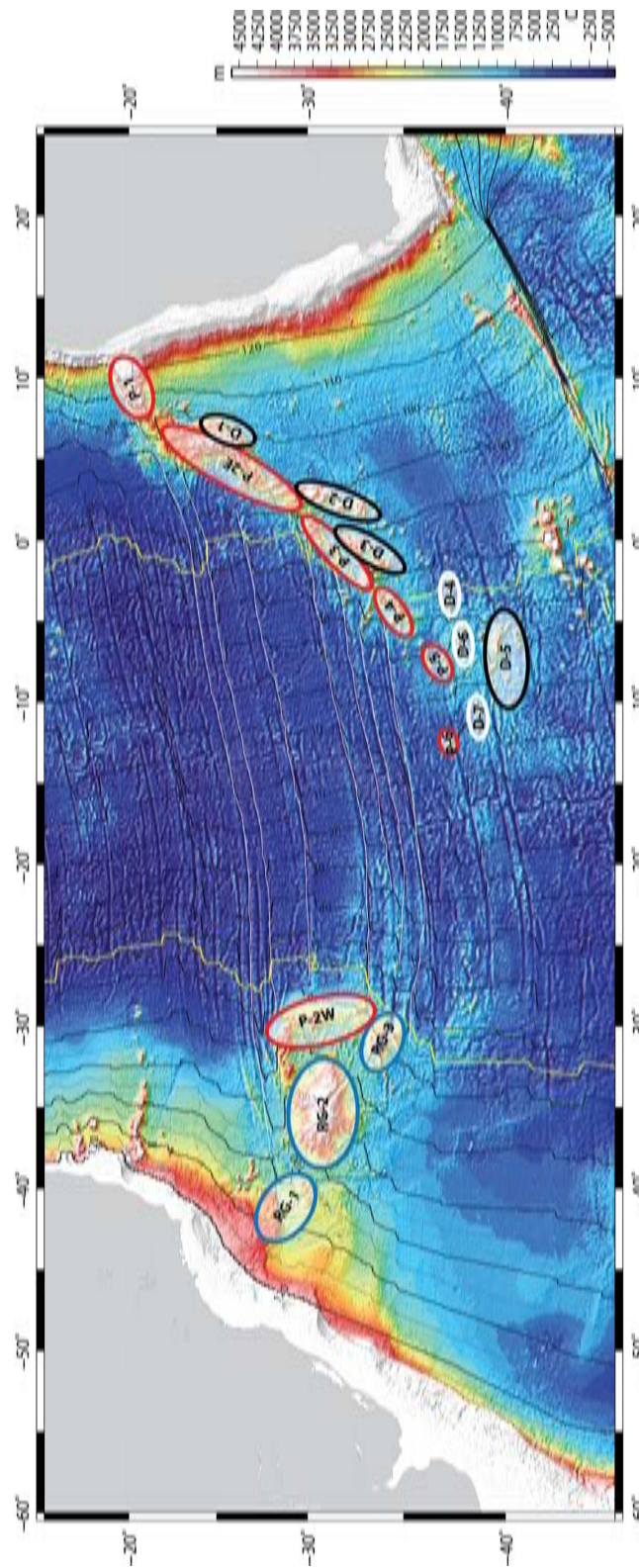


FIGURE 9.0.5: Schéma d'évolution des constructions volcaniques. Les périodes d'activité plus intense sont mises en évidence. Pour la première phase, au nord de 40°S, en rouge les structures créées sur la plaque africaine et en bleu celles créées sur la plaque sud-américaine. Pour la deuxième phase, au sud de 40°S, en blanc les structures mises en place associées aux zones de fractures et en noir les structures mises en place indépendamment de ces zones de faiblesse. Les principales zones de fractures sont montrées en blanc et les isochrones à chaque 5 ma en noir sauf l'isochrone de 60 Ma qui est en jaune.

de structures volcaniques sur la plaque sud-américaine, cela semble être cohérent avec l'établissement d'un canal sublithosphérique entre le point chaud et la dorsale, comme proposé par Schilling (1985).

De plus, on observe dans la distribution géographique des structures de cette première phase, des alternances entre des périodes de plus forte et de moins forte influence du point chaud (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4 et 9.0.5), comme discuté dans les chapitres précédents.

La deuxième phase est caractérisée par les structures mises en place exclusivement sur la plaque africaine, sans analogues sur la plaque sud-américaine et, comme discuté dans les chapitres précédents, qui ne sont pas cohérentes avec une mise en place liée au point chaud de Tristan da Cunha. On observe les anomalies, D-1 jusqu'à D-7, au sud de 40°S associées aux structures volcaniques du bord sud de la chaîne Walvis et aux monts sous-marins RSA, Crawford et à l'île de Gough (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4 et 9.0.5). Ci-dessous on discute plus en détail ce qu'on observe au sud de 40°S :

Entre 100 *Ma* et 95 *Ma*, on observe l'anomalie D-1 au sud de l'anomalie P-2E. Ces deux anomalies se chevauchent et il n'est pas possible de déterminer la limite nord de l'anomalie D-1. Son identification est basée à la fois sur l'absence d'un analogue sur la plaque sud-américaine, sur son incompatibilité avec les modèles d'un point chaud sous les îles de Tristan da Cunha ou Gough et, comme nous allons discuter plus tard dans ce chapitre, sur ses signatures gravimétrique et géochimique.

Entre 90 *Ma* et 70 *Ma*, on observe les anomalies D-2 et D-3. Les structures volcaniques associées à ces anomalies forment la branche sud de la chaîne Walvis. Cependant, on remarque que leur alignement ne suit pas la direction de la branche nord de la chaîne. De plus, comme nous allons discuter plus tard dans ce chapitre, la signature gravimétrique associée à ces structures est caractéristique d'une mise en place dans un contexte intraplaque. Ceci est contradictoire avec la position de la dorsale de l'Atlantique Sud qui était à l'aplomb du point chaud de Tristan da Cunha à cette époque. L'évolution de ces structures est discutée plus tard dans ce chapitre.

Les anomalies D-4, D-6 et D-7 sont liées à des petits groupes de monts sous-marins alignés dans la direction des zones de fractures. Leur orientation est très différente de celle observée pour les anomalies D-2 et D-3 (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4

et 9.0.5). Cela suggère un changement dans le mécanisme de mise en place de ces structures à partir de 65 Ma avec l'influence des zones de fracture comme zones de mise en place préférentielle des volcans.

Entre 50 *Ma* et 30 *Ma*, on observe l'anomalie D-5, orientée ESE-WNW et associée aux monts sous-marins RSA, Crowford et à l'île de Gough. L'orientation de D-5 est cohérente avec une mise en place progressive des structures vers le nord, comme discuté pour l'anomalie présente au nord de l'anomalie P-4. Ceci renforce l'idée de variation temporelle dans le mécanisme de mise en place des structures de la deuxième phase. De plus comme discuté dans le chapitre précédent (8, Figure 8.0.14), on observe dans la distribution des anomalies de la deuxième phase une alternance entre des périodes d'activité de durées de 5 à 20 *ma* et des périodes de quiescence de 5 à 10 *ma* (Figures 9.0.2, 9.0.3, 9.0.4 et 9.0.5).

La signature gravimétrique des structures volcaniques fournit d'importantes informations sur le mécanisme de mise en place. Les structures mises en place à l'axe ou très proche de l'axe de la dorsale sont en équilibre isostatique local. Cependant, les structures mises en place dans un contexte intraplaque ne sont pas en équilibre isostatique local. Dans ce dernier cas, le poids de la structure est compensé par la flexure de la plaque lithosphérique. Ce type de compensation isostatique génère une signature gravimétrique assez caractéristique avec une forte anomalie négative présente autour de la structure due à la flexure de la plaque lithosphérique.

Le mécanisme de compensation isostatique de la chaîne Walvis fut l'objet de plusieurs travaux (i.e. Detrick et Watts, 1979; Bulot *et al.*, 1984; Goslin et Diamond, 1987; O'Connor et Duncan, 1990; Adam *et al.*, 2007). À l'est de 3°E les modèles montrent que la chaîne Walvis est compensée localement, selon le modèle d'Airy, par un épaissement crustal autour d'une vingtaine de kilomètres (Detrick et Watts, 1979; Bulot *et al.*, 1984). À l'ouest de 3°E le modèle de compensation préféré est celui de la flexure de la plaque lithosphérique avec une épaisseur élastique équivalente entre 5 km et 8 km (Detrick et Watts, 1979; Bulot *et al.*, 1984). Cette variation du mécanisme de compensation isostatique est cohérente avec le passage d'un contexte de mise en place à l'axe d'une dorsale ou très proche de celui-ci à un contexte intraplaque. Cependant, des variations du mécanisme de compensation isostatique dans les structures adjacentes le long de la chaîne suggèrent une histoire plus complexe pour la construction de Walvis (O'Connor et Duncan, 1990). De plus,

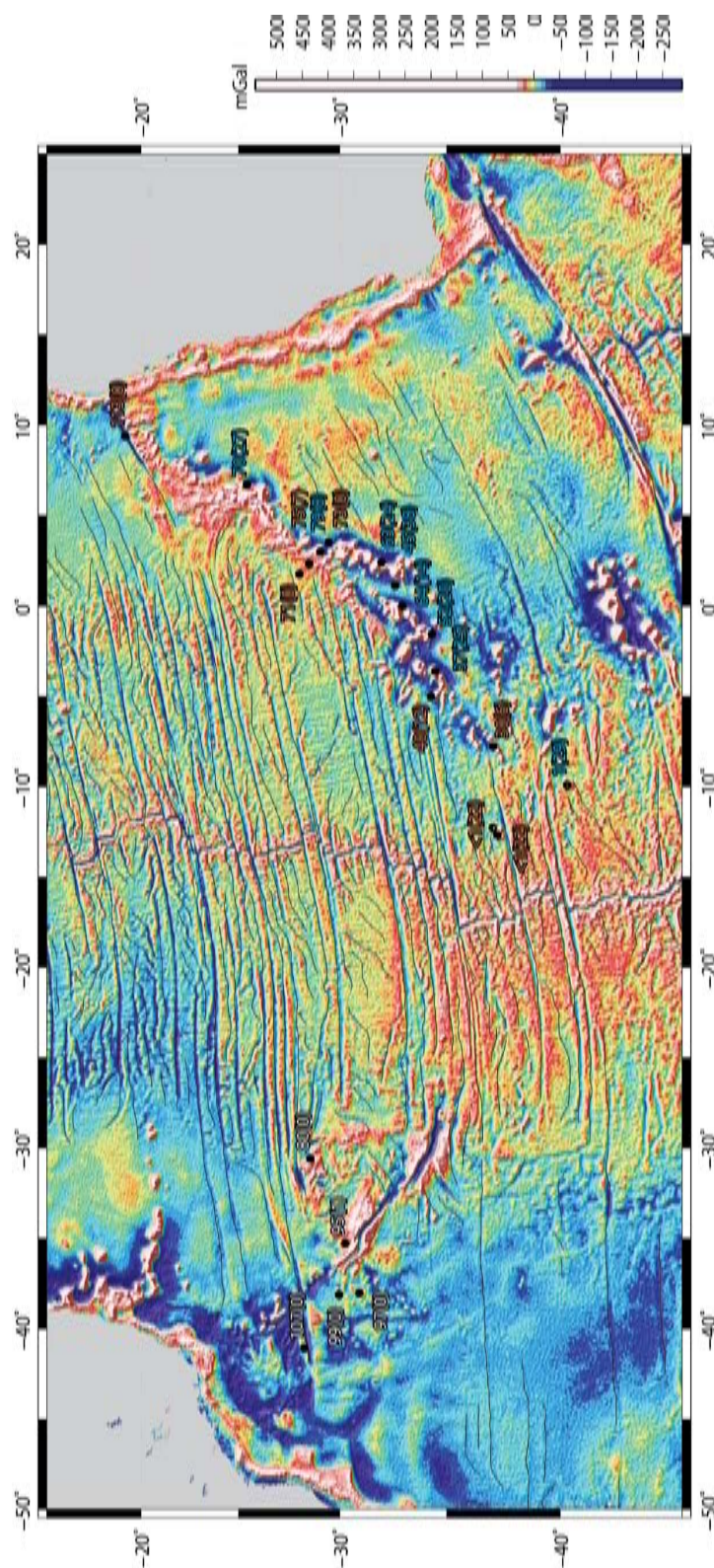


FIGURE 9.0.6: Carte d'anomalie à l'air libre. Toute la région. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.

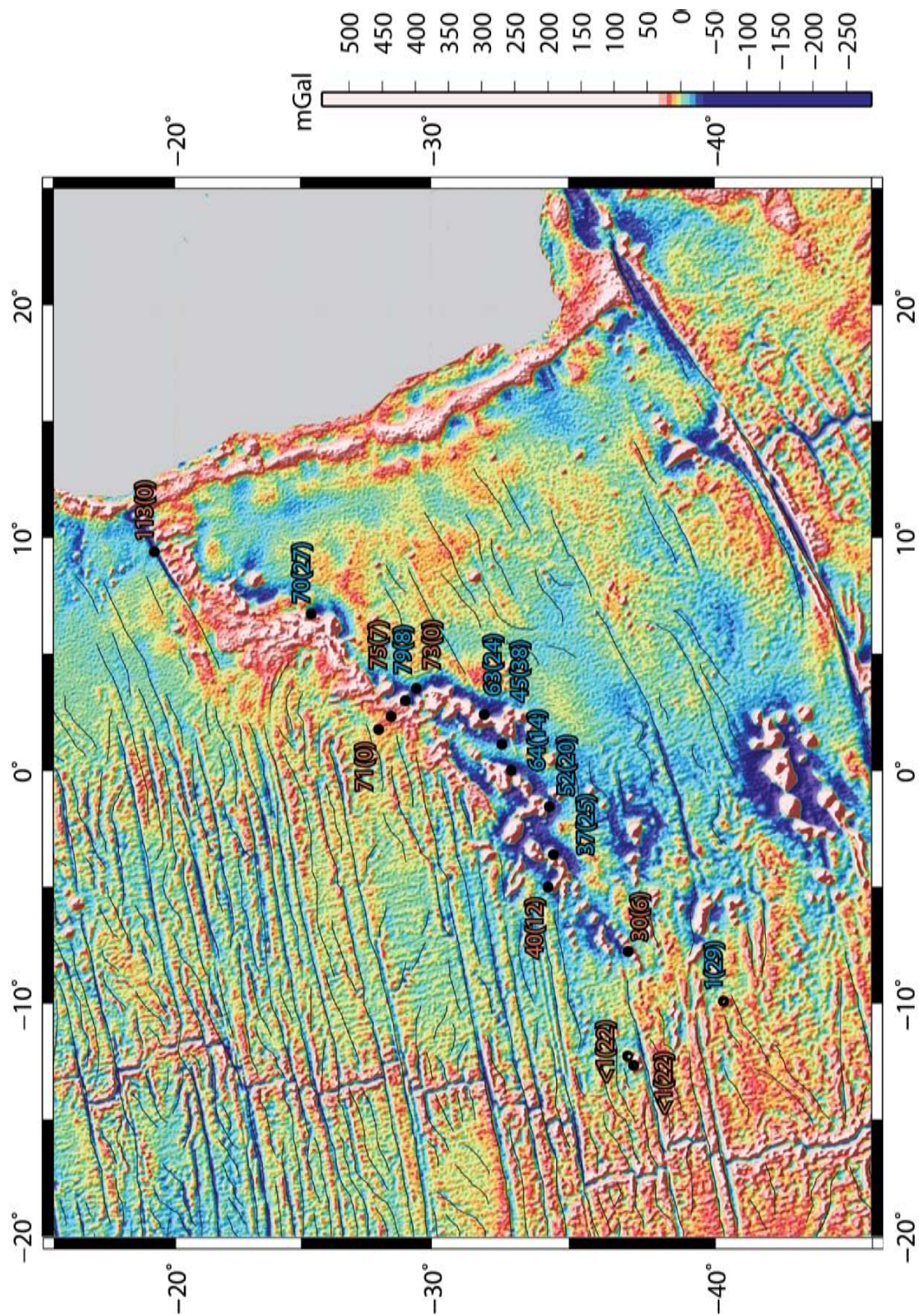


FIGURE 9.0.7: Carte d'anomalie à l'air libre, Plaque Afrique. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.

comme il sera discuté plus tard dans ce chapitre, les signatures géochimiques sont différentes le long de la chaîne Walvis (Figures 9.0.7, 9.0.9 et 9.0.8).

Effectivement, on observe que les structures liées aux anomalies de la première phase jusqu'à l'âge 60 *Ma* (P-1, P-2E et P-3) montrent une signature cohérente avec un équilibre isostatique local (Figure 9.0.6). Ceci est compatible avec la position de l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud à l'aplomb du point chaud de Tristan da Cunha. Les structures liées à la première phase de 60 *Ma* jusqu'à la période actuelle (P-4, P-5 et P-6) montrent une signature suggérant une mise en place intraplaque. Cela est compatible avec le modèle d'évolution de la mise en place des structures dans un système où la dorsale s'éloigne graduellement du point chaud. Cependant, les structures liées à la deuxième phase (D-1 jusqu'à D-7), indépendamment de leurs âges, présentent une signature associée à une mise en place intraplaque (Figure 9.0.7). De plus, on observe un changement dans la morphologie et dans l'orientation de ces structures. Elles montrent un volume important et une orientation qui croise obliquement les zones de faiblesses préexistantes, et que diverge de celle du bord nord de la chaîne (D-2 et D-3). Les âges connus le long de ces structures suggèrent d'une part que leur mise en place débute proche du bord nord de la chaîne et se propage vers le sud et d'autre part, que les deux branches furent mises en place synchroniquement. Afin d'expliquer l'ensemble de ces observations, l'existence de plusieurs petits panaches dans la région semble fort probable, comme ce fut déjà suggéré par O'Connor et Duncan (1990). Cependant, il faut expliquer l'absence de parallélisme entre ces structures volcaniques. En admettant que les structures des première et deuxième phases sont liées à au moins deux petits panaches différents, la distribution non parallèle des structures volcaniques met en évidence une variation dans la distance entre les positions de mise en place des structures des première et deuxième phase au cours du temps. La non fixité entre les points chauds est une explication probable pour cette variation de distance. La fixité des points chauds a été questionnée par de nombreux auteurs (Stock et Molnar, 1987; Tarduno et Cottrell, 1997; Tarduno et Gee, 1995; Tarduno *et al.*, 2003b; Steinberger et Torsvik, 2008; Tarduno *et al.*, 2009; Wessel et Kroenke, 2009). Un des arguments les plus connus en faveur de la mobilité des points chauds est l'inadéquation entre les traces observées et prédites des points chauds du Pacifique dans un cadre de référence fixe basé sur les points chauds de l'océan Atlantique et Indien. Toutefois, le mouvement E-W de

l'Antarctique pourrait avoir contribué à cette inadéquation (Duncan et Richards, 1991). Des études récentes basées sur les paléolatitudes suggèrent la non fixité des panaches, y compris entre points chauds situés dans la même plaque lithosphérique, comme pour Hawaï et Louisville dans le Pacifique (e.g. Steinberger et Torsvik, 2008; Tarduno *et al.*, 2009; Wessel et Kroenke, 2009). Selon Wessel et Kroenke (2009), la variation de la position de mise en place des structures volcaniques à la position du panache en profondeur est fonction du déplacement du matériel ascendant dû à la dynamique du manteau. De plus, les contraintes lithosphériques sont également un facteur important pour la détermination de la position de mise en place des structures volcaniques (Small, 1995; Tarduno *et al.*, 2009).

Dans le cas des éventuels petits panaches évoqués ici pour la formation de la chaîne Walvis, il est difficile supposer que la dynamique du manteau puisse déplacer différemment le matériel de chaque panache, car il s'agit de panaches de petite taille et très rapprochés. Ainsi, la variation dans la distance des positions de mise en place des structures volcaniques liées à ces panaches est probablement due aux contraintes lithosphériques. On observe plus clairement l'influence des contraintes lithosphériques pour les structures liées aux anomalies D-4, D-6 et D-7. Ces structures possèdent un volume plus modeste et une orientation parallèle aux zones de fracture, qui peuvent constituer des zones de faiblesse lithosphériques (Figure 9.0.7). Ceci est compatible avec une augmentation progressive de la difficulté pour les magmas des panaches à traverser la plaque lithosphérique au fur et à mesure que l'âge, l'épaisseur et la rigidité de la lithosphère devient plus importante avec l'éloignement de la dorsale vers le NW. Un dernier point est que les structures associées à l'anomalie D-5 montrent un volume plus important que celles liées aux anomalies D-4, D-6 et D-7. Cela suggère que, en plus de l'éloignement de la dorsale vers le NW, les variations dans le flux des panaches furent un autre facteur important. On remarque que, comme discuté précédemment, les variations dans les flux des panaches semblent avoir joué un rôle non négligeable dans la configuration de la chaîne Walvis.

Les roches des points chauds (OIB) et celles des dorsales océaniques (MORB) sont originaires de sources mantéliques différentes et ont des compositions distinctes, comme présenté dans la première partie de ce travail (sous-sections 1.1.1 et 1.1.2). Normalement dans le cadre d'une interaction entre un point chaud et une dorsale,

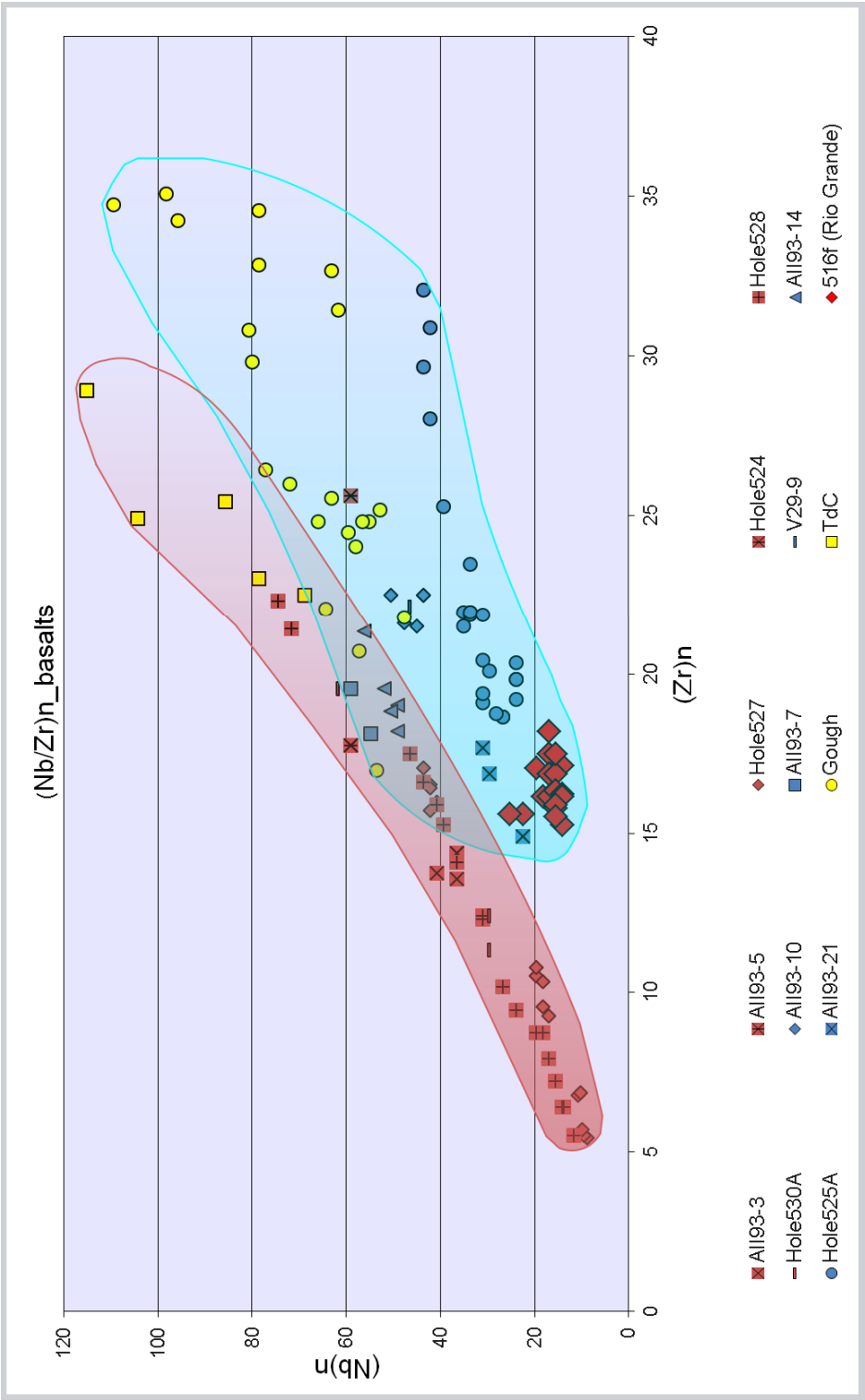


FIGURE 9.0.8: Relation entre les valeurs de Nb et Zr. Le schéma de couleurs est celui dérivé de la Figure 9.0.9.

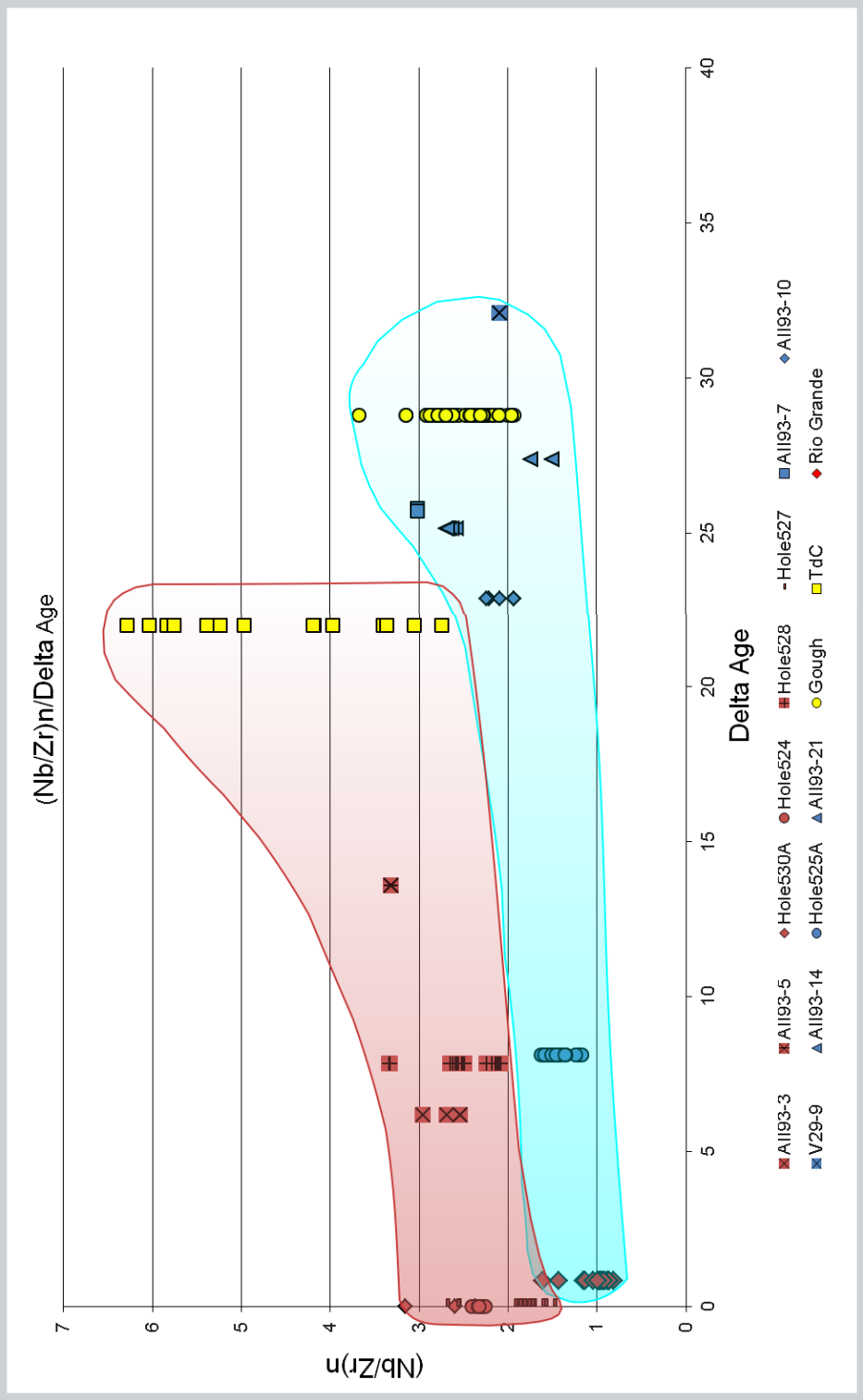


FIGURE 9.0.9: Relation entre les valeurs de (Nb/Zr) par rapport à Δ âge. Les îles de Tristan da Cunha et Gough sont montrées en jaune, le la station 516f du DSDP sur la portion centrale de l'élevation du Rio Grande est en rouge et les stations le long de la chaîne Walvis sont en bleu ou bordeaux selon leurs distribution dans le graphique.

par exemple dans le cas où la dorsale s'éloigne du point chaud, il est attendu que les signatures géochimiques des structures volcaniques construites par cette interaction forment une courbe de mélange allant du pôle moins enrichi, quand le point chaud est à l'aplomb de la dorsale, vers le pôle plus enrichi, quand le point chaud est dans un contexte intraplaque (Schilling, 1985, 1991). Cependant, dans la région d'étude la complexité des anomalies géochimiques des structures volcaniques est reconnue par différents auteurs (Fodor *et al.*, 1977; Humphris et Thompson, 1982b; Graham *et al.*, 1992a; Goslin *et al.*, 1998; Schilling, 1985; Ernesto *et al.*, 2002; Gibson *et al.*, 2005; le Roex *et al.*, 2010; Salters et Sachi-Kocher, 2010). La signature géochimique le long des roches de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis est très variable (Humphris et Thompson, 1982b). Humphris et Thompson (1982b) basés sur les valeurs de TiO_2 et plus récemment Salters et Sachi-Kocher (2010), basés sur les rapports du Zr/Nb suggèrent la nécessité de deux courbes de mélanges pour expliquer les signatures géochimiques des roches de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis. Une première courbe est formée par les structures avec fort rapport Zr/Nb , notamment la portion centrale de l'élévation du Rio Grande (DSDP-516F) et pour les stations DSDP-525A, AII-93-21, V29-9, et une deuxième courbe est formée par les faibles rapports Zr/Nb , pour les stations DSDP-527, DSDP-528 et DSDP-530. Les deux courbes de mélange ont un pôle enrichi du type EMI, comme Tristan da Cunha et Gough. Pour les stations DSDP-527, DSDP-528 et DSDP-530 le pôle de mélange appauvri est compatible avec un pôle du type FOZO et peut être expliqué par le recyclage de la croûte océanique plus une contamination avec des sédiments marins, et pour les stations DSDP-525A, AII-93-21 et V29-9 le pôle appauvri est inconnue (Salters et Sachi-Kocher, 2010).

Les valeurs de TiO_2 (Humphris et Thompson, 1982b) et les résultats des rapports Zr/Nb montrés par ces auteurs (Humphris et Thompson, 1982b; Salters et Sachi-Kocher, 2010) mettent en évidence la division des structures de la chaîne Walvis et de l'élévation du Rio Grande en deux groupes. Cette séparation est cohérents avec le modèle de mise en place des structures volcaniques en deux phases (Figure 9.0.7), comme discuté dans ce chapitre. Les stations, DSDP-525A, AII-93-21, V29-9, AII-93-7, AII-93-10 et AII-93-14 représentent le bord *SE* de la chaîne Walvis, qui forme une courbe de mélange de la station DSDP 516f (Rio Grande) jusqu'à l'île de Gough (Figures 9.0.1, 9.0.6, 9.0.7 et 9.0.8). Les stations DSDP-527, DSDP-528,

DSDP-530, DSDP-524, AII-93-3 et AII-93-5 représentent le bord *NW*, formant une courbe de mélange jusqu'à l'île de Tristan da Cunha (Figures 9.0.1, 9.0.6, 9.0.7 et 9.0.8).

Dans la Figure 9.0.9, on remarque que les valeurs du rapport Zr/Nb deviennent plus importantes au fur et à mesure que la différence d'âge des structures volcaniques par rapport la croûte océanique sous-jacente ($\Delta\text{âge}$) augmente. Les données décrivent des nuages de points, un plus enrichi pour les basaltes de Tristan da Cunha et le bord *NW* et l'autre moins enrichi pour les basaltes de Gough et le bord *SE* (Figures 9.0.1, 9.0.6, 9.0.7, 9.0.8 et 9.0.9).

Le secteur du fond océanique entre les zones de fractures Porto Alegre et Chui ($30^{\circ}S$ et $32.5^{\circ}S$) montre une morphologie extrêmement calme, les collines abyssales sont continues tout le long du segment. Pour ce segment de dorsale, les discontinuités de deuxième ordre ne sont observées qu'à partir des âges de 5 *Ma*. Cela témoigne d'une grande stabilité du segment de dorsale. Cependant, on observe une morphologie cohérente avec des épisodes de segments d'axe qui se propagent du sud vers le nord. Dans le secteur au sud de la zone de fracture de Gough ($41^{\circ}S$) on observe exactement le contraire, une morphologie cohérente avec plusieurs épisodes de propagation de segments du nord vers le sud (Figures 9.0.7 et 9.0.6). De plus dans les cartes de bathymétrie et de bathymétrie résiduelle (Figures 9.0.1 et 9.0.4), on observe la différence d'amplitudes dans la région de l'axe et des flancs de la dorsale entre le sud et le nord de la zone de fracture du Chui ($32.5^{\circ}S$). On observe au nord et au sud de cette même zone de fracture une variation de la signature géochimique à l'axe de la dorsale pour les rapports entre les isotopes $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{208}Pb/^{206}Pb$ (Figure 9.0.10). L'ensemble des observables montre que une grande partie de la dorsale de l'Atlantique Sud a subi et subit encore l'influence d'anomalies thermiques et/ou chimiques. Les anomalies du géoïde sont analysées dans le chapitre suivant afin d'évaluer les relations entre les panaches à l'origine du système Rio Grande – Walvis et le super-panache africain.

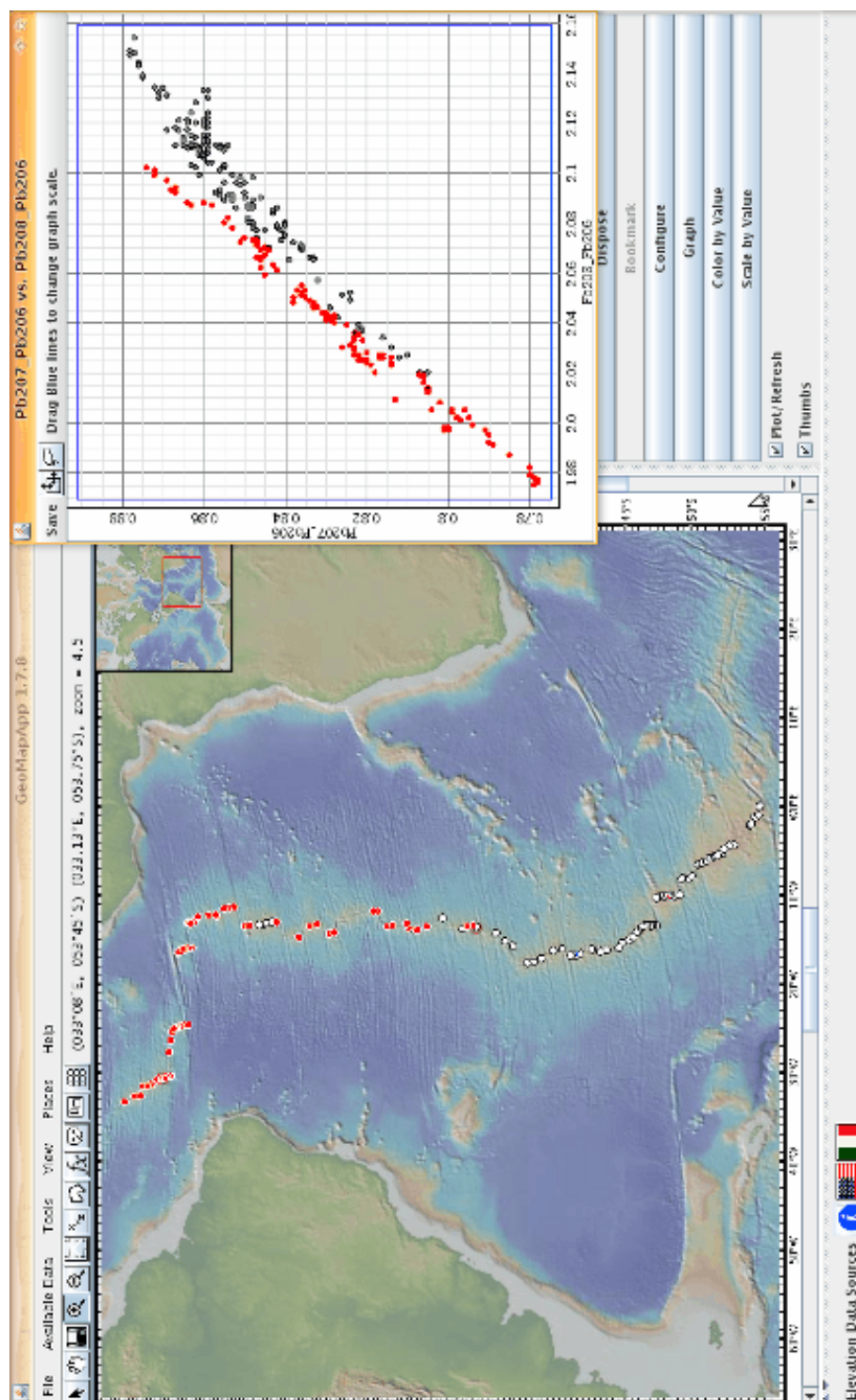


FIGURE 9.0.10: Relations entre les isotopes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour la dorsale de l'Atlantique Sud.

Chapitre 10

Indices de la structuration en profondeur des anomalies associées au système Tristan da Cunha

Dans les chapitres précédents, nous avons constaté que la disposition géographique, les âges, les signatures gravimétriques (anomalie à l'air libre et RMBA) et la distribution des anomalies géochimiques (rapport isotopiques Zr/Nb , $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{208}Pb/^{206}Pb$) des structures liées à l'élévation du Rio Grande et la chaîne Walvis suggèrent que le modèle classique d'interaction entre un point chaud situé actuellement sous l'île de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud ne permet pas d'expliquer la complexité du système. Dans ce chapitre nous essayons d'analyser la structuration en profondeur et la position en surface des anomalies mantéliques associées au système de Tristan da Cunha.

Les résultats de tomographie sismique ont montré que les subductions peuvent atteindre la limite manteau-noyau (CMB) (e.g., Van der Hilst *et al.*, 1997 et Li et Zhong, 2009) et qu'il y a des panaches ancrés à la base du manteau inférieur (e.g., Nolet *et al.*, 2007). Différents auteurs (e.g., Dziewonski, 1984 ; Ritsema *et al.*, 1999 ; Masters *et al.*, 2000 ; Zhao, 2001 ; Romanowicz et Gung, 2002 ; Romanowicz, 2008) ont montré grâce à tomographie sismique qu'il existe deux grandes structures à faible vitesse dans le manteau inférieur en dessous de l'Afrique et du Pacifique (Figure 10.0.1).

Les régions de faibles vitesses de propagation des ondes sismiques sont géogra-

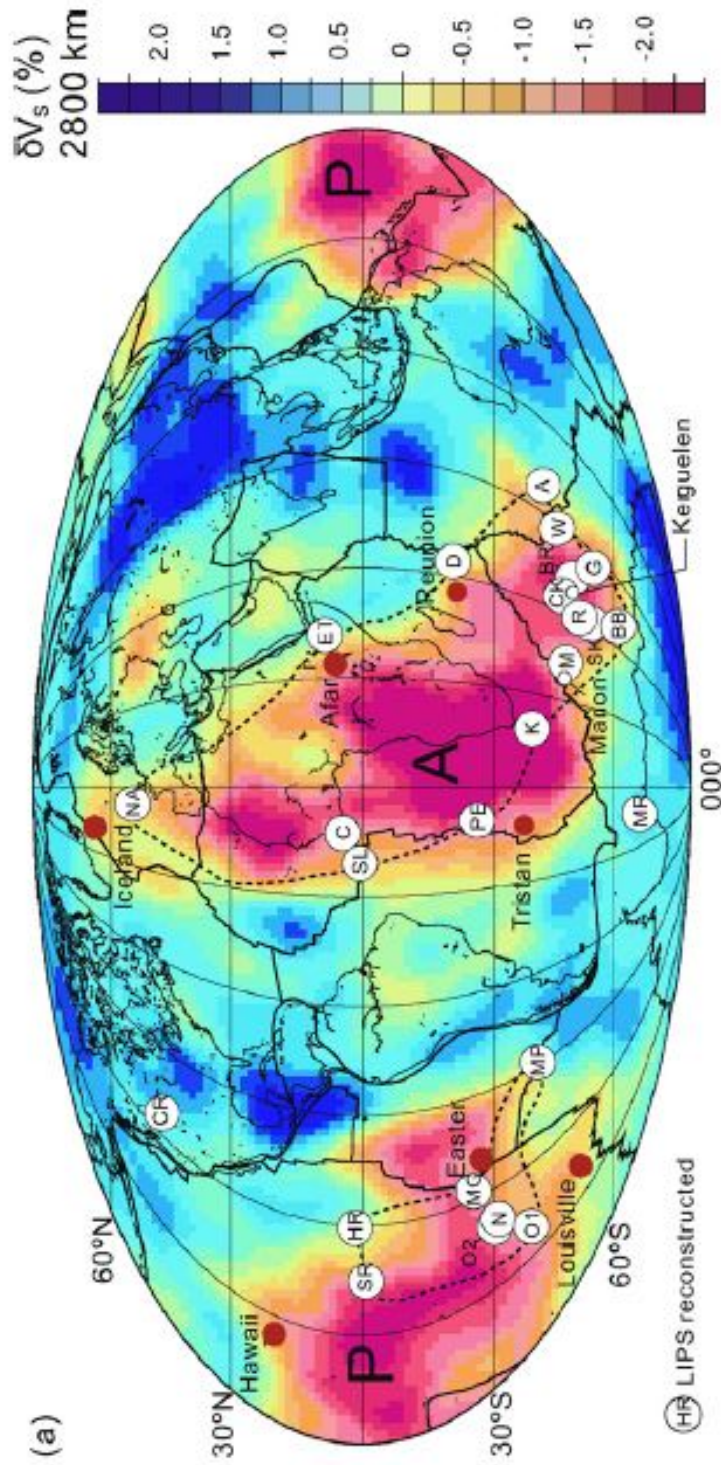


FIGURE 10.0.1: Carte de tomographie sismique. On observe deux grandes structures de faible vitesse (ondes S) dans le manteau inférieur en-dessous de l'Afrique et du Pacifique. Extrait du travail de Li et Zhong (2009), Figure 1a.

phiquement liées aux régions de valeurs positives d'anomalies du géoïde, et celles de fortes valeurs de vitesse de propagation se corrélient aux anomalies négatives du géoïde (Hager *et al.*, 1985). La plupart des points chauds sont concentrés dans le Pacifique sud et sous la plaque africaine. Ces deux régions sont aussi caractérisées par de fortes valeurs positives du géoïde et de faibles vitesses sismiques au niveau du manteau inférieur, qui sont un indice favorable à une origine profonde pour ces panaches mantéliques. Ainsi, Hager *et al.* (1985) ont proposé l'existence de deux super-panaches : africain et du Pacifique.

La résolution des modèles globaux de tomographie sismique a augmenté grâce à des données supplémentaires en tenant compte de la fréquence finie des ondes sismiques. Ces modèles fournissent plus de détails sur les anomalies de vitesse dans le manteau (Montelli *et al.*, 2004, 2006). Sun *et al.* (2010), en utilisant les nouvelles tomographies de forme d'onde, suggèrent l'existence d'une structure en forme de panache, avec un conduit inférieur à 150 km de diamètre, qui monte depuis le sommet d'une grande anomalie à faible vitesse dans le manteau inférieur, la LLSVP (Large Low Shear Velocity Province) africaine.

Suetsugu *et al.* (2009) suggèrent que, dans le Pacifique, les anomalies à grande échelle (de l'ordre de 1000 km de diamètre), situées entre la base du manteau inférieur et la profondeur de 1000 km, sont liées à la présence du super-panache, et que des anomalies à petite échelle (de l'ordre de 100 km de diamètre), liées aux points chauds de la Polynésie Française sont présentes au-dessus. Une comparaison de la tomographie sismique avec de récentes études basées sur la convection du manteau et expériences numériques et de laboratoire suggère que le super-panache du Pacifique peut être un dôme chaud et chimiquement distinct du manteau, et que les anomalies à petite échelle peuvent correspondre à des panaches étroits générés à partir du sommet du super-panache. Ce modèle peut expliquer les caractéristiques des points chauds dans le Pacifique Sud telles que les fortes variations de la signature géochimique, la distribution non progressive des âges des volcans et la périodicité des éruptions massives.

En l'absence de modèles tomographiques régionaux pour l'Atlantique Sud, nous avons utilisé les anomalies du géoïde pour étudier la structure du manteau en profondeur. L'analyse du géoïde total montre dans l'océan Indien une forte anomalie positive ($> \sim 23m$) avec un maximum de 48 m situé vers $40^\circ E$. Cette anomalie

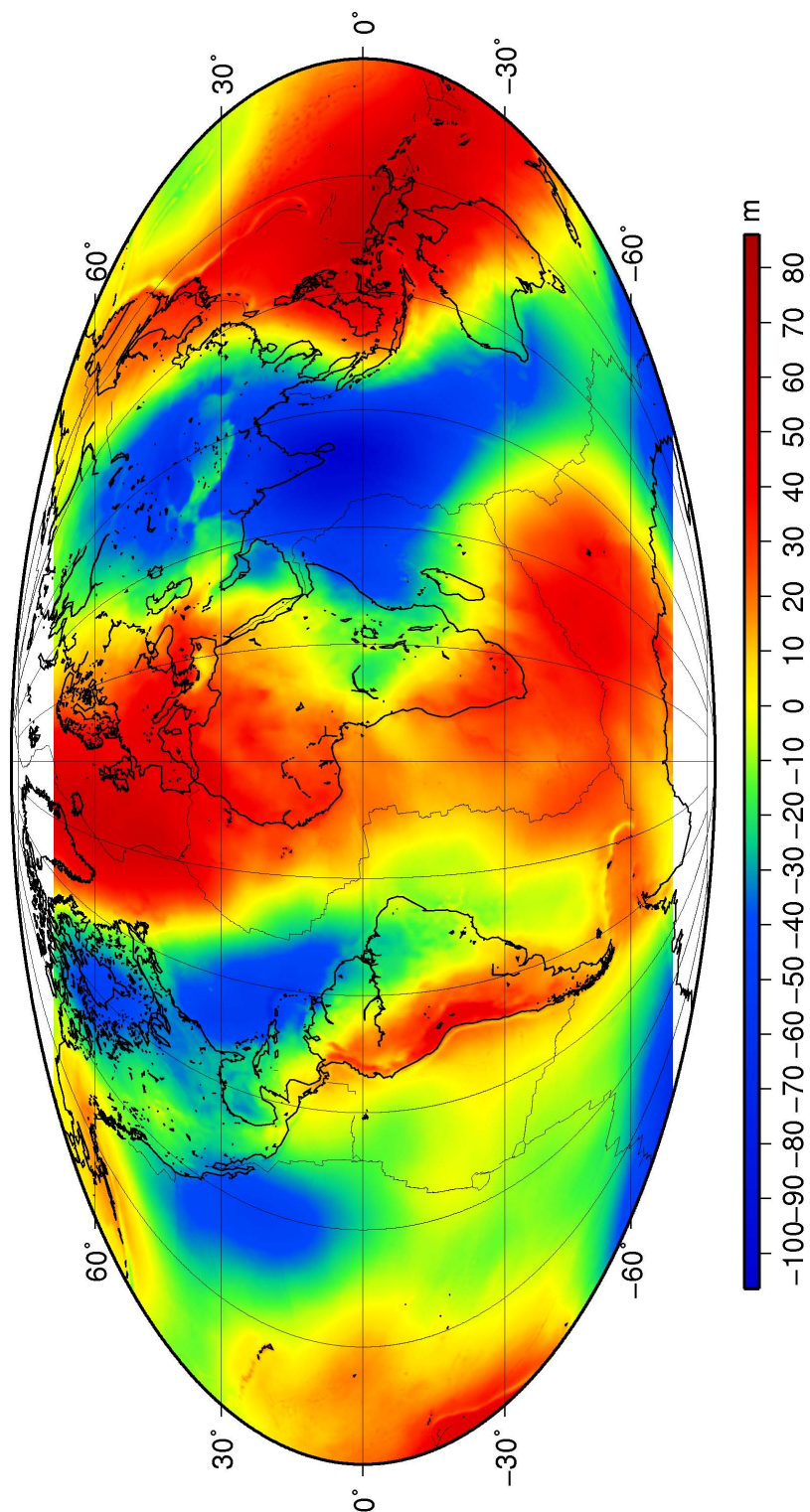


FIGURE 10.0.2: Carte de données de géoïde dérivées de l'altimétrie des satellites GEOSAT, ERS et TOPEX par Sandwell et Smith (1997) dans la version 9.2.

s'étale vers ouest avec une tendance à suivre l'axe des dorsales jusqu'au milieu de l'Atlantique sud où elle se divise en deux branches. Du côté ouest elle monte vers 35°S dans le segment de dorsale de Tristan da Cunha (TdC), et du côté est, l'anomalie monte jusqu'à 20°S aux alentours de la portion nord de la chaîne de Walvis (Figures 10.0.2 et 10.0.3). La plaque américaine est associée à une forte anomalie négative. Cette distribution générale des valeurs du géoïde est très proche de la forme de l'anomalie de faible vitesse des ondes S qui caractérise le super-panache africain (Figure 10.0.1).

Pour la région aux alentours de Tristan da Cunha (Figure 10.0.4), on remarque une anomalie positive de plus de 24 m qui s'étale de 18°W à 10°W et vers le Nord jusqu'à 39°S . Si on considère les limites de l'anomalie jusqu'à l'amplitude de 22 m , elle arrive jusqu'au segment de dorsale où se trouve TdC et s'étale vers l'Est jusqu'à 4°W .

Des anomalies de plus petite longueur d'onde, directement liées aux structures bathymétriques intraplaques comme la chaîne Walvis, l'élévation du Rio Grande (Figure 10.0.3) et les monts sous-marins de TdC, Gough et RSA (Figure 10.0.4) s'additionnent aux anomalies de plus grande longueur d'onde. Tristan da Cunha se situe dans une région périphérique de l'anomalie, entre 20.5°S et 21.5°S (Figure 10.0.4).

Dans la région d'étude, les anomalies du géoïde sont dominées par le signal de grande longueur d'onde et par la signature de haute fréquence des structures bathymétriques. Pour essayer d'atténuer l'influence de ces deux signaux et d'identifier d'autres composantes, les données de géoïde furent filtrées en utilisant la méthode décrite dans la partie méthodologie (Chapitre 6). Les résultats furent rangés en planches (Figures 10.0.5, 10.0.6, 10.0.7, 10.0.9, 10.0.10 et 10.0.11).

Dans les Figures 10.0.5, 10.0.6 et 10.0.7 on peut voir pour la région de l'Atlantique Sud les résultats des filtres et l'évolution des anomalies selon les différentes longueurs d'ondes.

Le passe-bas low4 de la Figure 10.0.5 montre que l'anomalie du super-panache africain est suffisamment forte pour déplacer le centre d'anomalie totale vers le sud du continent africain. Le passe-bande 2-4 et le passe-haut high 4 (Figure 10.0.5) montrent que le degré 4 est la limite supérieure de la base de l'anomalie du super-panache africain. Comme on peut remarquer sur low4, l'amplitude de l'anomalie

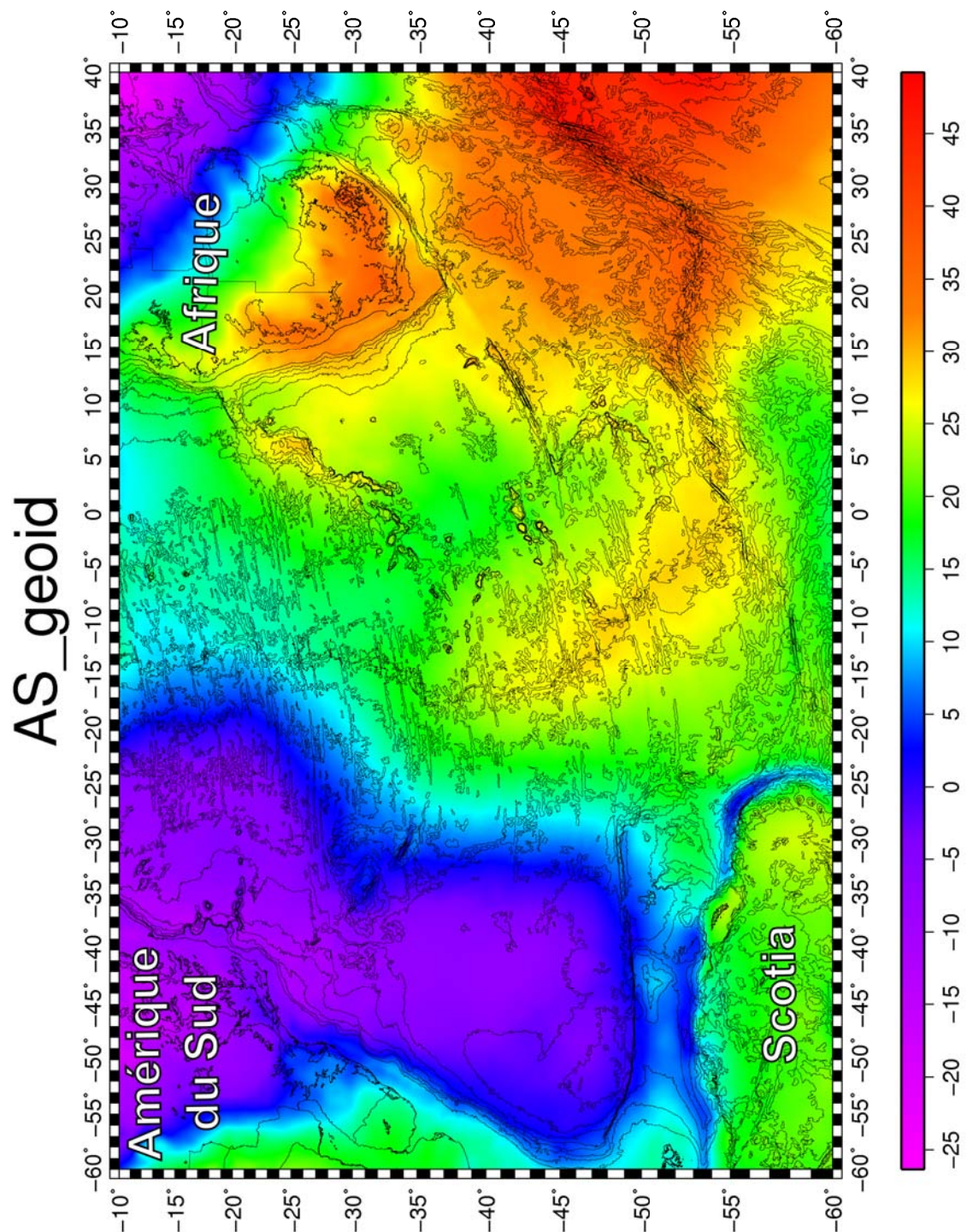


FIGURE 10.0.3: Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud, entre 10°S et 60°S. Données dérivées de l'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997).

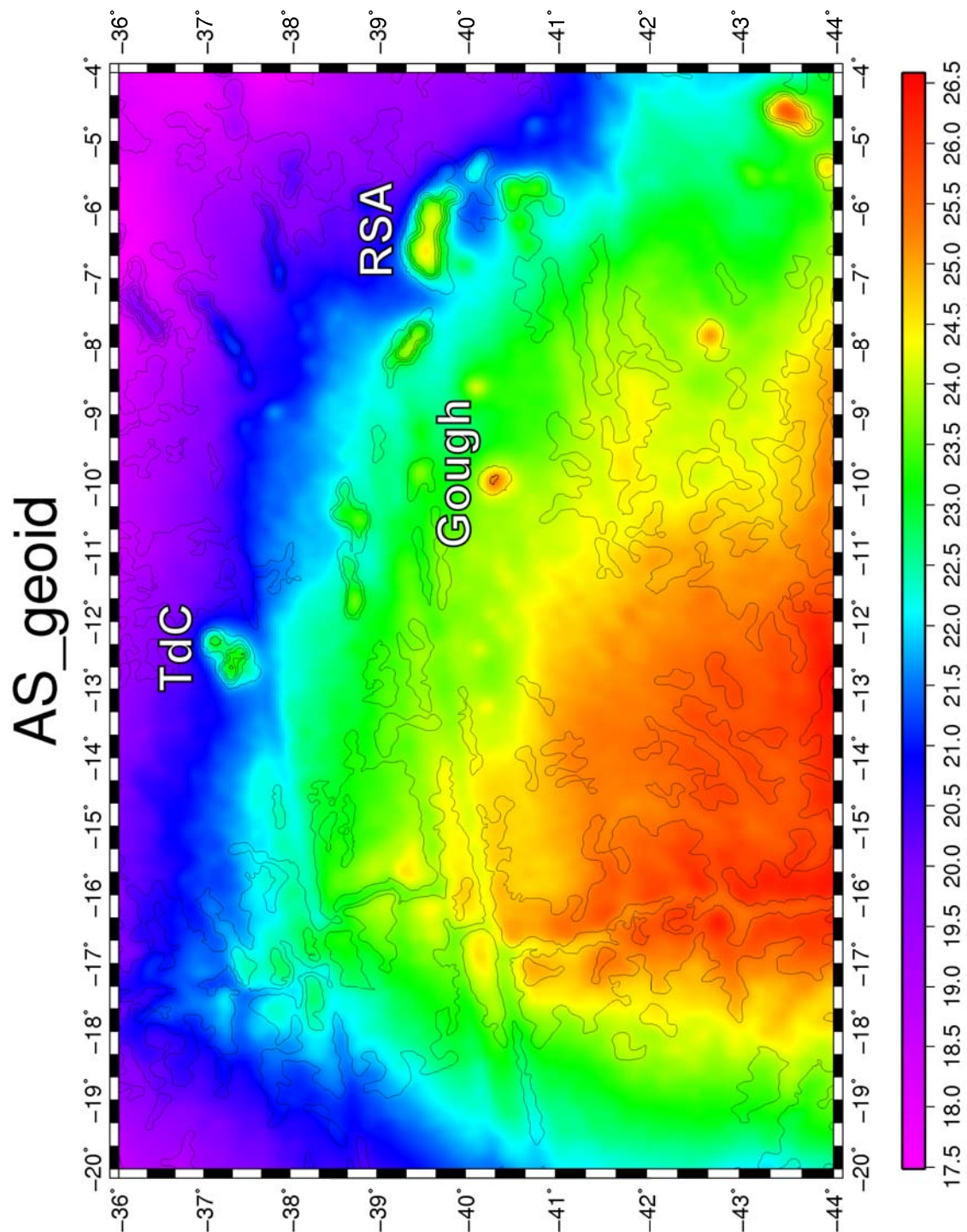


FIGURE 10.0.4: Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S. Données dérivées de l'altimétrie satellite (Sandwell et Smith, 1997).

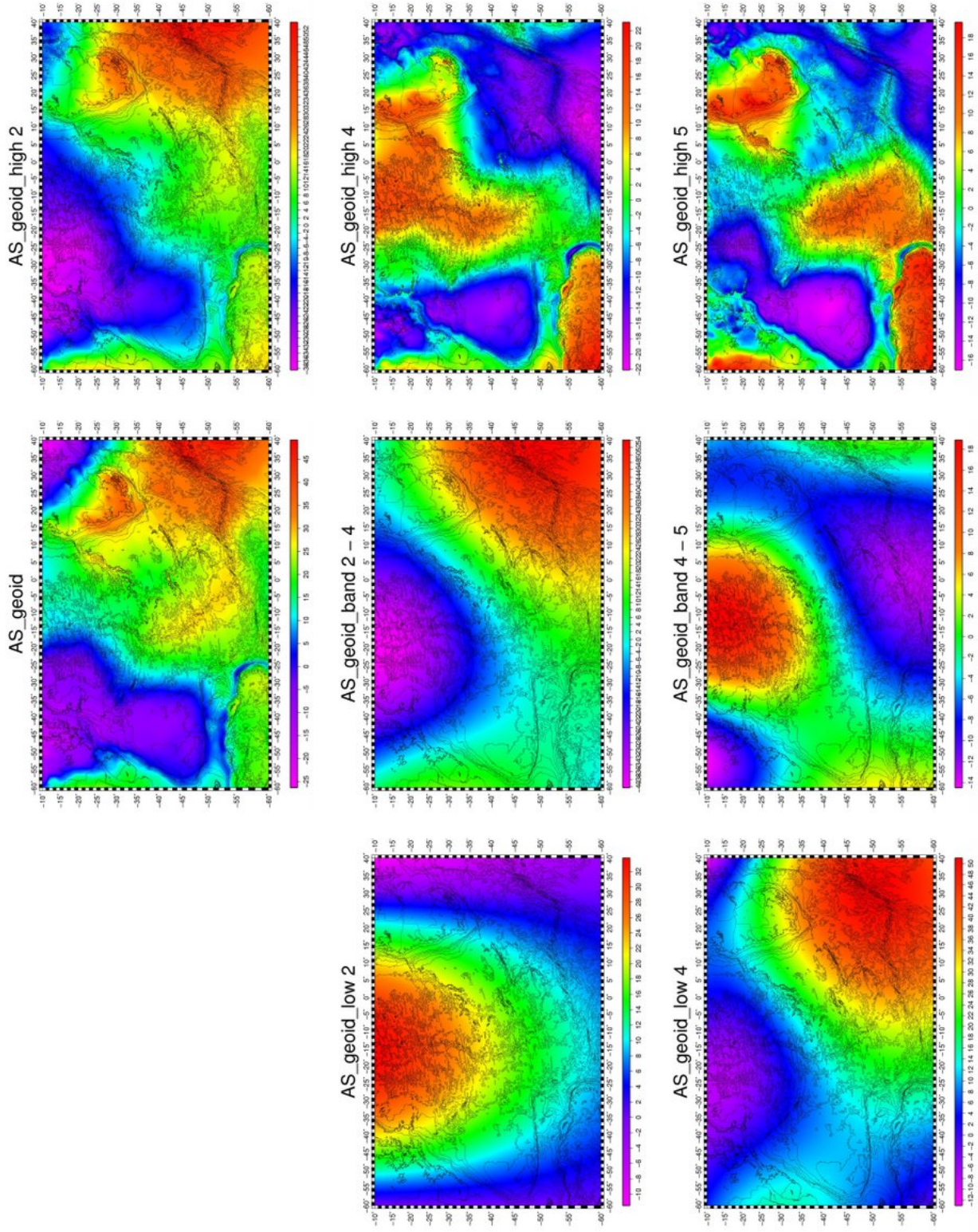


FIGURE 10.0.5: Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 5. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

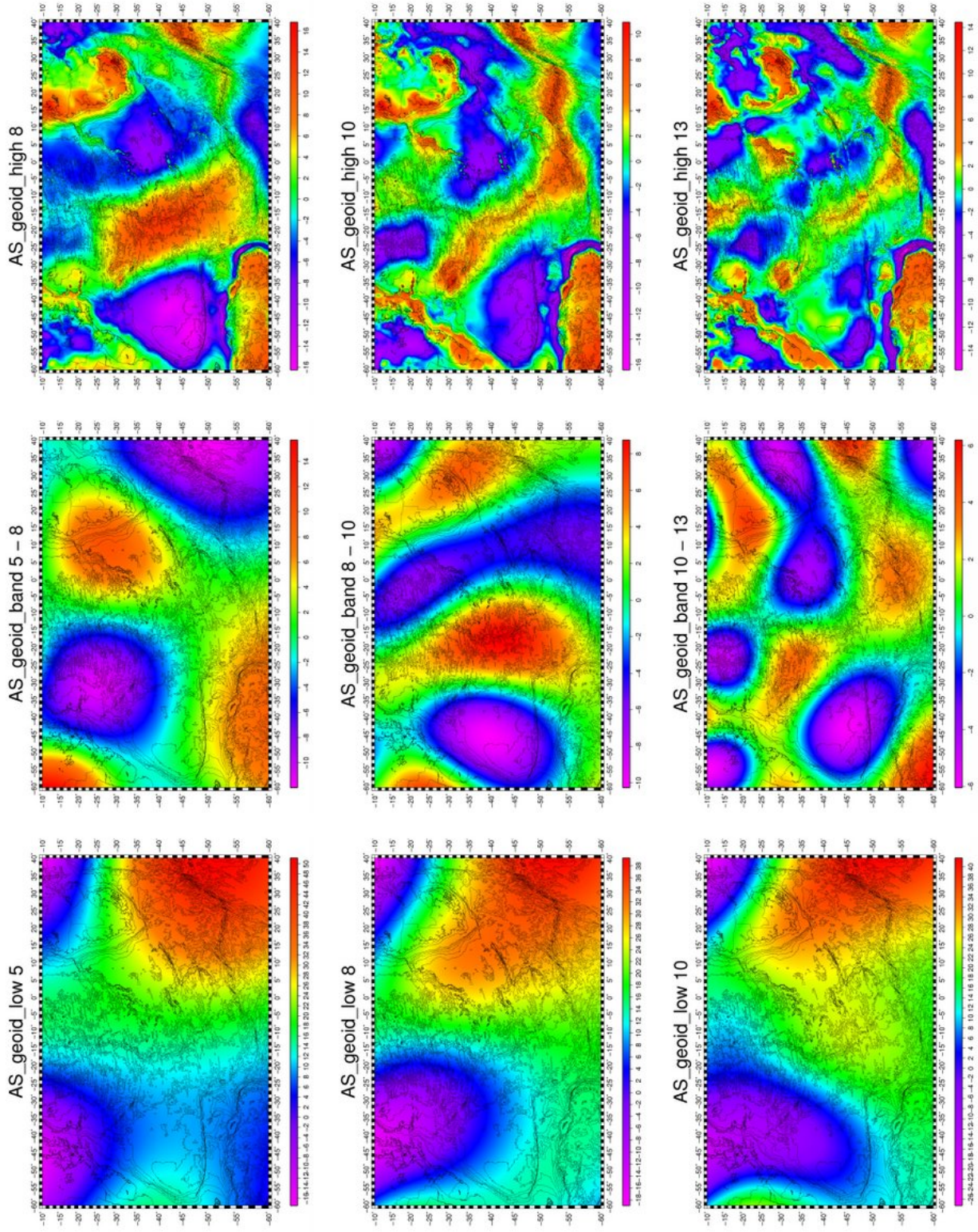


FIGURE 10.0.6: Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 13. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

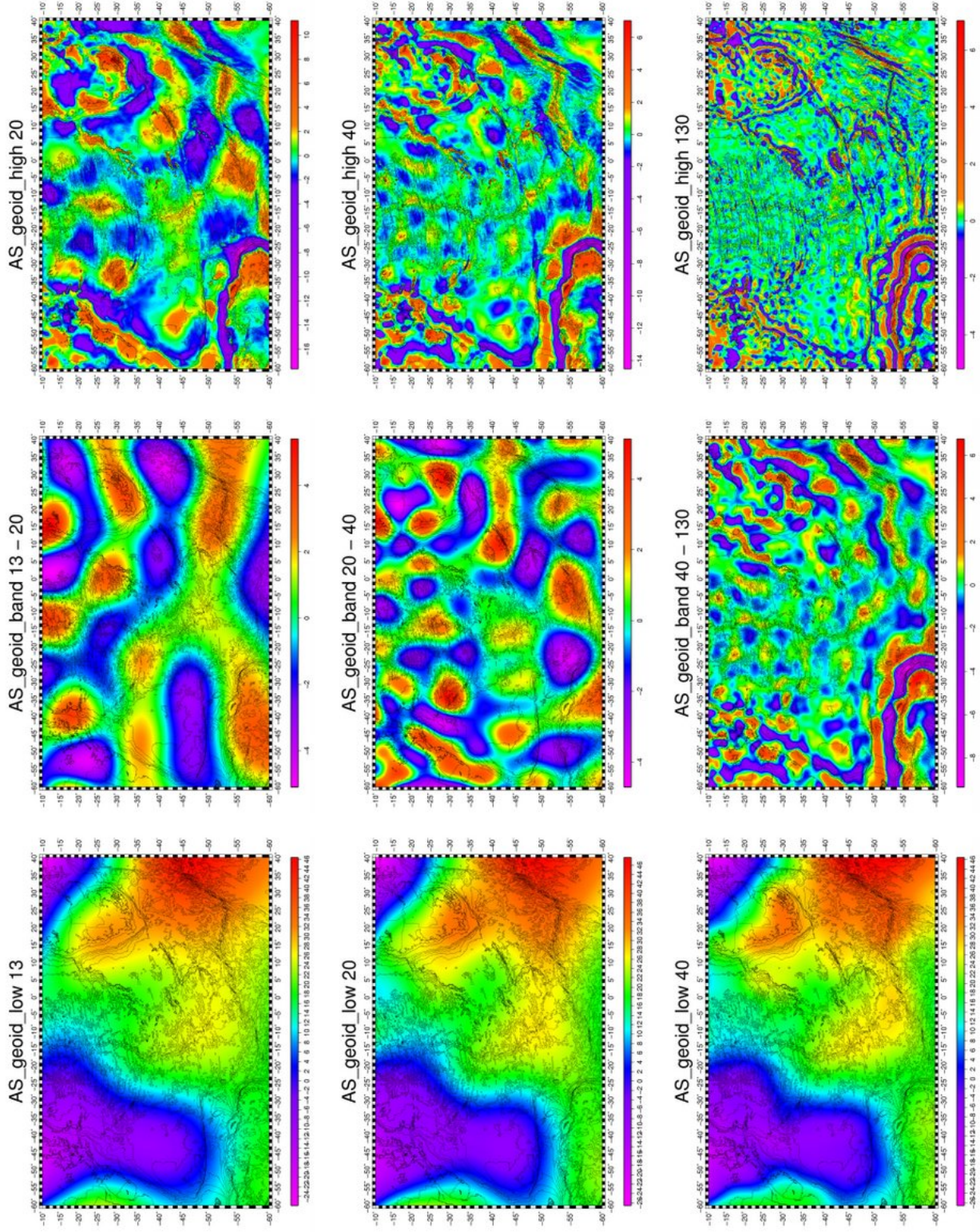


FIGURE 10.0.7: Carte des anomalies du géoïde dans la région sud de l'Atlantique Sud entre 10°S et 60°S selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 130. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

liée au super-panache africain monte à son maximum, jusqu'à 50 *m*. Le passe-haut high 5 (Figure 10.0.5) montre trois grandes anomalies positives, une sur la plaque Scotia, l'autre sous le *SW* du continent africain et Walvis et une troisième que suit à peu près la dorsale. Établir un lien entre les degrés des harmoniques sphériques du développement du géoïde et les profondeurs des anomalies de vitesse sismique n'est pas évident. Cependant, on observe les mêmes allures entre les anomalies présentes dans les passe-hauts 4 et 5 et les anomalies de vitesse entre 2350 *km* - 2500 *km* et 1750 *km* - 1900 *km* de Simmons *et al.* (2009) (Figure 10.0.8).

Il avait déjà été souligné par Hager (1984) que les degrés entre 4 et 9 sont fortement corrélés avec les modèles de densité dérivés des plaques en subduction. Selon Karpychev et Fleitout (2002), pour les harmoniques sphérique de degré supérieur à 10, les amplitudes du géoïde dénotent les épaississements lithosphériques liées aux racines continentales et au refroidissement de la lithosphère océanique.

Dans le passe-haut high 10 (Figure 10.0.6), on remarque une longue anomalie qui suit les dorsales de l'océan Indien à l'Atlantique jusqu'au segment de dorsale de TdC d'où l'anomalie continue vers Rio Grande. Les composantes de cette anomalie pour Rio Grande et Bouvet sont bien visibles dans le passe-bande 10-13 (Figure 10.0.6), qui contient encore une anomalie liée au rift Est africain jusqu'à Sainte Hélène en passant par Etendeka et le plateau Abutman. La sommation des différentes longueurs d'ondes jusqu'au degré 13 (low 13, Figure 10.0.6) montre déjà l'anomalie en forme de «U» de l'Atlantique Sud. Dans le passe-bande entre 13 et 20 (13-20, Figure 10.0.7) les plus fortes amplitudes sont notables sur la plaque Scotia, sur l'océan Indien entre 48°S et 58°S suivant la Southwest Indian Ridge (SWIR) jusqu'à 5°E, au SE de l'élévation du Rio Grande, au sud du plateau de São Paulo, sous Abrolhos, au milieu de Walvis, sous Angola et sous le *S* et *S - SE* du continent africain. Selon Moucha *et al.*, (2007), les anomalies de degré supérieur à 15 subissent plus l'influence des variations de la topographie de la limite noyau-manteau, elles sont plutôt liées aux variations des distribution de densité dans le manteau et de la topographie de la surface.

Les anomalies du passe-bande entre 20 et 40 (20-40, Figure 10.0.7) et entre 40 et 130 (40-130, 10.0.7) sont assez nombreuses et les amplitudes plus fortes semblent associées aux structures bathymétriques plus grandes que 300 *km*. Les anomalies à cette longueur d'onde seront plus visibles dans les cartes à l'échelle locale (Figures

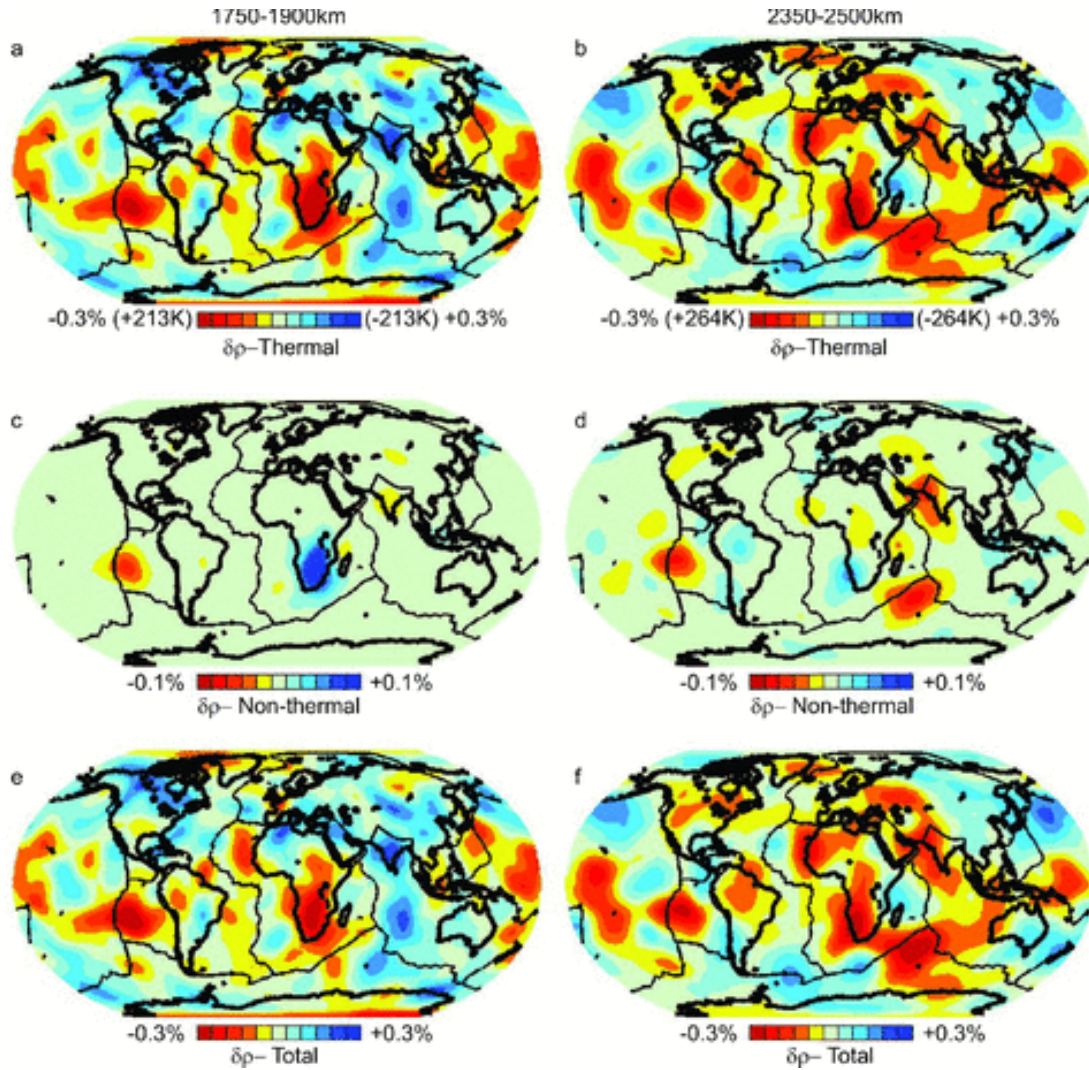


FIGURE 10.0.8: Variation de vitesse des ondes P entre les profondeurs 1750 km - 1900 km et 2350 km - 2500 km . Extrait de Simmons *et al.*, 2009.

10.0.9, 10.0.10 et 10.0.11).

Dans les Figures 10.0.9, 10.0.10 et 10.0.11 on peut voir l'évolution des anomalies selon les différentes longueurs d'onde dans la région autour de TdC. L'amplitude de l'anomalie vue dans le passe-bande entre 2 et 4 (2-4, Figure 10.0.9) montre l'influence de l'anomalie du super-panache africain dans la région. L'ensemble des passe-haut 2, 4, 5, 8 et 10 (Figures 10.0.9 et 10.0.10) montre qu'au fur et à mesure que les grandes longueurs d'ondes sont filtrées l'amplitude diminue aux alentours de TdC, Gough et RSA. Dans le passe-haut 13 (high 13, 10.0.10) une anomalie de plus de 50 cm d'amplitude commence à se dessiner de la dorsale jusqu'à Gough. Dans le passe-haut 20 (high 20, 10.0.11) il est possible de voir l'évolution de l'anomalie vers l'est jusqu'au mont sous-marin RSA. On observe aussi la remarquable barrière que les zones de fractures autour de Tristan da Cunha semblent constituer, de façon à restreindre l'anomalie à ce segment de dorsale.

Entre les degrés 20 et 40 (20-40, 10.0.11) se dessine une anomalie de 50 cm d'amplitude centrée sur $8^{\circ}W$ et $39^{\circ}S$ qui semble alignée à la projection d'une droite partant de la chaîne Walvis vers le *SW*. Le passe-haut 40 (high 40, 10.0.11) montre une série d'anomalies distribuées dans les segments de dorsale entre TdC et Discovery. Ces anomalies ont une amplitude plus importante que celle des anomalies associées à l'axe de la dorsale. Dans le passe-bande entre 40 et 130 (40-130, 10.0.11) on peut remarquer deux anomalies d'au moins 50 cm d'amplitude très proches, formant quasiment une seule anomalie de 450 km de diamètre. Le passe-haut 130 (high 130, 10.0.11) montre que les anomalies sont désormais directement associées aux structures bathymétriques.

Ainsi, les passe-bandes entre les degrés 40 et 130 semblent séparer les anomalies du géoïde relatives aux anomalies mantélique liées à la construction des édifices volcaniques de la chaîne Walvis de celles dues soit aux masses des édifices, soit aux anomalies plus profondes dans le manteau. Notre résultat semble cohérent avec le modèle 3D du super-panache africain de Simmons *et al.* (2007) (Figure 10.0.12). Dans les résultats de Simmons *et al.* (2007), on observe une anomalie moins profonde détachée de l'anomalie du super-panache africain à une position correspondante à la position des anomalies du géoïde filtrée avec le passe-bande 40-130 trouvée dans ce chapitre.

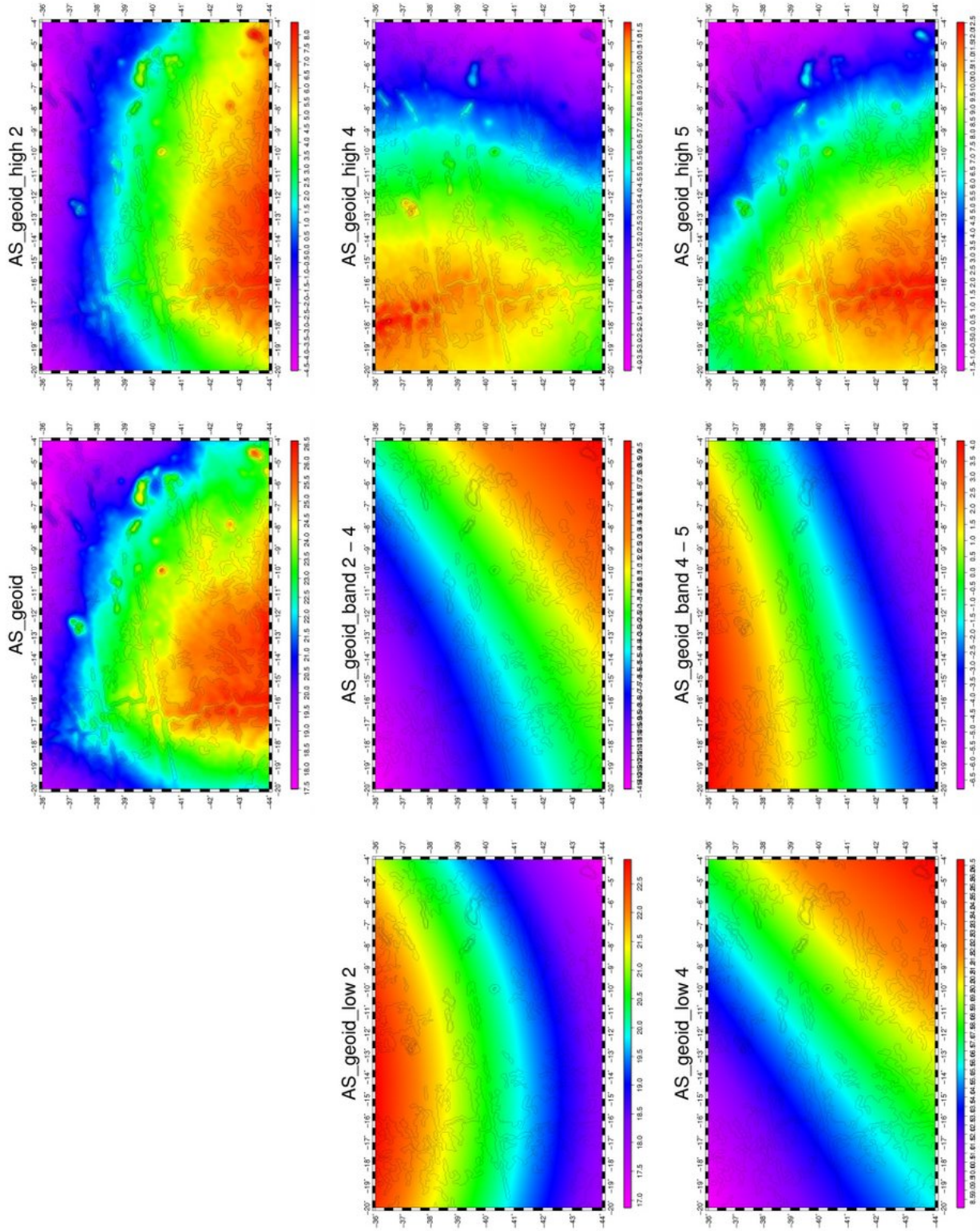


FIGURE 10.0.9: Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 5. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

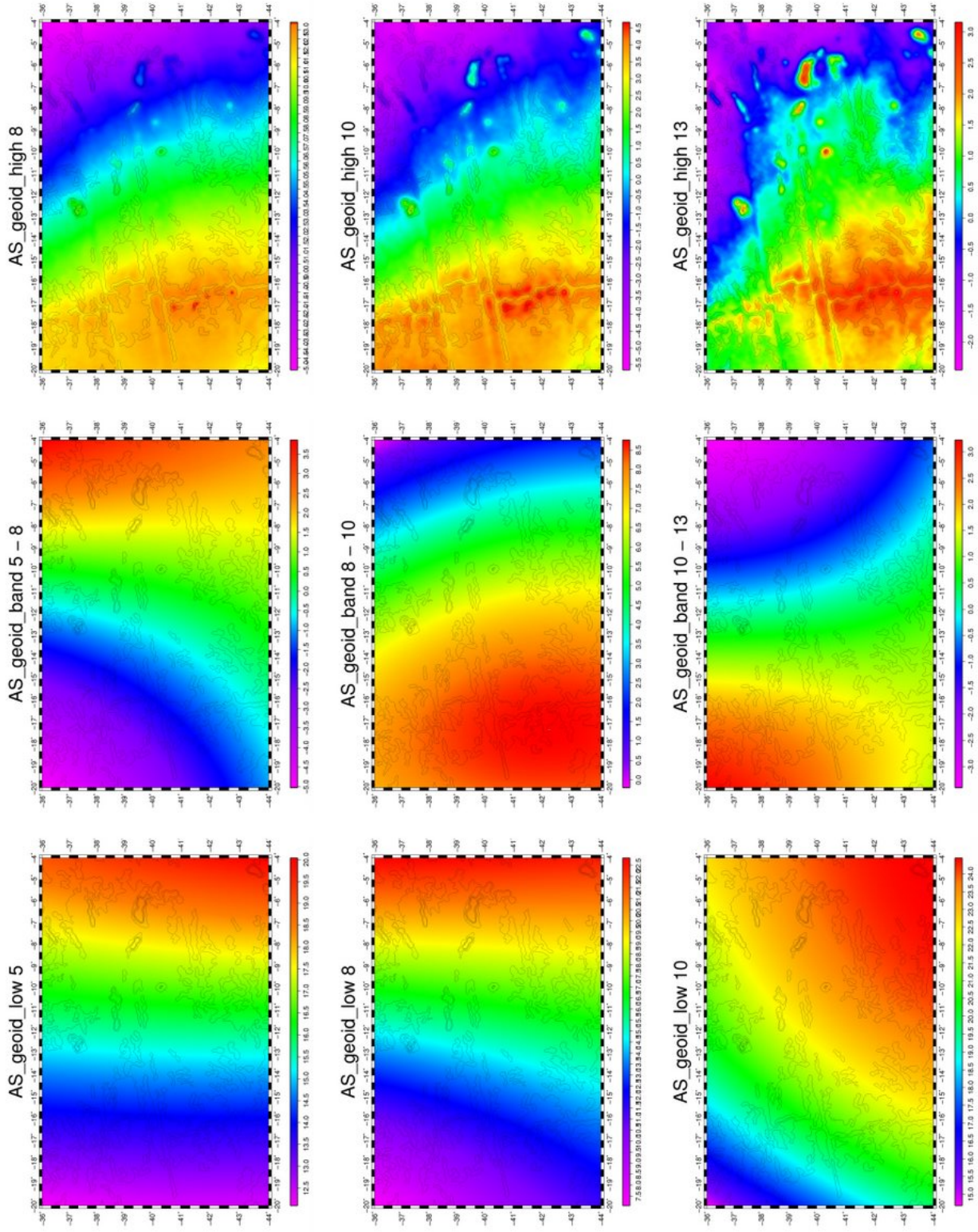


FIGURE 10.0.10: Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 13. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

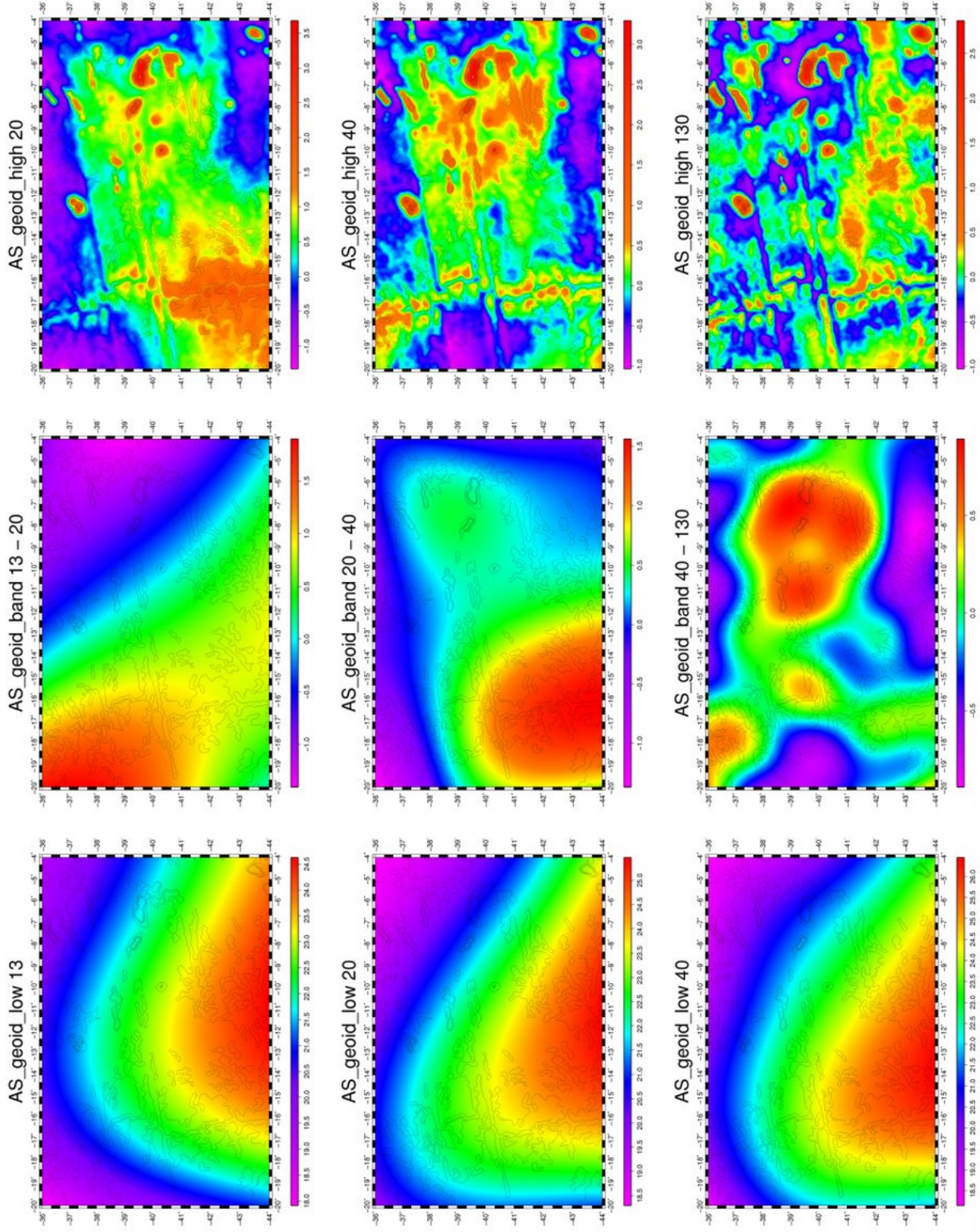


FIGURE 10.0.11: Carte des anomalies du géoïde dans la région de l'île de Tristan da Cunha, dans l'Atlantique Sud entre 36°S et 44°S, selon différents degrés de développement en harmoniques sphériques, jusqu'au degré 130. Les passe-bas à gauche, passe-bande au centre et passe-haut à droite.

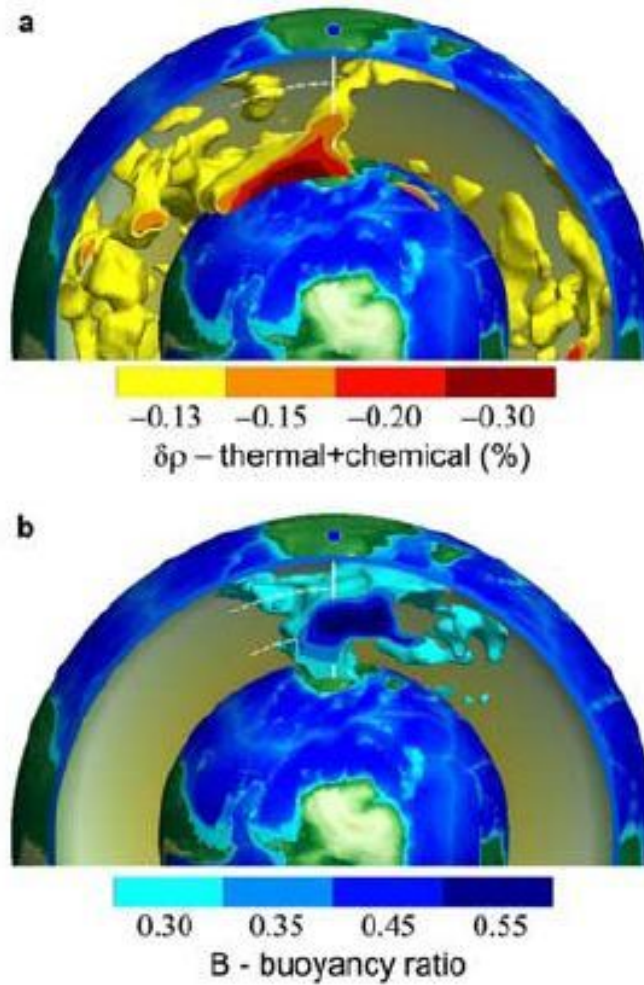


FIGURE 10.0.12: Modèle 3D du superpanache africaine selon la variation de vitesse des onde P dans le manteau. Extrait de *Simmons et al.* (2007).

Chapitre 11

Conclusion

Ce travail a permis, en combinant des approches complémentaires, d'apporter des éléments nouveaux dans la compréhension de l'évolution de la mise en place des structures magmatiques de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis dans le contexte d'un système d'interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et des petits panaches mantéliques liés en profondeur au super-panache africain.

En premier lieu, à partir des reconstructions cinématiques basées sur de nouveaux pôles du mouvement relatif entre les plaques d'Amérique du Sud et d'Afrique calculés dans ce travail et en utilisant l'hypothèse la plus acceptée dans la littérature, dans laquelle la position de l'île volcanique de Tristan da Cunha est considérée comme la position actuelle du point chaud responsable de la construction de la chaîne Walvis et de l'élévation du Rio Grande, la chronologie des phases de mises en place des structures volcaniques a pu être précisée. Ceci a mis en évidence l'existence de plusieurs sauts d'axes et des variations périodiques de l'apport magmatique à l'axe résultant dans une alternance entre périodes de constructions et ruptures du plateau axial. La comparaison détaillée de la position estimée pour le point chaud de Tristan da Cunha et de la localisation des structures volcaniques de la chaîne Walvis dont les âges sont connus a souligné que la formation de la chaîne Walvis ne peut être expliquée dans sa totalité par le modèle d'évolution faisant appel à une interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et un point chaud dont la position actuelle serait l'île de Tristan da Cunha.

Ensuite, nous avons évalué l'évolution temporelle de l'influence du point chaud à l'axe de la dorsale par rapport aux variations dans la bathymétrie résiduelle

(BR) et dans l'anomalie résiduelle de Bouguer réduite au manteau (RMBA) avec analyse des variations du taux d'ouverture et de la distance point chaud-dorsale, dans le cadre de l'évolution temporelle du système d'interaction entre la dorsale de l'Atlantique Sud et le point chaud de Tristan da Cunha. Les valeurs des anomalies de RMBA et BR, pour les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Sud, sont plus fortes pour la plaque africaine que pour la plaque sud-américaine. Cela suggère que le point chaud a été sous la plaque africaine depuis le début de l'ouverture. En synthèse, on observe trois périodes différentes dans le système d'interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud. Une période de rapprochement de la dorsale vers le point chaud entre 115 Ma et 100 Ma, où il est observé l'influence du point chaud sur la dorsale depuis au moins la distance de 150 km. Ensuite, entre 95 Ma et 60 Ma, on observe que la dorsale est à l'aplomb ou très proche (< 50 km) du point chaud. Ensuite, depuis 60 Ma, il est observé un éloignement graduel et progressif de la dorsale par rapport à la position du point chaud. On suggère qu'il est plus adéquat que dans la période de rapprochement et lorsque la dorsale est à l'aplomb du point chaud, les variations périodiques d'apport magmatiques observées soient liées aux variations dans le flux des panaches.

L'analyse de l'évolution des structures volcaniques liées au système d'interaction entre Tristan da Cunha et la dorsale de l'Atlantique Sud, en association avec les données d'anomalie à l'air libre et de géochimie, sont une autre étape importante dans ce travail. Les structures volcaniques ont pu être divisées en deux groupes. Un groupe formé par la bordure NW de la chaîne Walvis et appelé première phase, cohérente avec l'évolution des structures dans un contexte de transition entre une mise en place à l'axe et une situation intraplaque, en accord avec les trois périodes, rapprochement, à l'aplomb et éloignement, décrites ci-dessus. L'autre groupe, formé par la bordure SE de la chaîne Walvis et appelé deuxième phase, montre une signature gravimétrique caractéristique d'une mise en place intraplaque même pour les structures avec des âges où la position de la dorsale est à l'aplomb du point chaud. On observe plus clairement l'influence des contraintes lithosphériques pour les mises en place de ces structures volcaniques. Les deux groupes possèdent des signatures géochimiques différentes en ce qui concerne les rapports Zr/Nd et l'abondance en Ti, formant deux courbes de mélanges distinctes.

Enfin, à partir de l'analyse comparative des différents degrés d'harmoniques

sphériques du géoïde et les nouveaux résultats des tomographies sismiques disponibles dans la littérature, nous avons pu montrer l'existence d'une association en profondeur entre les panaches responsables des structures volcaniques de l'élévation du Rio Grande et de la chaîne Walvis et le super-panache africain. L'identification de trois anomalies mantéliques proches de l'île de Gough et RSA semble une meilleure alternative d'emplacement que celle de l'île de Tristan da Cunha acceptée aujourd'hui.

Suite à ce travail, différentes perspectives sont ouvertes.

Dans une perspective de continuité, il semble pertinent de vérifier l'impact de l'utilisation des résultats obtenus par ce travail, c'est-à-dire les trois anomalies mantélique identifiées comme responsables de la construction de la chaîne Walvis et de l'élévation du Rio Grande, la division de la chaîne Walvis en deux phases et une position du point chaud sous la plaque africaine depuis les premiers âges de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, pour aborder des questions telles que le calcul des pôles du mouvement absolu de la plaque Afrique et la fixité entre les points chauds de l'Atlantique.

Dans une perspective de développement, il apparaît nécessaire de compléter les échantillonnages le long de la chaîne Walvis et l'élévation du Rio Grande pour détailler les âges et les signatures géochimiques des structures volcaniques. Similairement, une levée des données géophysiques (gravimétrie, magnétométrie, bathymétrie multifaisceaux et sismique) serait très opportune pour étudier la variation morphologique des structures volcaniques et leur relation avec les âges et les signatures géochimiques.

Dans une perspective d'innovation, avec l'identification des anomalies mantéliques superficielles décalées 350 km à SE de la position de l'île de Tristan da Cunha, le secteur de la dorsale de l'Atlantique Sud entre 35.5°S et 40°S semble se révéler une région intéressante pour l'étude de l'occurrence de sites hydrothermaux, en particulier le segment entre 38°S et 40°S qui manifeste une morphologie anormale.

Bibliographie

A

C. Adam, V. Vidal J. Escartin. 80-myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the walvis and st. helena hotspots (south atlantic). *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4):432–442, 2007.

Richard M. Allen, Guust Nolet, Kristin Morgan, W. Jason, Meredith Nettles, Bergur H. Ekstrom, Bergsson, Palmi Erlendsson, G. R. Foulger, Steinunn, Bruce R. Julian, Matt Pritchard Sturla Ragnarsson. Plume-driven plumbing and crustal formation in iceland. *Journal of Geophysical Research*, 107:19 PP., 2002.

Eliane da Costa Alves, Marcia Maia, Susanna Eleonora Sichel Cristina Maria Pinheiro de Campos. Zona de fratura de vitoria-trindade no oceano atlantico sudeste e suas implicacoes tectonicas. *Revista Brasileira de Geofisica*, 24:117 – 127, 03 2006. ISSN 0102-261X.

Don L Anderson. The edges of the mantle. *Geodynamics Series*, 28:255–271, 1998. ISSN 0277-6669.

Don L. Anderson. The thermal state of the upper mantle ; no role for mantle plumes. *Geophys. Res. Lett.*, 27:–, 2000.

Don L. Anderson. A statistical test of the two reservoir model for helium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2):77–82, 2001. ISSN 0012-821X.

Don L Anderson. Scoring hotspots ; the plume and plate paradigms. *Special Paper - Geological Society of America*, 388:31–54, 2005. ISSN 0072-1077.

B

- Bolli Ryan. Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP leg 40, southeastern atlantic ocean. 40 *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 651–661. Washington, 1978.
- Scott E. Bryan Richard E. Ernst. Revised definition of large igneous provinces (lips). *Earth-Science Reviews*, 86(1-4):175–202, 2008. ISSN 0012-8252.
- Aline Bulot, M. Diament, M.G. Kogan J. Dubois. Isostasy of aseismic tectonic units in the south atlantic ocean and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2):346–354, 1984. ISSN 0012-821X.
- K C Burke J T Wilson. Hot spots on the earth’s surface. *Scientific American*, 235 (2):46–57, 1976. ISSN 0036-8733.

C

- S. C. Cande D. V. Kent. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late cretaceous and cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100:–, 1995.
- S C Cande, John L LaBrecque W F Haxby. Plate kinematics of the south atlantic ; chron c34 to present. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11):13,479–13,492, 1988. ISSN 0148-0227.
- Anny Cazenave, Kien Dominh, Michel Rabinowicz Georges Ceuleneer. Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs ; evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate. *Journal of Geophysical Research*, 93(7):8064–8077, 1988. ISSN 0148-0227.
- David A. Clague Richard D. Jarrard. Tertiary pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain. *Geological Society of America Bulletin*, 84(4):1135–1154, 1973.
- R A Cliff, P E Baker N J Mateer. Geochemistry of inaccessible island volcanics. *Chemical Geology*, 92(4):251–260, 1991.

- Millard F. Coffin Olav Eldholm. Large igneous provinces : Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1):1–36, 1994.
- Steven Constable Graham Heinson. Hawaiian hot-spot swell structure from seafloor MT sounding. *Tectonophysics*, 389:111–124, 2004. ISSN 00401951.
- Cordani. Idade do vulcanismo no oceano atlantico. *Bull. Tec. Petrobras*, 24:23–32, 1970.
- Sandrine Corre. Evolution spatio-temporelle du système d’interaction entre le point chaud de tristan da cunha et la dorsale de l’atlantique sud. Mémoire, Université de Bretagne Occidentale, 2002.
- E. Courreges, I. Pessanha, M. A. Maia, M. Patriat, W. R. Roest, V. Brandon J. Royer. Ridge jumps, segments evolution and accretion rate variations on the st-paul amsterdam plateau in a context (as a result ?) of ridge-hotspot interaction. *AGU Fall Meeting Abstracts*, C2197+, 2009.
- Vincent Courtillot, Anne Davaille, Jean Besse Joann Stock. Three distinct types of hotspots in the earth’s mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4): 295–308, 2003.
- A G Crosby, D. McKenzie J G Sclater. The relationship between depth, age and gravity in the oceans. *Geophysical Journal International*, 166(2):553–573, 2006. ISSN 0956-540X.

D

- Fiona A Darbyshire, Robert S White Keith F Priestley. Structure of the crust and uppermost mantle of iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(3):409–428, 2000. ISSN 0012-821X.
- Geoffrey F. Davies. Ocean bathymetry and mantle convection 1. large-scale flow and hotspots. *J. Geophys. Res.*, 93:–, 1988.
- R. S. Detrick, R. P. Von Herzen, B. Parsons, D. Sandwell M. Dougherty. Heat flow observations on the bermuda rise and thermal models of midplate swells. *Journal of Geophysical Research*, 91(B3):PP. 3701–3723, 1986.

- R. S. Detrick, J. M. Sinton, G. Ito, J. P. Canales, M. Behn, T. Blacic, B. Cushman, J. E. Dixon, D. W. Graham J. J. Mahoney. Correlated geophysical, geochemical, and volcanological manifestations of plume-ridge interaction along the galapagos spreading center. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(10):8501, 2002.
- R S Detrick A B Watts. An analysis of isostasy in the world's oceans ; 3, aseismic ridges. *Journal of Geophysical Research*, 84(B7):3637–3653, 1979. ISSN 0148-0227.
- ROBERT S. DIETZ. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190(4779):854–857, 1961.
- D.L. Divins. Total sediment thickness of the world's oceans & marginal seas, 2003.
- J. Douglass, J G. Schilling, R. H. Kingsley C. Small. Influence of the discovery and shona mantle plumes on the southern mid-atlantic ridge : Rare earth evidence. *Geophys. Res. Lett.*, 22:–, 1995.
- A. R. Duncan. Hotspots in the southern oceans - an absolute frame of reference for motion of the gondwana continents. *Tectonophysics*, 74:29–42, 1981.
- R A Duncan M A Richards. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Reviews of Geophysics*, 29(1):31–50, 1991. ISSN 8755-1209.
- Dyment, J. Lin E. T. Baker. Ridge-hotspot interactions : What mid-ocean ridges tell us about deep earth processes. *Oceanography*, 20:102–115, 2007.
- J. Dyment, Y. Gallet the Magofond 2 Scientific Party. The magofond 2 cruise : a surface and deep tow survey on the past and present central indian ridge. *Inter Ridge News*, 8:25–31, 1999.

E

- Erlank, Marsh, duncan, Miller, Betton Rex. Geochemistry and petrogenesis of the etendeka volcanic rocks from swa/namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Surv. Namibia*, 5:31–40, 1984.

M. Ernesto, L. S. Marques, E. M. Piccirillo, E. C. Molina, N. Ussami, P. Comin-Chiaramonti G. Bellieni. Paraná magmatic province-tristan da cunha plume system : fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2):15–36, 2002.

Javier Escartin Mathilde Cannat. Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near the fifteen-twenty fracture zone (mid-atlantic ridge, 14n-16.5n). *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):411–424, 1999. ISSN 0012-821X.

F

J Derek Fairhead Marjorie Wilson. Plate tectonic processes in the south atlantic ocean ; do we need deep mantle plumes? *Special Paper - Geological Society of America*, 388:537–553, 2005a. ISSN 0072-1077.

J.D. Fairhead M. Wilson. *Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean : Do we need deep mantle plumes ?* 2005b.

K A Farley, J H Natland H Craig. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, sr, nd, pb) in samoan lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(1992):183–199, 1992. ISSN 0012-821X.

Andre Luiz Ferrari Claudio Riccomini. Campo de esforcos plio-pleistocenico na ilha da trindade (oceano atlantico sul, brasil) e sua relacao com a tectonica regional. *Revista Brasileira de Geociencias*, 29(2):195 – 202, 1999.

R.V. Fodor, J.W. Husler Naresh Kumar. Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise : Implications for the origin of the rio grande rise, south atlantic ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2):225–233, 1977.

Gill Foulger. *Plumes, or plate t ectonic processes ?* AG, 43 , Decembre 2002.

Jean Francheteau Xavier Le Pichon. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in south atlantic ocean. *AAPG Bulletin*, 56(6): 991–1007, 1972.

Frederick A Frey, Millard F Coffin, Paul J Wallace Dominique A M Weis. Leg 183 synthesis ; kerguelen Plateau-Broken ridge ; a large igneous province. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 183(2003):48, 2003. ISSN 1096-2514.

G

L.A.P. Gamboa P.D. Rabinowitz. The evolution of the rio grande rise. *Marine Geology*, 58:35–58, 1984.

Pascal Gente. *Etude morphostructurale comparative de dorsales oceaniques a taux d'expansion varies : Schema d'evolution morphologique de l'axe des dorsales, liaison avec l'hydrothermalisme*. Thèse de doctorat, Geodynamique, geophysique et geochimie des océans : Brest, 1986.

Pascal Gente, Jeromer Dymant, Marcia Maia Jean Goslin. Interaction between the Mid-Atlantic ridge and the azores hot spot during the last 85 myr : Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4:23 PP., 2003.

S. A. Gibson, R. N. Thompson, A. P. Dickin O. H. Leonardos. High-ti and low-ti mafic potassic magmas : Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4):149–165, 1995.

S.A. Gibson, R.N. Thompson J.A. Day. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions : 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the paraní-etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251(1-2):1–17, 2006.

S.A. Gibson, R.N. Thompson, J.A. Day, S.E. Humphris A.P. Dickin. Melt-generation processes associated with the tristan mantle plume : Constraints on the origin of em-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4):744–767, 2005. ISSN 0012-821X.

J. Goslin M. Diament. Mechanical and thermal isostatic response of the del cano rise and crozet bank (southern indian ocean) from altimetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 84(2-3):285–294, 1987. ISSN 0012-821X.

- J. Goslin J. C. Sibuet. Geophysical study of the easternmost walvis ridge, south atlantic : Deep structure. *Geological Society of America Bulletin*, 86(12):1713–1724, 1975.
- Jean Goslin, Jean-Louis Thiot, Olivier Noel Jean Francheteau. Slow-ridge/hotspot interactions from global gravity, seismic tomography and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope data. *Geophysical Journal International*, 135(2):700–710, 1998.
- David W. Graham, Susan E. Humphris, William J. Jenkins Mark D. Kurz. Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from saint helena. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4):121–131, 1992a. ISSN 0012-821X.
- David W. Graham, William J. Jenkins, Jean-Guy Schilling, Geoffrey Thompson, Mark D. Kurz Susan E. Humphris. Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the south atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4):133–147, 1992b. ISSN 0012-821X.
- D.W. Graham, K.T.M. Johnson, L.D. Priebe J.E. Lupton. Hotspot-ridge interaction along the southeast indian ridge near amsterdam and st. paul islands : helium isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 167:297–310, 1999.
- Ingo Grevemeyer. Isostatic geoid anomalies over mid-plate swells in the central north atlantic. *Journal of Geodynamics*, 28(1):41–50, 1999. ISSN 0264-3707.
- R Griffiths I Campbell. Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1-2):66–78, 1990. ISSN 0012821X.
- R W Griffiths. The differing effects of compositional and thermal buoyancies on the evolution of mantle diapirs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43(4):261–273, 1986. ISSN 0031-9201.

H

- Bradford H Hager, Robert W Clayton, Mark A Richards, Robert P Comer Adam M Dziewonski. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, 313(6003):541–545, 1985. ISSN 0028-0836.

- B. B. Hanan D. W. Graham. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272(5264):991–995, 1996.
- B. B. Hanan, R. H. Kingsley J-G. Schilling. Pb isotope evidence in the south atlantic for migrating ridge—hotspot interactions. *Nature*, 322(6075):137–144, 1986. ISSN 0028-0836.
- Karen S. Harpp, Daniel J. Fornari, Dennis J. Geist Mark D. Kurz. Genovesa submarine ridge : A manifestation of plume-ridge interaction in the northern galápagos islands. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4:27 PP., 2003.
- S R Hart, E H Hauri, L A Oschmann J A Whitehead. Mantle plumes and entrainment ; isotopic evidence. *Science*, 256(5056):517–520, 1992. ISSN 0036-8075.
- Stanley R Hart Alan Zindler. In search of a bulk-earth composition. *Chemical Geology*, 57(3):247–267, 1986. ISSN 0009-2541.
- C. J. Hawkesworth, K. Gallagher, L. Kirstein, M. S. M. Mantovani, D. W. Peate S. P. Turner. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up : an example from the paraní-etendeka province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(2):335–349, 2000.
- C. J. Hawkesworth, M. S. M. Mantovani, P. N. Taylor Z. Palacz. Evidence from the paraní of south brazil for a continental contribution to dupal basalts. *Nature*, 322:356–359, 1986.
- W F Haxby D L Turcotte. On isostatic geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 10(11):5473–5478, 1978. ISSN 0148-0227.
- R. P. Von Herzen, M. J. Cordery, R. S. Detrick Changle Fang. Heat flow and the thermal origin of hot spot swells : The hawaiian swell revisited. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10):PP. 13,783–13,799, 1989.
- H. H Hess. History of ocean basins, 1962.
- Peter R Hooper. The columbia river flood basalt provinces ; current status. *Geophysical Monograph*, 100:1–27, 1997. ISSN 0065-8448.

Eric Humler, Jean Louis Thirot Jean Paul Montagner. Global correlations of mid-ocean-ridge basalt chemistry with seismic tomographic images. *Nature*, 364 (6434):225–228, 1993.

S. E. Humphris G. Thompson. A geochemical study of rocks from the walvis ridge, south atlantic. *Elsevier Science Publishers*, 36:253–274, 1982a.

Susan E. Humphris Geoffrey Thompson. A geochemical study of rocks from the walvis ridge, south atlantic. *Chemical Geology*, 36(3-4):253–274, 1982b.

I

G. Ito, J. Lin D. Graham. Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume mid-ocean ridge interaction. *Reviews of Geophysics*, 41(4):1017, 2003.

Garrett Ito Mark D. Behn. Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges : 2. origin of axial morphology. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9:20 PP., 2008.

Garrett Ito Jian Lin. Oceanic spreading center-hotspot interactions : Constraints from along-isochron bathymetric and gravity anomalies. *Geology*, 23(7):657–660, 1995a.

Garrett Ito, Jian Lin Carl W. Gable. Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot : Iceland and the Mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2):53–74, 1996. ISSN 0012-821X.

Garrett T. Ito Jian Lin. Correction to mantle temperature anomalies along the present and paleoaxes of the galapagos spreading center as inferred from gravity analyses. *Journal of Geophysical Research*, 100:6233, 1995b. ISSN 0148-0227.

Garrett T. Ito Jian Lin. Mantle temperature anomalies along the past and paleoaxes of the galÃ¡pagos spreading center as inferred from gravity analyses. *Journal of Geophysical Research*, 100(B3):PP. 3733–3745, 1995c.

J

K.T.M Johnson, D.W Graham, K.H Rubin, K Nicolaysen, D.S Scheirer, D.W Forsyth, E.T Baker L.M Douglas-Priebe. Boomerang seamount : the active expression of the amsterdam-st. paul hotspot, southeast indian ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1-2):245–259, 2000. ISSN 0012-821X.

M. R. Johnson, C. J. Van Vuuren, W. F. Hegenberger, R. Key U. Shoko. Stratigraphy of the karoo supergroup in southern africa : an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 23(1):3–15, 1996.

K

Kimberlee A. Kane Dennis E. Hayes. Tectonic corridors in the south atlantic : Evidence for Long-Lived Mid-Ocean ridge segmentation. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12):PP. 17,317–17,330, 1992.

Dennis V. Kent Felix M. Gradstein. A jurassic to recent chronology. *The geology of North America*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 1986.

Emily M Klein Charles H Langmuir. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, 92(B8):8089–8115, 1987. ISSN 0148-0227.

N. Kumar, L. A. P. Gamboa, B. C. Schreiber J. Mascle. Geologic history and origin of sao paulo plateau (southeastern brazilian margin), comparison with the angolan margin, and the early evolution of the northern south atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1977.

Naresh Kumar. Origin of "paired" aseismic rises : Ceara and sierra leone rises in the equatorial, and the rio grande rise and walvis ridge in the south atlantic. *Marine Geology*, 30(3-4):175–191, 1979. ISSN 0025-3227.

L

-
- R W Le Maitre. Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from tristan da cunha, south atlantic. *Mineralogical Magazine*, 37(286):185–197, 1969. ISSN 0026-461X.
- Xavier Le Pichon Dennis E Hayes. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the south atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 76(26):6283–6293, 1971. ISSN 0148-0227.
- Anton le Roex, Cornelia Class, John O'Connor Wilfried Jokat. Shona and discovery aseismic ridge systems, south atlantic : Trace element evidence for enriched mantle sources. *Journal of Petrology*, 51(10):2089 –2120, 2010.
- P.J le Roux, A.P le Roex, J.-G Schilling, N Shimizu, W.W Perkins N.J.G Pearce. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic ridge : trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1):479–498, 2002. ISSN 0012-821X.
- R. Leyden, G. Bryan M. Ewing. Geophysical reconnaissance on african shelf :. *AAPG Bulletin*, 56(4):682–693, 1972.
- Jian Lin. Hitting the hotspots. *Oceanus (Woods Hole)*, 41(2):34–37, 1998. ISSN 0029-8182.
- John Lin, G. M. Purdy, H. Schouten, J.-C. Sempere C. Zervas. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic ridge. *Nature*, 344(6267):627–632, 1990.
- Shu-Chuan Lin Peter E. van Keken. Dynamics of thermochemical plumes : 1. plume formation and entrainment of a dense layer. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7:21 PP., 2006a.
- Shu-Chuan Lin Peter E. van Keken. Dynamics of thermochemical plumes : 2. complexity of plume structures and its implications for mapping mantle plumes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7:18 PP., 2006b.

Shu-Chuan Lin Peter E. van Keken. Multiple volcanic episodes of flood basalts caused by thermochemical mantle plumes. *Nature*, 436(7048):250–252, 2005. ISSN 0028-0836.

J. F. Luis J. M. Miranda. Reevaluation of magnetic chrons in the north atlantic between 35°N and 47°N : implications for the formation of the azores triple junction and associated plateau. *Journal of Geophysical Research*, 113:12 PP., 2008.

J.F. Luis. Mirone : A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33(1):31–41, 2007. ISSN 0098-3004.

M

Ken C Macdonald. Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers. *Geophysical Monograph*, 106:27–58, 1998. ISSN 0065-8448.

M. Maia, D. Ackermann, G.A. Dehghani, P. Gente, R. Hekinian, D. Naar, J. O'Connor, K. Perrot, Morgan J. Phipps, G. Ramillien, S. Revillon, A. Sabetian, D. Sandwell P. Stoffers. The pacific-antarctic ridge-foundation hotspot interaction : a case study of a ridge approaching a hotspot. *Marine Geology*, 167:61–84, 2000.

M. Maia, E. Courreges, I. Pessanha, C. Hemond, M. Janin, C. Bassoullet, C. Brachet, D. Chavrit, P. Gente, E. Humler, K. Johnson, B. Loubrieu, C. Martin, A. Mudholkar, J. Oldra, M. Patriat, A. Raquin, M. Richard, J. Royer J. Vatteville. Evolution of the saint paul amsterdam plateau in the last 10 m.y. *AGU Fall Meeting Abstracts*, B6+, 2008.

Marcia Maia, Christophe Hemond Pascal Gente. Contrasted interactions between plume, upper mantle, and lithosphere : Foundation chain case. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 2:–, 2001.

Marcia Maia, Ivo Pessanha, Esther Courreges, Martin Patriat, Pascal Gente, Christophe Hemond, Myriam Janin, Kevin Johnson, Walter Roest, Jean-Yves Royer

- Judith Vatteville. Building of the Amsterdam-Saint paul plateau : A 10 myr history of a ridge-hot spot interaction and variations in the strength of the hot spot source. *Journal of Geophysical Research*, 116:19 PP., 2011.
- Anders Meibom, Don L. Anderson, Norman H. Sleep, Robert Frei, C. Page Chamberlain, Michael T. Hren Joseph L. Wooden. Are high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components? *Earth and Planetary Science Letters*, 208(3-4):197–204, 2003. ISSN 0012-821X.
- Eric Mittelstaedt, Garrett Ito Mark D. Behn. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3-4):256–270, 2008.
- R. Montelli, G. Nolet, F. A. Dahlen G. Masters. A catalogue of deep mantle plumes : New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7:69 PP., 2006.
- Raffaella Montelli, Guust Nolet, F A Dahlen, Guy Masters, E Robert Engdahl Shu-Huei Hung. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science (New York, N.Y.)*, 303(5656):338–343, 2004. ISSN 1095-9203.
- Jason Phipps Morgan, W. Jason Morgan, Yu-Shen Zhang Walter H. F. Smith. Observational hints for a plume-fed, suboceanic asthenosphere and its role in mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7):PP. 12,753–12,767, 1995.
- W. J. Morgan. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288):42–43, 1971.
- W Jason Morgan. Deep mantle convection plumes and plate motions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56(2):203–213, 1972. ISSN 0002-7464.
- W. Jason Morgan. Rodriguez, darwin, amsterdam, ..., a second type of hotspot island. *J. Geophys. Res.*, 83:–, 1978.
- W Jason Morgan. Hotspot tracks and the early rifting of the atlantic. *Tectonophysics*, 94(1):123–139, 1983. ISSN 0040-1951.

- R. Dietmar Mueller, Jean-Yves Royer, Steven C. Cande, Walter R. Roest S. Maschenkov. *Sedimentary Basins of the World*, Chapitre New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean, 33–59. Elsevier, Amsterdam - London- New York - Toyko, 1999.
- Muller, Roest, Royer, Gahagan Sclater. A digital age map of the ocean floor. *SIO Reference Series*, 93:30, 1997.
- R. Dietmar Muller Walter R. Roest. Fracture zones in the north atlantic from combined geosat and seasat data. *Journal of Geophysical Research*, 97:3337–3350, 1992.
- R Dietmar Muller, Jean-Yves Royer Lawrence A Lawver. Revised plate motions relative to the hotspots from combined atlantic and indian ocean hotspot tracks. *Geology (Boulder)*, 21(3):275–278, 1993. ISSN 0091-7613.
- R. Dietmar Muller, Maria Sdrolias, Carmen Gaina Walter R. Roest. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 9-4:1–19, 2008.

N

- G. Nolet, R. Montelli, G. Masters, F. A. Dahlen S. Hung. Finite frequency tomography shows a variety of plumes. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract 3146*, 6-11: 3146, 2003.

O

- John M. O'Connor. *The evolution of south Atlantic hot spot systems : an integrated geochronological and geochemical investigation*. Thèse de doctorat, Oregon State University, 1992.
- John M. O'Connor Robert A. Duncan. Evolution of the walvis ridge-río grande rise hot spot system : Implications for african and south american plate motions over plumes. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 95, B11(10):17,475–17,502, october 1990.

John M. O'Connor Anton P. le Roex. South atlantic hot spot-plume systems : 1. distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3):343–364, 1992.

John M. O'Connor, Peter Stoffers Jan R. Wijbrans. Pulsing of a focused mantle plume : Evidence from the distribution of foundation chain hotspot volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, 29:–, 2002.

P

R. L. Parker. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4):447–455, 1973.

J.A. Pearce J.R. Cann. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2):290–300, 1973. ISSN 0012-821X.

Keith D. Putirka, Michael Perfit, F.J. Ryerson Matthew G. Jackson. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3-4):177–206, 2007. ISSN 0009-2541.

R

Philip D. Rabinowitz John LaBrecque. The mesozoic south atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11): 5973–6001, 1979.

N. M Ribe W. L Delattre. The dynamics of plume-ridge interaction-iii. the effects of ridge migration. *Geophysical Journal International*, 133(3):511–518, 1998. ISSN 1365-246X.

S.H. Richardson, A.J. Erlank, A.R. Duncan D.L. Reid. Correlated nd, sr and pb isotope variation in walvis ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(2):327–342, 1982. ISSN 0012-821X.

Jeroen Ritsema Richard M. Allen. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 207(1-4):1–12, 2003. ISSN 0012-821X.

C. Rommevaux, C. Deplus, P. Patriat J.-C. Sempere. Three-dimensional gravity study of the mid-atlantic ridge : Evolution of the segmentation between 28°N and 29°N during the last 10 m.y. *J. Geophys. Res.*, 99(B2):3015–3029, 1994. ISSN 0148-0227.

S

Vincent J.M. Salters Afi Sachi-Kocher. An ancient metasomatic source for the walvis ridge basalts. *Chemical Geology*, 273(3-4):151–167, 2010. ISSN 0009-2541.

Sandwell, Smith, Gille, Jayne, Soofi Coakley. *Bathymetry from Space : White paper in support of a high-resolution, ocean altimeter mission*, 2001.

David T Sandwell Walter H F Smith. Marine gravity anomaly from geosat and ers 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5):10,039–10,054, 1997. ISSN 0148-0227.

David T. Sandwell Walter H. F. Smith. Global marine gravity from retracked geosat and ers-1 altimetry : Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal Of Geophysical Research*, 114:B01411, 2009.

J G Schilling. Iceland mantle plume. *Nature (London)*, 246(5429):141–143, 1973. ISSN 0028-0836.

J. G. Schilling. *Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79 degrees N to 0 degrees N*, M. The Geology of North America, 1986. ISBN 0813752027.

Jean-Guy Schilling. Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature (London)*, 314(6006):62–67, March 1985.

Jean-Guy Schilling. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. *Nature (London)*, 352(6334):397–403, 1991. ISSN 0028-0836.

- Gerald Schubert, Donald Lawson Turcotte Peter Olson. *Mantle convection in the earth and planets*. Cambridge University Press, 2001. ISBN 0521798361, 9780521798365.
- SEAFO. *REPORT OF SEAFO SCIENTIFIC COMMITTEE*. SOUTH EAST ATLANTIC FISHERIES ORGANIZATION, SEAFO, 2008.
- Jean-Christophe Sempere, Jian Lin, Holly S Brown, Hans Schouten G M Purdy. Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center ; the Mid-Atlantic ridge (24 degrees 00'N-30 degrees 40'N). *Marine Geophysical Researches*, 15(3):153–200, 1993. ISSN 0025-3235.
- H. C. Sheth. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes : fact, fiction, and fallacy. *Tectonophysics*, 311(1-4):1–29, 1999. ISSN 0040-1951.
- O. Shorttle, J. MacLennan S. M. Jones. Control of the symmetry of plume-ridge interaction by spreading ridge geometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11:27 PP., 2010.
- Siedner Miller. K/ar age determination on basaltic rocks from south-west africa and their bearing on continental drift. *Ea*, 14:451–458, 1968.
- G. Siedner J. G. Mitchell. Episodic mesozoic volcanism in namibia and brazil : A K-Ar isochron study bearing on the opening of the south atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 30:292–302, 1976.
- Norman H. Sleep. Hotspots and mantle plumes : Some phenomenology. *J. Geophys. Res.*, 95:–, 1990.
- Christopher Small. Observations of ridge-hotspot interactions in the southern ocean. *J. Geophys. Res.*, 100:–, 1995.
- Christopher Small. Global systematics of mid-ocean ridge morphology. *Geophysical Monograph*, 106:1–25, 1998. ISSN 0065-8448.
- Kaiser Goncales de Souza. *La marge continentale bresilienne sud-orientale et les domaines oceaniques adjacents ; structure et evolution The southern Brazilian*

margin and the surrounding oceanic areas; structure and evolution. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, France, 1991.

Natasha Stanton, Sidney L.M Mello Susanna E Sichel. Morfoestrutura da cordilheira mesoceânica no atlântico sul entre 0°s e 50°s. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24:231–241, jun 2006. ISSN 0102-261X.

Carol A Stein Seth Stein. Discussion : mantle plumes : Mantle plumes : heat-flow near iceland. *Astronomy & Geophysics [Astron. Geophys.]*. Vol. 44, –(1):1, 2003. ISSN 1366-8781.

Bernhard Steinberger. Plumes in a convecting mantle : Models and observations for individual hotspots. *J. Geophys. Res.*, 105(B5):PAGES 11,127–11,152–PAGES 11,127–11,152, 2000.

Bernhard Steinberger Trond H. Torsvik. Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature*, 452(7187):620–623, 2008. ISSN 0028-0836.

K. Stewart, S. P. Turner, S. Kelley, C. J. Hawkesworth, L. Kirstein M. S. M. Mantovani. 3-d, ar-ar feochronology in paraní continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143:95–109, 1996.

Joann Stock Peter Molnar. Revised history of early tertiary plate motion in the south-west pacific. *Nature*, 325(6104):495–499, 1987.

S. Supak, S. M. Carbotte K. C. Macdonald. Influence of ridge migration and proximity to hot spots on the morphology of slow- and intermediate-spreading centers. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8:23 PP., 2007.

T

John Tarduno, Hans-Peter Bunge, Norm Sleep Ulrich Hansen. The bent Hawaiian-Emperor hotspot track : Inheriting the mantle wind. *Science*, 324(5923):50 –53, 2009.

- John A Tarduno Rory D Cottrell. Paleomagnetic evidence for motion of the hawaiian hotspot during formation of the emperor seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, 153(3):171–180, 1997. ISSN 0012-821X.
- John A Tarduno, Robert A Duncan, David W Scholl, Rory D Cottrell, Bernhard Steinberger, Thorvaldur Thordarson, Bryan C Kerr, Clive R Neal, Fred A Frey, Masayuki Torii Claire Carvallo. The emperor seamounts ; southward motion of the hawaiian hotspot plume in earth’s mantle. *Science*, 301(5636):1064–1069, 2003a. ISSN 0036-8075.
- John A Tarduno, Robert A Duncan, David W Scholl, Rory D Cottrell, Bernhard Steinberger, Thorvaldur Thordarson, Bryan C Kerr, Clive R Neal, Fred A Frey, Masayuki Torii Claire Carvallo. The emperor seamounts : southward motion of the hawaiian hotspot plume in earth’s mantle. *Science (New York, N.Y.)*, 301(5636):1064–1069, 2003b. ISSN 1095-9203.
- John A. Tarduno Jeff Gee. Large-scale motion between pacific and atlantic hotspots. *Nature*, 378(6556):477–480, 1995.
- J. Theide. Subsidence of aseismic ridges : Evidence from sediments on rio grande rise. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol*, 61:929–940, 1977.
- Remy Thibaud, Pascal Gente Marcia Maia. A systematic analysis of the mid-atlantic ridge morphology and gravity between 15n and 40n : Constraints of the thermal structure. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10):PP. 24,223–24,243, 1998.
- Donald Lawson Turcotte Gerald Schubert. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 2002. ISBN 0521666244, 9780521666244.
- S. P. Turner, D. W. Peate, C. J. Hawkesworth M. S. M. Mantovani. Chemical stratigraphy of the parana basalt succession in western uruguay : further evidence for the diachronous nature of the parana magma types. *Journal of Geodynamics*, 28:459–469, 1999.

V

Valerie Vidal. *Interaction des differentes echelles de convection dans le manteau terrestre*. Thèse de doctorat, Institute de Physique du Globe de Paris, 2004.

P Vogt. Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the Mid-Oceanic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(2):309–325, 1976. ISSN 0012821X.

W

Barry L Weaver. The origin of ocean island basalt end-member compositions ; trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(1991): 381–397, 1991. ISSN 0012-821X.

P. Wessel W. H. F. Smith. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos*, 79(47):579, 1995.

Paul Wessel Loren W. Kroenke. Observations of geometry and ages constrain relative motion of hawaii and louisville plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4):467–472, 2009. ISSN 0012-821X.

Michel Westphal, Hubert Whitechurch Marc Munschy. *La tectonique des plaques*. Contemporary Pub. international, GB science publisher, 2002. ISBN 2847030050, 9782847030051.

Nicky White Bryan Lovell. Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record. *Nature*, 387:888–891, 1997.

R. S. White, J. W. Bown J. R. Smallwood. The temperature of the iceland plume and origin of outward-propagating v-shaped ridges. *Journal of the Geological Society*, 152(6):1039 –1045, 1995.

William M White. Sources of oceanic basalts ; radiogenic isotopic evidence. *Geology (Boulder)*, 13(2):115–118, 1985. ISSN 0091-7613.

William M. White. *Geol. 656 Isotope Geochemistry*, Spring 2009.

- Douglas S. Wilson Richard N. Hey. History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6):PP. 10,041–10,056, 1995.
- J Tuzo Wilson. A possible origin of the hawaiian islands. *Canadian Journal of Physics Journal Canadien de Physique*, 41(6):863–870, 1963. ISSN 0008-4204.
- J Tuzo Wilson. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature (London)*, 207(4995):343–347, 1965. ISSN 0028-0836.
- I. Wolbern, A. W. B. Jacob, T. A. Blake, R. Kind, X. Li, X. Yuan, F. Duennebier M. Weber. Deep origin of the hawaiian tilted plume conduit derived from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166(2):767–781, 2006.

Z

- S.G. ZEMBRUSKI. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceanicas adjacentes. *Geomorfologia da margem continental brasileira e das areas oceanicas adjacentes*. Serie REMAC, 1977.
- Dapeng Zhao. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3):251–265, 2001. ISSN 0012-821X.
- Alan Zindler S R Hart. Chemical geodynamics. *LPI Technical Report*, 86:36, 1986. ISSN 0730-966X.