HAL
open science

La lithosphère du point triple Aden - Afar - sud mer Rouge et du golfe d'Aden : magmatisme et rupture continentale

Felicie Korostelev

To cite this version:

Felicie Korostelev. La lithosphère du point triple Aden - Afar - sud mer Rouge et du golfe d'Aden : magmatisme et rupture continentale. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066341 . tel-01263696

HAL Id: tel-01263696

https://theses.hal.science/tel-01263696v1

Submitted on 12 Feb 2016

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 Pierre et Marie Curie

ED 398 - Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre de Paris

Équipe Lithosphère, Structure et Déformation

La lithosphère du point triple Aden – Afar – sud mer Rouge et du golfe d'Aden : magmatisme et rupture continentale

Par **Félicie Korostelev**

Thèse de doctorat de Géophysique

Dirigée par Sylvie Leroy, Frédérique Rolandone et Lapo Boschi

Présentée et soutenue publiquement le 23 avril 2015 devant le jury composé de :

Éric Debayle	Directeur de Recherche CNRS (LGLTPE)	Rapporteur
Alessia Maggi	Professeur (EOST)	Rapporteur
Claudio Faccenna	Professeur (Roma Tre)	Examinateur
Claudio Rosenberg	Professeur (iSTeP)	Examinateur
Éléonore Stutzmann	Physicienne (IPGP)	Examinatrice

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

Résumé

La jonction triple de type rift-rift-rift des Afars est une région spectaculaire qui relie la mer Rouge, le golfe d'Aden et le rift éthiopien, et où il est possible d'étudier les différents stades d'extension depuis le rifting actif jusqu'aux marges continentales passives. Si l'extension et l'activité magmatique sont généralement considérées comme étant restreintes aux segments actifs des rifts (pour les stades immatures, comme en Afar) ou aux dorsales océaniques (pour les stades océanisés, comme le golfe d'Aden), il existe pourtant une activité magmatique sur les flancs des marges continentales passives de l'Afar, du sud de la mer Rouge et du golfe d'Aden.

La tomographie de bruit de fond et la tomographie télésismique, sensibles à la présence de magma, de fluides, et aux variations de température et de densité, sont des méthodes complémentaires qui permettent d'imager la croûte ou le manteau supérieur jusqu'à environ 300 km de profondeur et de mettre en évidence des systèmes magmatiques. La résolution obtenue est inédite grâce à la combinaison de jeux de données au Yémen et en Oman (réseau YOCMAL), en Éthiopie, en Érythrée, et à Djibouti.

Nos études de tomographie sur la région de l'Afar ont mis en évidence la présence de systèmes magmatiques complexes sous les flancs du rift Afar, modifiant actuellement la croûte, et en lien avec des sources hydrothermales en surface. La mise en place de matériel magmatique dense sous forme d'intrusions ou sous-plaqué au niveau de la croûte inférieure de l'Afar accommode l'extension en dehors des segments magmatiques actifs. De plus, les flancs de la marge de la mer Rouge au Yémen sont affectés par un magmatisme provoqué par des remontées localisées de matériel mantellique depuis une zone de manteau anormalement chaud située sous l'Afar et le sud-ouest du Yémen. Nous suggérons également, sous les épaules des marges passives de l'est du golfe d'Aden, la présence de systèmes magmatiques avec ou sans expression volcanique à la surface. Nous proposons que ces systèmes pourraient être alimentés par des cellules de convection petite échelle se mettant en place à la faveur de variations d'épaisseur de la lithosphère, en bordure de marge et à proximité des grandes zones de fracture du golfe d'Aden.

Abstract

The Afar rift-rift-rift triple junction is a unique region that links the Red Sea, the Gulf of Aden and the Ethiopian rift, and where it is possible to study the different stages of continental breakup, from early rifting in the south to seafloor spreading and development of continental passive margins in the north and east. Extension and magmatic activity are generally thought to be restricted to the active volcanic segments of the rift (for immature stages, as in Afar), or to oceanic ridges (for later stages, as in the Gulf of Aden). However, magmatic activity is also present on the continental margins flanks of the Afar rift, southern Red Sea and Gulf of Aden.

The ambient noise tomography and teleseismic body-wave tomography are sensitive to the presence of melt, fluids, as well as temperature and density variations. These are complementary methods that allow imaging the crust and upper mantle to ∼300 km depth, and help to reveal magmatic systems. Unprecedented resolution is obtained thanks to the combination of several seismological data sets from Yemen and Oman (YOCMAL network), Ethiopia, Eritrea and Djibouti.

Our tomographic studies of the Afar region provide evidence for the presence of complex magmatic systems under the Afar rift flanks, currently modifying the crust and linked with hydrothermal systems near the surface. The emplacement of intruded or under-plated dense magmatic material in the Afar lower crust accommodates the extension outside of the active magmatic segments. In addition, the Red Sea margin flanks in Yemen are affected by magmatism caused by localized small-scale upwellings of mantle material, from a broad abnormally hot mantle zone located beneath Afar and southwestern Yemen. We also suggest the presence of magmatic systems with or without a volcanic expression at the surface, beneath the passive margins shoulders of the eastern Gulf of Aden. We propose that these systems could be fed by small-scale convection caused by lithosphere thickness variations at the edge of the Arabian plate and near the Gulf of Aden main fracture zones.

Table des matières

Résumé **3**

Abstract **5**

Introduction générale et problématiques **11**

I Présentation de la zone d'étude **15**

1 Évolution géodynamique de la plaque Arabe **19**

1.1 Frontières actuelles de la plaque Arabe 19

1.2 De la Pangée au bloc Afrique–Arabie 19

2 Point chaud de l'Afar et rifting **23**

2.1 Le panache Afar : existence et origine débattues 23

2.2 Le magmatisme associé au panache de l'Afar 24

2.2.1 Avant 30 Ma 24

2.2.2 Au moment de la crise, autour de 30 Ma 25

2.3 Ouverture océanique et structure des marges 25

2.3.1 Ouverture de la mer Rouge 25

2.3.2 Ouverture du golfe d'Aden 28

2.3.3 Ouverture du rift Est Africain 31

2.3.3.1 La dépression Afar 31

2.3.3.2 Le rift nord Éthiopien 33

3 Activité récente : volcanisme et sismicité **35**

3.1 Magmatisme récent et actuel 35

3.1.1 Le long du golfe d'Aden 35

3.1.2 Le long de la mer Rouge 37
3.2 Activité sismique récente liée au magmatisme 37
3.3 Influence du panache Afar sur les marges de la mer Rouge et du golfe d'Aden : modèles 38

4 Études de tomographie réalisées précédemment dans la région 41

II Présentation des méthodes utilisées 47

1 Tomographie de bruit de fond sismique 51
1.1 Principe général 51
1.2 Origine du bruit de fond microsismique 51
1.3 Du bruit de fond aux vitesses de phase des ondes de Rayleigh 52
1.4 Sélection et traitement des données 55

2 Tomographie télésismique 59
2.1 Principe général 59
2.2 Les résidus de temps de trajet 59
2.3 Problème direct 61
2.4 Formulation de l'inversion 62
2.5 Codes utilisés 62
2.6 Limites de la méthode 64
2.7 Traitement des données 64

III La région du point triple Aden – Afar – sud mer Rouge 65

1 Magmatism on rift flanks : insights from Ambient-Noise Phase-velocity in Afar region 69
1.1 Abstract 71
1.2 Introduction 71
1.3 Data 73
1.4 Method 74
1.5 Resolution 75
1.5.1 Station-to-station paths 75
1.5.2 Random tests 75
1.6 Results 76
1.7 Discussion 79
1.8 Conclusions 80
1.9 Acknowledgments 81

2 Tomographie de bruit 3D appliquée à l'Afar **83**
2.1 Introduction 84
2.2 Données et méthode 86
2.3 Résultats 87
2.4 Discussion 88
2.5 Conclusions 94

3 Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the Arabian Peninsula from teleseismic tomography **97**
Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2014, publié. 97

IV La marge nord du golfe d'Aden oriental **115**

1 Magmatism at continental passive margins inferred from Ambient-Noise Phase-velocity in the Gulf of Aden **119**
1.1 Abstract 121
1.2 Introduction 121
1.3 Results 123
1.4 Discussion 125
1.5 Conclusions 127
1.6 Acknowledgements 128

2 Upper mantle structure of the southern Arabian margin : insights from teleseismic tomography **129**
2.1 Abstract 131
2.2 Introduction 131
2.2.1 Geodynamic setting 134
2.2.2 Previous seismologic studies 135
2.3 Data 136
2.4 Method 137
2.4.1 Checkerboard test 138
2.5 Results 140
2.5.1 Structures at shallow depth 140
2.5.2 Structures observed at depth 143
2.6 Discussion 145
2.6.1 Transform fault zones and volcanism 146
2.6.2 Dynamic topography and uplift of the southern Arabian plate 147
2.7 Conclusions 151
2.8 Aknowledgments 151

Conclusions de la thèse **157**

Annexes **161**

A Informations complémentaires au chapitre III.1 **163**

B Informations complémentaires au chapitre III.3 **167**

C Informations complémentaires au chapitre IV.1 **171**

C.1 Data and Method 171

C.2 Resolution 172

Liste des Figures **173**

Bibliographie **185**

Introduction générale et problématiques

Les zones de rift sont le lieu de l'extension de la croûte terrestre. Celle-ci y est étirée et amincie, jusqu'à arriver parfois à la rupture continentale, puis à l'océanisation. Au moment de la rupture continentale dans un contexte magmatique, l'étirement et l'amincissement provoquent généralement une fusion partielle par décompression du matériel mantellique, ainsi que du volcanisme. L'extension est considérée comme étant accommodée initialement par les failles bordières du rift, puis se concentre progressivement à des segments volcaniques axiaux, au fur et à mesure que la vallée du rift s'étend. Les processus magmatiques au niveau des flancs du rift sont communément ignorés. Les marges continentales passives sont considérées elles-aussi comme inactives d'un point de vue tectonique et magmatique ; la déformation, les intrusions magmatiques et le volcanisme étant concentrés à l'axe de la dorsale océanique.

Les marges continentales passives sont réparties selon deux catégories principales : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques ou peu volcaniques. Les premières sont soumises à l'activité d'un panache mantellique et sont caractérisées par un magmatisme abondant : empilements massifs de laves, intrusions magmatiques dans la croûte,... Les secondes présentent peu ou pas de magmatisme et sont caractérisées par une zone de transition océan-continent où du manteau sous-continental peut être exhumé.

Le but de ce travail est d'apporter des contraintes majeures sur la structure crustale et lithosphérique des marges continentales passives jeunes à très jeunes. Nous cherchons à évaluer les processus magmatiques au niveau des marges volcaniques et non volcaniques :

Quelle est l'origine des phénomènes magmatiques observés sur les flancs des marges ?
Quelle est l'influence d'un panache mantellique sur les marges continentales passives et

sur la rupture continentale ?
Pourquoi, au niveau des marges non-volcaniques, les évènements magmatiques ne sont-ils présents qu'en certains endroits et non tout au long de la marge ?
Quelle peut être l'influence de la segmentation d'un rift sur ces évènements ?
Quel peut être l'impact de ce magmatisme sur l'histoire de la subsidence d'une marge continentale passive ?

Notre choix de site d'étude s'est porté sur la région du golfe d'Aden – Afar – sud mer Rouge. Il s'agit d'un endroit unique où l'on peut étudier les processus encore en cours actuellement ou qui ont amené à la rupture continentale sous influence ou non d'un panache mantellique. Son intérêt réside dans la jeunesse du rifting et dans la variation longitudinale de la nature des marges continentales. Pour le golfe d'Aden, elles sont volcaniques à l'ouest, sous l'influence du panache Afar, et non-volcaniques à l'est. À l'ouest, au niveau de l'Afar, des phénomènes hydrothermaux (Éthiopie) ainsi que des champs volcaniques (Yémen) sont présents sur les flancs du rift. Les marges de l'est du golfe d'Aden sont marquées par différents évènements magmatiques et volcaniques post-rift : volcans on-shore et off-shore, anomalies de vitesses mantelliques évoquant la présence de magma sous le sud de l'Oman. Le golfe d'Aden est également marqué par une forte segmentation de ses marges continentales due notamment à l'obliquité du rift par rapport à la direction d'ouverture de plaques. Elle s'exprime par des zones d'accommodation de la déformation qui deviennent après la rupture continentale de grandes zones de fracture océanique.

Si la région Aden a été le lieu de nombreuses études géologiques, ces dix dernières années, elle n'a que peu bénéficié d'études de détail de sa structure crustale et lithosphérique.

Pour réaliser cette étude, j'ai utilisé les données provenant des nombreuses stations sismologiques déployées par le projet ANR YOCMAL (YOung Conjugate MArgins Laboratory), dans lequel s'inscrit cette thèse. Depuis 2009, ce sont 100 stations sismologiques qui ont été déployées au Yémen, en Oman et sur l'île de Socotra (Yémen). À ces données s'ajoutent les données libres d'accès, nombreuses dans la région de l'Afar. Depuis une vingtaine d'années, différentes équipes de recherche internationales ont mis en place des réseaux temporaires de stations (fonctionnant entre un et trois ans). À ces réseaux s'ajoutent quelques stations permanentes, elles aussi libres d'accès. La densité de stations est ainsi très forte en Afar (Éthiopie et Djibouti). La Somalie, l'Érythrée et le Yémen étant plus difficiles d'accès, rares sont les données disponibles sur ces zones.

Les stations mises en place au Yémen par le projet YOCMAL sont une occasion inédite d'étudier les marges du sud de la mer Rouge et du golfe d'Aden, car la situation politique du pays ne permet plus actuellement d'y déployer des réseaux sismologiques. Le

réseau YOCMAL est ainsi la seule source d'information sur la lithosphère de la marge nord du golfe d'Aden et sur la marge est de la mer Rouge au Yémen.

Nous avons choisi la tomographie pour travailler sur ces données. En effet, la vitesse de propagation des ondes dans la Terre est sensible à la présence de magma, de fluides, aux fortes températures ainsi qu'aux changements de composition des roches. C'est donc un outil idéal pour étudier les processus magmatiques. La tomographie de bruit de fond sismique sera utilisée pour contraindre l'état de la croûte et du manteau sous-crustal avec précision, tandis que la tomographie télésismique servira à investiguer le manteau supérieur.

Ce manuscrit s'organise en quatre parties. La partie I présente une synthèse bibliographique de la région d'étude. Nous y décrivons le cadre géodynamique et géologique, et exposons l'état des connaissances et des débats sur le panache Afar et les marges continentales Aden – Afar – sud mer Rouge.

La partie II décrit les méthodes de travail choisies : la tomographie de bruit de fond sismique et la tomographie télésismique. Nous y expliquons le traitement des données et le fonctionnement de ces méthodes sismologiques.

La partie III est articulée sous la forme d'articles, tous trois centrés sur la région de l'Afar. Chacun présente les résultats obtenus par une méthode différente : tout d'abord la tomographie de bruit de fond sismique, qui fournit des cartes de vitesse de propagation des ondes de phase de la croûte et du manteau supérieur (*c.f.* chapitre 1). À partir de ces résultats, nous avons créé un modèle en trois dimensions de la structure en vitesse de la croûte et du manteau sous-crustal (*c.f.* chapitre 2). Nous investiguons ensuite la partie profonde de la marge est du sud de la mer Rouge au Yémen par tomographie télésismique (*c.f.* chapitre 3).

La partie IV se compose de deux articles, analysant la partie est, non-volcanique du golfe d'Aden. Le chapitre 1 présente des cartes de vitesse des ondes de phase de la croûte et du manteau supérieur, tandis que le chapitre 2 est le résultat d'une étude de tomographie télésismique, sur la marge profonde de l'est du golfe d'Aden.

Première partie

Présentation de la zone d'étude

Cette première partie présente une synthèse bibliographique de la région étudiée. Nous y décrivons l'histoire de la jonction triple Afar et des marges de la mer Rouge et du golfe d'Aden, depuis la Pangée jusqu'à sa configuration actuelle. Le cadre géodynamique et géologique est détaillé ainsi que l'état des connaissances et des débats sur le panache Afar et les marges continentales de la région. Nous décrivons ensuite les différentes études de tomographie menées ces dernières années, afin de justifier nos choix de méthodes et de zones de travail. De cet état de l'art ressort la complexité de la région de l'Afar et des marges continentales passives du golfe d'Aden et de la mer Rouge. C'est en effet une zone très active d'un point de vue magmatique et tectonique, et il n'existe pas de lien évident entre tous les évènements récents enregistrés. De nombreuses recherches y ont été menées depuis plus d'une vingtaine d'années, sans pour autant contraindre tous les processus en jeu.

Évolution géodynamique de la plaque Arabe

1.1 Frontières actuelles de la plaque Arabe

Le Yémen et le Sultanat d'Oman, où ont été déployées une centaine de stations sismologiques dans le cadre du projet YOCMAL (YOung Conjugate MArgins Laboratory), se situent au sud de la plaque Arabe, sur la Péninsule Arabique (Fig.I.1.1). La plaque Arabe est délimitée à l'ouest par une frontière divergente, le Rift de la Mer Rouge et au nord-ouest par la faille transformante de la Mer Morte (ou Faille du Levant). Au sud, c'est également une frontière divergente qui borde l'Arabie, avec la dorsale océanique du golfe d'Aden. Ces deux bras se connectent au Rift Est Africain au niveau d'un point triple, dans la zone du point chaud des Afars (Fig.I.1.1). Ce dernier est caractérisé par un manteau anormalement chaud et est responsable d'un magmatisme abondant. Son rôle dans la cinématique de la région est débattu mais semble être très important, notamment dans les mécanismes de rupture continentale du golfe d'Aden, de la Mer Rouge et du Rift Est Africain. La frontière nord-est est formée par la zone de subduction du Makran et la chaîne du Zagros (Iran). Le contexte y est convergent depuis le Crétacé, c'est-à-dire depuis le début de la fermeture de l'Océan Téthys. Enfin, au sud-est, la faille transformante d'Owen sépare l'Arabie de la plaque Indienne. Les mesures GPS indiquent que la plaque Arabe se déplace actuellement à une vitesse de 2 à 3 cm par an vers le nord-est par rapport à la plaque Eurasie (ArRajehi *et al.*, 2010).

1.2 De la Pangée au bloc Afrique–Arabie

La fragmentation de la Pangée s'est initiée dès la fin du Permien, avec la formation de l'océan Téthys, séparant deux masses continentales : la Laurasia (Amérique du Nord et Eurasie) au nord et le Gondwana (Antarctique, Amérique du Sud, Afrique, Madagascar, Australie, Arabie, Inde) au sud (Fig.I.1.2.a). Il y a environ 150 Ma s'est ouvert le bassin Nord-Somalien (Fig.I.1.2.b), provoquant la séparation du bloc Madagascar-Seychelles-Inde du bloc Afrique-Arabie (Marquer *et al.*, 1998). Une zone transformante (EAFZ) s'est ensuite mise en place autour de 118 Ma entre Madagascar et les Seychelles (Fig.I.1.2.d). Cette

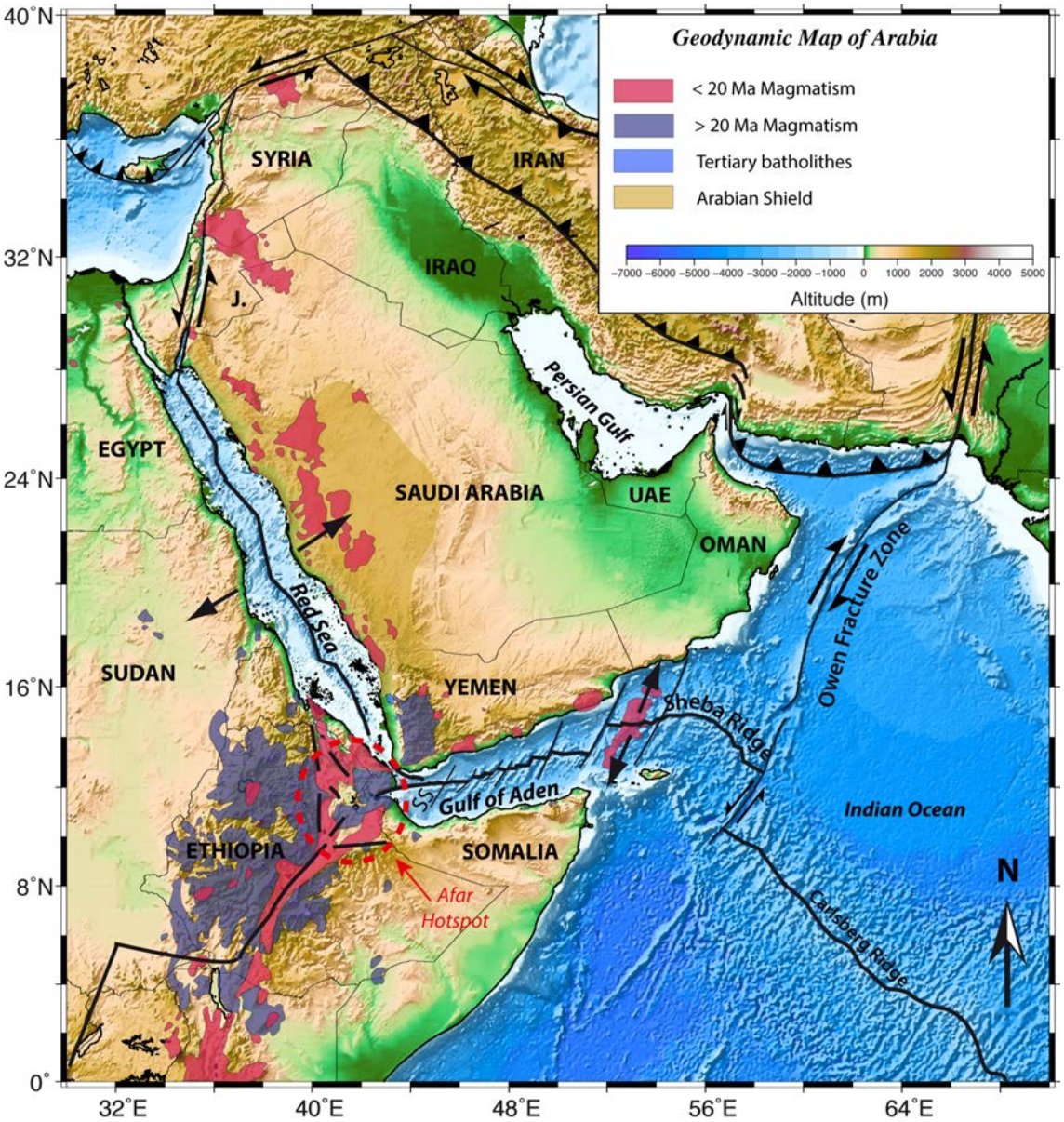


FIGURE I.1.1: Carte géodynamique de l'Arabie (modifiée d'après Davison *et al.* (1994)). Le magmatisme datant de plus de 20 Ma est représenté en violet, tandis que le magmatisme datant de moins de 20 Ma est représenté en rose. Les granites tertiaires du sud-ouest du Yémen sont indiqués en bleu. Le bouclier Arabe est représenté en ocre. Le cercle en pointillés rouges représente l'emplacement approximatif du point chaud Afar. SS : Shukra El Sheik Fracture Zone.

structure pourrait s'étendre le long de la marge orientale de l'Oman, accommodant ainsi le mouvement rapide de l'Inde vers le nord (Patriat et Achache, 1984; Birse *et al.*, 1997). L'accrétion océanique entre Madagascar et le bloc Inde-Seychelles a débuté il y a 86 Ma (e.g. Dyment, 1998) (Fig.I.1.2.e). Par la suite, l'accrétion océanique s'est initiée il y a 65.5 Ma entre les Seychelles et l'Inde, et la collision entre l'Inde (Fig.I.1.2.f) et le bloc Karman a pu conduire à l'obduction de l'ophiolite de Masirah (Chaubey *et al.*, 2002). L'Inde est ensuite entrée en collision avec l'Eurasie il y a 53 Ma, impliquant un ralentissement conséquent de la dérive de l'Inde vers le nord. À ce moment, la faille transformante d'Owen, appelée East Arabian Fracture Zone (EAFZ), était située le long de la côte d'Oman (Royer *et al.*, 2002; Robinet, 2013). La mise en place du point chaud de l'Afar a lieu à 45 Ma (George *et al.*, 1998). Il se développe de façon contemporaine avec la dorsale de Carlsberg (Royer *et al.*, 2002), avec une activité paroxysmale à 30 Ma (e.g. Hofmann *et al.*, 1997; George *et al.*, 1998). Le rifting continental oblique a débuté à la fin de l'Éocène (35 Ma, Fig.I.1.2.g) dans l'ensemble du golfe d'Aden avec une direction d'extension d'environ N20°E (Platel et Roger, 1989; Roger *et al.*, 1989; Watchorn *et al.*, 1998; Razin *et al.*, 2010; Autin *et al.*, 2010; d'Acremont *et al.*, 2010; Leroy *et al.*, 2010a).

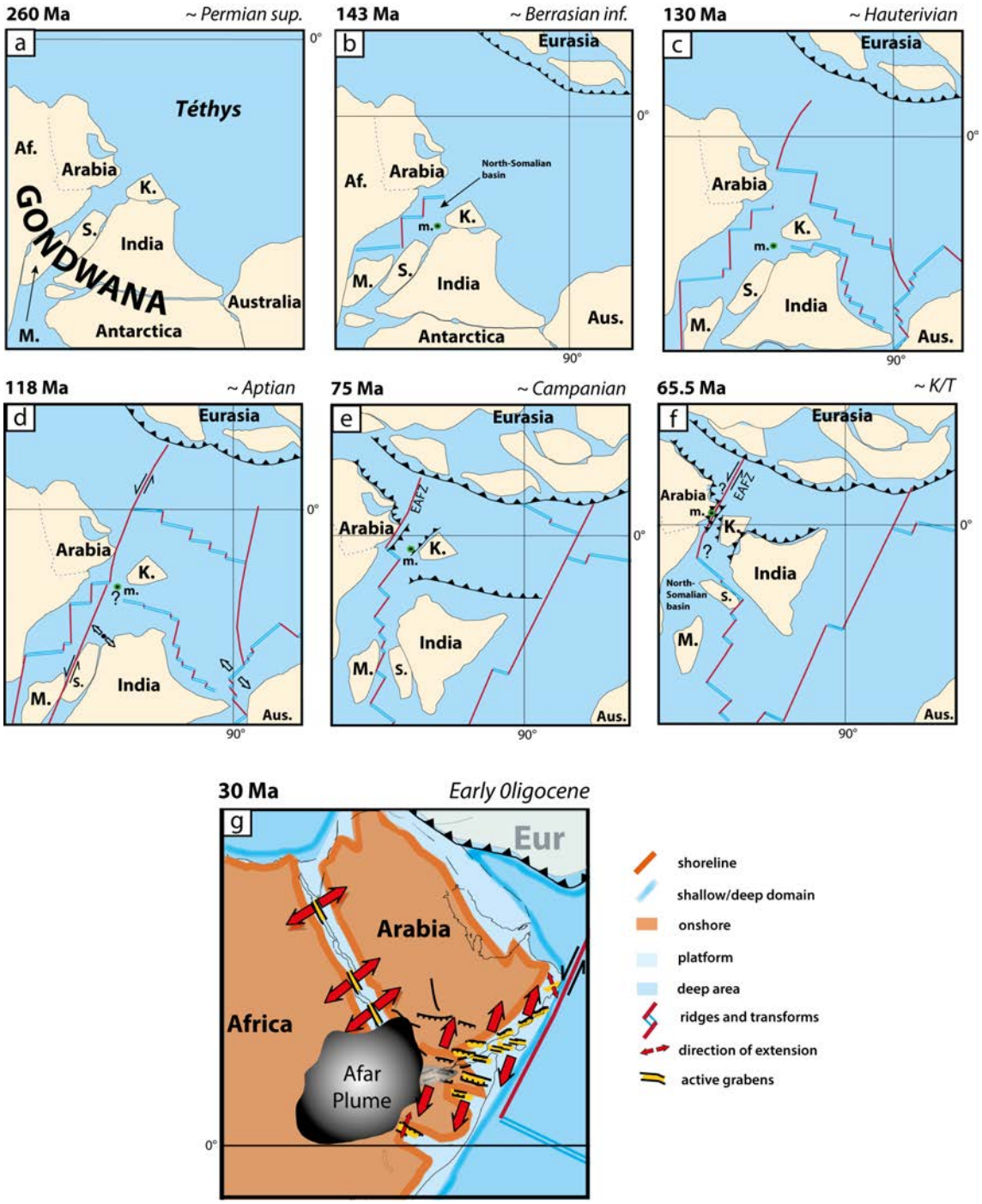


FIGURE I.1.2: Reconstitution géodynamique de l'évolution de la partie occidentale de l'Océan Indien entre 260 et 30 Ma. Modifié d'après Leroy *et al.* (2012). M. : Madagascar, m. : ophiolites de Masirah, K. : bloc Karman, S. : Seychelles, Aus. : Australie, Af. : Afrique, Eur. : Eurasie, EAFZ : East Arabian Fracture Zone.

Point chaud de l'Afar et rifting

La jonction triple de la dépression Afar, au nord-est de l'Afrique, est de type rift-rift-rift (McKenzie *et al.*, 1970). Elle est le résultat de l'intersection des rifts Est Africain, de la mer Rouge et du golfe d'Aden, sous l'influence de l'activité du point chaud de l'Afar qui a affaibli la croûte par changement des propriétés mécaniques de la lithosphère (e.g. Leroy *et al.*, 2012). L'existence du point triple golfe d'Aden – mer Rouge – Rift Est Africain apparaît intimement liée à la présence d'un point chaud dans la région des Afars (Courtillot *et al.*, 1999; Bellahsen *et al.*, 2003). La présence de volcanisme de type trapps en Éthiopie et Yémen, et celle d'un manteau anormalement lent sous la région (Debayle *et al.*, 2001; Bastow *et al.*, 2005) en sont des indices indirects.

2.1 Le panache Afar : existence et origine débattues

L'hypothèse de l'existence du panache Afar ne fait cependant pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique internationale, tout comme son origine et sa localisation. Au cours des quelques dernières dizaines d'années, les techniques se sont développées, et avec elles les idées et théories sur le panache Afar.

Pour certains auteurs, le panache Afar serait la prolongation du superpanache africain profond, situé à la limite noyau-manteau sous le Sud-Est de l'Océan Atlantique (Nyblade et Robinson, 1994; Ritsema *et al.*, 1999; Benoit *et al.*, 2006; Hansen et Nyblade, 2013). Ce flux pourrait provoquer des remontées localisées de matériel sous les zones affectées par un volcanisme Cénozoïque (Forte *et al.*, 2010). Selon Hansen et Nyblade (2013), il existerait un flux remontant vers le nord-est depuis le superpanache africain, jusqu'à la pointe sud-ouest de l'Arabie.

La connexion avec ce dernier pourrait toutefois avoir disparu (Davaille *et al.*, 2005). Selon Ebinger et Sleep (1998) et Debayle *et al.* (2001), la zone de l'Afar serait alimentée par un panache indépendant du superpanache africain, ayant une origine à plus de 600 km profondeur ; le manque de résolution de leurs modèles dans le manteau inférieur ne leur permettant pas de meilleure hypothèse sur la source. Pour Ebinger et Sleep (1998), ce panache pourrait permettre l'alimentation par flux mantellique sous une lithosphère amincie d'autres points chauds africains. D'autres modèles de tomographie des ondes P et des analyses de fonction récepteur impliquent une origine confinée à moins de 410 km pour le

panache Afar, car ils imagent une zone de transition d'une épaisseur similaire à l'épaisseur moyenne globale (Benoit *et al.*, 2003, 2006; Nyblade *et al.*, 2000).

Chang *et al.* (2011), grâce à un modèle de tomographie des ondes S, propose l'existence de plusieurs panaches : le panache Afar, et le panache Kenyan, ce dernier pouvant être relié au superpanache africain au vu de son inclinaison vers l'ouest avec l'augmentation de la profondeur. Afin d'expliquer le volcanisme Néogène au nord de l'Arabie et en Jordanie, Chang *et al.* (2011) supposent également la présence d'un troisième panache, localisé sous la Jordanie. Certaines études géochimiques (e.g. George *et al.*, 1998; Rogers *et al.*, 2000), soutiennent également que la présence de signatures isotopiques différentes impliquent l'existence de différentes sources mantelliques : un panache sous le Kenya et un second sous l'Éthiopie. Cependant, d'autres études expliquent qu'il faut considérer dans les analyses géochimiques les effets de l'amincissement lithosphérique et de la contamination des magmas (e.g. Furman *et al.*, 2004). Ainsi, il pourrait n'y avoir qu'une source, donc un seul panache, avec des expressions géochimiques qui varient dans l'espace et le temps.

Quant à la possibilité d'un lien entre les divers points chauds mineurs de l'Afrique et celui de l'Afar, plusieurs auteurs considèrent que les points chauds Darfour, Tibesti et Hoggar correspondent à des panaches non connectés (Burke, 1996; Wilson et Guiraud, 1992). Plus récemment, Sebai *et al.* (2006), observent grâce à leur modèle de tomographie des ondes de Love et de Rayleigh, une anomalie jusqu'à une profondeur de 300 km (maximum d'investigation) sous l'Afar, non connectée aux autres points chauds africains. Montagner *et al.* (2007) puis Sicilia *et al.* (2008) imagent le panache Afar jusqu'à $\sim$ 400 km, et le distinguent des points chauds Hoggar, Tibesti, Darfour et Cameroun, dont l'origine serait plus superficielle. Ces points chauds seraient dus à des "baby plumes", c'est à dire à des upwellings plus superficiels, des instabilités convectives dans l'asthénosphère. Sicilia *et al.* (2008) n'excluent pourtant pas la possibilité que ces points chauds soient alimentés par le panache Afar à des profondeurs inférieures à 150-200 km par flux horizontal de matériel.

Des études récentes de Rychert *et al.* (2012) et Hammond *et al.* (2013) suggèrent que l'influence d'un panache mantellique sur la région de l'Afar est aujoud'hui minime. Le volcanisme aux axes serait alors probablement dû à une remontée passive de matériel mantellique sous l'Afar et plus particulièrement sous les axes, dans les 75 à 100 premiers kilomètres de profondeur. De plus, de petites remontées diapiriques sont présentes en-dessous des principaux édifices volcaniques hors-axe (Hammond *et al.*, 2013).

2.2 Le magmatisme associé au panache de l'Afar

2.2.1 Avant 30 Ma

Les premières traces de magmatisme dans la région du point chaud de l'Afar ont été datées à 45 Ma au Sud de l'Éthiopie par la méthode 40Ar/39Ar (George *et al.*, 1998).

Elles correspondent à une première phase de magmatisme s'échelonnant de 45 à 35 Ma. L'extension associée à cette première phase est trop faible pour avoir généré à elle-seule les épanchements volcaniques observés au Yémen et en Éthiopie (Fig. I.1.1) (Baker *et al.*, 1998; Coulié *et al.*, 2003). L'analyse géochimique réalisée sur ces basaltes indique l'interaction d'un point chaud avec la lithosphère (Bertrand *et al.*, 2003). On considère donc ce phénomène comme la première expression de l'activité du panache Afar.

2.2.2 Au moment de la crise, autour de 30 Ma

L'épisode majeur, de type trapps, a lieu sur une période très brève autour de 31 Ma et 28 Ma, engendrant de grands épanchements volcaniques épais de plus de 3 km localement, au Sud-Ouest du Yémen, en Ethiopie et se propageant en Arabie occidentale jusqu'au Nord-Est du Soudan (Baker *et al.*, 1996, 1998; Hofmann *et al.*, 1997; George *et al.*, 1998; Coulié *et al.*, 2003).

Les séries pré-rift et volcaniques au Yémen sont intrudées de nombreux dikes de basalte, trachite et rhyolite, orientés parallèlement à la mer Rouge (NNW-SSE à NW-SE), datés de 25 à 16 Ma (Zumbo *et al.*, 1995). Les dikes basaltiques et de gabbros lités se retrouvent sur presque toute la longueur de la mer Rouge, depuis l'Afar et le Yémen jusqu'au nord de l'Égypte. Cet épisode volcanique est contemporain de la mise en place de larges batholithes granitiques. Ces derniers sont alignés suivant une direction NS à proximité du "Grand Escarpement" qui sépare les plateaux élevés du Yémen de la plaine subsidente de Tihama. Une étroite relation spatiale existe entre les granites et les grandes failles normales NNE-SSW qui affectent les roches sédimentaires Mézosoïques et les roches volcaniques Oligocènes des hauts plateaux (Geoffroy *et al.*, 1998). Enfin, il y a 14 Ma s'initie une troisième phase de magmatisme en Éthiopie et principalement à l'Ouest de l'Arabie Saoudite (au nord jusqu'à Harrat Ash Shamah et Jebel Druse en Jordanie, Liban et Syrie (Fig. I.1.1)).

2.3 Ouverture océanique et structure des marges

Le rifting en mer Rouge et dans le golfe d'Aden s'initie de manière contemporaine autour de 35 Ma, et précède donc de quelques milliers d'années le maximum de l'épisode majeur de magmatisme (e.g. Leroy *et al.*, 2012).

2.3.1 Ouverture de la mer Rouge

Le rift de la mer Rouge s'est développé au sein d'une lithosphère continentale, sans connexion avec d'autres rides océaniques. Au début de l'Oligocène s'initie le rifting dans les zones centrales et méridionales de la mer Rouge, de Jeddah aux marges de l'Érythrée et du Soudan (Hughes et Filatoff, 1995; Bunter et Magid, 1989; Bunter *et al.*, 1998). Puis il y

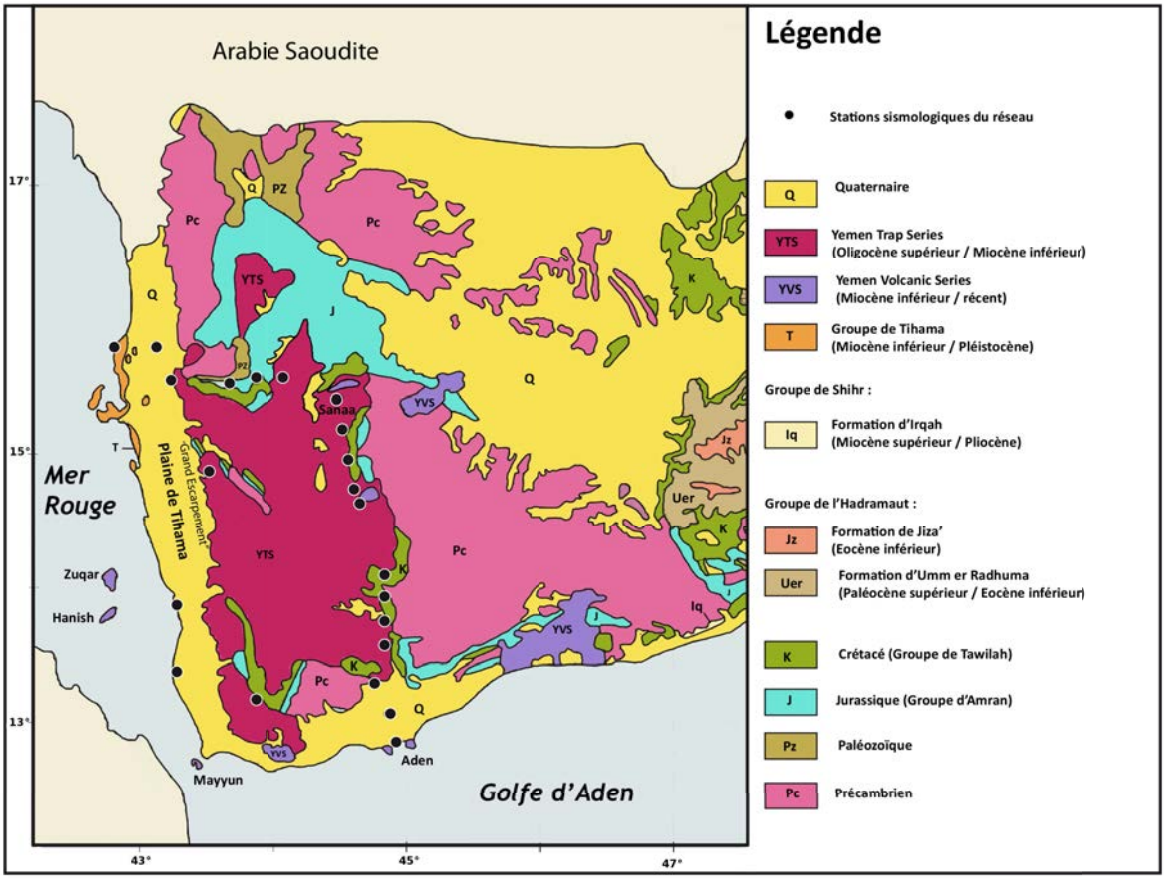


FIGURE I.2.1: Carte géologique simplifiée du Yémen occidental, modifiée d'après As-Saruri (2004). Les granites Tertiaires n'y ont pas été cartographiés. Ils sont visibles sur la figure I.1.1.

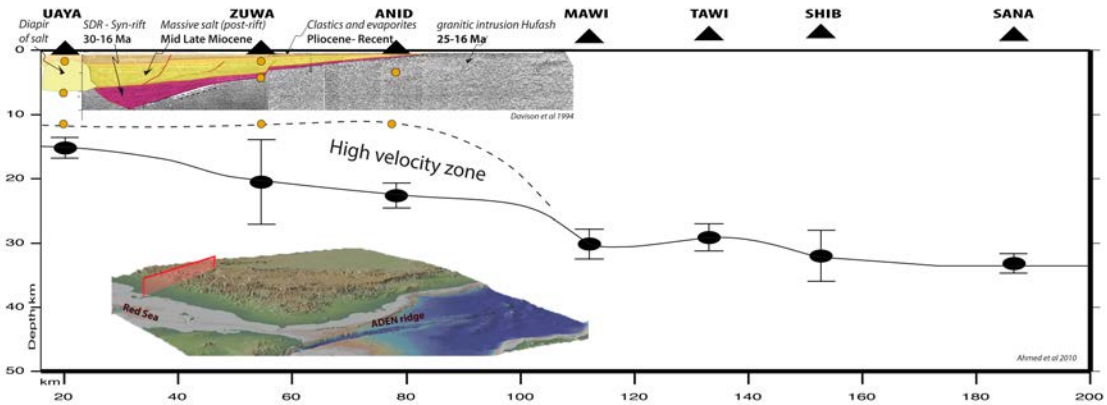


FIGURE I.2.2: Coupe géologique simplifiée de la marge est du sud de la mer Rouge, à la latitude 15°N (Ahmed *et al.*, 2013). Les réflecteurs pentés vers la mer (SDR=Seaward Dipping Reflectors) sont représentés en rose et sont datés de 30 à 16 Ma (syn-rift). Ils caractérisent une marge volcanique. Les triangles noirs indiquent l'emplacement des stations sismologiques du réseau YOCMAL, et les cercles indiquent la profondeur du Moho calculée sous la marge par Ahmed *et al.* (2013).

a 30 Ma, le rifting s'étend à la partie de la mer Rouge située au nord de l'Arabie Saoudite (Purser et Hötzl, 1988) ainsi que dans la partie sud du golfe de Suez (El-Shinnawi, 1975). Selon Courtillot *et al.* (1999), la mer Rouge aurait connu une phase de forte augmentation de l'extension accompagnée d'un uplift des épaules du rift il y a 14 Ma. À ce moment là se développe une zone transformante reliant le nord de la mer Rouge à la zone de convergence Bitlis-Zagros, suite à la collision entre la plaque Arabe et l'Eurasie. Cela provoque un réarrangement des forces et modifie le mode d'extension du rift de la mer Rouge : elle n'est désormais plus normale au rift, mais oblique, parallèle à la transformante de la mer Morte. Le taux d'extension de la mer Rouge, tout comme celui du golfe d'Aden, n'est pas uniforme : il est de 7.1 mm/an au Nord (27°N) et de 15.4 mm/an plus au Sud (15°N). Enfin, l'accrétion océanique démarre tardivement, vers 5 Ma, au sud et au centre de la mer Rouge.

Au Yémen, les structures la marge de la mer Rouge sont orientées principalement N150°E, parallèlement au rift. La plus spectaculaire d'entre elles est le "Grand Escarpement" (Fig.I.2.1) qui court sur plus de 1000 km parallèlement à la mer Rouge, au Yémen et en Arabie Saoudite (Bosworth *et al.*, 2005). Il correspond à un changement brutal d'élévation qui passe de 200 m d'altitude à l'ouest à plus de 1000 m d'altitude à l'est. Le "Grand Escarpement" sépare la plaine de Tihama d'une largeur d'environ 40 km (Davison *et al.*, 1994) des hauts plateaux yéménites, fréquemment au-dessus de 2000 m d'altitude (Bosworth *et al.*, 2005), Fig.I.2.1.

La plaine de Tihama est couverte par des dépôts alluviaux et fluviaux récents ; les sommets des blocs basculés du rift de la mer Rouge affleurent à l'Ouest (Davison *et al.*, 1994), ainsi que des diapirs actifs de sel Miocène (Davison *et al.*, 1996). Le socle Néoprotérozoïque affleure à l'est du "Grand Escarpement". Les séquences pré-rift Mésozoïques, en discordance avec le socle et d'une épaisseur totale de 1200 m, sont très semblables à celles d'Érythrée et d'Éthiopie. Sur le dernier niveau ont été observés des paléosols, indice d'un uplift général de la région sous l'effet de l'interaction entre la tête du panache et la lithosphère.

Les unités syn-rift, datées de la fin de l'Oligocène au Miocène, ont été forées en mer, atteignant parfois jusqu'à 8 km d'épaisseur. La séquence syn-rift est constituée d'une série volcano-sédimentaire organisée sous la forme de réflecteurs pentés vers la mer (SDR : Seaward Dipping Reflectors) sous la plaine de Tihama (Davison *et al.*, 1994) Les sédiments post-rift Plio-Pleistocènes forés en mer Rouge au large du Yémen occidental (Heaton *et al.*, 1995) font état d'une épaisse plateforme carbonatée, atteignant jusqu'à 500 m d'épaisseur. En revanche, à terre, les sédiments de cette période sont plutôt alluviaux et fluviatiles. L'organisation en SDRs des séquences syn-rift permet de considérer les marges du sud de la mer Rouge comme des marges volcaniques. Les variations de l'épaisseur de la croûte ont

été étudiées à échelle locale à l'ouest du Yémen, et estimée entre 14 km au niveau de la côte et 35 km dans les terres (Ahmed *et al.*, 2013).

2.3.2 Ouverture du golfe d'Aden

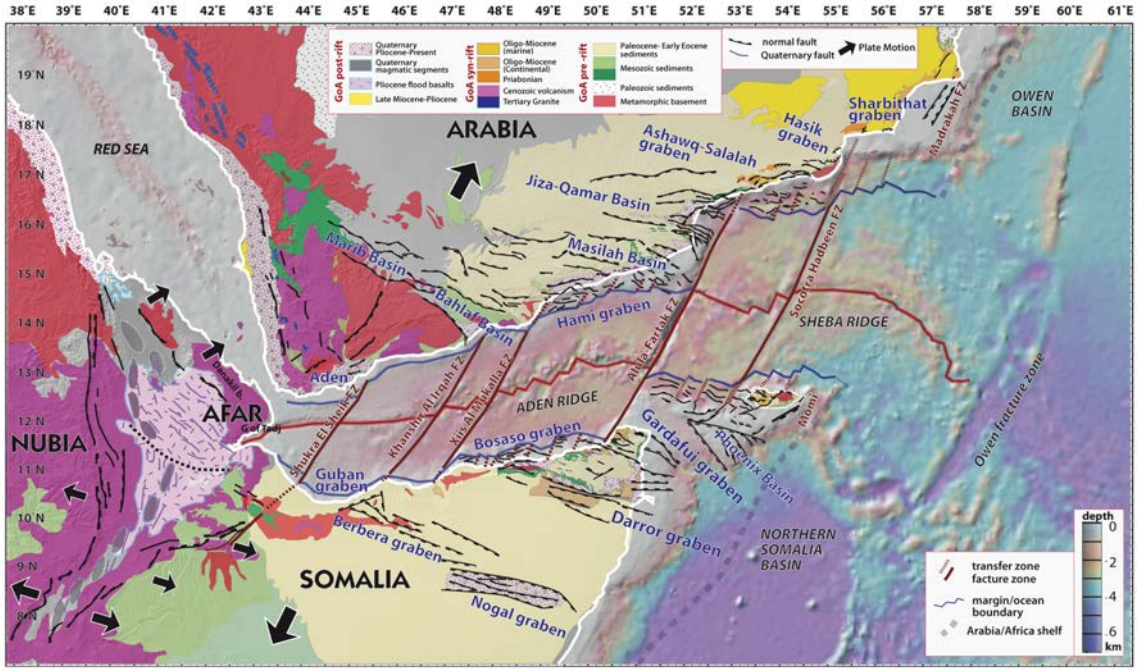


FIGURE I.2.3: Carte géologique simplifiée du golfe d'Aden (Leroy *et al.*, 2012). Les flèches représentent les vecteurs de déplacement des différentes plaques.

Le golfe d'Aden sépare la plaque Somalie de la plaque Arabie (Fig.I.2.3) ; à partir de l'Oligocène, il s'est ouvert entre la dorsale de Carlsberg et le point chaud Afar (Fig.I.1.1). Il est connecté à l'est à l'Océan Indien au niveau de la zone de fracture d'Owen, et à l'ouest à la mer Rouge (golfe de Tadjoura). Le golfe d'Aden est segmenté par de grandes zones de fracture transformantes orientées N25-30°E qui ont influencé son histoire et qui séparent des domaines à caractéristiques crustales différentes.

Le rifting a débuté à l'est au moment de l'épisode des trapps, il y a 35 Ma, suivant la direction N20°E. L'accrétion océanique a débuté au Miocène, il y a environ 17.6 Ma (Leroy *et al.*, 2004), et il y a 20 Ma pour l'extrémité est (Fournier et al., 2008). À cette même période, la déchirure continentale s'arrête et l'exhumation du manteau sous-continental commence à être active dans le golfe d'Aden, à l'est de la zone de fracture d'Alula-Fartak (d'Acremont *et al.*, 2006; Leroy *et al.*, 2010a,b; Watremez *et al.*, 2011). Le golfe d'Aden s'est donc ouvert depuis la ride de Carlsberg, jusqu'à la zone de fracture d'Alula-Fartak, puis vers l'WSW jusqu'au golfe de Tadjoura, en direction du point chaud de l'Afar. Le rifting s'intensifie dans le golfe d'Aden au début du Miocène (Platel et Roger, 1989) et se

développe pendant l'initiation de la phase de collision entre l'Arabie et l'Eurasie dans la région du Zagros (Agard *et al.*, 2005).

Le golfe d'Aden s'ouvre suivant une direction ∼N30°E ; son taux d'extension n'est pas uniforme sur toute sa longueur. À l'est (14.7°N et 55°E), il atteint 22.7 mm/an, alors qu'à l'ouest il n'est que de 15.5 mm/an (à 12°N et 45°E) (Fournier *et al.*, 2001; ArRajehi *et al.*, 2010). Les données de sismicité montrent que l'extrémité occidentale de la ride du golfe d'Aden se propagerait actuellement en direction du NNW à travers la dépression Afar, en direction du plateau Éthiopien occidental (Courtillot *et al.*, 1987; Manighetti *et al.*, 1997; Ayele *et al.*, 2007; Daoud *et al.*, 2011).

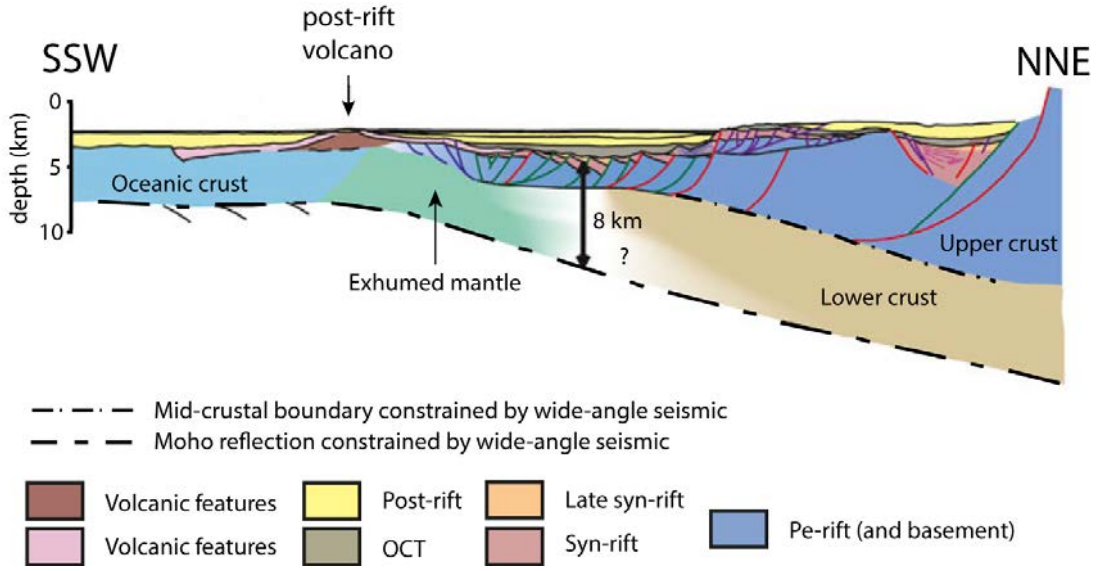


Figure I.2.4: Coupe géologique schématique de la marge nord du golfe d'Aden au niveau du segment Ashawq-Salalah, modifié d'après Autin *et al.* (2010).

La géométrie du golfe d'Aden est fortement influencée par l'héritage structural, et en particulier par des bassins formés au Jurassique et au Crétacé, d'orientation nord ouest-sud est. Il s'agit entre autres des bassins de Balhaf, Masilah, Jiza et Qamar (Bott *et al.*, 1992; Beydoun *et al.*, 1996; Bosence, 1997, Fig.I.2.3). À présent, six zones de fracture majeures segmentent la ride océanique de ce jeune bassin. Il s'agit des zones de fracture de Shukra-El Sheik, Khanshir-Al Irqah, Xiis-Al Mukalla, Bosaso-Masilah, Alula-Fartak et Socotra-Hadbeen (Leroy *et al.*, 2010b; Bellahsen *et al.*, 2013). Une segmentation secondaire de la ride existe également. Cette forte segmentation de la ride océanique est attribuable à l'obliquité du rift (Leroy *et al.*, 2010b). L'épaisseur de la croûte océanique diminue vers l'est ; ceci est probablement lié à une variation de l'apport en magma le long de la ride au moment où celle-ci se met en place (Watremez *et al.*, 2011).

La zone de fracture d'Alula-Fartak est particulière, car elle accommode le déplacement le plus important, de l'ordre de 180 km. À l'ouest, la dorsale océanique se nomme Aden, et à l'est Sheba. Entre 9 et 6 Ma, un changement tectonique aurait provoqué la

formation des zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra-Hadbeen (d'Acremont *et al.*, 2010). À l'est de la zone de fracture d'Alula-Fartak, la dorsale de Sheba se situe au nord du bassin hérité Gardafui, alors qu'à l'ouest, la dorsale Aden se situe au sud du bassin hérité (Fig.I.2.3).

L'activité du point chaud de l'Afar induit le développement de deux systèmes extrêmes de marges continentales étirées : les marges sont volcaniques dans la partie occidentale du golfe d'Aden (Tard *et al.*, 1991; Leroy *et al.*, 2012, Fig.I.2.5) alors qu'elles sont non-volcaniques dans la partie orientale (Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2005; Leroy *et al.*, 2010b, Fig.I.2.4). Les marges volcaniques sont généralement caractérisées par des coulées basaltiques pentées vers la mer (observés en imagerie sismique : seaward dipping reflectors, SDRs, e.g. Mutter *et al.*, 1982; Geoffroy, 2005), une croûte inférieure épaissie par un sous-plaquage de matériel rapide, et une croûte océanique épaisse (e.g. White et McKenzie, 1989). Les marges non-volcaniques ne présentent pas de magmatisme durant le rifting, et sont caractérisées par la zone de transition océan-continent (TOC) : c'est la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique, et sa nature est ambigue. La TOC (Fig.I.2.4) a été observée et étudiée sur les marges du golfe d'Aden lors de campagnes à la mer (Encens, Encens-Sheba, Encens-Flux Leroy *et al.*, 2006; d'Acremont *et al.*, 2006; Lucazeau *et al.*, 2008). Elle s'élargit d'ouest en est (Autin *et al.*, 2010; Watremez *et al.*, 2011), passant de moins de 15 km de large au niveau du segment d'Ashawq-Salalah (Fig.I.2.3) à 50 km au niveau de la péninsule de Mirbat (Leroy *et al.*, 2010b).

La discontinuité de Shukra el Sheik a été proposée dans un premier temps comme limite de l'influence du panache Afar, car elle correspond à un changement majeur de rhéologie de la lithosphère (Hébert *et al.*, 2001). À l'ouest de la discontinuité de Shukra el Sheik, en effet, les marges continentales étirées présentent des prismes de réflecteurs pentés vers l'océan (SDR : Seaward Dipping Reflectors, Fig.I.2.5) d'épaisseur pouvant atteindre 5 km, témoins d'une activité volcanique syn-rift importante (Tard *et al.*, 1991; Leroy *et al.*, 2012). Cependant, à l'est, du magmatisme récent a été remarqué en pied de marge de l'est

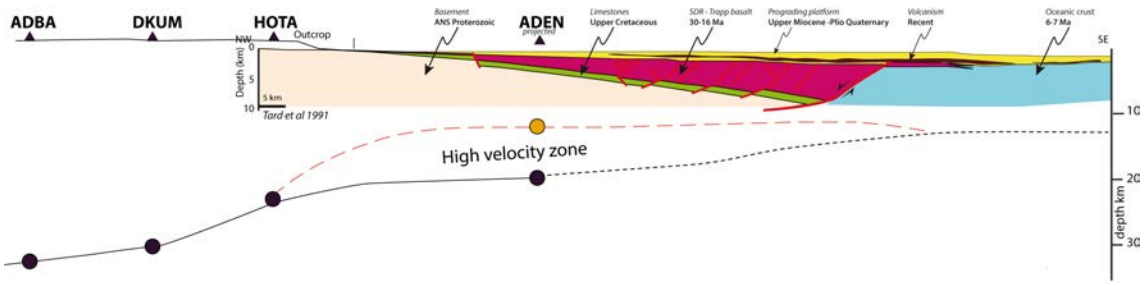


FIGURE I.2.5: Coupe géologique schématique de la marge nord du golfe d'Aden au niveau de la ville d'Aden (Ahmed *et al.* (2013), modifié d'après Tard *et al.* (1991)). Les triangles noirs indiquent l'emplacement des stations sismologiques du réseau YOCMAL, et les cercles noirs, la profondeur du Moho calculée par Ahmed *et al.* (2013).

du golfe d'Aden dans la zone de transition océan-continent (Lucazeau *et al.*, 2009; Autin *et al.*, 2010; Leroy *et al.*, 2010b; Watremez *et al.*, 2011, Fig.I.2.4), en dehors de l'axe de la ride Sheba (d'Acremont *et al.*, 2010) et en profondeur sous la marge, au sud de l'Oman (Basuyau *et al.*, 2010). Aucun volcanisme syn-rift n'est observé à l'est de 46°E (Leroy *et al.*, 2012). Ainsi, il a été proposé que la limite est de l'influence du panache Afar pourrait en fait se situer bien plus à l'est de la discontinuité de Shukra el Sheik (Leroy *et al.*, 2010a), dans la région du bassin de Balhaf au nord vers 47°E de longitude et du graben de Guban au sud (Fig.I.2.3).

2.3.3 Ouverture du rift Est Africain

2.3.3.1 La dépression Afar

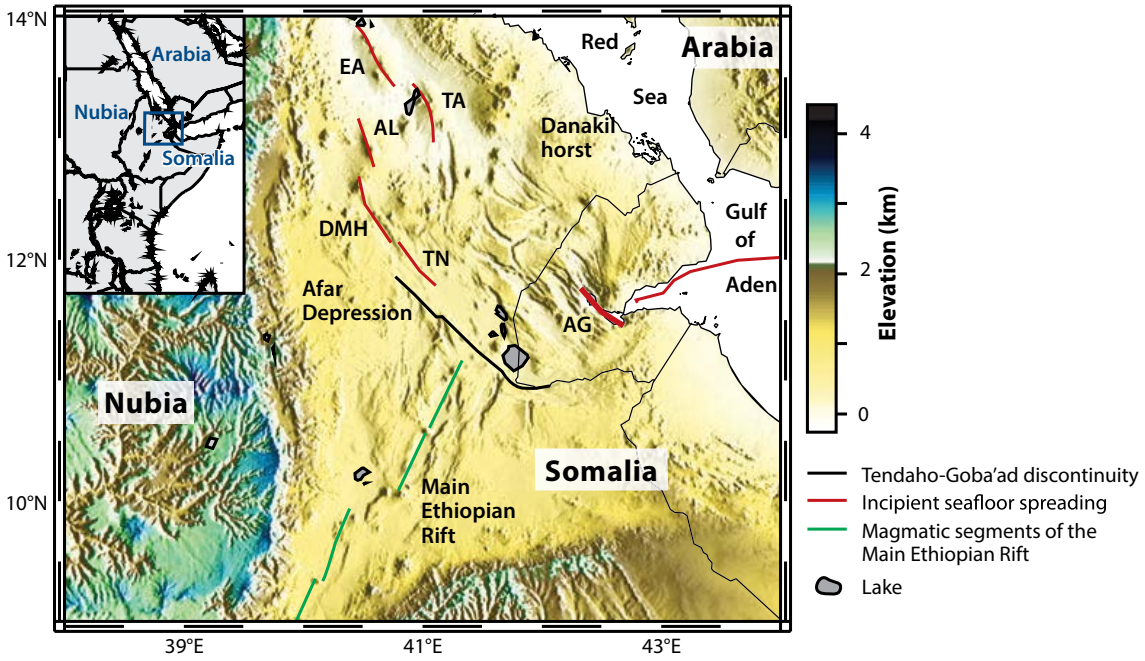


Figure I.2.6: Carte de la région de l'Afar modifiée d'après Ebinger *et al.* (2010). Le sud de la mer Rouge, l'ouest du golfe d'Aden et le rift Est Africain se rejoignent dans une zone complexe, approximativement au centre de la carte. La ligne noire indique la discontinuité de Tendaho – Goba'ad, une zone sismiquement active séparant les rifts Est Africain, de la mer Rouge et du golfe d'Aden. Les lignes rouges représentent le centre des segments magmatiques des rifts de la mer Rouge et du golfe d'Aden où s'initie l'accrétion océanique (d'après Hayward et Ebinger (1996), Kidane *et al.* (2003) et Grandin *et al.* (2009)). Les lignes vertes représentent les segments magmatiques du rift Est Africain (e.g. Keir *et al.*, 2006). AL : Alayta segment, AG : Asal-Ghoubbet segment, DMH : Dabbahu-Manda Hararo segment, EA : Erta'Ale segment, TA : Tat'Ale segment, TN : Tendaho segment.

La séparation de l'Afrique et de l'Arabie durant les 30 derniers millions d'années a produit la dépression Afar, large de 300 km (Fig.I.2.6). Dans cette dépression se situe le point triple Afar, c'est à dire la jonction entre les rifts Est Africain, de la mer Rouge et du golfe d'Aden. L'accrétion océanique s'initie au niveau des segments magmatiques actifs présents dans la dépression Afar. Ces segments sont situés au sein d'une croûte et de lithosphère continentales intrudées (McKenzie *et al.*, 1970). Hayward et Ebinger (1996) et Oppenheimer et Francis (1998) estiment qu'ils sont similaires aux segments de dorsale mid-océaniques lentes, en terme d'espacement, de taille, de morphologie et de structure, et sont le lieu de formation d'une nouvelle croûte ignée par intrusion de dykes. Ces auteurs considèrent ainsi l'Afar comme océanique. Cependant, la présence des plaques continentales de part et d'autre du rift, ainsi que le présence d'un anomalie thermique chaude dans le manteau sous la région entrainent des différences de composition et de taux de production par rapport aux dorsales océaniques. Il existe une controverse au sein de la communauté scientifique concernant la nature de la croûte en Afar ; certains considèrent qu'il s'agit de croûte océanique (e.g. Hayward et Ebinger, 1996; Oppenheimer et Francis, 1998), tandis que pour les autres la croûte est continentale amincie.

La dépression Afar est bordée au nord par le horst Danakil, orienté NW-SE (Fig.I.2.6). Il est généralement considéré comme un bloc rigide, en rotation anti-horaire (e.g. Souriot et Brun, 1992; Eagles *et al.*, 2002). La discontinuité de Tendaho Goba'ad est un escarpement de faille séparant une zone dont la direction d'étirement est E-W (rift Est Africain) d'une zone dont la direction d'étirement est NW-SE (rift de la mer Rouge). À l'ouest et au sud-est, la dépression Afar est séparée des hauts plateaux éthiopiens par des systèmes de failles bordières Oligo-Miocène. L'épaisseur de la croûte sous les hauts plateaux éthiopiens a été estimée entre 33 et 46 km (e.g. Maguire *et al.*, 2006; Stuart *et al.*, 2006; Dugda et Nyblade, 2006).

La profondeur du Moho sous la région de l'Afar et du rift Est Africain a été déduite de l'analyse de fonctions-récepteurs par Dugda *et al.* (2005), Hammond *et al.* (2011) et Reed *et al.* (2014). L'épaisseur de la croûte varie entre 33 et 46 km sous les hauts plateaux éthiopiens, et entre 27 et 38 km sous le rift Est Africain (Dugda *et al.*, 2005; Hammond *et al.*, 2011). La croûte s'amincit jusqu'à atteindre ∼16 km sous les segments magmatiques au nord de l'Afar. Hors des segments magmatiques, dans la dépression Afar, son épaisseur varie entre 20 et 26 km (Hammond *et al.*, 2011). Les ratios V_P/V_S sous les plateaux éthiopiens ouest (1.7 à 1.9) suggèrent une croûte mafique altérée, certainement associée avec le volcanisme Cénozoïque de type traps, ou avec le volcanisme actuel. En revanche, les plateaux du sud-est présentent un ratio V_P/V_S de 1.78, plus typique d'une croûte continentale non-altérée (Hammond *et al.*, 2011). Concernant la dépression Afar, les ratios obtenus aux endroits où la croûte atteint au maximum 26 km sont forts (>2.0), et ne peuvent être expliqués que par des intrusions magmatiques dans la croûte inférieure. Hammond *et al.*

(2011) ont déduit de leur étude qu'il y a moins de magma présent dans la croûte à l'est de l'Afar ; le ratio V_P/V_S est inférieur à 1.9 et l'épaisseur de la croûte supérieure à 26 km. L'est de l'Afar aurait donc subi moins d'extension et d'étirement, et la signature de la croûte continentale aurait ainsi été mieux préservée. Cela peut être expliqué par une migration vers l'est du rift de la mer Rouge avec le temps (Hammond *et al.*, 2011; Reed *et al.*, 2014).

2.3.3.2 Le rift nord Éthiopien

Le rift Éthiopien, (Main Ethiopian Rift, Fig.I.2.6), est le moins évolué et le plus jeune des trois rifts. Sa terminaison nord se situe au niveau de la discontinuité de Tendaho Goba'ad, au centre de l'Afar (e.g. Tesfaye *et al.*, 2003; Wolfenden *et al.*, 2005; Bellahsen *et al.*, 2003). L'extension au sud-ouest de l'Éthiopie et au nord du Kenya a débuté il y a 20 Ma. Selon Ebinger et Casey (2001), le rift Est Africain se serait ouvert au sud et au centre entre 18 et 15 Ma. Le rifting de la partie nord du rift Est Africain aurait débuté plus tardivement, à partir de 11 Ma, soit plus de 17 Ma après l'initiation du rifting en mer Rouge et golfe d'Aden (Wolfenden *et al.*, 2004). La jonction triple de l'Afar se serait donc développée à partir de 11 Ma, soit 20 Ma après l'épisode de trapps.

Depuis 12 Ma, la déformation s'est progressivement localisée au centre des vallées de rift, au niveau des segments magmatiques(Ebinger et Casey, 2001).

Activité récente : volcanisme et sismicité

3.1 Magmatisme récent et actuel

Le magmatisme est un phénomène toujours d'actualité dans la région ; entre 12 Ma et la période actuelle se sont développées des provinces magmatiques, depuis la région de l'Afar et le Yémen du Sud-Ouest jusqu'en Arabie Saoudite occidentale, en Jordanie et Syrie du nord, sur un rayon de plus de 2 500 km (Bertrand *et al.*, 2003).

3.1.1 Le long du golfe d'Aden

Lucazeau *et al.* (2008) et Rolandone *et al.* (2013) ont effectué des mesures de flux de chaleur à terre et en mer dans la partie orientale du golfe d'Aden ; les flux sont faibles sur le continent, et brutalement plus élevés au niveau de la transition océan-continent, correspondant à des valeurs normales pour une lithosphère océanique. Une valeur de flux de chaleur très élevée a également été enregistrée à l'aplomb d'une structure identifiée comme volcanique, en dehors de l'axe de la dorsale. La présence de phénomènes magmatiques récents (environ 100 000 ans) et d'une structure volcanique, associée au flux de chaleur élevé, est le signe d'une activité volcanique post-rift hors-axe (Lucazeau *et al.*, 2009). Ces évènements magmatiques hors-axe de la ride de Sheba ont été mis en évidence à 75 km à l'est de la zone de fracture d'Alula-Fartak, sous la forme de monts sous-marins de grande dimension alignés dans la direction NNE-SSW (d'Acremont *et al.*, 2010). Ces structures volcaniques seraient dues à une anomalie de fusion sous la lithosphère, qui affecterait une zone d'environ 12 000 km^2 (Leroy *et al.*, 2010a).

De nombreux évènements volcaniques sont également identifiés sur terre tout au long du golfe d'Aden, sur la marge sud en Somalie et sur la marge nord au Yémen et en Oman. Parmi ceux-ci, nous trouvons la série volcanique d'Aden, au Yémen (Fig.I.3.1). Au Mio-Pliocène, six volcans sont actifs entre Bab-el-Mandeb, à l'extrêmité sud de la mer Rouge, et Aden (Gass *et al.*, 1965) : Perim, Jebel Khariz, Jebel Umm Birka, Ras Imran, Little Aden et Aden, d'ouest en est. Les roches associées aux calderas Tertiaires ont entre 10.5 et 5 Ma (Cox *et al.*, 1970). Perim, le plus ancien volcan, a été daté à 10.5 Ma (Mallick *et al.*,

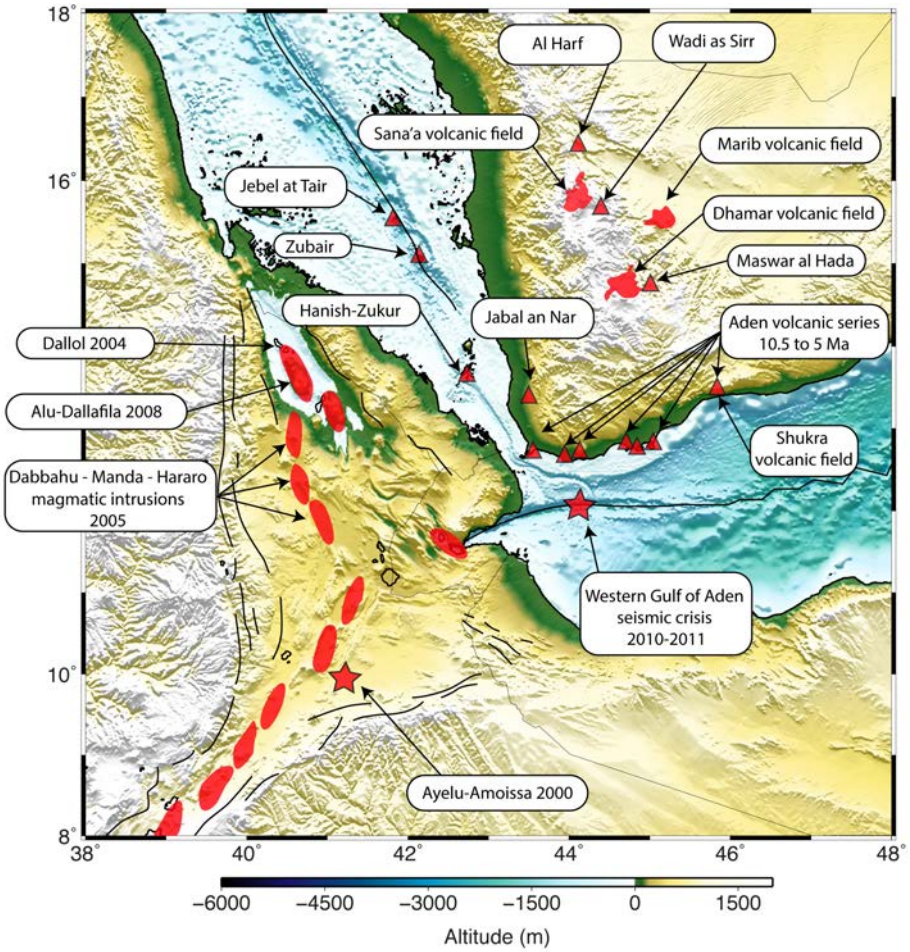


FIGURE I.3.1: Activité volcanique récente et sismicité associée. Les triangles représentent les volcans de la série volcanique d'Aden, ainsi que les volcans ayant eu une activité récente au sud de la mer Rouge, sur terre et en mer. L'étoile située dans le golfe d'Aden indique la localisation de l'essaim de séismes de la crise de sismicité au large de Djibouti (Ahmed, submitted). L'étoile située au sud de l'Afar indique la localisation de la crise de sismicité de 2000 liée à une intrusion magmatique, à Ayelu-Amoissa (Keir *et al.*, 2011). Les intrusions magmatiques récentes de Dallol (Nobile *et al.*, 2012), Alu-Dallafila (Pagli *et al.*, 2012) et Dabbahu-Manda-Hararo (Ebinger *et al.*, 2008) sont indiquées au niveau des segments magmatiques correspondants.

1990), tandis que les plus jeunes (Aden, Little Aden, Jebel Khariz) sont datées entre 6.5 et 5.0 Ma Gass *et al.* (1973). Leur composition se situe entre les séries alcaline et tholéiitique (Cox *et al.*, 1970), et serait de plus en plus alcaline en allant vers l'ouest. Mallick *et al.* (1990) proposent d'inclure également le champ volcanique de Shukra, situé plus à l'est, car son âge et la composition de ses laves sont cohérents avec la série volcanique d'Aden ; il en serait le membre le plus jeune et le plus alcalin (Cox *et al.*, 1977, 1993).

Plus à l'Est, en Oman, deux zones de fusion partielle ont été imagées en profondeur sous le Dhofar (entre 80 et 100 km) par tomographie télésismique en correspondance des zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra (Basuyau *et al.*, 2010). Elles sont interprétées

comme provenant de la migration des produits de fusion de la ride de Sheba le long des zones de fractures du golfe d'Aden.

En Somalie, le volcanisme Plio-Quaternaire est observé en mer dans les bassins Oligo-Miocène de Daban, ainsi qu'à Bosaso et Qandala (Fantozzi et Sgavetti, 1998).

3.1.2 Le long de la mer Rouge

Au Miocène supérieur (∼10 Ma), des coulées de lave sont extrudées dans des zones éparpillées : Al Harf, Wadi as Sirr, Maswar Al Hada, Jabal An Nar (Manetti *et al.*, 1991).

Depuis 15 Ma jusqu'à l'Holocène, trois zones volcaniques sont actives sur les hauts-plateaux Yéménites, le long de la mer Rouge (Fig.I.3.1) : il s'agit des champs volcaniques de Sana'a, Dhamar et Marib (Davison *et al.*, 1994; Pik *et al.*, 2008; Leroy *et al.*, 2010a). La signature isotopique des laves de ces volcans actifs suggèrent une forte composante asthénosphérique du magma (Manetti *et al.*, 1991).

Au quaternaire, un volcanisme alcalin existe toujours sur certaines îles au large du Yémen, en mer Rouge (Fig.I.3.1). Il s'agit du groupe d'îles Hanish-Zukur, qui se situe à l'axe de la mer Rouge, autour de 13.7°N. Les basaltes qui les composent sont essentiellement alcalins (Gass *et al.*, 1973). En remontant vers le nord, on trouve les îles Zubair ainsi que l'île de Jebel at Tair. Cette dernière est en réalité un seul volcan, localisé à 15.6°N et 41.8°E. La composition de ses coulées de lave est majoritairement tholéiitique (Gass *et al.*, 1973). Le groupe Zubair se situe en position et en composition intermédiaires entre Jebel at Tair et Hanish-Zukur, autour de 15.1°N. Il est constitué de dix îles et de nombreux rochers. Les trois plus grandes îles présentent des coulées de lave basaltiques, de composition intermédiaire entre tholéiitiques et alcalines (Gass *et al.*, 1973). Schilling (1973) explique que l'alcalinité serait dûe à un apport provenant du panache Afar à l'extrêmité sud de la mer Rouge. Cet apport diminuerait vers le nord, c'est pourquoi les basaltes de l'île de Jebel at Tair auraient des compositions proches des MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalt).

3.2 Activité sismique récente liée au magmatisme

Récemment, des recrudescences d'évènements sismiques de magnitude inférieure à 5, durant quelques jours à quelques semaines, et très restreints dans l'espace ont eu lieu en Éthiopie dans la dépression Afar, au nord de l'Arabie Saoudite (Pallister *et al.*, 2010) ainsi qu'au large, dans le golfe d'Aden (Ebinger *et al.*, 2010). Ces évènements correspondent à la mise en place de dykes magmatiques, associés à une extension. Keir *et al.* (2011) ont reporté l'intrusion à Ayelu-Amoissa (Fig.I.3.1) d'un dyke de ∼6 km de long et ∼1,5 m de large en 2000, au sud de l'Afar. L'étude de la sismicité et de l'interférométrie radar (InSAR) ont permis de déterminer que l'injection de magma a duré 4 jours. En septembre 2005, le "mega dyke event" dans la région de Dabbahu, (Fig.I.3.1) a généré 163 séismes

de magnitude supérieure à 3,9 (Wright *et al.*, 2006) ; lors de cet évènement se sont mis en place au moins trois dykes entre 2 et 9 km de profondeur, pour un volume de 2,5 km^3. Les séismes provoqués par ces intrusions portent un signal particulier : certains sont porteurs de très hautes fréquences, alors que d'autres sont de très basses fréquences. Les premiers correspondent à la fracture des roches et les seconds à la mise en place du magma dans ces fractures (Pallister *et al.*, 2010). Cette crise de septembre 2005 a permis d'accomoder 8 m d'ouverture (Ebinger *et al.*, 2008). L'injection de magma s'est poursuivie pendant encore trois mois suite à l'évènement majeur (Ebinger *et al.*, 2008). Si les fractures parviennent à la surface, des éruptions fissurales peuvent avoir lieu sur plusieurs mètres de longueur.

Entre le "mega dyke event" et 2010 ont été répertoriées douze intrusions de même nature (Pallister *et al.*, 2010), aussi bien dans la dépression de l'Afar qu'en Arabie Saoudite. De novembre 2010 à mars 2011 a eu lieu une nouvelle crise de sismicité au large de Djibouti, dans le golfe d'Aden (Ahmed, submitted). Cet épisode est lié à l'intrusion d'un dyke le long d'un segment de la ride d'Aden, à 44°E. Plus de 1 000 séismes de magnitude 2,1 à 5,6 ont été enregistrés le long d'un seul et même segment (Fig.I.3.1). Au total, ce sont entre 1,7 et 8,6 m d'ouverture qui ont été accomodés par le dyke et les séismes (Ahmed, submitted).

3.3 Influence du panache Afar sur les marges de la mer Rouge et du golfe d'Aden : modèles

La région de l'Afar, les marges de la mer Rouge et du golfe d'Aden sont donc encore actives actuellement, et des travaux ont été réalisés et sont en cours de réalisation afin de comprendre les liens entre ces différentes activités magmatiques en relation ou non avec le point chaud Afar. Alors que les injections de dykes de la région de l'Afar semblent directement liées à la présence du panache, différents modèles ont émergé pour expliquer les évènement magmatiques loin de la région de l'Afar.

Concernant les évènements magmatiques récents observés au long du golfe d'Aden, le modèle retenu par Leroy *et al.* (2010a) pour expliquer l'influence du point chaud à plus de 1000 km de la dépression Afar est celui de la chenalisation de matériel mantellique provenant de l'Afar sous les dorsales d'Aden et de Sheba (Fig.I.3.2b). Le bassin du golfe d'Aden est un bassin jeune et étroit situé entre deux blocs de lithosphère continentale relativement épaisse. En effet l'épaisseur de la lithosphère continentale au niveau des marges est estimée à 150 km (Rolandone *et al.*, 2013), et ces marges sont elles-même très proches de l'axe de la dorsale (entre 25 et 200 km). Lucazeau *et al.* (2008), considèrent dans leur modèle une lithosphère océanique de 90 km et une lithosphère continentale de 150 km d'épaisseur. Cette configuration pourrait aider au confinement du flux de matériel chaud depuis le panache Afar et favoriser la chenalisation de ce matériel le long des rides d'Aden et de Sheba (Leroy *et al.*, 2010a). À l'endroit où la ride d'Aden est interrompue par la zone de

fracture d'Alula-Fartak, il y a contact entre une lithosphère océanique fine à l'ouest, et une lithosphère océanique épaisse, car plus âgée, à l'est. Le flux mantellique chenalisé depuis l'Afar serait donc stoppé et redirigé le long de la zone de fracture, jusqu'à ce qu'il rencontre une lithosphère plus fine (car plus jeune). Le flux passerait donc la zone de fracture d'Alula-Fartak, pour s'accumuler entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et Socotra-Hadbeen, formant de nombreux volcans hors-axe (Fig.I.3.2). La seconde hypothèse proposée par Leroy *et al.* (2010a), celle d'une diffusion radiale du matériel mantellique provenant de l'Afar, n'est pas retenue (Fig.I.3.2a). Le soulèvement de la région, les faibles bathymétries ainsi qu'un volcanisme abondants induits par la présence d'un panache ne sont pas observés, invalidant cette dernière hypothèse (Leroy *et al.*, 2010a).

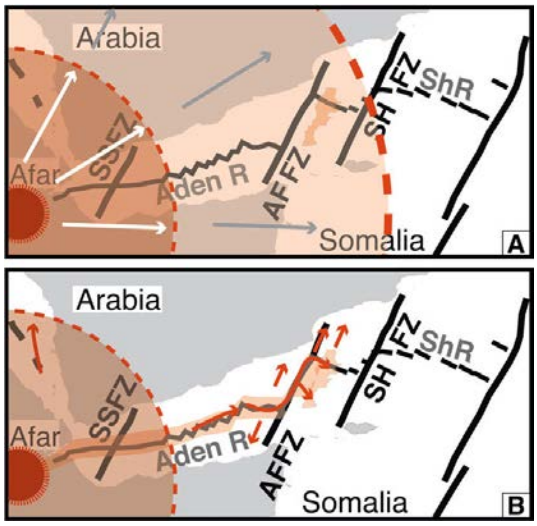


Figure I.3.2: Schémas conceptuels proposés par Leroy *et al.* (2010a) pour expliquer l'anomalie de fusion située entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et Socotra-Hadbeen. (A) Dispersion diffuse du panache en profondeur sous le golfe d'Aden. Le point orange foncé correspondrait à un conduit éventuel, et l'ombrage orange à la localisation du panache Afar selon Sicilia *et al.* (2008). L'ombrage orange plus clair montre la dispersion du matériel du panache intégrant l'anomalie de fusion d'Alula-Fartak. Les flèches indiquent les directions de dispersion. (B) Illustration schématique de la channelisation de matériel provenant du panache le long de la dorsale d'Aden, de l'ouest à l'est du golfe d'Aden. Les flèches indiquent le flux mantellique en profondeur dans une zone de fusion partielle. SSFZ : Shukra el Sheik Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; ShR : Sheba Ridge.

Selon Lucazeau *et al.* (2008), la présence d'un édifice volcanique au large de l'Oman pourrait également être due à un processus de convection à petite échelle. King et Anderson (1998) ont en effet démontré l'existence de cellules de convection à petite échelle se formant à la bordure des continents. La différence d'épaisseur entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique induirait un flux de matériel mantellique et la mise en place de cellules de convection.

Pour la mer Rouge, l'hypothèse du flux horizontal de matériel est réutilisée par Chang *et al.* (2011) ; il propose ainsi l'existence de flux mantelliques chenalisés rayonnants depuis l'Afar (visibles par l'étude de l'anisotropie du manteau, Hansen *et al.* (2007) vers le sud le long du rift Éthiopien, vers le golfe d'Aden, le long du système de rides Aden-Sheba, et vers le nord sous l'Arabie, à moins de 100 à 300 km de profondeur.

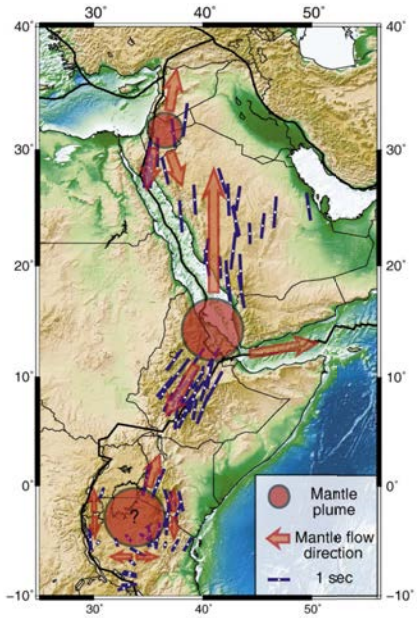
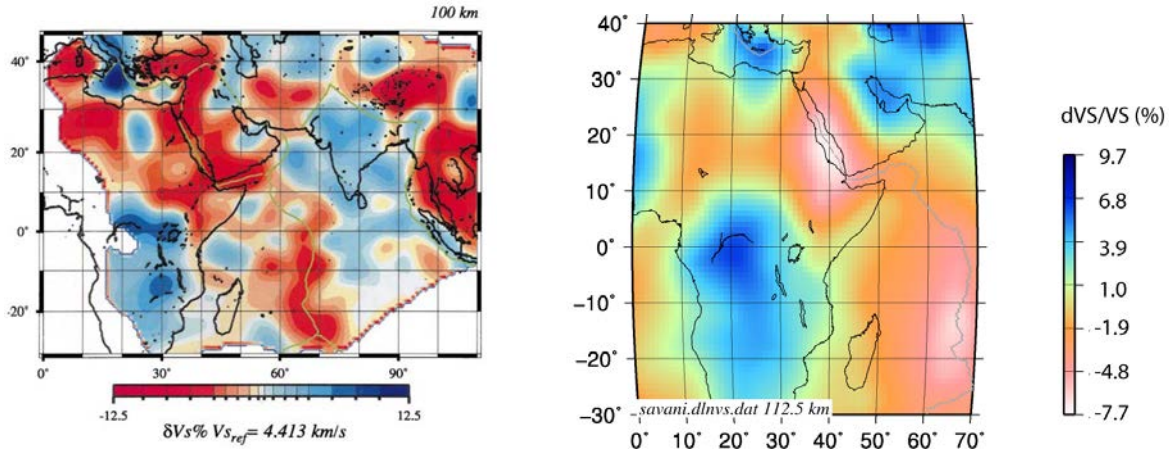


FIGURE I.3.3: Carte schématique de Chang et Van der Lee (2011), indiquant la localisation de panaches et les directions de flux mantellique. Les données d'anisotropie proviennent de Gashawbeza *et al.* (2004), Hansen *et al.* (2006), et Walker *et al.* (2004). La localisation du panache Kenyan est basée sur les travaux de Weeraratne *et al.* (2003).

Études de tomographie réalisées précédemment dans la région

Les études de tomographie ont permis d'identifier une structure anomalement lente sous la région de l'Afar. Au fil des années, de nouveaux réseaux ont été mis en place et la résolution s'est améliorée. Nous présentons ici différentes études de tomographie réalisées auparavant et proposant une image de notre région d'étude.

Des études sismologiques ont proposé des images tomographiques à échelle globale de la lithosphère sous l'est de l'Afrique et la plaque Arabe (e.g. Benoit *et al.*, 2003; Park *et al.*, 2007). Cependant, la résolution de ce type de tomographie utilisant les ondes de surfaces ne peut atteindre qu'environ 1000 km pour la partie supérieure du manteau. Debayle *et al.* (2001) ont réalisé une image de l'Arabie, de l'Afar et des rifts de la mer Rouge et du golfe d'Aden par tomographie des ondes S, jusqu'à 650 km de profondeur (Fig.I.4.1a). La résolution de ce modèle atteint quelques centaines de kilomètres latéralement. Le modèle de tomographie globale des ondes S *savani* (Auer *et al.*, 2014), est basé sur une compilation de jeux de données issues des études de Visser *et al.* (2008), Ekström (2011) et Ritsema *et al.* (2011). Il s'agit d'un modèle à grille adaptative, s'ajustant à la densité de rais en chaque



(a) (b)

Figure I.4.1: (a) Tomographie des ondes S à 100 km de profondeur sous l'Afrique et l'Arabie (Debayle *et al.*, 2001). (b) Tomographie des ondes S à 112.5 km de profondeur sous l'Afrique et l'Arabie, avec un modèle à grille adaptative (Auer *et al.*, 2014).

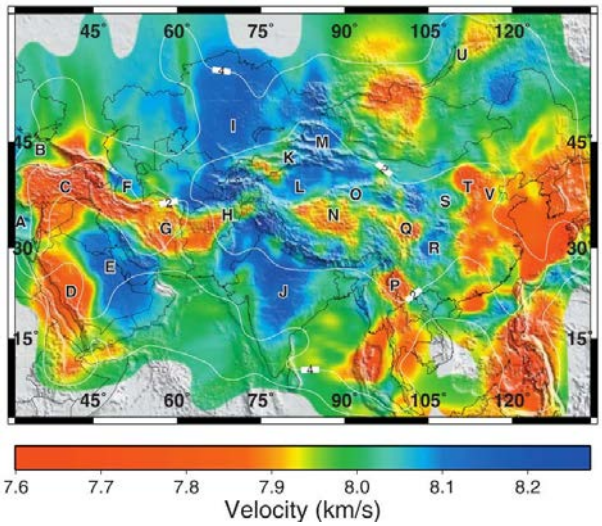
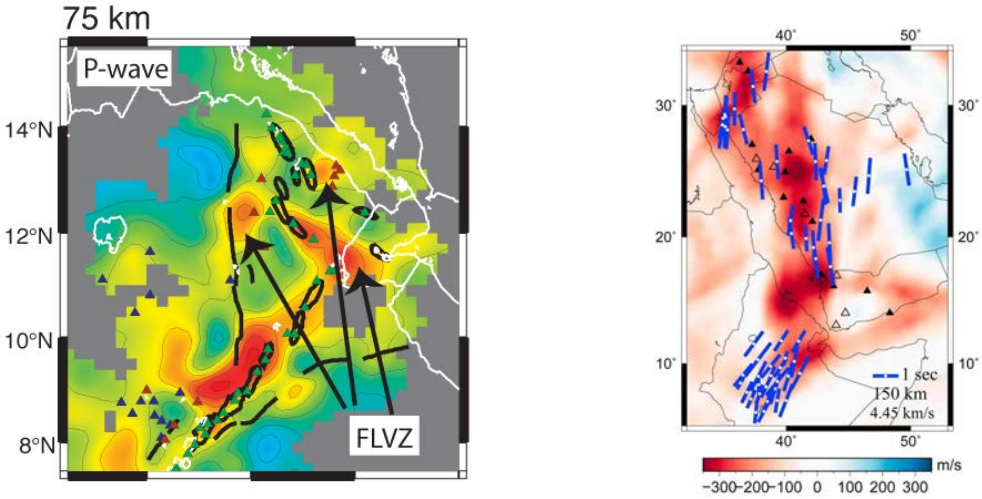


FIGURE I.4.2: Tomographie sismique des ondes Pn en Asie (Phillips *et al.*, 2007). D = Bouclier Arabe ; E = Plateforme Arabe.

lieu (Fig.I.4.1b). Les mailles sont de 1.25° de côté dans les zones fortement illuminées, à 5° dans les zones où les données sont les plus rares. Hansen et Nyblade (2013) ont quant à eux proposé un modèle de vitesse des ondes P pour l'est de l'Afrique et le sud de l'Arabie avec une résolution d'environ 5°.

À la même échelle, Phillips *et al.* (2007) ont imagé les variations de vitesse de propagation des ondes sismiques par tomographie lithosphérique des ondes Pn au niveau de



(a) (b)

FIGURE I.4.3: (a) Tomographie des ondes P de Hammond *et al.* (2013) à 75 km de profondeur. FLVZ : Focused Low-Velocity Zone. (b) Carte de vitesse de propagation des ondes S à 150 km de profondeur (Chang *et al.*, 2011). Les barres bleues représentent les données de 'shear wave splitting' (Gashawbeza *et al.*, 2004; Hansen *et al.*, 2006).

l'Asie et du Moyen Orient. Ce modèle atteint une résolution de 4 à 8° pour notre zone d'étude.

D'autres études ont été menées à plus petite échelle, en utilisant des réseaux plus denses de stations afin d'obtenir une meilleure résolution. Bastow *et al.* (2008) ont réalisé un modèle de propagation des ondes P et S sous le rift Est Africain, à l'aide des enregistrements de 108 stations. Étant donnée l'extension latérale du réseau en surface, la profondeur maximale d'investigation est 300 km. Le modèle est capable de résoudre des anomalies d'une centaine de kilomètres.

Plus récemment, le modèle de vitesses de propagation des ondes P et S de Hammond *et al.* (2013) offre une meilleure couverture de la dépression Afar et du rift Est Africain, ainsi qu'une meilleure résolution. En effet, 244 stations ont été rassemblées en combinant les données provenant de plusieurs réseaux en Éthiopie, Érythrée, à Djibouti, au Yémen et au Kenya. La résolution atteinte est d'environ 50 km latéralement, en Afar et pour le Rift Est Africain (Fig.I.4.3a).

Chang et Van der Lee (2011) et Chang *et al.* (2011) ont réalisé des images tomographiques de la plaque Arabe et de l'est de l'Afrique avec une résolution atteignant quelques centaines de kilomètres (Fig.I.4.3b).

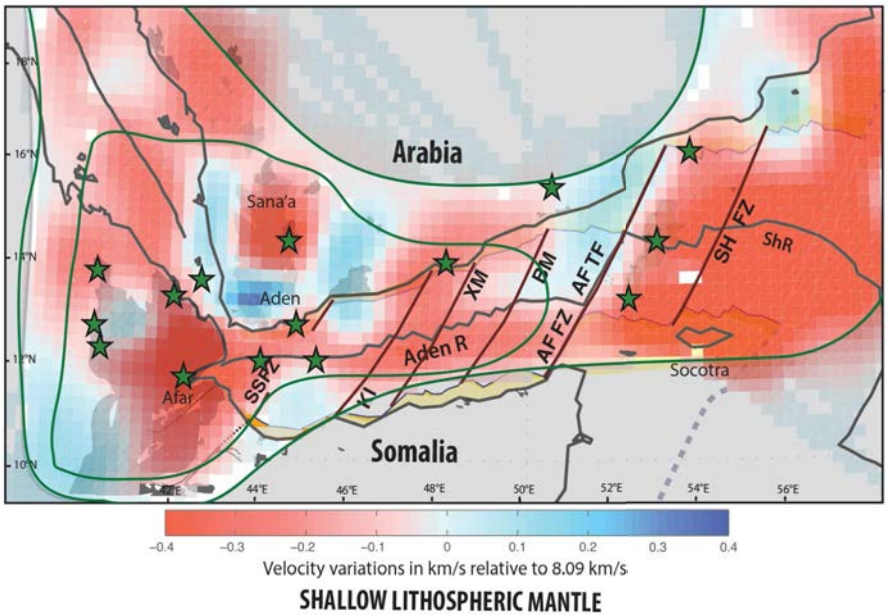


Figure I.4.4: Tomographie des ondes Pn réalisée par Corbeau *et al.* (2014). Superposition du modèle de vitesse pour le manteau lithosphérique superficiel (Shallow Lithospheric Mantle) avec une carte de l'activité volcanique (modifiée d'après Ebinger *et al.* (2008), Leroy *et al.* (2010a) et Leroy *et al.* (2012). Les étoiles vertes représentent les volcans actifs. SSFZ : Shukra el Sheik fracture zone, KI : Kanshar-Irqah, XM : Xiis-Mukalla, BM : Bosaso-Masilah, AFFZ : Alula-Fartak fault zone, AFTF : Alula-Fartak transform fault, SHFZ : Socotra Hadbeen fault zone. La ligne verte externe délimite la zone de résolution à 4°, et la ligne verte interne délimite la zone de résolution à 2°.

Les marges du golfe d'Aden ont été très peu étudiées à échelle locale. Corbeau *et al.* (2014) ont réalisé un modèle de vitesse de progation des ondes Pn de l'Afar jusqu'à l'Oman (Fig.I.4.4), avec une résolution atteignant 2° pour la partie occidentale du golfe d'Aden, et 4° pour la partie orientale.

Enfin, seule l'étude de Basuyau *et al.* (2010), au sud de l'Oman, atteint une résolution inférieure à 1° (Fig.I.4.5). Cette étude régionale de tomographie télésismique a permis d'obtenir un modèle de vitesse de propagation des ondes P à partir des enregistrements de 29 stations large-bande.

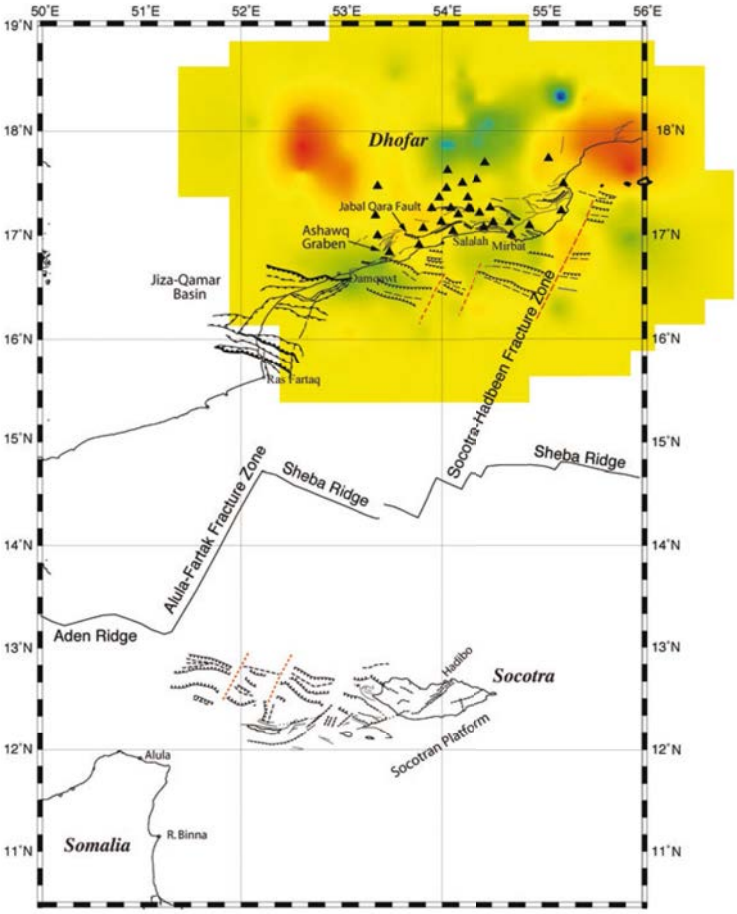


FIGURE I.4.5: Modèle de vitesse de propagation des ondes P réalisé par Basuyau *et al.* (2010), à 170 km de profondeur. L'image tomographique est superposée à un schéma tectonique (d'Acremont, 2002).

De nombreuses études de tomographie ont été menées en Afar, à grande et petite échelle. Les réseaux denses de stations sismologiques qui ont été mis en place en Éthiopie et à Djibouti ont permis de couvrir la majorité de l'Afar, ainsi que la zone de jonction triple des rifts Aden – Afar – mer Rouge. Cependant, rares sont les études de tomographie à échelle régionale portant sur le sud de la mer Rouge et le golfe d'Aden. Les pays riverains comme le Yémen et la Somalie sont en effet difficiles d'accès pour des raisons politiques et/ou géographiques. Il n'y a que très peu de stations permanentes dont les données sont publiques (deux au Yémen), et le parc national de stations sismologiques du Yémen est composé de stations à déclenchement ; elles ne disposent pas d'enregistrements continus. Seul le projet YOCMAL (Fig.I.4.6), dans lequel s'inscrit cette thèse, a pu mettre en place un réseau temporaire de stations (Fig.I.4.6), entre 2009 et 2010 au Yémen (50 stations), puis entre 2010 et 2011 au sud de l'Oman et sur l'île de Socotra (Yémen). Ces données sont donc précieuses pour la compréhension du golfe d'Aden et du sud de la mer Rouge.

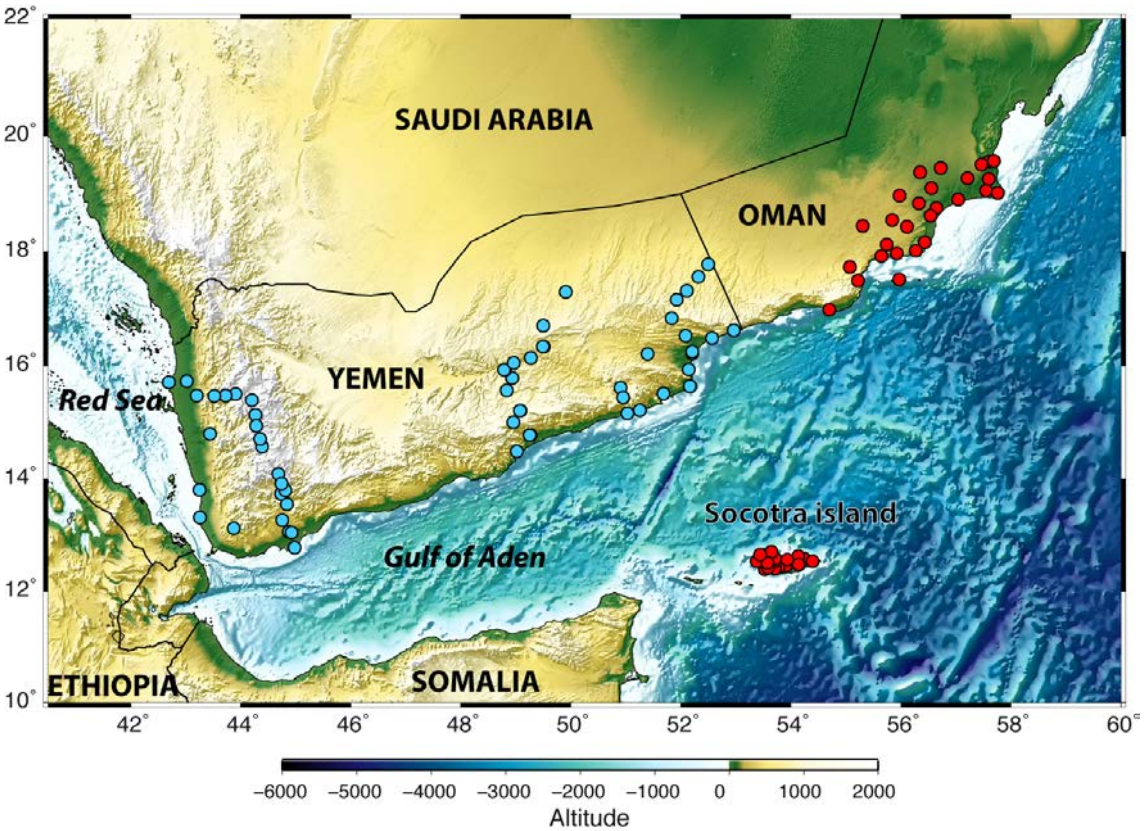


Figure I.4.6: Réseau temporaire de stations mises en place par le projet YOCMAL. Les points bleus représentent les stations déployées entre mars 2009 et mars 2010, les points rouges représentent les stations déployées entre mars 2010 et avril 2011.

Deuxième partie

Présentation des méthodes utilisées

Nous présentons dans cette partie les méthodes que nous avons utilisées au cours de la thèse. Elles sont également décrites dans chaque article (III.1, III.2, III.3, IV.1 et IV.2), tout comme la résolution offerte par chacune des méthodes sur des exemples précis.

La tomographie est une méthode permettant d'identifier les structures terrestres qui engendrent des pertubations de vitesse par rapport à un modèle de référence. Elle permet d'obtenir une distribution d'un ou plusieurs paramètres caractéristiques dans un milieu, et est particulièrement sensible à la présence de magma, de fluide, ainsi qu'aux variations de température et de composition des roches. Les méthode que nous avons choisies sont **la tomographie de bruit de fond sismique** et **la tomographie télésismique**.

La tomographie de bruit de fond sismique est utilisée afin d'obtenir des cartes de vitesse des ondes de surface qui se propagent entre les stations sismologiques, au niveau de la croûte et du manteau supérieur (*c.f.* chapitres III.1 et IV.1). Il est ensuite possible de réaliser un modèle en trois dimensions à partir des cartes de vitesse des ondes de phases (*c.f.* chapitre III.2). La tomographie télésismique, quant à elle, permet d'obtenir une image des variations spatiales de la vitesse de propagation des ondes de volume P dans le globe terrestre, sous le réseau de stations (*c.f.* chapitre III.3 et IV.2).

Tomographie de bruit de fond sismique

1.1 Principe général

La corrélation de bruit sismique enregistré entre deux stations sismologiques sur une longue période de temps peut fournir la fonction de Green des ondes de surface entre ces deux stations, c'est à dire la réponse impulsionnelle du milieu entre ces deux stations (Campillo et Paul, 2003). Le bruit sismique ou bruit ambiant correspond à toutes les ondes générées par les activités humaines, les ondes océaniques, les tempêtes,... Cette nouvelle méthode pour étudier la structure de la Terre est libérée des limites imposées par la répartition naturelle des séismes sur le globe.

Les meilleurs résultats sont obtenus lorsque les microséismes ne sont pas limités à une source en particulier mais se propagent sur une large gamme d'azimuts parmi les stations sismologiques. Le bruit provenant principalement du couplage océan/terre, une région entourée par les mers est particulièrement favorable à une étude de tomographie de bruit sismique. En mesurant les ondes de surface entre différents couples de stations, il est possible de réaliser une image tomographique des ondes de surface de haute résolution (e.g. Shapiro *et al.*, 2005).

1.2 Origine du bruit de fond microsismique

Le bruit de fond (Fig.II.1.1) provient essentiellement des microséismes dus aux interactions des mers et océans avec la croûte terrestre. La bande de périodes microsismique se situe entre 1 et 30 s, et le spectre du bruit de fond présente deux pics principaux (Fig.II.1.2). Le premier pic de microsismicité correspond aux trains de houle, et à environ 15 s de période (Hillers *et al.*, 2012, et références citées). Ces trains de houle produits dans des régions différentes peuvent se rencontrer en mer ; leurs interactions produisent une agitation qui se caractérise par une période d'environ 7.5 s, soit une fréquence double (Longuet-Higgins, 1950). Ce clapot met en vibration toute la colonne d'eau au-dessus de laquelle il se produit. Il peut s'installer un phénomène de résonance, transmis dans le sol. Ce bruit est ensuite diffusé au sein de la croûte, dont l'hétérogénéité permet de diffracter les ondes, leur faisant parcourir un chemin long et complexe ; une partie du champ d'onde devient ainsi diffus.

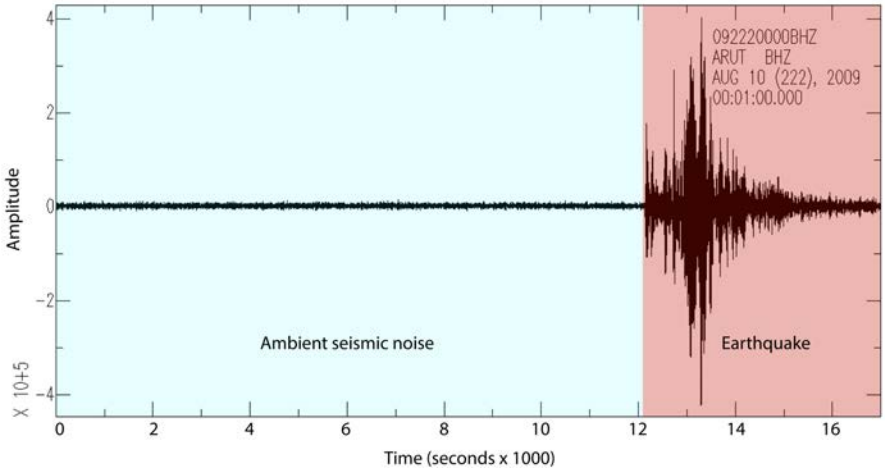


FIGURE II.1.1: Sismogramme enregistré par la station sismologique ARUT au Yémen (station du réseau YOCMAL). On y distingue en rouge l'arrivée d'un séisme lointain survenu au Japon le 10 août 2009, et en bleu le bruit de fond microsismique.

Le bruit correspondant au premier pic est moins atténué et par conséquent il se propage sur de longues distances. Ces ondes de surface sont donc observées partout et dans toutes le directions. Le bruit correspondant au second pic en revanche s'atténue plus rapidement et son enregistrement dépend donc fortement de la géographie. Le bruit est également sensible aux tempêtes océaniques et varie donc en fonction des saisons. C'est pourquoi il est nécessaire de travailler sur des enregistrements de plusieurs mois.

1.3 Du bruit de fond aux vitesses de phase des ondes de Rayleigh

Le traitement des données de bruit de fond sismique implique la corrélation d'enregistrements sur de longues périodes (quelques mois au minimum) de temps pour en extraire les fonctions de Green (e.g. Boschi et Weemstra, submitted, 2014, et références citées). Les caractéristiques de dispersion des fonctions de Green estimées fournissent des informations sur la propagation des ondes de surface entre les stations et donc sur les vitesses sismiques dans la croûte et le manteau supérieur.

Dans un premier temps, nous appliquons une normalisation spectrale aux données. Considérons un couple de stations sismologiques placées à la surface d'un milieu illuminé de manière uniforme par un bruit de fond diffus. La normalisation spectrale se définit ainsi :

$$\rho = \frac{\langle C_{xy} \rangle}{\langle C_{xx} \rangle \langle C_{yy} \rangle} \tag{1.1}$$

(Aki, 1957; Asten, 2006). $\langle C_{xy} \rangle$ est la corrélation croisée moyennée des enregistrements d'une station sismologique située au point x avec la station située au point y ; $\langle C_{xx} \rangle$ et

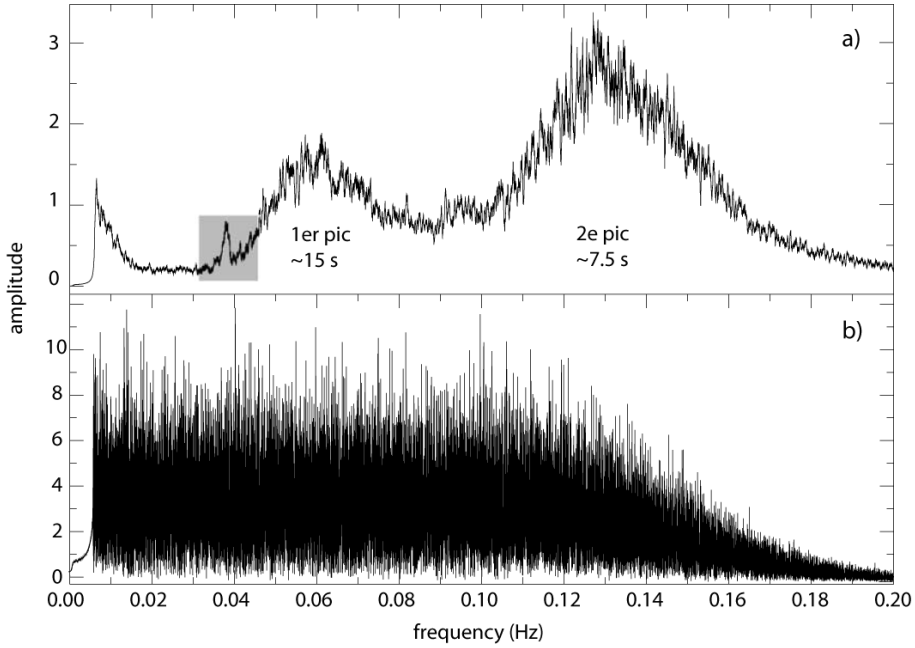


Figure II.1.2: Spectre brut (a) et après normalisation spectrale (b) d'un enregistrement sismologique d'une journée (modifié d'après Bensen *et al.*, 2007). Le premier pic de microséismes se situe à environ 15 s, tandis que le second pic se situe autour de 7.5 s. Le pic indiqué par la boîte grise correspond à un signal local provenant du golfe de Guinée.

$\langle C_{yy} \rangle$ sont les auto corrélations moyennées des enregistrements par ces stations. ρ est alors une corrélation croisée normalisée. Dans le cas d'un milieu homogène et non dissipatif, la corrélation croisée coincide, dans le domaine des fréquences, avec la fonction de Bessel d'ordre zéro, c'est à dire,

$$\rho(r) = J_0 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right) \tag{1.2}$$

(Aki, 1957), où ω est la fréquence angulaire, r la distance entre les stations x et y, et $c(\omega)$ est la vitesse de phase. L'équation (1.2) constitue la base de notre estimation de la dispersion des ondes de surface à partir du bruit de fond. Ce n'est qu'une estimation, car la Terre n'est pas un milieu homogène, le traitement des données peut affecter l'amplitude de ρ (Weemstra *et al.*, 2014), et l'illumination n'est généralement pas uniforme dans la réalité. Cependant, l'allongement de la durée d'enregistrements corrélés permet de réduire les erreurs (Yang et Ritzwoller, 2008), et les précédentes études indiquent que les estimations de vitesse de phase montrent une cohérence satisfaisante avec la géologie (e.g. Ekström *et al.*, 2009; Ekström, 2014)

La procédure que nous suivons est celle de Ekström *et al.* (2009), décrite en détails dans le paragraphe 3.2 de Boschi *et al.* (2013). Elle consiste à ne prendre en compte que les zéros de la partie réelle de la normalisation spectrale (c'est à dire ρ mesuré à partir des données), en négligeant la partie imaginaire (Weemstra *et al.*, 2013). En ne considérant que les zéros, nous ne prenons pas en considération d'information sur l'amplitude (Fig.II.1.3).

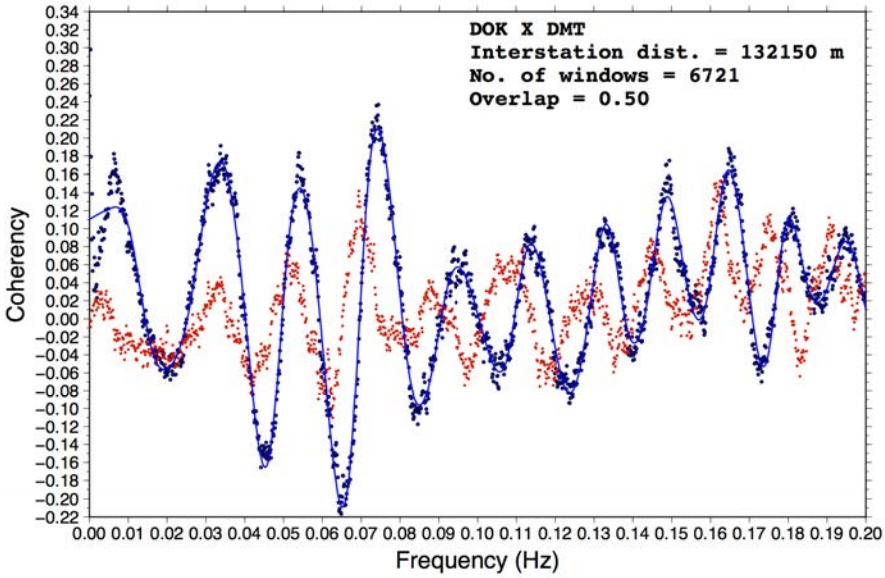


FIGURE II.1.3: Spectre normalisé de la corrélation croisée du couple de stations DOK-DMT, qui ont enregistré simultanément durant plus de 12 mois. Les points bleus sont la partie réelle de la corrélation croisée, les points rouges sont la partie imaginaire. La ligne continue représente la combinaison linéaire des splines cubiques qui est la mieux ajustée à la partie réelle du spectre.

En effet, il est particulièrement difficile d'étudier l'amplitude dle la corrélation croisée, car elle dépend de l'effet du traitement des données et du bruit sur les enregistrements de données. En revanche, les zéros sont indépendants de l'amplitude, et donc les vitesses de propagation peuvent être mesurées indépendamment de l'amplitude. Nous identifions les valeurs ω_i $(i = 1, 2, 3, ...)$ de fréquences pour lesquelles la partie réelle de ρ est zéro. Si $\omega = \omega_i$ pour certains i, l'argument de l'équation (1.2) doit coincider avec un des zéros connus z_n $(n = 1, 2, 3, ...)$ de la fonction de Bessel J_0,

$$\frac{\omega_i r}{c(\omega_i)} = z_n. \tag{1.3}$$

L'équation (1.3) peut être résolue pour c,

$$c(\omega_i) = \frac{\omega_i r}{z_n}, \tag{1.4}$$

et nous avons alors une gamme de mesures possibles de vitesses de phase à la fréquence ω_i, chacune correspondant à une valeur différente de n.

En appliquant l'équation (1.4) à toutes les valeurs observées de ω_i, nous obtenons une gamme de différentes courbes de dispersion possibles (Fig.II.1.4). La plupart d'entre elles ne sont pas réalistes (vitesses bien trop faibles ou trop élevées), ainsi la courbe "correcte" peut

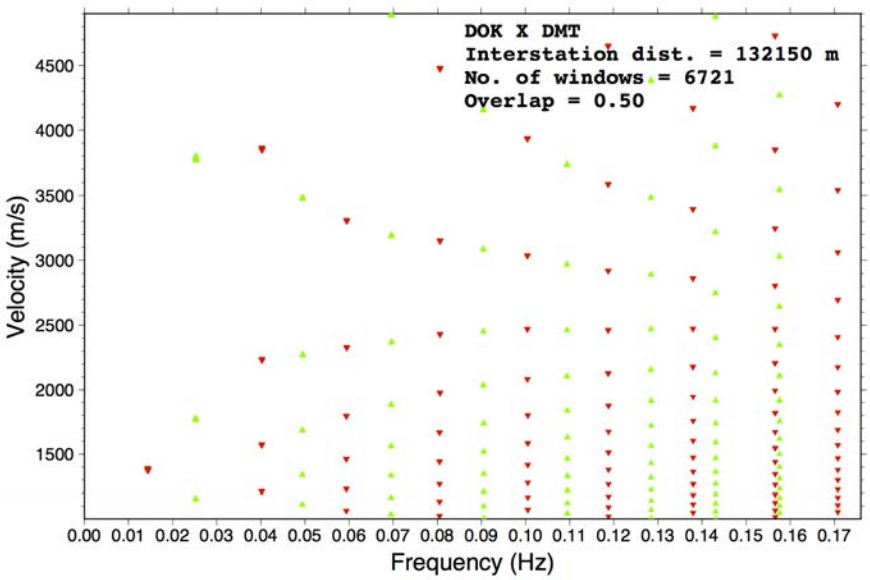


Figure II.1.4: Courbe de dispersion pour le couple de stations DOK-DMT. Les triangles sont les valeurs de vitesse de phase obtenues à partir du spectre.

relativement aisément être identifiée. En répétant cette opération pour tous les couples de stations disponibles, nous assemblons une base de données de vitesses de phase d'ondes de Rayleigh, qui pourra être utilisée pour réaliser une image tomographique suivant l'approche de Verbeke *et al.* (2012), qui s'appuie sur la formulation de la théorie du rai de Boschi et Dziewonski (1999).

1.4 Sélection et traitement des données

La tomographie de bruit nécessite des enregistrements continus de stations sismologiques durant des périodes de temps de plusieurs mois. Nous avons recueilli des données provenant du réseau YOCMAL, mais aussi d'autres réseaux temporaires et de stations permanentes (détails dans les chapitres III.1 et IV.1). La quantité de données à traiter est donc conséquente.

Pour garantir la qualité de notre jeu de données, nous avons exclu dans un premier temps les couples de stations ayant enregistré de manière contemporaine moins de six mois. Dans un second temps nous avons comparé les fonctions de Green mesurées et prédites pour chaque couple de stations, et éliminé les couples pour lesquels l'adéquation était mauvaise. La figure II.1.5a. présente un exemple de couple de stations ayant été retenu dans notre jeu de données, et la figure II.1.5b. illustre un exemple de couple de stations ayant été rejeté.

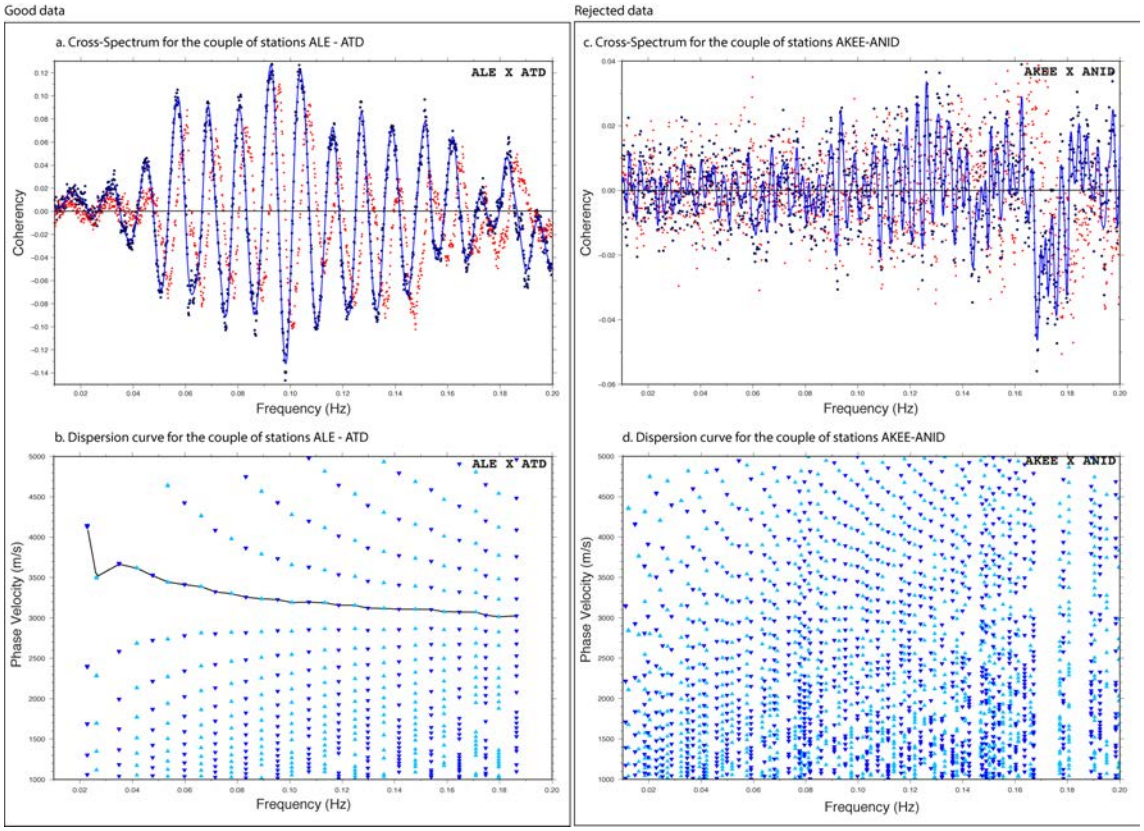


FIGURE II.1.5: Exemple de sélection des données. a) Corrélation croisée entre les stations ALE-ATD, qui ont enregistré simultanément durant plus de 12 mois. b) Courbe de dispersion pour le couple de stations ALE-ATD. c) Corrélation croisée entre les stations AKEE-ANID, qui ont enregistré simultanément durant 7 mois. d) Courbe de dispersion pour le couple de stations AKEE-ANID. a) et c) Les points bleus sont la partie réelle de la corrélation croisée, les points rouges sont la partie imaginaire. La ligne continue représente la combinaison linéaire des splines cubiques qui est la mieux ajustée à la partie réelle du spectre. b) et d) Les triangles sont les valeurs de vitesse de phase obtenue à partir des zero crossings du spectre représenté en a) et c). Le couple de stations ALE-ATD a été sélectionné pour l'inversion, tandis que le couples AKEE-ANID a été rejeté.

Le traitement des données a été limité à une normalisation spectrale, car les courbes de dispersion obtenues étaient raisonnables même sans application de filtre ou de compression one-bit (censés augmenter le rapport signal sur bruit).

Tomographie télésismique

2.1 Principe général

La tomographie télésismique se base sur l'enregistrement de temps d'arrivée des ondes produites par des séismes lointains par des stations sismologiques. Il est nécessaire d'inverser ces données pour obtenir une image tomographique. L'inversion consiste à trouver mathématiquement le modèle, c'est à dire la carte de vitesses sismiques, qui expliquera le mieux les données (e.g. Boschi et Dziewonski, 1999).

La première méthode de tomographie a été développée par Aki *et al.* (1974) : on l'appelle la méthode ACH, du nom de ses trois auteurs : Aki, Christofferson et Husebye. Cette méthode est appliquée à des téléséismes, c'est-à-dire des séismes lointains, dont la distance épicentrale est supérieure à 30°. L'utilisation des téléséismes permet la validation d'une hypothèse fondamentale en tomographie régionale (e.g. Masson et Trampert, 1997) : les trajets des différents rais provenant d'un même séisme seront presque identiques sur une grande partie du parcours (Fig.II.2.1). C'est pourquoi les grandes hétérogénéités de vitesses localisées en profondeur auront le même effet sur le temps d'arrivée des rais. Ainsi, les différences de temps d'arrivée des rais aux stations ne seront dues qu'aux hétérogénéités situées dans la croûte et le manteau supérieur, directement à l'aplomb du réseau. Cette hypothèse est raisonnable dans la mesure où la dimension du réseau sismologique est faible en comparaison des distances épicentrales des séismes utilisés.

2.2 Les résidus de temps de trajet

On appelle résidu de temps de trajet, ou simplement résidu la différence entre le temps d'arrivée théorique et le temps d'arrivée réel observé à une station sismique. En effet, le rai sismique, c'est à dire le trajet parcouru par les ondes produites par un événement sismique, est affecté par les différentes structures qu'il traverse. Il est donc possible d'extraire de l'analyse des rais sismiques une information sur le parcours effectué ; le temps d'arrivée au récepteur, la forme de l'onde et les variations d'amplitude de cette onde sont autant d'indices sur les structures traversées et la source. Ce sont des hétérogénéités de composition chimique ou de température qui confèrent au milieu traversé des vitesses de

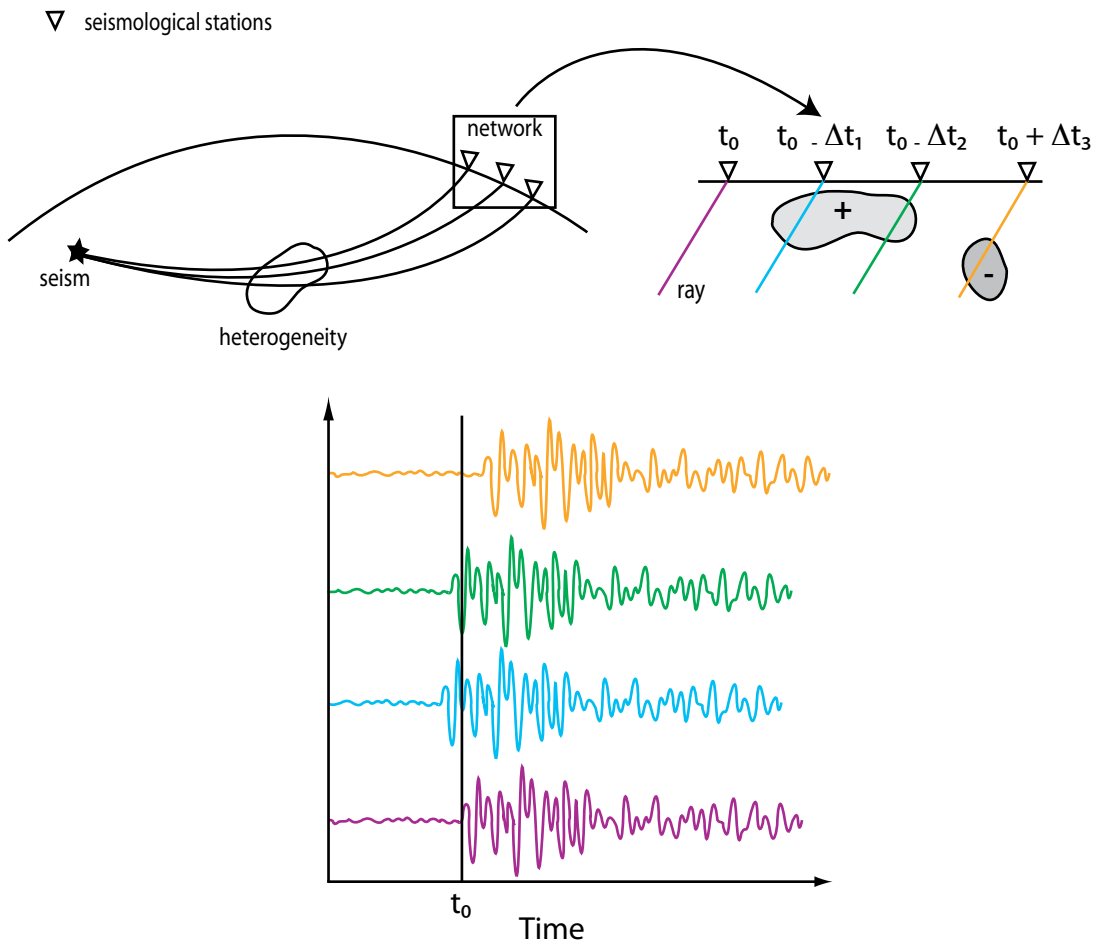


FIGURE II.2.1: Principe de la tomographie télésismique régionale (Basuyau, 2010). Les rais sont affectés de la même manière par les hétérogénéités profondes, seules les anomalies de vitesse (positives ou négatives) affecteront les temps d'arrivées de ces rais. Les rais ayant traversé des anomalies de vitesse lente (ici en jaune) / rapide (ici en vert et violet) arriveront plus tard/tôt que les rais n'ayant pas traversé d'anomalies de vitesse (violet).

propagation plus ou moins lentes des ondes ; le rai sera donc accéléré ou ralenti et arrivera plus ou moins en retard ou en avance à la station par rapport au temps d'arrivée théorique.

Pour chaque événement à chaque station, le temps d'arrivée réel au récepteur t_{obs}, une fois pointé, est enregistré dans l'en-tête du sismogramme. Dans cet en-tête on trouve également t_{calc}, le temps d'arrivée théorique de l'onde sismique à la station, calculé par rapport à un modèle de Terre homogène de référence (par exemple ak135 ou IASPEI91). Il s'agit maintenant de calculer la différence entre t_{calc} et t_{obs}, qui nous donnera le résidu. La valeur de chaque résidu dépend écarts entre le modèle de référence et la Terre réelle tout le long du trajet hypocentre-récepteur. Pour bien contraindre les variations de vitesse sous le réseau, la moyenne des résidus pour un même événement à toutes les stations est calculée, puis soustraite à chaque résidu. Cette procédure se base sur l'hypothèse proposée par Aki *et al.* (1974), qui stipule que les rais sont affectés de la même manière par les grandes hétérogénéités rencontrées en profondeur. Les résidus calculés de la manière suivante vont ensuite être inversés dans le but d'obtenir une image tomographique sous le réseau de stations (Evans et Achauer, 1993) :

$$r_{ij} = t_{obs,ij} - t_{calc,ij}$$

avec :
- r_{ij} le résidu d'une station i pour une source
- $t_{obs,ij}$ le temps d'arrivée observé, réel
- $t_{calc,ij}$ le temps d'arrivée calculé, théorique

Ainsi, d'après cette formule, un retard de temps, et donc une hétérogénéité de faible vitesse, produit un résidu positif. A l'inverse, un résidu négatif sera du à une anomalie de vitesse positive. Cependant, le résidu de temps de trajet contient également des incertitudes liées à la localisation géographique de la source et à son temps d'origine.

2.3 Problème direct

Le temps de trajet théorique d'une onde sismique dans un milieu dépend de la vitesse (v_s) ou lenteur u_s le long du rai sismique (S) et peut s'écrire ainsi :

$$T = \int_S \frac{ds}{v_s} ds = \int_S u_s ds$$

Or la tomographie permet d'étudier les hétérogénéités du sous-sol et donc les perturbations de vitesse dans le milieu. Une perturbation de vitesse dans le milieu de propagation du rai sismique s'écrit alors :

$$\Delta T = \int_S -\frac{\delta v_s}{v^2(s)} ds = \int_S \delta u_s ds$$

Pour réaliser une tomographie, il s'agira de déterminer les perturbations de lenteur $\delta u(s)$ à partir des résidus de temps de trajet observés ΔT, et donc d'inverser cette dernière équation.

2.4 Formulation de l'inversion

La méthode d'inversion que nous utilisons dans cette étude est de type ACH et est détaillée par Evans et Achauer (1993). Elle est basée sur des moindres carrés, c'est à dire qu'elle cherche à trouver le meilleur modèle dans le sens des moindres carrés pour expliquer les résidus observés. Elle tente donc de minimiser l'écart entre les données observées et les données calculées, c'est-à-dire l'expression suivante :

$$(\vec{d} - \vec{c})^t \cdot C_d^{-1} \cdot (\vec{d} - \vec{c})$$

Avec :
- $\vec{d}$: le vecteur des données observées
- $\vec{c}$: le vecteur des données calculées
- C_d^{-1} : la matrice de covariance prenant en compte les qualités assignées lors du pointé

Le programme exécute les étapes suivantes, présentées dans la figure II.2.2 :

Dans un premier temps a lieu le calcul des résidus, et les différences entre les données calculées et observées. Les différences sont utilisées pour générer un nouveau jeu de paramètres (Zeyen et Achauer, 1997). Lorsque le nombre maximum d'itérations définies au départ est atteint, le programme s'arrête et retourne le modèle final.

2.5 Codes utilisés

Au cours de cette thèse, nous avons travaillé avec deux codes différents, tous deux basés sur la méthode ACH. Dans un premier temps, nous avons utilisé le code JOINT_INV.X écrit par Christel Tiberi en Fortran 90 et basé sur les travaux de Weiland *et al.* (1995), Zeyen et Achauer (1997), Jordan et Achauer (1999). Nous avons ainsi réalisé un modèle de vitesse de propagation des ondes P pour le sud-ouest du Yémen (*c.f.* Chapitre 3). La durée que prenait une inversion était raisonnable (3h), et nous avons pu obtenir des résultats satisfaisants. Cependant, lorsque nous avons tenté l'inversion avec un jeu de données plus conséquent, soit 89 stations au lieu de 24, et 833 évènements au lieu de 200, le temps de calcul s'est considérablement allongé, et nous avons du renoncer à utiliser le code JOINT_INV.X.

Dans un second temps, donc, nous avons choisi le code Fast Marching Teleseismic Tomography (FMTT), écrit par Nicholas Rawlinson (Rawlinson *et al.*, 2006a). Pour le même jeu de données, nous sommes passés d'un temps de calcul de deux semaines à une

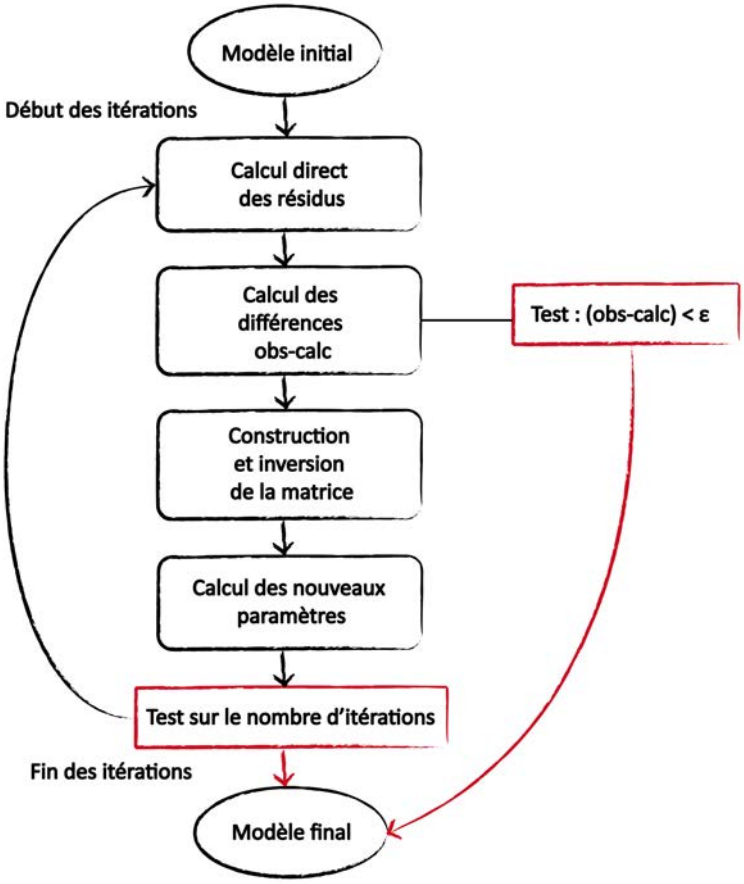


Figure II.2.2: Différentes étapes de l'inversion (d'après Tiberi *et al.* (2003)).

heure. La raison de cette différence provient en partie de la méthode de calcul du parcours des rais sismiques. Ce calcul est réalisé par l'algorithme Fast Marching Method (FMM), mis au point par Sethian (1996).

2.6 Limites de la méthode

Il est nécessaire d'avoir une répartition azimutale homogène des séismes, afin d'éclairer toutes les zones sous le réseau. Les zones les mieux contraintes sont celles où se croisent le maximum de rais. Les téléséismes enregistrés depuis notre région d'étude proviennent surtout de la ceinture de feu du Pacifique : zones de subduction du Japon, de l'Indonésie, de Ryukyu. Pour les autres azimuts, la quantité de séismes enregistrés est beaucoup plus faible, mais tous sont représentés. Il est important de réaliser des tests synthétiques afin de vérifier l'impact de la répartition des séismes enregistrés sur l'image tomographique obtenue.

2.7 Traitement des données

Pour ce qui concerne la tomographie télésismique, notre traitement des données a consisté simplement à sélectionner pour chaque station le signal correspondant à l'arrivée d'un téléséisme. Dans le cas des arrivées P, qui sont des ondes de volumes provoquant le déplacement longitudinal des particules, et arrivant quasiment à la verticale sous notre réseau, nous nous intéressons uniquement à la composante verticale. Le temps d'arrivée théorique de chaque séisme à chaque station est calculé dans un modèle de Terre de référence. Il s'agit ensuite de déterminer le temps d'arrivée effectif des ondes aux stations. Cette étape consiste à pointer manuellement le moment exact où l'évènement arrive à la station, c'est à dire le moment où le sismogramme est perturbé par un évènement sismique. Le programme SAC (Seismic Analysis Code Goldstein et Snoke, 2005) nous permet d'afficher les sismogrammes un par un ou bien d'en comparer plusieurs à la fois, afin de pointer la même phase à toutes les stations. Nous avons choisi d'analyser les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.5, pour obtenir le meilleur rapport signal sur bruit possible, ce qui permet un pointé plus précis des arrivées.

Troisième partie

La région du point triple Aden – Afar – sud mer Rouge

La troisième partie de cette thèse présente les résultats obtenus sur la région du point triple Aden – Afar – sud mer Rouge et plus particulièrement sur le sud-ouest du Yémen et l'Afar. Nous réalisons une tomographie de bruit, fournissant des cartes de vitesses de phase des ondes de Rayleigh, puis un modèle en trois dimensions de la vitesse de propagation des ondes S. D'autre part, grâce à la tomographie télésismique, nous obtenons un modèle en trois dimensions de la vitesse de propagation des ondes P de la lithosphère et de la partie supérieure du golfe d'Aden sous l'ouest du Yémen.

En tomographie de bruit (*c.f.* chapitres III.1 et III.2), nous utilisons les données issues des stations sismologiques du sud-ouest du Yémen (projet YOCMAL), combinées avec celles issues de stations sismologiques déployées ces dernières années en Éthiopie, en Érythrée et à Djibouti. La plupart des stations font partie de réseaux temporaires, mis en place sur des périodes d'un à trois ans ; deux réseaux temporaires ont enregistré sur la même période que celle des stations du réseau YOCMAL au Yémen. Grâce à la tomographie de bruit, nous obtenons une image des structures sous la mer Rouge, établissant pour la première fois un modèle tomographique des marges conjuguées du sud de la mer Rouge à haute résolution.

Dans le troisième chapitre (chapitre III.3), nous investiguons le manteau supérieur de la marge est du sud de la mer Rouge, en nous basant sur les données du projet YOCMAL au Yémen. La tomographie télésismique nous offre un aperçu de la structure profonde des flancs du rift sous les hauts plateaux yéménites et les champs volcaniques de Sana'a, Dhamar et Marib.

Magmatism on rift flanks : insights from Ambient-Noise Phase-velocity in Afar region

Geophysical Research Letters, 2015, accepté.

Résumé

Au moment de la rupture lithosphérique dans un environnement magmatique, l'extension de la vallée du rift est généralement considérée comme s'initiant au niveau des failles bordières ; elle migre ensuite progressivement vers le centre d'accrétion. Les processus magmatiques des flancs de rift sont communément ignorés.

Nous présentons des cartes de vitesse de phase de la croûte et de la partie supérieure du manteau des marges conjuguées du sud de la mer Rouge (en Afar et au Yémen), obtenues grâce à la tomographie de bruit de fond, afin de contraindre les modifications de la croûte durant la rupture continentale. Nos images indiquent que les vitesses lentes sont caractéristiques de la croûte supérieure sous les systèmes volcaniques axiaux, mais aussi de la croûte supérieure et inférieure sous les flancs du rift, où un volcanisme actuel et une activité hydrothermale sont observés en surface. Les modifications de la croûte par du magmatisme sous les flancs du rift ont certainement lieu sur une longue période de temps au cours du processus de rupture continentale, et peuvent persister jusqu'à l'accrétion océanique.

Le matériel complémentaire de cet article se situe dans l'annexe A.

Félicie Korostelev[1,2], Cornelis Weemstra[3], Sylvie Leroy[1,2], Lapo Boschi[1,2], Derek Keir[4], Yong Ren[5], Irene Molinari[6], Abdulhakim Ahmed[1,2,7], Graham W. Stuart[5], Frédérique Rolandone[1,2], Khaled Khanbari[8], James O. S. Hammond[9], J. M. Kendall[10], Cécile Doubre[11], Ismail Al Ganad[12], Berhe Goitom[13], and Atalay Ayele[14]

1 Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
2 CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
3 Department of Geoscience and Engineering, Delft University of Technology, Stevinweg 1, 2628 CN Delft, The Netherlands.
4 National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, SO14 3ZH, U.K.
5 School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, U.K.
6 Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, via di Vigna Murata 605, 00143 Roma, Italy.
7 Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen.
8 Sana'a University, Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen.
9 Imperial College London, London, SW7, U.K.
10 University of Bristol, Bristol, BS8, U.K.
11 Institut de Physique du Globe de Strasbourg ; UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, CNRS, 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex.
12 Geological Survey and mineral Resources Board, Sana'a, Yemen.
13 School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK.
14 Institute of Geophysics, Space Science and Astronomy, Addis Ababa University.

1.1 Abstract

During the breakup of continents in magmatic settings, the extension of the rift valley is commonly assumed to initially occur by border faulting and progressively migrate in space and time towards the spreading axis. Magmatic processes near the rift flanks are commonly ignored. We present phase-velocity maps of the crust and uppermost mantle of the conjugate margins of the southern Red Sea (Afar and Yemen) using ambient noise tomography to constrain crustal modification during breakup. Our images show that the low seismic velocities characterize not only the upper crust beneath the axial volcanic systems, but also both upper and lower crust beneath the rift flanks where ongoing volcanism and hydrothermal activity occur at the surface. Magmatic modification of the crust beneath rift flanks likely occurs for a protracted period of time during the breakup process, and may persist through to early seafloor spreading.

1.2 Introduction

During the breakup of continents, stretching and thinning of the plate commonly causes decompression melting and volcanism. In the resultant magmatically active rift valleys it is widely thought that extension is initially accommodated mainly by border faulting, and progressively localizes to relatively narrow axial volcanic segments as the rift valley widens (e.g. Ebinger et Casey, 2001). However, it is becoming increasingly more recognized that magma intrusion and volcanism can occur on the rift flanks at an early stage of rifting (e.g. Maccaferri *et al.*, 2014). These rift flank magmatic systems accommodate extension through diking (Rooney *et al.*, 2014), and thermally and compositionally modify the lithosphere (Daniels *et al.*, 2014). Despite the importance of magmatic processes during continental extension, we have few constraints on their spatial and temporal variability. In order to address this issue we use ambient seismic noise tomography to image the Rayleigh wave phase-velocity structure of the crust in a region of late stage breakup at the conjugate margins of the southern Red Sea in Afar and Yemen.

Geochronological constraints in Ethiopia suggest rifting began 29-31 Ma on the western Afar margin (e.g. Ayalew *et al.*, 2006; Wolfenden *et al.*, 2005, Fig.III.1.1), approximately coeval with ∼35 Ma faulting along large portions of the Gulf of Aden to the east (Leroy *et al.*, 2010b). Rifting was associated with the development of large offset border faults that currently define ∼2000-3000 m of relief between the submarine Red Sea and subaerial Afar depression with the uplifted Ethiopian and Yemeni plateaus (Wolfenden *et al.*, 2004). Extension is thought to have occurred above warm mantle with a potential temperature of ∼1450 degrees (Rooney *et al.*, 2012), associated with voluminous flood basalts on the Ethiopian and Yemeni plateaus synchronous with the onset of extension (Wolfenden *et al.*, 2004), and associated with ongoing magmatism (Ferguson *et al.*, 2013).

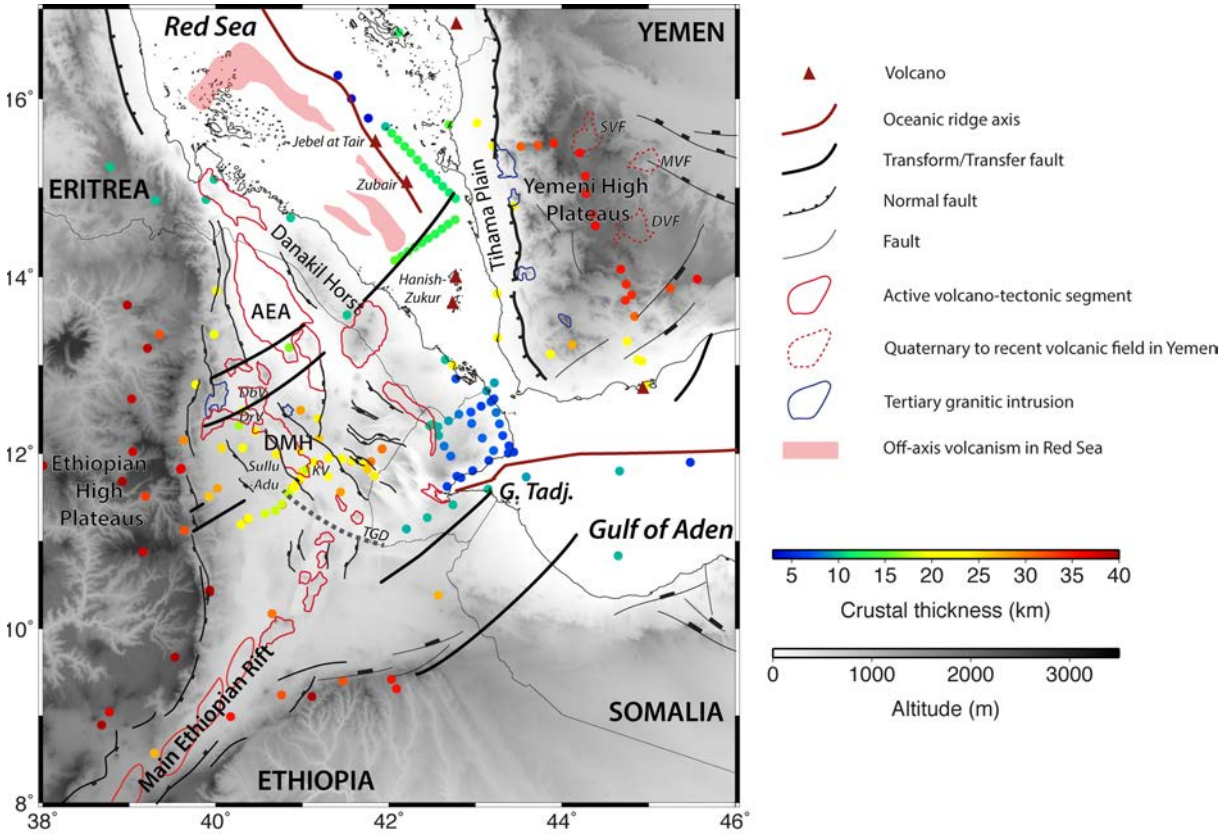


FIGURE III.1.1: Structure of the Afar and southern Red Sea region. The crustal thicknesses are displayed by colored dots and based on the Moho depths, which are obtained from Egloff *et al.* (1991); Tramontini et Davies (1969); Drake et Girdler (1964); Prodehl et Mechie (1991); Laughton et Tramontini (1969); Ruegg (1975); Hammond *et al.* (2011); Ahmed *et al.* (2013); Reed *et al.* (2014). Structures are modified from Ebinger *et al.* (2008) and Stab *et al.* (2014). Bathymetry is not represented. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo volcano-tectonic segment ; AEA : Afdera-Erta'Ale volcano-tectonic segment ; G. Tadj. : Gulf of Tadjura ; DbV : Dabbahu volcano ; DrV : Durrie volcano ; KV : Kurub volcano ; TGD : Tendaho-Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field.

At ∼21-23 Ma, magmatism occurred through dike intrusions along most of the eastern margin of the Red Sea (Bosworth *et al.*, 2005). Magmatism on the rift flanks is ongoing, with the Quaternary to Recent volcanic centers of Sana'a, Dhamar and Marib located in Yemen (Manetti *et al.*, 1991; Korostelev *et al.*, 2014). In addition, thermal hotsprings are present along the conjugate southern Afar margin (Keir *et al.*, 2009). Magma intrusion and volcanism is also common within the rift valley. Since ∼10 Ma in Afar, extension via diking progressively localized to the rift axis (e.g. Wolfenden *et al.*, 2005; Rooney *et al.*, 2011), with the current locus of strain being ∼70-km-long, ∼20-km-wide axial volcanic segments such as the Dabbahu-Manda-Hararo segment in central-west Afar (e.g. Hayward et Ebinger, 1996). Here, episodic intrusion of dikes fed from crustal magma chambers at

both the segments centers and tips accommodates the majority of extension (e.g. Keir *et al.*, 2009; Grandin *et al.*, 2010, 2011).

Current opening across the kinematically complex southern Red Sea rift is constrained with relatively high-density GPS (e.g. ArRajehi *et al.*, 2010; McClusky *et al.*, 2010) and InSAR measurements(e.g. Pagli *et al.*, 2014). These data show that south of ∼16°N, the rift bifurcates into two branches : the main Red Sea and the subaerial Red Sea rift in Afar (Danakil Depression). Partitioning of extension between rift branches varies along-strike. North of ∼16°N, all the extension is accommodated in the main Red Sea rift, spreading at ∼15 mm/yr. Moving south of 16°N, the extension is progressively accommodated in the Afar Depression reaching ∼20 mm/yr at 13°N (McClusky *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2006). The crust beneath Afar varies from 25 km thick beneath most of Afar, to 15 km thick beneath the Danakil depression (Afdera-Erta'Ale segment) in the north (Makris et Ginzburg, 1987; Bastow et Keir, 2011, Fig.III.1.1). The crustal thickness is ∼25 km thick beneath the Danakil block and increases to 40-45 km beneath the Ethiopian and Yemeni Plateaus (Hammond *et al.*, 2011; Ahmed *et al.*, 2013, Fig.III.1.1).

1.3 Data

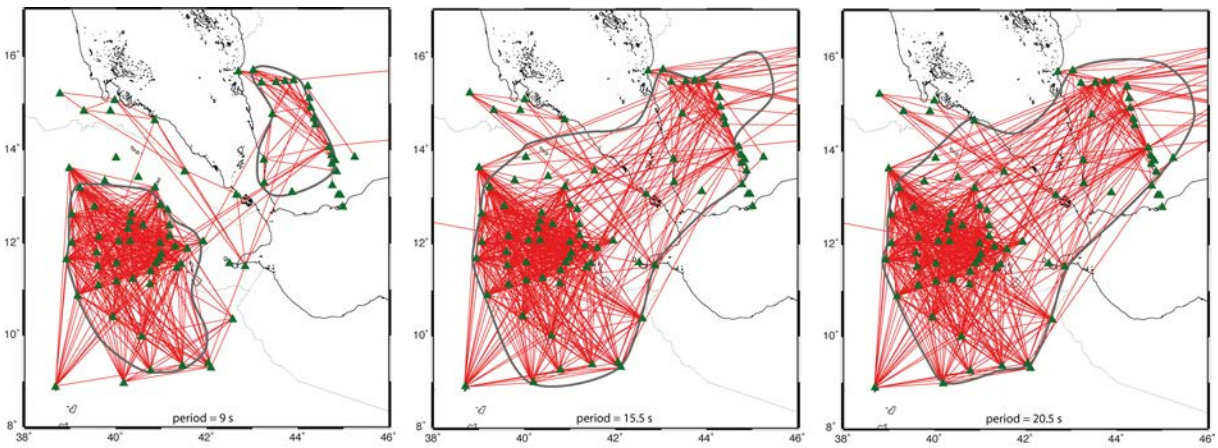


Figure III.1.2: Map of the station pairs used for the tomographic inversion. The red lines show the station-to-station paths. The solid gray line delimitates the best constrained area. The green triangles are the stations.

Our dataset is based on continuous recordings from 89 seismic stations. Only a limited number of high-quality permanent seismic stations span the Afar-southern Red Sea margins and so temporary experiments using portable broad-band equipment are our major source of information on the structure of the area. A seismic deployment was conducted between March 2009 and March 2010 as part of the YOCMAL (Young Conjugate Margins Laboratory) project, with 23 stations covering western Yemen during one year (Korostelev *et al.*, 2014; Corbeau *et al.*, 2014, Fig.III.1.2). We also use data from 41 stations in the Afar

Consortium network (UK and US, from March 2007 to November 2009) (e.g. Keir *et al.*, 2011), five stations of the Horn of Africa network in Yemen and Ethiopia (from June 1999 to December 2002, e.g. Sicilia *et al.*, 2008) and six temporary stations recording from May 2011 to September 2012 in Eritrea (e.g. Hammond *et al.*, 2013, Fig.III.1.2). One station from the Djibouti temporary network was added to our dataset, together with permanent seismic stations in Djibouti, Yemen and Ethiopia.

The ambient-noise cross-correlation technique relies on having simultaneous recordings of the noise field at two seismic stations so that the Green's function between them can be estimated (Shapiro et Campillo, 2004; Wapenaar et Fokkema, 2006; Halliday et Curtis, 2008). Because the different deployments of portable instruments occurred at different times, we are not able to estimate Green's functions for all receiver pairs. We partly compensate for this, however, by utilizing permanent stations from the IRIS and GEOSCOPE networks, providing data over a period during which several of the mentioned portable arrays were active.

1.4 Method

The ambient noise technique to study Earth structure is free of limitations imposed by the distribution of natural earthquakes. Extracting travel times from a multitude of station-station correlations therefore allows for relatively high-resolution tomographic inversions (e.g. Shapiro *et al.*, 2005). We follow the approach of Ekström *et al.* (2009), discussed in further detail in section 3.2 of Boschi *et al.* (2013), to estimate phase velocity from the ambient signal recorded at two stations.

The background seismic noise is to a large extent generated by the coupling of oceans with the solid Earth (e.g. Longuet-Higgins, 1950; Hillers *et al.*, 2012). Because this area is almost surrounded by seas or oceans (Red Sea, Gulf of Aden, Indian Ocean), it is particularly suitable for ambient noise surface wave retrieval.

To maximize data quality, we (i) only used the pairs of stations that recorded simultaneously for at least 6 months, and (ii) compared measured and predicted Green's function for all station pairs, and discarded pairs that clearly showed a bad fit (see figure in supplementary material). The duration of cross-correlated signal varies by 6-36 months depending on the station pair. These long durations guarantee that all seasons and hence all possible azimuths of noise propagation are sampled (e.g. Stehly *et al.*, 2006). Data processing was limited to whitening, as reasonable dispersion curves could be obtained without any filtering and/or "one-bit" amplitude compression.

1.5 Resolution

1.5.1 Station-to-station paths

To assess the resolving power of our inversion, we first show in Figure III.1.2 the station-to-station paths corresponding to ambient Rayleigh-wave observations at each period. The solid gray line delimitates the area with good coverage, and therefore the zone of best resolution.

1.5.2 Random tests

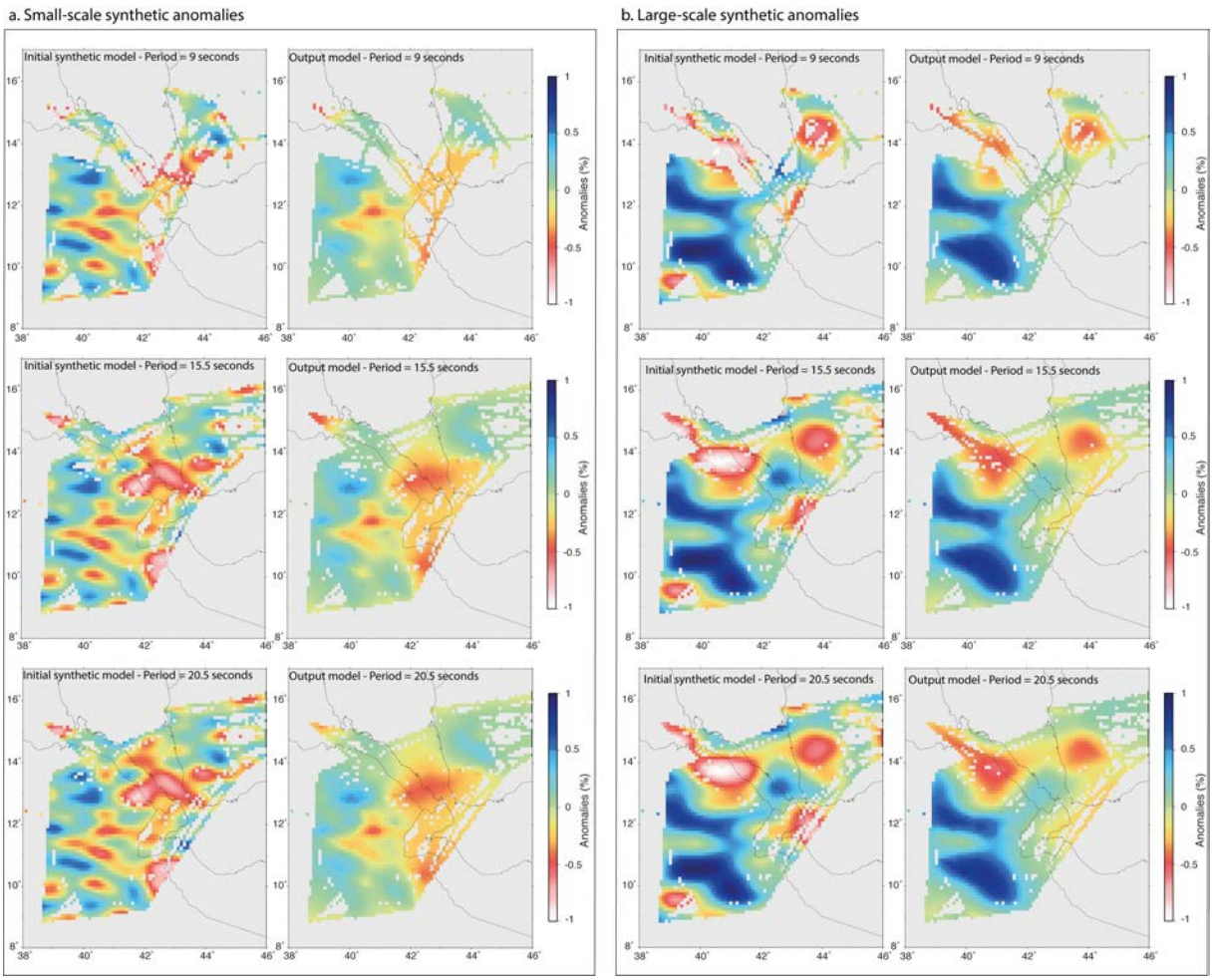


Figure III.1.3: Result of two reconstruction synthetic tests with randomly distributed velocity anomalies of various size as input. a. Small-scale synthetic anomalies ; b. large-scale synthetic anomalies. The left image displays the synthetic input, whereas the right image displays the output model.

We perform two random resolution tests (e.g. Verbeke *et al.*, 2012) to assess the reliability of the tomographic inversion : one with structures smaller than 100 km (Fig.III.1.3.a) and a second one with structures larger than 100 km (Fig.III.1.3.b). The input synthetic

random velocity model consists of alternating random structures of opposite sign with a maximum velocity variation of 1.5% relative to the reference velocity.

Synthetic phase velocities were computed between the same station pairs as in the observed database. Figures III.1.3.a and b show the input velocity models and the retrieved velocity models from these tests for periods of 9, 15.5 and 20.5 s. These synthetic tests indicate that our inversion can resolve most of the Afar-southern Red Sea margins region, with some degradation of the recovered solutions near the edges of the illuminated area. The tomography algorithm is that utilized e.g. by Verbeke *et al.* (2012). Pixel-size is 0.1°x0.1°.

Our synthetic tests (Fig.III.1.3) serve to validate both pixel size and select the values of regularization parameters that allow us to represent heterogeneities of scale-length such as in figure III.1.3.a (left). The same parameterization and regularization is applied to real data in the following. Notice that resolution changes across the region of study, so that a unique resolution limit cannot be specified.

1.6 Results

We compute Rayleigh-wave phase-velocity maps for periods between 9 s and 25.5 s, and present examples at 9, 15.5 and 20.5 s (Fig.III.1.4 ; see supplementary material for other periods). According to e.g. Lebedev et Van Der Hilst (2008) and Fry *et al.* (2010), 9-s Rayleigh waves are most sensitive to depths < 20 km (upper and mid crust), while 15.5-s are most sensitive to 10 - 40 km depth (primarily the lower crust). 20.5-s Rayleigh waves can sample down to 70 km, at the top of the upper mantle. The locus of major velocity anomalies is fairly constant from 9 s to 15.5 s (Fig.III.1.4). We image positive velocity perturbations beneath the border faults of the eastern flank of the Red Sea in Yemen, beneath the Danakil Horst, and in central western Afar in the region between the rift margin and the axial volcanic segments (Sullu Adu area, Fig.III.1.1). We also see positive velocity perturbations beneath the western Afar margin north of 12°N. The main slow anomalies are located beneath Dabbahu Manda-Hararo axial volcanic system, beneath Durrie off-axis volcano and the southern axis extension to Kurub volcano (Fig.III.1.1). We also find slow anomalies associated with the volcanic systems 150 to 200 km east of the rift margin in Yemen, and beneath the western Afar margin south of 12°N (Fig.III.1.4).

The magnitude of several of the distinct velocity perturbations varies subtly with period. For example, beneath the eastern rift margin (Tihama Plain, Yemen, Fig.III.1.1), the positive anomaly increases in magnitude from ∼5% at 9 s to 7% at 20.5 s (Fig.III.1.4). The slow anomaly beneath the western Afar margin flank south of 12°N is mostly more than -3% at 9 s, whereas at 15.5 and 20.5 s a larger proportion of the anomaly is -4 to -6% (Fig.III.1.4).

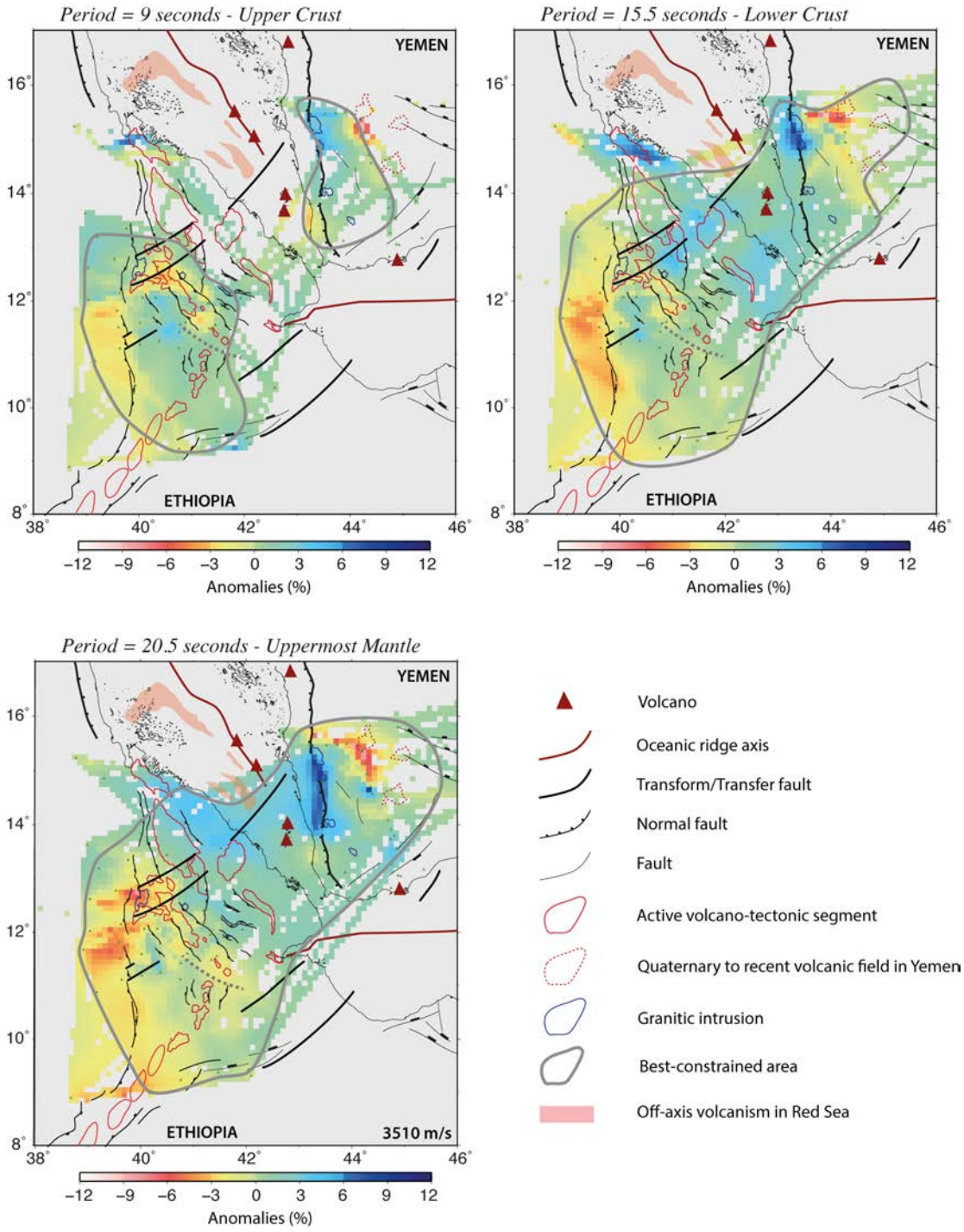


Figure III.1.4: Maps of phase velocity anomalies (% with respect to average) resulting from tomographic inversion of ambient noise dispersion data. The average velocity for each period is in the bottom right of each map (m/s). The solid gray line delimitates the best constrained area.

The slow anomalies beneath Yemen and beneath the axial volcanic segment of Dabbahu-Manda-Hararo in Afar correlate well with the locus of surface volcanism (Fig.III.1.4). In addition, figure III.1.5 shows the surface distribution of known thermal

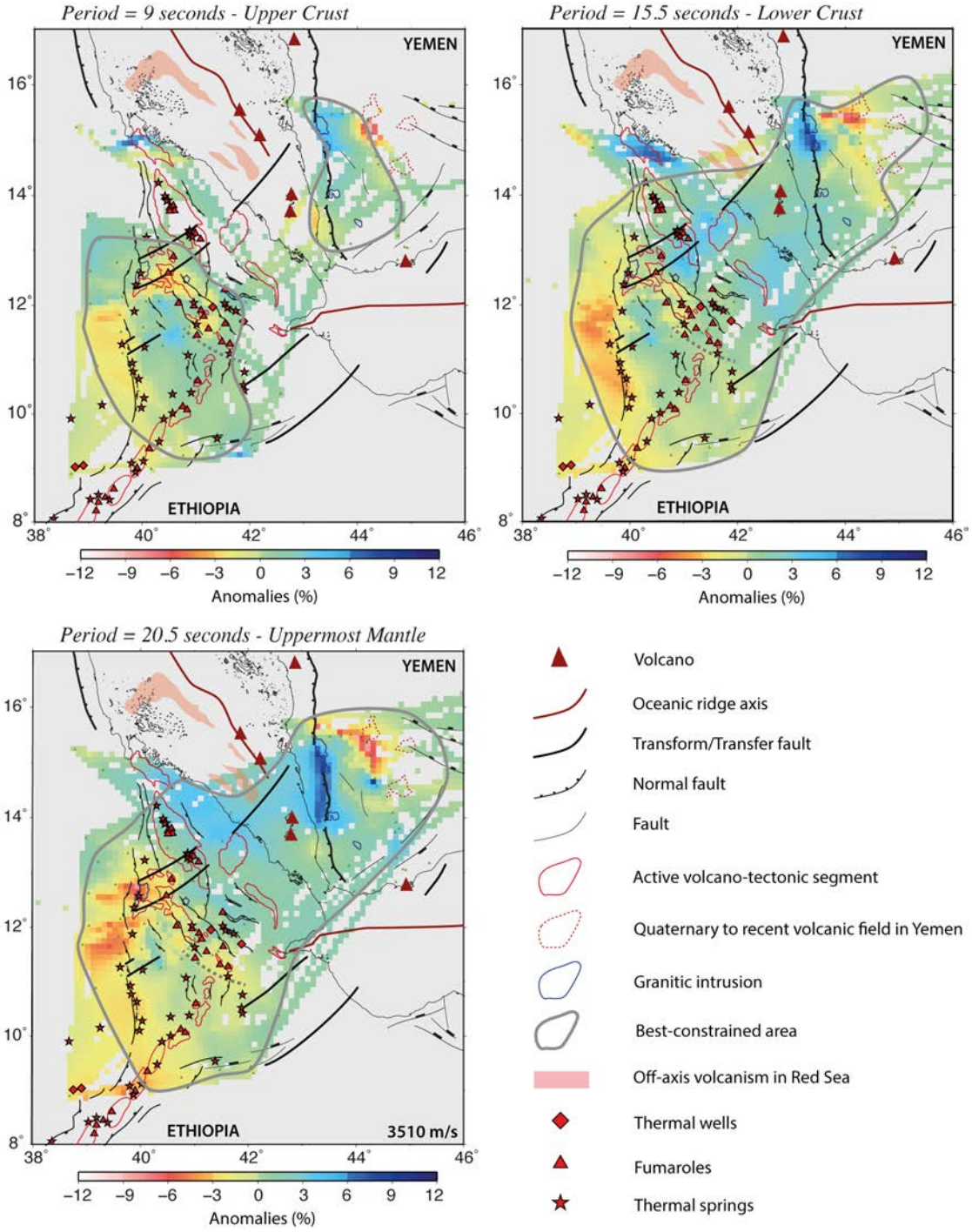


FIGURE III.1.5: Distribution of thermal wells, fumaroles and thermal springs in the Afar triple junction region (Keir *et al.*, 2009). No data was available in Yemen.

springs in the region (Keir *et al.*, 2009). The slow anomaly beneath the western Afar margin is beneath the locus of thermal springs on the western Afar margin, whereas north of 12°N, thermal springs are absent and the crust is faster than average. The spatial extent of slow anomalies imaged using ambient noise also correlates well with the spatial extent

of high Vp/Vs ratios in the crust constrained using P-S receiver functions (Hammond *et al.*, 2011).

1.7 Discussion

Seismic wave velocity is known to be affected by the temperature and chemical composition of the medium of propagation (crustal rocks), as well as by the concentration of fluids, such as partial melt that might be present within crustal rocks (e.g. Christensen et Mooney, 1995; Karato *et al.*, 2003). We image slow velocities beneath axial regions of localized magma intrusion, consistent with the hypothesis that major surface-wave slow anomalies are associated with magmatism (Fig.III.1.4). In addition, the lowest velocities in our images are beneath zones of active volcanism and geothermal activity near the flanks of the southern Red Sea conjugate margins (Fig.III.1.4 and III.1.5). The magnitude of the anomalies and spatial association with regions where either partial melt or fluids released from cooling magmatic systems are present suggests the crust beneath the flanks of the rift is currently being modified by magmatic processes. Ongoing magmatism occurs at the rift flanks in spite of the majority of strain having shifted to the rift axis since the onset of rifting at 11 Ma (Wolfenden *et al.*, 2004). Beneath the western Afar margin, where slow anomalies are associated with geothermal systems rather than known volcanoes, geological studies suggest early border faulting at 30 Ma was associated with spatially localized volcanism in the marginal graben systems (Ayalew *et al.*, 2006). Our velocity maps suggest that the magmatic systems beneath the rift flanks that were active during the onset of rifting, remain magmatically active throughout the breakup process either through continued minor accumulation of partial melt in reservoirs, dike intrusion, and / or ongoing conductive cooling leading to release of fluids such as water (Keir *et al.*, 2009; Holtzman *et al.*, 2010).

The low-velocity anomalies in our phase-velocity maps under the rift axis are observed with higher amplitude in the upper crust (Fig.III.1.4, period = 9 seconds), whereas the low-velocity anomalies located beneath the rift flanks are observed both in the upper and lower crust, but with higher amplitude in the lower crust (Fig.III.1.4, period = 15.5 seconds). This is consistent with the proposed plumbing systems of axial and flank volcanic systems of the nearby Main Ethiopian Rift, where petrological constraints on flank volcanism are good. The volcanic products observed on the flanks and at the axis of the MER are not identical : they consist mainly of trachytes for the flanks, and mainly of rhyolites and basalts for the axis (Peccerillo *et al.*, 2007). Petrological models indicate that the origin of the off-axis trachytes is probably high-pressure fractional crystallization of asthenosphere-derived basalts, with this fractionation occurring at the base of the crust (Peccerillo *et al.*, 2007). Rooney *et al.* (2005, 2007) suggest that these off-axis volcanic pro-

ducts result of moderate-degree partial melting at 50-90 km depth and undergo fractional crystallization in complex plumbing systems spanning depths throughout the crust (Rooney *et al.*, 2011). The volcanic rocks at the axis are asthenospheric basalts produced by rift-related decompressional melting, rather than other potential sources such as melting in the crust. The axial basalts undergo fractional crystallization mostly in the upper crust (Peccerillo *et al.*, 2007). Thus, the axial magmatic chamber is shallow (in the upper crust), and the melt ascension from the asthenosphere is probably rapid. At the flanks, however, there is a complex plumbing system with stacked-reservoirs both in the upper and lower crust (Rooney *et al.*, 2011). The geothermal systems of the flanks are probably fed or heated by such a complex plumbing system (Fig.III.1.5). Our surface-wave velocity maps are consistent with this model and therefore suggest similar magmatic plumbing systems for the southernmost Red Sea.

According to Medynski *et al.* (2015), the magma supply has decreased in the Dabbahu-Manda-Hararo axis reservoir since 15 kyr. An off-axis reservoir, located 15 km to the west of the Dabbahu-Manda-Hararo rift beneath Durrie volcano has been actively fed since 15 kyr, and is currently imaged using magneto-telluric techniques (Fig.III.1.1) (Desissa *et al.*, 2013). It is consistent with our phase-velocity maps, where the maximum amplitude for the northern Dabbahu-Manda-Hararo seems to be slightly to the west of the rift, beneath Durrie volcano (Fig.III.1.4).

In the past, geodynamic models of breakup ignored the presence and impact of maintained magmatism at rift flanks on the thermal and subsidence history of the rift during late stage breakup and early seafloor spreading. At the southern Red Sea, where seafloor spreading is young, our new crustal-velocity maps coupled with surface expression of volcanism (Fig.III.1.4) show clear evidence for ongoing magmatism beneath the rift flanks in Afar and Yemen (Sana'a, Dhamar and Marib volcanic fields, Fig.III.1.1) (Korostelev *et al.*, 2014; Corbeau *et al.*, 2014). Similarly, there is evidence for ongoing dike intrusion further north along the eastern Red Sea flank from InSAR (interferometric synthetic aperture radar) and seismicity studies at Harrat Lunayyir volcanic system in Saudi Arabia (e.g. Pallister *et al.*, 2010; Ebinger *et al.*, 2010). There, localized subsidence, horizontal opening and earthquakes in April to May 2009 are best modeled by intrusion of a dike and induced normal faulting. These studies, combined with the evidence presented by our new surface-wave velocity maps, demonstrate that rift flank magmatism during late stage breakup may be more common than previously assumed.

1.8 Conclusions

Our study provides new high-resolution phase-velocity maps of the crust and uppermost mantle of the conjugate margins of the southern Red Sea (Afar and Yemen) using

ambient noise tomography to constrain crustal evolution during breakup. Low-velocity anomalies are imaged in the crust beneath the axial volcanic systems, but also in the upper and lower crust beneath rift flanks where hydrothermal activity and ongoing volcanism are observed at the surface. Our results show that the crust beneath the southern Red sea rift flanks is currently being modified by magmatic processes, and that this activity is continuous from the onset of rifting. We therefore demonstrate that rift flank magmatism after breakup may be more common than it was previously thought in context of margins with excess magmatism.

1.9 Acknowledgments

This project was funded by the ANR-07-BLAN-0135 YOCMAL, CNRS-INSU-PICS Yemen, GSMRB Yemen and is in the framework of the Actions Marges program. Seismic equipment from SEIS-UK is funded by NERC under agreement R8/H10/64. We thank David Hawthorn, Alex Brisbourne and Victoria Lane for their efforts during the deployment and servicing of network, the French Embassy in Yemen, local governers and the people of the Yemen governorates for their help during the field work. The authors thank Raphael Pik, Nicolas Bellahsen and Martin Stab for discussions about the Afar region. DK is supported by NERC grant NE/L013932/1. CW is supported by the Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES). Djibouti instruments belong to the French national pool of portable seismic instruments Sismob-RESIF and IPGS/EOST (University of Strasbourg).

Chapitre 2

Tomographie de bruit 3D appliquée à l'Afar

Résumé

Notre étude fournit un nouveau modèle en trois dimensions de la structure en vitesse de la croûte et du manteau sous-crustal de l'Afar et des marges du sud de la mer Rouge, obtenu par tomographie de bruit sismique. Ce chapitre présente les derniers résultats de la thèse (février-mars 2015). Nous présentons essentiellement deux coupes verticales réalisées dans ce modèle et leur interprétation préliminaire. Nos résultats révèlent la présence de zones de vitesses rapides interprétées comme des intrusions de matériel magmatique dense (sous-plaquage) sous les hauts plateaux éthiopiens (dans la croûte inférieure, entre ∼20 et 40 km de profondeur) et yéménites (entre ∼10 et 20 km de profondeur). Au Yémen, cette zone de sous-plaquage surplombe une zone de vitesses lentes (entre ∼25 et 35 km de profondeur), en base de croûte, certainement liée aux champs volcaniques des hauts plateaux yéménites. De plus, nous observons des zones d'intrusions de matériel magmatique dense en Afar, accommodant l'extension le long de grands détachements crustaux, sous la région de Sullu Adu, l'est d'Affara Dara ainsi que sous le grand escarpement. Les segments volcaniques actifs de Dabbahu-Manda-Hararo et d'Erta'Ale, ainsi que le volcan érythréen Nabro se situent à l'aplomb de zones de vitesses lentes, interprétées comme des chambres magmatiques situées à diverses profondeurs. Enfin, notre modèle permet la visualisation d'un système magmatique complexe sous le segment Dabbahu-Manda-Hararo. Nous montrons que s'il devait y avoir une rupture lithosphérique en Afar, celle-ci aurait lieu au niveau de Dabbahu-Manda-Hararo, et non au nord de l'Afar (Erta'Ale) comme il était communément admis auparavant.

2.1 Introduction

La région des Afars *sensu lato* est une région spectaculaire qui relie la mer Rouge, le golfe d'Aden et le rift éthiopien. Elle comprend une partie de l'Éthiopie, de l'Érythrée, de Djibouti, du Yémen et de la Somalie et constitue un archétype de point triple de type rift-rift-rift. La région Afar est la partie la plus mature du système Rift Est Africain qui sépare les plaques Nubie et Somalie le long du rift éthiopien, les plaques Arabie et Somalie le long du golfe d'Aden et les plaques Nubie et Arabie le long de la mer Rouge.

Au moment de la rupture continentale dans un contexte magmatique, l'étirement et l'amincissement provoquent généralement une fusion partielle par décompression de matériel mantellique. En Afar, la jonction triple Aden-Afar-sud mer Rouge semble liée à la présence d'un panache mantellique. Celui-ci serait responsable de grands épanchements volcaniques de type trapps épais de plus de 3 km localement, au sud-ouest du Yémen et en Éthiopie (Baker *et al.*, 1996, 1998; Hofmann *et al.*, 1997; George *et al.*, 1998; Coulié *et*

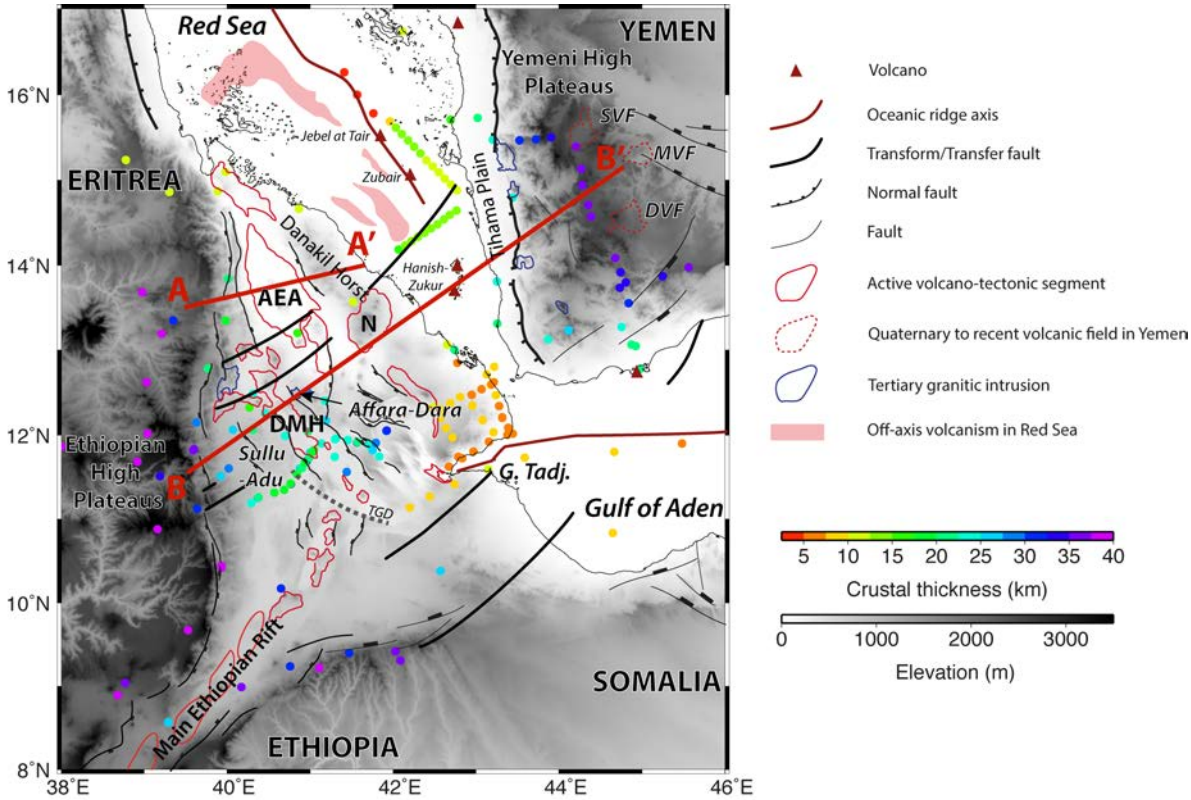


FIGURE III.2.1: Carte tectonique simplifiée de la région Afar-Aden-sud mer Rouge, jonction triple de type rift-rift-rift. La bathymétrie n'est pas représentée. Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points colorés (d'après e.g. Hammond *et al.*, 2011; Ahmed *et al.*, 2013; Reed *et al.*, 2014). Les tracés de coupes sont en rouge. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; N : volcan Nabro ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field.

al., 2003). L'extension est considérée comme étant accommodée initialement par les failles bordières du rift, puis se concentre progressivement à d'étroits segments volcaniques, au fur et à mesure que la vallée du rift s'étend (e.g. Ebinger et Casey, 2001). En Afar, ces segments volcaniques n'ont pas tous atteint le même niveau de maturité ; les plus immatures sont au stade rift continental, tandis que les plus matures sont considérés comme étant l'équivalent de centres d'accrétion océaniques (e.g. Barberi *et al.*, 1972; Ebinger, 2005; Hayward et Ebinger, 1996; Makris et Ginzburg, 1987; Mohr, 1967).

Le segment Erta'Ale (au nord de l'Afar, Fig.III.2.1) est considéré comme le segment le plus mature, c'est à dire le plus proche de la rupture lithosphérique (Keir *et al.*, 2013). La profondeur du Moho à proximité d'Erta'Ale est située autour de 15 km (Hammond *et al.*, 2011). L'épaisseur de la croûte est estimée à ∼20 km pour le segment Dabbahu-Manda-Hararo (Fig.III.2.1), tandis que la croûte entourant les divers segments actifs en Afar est épaisse d'environ 22 à 25 km (Hammond *et al.*, 2011; Reed *et al.*, 2014). Les hauts plateaux éthiopiens sont caractérisés par des profondeurs de Moho aux alentours de 35 à 45 km de profondeur, et sont situés à plus de 2000 m d'altitude. Un grand escarpement sépare ces hauts plateaux de la dépression Afar.

Au Yémen, sur la marge continentale est du sud de la mer Rouge, les calculs de fonctions récépteurs ont donné des épaisseurs de croûte de 14 à 25 km au niveau de la plaine de Tihama (Fig.III.2.1), et aux alentours de 35 km sous les hauts plateaux yéménites (Ahmed *et al.*, 2013). Les hauts plateaux yéménites sont situés à plus de 2000 m d'altitude et sont également séparés de la plaine de Tihama par un grand escarpement. Trois champs volcaniques récents (Quaternaire-actuel) sont présents sur les flancs du rift de la mer Rouge au Yémen (Manetti *et al.*, 1991) : ce sont les champs de Sana'a, Marib et Dhamar (Fig.III.2.1).

L'étude de la structure crustale de ces régions fournit des contraintes sur la structure thermique nécessaire à la compréhension des marges continentales passives et les processus impliqués dans la transition entre un rift continental et la formation d'une nouvelle croûte océanique. Nous utilisons ici la tomographie de bruit sismique en trois dimensions pour visualiser la structure crustale et le manteau supérieur. La densité de stations sismologiques temporaires déployées en Afar depuis une dizaine d'années, associées avec les données inédites du réseau YOCMAL au Yémen (YOung Conjugate MArgins Laboratory, financé par l'ANR et dirigé par S. Leroy), nous permettent une résolution en trois dimensions jamais obtenue auparavant sur la région. Nos résultats fournissent une image de la structure en vitesse de propagation des ondes S à travers les marges jeunes à très jeunes de l'Afar et du sud de la mer Rouge.

2.2 Données et méthode

Nous utilisons les cartes de vitesse de phase des ondes de Rayleigh obtenues dans le chapitre III.1 pour réaliser un modèle de vitesse de propagation des ondes S sous les marges continentales passives du sud de la mer Rouge et l'Afar. Pour cela, nous construisons pour chaque cellule des cartes tomographiques de vitesses de phase (Korostelev *et al.*, 2015) une courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh entre 7 et 25.5 s. Nous réalisons ensuite une inversion afin d'obtenir les vitesses Vs et les épaisseurs de couches. La méthode appliquée pour trouver le modèle expliquant le mieux la courbe de dispersion de chaque cellule est une technique d'inversion stochastique de recherche directe : le "Neighborhood Algorithm" (Sambridge, 1999; Wathelet, 2008). Cette approche guide la génération aléatoire de modèles par les résultats obtenus sur les modèles précédents. Ainsi, les zones où des résultats intéressants n'ont pas été trouvés sont moins échantillonées que les zones prometteuses (Wathelet, 2008). L'inversion de courbes de dispersion d'ondes de surface de haute fréquence est un problème non linéaire, et cette technique présente l'avantage d'explorer largement le champ des modèles possibles, ce qui permet de se libérer de la dépendance directe au modèle initial. La procédure d'inversion adoptée (Wathelet, 2008) permet l'inclusion d'informations *a priori* sur les structures géologiques et de valeurs de paramètres géophysiques qui réduisent la non-unicité du problème et accélèrent le processus de recherche.

Nous nous basons sur les modèles de vitesse de Hammond *et al.* (2011) en Afar, sur les profondeurs de Moho de la région (e.g. Hammond *et al.*, 2011; Ahmed *et al.*, 2013; Reed *et al.*, 2014) et sur les structures tectoniques définies par l'étude de terrain et les datations de laves de Stab *et al.* (2014), pour créer trois modèles *a priori* : un modèle pour les cellules des hauts plateaux éthiopiens et yéménites, un second pour la région de l'Afar, et un dernier pour les zones très amincies, comme la mer Rouge, Djibouti et l'Érythrée. Ces modèles comportent quatre couches pour la croûte : deux pour les roches de couverture, une pour la croûte supérieure et une pour la croûte inférieure. Nous avons laissé une certaine liberté dans l'épaisseur des couches et dans les vitesses (c.f. tableau 2.2).

Chaque inversion (200 itérations) consiste en une exploration du champ des modèles possibles. Nous explorons 13500 modèles à chaque inversion. Sur la figure III.2.3 sont représentés des exemples de la variabilité des modèles explorés à chaque inversion. Chacun des modèles est représenté par une couleur différente : le modèle le mieux contraint (le plus ajusté à la courbe de dispersion initiale) est représenté en bleu. L'inversion est appliquée à chaque cellule de la zone d'étude (0.1° x 0.1°, voir chapitre III.1 pour la résolution des différentes zones en fonction de la période).

Layer	Vp (km/s)	Vs (km/s)	density ρ (kg/m^3)	thickness (km)
High Plateaus				
Cover rocks	3.2-3.5	1.5-2.1	2.1-2.4	1-2
Cover rocks	4.0-5.0	2.1-2.8	2.5-2.8	1-2
Upper crust	6.0-6.3	3.0-4.0	2.7-3.0	8-13
Lower crust	6.8-7.4	3.0-4.5	3.2-3.6	10-23
Mantle	7.6-8.1	3.0-4.5	3.2-3.6	∞
Thinned crust				
Cover rocks	3.2-3.5	1.5-2.1	2.1-2.4	1-2
Cover rocks	4.0-5.0	2.1-2.8	2.5-2.8	1-2
Upper crust	6.0-6.3	3.0-4.0	2.7-3.0	3-11
Lower crust	6.8-7.4	3.0-4.5	3.2-3.6	12-15
Mantle	7.6-8.1	3.0-4.5	3.2-3.6	∞
Extremely thinned crust				
Cover rocks	3.2-3.5	1.5-2.1	2.1-2.4	0.5-2
Cover rocks	4.0-5.0	2.1-2.8	2.5-2.8	0.5-2
Upper crust	6.0-6.3	3.0-4.0	2.7-3.0	1.5-7
Lower crust	6.8-7.4	3.0-4.5	3.2-3.6	1.5-12
Mantle	7.6-8.1	3.0-4.5	3.2-3.6	∞

Figure III.2.2: Tableau des paramètres utilisés pour l'inversion.

2.3 Résultats

La figure III.2.3 présente des courbes de dispersion en fonction de la profondeur obtenue suite à l'inversion dans des contextes géologiques différents : hauts plateaux éthiopiens, Afar, hauts plateaux yéménites.

Les courbes de dispersion régionalisées (c'est à dire en chaque pixel) permettent de construire des cartes de vitesse de propagation des ondes S (Fig.III.2.4 et III.2.5), ainsi que des coupes verticales (Fig.III.2.7 et III.2.6). La figure III.2.4 présente les cartes de vitesse de propagation des ondes S non lissées, tandis que la figure III.2.5 présente ces mêmes cartes avec un résultat lissé (interpolation bicubique), afin de faciliter l'interprétation géologique.

Les périodes étudiées (de 7 à 25.5 s) nous permettent de retrouver des structures de vitesses en trois dimensions jusqu'à un maximum de 50 km de profondeur. À 15 km de profondeur (Fig.III.2.4 et III.2.5), nous observons des vitesses rapides ($\sim$4.2 km/s) sous l'ouest du Yémen, ainsi que sous la zone de Sullu Adu en Afar (Fig.III.2.5). Les vitesses lentes sont situées sous les flancs du rift éthiopien, entre l'Afar et les hauts plateaux ($\sim$3.2 km/s), sous le nord du segment actif Dabbahu-Manda-Hararo, le sud de la mer Rouge et proche des champs volcaniques yéménites ($\sim$3.1 km/s, Fig.III.2.5). À 20 km de profondeur, les vitesses lentes observées sous la région d'étude sont similaires à celles observées à 15 km de profondeur, avec des vitesses moins marquées au sud de la mer Rouge.

À 30 km de profondeur, le segment actif Dabbahu-Manda-Hararo est caractérisé par des vitesses rapides au nord ($\sim$4.3 km/s) et des vitesses plus lentes au sud ($\sim$3.6 km/s). Les flancs du rift éthiopien présentent des vitesses lentes au nord de 12°N, autour de 3.3 km/s,

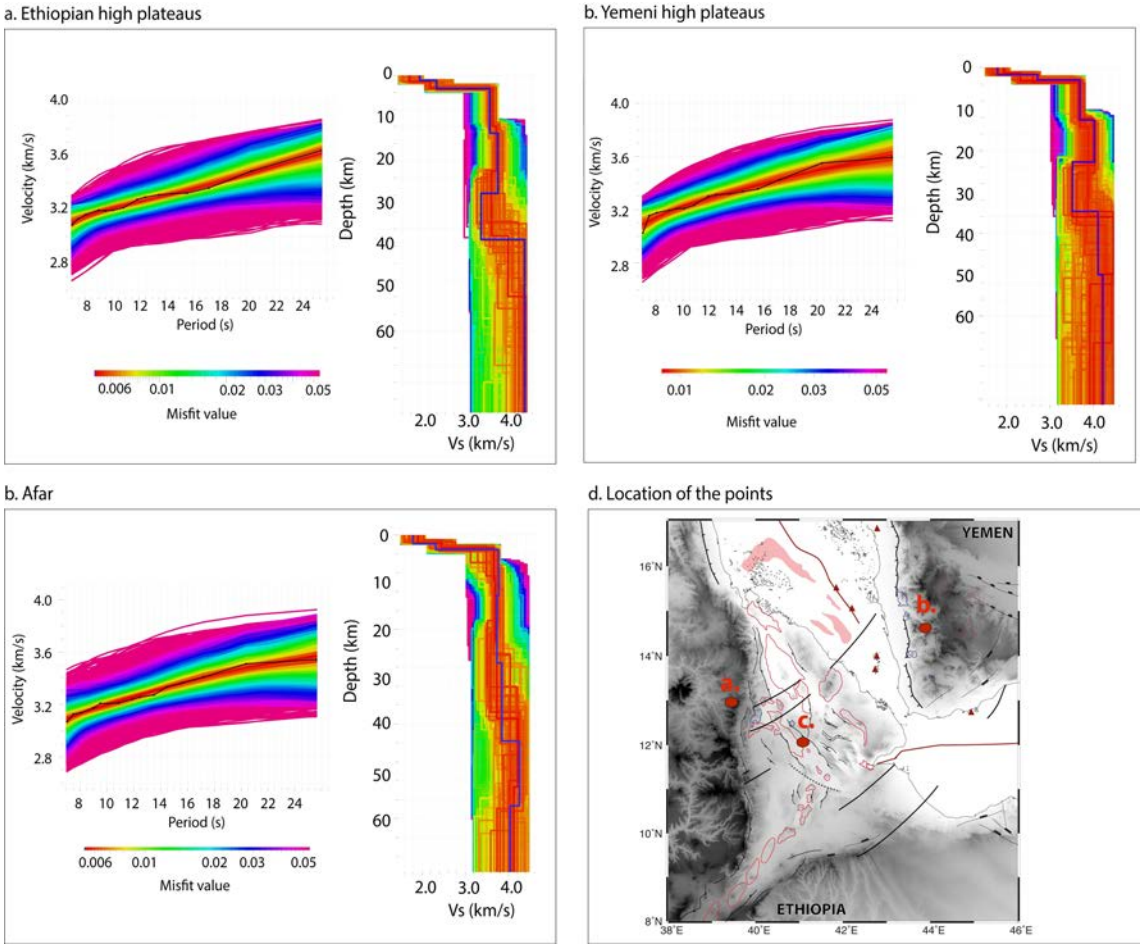


FIGURE III.2.3: Exemples de courbes de dispersion en fonction de la profondeur obtenue suite à l'inversion de chaque cellule. a. Inversion d'un pixel des hauts plateaux éthiopiens ; b. Inversion d'un pixel des hauts plateaux yéménites ; c. Inversion de l'Afar ; d. Localisation des pixels sur la carte structurale simplifiée. La courbe bleue est celle qui est la mieux ajustée aux données.

et des vitesses bien plus rapides juste au sud (∼4.2 km/s). Au Yémen, une zone de vitesses lentes est observable sous les hauts plateaux (∼3.3 km/s).

Enfin, à 40 km de profondeur subsiste une zone de vitesses lentes sous la partie nord du segment Dabbahu-Manda-Hararo, centrée entre deux failles transformantes. Les hauts plateaux yéménites sont caractérisés par une zone à faible vitesse (∼3.6 km/s) à proximité des champs volcaniques connus en surface (Manetti *et al.*, 1991).

2.4 Discussion

Ce modèle de tomographie de bruit en trois dimensions permet la réalisation de coupes verticales. Nous avons choisi d'étudier dans un premier temps deux coupes traversant les structures tectoniques d'ouest en est et les segments actifs majeurs en Afar : Erta'Ale (Fig.III.2.6) et le segment central Afar (Dabbahu-Manda-Hararo, Fig.III.2.7). Les

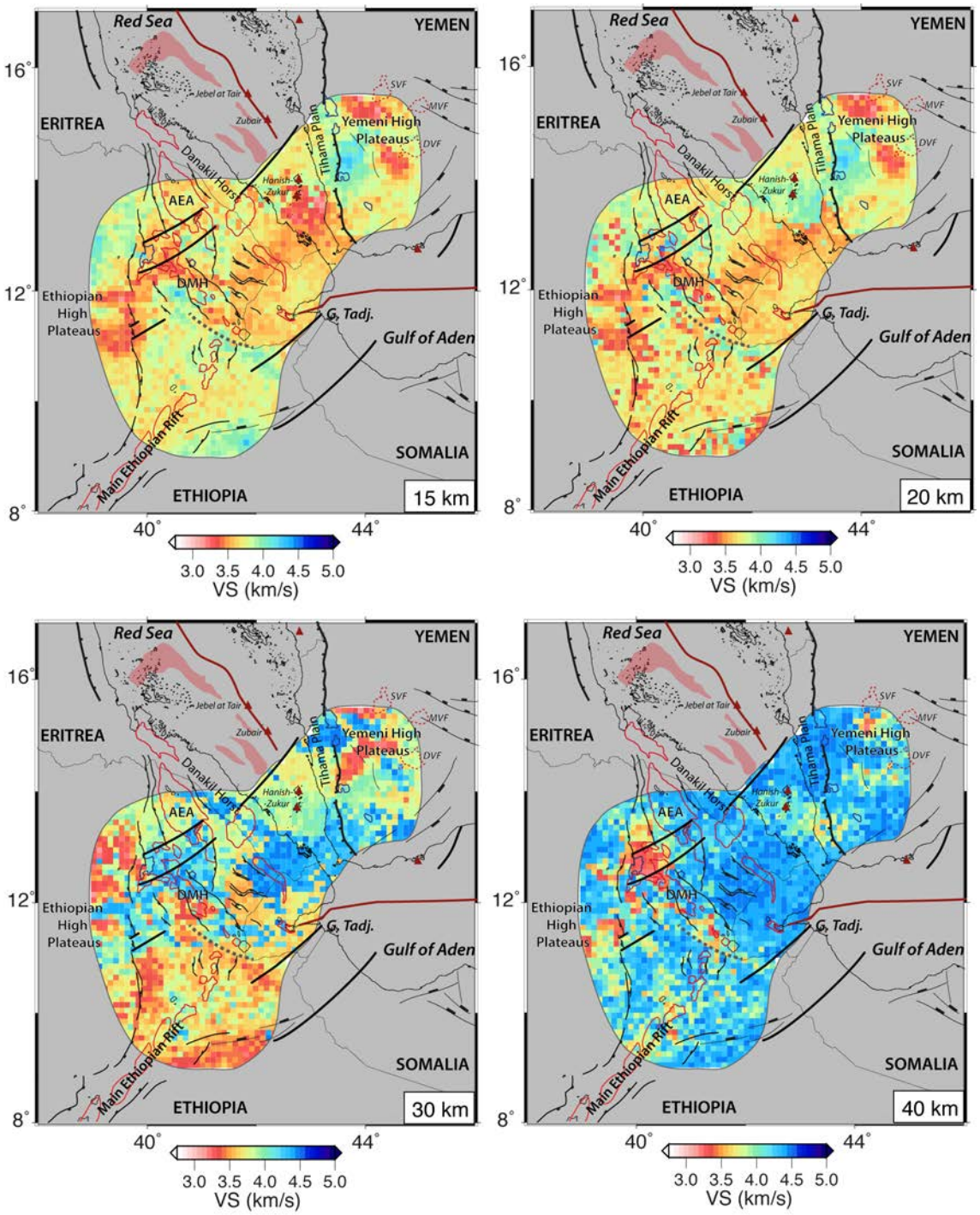


Figure III.2.4: Cartes non lissées de vitesse de propagation des ondes S des marges sud de la mer Rouge et de l'Afar. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field.

deux coupes AA' et BB' indiquent une zone de vitesses rapides sous les hauts plateaux éthiopiens. Ces vitesses pourraient être l'expression d'intrusions mafiques massives dans

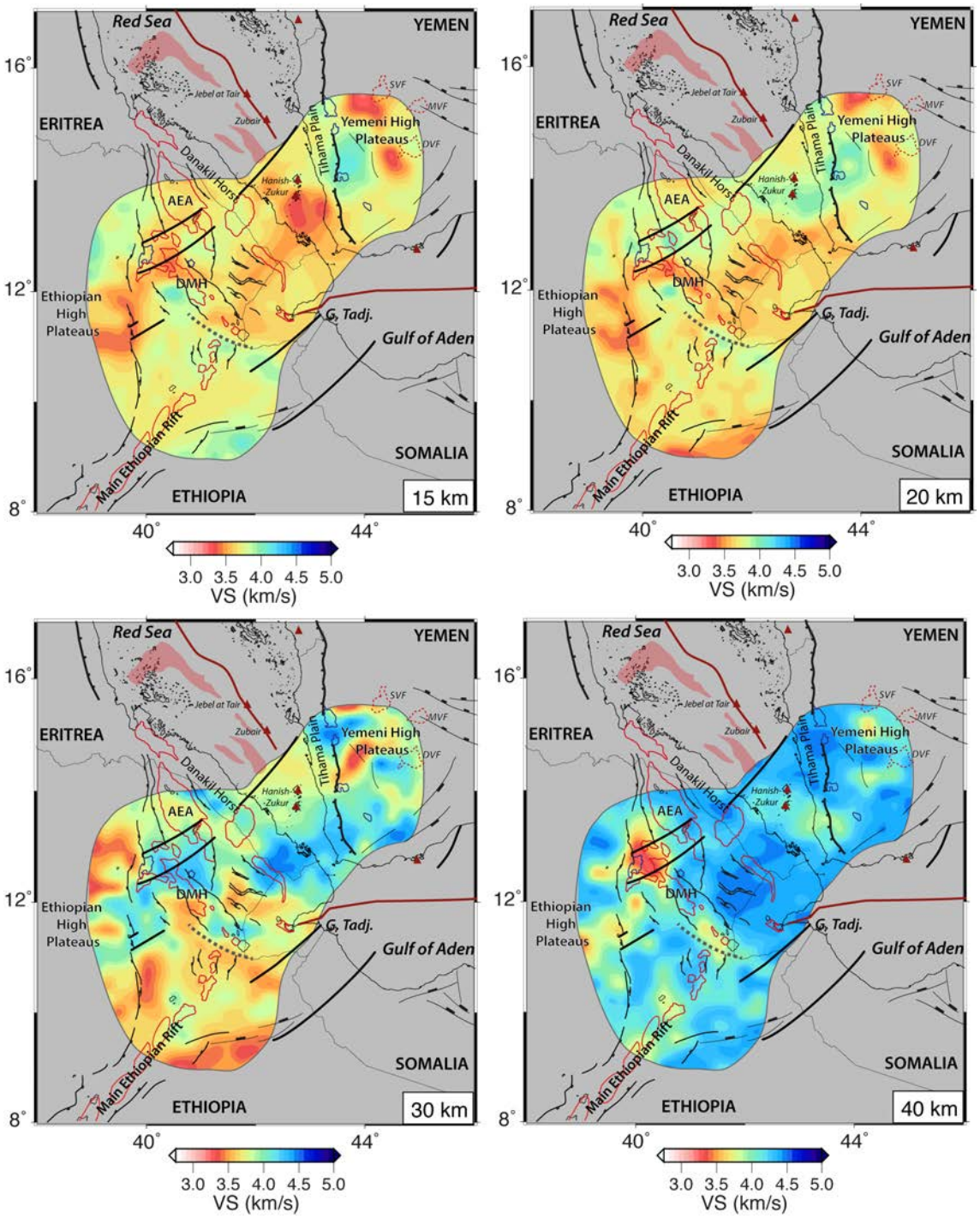


FIGURE III.2.5: Cartes lissées de vitesse de propagation des ondes S des marges sud de la mer Rouge et de l'Afar. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field.

la croûte inférieure des plateaux, ainsi que le suggèrent les ratio Vp/Vs entre 1.7 et 1.9 de Hammond *et al.* (2011). La croûte des hauts plateaux éthiopiens apparait donc forte-

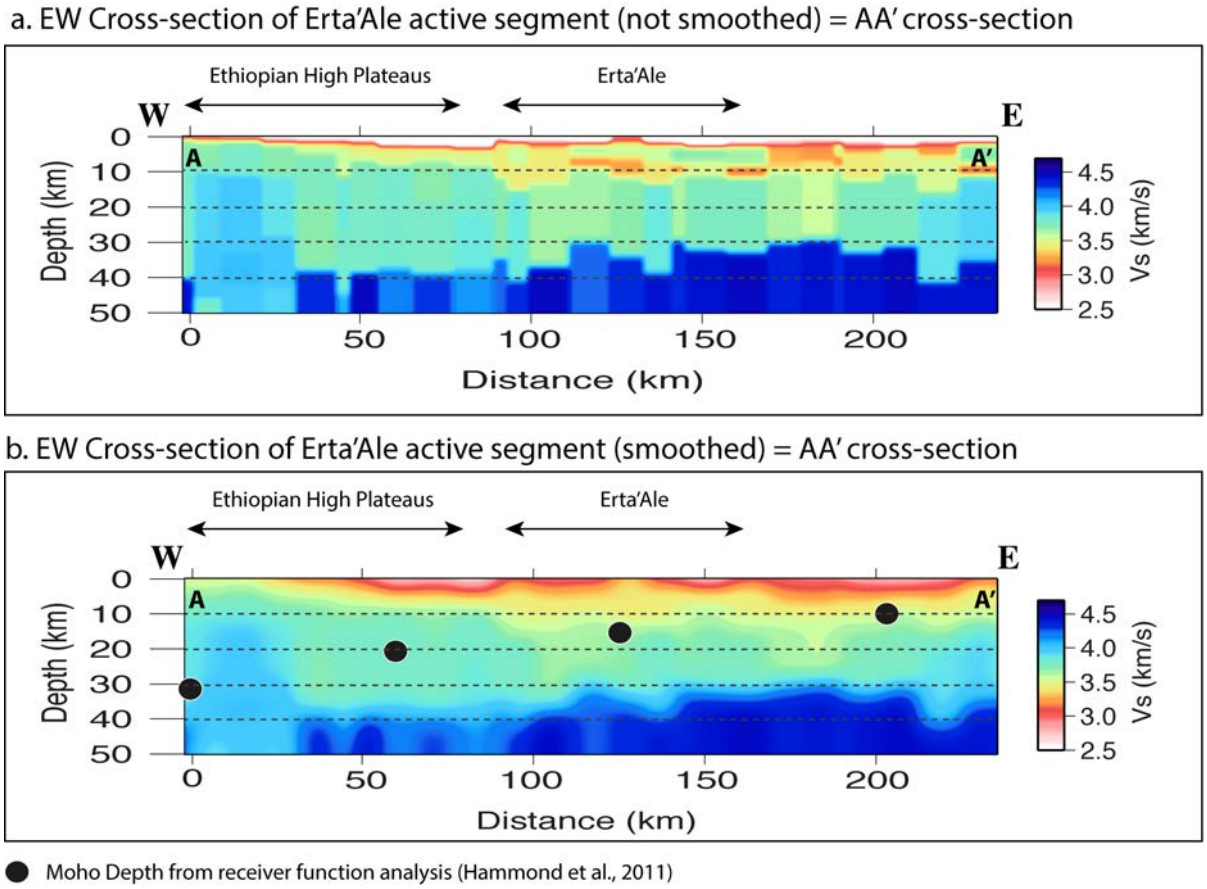


Figure III.2.6: Coupe AA' du modèle 3D de tomographie de bruit à travers le segment actif Erta'Ale. a) Coupe sans lissage. b) Coupe avec Lissage. Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points noirs. La localisation de la coupe est indiquée sur la figure III.2.1. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo.

ment modifiée par une activité magmatique qui peut être soit Cénozoïque (au moment de l'épisode des trapps), soit actuelle. De plus, nous observons une zone de vitesses lentes au niveau de la coupe BB' dans le manteau sous les hauts plateaux éthiopiens, pouvant être interprétée comme liée à la présence de magma affectant la croûte sur les flancs du rift (Korostelev *et al.*, 2015).

Les segments actifs d'Erta'Ale et Dabbahu-Manda-Hararo (Fig.III.2.6 et III.2.7) sont caractérisés par des vitesses lentes jusqu'à environ 15 et 20 km respectivement (∼3.4 à 3.2 km/s). Sous le segment actif de Dabbahu, la zone lente est située sous l'axe à 10 km de profondeur, puis elle est décalée vers l'ouest, légèrement hors-axe, à 20 km de profondeur. Ce résultat est cohérent avec les études de Desissa *et al.* (2013) et Medynski *et al.* (2015), indiquant la présence potentielle d'une chambre magmatique à environ 10 km de profondeur sous le nord du segment, ainsi qu'une seconde légèrement à l'ouest de l'axe, au niveau du Moho (∼20 km de profondeur). La coupe BB' permet de détecter une zone rapide en-dessous de ces chambres magmatiques, entre 20 et 30 km de profondeur, puis une nouvelle

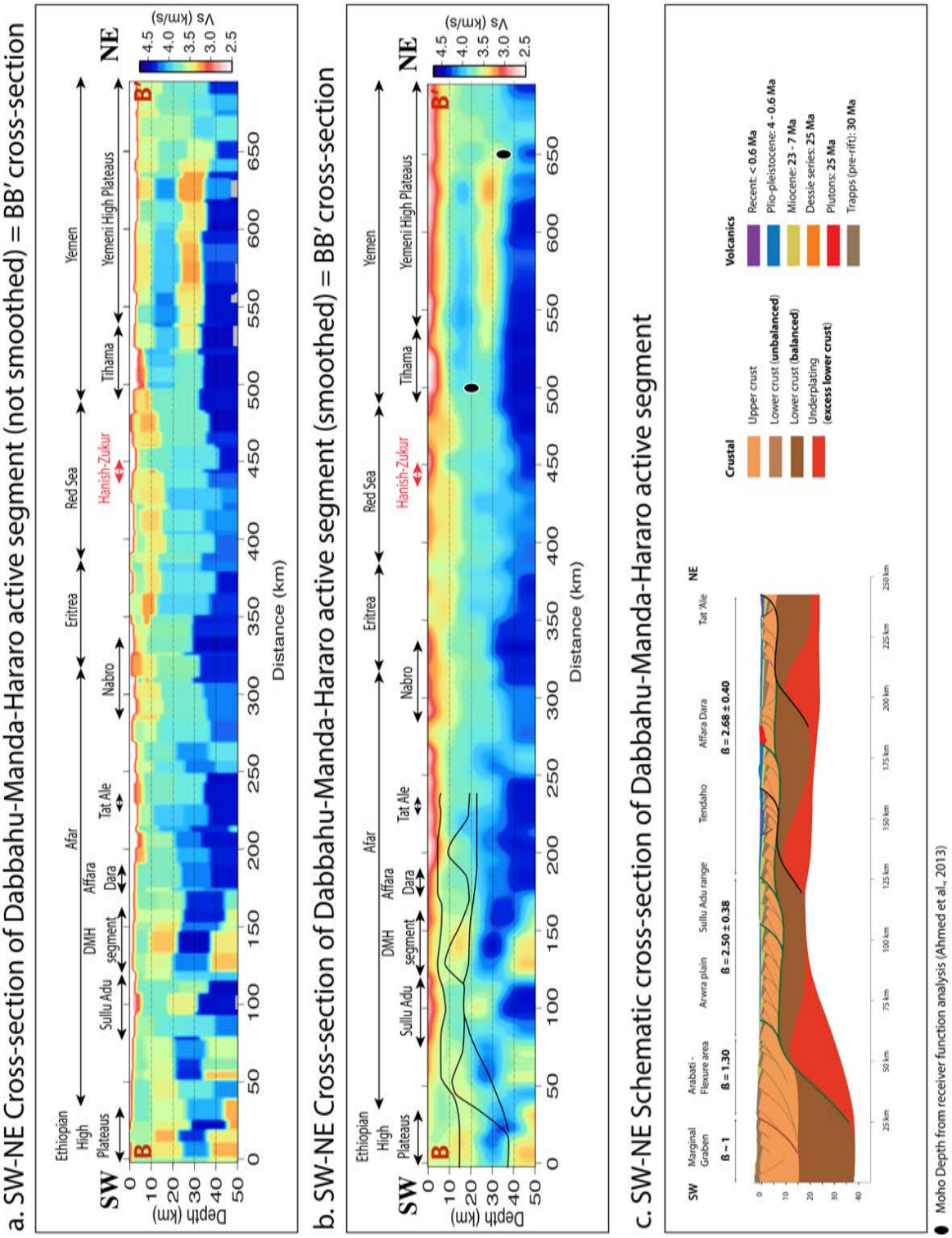


FIGURE III.2.7: Coupe BB' du modèle 3D de tomographie de bruit à travers le segment actif Dabbahu-Manda-Hararo. a) Coupe sans lissage. b) Coupe avec Lissage. c. Coupe schématique à traver le segment actif Dabbahu (Stab *et al.*, 2014). Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points noirs. La localisation de la coupe est indiquée sur la figure III.2.1. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo.

zone lente, pouvant correspondre à une remontée localisée de matériel mantellique sous l'axe actif (Hammond *et al.*, 2013; Korostelev *et al.*, 2015). Le volcan Nabro (en Érythrée) et la mer Rouge (Fig.III.2.7) sont eux aussi caractérisés par des zones de vitesses lentes jusqu'à 15 km de profondeur, sans évidence de remontée de matériel mantellique.

Au Yémen, le bassin sédimentaire de Tihama (Fig.III.2.7) situé le long du grand escarpement, et rempli de sel Miocène et de dépôts alluviaux et fluviaux récents (∼4 km Davison *et al.*, 1994), ralentit les ondes S et apparait jusqu'à environ 5 km de profondeur. La structure de la marge continentale est du sud de la mer Rouge est marquée par des vitesses élevées (∼4.3 km/s, entre ∼10 et 20 km de profondeur) sous la plaine de Tihama et l'ouest des hauts plateaux yéménites, pouvant correspondre à une zone de sous-plaquage ultra-mafique (Ahmed *et al.*, 2013; Korostelev *et al.*, 2014). Ce sous-plaquage ou croûte inférieure intrudée se situe à l'aplomb de vitesses lentes (de 3.5 à 3.3 km/s) au niveau du Moho, autour de 30 km de profondeur (Ahmed *et al.*, 2013). Nous observons des vitesses fortement ralenties dans le manteau situé sous les champs volcaniques yéménites, ce qui évoque une remontée localisée de matériel mantellique, tout comme il a été proposé en Afar par Hammond *et al.* (2013) et dans la même région par Korostelev *et al.* (2014) grâce à des études de tomographie télésismique.

La figure III.2.7 propose une comparaison de la coupe BB' réalisée dans notre modèle en trois dimensions de tomographie de bruit avec une coupe schématique structurale de la région de Dabbahu (Stab *et al.*, 2014, soumis). Stab *et al.* (2014) et Stab *et al.* (soumis) ont équilibré une coupe allant des flancs du rift (hauts plateaux éthiopiens) jusqu'à son centre (Tat'Ale en Afar) à partir d'un travail structural de terrain, de datations des différentes laves présentes et d'un travail de restoration des structures en prenant en compte les épaisseurs de croûte données par les fonctions récepteurs (Fig.III.2.1 et III.2.7 Hammond *et al.*, 2011; Reed *et al.*, 2014). Le style structural et la présence de trapps à l'axe du rift montrent une distribution de l'extension associée à un amincissement crustal extrême peu compatible avec les profondeurs de Moho déduites des calculs de fonctions récepteurs à proximité de l'axe. (Stab *et al.*, 2014, soumis) proposent la présence de trois zones de matériel magmatique dense localisé au-dessous de détachements crustaux, qui pourraient alimenter le volcanisme de surface. Ces trois poches se situeraient à l'aplomb du grand escarpement, sous le segment actif de Dabbahu, et à l'est d'Affara Dara (Fig.III.2.7). Notre modèle indique des vitesses élevées sous le grand escarpement et à l'est d'Affara Dara, ce qui semble cohérent avec la présence de matériel ultra mafique sous-plaqué, ou bien avec une croûte inférieure fortement intrudée. En revanche, la présence de vitesses lentes, et donc potentiellement d'une chambre magmatique sous le segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo semble contradictoire avec la proposition de Stab *et al.* (2014). Notre modèle suggère que cette zone de sous-plaquage ou cette zone de croûte inférieure fortement intrudée pourrait

se situer plus à l'ouest, sous la région de Sullu-Adu (Fig.III.2.7). Une autre hypothèse est que celle-ci serait constituée de matériel en fusion.

Enfin, notre modèle de tomographie de bruit permet de comparer la structure de la croûte et du manteau sous-crustal des deux segments Erta'Ale et Dabbahu-Manda-Hararo. D'après des modélisations géophysiques récentes (Keir *et al.*, 2013), le segment Ert'Ale est caractérisé par une croûte extrêmement amincie, d'environ 15 km d'épaisseur. Ce segment situé au nord de l'Afar (Fig.III.2.1) est généralement considéré comme le plus mature, très proche de la rupture lithosphérique. Notre étude en revanche, indique que le segment Dabbahu-Manda-Hararo semble bien plus actif. Il est caractérisé par une remontée de matériel lent en profondeur sous l'axe ainsi qu'une zone lente pouvant être interprétée comme une chambre magmatique (Desissa *et al.*, 2013; Medynski *et al.*, 2015) jusqu'à environ 30 km à l'aplomb du segment. De plus, la croûte située de part et d'autre de ce segment central d'Afar est très fortement amincie (Stab *et al.*, 2014, soumis) et semble fortement intrudée et modifiée. La croûte au niveau du segment Erta'Ale ne présente pas ces caractéristiques, sa structure est plus simple, avec une chambre magmatique probable autour de 10 km de profondeur, puis une croûte inférieure et un manteau non anormaux (Fig.III.2.6). Ainsi si la rupture lithosphérique est imminente en Afar, elle serait probablement au niveau du segment Dabbahu-Manda-Hararo, plutôt qu'au nord de l'Afar.

2.5 Conclusions

La tomographie de bruit sismique en trois dimensions nous permet de mettre en évidence la structure complexe de la région Afar avec une résolution encore jamais égalée. En Afar, nous montrons que la croûte inférieure des hauts plateaux éthiopiens est très altérée par des intrusions, que des anomalies lentes sont localisées sous les segments actifs de Dabbahu et Erta'Ale, ainsi que sous le volcan érythréen Nabro et la mer Rouge jusqu'à environ 15 km de profondeur. Notre modèle est cohérent avec les zones de matériel magmatique sous-plaqué proposées par Stab *et al.* (2014) sous le grand escarpement, sous l'est d'Affara Dara et au toit des grands détachements crustaux qui permettent la distribution de la déformation. En revanche, notre modèle diffère pour la région de Dabbahu, où nous n'imageons pas de matériel magmatique dense mais au contraire une zone de vitesses lentes. Dans notre modèle, cette zone de sous-plaquage pourrait se situer légèrement plus à l'ouest, sous la région de Sullu Adu, là où nous imageons une zone plus rapide. Une autre hypothèse est que celle-ci serait constituée de matériel en fusion.

Les coupes traversant les modèles montrent des différences de structure des segments Erta'Ale et Dabbahu-Manda-Hararo. Si le premier est plus magmatique actuellement, le second serait lui plus proche de la rupture lithosphérique. Au Yémen, les vitesses rapides sous la plaine de Tihama et les hauts plateaux yéménites entre ∼10 et 20 km de profondeur

pourraient indiquer une zone de croûte intrudée ou du sous-plaquage ultra-mafique formé par la zone de fusion partielle imagée sous les champs volcaniques du Yémen en tomographie télésismique (Korostelev *et al.*, 2014). Une zone de remontée de matériel mantellique chaud sous les champs volcaniques yéménites à l'extrême est du modèle est également imagée.

Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the Arabian Peninsula from teleseismic tomography

Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2014, publié.

Résumé

Nous réalisons un modèle de la lithosphère et de la partie supérieure de l'asthénosphère de l'ouest du Yémen grâce aux données de 24 stations sismologiques, afin d'évaluer le rôle du panache Afar sur l'évolution de la marge continentale et son extension latérale vers l'est le long du golfe d'Aden. Nous utilisons la tomographie télésismique pour calculer les variations relatives de vitesse de propagation des ondes P sous le sud-ouest du Yémen jusqu'à 300 km de profondeur. Les analyses de fonctions récepteurs publiées (Ahmed *et al.*, 2013) suggèrent un amincissement soudain et localisé de la croûte à proximité de la mer Rouge et du golfe d'Aden, cohérent avec les structures en vitesse que nous retrouvons dans notre modèle. La partie mantellique du modèle est dominée par la présence d'une anomalie de vitesse lente dans laquelle nous mettons en évidence la présence de magma, en-dessous des empilements basaltiques épais de l'Oligocène et des évènements volcaniques hors-axe récents (de 15 Ma à l'actuel). Cette anomalie lente de vitesse pourrait correspondre à un manteau anormalement chaud et pourrait être responsable du soutien dynamique des hauts plateaux ainsi que du magmatisme récent du Yémen occidental. Notre nouveau modèle de vitesse de propagation des ondes P sous le sud-ouest du Yémen suggère que les jeunes volcans de flanc de rift sont dus à une remontée localisée et à petite échelle de matériel mantellique à partir d'une vaste zone de manteau chaud situé sous la région. Notre travail montre qu'un manteau relativement chaud, ainsi que de la fusion partielle, peuvent persister sous les marges riftées après la rupture continentale.

Le matériel complémentaire de cet article se situe dans l'annexe B.

AGU PUBLICATIONS

Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014GC005316

Key Points:
- Lithospheric and upper asthenospheric structure are characterized in Yemen
- Focused small-scale upwelling is inferred beneath young rift flank volcanoes
- Relatively hot mantle can persist beneath rifted margins after breakup

Supporting Information:
- Readme
- Explainer
- Series of synthetic tests

Correspondence to:
F. Korostelev,
felicie.korostelev@upmc.fr

Citation:
Korostelev, F., C. Basuyau, S. Leroy, C. Tiberi, A. Ahmed, G. W. Stuart, D. Keir, F. Rolandone, I. Ganad, K. Khanbari, and L. Boschi (2014), Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the Arabian Peninsula from teleseismic tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, doi:10.1002/2014GC005316.

Received 21 FEB 2014
Accepted 11 JUN 2014
Accepted article online 17 JUN 2014

Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the Arabian Peninsula from teleseismic tomography

Félicie Korostelev[1,2], Clémence Basuyau[3], Sylvie Leroy[1,2], Christel Tiberi[4], Abdulhakim Ahmed[1,2,5], Graham W. Stuart[6], Derek Keir[7], Frédérique Rolandone[1,2], Ismail Al Ganad[8], Khaled Khanbari[9], and Lapo Boschi[1]

[1]Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris, Paris, France, [2]CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris, Paris, France, [3]University Paris Diderot, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France, [4]CNRS Géosciences Montpellier, Montpellier, France, [5]Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen, [6]School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK, [7]National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, UK, [8]Yemen Geological Survey and mineral Resources Board, Sana'a, Yemen, [9]Sana'a University, Yemen Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen

Abstract We image the lithospheric and upper asthenospheric structure of western continental Yemen with 24 broadband stations to evaluate the role of the Afar plume on the evolution of the continental margin and its extent eastward along the Gulf of Aden. We use teleseismic tomography to compute relative *P* wave velocity variations in south-western Yemen down to 300 km depth. Published receiver function analysis suggest a dramatic and localized thinning of the crust in the vicinity of the Red Sea and the Gulf of Aden, consistent with the velocity structure that we retrieve in our model. The mantle part of the model is dominated by the presence of a low-velocity anomaly in which we infer partial melting just below thick Oligocene flood basalts and recent off-axis volcanic events (from 15 Ma to present). This low-velocity anomaly could correspond to an abnormally hot mantle and could be responsible for dynamic topography and recent magmatism in western Yemen. Our new *P* wave velocity model beneath western Yemen suggests the young rift flank volcanoes beneath margins and on the flanks of the Red Sea rift are caused by focused small-scale diapiric upwelling from a broad region of hot mantle beneath the area. Our work shows that relatively hot mantle, along with partial melting of the mantle, can persist beneath rifted margins after breakup has occurred.

1. Introduction

The Afar triple junction, where the Red Sea, East African, and Gulf of Aden rifts intersect (Figure 1), is a key region to understand how continental breakup occurred under the influence of a plume and abnormally hot mantle [e.g., *Bastow et al.*, 2011]. Many seismological studies have been carried out in north-east Africa and Arabia to determine the depths of the Moho [e.g., *Ahmed et al.*, 2013; *Mechie et al.*, 2013] and to image upper mantle structure and understand regional geodynamics [e.g., *Bastow et al.*, 2005; *Benoit et al.*, 2003, 2006; *Montagner et al.*, 2007; *Zhao*, 2007; *Sicilia et al.*, 2008; *Chang and Van der Lee*, 2011; *Koulakov*, 2011] and how it is connected with global mantle flow [e.g., *Montelli et al.*, 2006; *Boschi et al.*, 2007, 2008; *Forte et al.*, 2010; *Moucha and Forte*, 2011]. However, no previous study has the resolution in continental Yemen on the Gulf of Aden margin due to the lack of seismic stations. Surface wave studies [e.g., *Debayle et al.*, 2001; *Sebai et al.*, 2006; *Montagner et al.*, 2007; *Sicilia et al.*, 2008; *Chang et al.*, 2011; *Chang and Van der Lee*, 2011] lack sufficient lateral resolution to image the detail of lithospheric and uppermost mantle structures.

The YOCMAL project (Young Conjugate Margins Laboratory) deployed 23 broadband stations in a network running from the Red Sea margin to Aden city, passing through the Yemeni highlands and Sana'a city (Figure 2). Using classical teleseismic tomography [*Aki et al.*, 1977] on recordings from these stations together with a permanent Geofon station (DAMY), we image the relative velocity variations of *P* waves in the crust and upper mantle down to 300 km depth. We thus: (1) characterize the lithospheric structure of the rifted margins of the Gulf of Aden and Red Sea system of western Yemen and (2) locate the presence of asthenospheric upwellings in the region and their interaction with the lithosphere.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

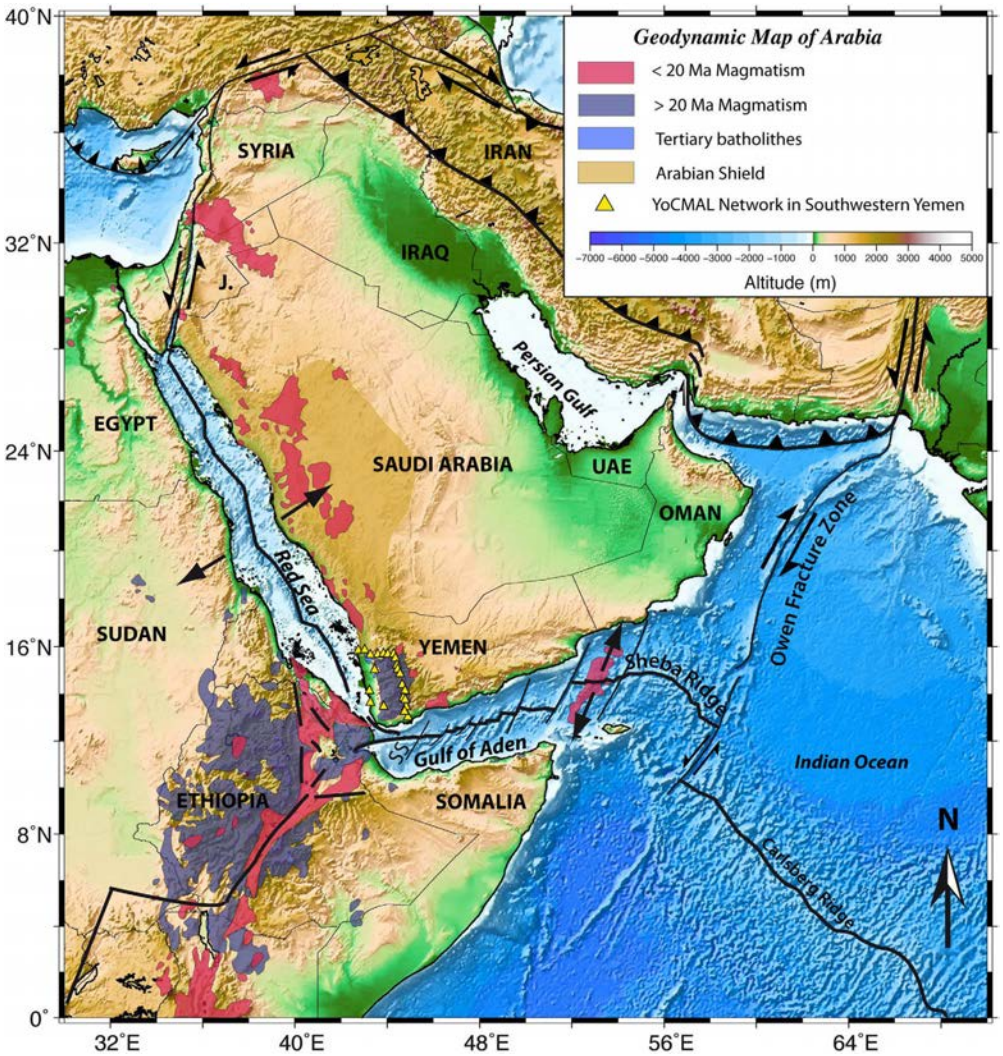


Figure 1. Geodynamic map of Arabia. Yellow triangles are for YOCMAL Network stations in southwestern Yemen. The magmatism older than 20 Ma is represented in purple, whereas the younger magmatism is in pink [modified from *Davison et al.*, 1994]. J.: Jordan, UAE: United Arab Emirates, SS.: Shukra el Sheik Fracture Zone.

2. Geodynamic Setting

The Red Sea and Gulf of Aden rifts are connected to the East African rift at the Afar triple junction, in the "Horn of Africa." In the Afar triple junction region, the presence of flood basalts [e.g., *Baker et al.*, 1996; *Hofmann et al.*, 1997; *George et al.*, 1998] and an abnormally low-velocity upper mantle anomaly [e.g., *Debayle et al.*, 2001; *Bastow et al.*, 2005] could be due to the presence of a mantle plume (Figure 1). Around 35 Ma ago, the current rift system began to open, under the influence of the Afar plume [e.g., *Leroy et al.*, 2012]. The flood basalts of Ethiopia and Yemen are the signatures of voluminous eruptions produced during the Paleogene [*Ebinger and Sleep*, 1998] with highest eruption rates at 31 Ma [*Baker et al.*, 1996; *Hofmann et al.*, 1997; *George et al.*, 1998]. A renewed phase of volcanism took place 24 Ma ago that corresponds with the synchronous appearance of basaltic dikes and gabbros along the Red Sea, from Afar and Yemen to northern Egypt. From 25 to 16 Ma, a series of basaltic, trachytic, and rhyolitic dikes were emplaced along the Red Sea margins [*Zumbo et al.*, 1995], at the same time as emplacement of large granitic batholiths (Jabal Hufash and Jabal Bura, see Figure 2). These granites are oriented north-south [*George et al.*, 1998] and located at the border of the Great Escarpment, a 1000 km long sudden change in altitude, from 200 m on the west in

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

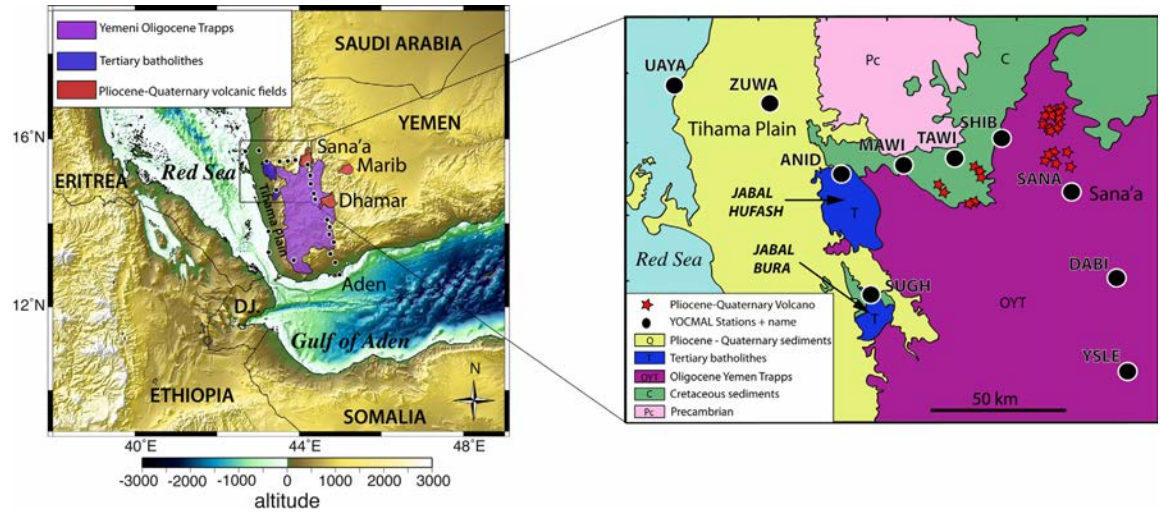


Figure 2. (a) Topographic map of South-western Yemen. The Yemeni highlands, above 1000 m high, are mainly constituted by basaltic traps. These basalts are 3 km thick. The volcanic Pliocene to present-day volcanic fields of Sana'a and Dhamar are represented in red. Jabal Hufash and Jabal Bura Tertiary batholiths are in blue [modified from *Davison et al*., 1994]. Black dots are for YOCMAL seismological stations. (b) Geological sketch of the northern part of our study area. Red stars are for Pliocene-Quaternary volcanoes. The batholiths are located along the Great Escarpment, which runs parallel to the Red Sea margin and the Tihama Plain. Left of the Great Escarpment, altitudes are below 200 m.

the Tihama Plain, to more than 1000 m in the Yemeni highlands. In addition, syn-rift (30–16 Ma) basaltic flows dipping toward the sea (seaward dipping reflectors–SDRs) have been imaged under the Tihama Plain [*Davison et al*., 1994]. In the Red Sea, a second phase of opening began 14 Ma ago synchronous with the formation of the Dead Sea transform fault to the north. This phase is accompanied by increased extension rates and rift-flank uplift [*Courtillot et al*., 1999].

From 12 Ma to present, magmatic provinces developed within a 2500 km radius of Afar and south-western Yemen as far away as western Saudi Arabia, Jordan, and northern Syria, [*Zumbo et al*., 1995; *Bertrand et al*., 2003; *Coulié et al*., 2003], see Figure 1. Recent magmatism has occurred offshore in the ocean-continent transition of the Eastern Gulf of Aden margin [*Lucazeau et al*., 2009; *Autin et al*., 2010; *Watremez et al*., 2011], off-axis Sheba ridge [*d'Acremont et al*., 2010], and below the southern Oman continental margin [*Basuyau et al*., 2010] (Figure 1). The increased magmatism caused by extension above a plume was first thought to stop at the Shukra al Sheik fracture zone [e.g., *Hébert et al*., 2001], but these recent results indicate that the limit could be further east (Figure 1), as proposed by *Leroy et al*. [2010a].

The Gulf of Aden is characterized by two stretched continental margins systems: nonvolcanic margins in the east and volcanic margins in the west near the Afar triple junction. The volcanic margins are associated with syn-rift SDRs up to 5 km thick [*Tard et al*., 1991; *Leroy et al*., 2012]. SDRs are also sparsely found in the east especially at the ocean-continent transition [*Autin et al*., 2010; *Leroy et al*., 2010b], but no syn-rift volcanism has been found east of the longitude 46°E, see Figure 1 [*Leroy et al*., 2012]. The study region is near the edge of the African superplume, as shown by large-scale global tomographic models [e.g., *Debayle et al*., 2001; *Sebai et al*., 2006; *Boschi et al*., 2007, 2008] and by petrologically derived temperature estimates of the mantle [*Rooney et al*., 2012; *Rolandone et al*., 2013].

3. Data

Data have been collected from 23 temporary broadband stations deployed from March 2009 to March 2010 (YOCMAL project), and from one permanent station (DAMY, Geofon). The network extends from the Red Sea margin to the Gulf of Aden margin, passing through the Yemeni highlands (Figure 2). The sensors deployed were Guralp 40T (sampling rate 50 sps, 30 s natural period), 6TD (sampling rate 40 sps, 30 s natural period), and ESPD (sampling rate 40 sps, 60 s natural period). This network configuration allows imaging structures with a high resolution, and down to 300 km depth (the surface extent of our network). We

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

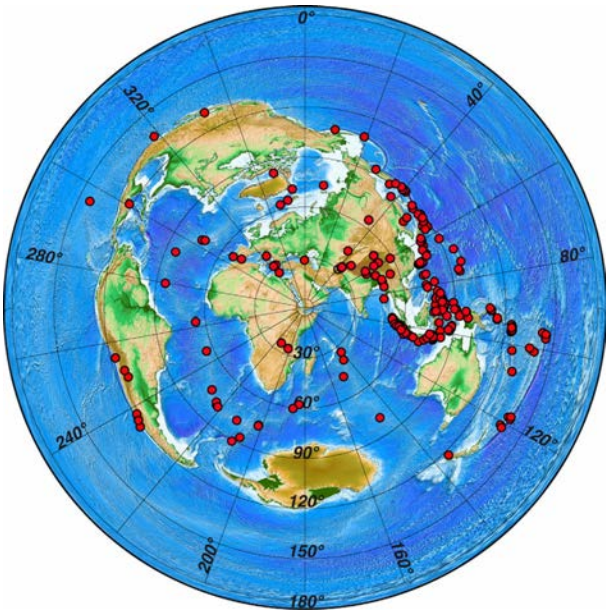


Figure 3. Azimuthal distribution of the events used on our study.

selected 200 teleseismic events with clear first *P* wave arrivals from earthquakes with magnitude ≥5.5. Among them, 142 events arrived as P, 35 events as PP, and 23 events as PKP (Figure 3), and were picked on consistent peaks in the first cycle. We used 2456 delay times calculated relative to the IASP91 Earth model [*Kennett and Engdahl*, 1991]. For each residual, a picking error was assigned within the range ±0.05 to ±0.2 s. As the events registered come mostly from east/northeast and have a range of epicentral distances, the rays are crossing, and we expect our best resolution in this direction.

4. Method

Our delay time residuals were inverted using the ACH teleseismic tomography method first used by *Aki et al*. [1974], then developed by *Weiland et al*. [1995], *Zeyen and Achauer* [1997], and *Jordan and Achauer* [1999]. As the inversion uses a 3-D iterative ray tracing at each step, the initial location of the parameterization nodes affects the inversion result [e.g., *Calò et al*., 2008]. To reduce this problem, we averaged the results of four inversions with the same parameters of inversion, but with a meshing shifted by half a node (10 km) toward the east, north, and northeast compared with our initial reference model. This "Average Smooth model" technique smooths the local effects due to the meshing [*Evans and Achauer*, 1993]. The resulting velocity model is presented in Figure 4 as depth slices and in Figure 5 as depth cross sections.

Our network's dimensions are 360 km from North to South, 260 km from West to East, so our investigation depth (i.e., the depth until which we have resolution) is estimated to be ~300 km [*Evans and Achauer*, 1993]. In our initial model, velocities are organized in successive horizontal layers of nodes, with an interpolation gradient between each of them [*Thurber*, 1983]. The minimum distance between two nodes horizontally is 20 km (i.e., the minimum distance between two stations). The node spacing is 40–100 km at the edges of the model. The initial model was the IASP91 reference Earth model. Ten levels of nodes were placed in depth between 0 and 500 km, so we have nine layers (nodes at 0, 30, 45, 70, 100, 150, 200, 250, 300, and 500 km depth). The thickness of the crust is important in the inversion process [e.g., *Zhao et al*., 1994, 2006]. In our study, we use the receiver functions results of *Ahmed et al*. [2013] to compute a time correction for each station (Figure 6). This correction accounts for lateral variations in the crustal thickness, which are difficult to constrain by our teleseismic data alone; seismic velocity within the crust is treated as a free parameter in our inversion. The correction for each station is computed on the absolute residuals and is in the range −0.611 (for the station located on the thinnest crust) to 0.160 s (for the station located above the thicker crust). This allows a reduction in the propagation of crustal structure into the deeper layers of the velocity model.

The smoothing factor, which limits the short wavelength velocity variations, and the initial standard deviation associated with each node of the initial model for each of the nine iterations were chosen after a series of tests and are, respectively, 0.001 and 0.007 km s^{-1}. The smoothing value chosen is the same as *Tiberi et al*. [2008] and *Basuyau et al*. [2010]. Tests showed that the results are not significantly different for a standard deviation between 0.005 and 0.01 km s^{-1}. We tested these inversion parameters in order to get a stable model, choosing parameters that decrease the root mean square of

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

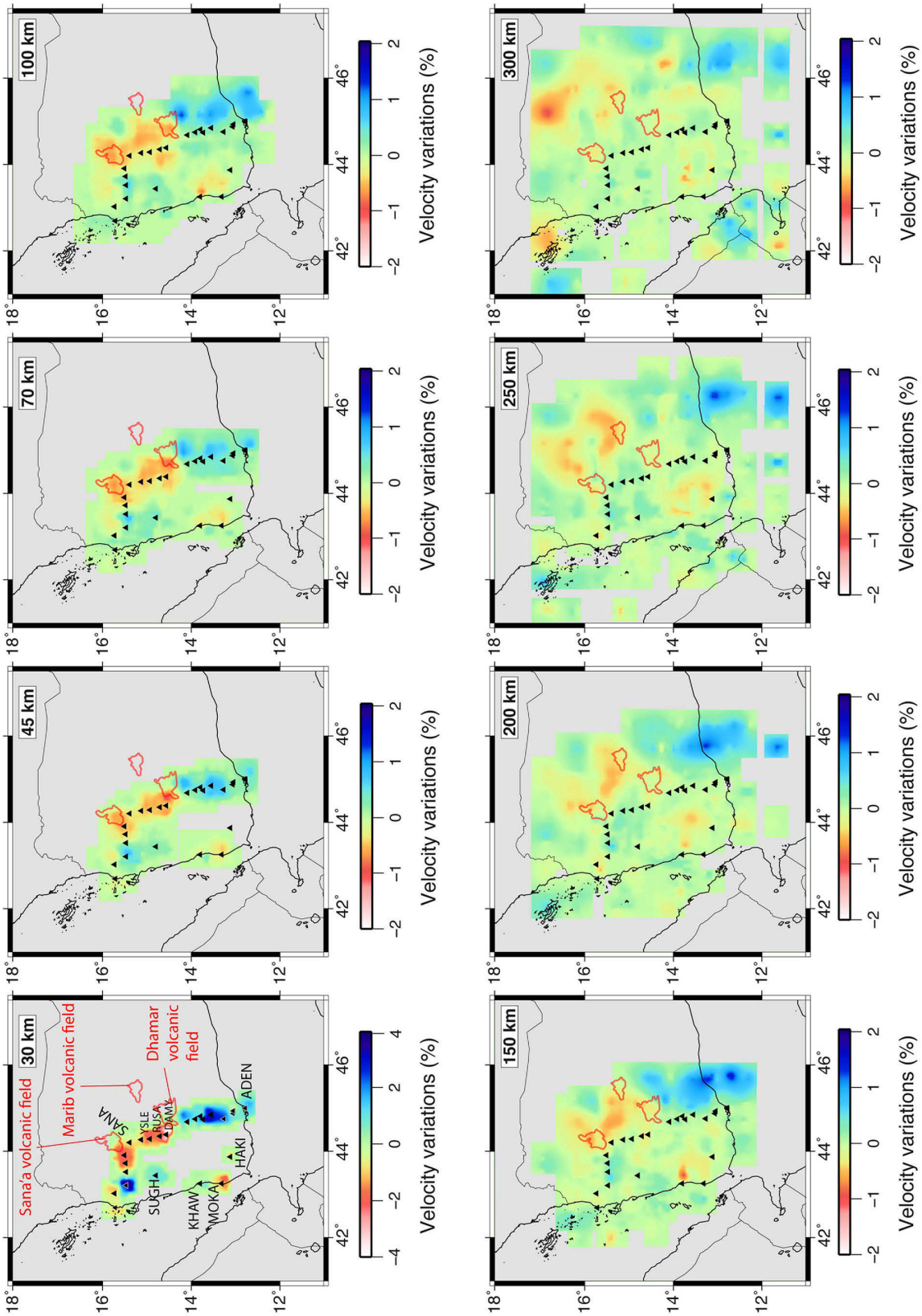


Figure 4. Final *P* wave velocity model obtained from inversion. Seismic stations are located with the black triangles. Note the color bar change between the first two layers and the other slices of the model, and the scale is saturated for the first layer.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

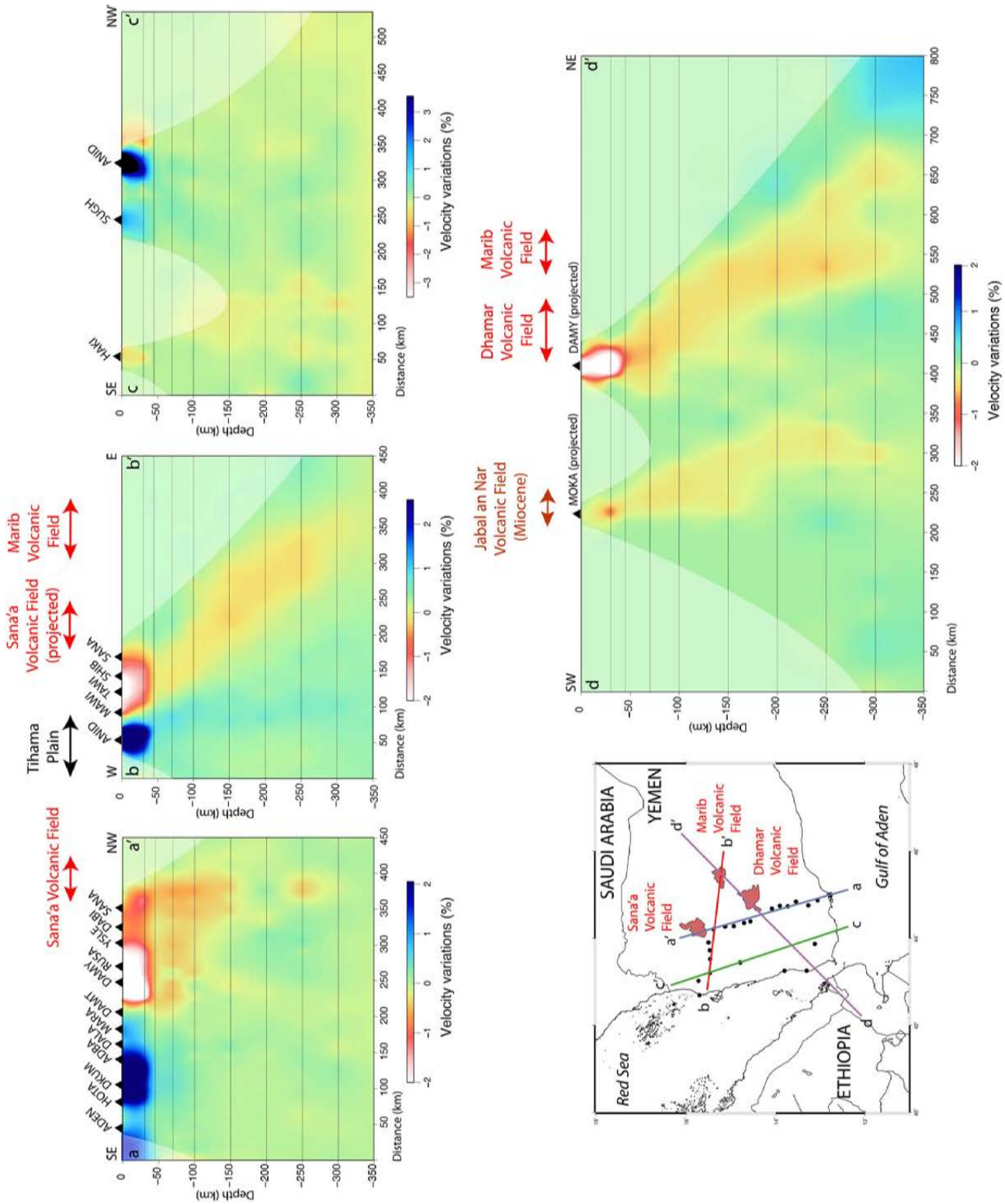


Figure 5. Cross sections in the final *P* wave velocity model obtained from inversion. (a) Cross section along the Red Sea margin, (b) cross section along the Gulf of Aden margin, (c) cross section through the granitic intrusions of Jabal Hufash and Jabal Bura, (d) southwest-northeast cross section of the corner of Yemen.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

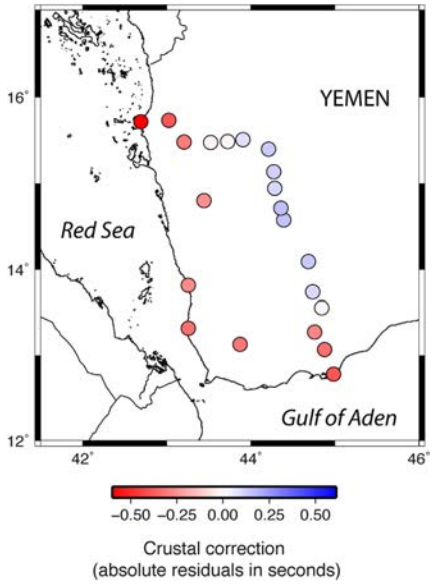


Figure 6. Crustal correction applied for the stations. These corrections were computed from the crustal thickness obtained by receiver function analysis [*Ahmed et al.*, 2013].

residuals (RMS) through the inversion's nine iterations. The overall decrease of the RMS is 55% in the final model.

5. Results

5.1. Checkerboard Test

We use a checkerboard test to assess the resolution of our inversion. The synthetic checkerboard model consisted of rectangular velocity anomalies of +5% and −5% velocity variations at depths of 70, 200, and 300 km depth (Figure 7a). The size of the anomalies increases around the edges as the method requires the nodes to be further apart at the edges of the model. We use the same inversion parameters (smoothing, standard deviation) as in our actual inversion.

The results of the checkerboard test (Figure 7b) show that at 70 km depth, due to the concentration of crossing rays under the stations, we have the best resolution, with ~20% recovered amplitude. At 200 km depth, the crossing rays cover a larger area, so the anomalies are well retrieved. At 300 km depth, the eastern retrieved anomalies are much better constrained east of 44°E, due to the concentration of raypaths coming from the east. The Figure 7b shows the piercing points under our network at 300 km depth, at our maximum investigation depth. Below 300 km depth, the rays are too dispersed to give good resolution.

5.2. Crustal-Scale Structures

The thickness of the crust in our study area is estimated from receiver function analysis to be between 14 km at the coast and 35 km inland [*Ahmed et al.*, 2013]. The crust is represented by the first two layers of our model, and is characterized by the highest anomaly contrasts in *P* wave velocity, which have a range of

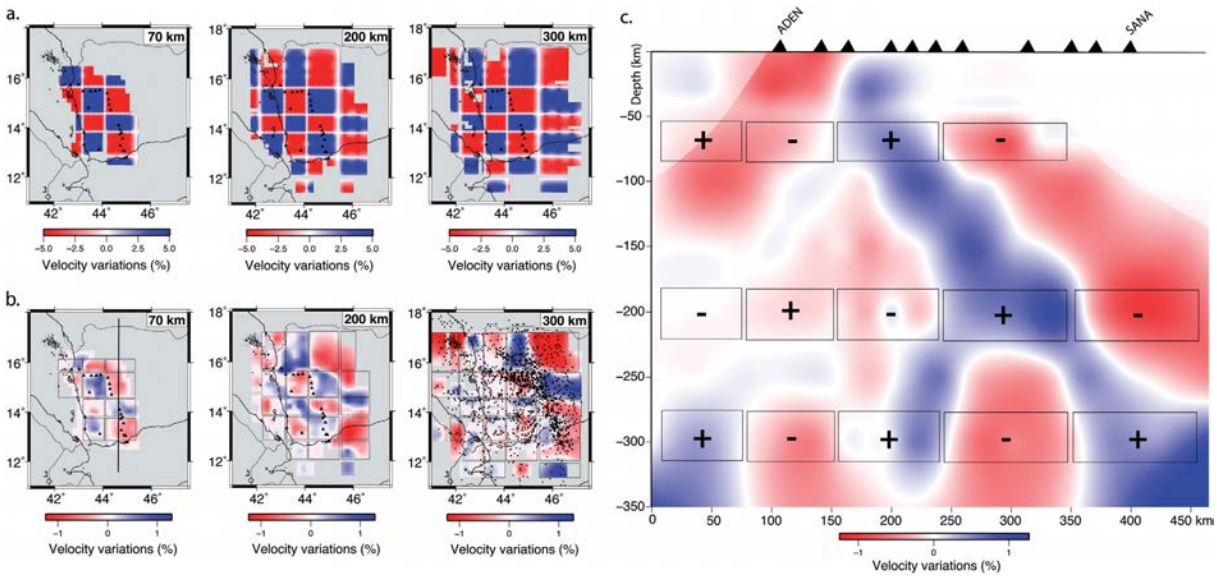


Figure 7. Checkerboard test for the inversion of seismological data. (a) Synthetic input model for *P* wave velocity, (b) depth slices at 70, 200, and 300 km through the retrieved velocity model, piercing points: impact points of the rays with the layer located at 300 km depth, (c) North-South cross section in the retrieved velocity model.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

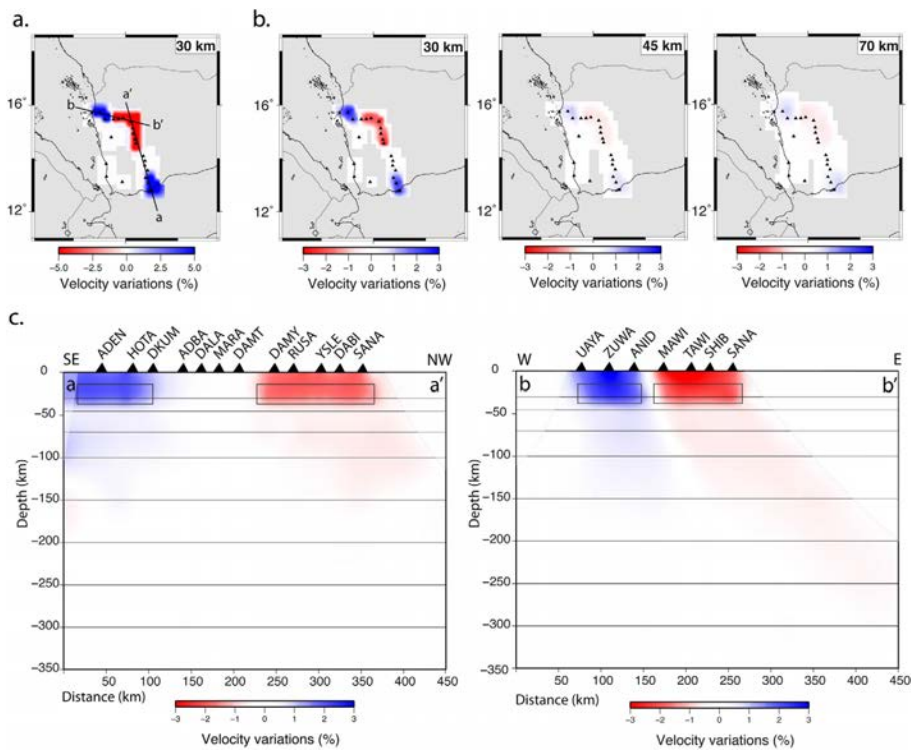


Figure 8. Synthetic test for the propagation of crustal signal. (a) Synthetic output model, (b) depth slices through the retrieved velocity model. (c) Cross sections of the Aden and Red Sea margins in the synthetic model.

±4% (Figures 4 and 5). These anomalies are related to geological structures observed at the surface. At 30 km depth, the strong low-velocity anomaly (−4%) beneath the center of our network (stations MAWI to DALA) correlates with the high topography of the plateau (>2000 m above sea level). We interpret this pattern as due to the thicker crust (>30 km) beneath the Yemeni highlands [*Ahmed et al.*, 2013].

Under stations located near the Red Sea (north-westernmost part of the network) and Gulf of Aden (southernmost part of the network) margins there are high-velocity anomalies above 30 km due to the thinner crust (<30 km). *Ahmed et al.* [2013] estimated the thickness of the crust to be ~22 km in the coastal areas, and less than 14 km for the Red Sea margin. These high-velocity anomalies are located beneath SDRs, which is consistent with the emplacement of subaerial volcanic material during rifting [*Tard et al.*, 1991; *Davison et al.*, 1994; *Bastow and Keir*, 2011; *Leroy et al.*, 2012].

The high-velocity anomalies under the stations ANID and SUGH could be due to a thin crust as they are in the Red Sea coastal area, or to Tertiary granitic intrusions of Jabal Hufash and Jabal Bura, respectively [*Geoffroy et al.*, 2002], see Figure 2. The high-velocity anomaly corresponding to Jabal Hufash is imaged down to 45 km depth, which is slightly deeper than that of Jabal Bura (30 km depth). This can be explained by significant smearing due to the higher amplitude of the Jabal Hufash anomaly. There are lower velocities under the stations UAYA and ZUWA, on the Tihama plain (Figure 5b), probably due to ~4000 m of low-velocity sediments [*El-Anbaawy et al.*, 1992; *Davison et al.*, 1994].

5.3. Upper Mantle Structures

The resulting upper mantle *P* wave anomalies are in the range of ±2%. The most striking pattern is a low-velocity anomaly located under the Yemeni highlands at 45 km depth, apparently dipping northeastward down to 300 km. It reaches its maximum amplitude at 70 km depth (east of the DAMY station) beneath the volcanic field of Dhamar (Figure 2), where there are two active volcanoes [*Manetti et al.*, 1991]. The northern part of this anomaly is located, at 70 km depth, under the volcanic field of Sana'a, which is also still active [*Manetti et al.*, 1991], see Figure 5.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

There is a second low-velocity anomaly located under the south-western corner of Yemen and the stations MOKA and HAKI (Figures 5c and 5d). This low-velocity anomaly is nearly vertical and is recognized from the surface to 300 km. It is located just beneath the volcanic area of Jabal An Nar (Figure 5d), which was active during late Miocene, around 10 Ma, [*Manetti et al*., 1991].

Even if we corrected the residuals from the crustal portion, our results are likely to include effects from Moho variations. This is because the corrections are based on receiver functions which display a strong trade-off between Moho depth and crustal velocity model. In addition, we took a 1-D velocity model to be consistent with the receiver functions study of *Ahmed et al*. [2013] and this can generate errors [*Martin and Ritter*, 2005]. The lack of detailed 3-D crustal information precludes us from going further with the crustal corrections than we have done. To estimate the resolution of our models in both the crust and the mantle, we proceed to synthetic tests. We test whether the low-velocity anomaly beneath the high plateau is dipping toward the northeast because of smearing along raypaths (Figure 3) in the next section. We investigate by means of synthetic tests whether: (1) the velocity variations observed in our resulting model are smearing downward into the mantle, (2) the low-velocity anomalies under the south-western corner of Yemen and under the high plateaus are artifacts, and whether we can determine at what depth they are located, and (3) the dipping low-velocity anomaly is related to the presence of partial melt or not.

6. Synthetic Tests and Presence of Melt

6.1. Propagation of Crustal Signal

We test the smearing with depth of a crustal anomaly (0–30 km) without a crustal correction by introducing a −5% anomaly around stations in the Yemeni Highlands and a +5% anomaly under the two continental margins (Figure 8a). The rest of the input model is laterally uniform. The results of the inversion of this synthetic model (Figures 8b and 8c) show that the velocity variations are well recovered in location but with 40% lower amplitude. Between 45 and 100 km depth, we can discern very low-amplitude anomalies (<0.5%), corresponding to a small amount of vertical smearing. At 100 km depth, we have a −1% anomaly under the Yemeni highlands. Approximately, half of this signal could be due to a smearing of the crust signal. No significant anomaly can be seen beneath 100 km depth. We conclude that crustal velocity anomalies do not propagate to deeper layers of our model and that there is an authentic low-velocity anomaly in the upper mantle. This test shows that the use of a crustal correction is relevant and is necessary to limit the extent of the propagation of crustal velocity structure into deeper layers of the model.

6.2. Low-velocity Anomalies Beneath South-Western Yemen

Using a synthetic input model, we simulate the resulting geometry of our final *P* wave model (see supporting information). We computed a series of tests (available in supporting information), and here we present the most relevant example. We first place a −5% anomaly under the three Yemeni volcanic fields of Sana'a, Dhamar, and Marib from the base of the crust down to 200 km depth. The other −5% anomaly is placed from the base of the crust to the base of our model, under the south-western corner of Yemen and southern Red Sea. Figure 9 shows the retrieved inversion image for a SW-NE profile (compare with the observed results in Figure 9c). Although the anomaly amplitudes within the crust are not retrieved, the dipping anomaly is quite well retrieved in the synthetic output model, as well as the low-velocity anomaly beneath Jabal An Nar volcanic field (Figure 9). This test shows that the dipping low-velocity anomaly under the Yemeni volcanic fields can be explained by a 220 × 260 km mantle upwelling between the base of the crust and 200 km depth. Moreover, the low-velocity anomaly beneath Jabal An Nar can be explained by a large zone of hotter mantle.

6.3. Presence of Partial Melt

Traveltime tomography gives the present state of the upper mantle in terms of velocity variations but it precludes any direct interpretation concerning their origin. Indeed, several factors, such as temperature, chemical composition, or anisotropy can affect the velocity of seismic waves [e.g., *Karato*, 1993; *Sobolev et al*., 1996]. *Karato* [1993] demonstrates that a purely thermal origin leads to a linear relationship between P and S residuals with a slope of 2.9. *Gao et al*. [2004] proposed that a slope higher than 2.9 between P and S residuals for the same events highlights the presence of partial melting and several authors used the relationship to explain the presence of negative velocity anomalies in the upper mantle [e.g., *Bastow et al*.,

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

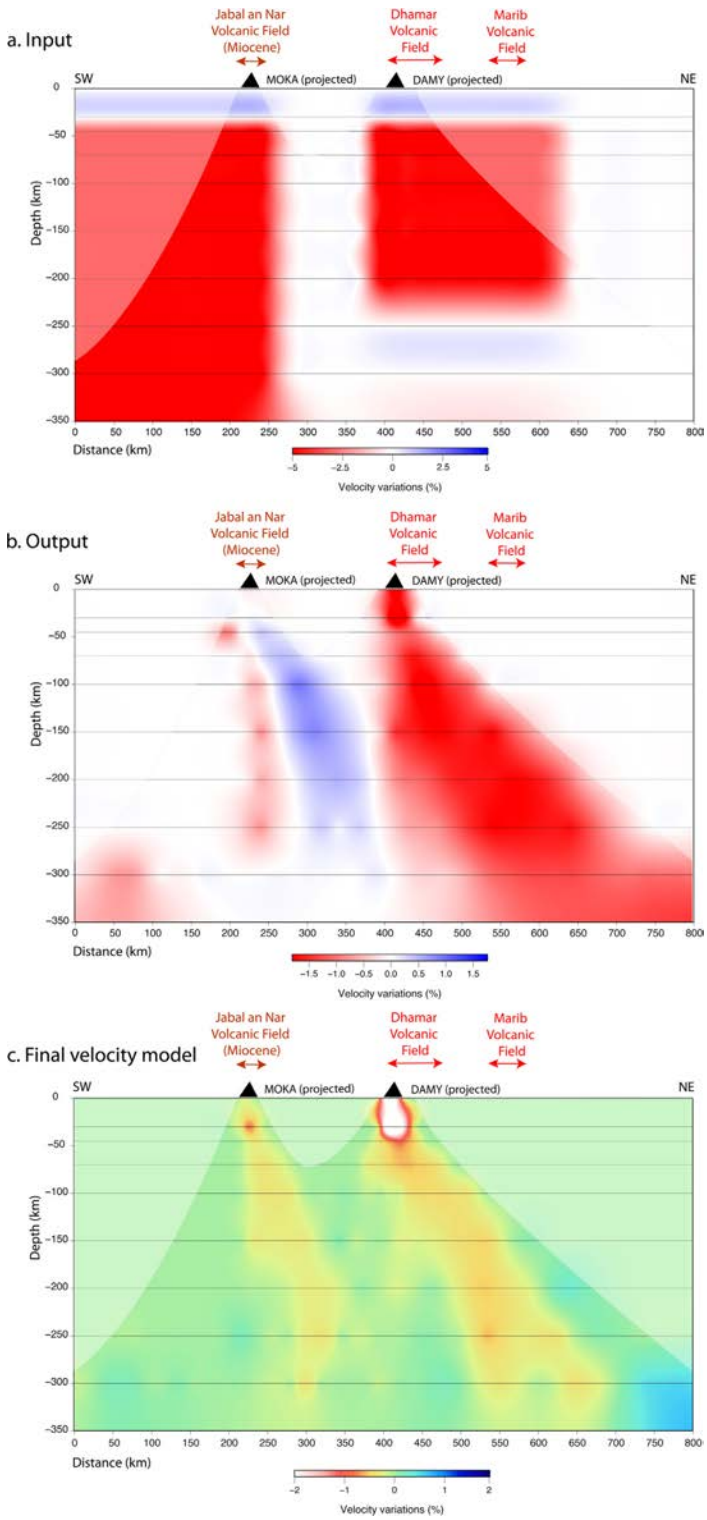


Figure 9. Synthetic test for two low-velocity anomalies under the South-western Yemen. (a) SW-NE cross section in the input model. (b) SW-NE cross section in the output model. (c) SW-NE cross section of the corner of Yemen from our final *P* wave velocity model.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

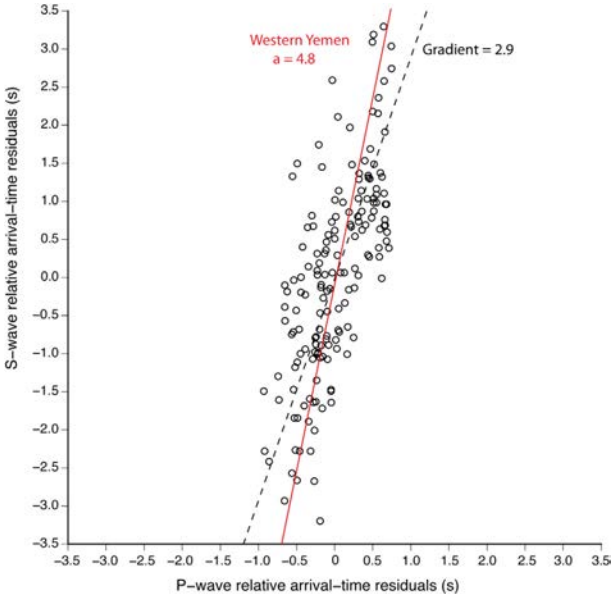


Figure 10. Plot of *P* wave versus *S* wave relative arrival-time residuals for all the stations and events coming from Northeast (Japan, China, Russia). The solid red line is the least squares fit to our data (with the slope of the line), and the dashed line is a slope of 2.9 (thermal effect only). Standard deviation is 0.31 for the best fit line and 0.36 for the 2.9 gradient.

2005; *Basuyau et al*., 2010]. This method considers relative delay times, so that problems associated with amplitude recovery (e.g., due to differing numbers of traveltime observations and regularization levels) and other artifacts associated with the inversion procedure (i.e., parameterization and raypath accuracy) do not complicate the comparison of the data.

We thus selected the events coming from northeast (Russia, Japan, China), and picked the S arrival on the transverse component for stations located above the Yemeni Highlands, so that the rays chosen are passing through the northeastward dipping low-velocity anomaly. In Figure 10, following *Gao et al*. [2004], *Bastow et al*. [2005], and *Basuyau et al*. [2010], we plot S versus P relative traveltime residuals, and find out that our data are consistent with a slope >2.9, thus implying the presence of partial melt along the rays coming from northeast. The presence of Holocene volcanoes (in Sana'a, Dhamar, and Marib volcanic fields) on the surface helps support the idea that there is partial melt being created in the asthenosphere and intruding the lithosphere. Moreover, the isotopic signatures of the melts from the three volcanic fields suggest a strong asthenospheric component [*Manetti et al*., 1991], which is consistent with our results.

7. Discussion

7.1. Crustal-Scale Structures

We produce a relative velocity model for the propagation of *P* waves down to 300 km beneath western Yemen. The low-velocity anomaly (∼−4%) located below the Yemeni highlands between 0 and ∼35 km corresponds to a region of 30–35 km thick crust [*Ahmed et al*., 2013]. At 30 km depth, we observe a dramatic transition from very low to high velocities (−4% to +4%) under the coast of the Red Sea and Gulf of Aden. We interpret this sudden short length-scale (<40 km for the Red Sea margin, <100 km for the Gulf of Aden margin) variation as a lateral transition between a thick crust and a thinned, intruded and stretched crust. In addition, our new seismic images showing lower mantle velocities under the south-western corner of Yemen is consistent with ongoing rifting above a thermal anomaly in the underlying mantle, due to the Afar plume. Under these conditions, melt generated by adiabatic decompression of the asthenosphere beneath thinned and stretched lithosphere migrates upward to intrude or underplate continental crust and extrude as mostly basalt flows (Oligocene flood basalts) [*White and McKenzie*, 1989]. Our positive Vp anomaly near the base of the crust under the Red Sea and Gulf of Aden margin is consistent with melt produced from an abnormally hot mantle which enriches the melt in MgO [*White and McKenzie*, 1989], capable of producing intrusions/underplate of up to 7.2 km/s rather than 6.8 km/s from melting normal mantle. These high-velocity anomalies are focused mainly into narrow zones of denser material, away from the most stretched areas. That is because the mantle temperature was highest at the start of continental breakup [*White et al*., 2008]. Such lower crustal intrusions/underplating are a common feature of volcanic margins such as the north Atlantic [*Geoffroy*, 2005; *Mjelde et al*., 2005; *White et al*., 2008].

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Placing constraints on the timing of the underplating is difficult. If emplaced before the eruption of SDRs and continental breakup as has been proposed for the north Atlantic (at least 10–15 Ma off Norway) [*Gernigon et al*., 2006] then it would have an influence on the structural development of the margin and partly consist of high-pressure granulite/eclogite lower crustal rocks [*Gernigon et al*., 2006].

At shallower depths of 0–30 km in our model, seismic anomalies are directly related to the geological units observed at the surface. The granitic intrusions of Jabal Hufash and Jabal Bura are associated with high-velocity anomalies (up to +4%, see Figure 2). The depth extent of the anomaly below the granitic intrusions of Jabal Hufash may indicate a deeper root, as hypothesized by *Denèle et al*. [2012]. It could also be explained by a stronger smearing effect due to the high amplitude of the Jabal Hufash anomaly.

7.2. Deep Structure of the Margins

Our synthetic tests show that deep anomalies cannot be explained by the smearing in depth of crustal anomalies. We interpret the low-velocity anomaly (−2%) between ~35 km and 300 km depth under the highest topography as abnormally hot mantle upwelling. This low-velocity hotter mantle is located below the stations DAMY, RUSA, and YSLE (Figure 5), which are located on the thick Oligocene flood basalts and three more recent volcanic fields (15 Ma to present) volcanic areas, e.g., Dhamar and Sana'a [*Davison et al*., 1994; *Pik et al*., 2008; *Leroy et al*., 2010b], see Figure 2. Additionally, we infer presence of partial melt in the crust or uppermost mantle to be responsible for this low-velocity anomaly (Figure 10). A similar pattern of upper mantle off-axis upwelling has also been found in the southern Red Sea rift of Afar and explained by small diapiric upwellings (<100 km) [*Hammond et al*., 2013]. We surmise that a similar mechanism is the best explanation for our observations. This idea is supported by the large asthenospheric component in the magma from the three Yemeni volcanic fields inferred from trace element and isotope geochemistry [*Manetti et al*., 1991]. Observations of recent dike intrusions at Harrat Lunayirr in Saudi Arabia [*Pallister et al*., 2010] show rifted margin magmatism may be important in accommodating extension after breakup along the full length of the Red Sea margin [*Ebinger and Belachew*, 2010].

Our new relative *P* wave velocity model beneath western Yemen suggests the young rift flank volcanoes on the margin of the Red Sea rift are caused by focused small-scale diapiric upwelling from a broad region of hot mantle beneath the area. Our work shows that relatively hot mantle, along with partial melting of the mantle, can persist beneath rifted margins after breakup has occurred. These findings have important implications for interpreting the thermal history and deformation of volcanic rifted margins after breakup is achieved since most breakup models assume rift margin volcanism ceases after seafloor spreading starts.

Buoyant hot mantle may contribute to a dynamic topography of the Yemeni high plateau. Almost all the topography in this region could indeed have a dynamic origin, because the rift-flank uplift from flexure [*Daradich et al*., 2003] is not sufficient to produce high topographies over such a large area. Numerical modeling of the plume/lithosphere interaction predicts an uplift of about 500–1500 m in less than 0.3–0.5 Ma after the plume initiation [*d'Acremont et al*., 2003]. Moreover, *White and McKenzie* [1989] explained that an increase of about 150°C in the mantle leads to a dynamic uplift, but that the addition of dense igneous material under a thinned crust produces an immediate subsidence of more than 2 km in order to maintain isostatic equilibrium. We observe a similar pattern on the Red Sea and Gulf of Aden margins, with high Yemeni plateau dynamically supported by a hot mantle (Figures 5a, 5b, and 5d), and a subsiding area, for example, the Tihama Plain, underlained by seaward dipping reflectors and ultramafic bodies accreted under the crust. This hypothesis should however be tested for Yemen by gravity and isostatic modeling.

The weak low-velocity anomaly imaged under the south-western corner of Yemen, beneath the MOKA station, is underneath the Miocene volcanic area of Jabal An Nar. Our synthetic test (Figure 9) shows that this low-velocity anomaly may be explained by a large zone of hotter mantle. This feature could be due to the Afar plume signal, located only ~300 km away, in the Afar depression.

8. Conclusions

We performed an inversion of *P* wave teleseismic data to image lithospheric structure beneath the SW of the Yemen, the southern Red Sea, and western Gulf of Aden margins. The crustal part of the model is dominated by a possible ultramafic underplating beneath the Red Sea and Gulf of Aden margins, a sudden thinning of the crust for this volcanic margin, and Tertiary granitic intrusions (Jabal Hufash and Jabal Bura). In

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

the mantle, we image a low-velocity anomaly in which we infer partial melting just below the highest topography, the thick Oligocene flood basalts and other off-axis volcanic regions (from 15 Ma to present). This low-velocity anomaly could correspond to an abnormally hot mantle and could be responsible for dynamic topography and recent magmatism in western Yemen. Some hot material has also been inferred under the south-western corner of Yemen and may be due to the Afar plume signal.

Acknowledgments
This project was funded by the ANR YOCMAL (Agence Nationale de la Recherche), CNRS-INSU-PICS Yemen, GSMRB Yemen and is in the framework of the Actions Marges program. Seismic equipment from SEIS-UK is funded by NERC under loan 873. We thank David Hawthorn, Alex Brisbourne, and Victoria Lane for their efforts during the deployment and servicing of network, the French Embassy in Yemen (J. G. Sarkis, J. Dechezlepretre, and C. Bousquet), local governors, and the people of the Yemen governerates for their help during the field work.

References

Ahmed, A., C. Tiberi, S. Leroy, G. W. Stuart, D. Keir, J. Sholan, K. Khanbari, I. Al-Ganad, and C. Basuyau (2013), Crustal structure of the rifted volcanic margins and uplifted plateau of Western Yemen from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, *193*(3), 1673–1690.

Aki, K., A. Christofferson, E. Husebye, and C. Powell (1974), Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the USGS, California seismic array, *Eos Trans. AGU*, *56*, 1145.

Aki, K., A. Christoffersson, and E. Husebye (1977), Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, *82*, 277–296.

Autin, J., S. Leroy, M. Beslier, E. d'Acremont, P. Razin, A. Ribodetti, N. Bellahsen, C. Robin, and K. Al Toubi (2010), Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophys. J. Int.*, *180*(2), 501–519.

Baker, J., L. Snee, and M. Menzies (1996), A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: Implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *138*(1), 39–55.

Bastow, I., and D. Keir (2011), The protracted development of the continent-ocean transition in Afar, *Nat. Geosci.*, *4*(4), 248–250.

Bastow, I., G. Stuart, J. Kendall, and C. Ebinger (2005), Upper-mantle seismic structure in a region of incipient continental breakup: Northern Ethiopian Rift, *Geophys. J. Int.*, *162*(2), 479–493.

Bastow, I., D. Keir, and E. Daly (2011), The Ethiopia Afar Geoscientific Lithospheric Experiment (EAGLE): Probing the transition from continental rifting to incipient seafloor spreading, *Volcanism Evol. Afr. Lithosphere*, *478*, 51–76.

Basuyau, C., C. Tiberi, S. Leroy, G. Stuart, A. Al-Lazki, K. Al-Toubi, and C. Ebinger (2010), Evidence of partial melting beneath a continental margin: Case of Dhofar, in the Northeast Gulf of Aden (Sultanate of Oman), *Geophys. J. Int.*, *180*(2), 520–534.

Benoit, M., A. Nyblade, J. VanDecar, and H. Gurrola (2003), Upper mantle P wave velocity structure and transition zone thickness beneath the Arabian Shield, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(10), 1531, doi:10.1029/2002GL016436.

Benoit, M., A. Nyblade, and J. VanDecar (2006), Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot, *Geology*, *34*(5), 329–332.

Bertrand, H., G. Chazot, J. Blichert-Toft, and S. Thoral (2003), Implications of widespread high-μ volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition, *Chem. Geol.*, *198*(1), 47–61.

Boschi, L., T. Becker, and B. Steinberger (2007), Mantle plumes: Dynamic models and seismic images, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *8*, Q10006, doi:10.1029/2007GC001733.

Boschi, L., T. W. Becker, and B. Steinberger (2008), On the statistical significance of correlations between synthetic mantle plumes and tomographic models, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *167*(3), 230–238.

Calò, M., C. Dorbath, D. Luzio, S. Rotolo, and G. d'Anna (2008), WAM tomography in the southern Tyrrhenian region. Petrological inferences and hypotheses on the fluid circulation in the subducting Ionian slab and adjoining mantle domain, *Bollettino Geofis. Teorica Appl.*, *42*(2), 136–141.

Chang, S., and S. Van der Lee (2011), Mantle plumes and associated flow beneath Arabia and East Africa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *302*(3-4), 448–454.

Chang, S., M. Merino, S. Van der Lee, S. Stein, and C. Stein (2011), Mantle flow beneath Arabia offset from the opening Red Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L04301, doi:10.1029/2010GL045852.

Coulié, E., X. Quidelleur, P. Gillot, V. Courtillot, J. Lefèvre, and S. Chiesa (2003), Comparative K–Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: Implications for timing and duration of the Ethiopian traps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *206*(3), 477–492.

Courtillot, V., C. Jaupart, I. Manighetti, P. Tapponnier, and J. Besse (1999), On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *166*(3), 177–195.

d'Acremont, E., S. Leroy, and E. Burov (2003), Numerical modelling of a mantle plume: The plume head-lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *206*(3-4), 379–396.

d'Acremont, E., S. Leroy, M. Maia, P. Gente, and J. Autin (2010), Volcanism, jump and propagation on the Sheba ridge, eastern Gulf of Aden: Segmentation evolution and implications for oceanic accretion processes, *Geophys. J. Int.*, *180*(2), 535–551.

Daradich, A., J. Mitrovica, R. Pysklywec, S. Willett, and A. Forte (2003), Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia, *Geology*, *31*(10), 901–904.

Davison, I., et al. (1994), Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *106*(11), 1474–1493.

Debayle, E., J. Lévêque, and M. Cara (2001), Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *193*(3), 423–436.

Denèle, Y., R. Pik, and S. Leroy (2012), Thermal and tectonic histories of the Jabel-Bura per-alkaline granite on the south-eastern margin of the Red Sea (Yemen), paper presented at Magmatic Rifting and Active Volcanism Conference, Addis Abeba.

Ebinger, C., and M. Belachew (2010), Geodynamics: Active passive margins, *Nat. Geosci.*, *3*, 670–671.

Ebinger, C., and N. Sleep (1998), Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature*, *395*(6704), 788–791.

El-Anbaawy, M. I. H., M. A. H. Al-Aawah, K. A. Al-Thour, and M. Tucker (1992), Miocene evaporites of the Red Sea Rift, Yemen Republic: Sedimentology of the Salif halite, *Sediment. Geol.*, *81*, 61–71.

Evans, J., and U. Achauer (1993), Teleseismic velocity tomography using the ACH method: Theory and application to continental-scale studies, in *Seismic Tomography Theory and Practice*, pp. 319–360, Chapman and Hall, London.

Forte, A. M., S. Quéré, R. Moucha, N. A. Simmons, S. P. Grand, J. X. Mitrovica, and D. B. Rowley (2010), Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *295*(3), 329–341.

 © 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Gao, W., S. Grand, W. Baldridge, D. Wilson, M. West, J. Ni, and R. Aster (2004), Upper mantle convection beneath the Central Rio Grande rift imaged by P and S wave tomography, *J. Geophys. Res.*, *109*, BO3305, doi:10.1029/2003JB002743.
Geoffroy, L. (2005), Volcanic passive margins, *C. R. Geosci.*, *337*, 1395–1408.
Geoffroy, L., P. Huchon, and K. Khanbari (2002), Did Yemeni Tertiary granites intrude neck zones of a stretched continental upper crust?, *Terra Nova*, *10*(4), 196–200.
George, R., N. Rogers, and S. Kelley (1998), Earliest magmatism in Ethiopia: Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology*, *26*(10), 923–926.
Gernigon, L., F. Lucazeau, F. Brigaud, J. Ringenbach, S. Planke, and B. Le Gall (2006), A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies, *Tectonophysics*, *412*(3), 255–278.
Hammond, J., et al. (2013), Mantle upwelling and initiation of rift segmentation beneath the Afar Depression, *Geology*, *41*(6), 635–638.
Hébert, H., C. Deplus, P. Huchon, K. Khanbari, and L. Audin (2001), Lithospheric structure of the nascent west Gulf of Aden spreading center inferred from gravity data, *J. Geophys. Res.*, *106*, 26,345–26,363.
Hofmann, C., V. Courtillot, G. Féraud, P. Rochette, G. Yirgu, E. Ketefo, and R. Pik (1997), Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change, *Nature*, *389*, 838–841.
Jordan, M., and U. Achauer (1999), A new method for the 3-D joint inversion of teleseismic delaytimes and Bouguer gravity data with application to the French Massif Central, *EOS Trans. AGU*, *80*(46), Fall Meet. Suppl.
Karato, S. (1993), Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 1623–1626.
Kennett, B., and E. Engdahl (1991), Traveltimes from global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, *105*, 429–465.
Koulakov, I. (2011), High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data, *J. Geophys. Res.*, *116*, B04301, doi:10.1029/2010JB007938.
Leroy, S., E. d'Acremont, C. Tiberi, C. Basuyau, J. Autin, F. Lucazeau, and H. Sloan (2010a), Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: Implications for plume–ridge interaction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *293*(1), 140–153.
Leroy, S., et al. (2010b), Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *11*, Q07004, doi:10.1029/2009GC002963.
Leroy, S., et al. (2012), From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: A synthesis, *Arabian J. Geosci.*, *5*, 859–901.
Lucazeau, F., et al. (2009), Post-rift volcanism and high heat-flow at the ocean-continent transition of the eastern Gulf of Aden, *Terra Nova*, *21*(4), 285–292.
Manetti, P., G. Capaldi, S. Chiesa, L. Civetta, S. Conticelli, M. Gasparon, L. Volpe, and G. Orsi (1991), Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present, *Tectonophysics*, *198*(2), 181–202.
Martin, M., and J. Ritter (2005), High-resolution teleseismic body-wave tomography beneath SE Romania–I. Implications for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model, *Geophys. J. Int.*, *162*(2), 448–460.
Mechie, J., Z. Ben-Avraham, M. Weber, H.-J. Götze, I. Koulakov, A. Mohsen, and M. Stiller (2013), The distribution of Moho depths beneath the Arabian plate and margins, *Tectonophysics*, *609*, 234–249, doi:10.1016/j.tecto.2012.11.015.
Mjelde, R., T. Raum, B. Myhren, H. Shimamura, Y. Murai, T. Takanami, R. Karpuz, and U. Næss (2005), Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data, *J. Geophys. Res.*, *110*, B05101, doi:10.1029/2004JB003026.
Montagner, J., et al. (2007), Mantle upwellings and convective instabilities revealed by seismic tomography and helium isotope geochemistry beneath eastern Africa, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L21303, doi:10.1029/2007GL031098.
Montelli, R., G. Nolet, F. Dahlen, and G. Masters (2006), A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst*, *7*, Q11007, doi:10.1029/2006GC001248.
Moucha, R., and A. M. Forte (2011), Changes in African topography driven by mantle convection, *Nat. Geosci.*, *4*(10), 707–712.
Pallister, J., et al. (2010), Broad accommodation of rift-related extension recorded by dyke intrusion in Saudi Arabia, *Nat. Geosci.*, *3*(10), 705–712.
Pik, R., B. Marty, J. Carignan, G. Yirgu, and T. Ayalew (2008), Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography, *Geology*, *36*(2), 167–170.
Rolandone, F., F. Lucazeau, S. Leroy, J.-C. Mareschal, R. Jorand, B. Goutorbe, and H. Bouquerel (2013), New heat flow measurements in Oman and the thermal state of the Arabian Shield and Platform, *Tectonophysics*, *589*, 77–89.
Rooney, T., C. Herzberg, and I. Bastow (2012), Elevated mantle temperature beneath East Africa, *Geology*, *40*(1), 27–30.
Sebai, A., E. Stutzmann, J. Montagner, D. Sicilia, and E. Beucler (2006), Anisotropic structure of the African upper mantle from Rayleigh and Love wave tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *155*(1), 48–62.
Sicilia, D., et al. (2008), Upper mantle structure of shear-waves velocities and stratification of anisotropy in the Afar Hotspot region, *Tectonophysics*, *462*(1-4), 164–177.
Sobolev, S. V., H. Zeyen, G. Stoll, F. Werling, R. Altherr, and K. Fuchs (1996), Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *139*(1), 147–163.
Tard, F., P. Masse, F. Walgenwitz, and P. Gruneisen (1991), The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, *15*, 1–9.
Thurber, C. H. (1983), Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, central California, *J. Geophys. Res.*, *88*, 8226–8236, doi:10.1029/JB088iB10p08226.
Tiberi, C., A. Deschamps, J. Déverchère, C. Petit, J. Perrot, D. Appriou, V. Mordvinova, T. Dugaarma, M. Ulzibaat, and A. Artemiev (2008), Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and Southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment), *Geophys. J. Int.*, *175*(3), 1283–1297.
Watremez, L., S. Leroy, S. Rouzo, E. d'Acremont, P. Unternehr, C. Ebinger, F. Lucazeau, and A. Al-Lazki (2011), The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin: Insights from wide-angle seismic data, *Geophys. J. Int.*, *184*(2), 575–594.
Weiland, C., L. Steck, P. Dawson, and V. Korneev (1995), Nonlinear teleseismic tomography at Long Valley caldera, using three-dimensional minimum travel time ray tracing, *J. Geophys. Res.*, *100*, 20,379–20,390.
White, R., and D. McKenzie (1989), Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, *94*, 7685–7729.
White, R., et al. (2008), Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin, *Nature*, *452*(7186), 460–464.
Zeyen, H., and U. Achauer (1997), Joint inversion of teleseismic delay times and gravity anomaly data for regional structures. Theory and synthetic examples, *NATO ASI Ser., Ser. 1*, *17*, 155–168.

 © 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Zhao, D. (2007), Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes, *Gondwana Res.*, *12*(4), 335–355.
Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994), Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, *99*, 22,313–22,329.
Zhao, D., J. Lei, T. Inoue, A. Yamada, and S. S. Gao (2006), Deep structure and origin of the Baikal rift zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *243*(3), 681–691.
Zumbo, V., G. Féraud, H. Bertrand, and G. Chazot (1995), 40Ar/39Ar chronology of Tertiary magmatic activity in Southern Yemen during the early Red Sea-Aden Rifting, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *65*(3-4), 265–279.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Le travail réalisé sur la zone de jonction triple Aden –Afar – sud mer Rouge fournit des modèles d'une résolution jamais égalée au niveau de la croûte et de la partie supérieure du manteau de cette région. Ces images de tomographie sont une avancée pour mieux comprendre les processus ayant cours sur les flancs des marges continentales de l'Afar et du sud de la mer Rouge.

Nous avons montré que l'activité magmatique des flancs du rift semble continue depuis l'initiation du rifting et semble liée à un volcanisme actif et à des phénomènes hydrothermaux en surface. L'extension au sein de la dépression Afar est accommodée au niveau de la croûte inférieure par la mise en place de zones de matériel magmatique dense, liées au fonctionnement de grands détachements crustaux. De plus, le modèle de tomographie de bruit en trois dimensions permet de mieux contraindre l'extension en profondeur des chambres magmatiques sous les différents segments actifs en Afar.

Au Yémen, nos modèles indiquent la présence de corps sous-plaqués intra-crustaux (matériel ultra-mafique) sous les marges volcaniques de la mer Rouge et du golfe d'Aden et jusqu'aux hauts plateaux yéménites. Nous mettons en évidence une zone de vitesses lentes sous ces corps sous-plaqués, qui pourrait correspondre à du magma alimentant le matériel sous-plaqué et les champs volcaniques yéménites récents. De plus, nous confirmons la présence de magma sous ces champs volcaniques en étudiant les résidus de temps d'arrivée des séismes aux stations sismologiques des hauts plateaux, et proposons que ce matériel lent pourrait correspondre à du matériel chaud responsable du soutien dynamique de la topographie des hauts plateaux yéménites.

Quatrième partie

La marge nord du golfe d'Aden oriental

La dernière partie de cette thèse se compose de deux articles et se propose d'analyser la partie est, non-volcanique, du golfe d'Aden. Les données disponibles dans cette région sont moins nombreuses qu'en Afar. Le centre et l'est du Yémen sont des régions principalement désertiques et difficiles d'accès. De plus, il est impossible de s'y rendre pour des raisons géo-politiques. Le sud de l'Oman est plus accessible, les données y sont plus nombreuses.

Le chapitre IV.1 présente des cartes de vitesse de phase des ondes de Rayleigh de la croûte et du manteau supérieur, permettant pour la première fois d'obtenir des images tomographiques à haute résolution de la marge continentale nord de l'est du golfe d'Aden.

Le chapitre IV.2 est le résultat d'une étude de tomographie télésismique, sur la marge profonde de l'est du golfe d'Aden. Le modèle obtenu offre un aperçu de la structure de la lithosphère et de la partie supérieure de l'asthénosphère sous cette région peu étudiée en sismologie.

Magmatism at continental passive margins inferred from Ambient-Noise Phase-velocity in the Gulf of Aden

Terra Nova, soumis.

Résumé

Les marges continentales passives sont traditionnellement considérées comme tectoniquement et magmatiquement inactives, la déformation, les intrusions magmatiques et le volcanisme étant alors concentrés à la dorsale océanique. Nous utilisons la tomographie de bruit de fond sismique pour calculer des cartes de vitesse de phase des ondes de Rayleigh sous l'est du golfe d'Aden (est du Yémen et sud de l'Oman). Dans la croûte, nous obtenons des vitesses lentes sous les bassins de Jiza-Qamar (Yémen) et Ashawq-Salalah (Oman), certainement dues à la présence de fusion partielle et de fluides associés à des systèmes magmatiques sous la marge riftée. Nos résultats indiquent que les intrusions magmatiques peuvent persister après la rupture continentale, modifiant la composition et la structure thermique de la marge. Les zones d'intrusions crustales coincident avec les sauts d'épaisseur de la lithosphère en bordure de la plaque Arabe, ainsi qu'avec les failles transformantes du golfe d'Aden, suggérant que le magmatisme post rupture continentale est dû à une convection petite échelle induite par un flux de matériel mantellique créé à la faveur des variations d'épaisseur et d'âge de la lithosphère.

Le matériel complémentaire de cet article se situe dans l'annexe C.

Félicie Korostelev[1,2], Sylvie Leroy[1,2], Derek Keir[3], Cornelis Weemstra[4], Lapo Boschi[1,2], Irene Molinari[5], Abdulhakim Ahmed[1,2,6], Graham W. Stuart[7], Frédérique Rolandone[1,2], Khaled Khanbari[8] and Issa El-Hussain[9]

1 Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
2 CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
3 National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, SO14 3ZH, U.K.
4 Department of Geoscience and Engineering, Delft University of Technology, Stevinweg 1, 2628 CN Delft, The Netherlands.
5 Department of Earth Sciences, ETH Zurich, Switzerland.
6 Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen.
7 School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, U.K.
8 Sana'a University, Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen.
9 Earthquake Monitoring Center, University of Sultan Qaboos, Muscat, Oman.

1.1 Abstract

Continental passive margins were traditionally considered to be tectonically and magmatically inactive, with deformation, magma intrusion and volcanism concentrated to the new mid-ocean ridge. We use ambient noise tomography to constrain Rayleigh-wave phase-velocity maps beneath eastern Gulf of Aden (eastern Yemen and southern Oman). In the crust, we image slow velocities beneath Jiza-Qamar (Yemen) and Ashawq-Salalah (Oman) basins, likely caused by presence of partial melt and fluids associated with magmatic plumbing systems beneath the rifted margin. Our results provide strong evidence that magma intrusion persists after breakup, modifying the composition and thermal structure of the margin. The coincidence between zones of crustal intrusion with steep gradients in lithospheric thinning, as well as with transform faults, suggests magmatism post breakup is likely driven by small-scale convection and enhanced by edge-driven flow at the juxtaposition of lithosphere of varying thickness and thermal age.
Key-words : Ambient seismic noise, seismic tomography, crustal structure, Gulf of Aden, continental passive margins.

1.2 Introduction

Faulting, stretching, and magma intrusion into the lithosphere deforms continents beneath rifts and can lead to breakup (McKenzie, 1978; Bialas *et al.*, 2010). During the early stages of rifting, crustal extension is commonly thought to occur mainly by border faulting (Wolfenden *et al.*, 2004). As the rift widens, extension localizes to small offset faults and magma intrusion in axial volcanic segments (Ebinger et Casey, 2001). Once breakup occurs and extension is localized to the new mid-ocean ridge, the conjugate rifted passive margins at the edge of the continents are commonly assumed to be tectonically and magmatically inactive. However it is becoming increasingly recognized that the continental margins may remain active after breakup (Ebinger *et al.*, 2010; Bronner *et al.*, 2011), and continue to accommodate extension and modify the thermal structure and composition of the crust and upper mantle (Bellahsen *et al.*, 2013; Watremez *et al.*, 2013). Despite its importance, we have few constrains on the distribution and time-scales over which magmatism persists at rifted margins. In order to constrain the magma plumbing system and fluid migration beneath a rifted margin we use ambient seismic noise tomography to image the Rayleigh-wave phase-velocity structure of the crust and upper mantle beneath the young rifted margin on the northern side of the Gulf of Aden in Yemen and southern Oman.

Sedimentological constraints in Oman and Yemen suggest rifting began at about 34 Ma along the whole Gulf (e.g. Leroy *et al.*, 2012; Robinet *et al.*, 2013, Fig.IV.1.1), approximately coeval with ∼25-31 Ma opening in the Afar region (e.g. Ayalew *et al.*, 2006;

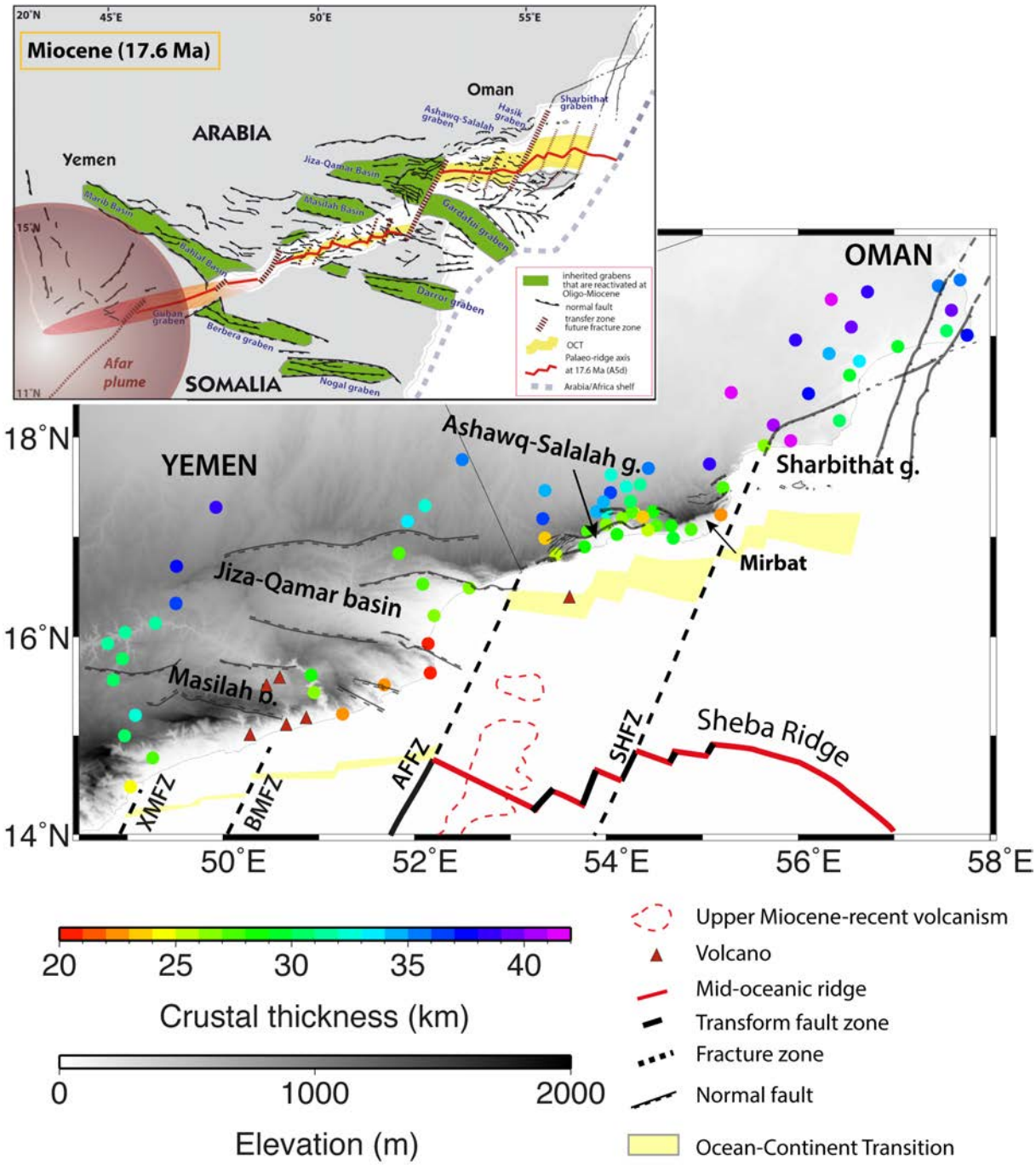


FIGURE IV.1.1: Structure of the northern margin of the eastern Gulf of Aden. Crustal thickness is displayed by colored dots. Moho depths are estimated from receiver functions, Tiberi *et al.* (2007) and Leroy *et al.* (2012) in Dhofar, Korostelev *et al.* (submitted) in Yemen, and unpublished data in Oman. BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; Masilah b. : Masilah basin ; Sharbithat g. : Sharbithat graben. Inset : reconstruted map just before the spreading in the Gulf of Aden (17.6 Ma) from Leroy *et al.* (2012) showing the location of the pre-existing basins that are reactived during the last episode of rifting leading to continental breakup.

Wolfenden *et al.*, 2005). Rifting was associated with the development of deep grabens in the proximal part of the margin with the present relief of 3000-4000 m between the submarine distal domain (at 2000 m deep) and subaerial uplifted Yemen and Oman shoulders (Leroy *et al.*, 2010b; Watremez *et al.*, 2011). A prior stage of extension in the Cretaceous created Jiza-Qamar and Gardafui grabens located in Yemen and in the south of Socotra Island (Fig.IV.1.1, inset), and were reactivated during the younger phase of extension between 34 and 18 Ma (Leroy *et al.*, 2012). Extension occurs above a warm mantle of 1450° in the west (Ferguson *et al.*, 2013), and likely above normal mantle of 1350° in the east (Lucazeau *et al.*, 2010; Bellahsen *et al.*, 2013; Rolandone *et al.*, 2013). Rifting above warm mantle in the west is associated with voluminous flood basalts on the Yemeni plateaus synchronous with the onset of extension and formation of volcanic margins with characteristic seaward dipping reflectors (SDR) during breakup (Tard *et al.*, 1991; Leroy *et al.*, 2012; Ahmed *et al.*, 2013; Korostelev *et al.*, 2014). In Central Yemen, rifting occurs above warm mantle without SDRformation but a shallow syn-rift sedimentation (lacustrine) and in the eastern part of the Gulf a deeper syn-rift sedimentation (turbiditic) (Leroy *et al.*, 2012; Robinet *et al.*, 2013).

From ∼19 Ma to present, volcanism and magmatism is recorded along most of the Gulf of Aden (Leroy *et al.*, 2010a). Magmatism on the continental margins flanks is ongoing, with Quaternary-Recent volcanic centers in western Yemen (Manetti *et al.*, 1991; Korostelev *et al.*, 2014), in central Yemen near Masilah graben (Korostelev *et al.*, submitted) and offshore Oman at the foot of the margins (Lucazeau *et al.*, 2009; Autin *et al.*, 2010).

Both the rifted margin and the ocean ridge are segmented by major fracture zones. The Alula-Fartak fracture zone has largest lateral offset of 180 km and shifts the Jiza-Qamar Gardafui pre-existing basin (d'Acremont *et al.*, 2005, 2010) and localizes the active spreading ridge at its northern edge in the east and at the southern edge in the west (Fig.IV.1.1). The crust beneath the southern Arabia continental margin varies 35-45 km thick beneath most of its relatively undeformed northern edge, to 25-30 km thick beneath the rifted margin at the coast (Tiberi *et al.*, 2007; Leroy *et al.*, 2012; Korostelev *et al.*, submitted, Fig.IV.1.1). The crust is ∼20 km thick beneath the southern edge of the Jiza-Qamar basin and decreases to 5 km thick beneath the ocean–continent transition (OCT) (Leroy *et al.*, 2010b; Watremez *et al.*, 2011, Fig.IV.1.1).

1.3 Results

We compute phase-velocity maps for periods between 7 s and 30 s, and present five examples at 9, 10, 12.5, 17 and 20.5 s (Fig.IV.1.2, see supplementary material for data, method and resolution). The images show Rayleigh-wave phase-velocity perturbations rela-

tive to the mean Rayleigh-wave phase-velocity. According to e.g. Lebedev et Van Der Hilst (2008) and Fry *et al.* (2010), the image for 9 s period is most sensitive to depths of less than 15 km (upper and mid crust), and the image at 10 s period to depths of 10 to 20 km (lower crust). The image at 12.5 s period is sensitive to depths from 30-40 km, the image

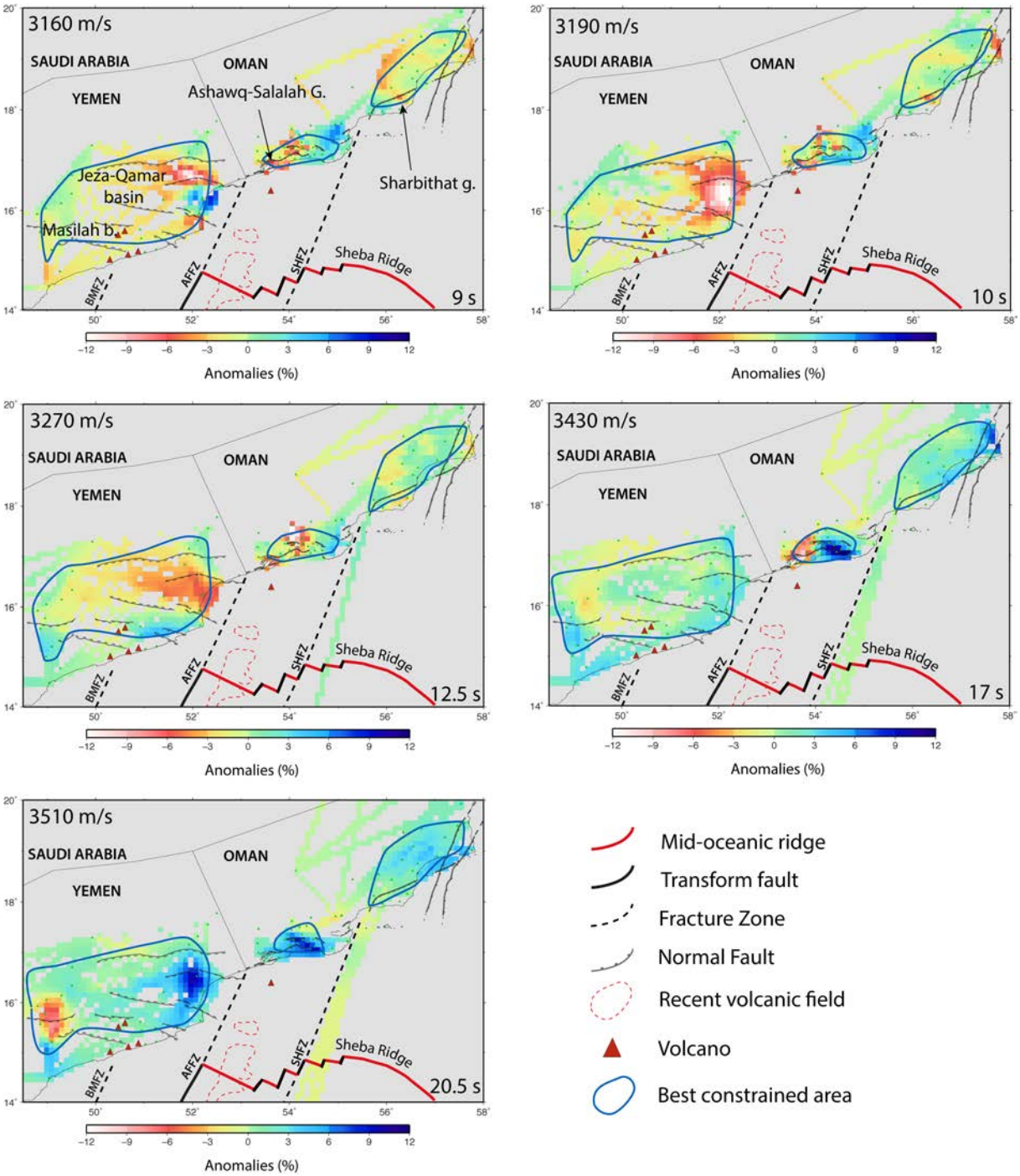


FIGURE IV.1.2: Maps of phase velocity anomalies (% respect to average) resulting from inversion of ambient noise dispersion data. The average velocity for each period is indicated on the top left of each image. The solid blue line delimitates the best constrained areas.

at 17 s period up to depth of 50 km, and the image at 20.5 s to depths of 40 to 60 km (uppermost mantle).

The locus of major velocity anomalies is fairly constant from 9 s to 12.5 s in the east of the Alula-Fartak fracture zone (Fig.IV.1.2). We image positive velocity perturbations beneath the eastern part of Ashawq-Salalah graben beneath the Mirbat plain near Socotra-Hadbeen fracture zone and in the Sharbithat area (Fig.IV.1.1 and IV.1.2). Positive velocity perturbations are also beneath the Jiza-Qamar basin at 9 s and at 17 s-20.5 s in between the major faults.

At 9 s, the main slow anomalies are located beneath the northernmost border faults of the basins and grabens (Masilah, Jiza Qamar, Ashawq-Salalah and Sharbithat, Fig.IV.1.1 and IV.1.2). At 12.5 s period, the slow anomalies are concentrated in the center of Jiza-Qamar basin and in the north of Ashawq-Salalah graben (Fig.IV.1.2). We also image slow anomalies in the central Yemen at 49°E of longitude at 20.5 s period (Fig.IV.1.2)

The magnitude of several of the distinct velocity perturbations varies with period. For example, beneath the Mirbat area (Oman, Fig.IV.1.1), the positive anomaly increases in magnitude from ∼3% at 9-12.5 s to 9% at 17-20.5 s (Fig.IV.1.2). The slow anomaly beneath the Jiza-Qamar basin is mostly more than -10% at 10 s, whereas at 12.5 s a larger proportion of the anomaly is -6% (Fig.IV.1.2).

The slow anomalies beneath the western part of Ashawq-Salalah graben and beneath central Yemen correlate well with the areas of surface volcanism known offshore and onshore respectively (Fig.IV.1.1 and IV.1.2). In addition, the shallower positive velocity anomaly located in the center of the eastern part of the graben corresponds well to the locus of maximum thickness of sediment infill of the Cretaceous basin in between the major faults. Sediment thickness is highest in its eastern part where plate thinning is likely greatest (Brannan *et al.*, 1997; Hakimi et Abdullah, 2014).

The spatial extent of deep slow anomalies imaged using ambient noise also correlates well with the spatial extent of low velocities in the mantle constrained using P-waves teleseismic tomography (Korostelev *et al.*, submitted). The ambient noise provides an additional constrain on the depth location of the anomaly in the upper mantle (20.5 s, Fig.IV.1.2).

1.4 Discussion

Seismic wave velocity is known to be affected by the temperature and chemical composition of the medium of propagation (crustal rocks), as well as by the concentration of fluids, such as partial melt and geothermal fluids (e.g. Christensen et Mooney, 1995; Karato *et al.*, 2003). We image slow velocities beneath zones of known active volcanism in southern Yemen (Fig.IV.1.1 and IV.1.2, see the location of volcanoes) in agreement with hypothesis

that main surface waves slow anomalies are associated with magmatism. The magnitude of the anomalies and their spatial distribution in regions where extension occurred suggest that the crust beneath the flanks of the rifted margin are currently modified by magmatic processes. Beneath the proximal margin, geological studies suggest early border faulting was active at 34 Ma but not associated with much volcanism, yet our velocity maps suggest that magmatic systems are now currently active in these regions ∼20 myrs post breakup.

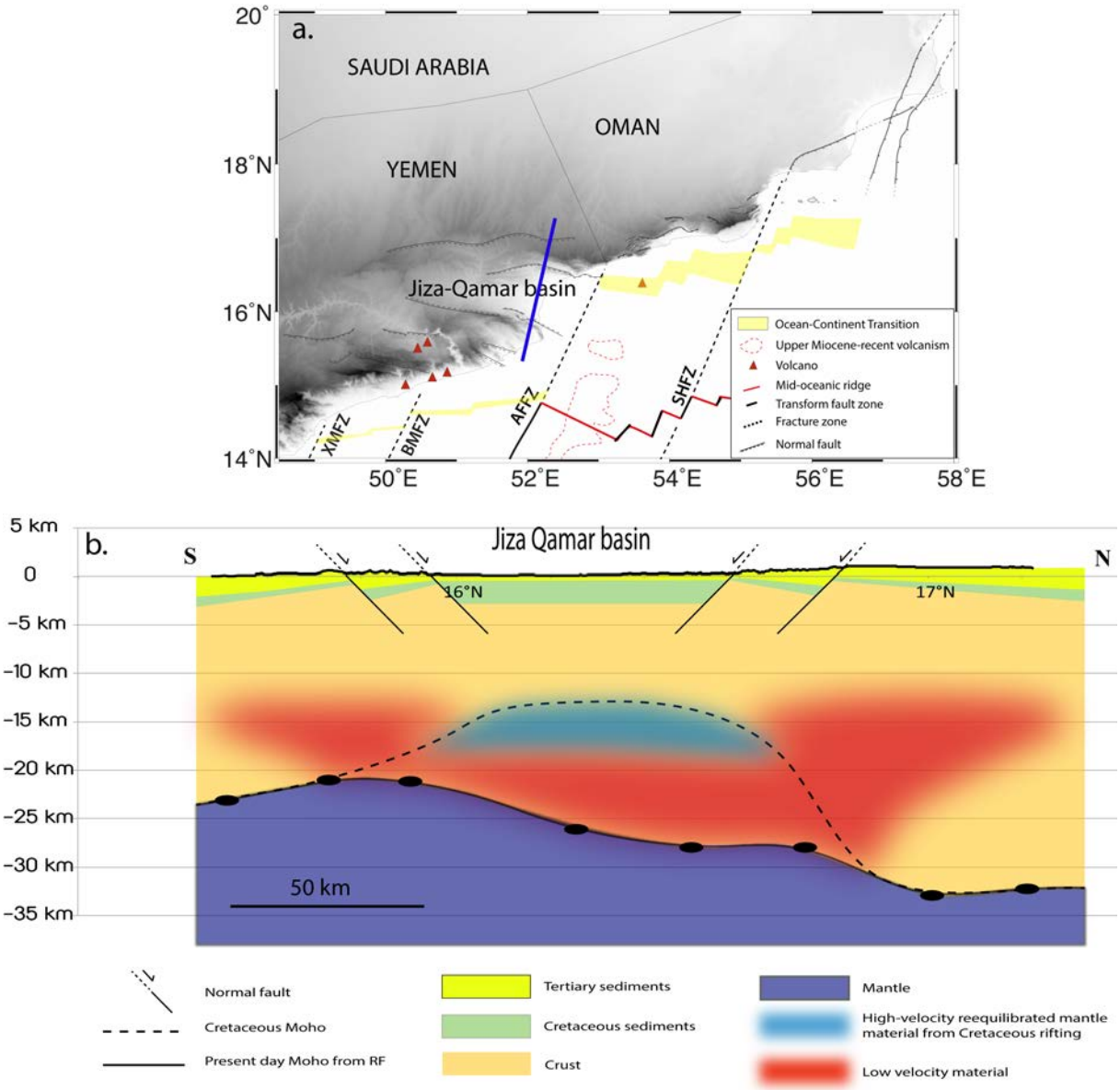


FIGURE IV.1.3: a. Map of the study area ; b. Schematic cross-section of Jiza-Qamar Cretaceous basin. Black dots show Moho depths inferred from receiver functions Tiberi *et al.* (2007) and Leroy *et al.* (2012) in Dhofar, Korostelev *et al.* (submitted) in Yemen, and unpublished data in Oman). The dashed line shows inferred Moho depth at Cretaceous times. BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone.

The slow anomalies in our phase-velocity maps under the graben flanks are observed with higher amplitude in the upper crust (Fig.IV.1.2, period=9 s), whereas the low velocities beneath the rifting graben are observed in the lower crust, with higher amplitude in the north (Fig.IV.1.2 ; period= 10-12.5 s). We also image slow velocities that could be indicative of fluid or partial melt content in the crust beneath the proximal grabens of the Gulf of Aden northern margin in Jiza-Qamar, Ashawq-Salalah and Sharbithat graben where surface volcanism is lacking (Fig.IV.1.1). Basuyau *et al.* (2010) identified localized slow velocities at around 60 km deep interpreted as zones of partial melting and supports the inference that our overlying crustal slow anomalies may be caused by magmatism by intrusion and lacking eruption.

In the center of the Jiza-Qamar basin the faster velocities at 9 s period are consistent with our interpretation of mantle incorporated into the crust during the period of quiescence between the two last episodes of rifting. To form this, pre-existing grabens inherited from the Cretaceous (Fig.IV.1.1, inset) have thinned crust that is re-equilibrated during the ∼30 myrs between the end of Cretaceous rifting and the reactivation during the last episode of rifting in the Oligo-Miocene. Figure IV.1.3 shows an interpreted cross-section of the Jiza-Qamar basin on which we draw the depth of the base of the thinned crust re-equilibrated with mantle after the Cretaceous rifting episode (Leroy *et al.*, 2012, and references therein), and the depth of the present-day crust thinned during the last rifting episode in Oligo-Miocene.

In the past, magmatism at rifted margins has commonly been ignored and the impact of magmatism not expressed at the surface not considered when estimating the thermal subsidence history of the margins after breakup. Crustal intrusion with limited volcanism after breakup along the highly segmented Gulf of Aden rifted margin is likely maintained by small-scale convection created by the large step in temperatures and thickness of lithosphere at the edge of the Arabian plate. Lithospheric topography is also enhanced in the vicinity of major transform faults where juxtaposition between lithopshere with different thermal ages can also trigger small-scale convection (Dumoulin *et al.*, 2008; Korostelev *et al.*, submitted). Channelization of a mantle flow from the Afar hotspot along the oceanic ridge and the fracture zones could also be invoked to explain these anomalies (Leroy *et al.*, 2010b; Corbeau *et al.*, 2014).

1.5 Conclusions

Our study provides new high-resolution phase-velocity maps of the crust and uppermost mantle of the northern margin of the Gulf of Aden using ambient noise tomography to constrain crustal evolution ∼20 Ma after continental breakup. High-velocity anomalies are imaged in the crust beneath the center of Jiza-Qamar basin (Yemen), that could

correspond to reequilibrated mantle, integrated into the crust after this Cretaceous rifting episode. Low-velocity anomalies are located beneath Jiza-Qamar and Ashawq-Salalah (Oman) rifts, and likely caused by ongoing magmatism with no surface expression. This study suggests that magmatism can persist beneath passive rifted margins after breakup. The ongoing magmatism may be caused by small-scale convection at the step in lithospheric thickness beneath the rifted margin, and enhanced by contrasting thickness and thermal age of lithosphere near fracture zones and transform faults.

1.6 Acknowledgements

We acknowledge funding from ANR YOCMAL 07-BLAN-0135, CNRS-INSU-PICS Yemen and Oman, GSMRB Yemen and is in the framework of the Actions Marges program. Seismometers from SEIS-UK are funded by NERC under agreement R8/H10/64. We thank David Hawthorn, Victoria Lane, Christel Tiberi, Francis Lucazeau, François Bache, Mickaël Bonnin, Céline Baurion, Jeffrey Poort and Anna Stork for their efforts during the deployment and servicing of network. DK supported by NERC grant NE/L013932/1.

Upper mantle structure of the southern Arabian margin : insights from teleseismic tomography

Geosphere, soumis.

Résumé

Nous réalisons un modèle de la lithosphère et de la partie supérieure de l'asthénosphère sous l'est de la marge continentale nord du golfe d'Aden grâce à 59 stations sismologiques, afin d'évaluer le rôle des zones de failles transformantes sur l'évolution des marges continentales peu volcaniques. Nous utilisons la tomographie télésismique pour calculer un modèle de vitesse de propagation des ondes P à l'est du Yémen et au sud de l'Oman jusqu'à 350 km de profondeur. Notre modèle indique la présence d'anomalies de vitesses lentes à proximité de cinq zones de fractures majeures et d'évènements volcaniques récents. Ces anomalies de vitesse lentes sont probablement dues à des remontées asthénosphériques localisées et à la présence de magma, engendrés par une convection petite échelle induite par des variations de la topographie de la limite lithosphère-asthénosphère près des zones de fractures. De plus, les anomalies de vitesse lentes correspondent à des régions à topographie élevée, entre des bassins sédimentaires majeurs. Nous proposons que les anomalies localisées du manteau pourraient créer un soulèvement et des topographies soutenues de manière dynamique sur les marges, impactant le cours des rivières saisonnières et la sédimentation à leur embouchure. Notre nouveau modèle de vitesse de propagation des ondes P suggère que la topographie dynamique et le volcanisme récent de l'est du golfe d'Aden seraient dus à de la convection petite échelle, à la bordure de la plaque Arabe et/ou à proximité des zones de fractures.

Félicie Korostelev[1,2], Sylvie Leroy[1,2], Derek Keir[3], Abdulhakim Ahmed[1,2,4], Lapo Boschi[1,2], Frédérique Rolandone[1,2], Graham W. Stuart[5], Khaled Khanbari[6] and Issa El-Hussain[7]

1 Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
2 CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France.
3 National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, SO14 3ZH, U.K.
4 Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen.
5 School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, U.K.
6 Sana'a University, Yemen Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen.
7 Earthquake Monitoring Center, University of Sultan Qaboos, Muscat, Oman.

2.1 Abstract

We image the lithospheric and upper asthenospheric structure beneath the central and eastern parts of the northern Gulf of Aden rifted continental margin with 59 broadband stations to evaluate the role of transform fault zones on the evolution of magma-poor continental margins. We use teleseismic tomography to compute a relative P wave velocity model in eastern Yemen and southern Oman down to 350 km depth. Our model shows low velocity anomalies located in the vicinity of five major fracture zones and regions of recent volcanism. These low velocity anomalies are likely caused by localized asthenospheric upwelling and partial melting, caused by small-scale convection promoted by gradients in LAB (lithosphere-asthenosphere boundary) topography near the fracture zones. In addition, low velocities underlie regions of elevated topography in between major sedimentary basins. We suggest locally buoyant mantle creates uplift and dynamic topography on the rift margin that impacts the course of seasonal rivers and the sedimentation at the mouth of those rivers. Our new P wave velocity model suggests that the dynamic topography and recent volcanism in the central and eastern Gulf of Aden could be due to small-scale convection at the edge of the Arabian plate and/or in the vicinity of fracture zones.

2.2 Introduction

Continental margins are mainly divided in two categories : volcanic margins where there is evidence of significant magmatism, or magma-poor where there is not. If magmatism is present, it may be syn-breakup or post-breakup. Explanations for magmatism during breakup include rifting above mantle with elevated temperatures (White *et al.*, 2008) or more than normal volatile component (Shillington *et al.*, 2009), which promote greater melting. Abnormal mantle temperatures are commonly attributed to presence of a mantle plume beneath a rifting region (e.g. Debayle *et al.*, 2001; Chang *et al.*, 2011), or from lateral flow and channelization of plume material along thinned lithosphere (e.g. Ebinger et Sleep, 1998; Leroy *et al.*, 2010a). Mantle melting can also be promoted by elevated rates of plate thinning, achieved either by faster or more localized extension (White et McKenzie, 1989; Bown et White, 1995; Bastow et Keir, 2011; Keir *et al.*, 2013). Increased melting can also be caused by presence of localized thin zones in the plate prior to arrival of a thermal anomaly and extension (Armitage *et al.*, 2010). Models predict that the thermal anomaly created by syn-rift mantle upwelling will cool after breakup. For the Gulf of Aden, we expect the mantle to have cooled by 50°C since breakup ∼18 Ma ago (Lucazeau *et al.*, 2008), and therefore no magmatism is expected. Causes of magmatism both during and after continental rifting include small-scale convection (e.g. King et Anderson, 1998; Morency *et al.*, 2005) and melt focusing (Kendall *et al.*, 2005; Keir *et al.*, 2015), both caused by sharp gradients in LAB (lithosphere-asthenosphere boundary) topography. In the central

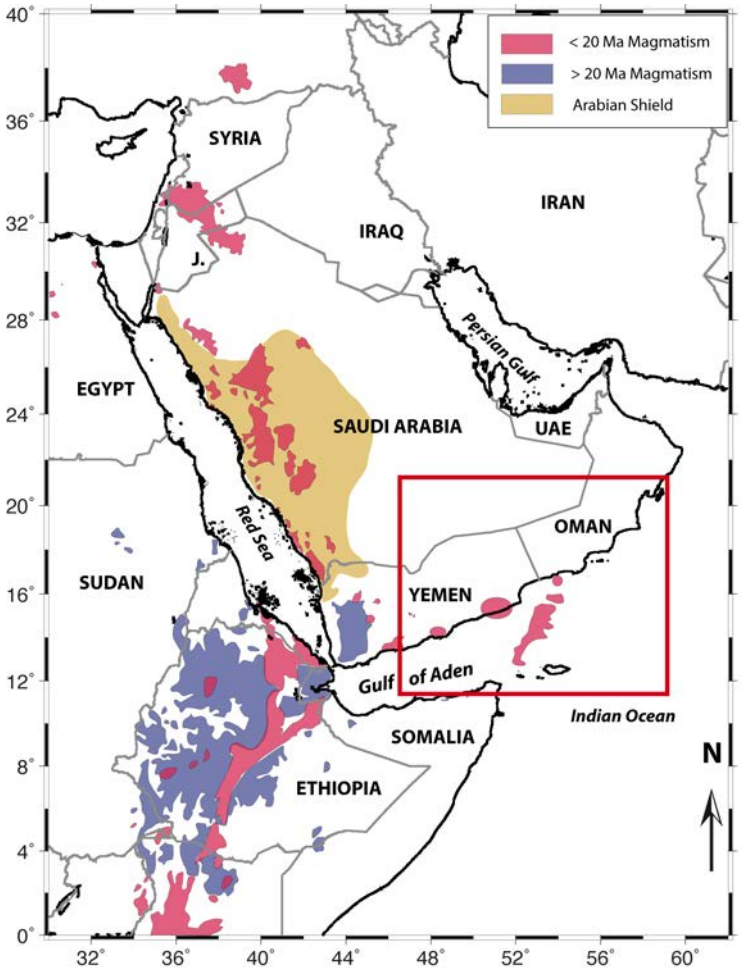


FIGURE IV.2.1: Map of volcanism in Arabia with a zoom on our study area, the eastern Gulf of Aden (red box). The magmatism older than 20 Ma is represented in blue, whereas the younger magmatism is in pink. J. : Jordan, UAE : United Arab Emirates.

and eastern Gulf of Aden post-rift magmatism exposed at the surface is localized spatially and associated with the termination of major fracture zones (Fig.IV.2.1 and IV.2.2). In this paper we image the seismic velocity structure of the mantle beneath the central and eastern Gulf of Aden we in order to understand the mantle processes responsible for their origin.

The Gulf of Aden provides a unique opportunity to study how magmatism impacts the breakup process since it transitions in character from non-volcanic in the east to volcanic in the west. The transition is most commonly attributed to elevated mantle potential temperatures of 1450 K during breakup in the west (Rooney *et al.*, 2012; Ferguson *et al.*, 2013) compared to normal mantle potential temperatures in the east. Elevated mantle temperatures in the west are likely caused by presence of a deep seated plume (e.g. Debayle *et al.*, 2001; Bastow *et al.*, 2008). The Gulf of Aden has conjugate rifted continental margins which are 50 to 250 km apart in the magma-rich west increasing to 500 km apart in the

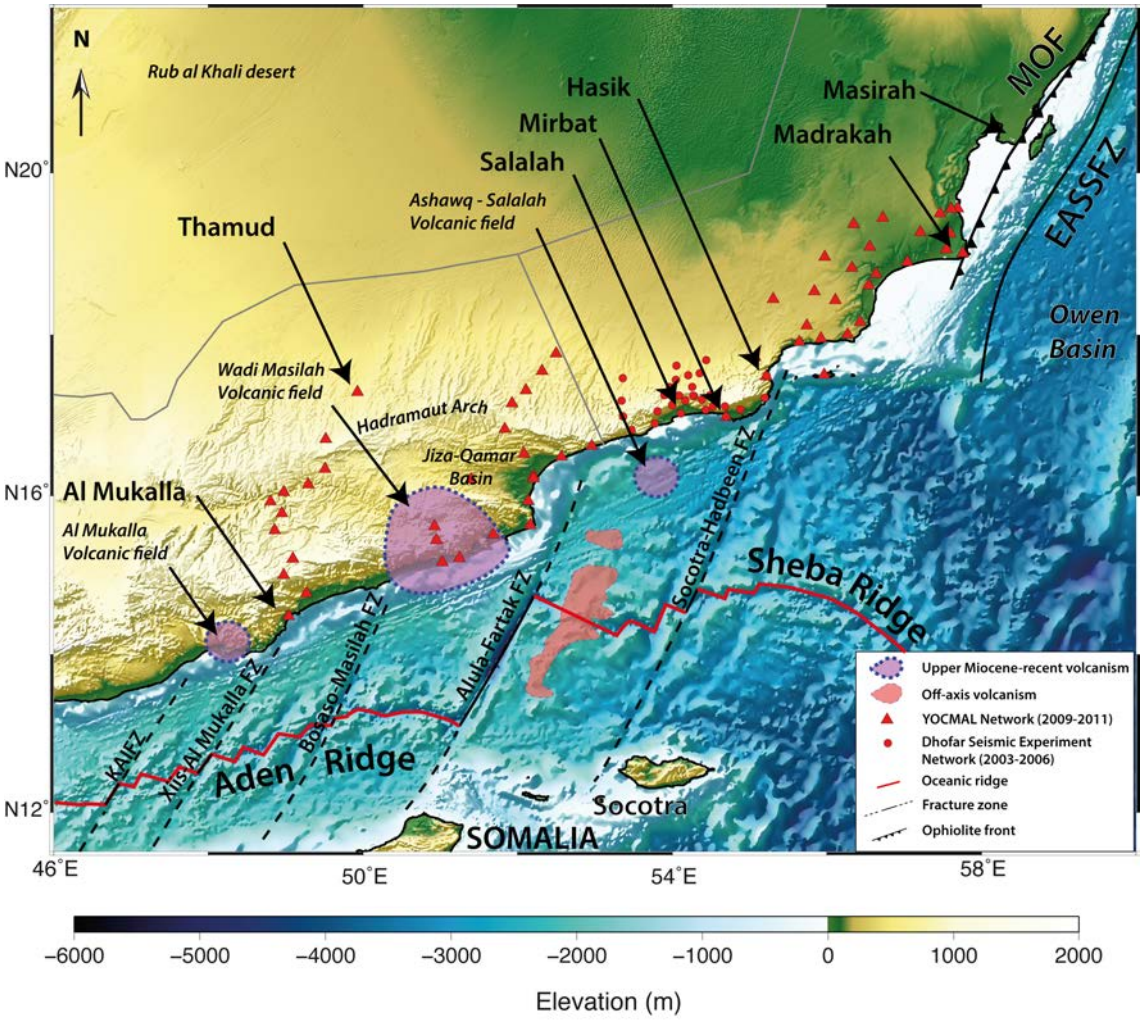


Figure IV.2.2: Geodynamic map of the eastern Gulf of Aden. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; Xiis-Al Mukalla FZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; Bosaso-Masilah FZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; Alula-Fartak FZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; Socotra-Hadbeen FZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front.

magma-poor east. Some localized patches of surface volcanism have been observed on the magma-poor margin of the central and eastern Gulf of Aden (Fig.IV.2.1 and IV.2.2). These two types of continental margins are well studied, but the transition from one to the other is still poorly known. We study the structure of the lithosphere and upper asthenospheric mantle under the northern Gulf of Aden continental margin from the city of Al Mukalla (49°E-14.5°N, Yemen) to Ras Madrakah (58°E-19°N, Oman), within which the margin is segmented along-strike by five major transform fracture zones (Fig.IV.2.2). We use our imaging of mantle structure and its spatial relationship to volcanism and major structures such as fracture zones to understand the origins of the magmatism after breakup.

Our work incorporates data from 32 broadband stations in Yemen and 27 broadband stations in the southern Sultanate of Oman (Dhofar region, Leroy *et al.*, 2009; Ahmed *et*

al., 2013; Korostelev *et al.*, 2014; Corbeau *et al.*, 2014) that operated during the 2009-2011 YOCMAL project (YOung Conjugate MArgins Laboratory, Fig.IV.2.2). In addition, we used the recordings from 30 broadband stations from the 2003-2006 Dhofar Seismic Experiment (in Oman, Basuyau *et al.*, 2010, Fig.IV.2.2). In total we incorporate 833 earthquakes during 2003 to 2006 and during 2009 to 2011 (Fig.IV.2.3) to compute a velocity model for the propagation of P-waves in the crust and upper part of the mantle. We used the classical teleseismic tomography ACH method (Aki *et al.*, 1974), which involves embedding a local 3-D model volume that lies beneath the network within a global spherically symmetric reference model. The ACH method is used together with the Fast Marching Method (FMM, e.g. Sethian, 1996, 1999, 2001) that rapidly computes travel times into the model. We aim to characterize the lithospheric and upper asthenospheric structures of the continental margin of the eastern Gulf of Aden in order to (1) demonstrate the influence of major transform faults on the continental margins, and (2) provide a better understanding of the origin of surface volcanoes and topography.

2.2.1 Geodynamic setting

The continental rifting of the Gulf of Aden began c.a. 34 Ma ago (Robinet *et al.*, 2013), and the seafloor spreading initiated at the beginning of Miocene, 17.6 Ma ago (d'Acremont *et al.*, 2006, 2010; Leroy *et al.*, 2012). At the same period, continental breakup stopped and mantle exhumation was activated east of the Alula-Fartak fracture zone (d'Acremont *et al.*, 2006; Leroy *et al.*, 2010b; Autin *et al.*, 2010; Watremez *et al.*, 2011). Extension then proceeded in a WSW direction as far as the Gulf of Tadjoura. The Gulf of Aden extension direction is oblique to the strike of the rift, resulting in it being segmented by several major fracture zones striking N020-N030° (Fig.IV.2.2).

The Gulf of Aden has magma-poor or non-volcanic margin to the east (Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2005) and a magma-rich or volcanic margin to the west (Tard *et al.*, 1991; Leroy *et al.*, 2012; Ahmed *et al.*, 2013), with the magmatism commonly attributed to elevated mantle temperatures associated with a mantle plume, or African superplume, beneath Afar (Ferguson *et al.*, 2013). It was previously assumed that the major discontinuity of Shukra el Sheik (∼44°E of longitude) may indicate the spatial limit of the Afar plume's influence, as it corresponds to a major change in rheology of the lithosphere (Hébert *et al.*, 2001). However, several recent studies propose a limit of influence up to Xiis-Al Mukalla fracture zone (e.g. Leroy *et al.*, 2012; Bellahsen *et al.*, 2013). The rifted continental volcanic margins near the plume have syn-rift seaward dipping reflector (SDR) sequences up to 5 km thick (Tard *et al.*, 1991; Leroy *et al.*, 2012). SDRs are sparse in the east especially in the ocean-continent transition (Autin *et al.*, 2010; Leroy *et al.*, 2010b), and no syn-rift volcanism has been noticed east of longitude 46°E (Leroy *et al.*, 2012), see Fig.IV.2.1 and IV.2.2.

Here, we study the eastern part of Yemen and southwestern part of Oman in a region from the city of Al Mukalla (49°E-14.5°N, Yemen) to Madrakah (58°E-19°N, Oman, Fig.IV.2.2). The study region includes the landward continuation of five main fracture zones that can be mapped at sea, oriented N025° to N030° : Khanshir Al Irqah, Xiis-Al-Mukalla, Bosaso-Masilah, Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones (Leroy *et al.*, 2012; Bellahsen *et al.*, 2013). The most striking geological pattern of the area is the presence of recent volcanism near the city of Al Mukalla (49°E-14.5°N, Yemen), and around the southern part of Wadi Masilah (Leroy *et al.*, 2010a, purple shaded areas, Fig.IV.2.2). Other volcanic fields exist on the southern conjugate margin in Somalia, near Bosaso and Qandala (Fantozzi et Sgavetti, 1998). Moreover, some recent magmatism has been noticed offshore in the ocean-continent transition of the eastern Gulf of Aden margin (Lucazeau *et al.*, 2009; Autin *et al.*, 2010; Watremez *et al.*, 2011), offset from the axis of the Sheba ridge (d'Acremont *et al.*, 2010) and below the adjoining continental margin in the north (Basuyau *et al.*, 2010).

The Gulf of Aden oceanic basin is located between two ∼150 km thick blocks of continental lithosphere (Rolandone *et al.*, 2013), and has a configuration that promotes channelization of a plume material from Afar to the east, along the Aden/Sheba ridges (Leroy *et al.*, 2010a). It has been proposed that the 180 km offset of the Alula-Fartak Fracture Zone (d'Acremont *et al.*, 2010) limits the flow, causing part of the plume material to be redirected between the Alula-Fartak and the Socotra Hadbeen Fracture Zones (Fig.IV.2.2).

In the easternmost part of our study zone, the East Arabian Strike-Slip Fault Zone (EASSFZ) is a NNW fault zone offshore Madrakah (58°E-19°N) and Masirah island (58.5°E-20.5°N, Fig.IV.2.2). This strike-slip fault is located between two different units : the Masirah Ophiolite (obducted oceanic crust of Tithonian age) and the Owen Basin (oceanic crust of Cenozoic age, Immenhauser, 1996; Whitmarsh, 1979; Prell et shipboard party of ODP Leg 117; Robinet *et al.*, 2013). The Masirah Ophiolite Front (MOF) is the contact zone between continental units of Masirah basin to the west and Masirah Ophiolite to the east (Fig.IV.2.2).

2.2.2 Previous seismologic studies

Several seismological studies have previously been conducted on the Arabian plate during the last few decades. They enable us to better understand the seismic structure of the crust and the lithosphere, thereby constraining the morphology and elastic properties of the Arabian plate from which its evolution can be interpreted (e.g. Hansen *et al.*, 2006; Al-Lazki *et al.*, 2002). The thickness of the crust has been estimated at 33 to 37 km thick in northern Arabia and 41 to 53 km in the south (Al-Lazki *et al.*, 2002). Mechie *et al.* (2013) imaged sharp changes in crustal thickness beneath the margins of the southern Red Sea and

Gulf of Aden, probably due to the presence of high-velocity mafic bodies (Van Avendonk *et al.*, 2009). This is confirmed by the study of Ahmed *et al.* (2013), who imaged a transition from a 35 km (inland) to a 14 km (on the coast) thick crust across the Red Sea margin. Eastward in southern Oman the thickness of the crust has been estimated by Tiberi *et al.* (2007) and Al-Hashmi *et al.* (2011) to vary from ∼35 km inland to 26 km at the coast.

Seismological studies have provided large-scale images of the lithosphere beneath the Arabian plate (e.g. Benoit *et al.*, 2003; Park *et al.*, 2007). In global surface-wave tomographic models, resolution is only achieved in the upper ∼1000 km of the mantle. More recently, Chang et Van der Lee (2011) used tomography combined with gravity and receiver functions techniques to image the Arabian plate with a resolution of a few hundred kilometers. Hansen et Nyblade (2013) computed a P-wave velocity model for the eastern Africa and southern Arabia, with ∼5° of resolution. These studies show that the central and eastern Gulf of Aden are characterized by normal wavespeed mantle.

At a regional scale, Corbeau *et al.* (2014) studied the southern Arabian plate using Pn tomography on a relatively dense collection of stations deployed in East Africa and Arabia, including our study region. Their model displays low velocity anomalies in the uppermost mantle lid under the recent volcanic zones in the Gulf of Aden. They also suggest that transform faults may act as rheological barriers, thus diverting flow away from the ridge, toward present locations of recent volcanism. This would support the plume-ridge interaction model proposed by Leroy *et al.* (2010a) in which Afar plume material could be channeled beneath a narrow lithospheric corridor under the Aden ridge.

At a more local scale, Korostelev *et al.* (2014) imaged the western Gulf of Aden by teleseismic tomography, and inferred small-scale upwelling beneath young rift flank volcanoes. Moreover, Basuyau *et al.* (2010) computed a P-wave velocity model for the region of Dhofar (Oman) using the Dhofar Seismic Experiment network, and imaged two low velocity anomalies in the upper mantle beneath the northern continuity of Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones. They also inferred some partial melting in these two anomalies.

2.3 Data

We significantly improve the understanding of mantle structure and melting processes beneath the eastern Gulf of Aden using data recorded by broadband seismic stations in the south of the Arabian plate. Data have been collected from 89 temporary broadband stations : 30 stations deployed during the 2003 to 2006 (Dhofar Seismic Experiment), already used by Basuyau *et al.* (2010) and 59 stations deployed during March 2009 to March 2010 (YOCMAL project, Leroy *et al.*, 2009). The network extends from the city of Al Mukalla in Yemen to Madrakah (58°E-19°N) in the Sultanate of Oman (Fig.IV.2.2). The

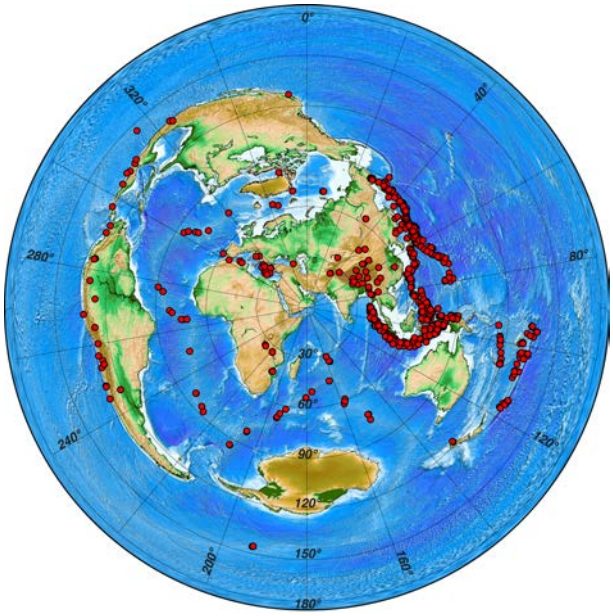


Figure IV.2.3: Azimuthal distribution of earthquake of magnitude 5.5 or more used in this study.

stations are all located less than 350 km from the sea, and are not equally distributed in space as the area is not easily accessible. The impact of the station distribution is assessed using a checkerboard test. We selected 833 clear events of magnitude ≥5.5 (Fig.IV.2.3). Most of the measured arrivals are P-waves, and we also picked PP and PKP phases in order to improve the azimuthal covering. The events were picked using the SAC software, after which we computed 11339 delay times with respect to ak135 reference Earth model (Kennett *et al.*, 1995).

2.4 Method

The key assumption of teleseismic tomography is that velocity variations located far from the network do not significantly affect relative arrival-time residuals derived from teleseismic body-waves. We can thus determine velocity variations in the volume that lies beneath the network of stations. The standard ACH method approach is to embed this local 3D model volume within a global spherically symmetric reference model (Aki *et al.*, 1977; Benz *et al.*, 1992; Saltzer et Humphreys, 1997; Frederiksen *et al.*, 1998). This allows rapid traveltime predictions to be made from the source to the boundary of the local model. Then more sophisticated ray-tracing techniques are used to derive the heterogeneous local model.

The iterative non-linear method used in this study has been developed by Rawlinson *et al.* (2006b). The model is defined by a mesh of velocity nodes in spherical coordinates (0.25° x 0.25°). Travel times from each source to the base of the local model are computed

through the ak135 global reference model using the approach of Kennett et Engdahl (1991). Then, the Fast Marching Method (FMM) is used to compute travel times from the base of the local model to the network on the surface (e.g. Sethian, 1996, 1999, 2001; Sethian et Popovici, 1999; Rawlinson et Sambridge, 2005). The inversion is then computed using the subspace inversion method (Kennett *et al.*, 1988).

For this study, we have selected a model composed of nine 50 km thick layers, distributed from the surface down to 450 km. Horizontally, the node spacing is 0.25° x 0.25° (i.e. the average distance between two stations). The smoothing factor, which limits the short wavelength velocity variations, and the damping factor were chosen after a series of tests, following the approach of Rawlinson *et al.* (2006b). Different damping and smoothing factors were tested in order to address the non-uniqueness of the solution. The values of damping and smoothing chosen for this study are 10 and 5 respectively, similar to the values chosen by Rawlinson *et al.* (2006b) in a different geological context. Moreover, the 1D reference or starting model is ak135. Ten iterations are applied to the relative arrival-time residuals to produce a stable solution model. The solution model reduces the data variance by 76.5% from 0.7998 s^2 to 0.01882 s^2, which corresponds to an RMS reduction from 282.8 ms to 137.2 ms. This data variance is satisfying (74% in Rawlinson *et al.*, 2006b). The remaining misfit can be attributed to various factors, such as crustal structures and mantle structure beneath the local model volume.

2.4.1 Checkerboard test

A synthetic checkerboard test is computed in order to investigate the robustness of the solution model. For this test, we use the same sources, receivers and phase types as in our dataset to predict the arrival-time residuals for a synthetic checkerboard structure. To do that, we placed anomalies at 50, 150 and 300 km depth, which alternate between slow and fast velocities (Fig.IV.2.4 a and c). The anomalies are 2x2 nodes in width. The dataset calculated through this synthetic velocity model is then inverted, and the retrieved anomalies provide an indication of the resolution that can be achieved in our solution velocity model. Our network's dimensions are ∼350 km from North to South, and ∼1100 km from West to East. According to Evans et Achauer (1993), our resolution depth corresponds to the lateral extent of our network at the surface. Thus, the maximum investigation depth of our teleseismic tomography study corresponds to the minimum lateral extent of our network of 350 km.

Figures IV.2.4 b and d display the retrieved velocity models. At all depths, the resolution is best in the central part of our network, Dhofar (Oman) due to increases station density and crossing rays. The westernmost part of the network consists of two profiles (in Yemen), so the distribution of the stations is linear and there are fewer ray-crossings and poorer resolution. However, the synthetic checkerboard structures are indeed

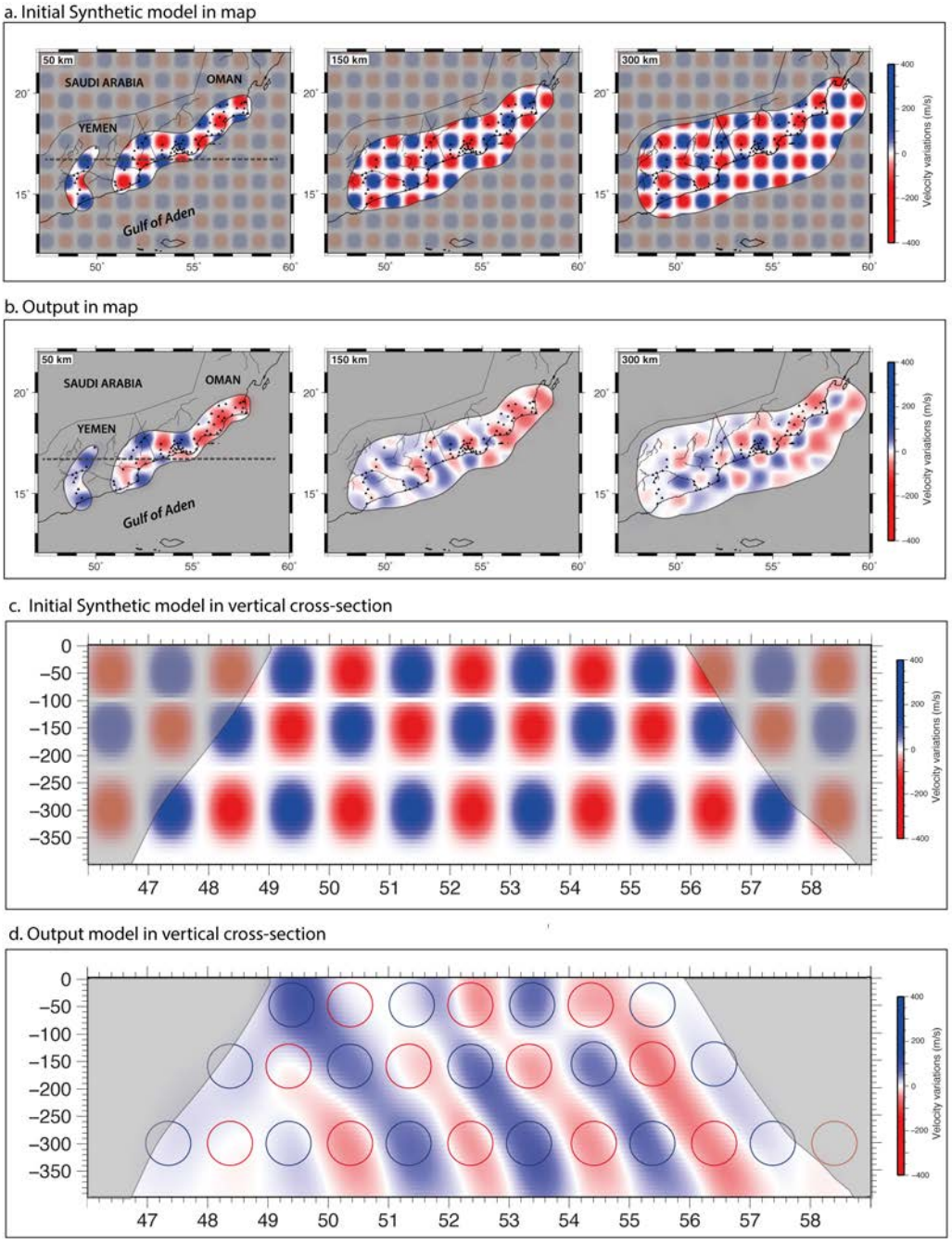


Figure IV.2.4: Checkerboard test. (a) Initial Synthetic model in map. The dashed line indicates the location of the cross-section. (b) Output model in map. (c) Initial Synthetic model in cross section. (d) Output in cross-section.

distorted but can be retrieved. At depths of 150 and 300 km, the number of crossing rays increases under the region, so the resolution improves. Under 400 km, the rays are too dispersed to reliably interpret the structures.

2.5 Results

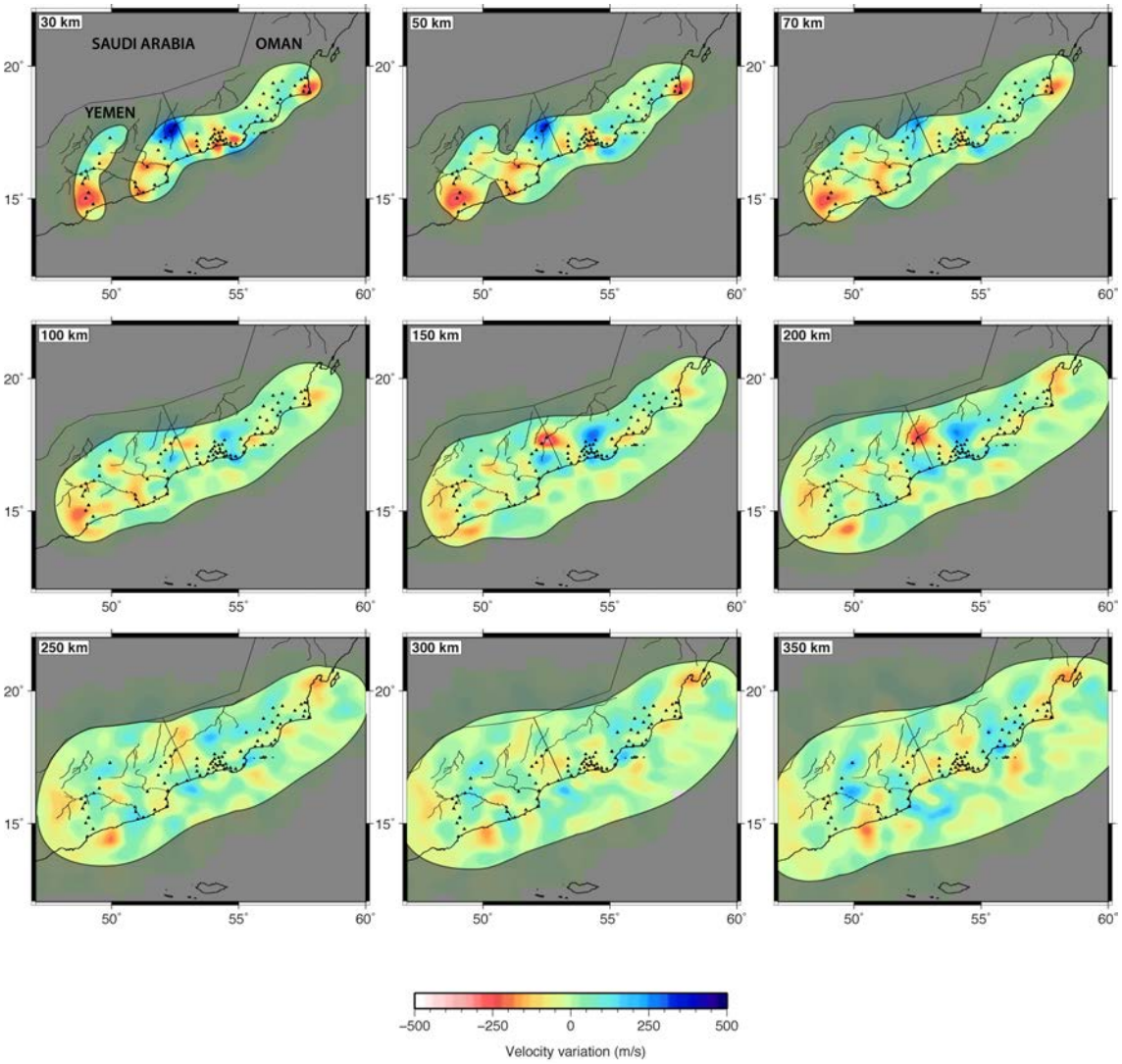


FIGURE IV.2.5: Final P-wave velocity model obtained from inversion. Seismic stations are located by black triangles. The black lines delimitates the best constrained tomographic model.

2.5.1 Structures at shallow depth

The result of our inversion displays anomalies with a higher amplitude (ranging -300 m/s to + 400 m/s) at crustal depth ($\leq$ 30 km) in the west of the study area. From Hasik (56°E-18°N) to the peninsula of Madrakah (58°E-19°N, Fig.IV.2.2), velocity anomalies are low amplitude. The anomalies imaged at crustal depth can be related to geological structures observed at the surface. Generally, low velocity anomalies are at sedimentary basins, and high velocity anomalies are beneath outcropping basement. The crustal low velocity anomalies located along the coast of eastern Yemen could be related to the Masilah

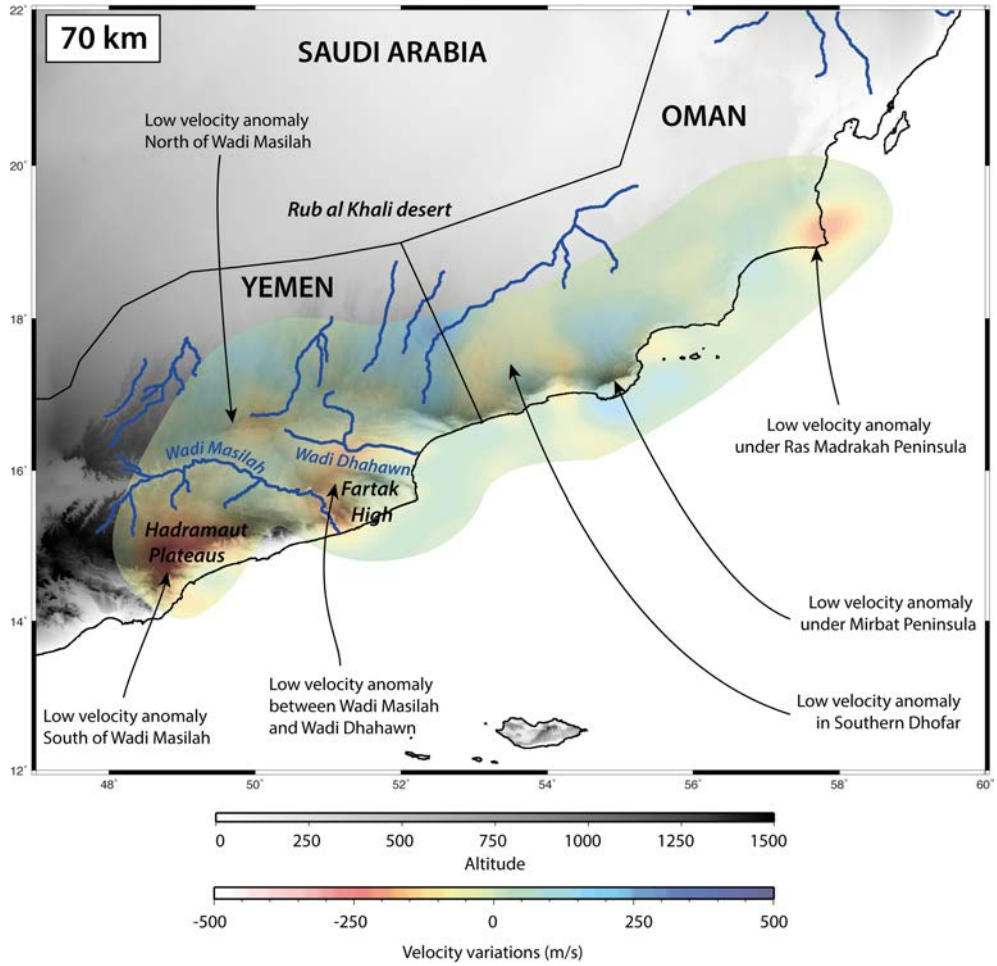


Figure IV.2.6: Map of the Oriental Gulf of Aden margin displaying the topography, rivers and a cross section of our solution model at 70 km depth. The bathymetry is not displayed in this figure.

and Jiza-Qamar basins, filled with Jurassic (for Masilah) or Campanian (for Jiza-Qamar) to Paleocene-Early Eocene sediments (Fig.IV.2.7 a). However, these low velocity anomalies are also located near volcanic fields, such as Al-Mukalla or Wadi Masilah volcanic fields (purple shaded areas, Fig.IV.2.2). This may suggest low velocities are caused by partial melt and elevated temperatures within the plumbing systems associated with these volcanoes. A positive velocity anomaly in the eastern part of Yemen, near Thamud (50°E-17.5°N), seems to be due to the Cretaceous Hadramaut Arch (Fig.IV.2.2), and another one east of Salalah (54°E-17°N) is consistent with Mirbat Precambrian basement outcrop along the margin, where pre-rift sedimentary cover is absent. In southern Oman, two other low velocity anomalies may correspond to the Ashawq basin depocenter and to the 3 km of sediments deposited in the Salalah Plain (Fig.IV.2.7 a). The low velocity anomalies of southern Dhofar are close to the Ashawq-Salalah volcanic zone mapped by bathymetry and seismics in the Ashawq-Salalah segment (Autin *et al.*, 2010; Lucazeau *et al.*, 2008; Leroy *et al.*, 2010a, Fig.IV.2.2, purple shaded area). Near Madrakah (58°E-19°N) the low

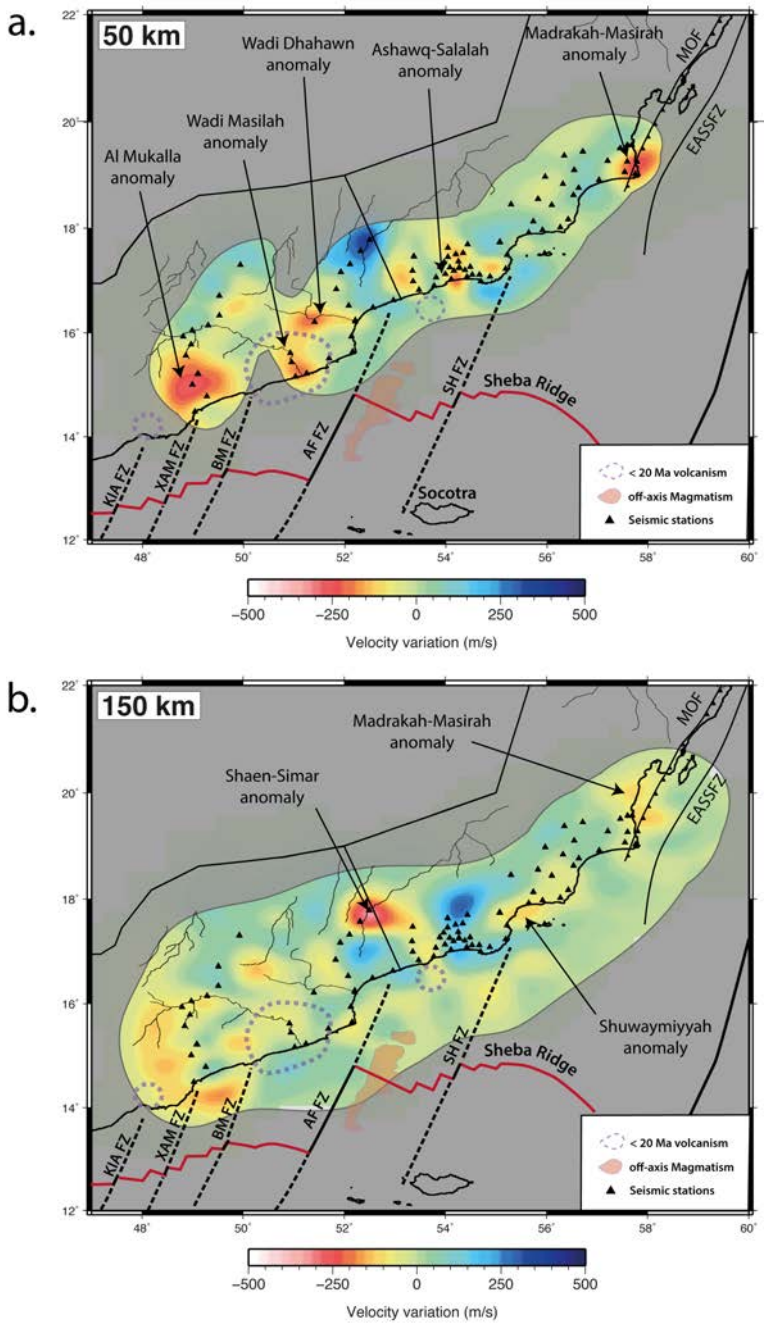


FIGURE IV.2.7: Horizontal cross sections in the final P-wave velocity model obtained from inversion at (a) 50 km depth and (b) 150 km depth. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front. The solid gray line delimitates the best constrained model.

velocity anomaly in the easternmost part of our study area seems to be consistent with a Cretaceous sedimentary basin partly covered by the Masirah Ophiolite (Robinet, 2013; Robinet *et al.*, 2013).

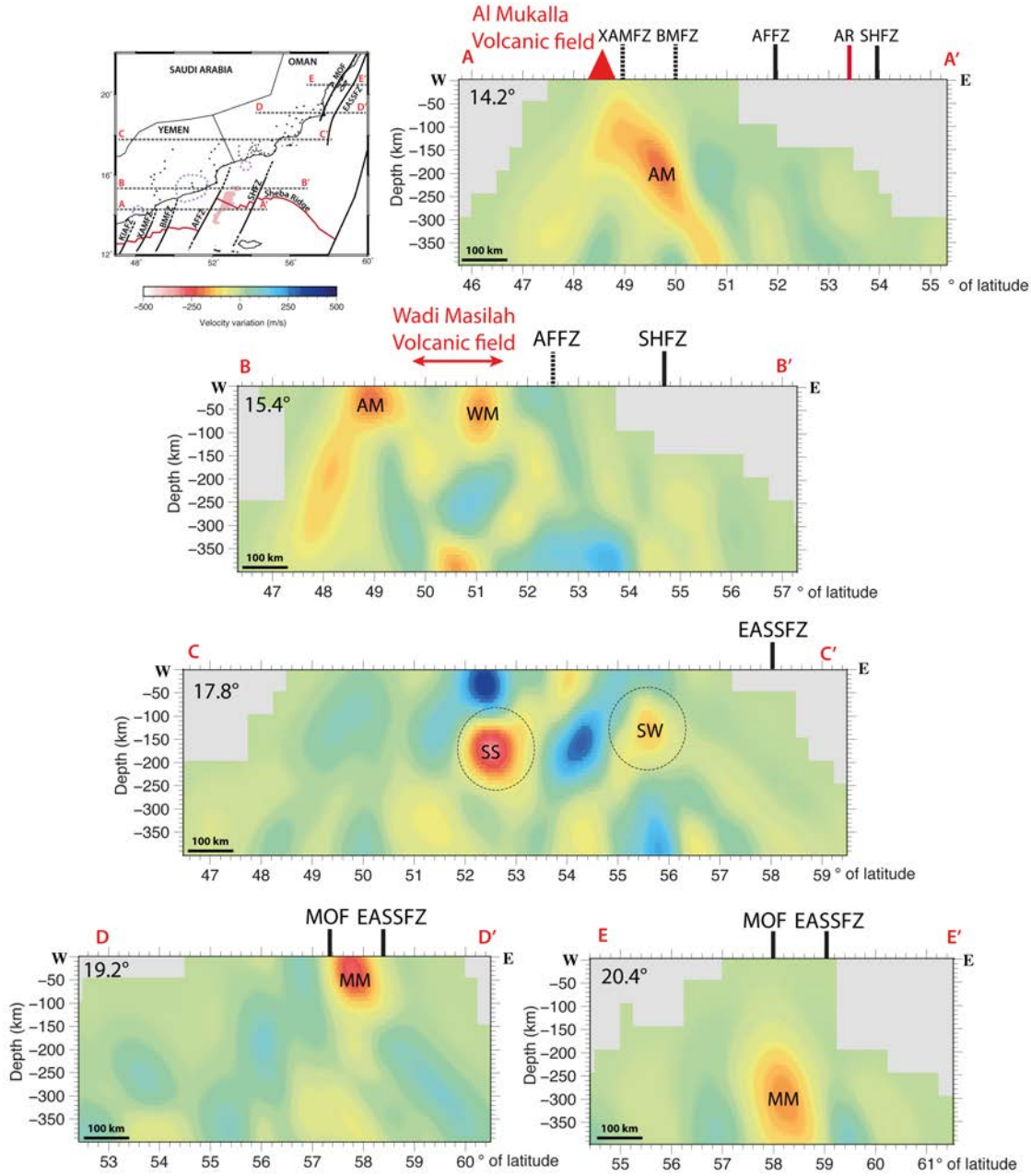


Figure IV.2.8: Latitudinal cross-sections in the solution P-wave velocity model obtained from inversion. Dashed circles on the cross-sections correspond to low velocity anomalies imaged in the previous seismologic study of Basuyau *et al.* (2010). The latitude is on the top left of each cross-section. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front ; AR : Aden Ridge. AM : Al Mukalla anomaly ; MM : Madrakah-Masirah anomaly ; SS : Shaen-Simar anomaly ; SW : Shuwaymiyyah anomaly ; WM : Wadi Masilah anomaly.

2.5.2 Structures observed at depth

The mantle beneath central and eastern Yemen is not homogeneous but instead characterized by variations in seismic velocity. Generally, low velocity anomalies are observed

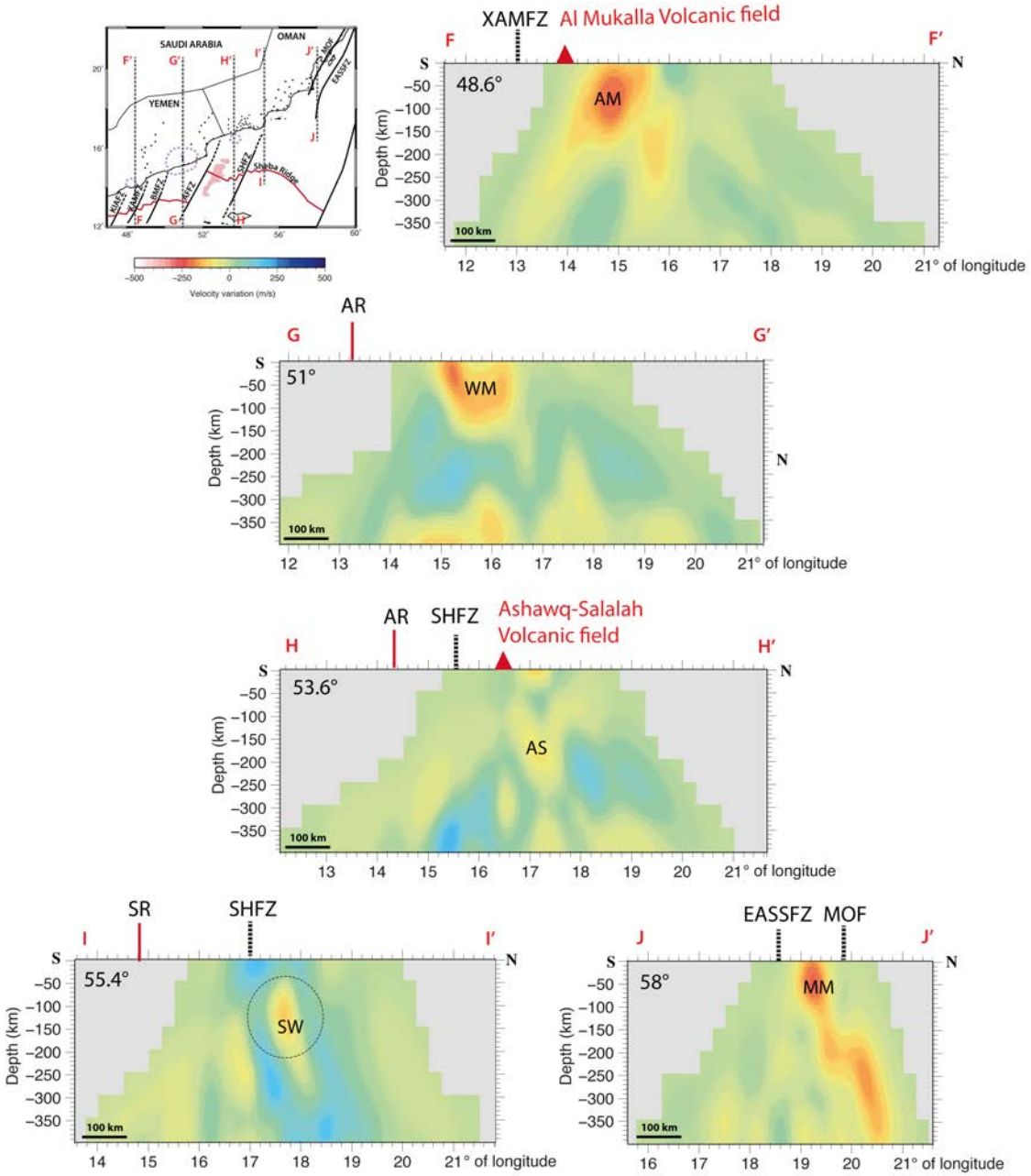


FIGURE IV.2.9: Longitudinal cross-sections in the solution P-wave velocity model obtained from inversion. Dashed circles on the cross-sections correspond to low velocity anomalies imaged in the previous seismologic study of Basuyau *et al.* (2010). The longitude is on the top left of each cross-section. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front ; AR : Aden Ridge ; SR : Sheba Ridge. AM : Al Mukalla anomaly ; AS : Ashawq-Salalah anomaly ; MM : Madrakah-Masirah anomaly ; SW : Shuwaymiyyah anomaly ; WM : Wadi Masilah anomaly.

in discrete lobes that are 100-300 km in width. The Al Mukalla low velocity anomaly (Fig.IV.2.7 a) is located at the northward continuity of Xiis-Al Mukalla fracture zone, and

west of Bosaso-Masilah fracture zone. This anomaly can be observed from the surface to the bottom of our velocity model (Fig.IV.2.8 cross-sections AA' and BB' and Fig.IV.2.9 cross-section FF'), with a maximum amplitude at 50 km depth. The anomaly is close to Al Mukalla volcano (Fig.IV.2.7, Fig.IV.2.8 cross-section AA' and Fig.IV.2.9 cross-section FF').

Under Wadi Masilah and Wadi Dhahawn zones, there are low velocity anomalies that join around 100 km depth (Fig.IV.2.8 cross-section BB' and Fig.IV.2.9 cross-section GG'). As we have no resolution between Al Mukalla, Wadi Masilah and Wadi Dhahawn for the upper hundred kilometers, we cannot determine if these anomalies are one linked feature. Their maximum amplitude is ∼-200 m/s for Wadi Masilah and Wadi Dhahawn and ∼- 300 m/s for Al Mukalla at 50 km depth. Deeper, the amplitude decreases, but low velocities are still present to depths of 350 km.

Shaen-Simar (52.5°E-17.5°N) low velocity anomaly has been previously imaged by Basuyau *et al.* (2010) between 60 and 200 km depth, with a width of approximately 100 km. We retrieve this anomaly at the same location and same depth range, as seen in figures IV.2.5 and IV.2.8 cross-section CC'. Shuwaymiyyah low velocity anomaly (55.5°E-17.5°N, Fig.IV.2.5 and IV.2.8 cross-section CC' and 9 cross-section II') corresponds to their eastern anomaly. We also retrieve it at the same location and depth range. This anomaly seems to be smaller than Shaen-Simar one (52.5°E-17.5°N), and have a lower amplitude (- 150 m/s at 100 km depth). These two anomalies are imaged along the landward continuation of two main fracture zones : Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen Fracture Zones. Owing to a greater number of stations, and a wider spatial extent of the network, we achieve better resolution for these two anomalies. They were on the edges of the model of Basuyau *et al.* (2010), and are now at the center of our network, so they are better constrained. The last important low velocity anomaly displayed in our model (Madrakah-Masirah, see fig.IV.2.5, fig.IV.2.8 cross-sections DD' and EE', and fig.IV.2.9 cross-section GG') is located in the extreme part of Madrakah (58°E-19°N) peninsula at 0 to 70 km depth, and then it deepens towards the NNE (to 58.25°E-20°N). As the network did not extend until Masirah island (58.5°E-20.5°N), our model only places some constraints on structure below 200 km near the southern edge of our study region (Fig.IV.2.8 cross-section EE' and Fig.IV.2.9 cross-section JJ'). This anomaly is located between the Masirah Ophiolite Front and the Eastern Arabian Strike-Slip Fault Zone (MOF and EASSFZ, fig.IV.2.7 a and b).

2.6 Discussion

Our study gives an image of the structure of the lithosphere and upper asthenosphere below the southern Arabia continental margin. These results allow us to discuss the

influence of major transform faults on the continental margins and the origin of surface structures of the margin, such as volcanoes and topography.

2.6.1 Transform fault zones and volcanism

The low velocities observed in our model are located beneath the continental margin of the Gulf of Aden, in the vicinity of major fracture zones. Models predict that the thermal anomaly created by syn-rift mantle upwelling will cool after breakup. For the Gulf of Aden, models of post breakup thermal relaxation predict the mantle to have cooled by 50°C since breakup ∼18 Ma ago (Lucazeau *et al.*, 2008). The low velocity anomalies are therefore unlikely due to the syn-rift thermal or melt related anomalies, since they should have cooled. Instead an alternative mechanism is required.

King et Anderson (1998) have inferred that at the edge of a continent, the thermal conditions drive a strong and unsteady flow. This means that the conditions of the lithosphere can promote mantle flow at the edges of continents. Numerical modeling by Morency *et al.* (2005) computed that ∼30 to 40 Ma after rifting, downward instabilities and then small-scale convection can develop under a cooling oceanic lithosphere. This is likely to occur near the ocean-continent transition (Lucazeau *et al.*, 2008, 2009, 2010). Moreover, in the case of transform faults, instabilities develop for each fault, twice faster (∼16 Ma) than under an oceanic lithosphere without transform faults. Indeed, transform faults juxtapose lithosphere of different ages and thicknesses (e.g. Dumoulin *et al.*, 2008).

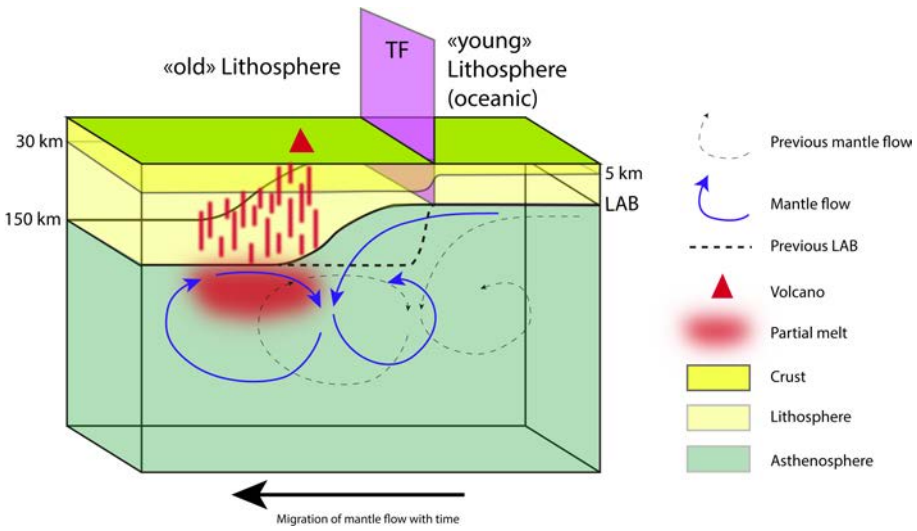


FIGURE IV.2.10: Conceptual sketch of the small-scale convection initiating beneath a step in the Lithosphere-Asthenosphere Boundary topography due to a transform fault (based on the models of Dumoulin *et al.*, 2008). As the edge of the lithosphere is eroded, the mantle flow migrates towards the thicker ("old") side of the transform fault over time. TF : Transform Fault ; LAB : Lithosphere-Asthenosphere Boundary.

Flow initiates under the lithosphere from the "young" side towards the "old" side of the transform fault, with thermal erosion of the thick lithosphere (Fig.IV.2.10, Dumoulin *et al.*, 2008; Gerya, 2013). Finally, the lithospheric steps at depth and the location of the fracture zones at the surface show an offset. Consequently volcanoes can be observed on the "old" side of the fracture zone (Fig.IV.2.10). Sleep (2002) noticed this paradox of volcanoes located on the "old" side of fracture zones, and explained it by additional heat supplied by small-scale convection under the lithosphere and by disappearance of lithospheric relief beneath a fracture zone. The magmatism may have no expression at the surface (Fig.IV.2.10).

Our study area is located at the edge of a continent, and is segmented by major fracture zones. The natural conditions are therefore similar to those in the model of Dumoulin *et al.* (2008). The oceanic lithosphere is older than 16 Ma, and so small-scale convection can initiate in the vicinity of fracture zones (Morency *et al.*, 2005). In our model, we image several low velocity anomalies along the Gulf of Aden, from the surface to our maximum investigation depth (Fig.IV.2.5). Basuyau *et al.* (2010) already noticed two low velocity anomalies in Dhofar from 60 to 200 km depth in the continuation of both Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones (Fig.IV.2.5). Channelization of a mantle flow from the Afar hotspot along the oceanic ridge and the fracture zones is invoked to explain these anomalies as well as the numerous active volcanoes (Leroy *et al.*, 2010a; Corbeau *et al.*, 2014).

The other low velocity anomalies of our velocity model are also close to fracture zones (between 0 and 100 km), respectively Xiis-Al Mukalla, Bosaso-Masilah fracture zone, and the East Arabian Strike Slip Fault. Their locations could also be consistent with a small-scale convection model (Fig.IV.2.7 a).

2.6.2 Dynamic topography and uplift of the southern Arabian plate

The Gulf of Aden continental northern margin is characterized by elevated plateaus of more than 1000 m high, incised by a network of wadis (seasonal rivers). These high plateaus are located between the sea and Rub Al Khali desert (Fig.IV.2.6.) Higher plateaus are found to the west of our study zone ('Hadramaut plateaus', ∼1000 m high), and lower ones are found to the east.

A residual topography model is computed by Daradich *et al.* (2003) by correcting the observed topography for crustal thickness variations assuming isostatic compensation of the crust. The residual topography map thus obtained shows two zones of high topography dynamically supported by upper mantle structures in the eastern Gulf of Aden. The first one extends from Al Mukalla to Jiza-Qamar basin, and the second one is located north of Mirbat (57°E-17.5°N, Fig.IV.2.2). They explain that elevated topography is dynami-

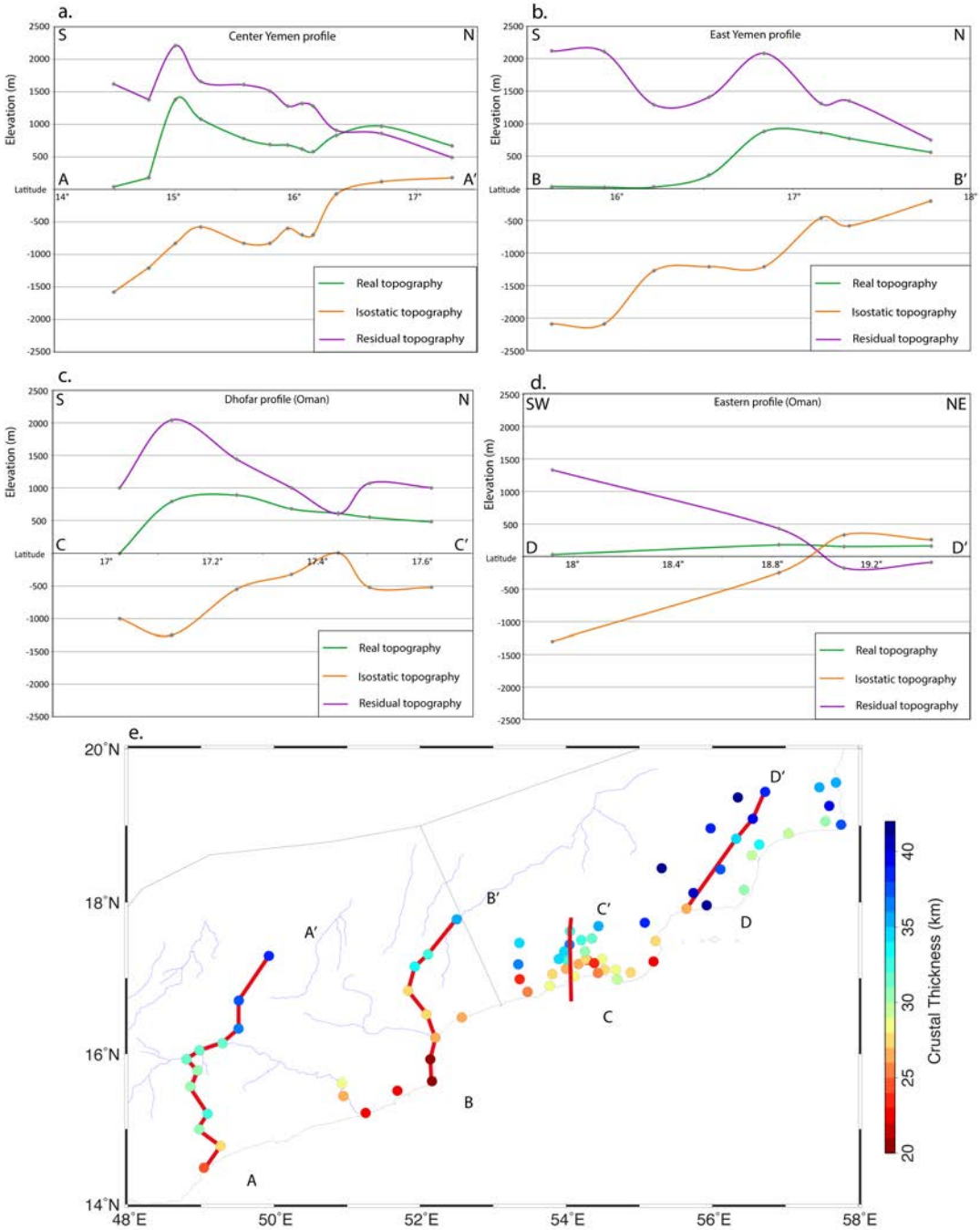


FIGURE IV.2.11: Observed, isostatic and residual topography for four profiles in the central and eastern Gulf of Aden margin. These rapid computations only allow us to interpret general trends and not short wavelengths, as there can be errors of a few kilometers on the crustal thickness estimated by receiver functions. a. Profile accross central Yemen ; b. profile accross eastern Yemen ; c. profile accross Dhofar (Oman) ; d. profile parallel to the margin in south eastern Oman ; e. Crustal thickness and location of the profiles. The green curve is for observed topography, the orange curve is for isostatic topography, and the purple one is for residual topography.

cally supported by seismically slow and thermally buoyant structures in the upper mantle (Daradich *et al.*, 2003).

In order to investigate whether the elevated topography observed in our study region are only due to isostatic compensation or could be supported dynamically, we determine the expected elevation of the central and eastern Gulf of Aden margins from a lithospheric isostatic balance. We use the crustal thickness estimated by receiver functions in Yemen (unpublished data) and dhofar (Tiberi *et al.*, 2007; Leroy *et al.*, 2012) and a 100 km thick lithosphere to calculate the isostatic topography z_{iso} (Fig.IV.2.11).

$$z_{iso} = (f_1 l_c + f_2 l_m) - H$$

where $f_1 = (\rho_a - \rho_c)/\rho_a$ and $f_1 = (\rho_a - \rho_m)/\rho_a$. Estimating that the isostatic topography matches the observed topography for a 40 km thick crust (density $\rho_c = 2850$ kg/m^3) and a 100 km thick lithosphere (density $\rho_m = 3250$ kg/m^3) requires an asthenosphere density (ρ_a) of 3180 kg/m^3. H is 2.4 km as the average mid-oceanic ridge elevation (Lachenbruch et Morgan, 1990). The residual topography is derived from the difference between the observed and isostatic topography.

These rapid computations only allow us to interpret general trends and not short wavelengths, as there can be errors of a few kilometers on the crustal thickness estimated by receiver functions. In Yemen and in Dhofar, the margin is not at isostatic equilibrium (i.e. the observed and isostatic topography do not match, see Fig.IV.2.11). The observed topography is higher than the isostatic topography, so we have a positive residual topography. This means that the observed topography cannot be explained by isostasy. Therefore, there is likely dynamic support for the topography in the region by buoyant upper mantle. This support seems weaker in the eastern part of the model, as the topographies are much lower than in the west. It is also possible that the denudation of the margin plays an important role in its uplift, as isostatic response to erosion is often a large component of surface uplift rate (Molnar et England, 1990).

The structures imaged by Daradich *et al.* (2003) coincide with the low velocity zones imaged in our solution model at upper mantle depths of 50 and 70 km depth. Their resolution is only about one pixel per one hundred kilometers. With our velocity model, however, we can decipher several smaller low velocity zones. In figure IV.2.6 we can see an image of the upper mantle velocity anomalies (at 70 km depth) on a topographic map. The largest wadi in Yemen, Wadi Masilah (51°E-15°N), crossing the Hadramaut region, is bounded by low velocity anomalies, to the south and north. The northern anomaly corresponds to a high topography zone and is the starting point for another wadi, heading towards Rub Al Khali desert (Saudi Arabia). The southern low velocity anomaly is located under the "Hadramaut Plateaus". Between Wadi Masilah and Wadi Dhahawn, under Fartak high (52°E-15.5°N), another low velocity can be observed. In Madrakah (58°E-19°N) peninsula, the strong low velocity anomaly in the upper mantle corresponds to a localized area of relatively elevated areas, respect to the surroundings (up to 150 m).

Several models have been developed in order to explain why uplift can occur. In thermal models, Keen (1985) and Buck (1986) proposed that uplift can result from heating of the rift flanks by small-scale convection during rifting. For others, as Cox (1980) and White et McKenzie (1989), uplift could result from magmatic underplating due to the partial melting of the asthenosphere. However, even if the sea level was never high in central Yemen (lacustrine sedimentation, Leroy *et al.*, 2012), the uplift observed in central and eastern Gulf of Aden is recent and post-rift (e.g. Fisher *et al.*, 1974; Beydoun, 1991; Autin *et al.*, 2010), and no large magmatic underplating has been described previously.

Traveltime tomography gives the present state of the upper mantle in terms of velocity variations but it precludes any direct interpretation concerning their origin. Indeed, several factors, such as temperature, chemical composition, or anisotropy can affect the velocity of seismic waves (e.g. Karato, 1993; Sobolev *et al.*, 1996). Generally, low velocity anomalies are interpreted as of thermal origin in the mantle. So the abnormally slow features observed in our solution model could correspond to abnormally hot and buoyant upper mantle structures. Uplift can then be created by buoyancy due to elevated mantle temperatures. The link between mantle structures and uplift have been studied at large scale (e.g. Burke, 1996; Gurnis *et al.*, 2000; Daradich *et al.*, 2003). It is commonly accepted that a large mantle structure like a mantle plume can cause topographic swell up to 2 km in elevation and many hundred to few thousands kilometers in diameter (e.g. Şengör, 2001; Saunders *et al.*, 2007; Gurnis *et al.*, 2000; Forte *et al.*, 2010; Faccenna *et al.*, 2014).

The elastic-viscous-plastic model of Burov et Guillou-Frottier (2005) predicts that upper mantle structure can produce transient topographic signatures such as uplift and subsidence at large (>500 km) and small-scale (down to 50 – 100 km). For an upper mantle structure of diameter 100 km, located between 100 and 200 km depth, the range of wavelength for topographic signature will be 50 – 100 km (Burov et Guillou-Frottier, 2005). Therefore, the low velocity-high temperature structures that we observe in our solution model may trigger small-scale uplift on the Gulf of Aden northern margin.

The anomalously hot and buoyant upper mantle structures imaged in our model could have uplifted the central and eastern Gulf of Aden margin area. At a smaller scale, these processes could have uplifted Fartak high and thus have shifted the bed of Wadi Masilah, creating another smaller river, Wadi Dhahawn. This result is consistent with the analysis of Fisher *et al.* (1974) in which they present evidence for a shift of drainage area from Wadi Dhahawn to the southern Wadi Masilah. They noticed a large volume of sediments in site 232 of DSDP leg 24, to the west of Alula-Fartak Fracture Zone, just in the continuity of Wadi Masilah. In these sediments, some slumping episodes dated 6-5 Ma mark one or more tectonic events related to the uplift of the margin (Fisher *et al.*, 1974). Moreover, bathymetric and seismic reflection study of Baurion (2009) confirmed that the large volume of sediments offshore Wadi Dhahawn are not consistent with the present-

day drainage area. According to them, Fartak high uplifted around 10 Ma and cut Wadi Masilah into two smaller wadis. As a consequence the upper mantle small-scale convection can have an important effect on the drainage network through topography. This has been shown at a large scale in Africa (Moucha et Forte, 2011). Moreover, in Oman, Roger *et al.* (1989), Platel et Roger (1989) and Leroy *et al.* (2012) explained the presence of Dhofar paleo-beaches 13 to 25 m above sea-level (beach-rock) by a very recent rapid uplift of the area (less than 2 Ma up to present). It still corresponds to low velocities in our velocity model beneath these elevated area (Ashawq and north of the city of Salalah).

2.7 Conclusions

We used teleseismic relative arrival-time tomography to compute a P-wave velocity model of the upper mantle beneath the central and eastern Gulf of Aden margins. The strong correlation between low velocities in the mantle and region of uplift strongly suggest that mantle processes create dynamic support of topography from the Hadramaut Plateaus (Yemen) to (56°E-18°N, Oman), and for the easternmost part of Ras Madrakah's peninsula (58°E-19°N, Oman). The plateaus created by the uplift likely impact the course of wadis and the sedimentation at the mouth of the wadis. The localized nature of the low velocity structures and correlation to volcanism at the surface suggests they are the expression of small-scale convection created by the step in temperatures and thickness of lithosphere at the edge of the Arabian plate. The transform faults create another step between two distinct types of lithosphere ("old" vs. "young") and can also trigger small-scale convection. Our work shows that spatially localized post-rift magmatism in predominantly magma poor rifted margins can be caused by localized small scale convection focused near the steps in LAB topography and mantle temperatures at the juncture between fracture zones and the rifted margin. Such a mechanisms facilitates both volcanism and localized dynamic uplift of the rifted margin well after breakup has occurred.

2.8 Aknowledgments

This project was funded by the ANR YOCMAL 07-BLAN-0135 (Agence Nationale de la Recherche), CNRS-INSU-PICS Yemen and Oman, GSMRB Yemen and is in the framework of the Actions Marges program. Seismic equipment from SEIS-UK is funded by NERC under agreement R8/H10164. We thank David Hawthorn, Alex Brisbourne, Victoria Lane, Christel Tiberi, Elia d'Acremont, Francis Lucazeau, François Bache, Jeffrey Poort and Céline Baurion for their efforts during the deployement and servicing of network, the French Embassy in Yemen (J. G. Sarkis, J. Dechezlepretre and C. Bousquet), local

governers and the people of the Yemen governerates for their help during the field work. D.K. is supported by NERC grant NE/L013932/1.

Les deux études menées sur l'est de la marge nord du golfe d'Aden fournissent des images inédites sur cette région, très peu étudiée à cette échelle auparavant. Les cartes de vitesse de phase obtenues par tomographie de bruit de fond sismique suggèrent l'existence de magmatisme dans la croûte sous le bassin de Jiza-Qamar (Yémen), sans que celui-ci ne soit exprimé à la surface. Le modèle de tomographie télésismique met en évidence des anomalies de vitesse lentes ponctuelles le long de la marge, fortement corrélées avec la position des volcans en surface et avec les plus fortes topographies. Nous proposons l'existence d'un système magmatique complexe sous cette marge considérée comme non volcanique, caractérisé par un magmatisme avec ou sans expression à la surface. Celui-ci serait certainement dû à un phénomène de convection petite échelle, mis en place à la jonction de la marge de la plaque Arabe et des zones de fractures majeures segmentant le golfe d'Aden.

Conclusions

L'objectif de mon travail de recherche était d'apporter des contraintes sur la structure crustale et lithosphérique des marges continentales passives jeunes à très jeunes de la zone de jonction triple Aden – Afar – sud mer Rouge. Alors que les zones axiales sont très étudiées, notamment en Afar, les flancs des rifts et des marges et les processus magmatiques associés le sont bien moins. Les différentes études menées au cours de cette thèse ont permis de mieux comprendre les processus magmatiques affectant les flancs des marges continentales passives et leur origine.

Au terme de cette thèse, nous avons créé de nouvelles images tomographiques : de nouvelles cartes des vitesses de phase haute résolution en Afar et à l'est du golfe d'Aden, un modèle en trois dimensions de la vitesse de propagation des ondes S dans la croûte et le manteau sous-crustal en Afar, ainsi que des modèles en trois dimension de vitesse de propagation des ondes P dans la lithosphère et la partie supérieure de l'asthénosphère sous l'ouest du Yémen et l'est du golfe d'Aden. Ces images sont complémentaires entre elles, et également avec les études réalisées auparavant dans la région. La résolution atteinte par ces études, grâce notamment au nombre croissant de réseaux temporaires déployés depuis une dizaine d'année, apporte un nouvel éclairage sur la zone de jonction triple Aden – Afar – sud mer Rouge.

En Afar, nous avons montré que la croûte sous les flancs de la mer Rouge (hauts plateaux éthiopiens) est actuellement modifiée par des processus magmatiques. La croûte inférieure est massivement intrudée par du matériel magmatique dense, et le manteau sous-crustal est caractérisé par des vitesses lentes, indiquant la présence probable de magma juste en-dessous du Moho. L'activité magmatique des flancs du rift semble donc continue depuis l'initiation du rifting et semble liée à un volcanisme actif et à des phénomènes hydrothermaux en surface. L'extension au sein de la dépression Afar est accommodée au niveau de la croûte inférieure par la mise en place de zones de matériel magmatique dense, liées au fonctionnement de grands détachements crustaux. Celles-ci se trouvent, en Afar Central, sous le grand escarpement, la région de Sullu Adu et l'est d'Affara Dara. Nos modèles crustaux donnent également une indication sur la profondeur de chambres magmatiques sous les principaux segments volcaniques actifs en Afar ; elles se situeraient à moins de 15 km de profondeur pour le segment Erta'Ale et le volcan érythréen Nabro, et entre ∼10 et 20 km de profondeur sous le segment Dabbahu-Manda-Hararo en Afar Central. Nous proposons, au vu de la comparaison des structures à l'aplomb des différents segments actifs, que s'il devait y avoir rupture lithosphérique en Afar, celle-ci aurait lieu au niveau du segment Dabbahu-Manda-Hararo, et non au nord de l'Afar (Erta'Ale), comme cela était communément admis.

Au Yémen, nos études indiquent la présence de corps sous-plaqués (matériel ultramafique) sous les marges volcaniques de la mer Rouge et du golfe d'Aden et jusqu'aux hauts plateaux yéménites, entre ∼10 et 20 km de profondeur. Notre modèle de vitesse de

propagation des ondes S en trois dimensions indique la présence d'une zone de vitesses lentes en-dessous du matériel sous-plaqué correspondant à des zones fortement intrudées de matériel magmatique, entre ∼25 et 35 km de profondeur. Il pourrait s'agir de magma alimentant le matériel sous-plaqué et les champs volcaniques yéménites de Sana'a, Dhamar et Marib (actifs depuis 15 Ma). De plus, nous confirmons la présence de magma sous ces champs volcaniques en étudiant les résidus de temps d'arrivée des séismes aux stations sismologiques des hauts plateaux. Nous proposons que le matériel lent observé dans nos modèles sous les hauts plateaux yéménites pourrait correspondre à du matériel chaud responsable du soutien dynamique de la topographie des hauts plateaux yéménites.

Au sujet de la marge continentale passive de l'est du golfe d'Aden, les cartes de vitesses de phase dans la croûte suggèrent l'existence de magmatisme sous le bassin de Jiza-Qamar, sans que celui-ci ne soit exprimé à la surface. De plus, les anomalies lentes mantelliques mises en évidence par tomographie télésismique sont ponctuelles le long de la marge et montrent une forte corrélation avec le volcanisme exprimé en surface et avec les plus fortes topographies. Nous proposons qu'elles seraient dues à un phénomène de convection petite échelle, formé à la faveur de variations de température mantellique et d'épaisseur de la lithosphère en bordure de la plaque Arabe. Ce phénomène serait amplifié au niveau des zones de fractures majeures segmentant les dorsales du golfe d'Aden et la bordure de la plaque. Les cellules de convection petite échelle seraient responsables du magmatisme localisé le long de la marge, et pourraient également contribuer au soutien dynamique post-rift de la topographie de la marge.

Ce travail de recherche a donc mis en évidence l'existence de processus magmatiques complexes affectant les flancs des marges continentales passives jeunes à très jeunes ainsi que leur rôle dans la topographie actuelle de ces marges. Nous montrons également que ces processus magmatiques peuvent persister après la rupture continentale. Ces phénomènes sont certainement plus répandus que communément admis auparavant.

Perspectives

Les enregistrements de stations sismologiques fournissent une grande quantité de renseignements sur la structure de la Terre. Dans cette thèse, nous avons étudié les séismes lointains enregistrés par les stations sismologiques, ainsi que le bruit de fond, pour obtenir des modèles de vitesse de propagation des ondes P et S, ainsi que des cartes de vitesse de phase des ondes de Rayleigh. Cependant, de nombreuses autres méthodes de sismologie pourraient compléter ce travail de recherche.

Dans un premier temps, il serait intéressant de réaliser un modèle en trois dimensions de tomographie de bruit (vitesse de propagation des ondes S) sous la partie est du golfe d'Aden, à partir des cartes de vitesse de phase obtenues dans le chapitre IV.1, comme il a été fait pour l'Afar dans le chapitre III.2. Nous pourrions ainsi contraindre en profondeur le système magmatique situé dans la croûte sous le bassin de Jiza-Qamar (Yémen), et éventuellement établir un lien avec les anomalies de vitesse lentes observées dans le manteau supérieur par la tomographie télésismique.

Nous pourrions également inclure les données YOCMAL dans un modèle de tomographie globale, afin de s'affranchir des erreurs de temps de trajet liées aux structures situées le long des rais sismiques en amont de la zone directement située sous les stations. Le modèle de tomographie globale ainsi obtenu améliorerait l'image de la région du panache Afar et du golfe d'Aden en profondeur.

Enfin, une étude de l'anisotropie fournirait des informations nécessaires à la compréhension des flux mantelliques, et permettrait de mieux comprendre l'origine du magmatisme de l'Afar à l'est du golfe d'Aden.

Annexes

Annexe A

Informations complémentaires au chapitre III.1

[Geophysical Research Letters]

Supporting Information for

Magmatism on rift flanks: insights from Ambient-Noise Phase-velocity in Afar region

Félicie Korostelev[1,2], Cornelis Weemstra[3], Sylvie Leroy[1,2], Lapo Boschi[1,2], Derek Keir[4], Yong Ren[5], Irene Molinari[6], Abdulhakim Ahmed[1,2,7], Graham W. Stuart[5], Frédérique Rolandone[1,2], Khaled Khanbari[8], James O.S. Hammond[9], J.M. Kendall[10], Cécile Doubre[11], Ismail Al Ganad[12], Berhe Goitom[13] and Atalay Ayele[14]

1 Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France. 2 CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France. 3 Department of Geoscience and Engineering, Delft University of Technology, Stevinweg 1, 2628 CN Delft, The Netherlands. 4 National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, SO14 3ZH, U.K. 5 School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, U.K. 6 Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia via di Vigna Murata 605, 00143 Roma, Italy. 7 Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen. 8 Sana'a University, Yemen Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen. 9 Imperial College London, London, SW7, U.K. 10 University of Bristol, Bristol, BS8, U.K. 11 Institut de Physique du Globe de Strasbourg; UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, CNRS, 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex. 12 Yemen Geological Survey and mineral Resources Board, Sana'a, Yemen. 13 School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK. 14 Institute of Geophysics, Space Science and Astronomy, Addis Ababa University.

Contents of this file

Figures S1 and S2

Introduction

In this supplementary part, we show two figures that will be useful to better understand the research letter. First, a figure displaying an example of data quality selection, and then a second figure displaying phase-velocity maps and synthetic tests for additional frequencies.

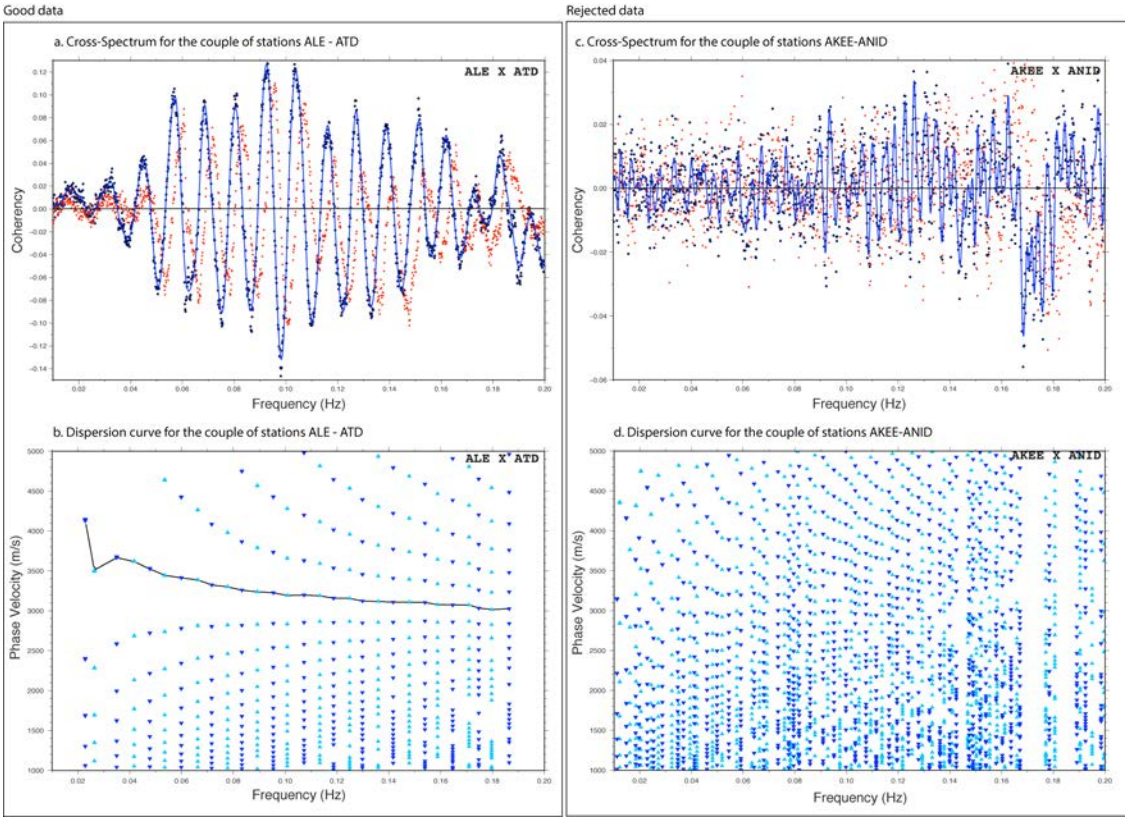


Figure S1. Example of the data quality selection. A) Cross-spectrum for the station pair ALE-ATD, that recorded contemporaneously for more than 12 months. B) Dispersion curve for the station pair ALE-ATD. C) Cross-spectrum for the station pair AKEE-ANID, that recorded contemporaneously during 7 months. D) Dispersion curve for the station pair AKEE-ANID. In A) and C) Blue dots are for the real part of the stacked cross-correlation, red dots are for the imaginary part. The continuous line represents the linear combination of cubic splines that best-fits the real part of the cross-spectrum. In B) and D) the triangles are the phase-velocity values derived from the zero crossings of the cross-spectrum in A) and C). The station pair ALE-ATD was selected for the inversion, whereas the station pair AKEE-ANID was not selected.

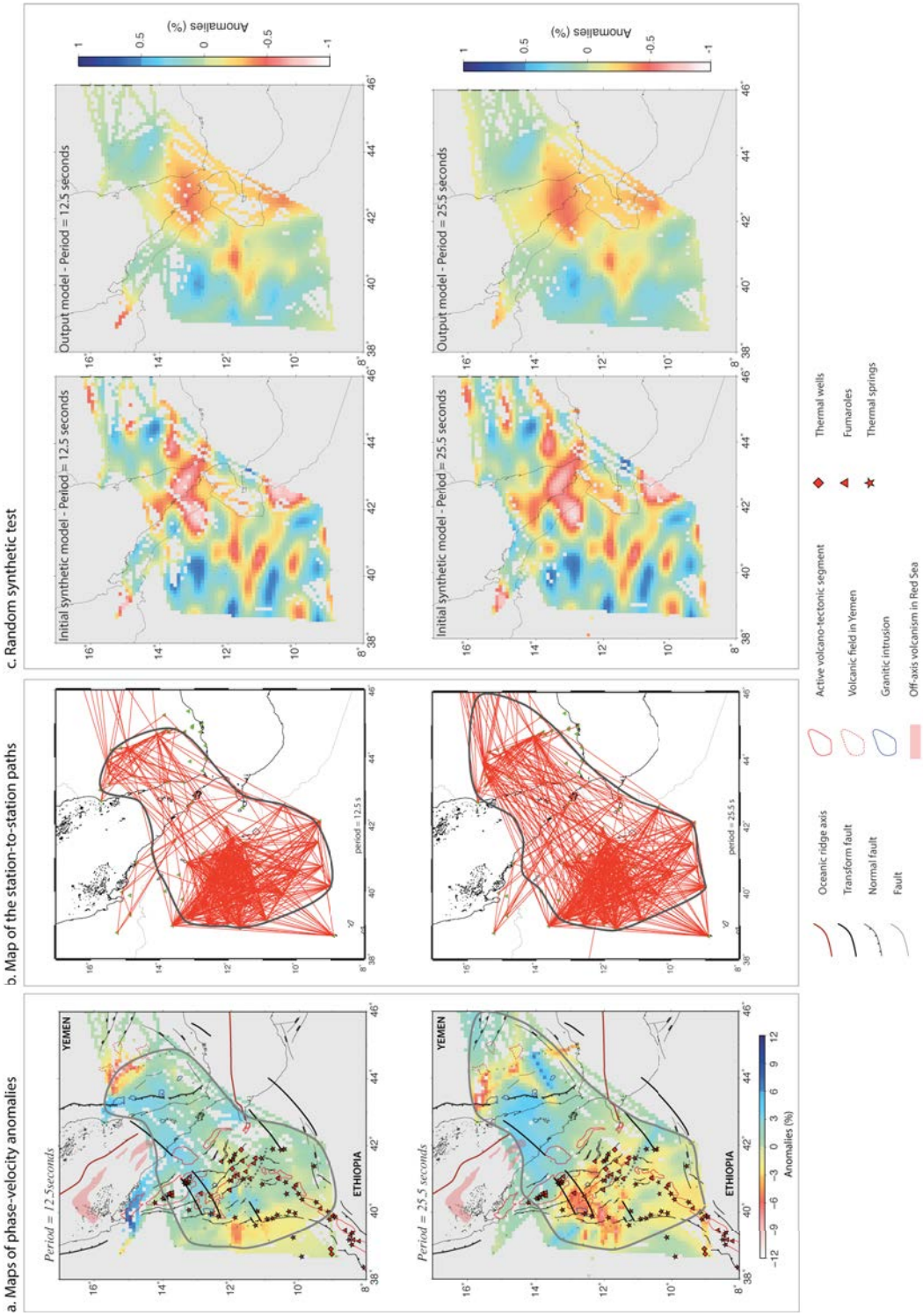


Figure S2. Examples of other studied frequencies: 12.5 and 25.5 seconds. A) Phase velocity maps. B) Maps of the station-to station paths. C) Synthetic random resolution tests.

Annexe B

Informations complémentaires au chapitre III.3

Auxiliary material for

Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the Arabian Peninsula from teleseismic tomography

Félicie Korostelev [1,2], Clémence Basuyau[3], Sylvie Leroy[1,2], Christel Tiberi[4], Abdulhakim Ahmed[1,2,5], Graham W. Stuart[6], Derek Keir[7], Frédérique Rolandone[1,2], Ismail Al Ganad[8], Khaled Khanbari[9] and Lapo Boschi[1,2]

1. Sorbonne Université, ISTeP, UPMC, Université Paris 6, Paris, France
2. CNRS, UMR 7193, ISTeP, Paris, France
3. Beicip, France
4. CNRS Géosciences Montpellier, France
5. Seismological and Volcanological Observatory Center, Dhamar, Yemen
6. School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK
7. National Oceanography Center Southampton, University of Southampton, Southampton, UK
8. Yemen Geological Survey and mineral Resources Board, Sana'a, Yemen
9. Sana'a University, Yemen Remote Sensing and GIS Center, Sana'a, Yemen

G-Cubed

Introduction

We present here in figure fs01.jpg a series of synthetic tests computed to investigate whether the low velocity anomalies under the southwestern corner of Yemen and under the high plateaus are artifacts, and whether we can determine at what depth they are located.
Using a synthetic input model, we simulate the resulting geometry of our final P wave model.
We first compute four tests with a -5 % anomaly of distinct extents both in depth and widths under the three Yemeni volcanic fields of Sana'a, Dhamar and Marib.
Figure A.c: from the base of the crust to the base of our model, 160 km width
Figure A.d: from the base of the crust to 200 km depth, 160 km width
Figure A.e: from the base of the crust to the base of our model, 260 km width
Figure A.f: from the base of the crust 200 km depth, 260 km width

We found that the test presented in Figure A.f was the closest to our final model. Then we add another -5% low velocity anomaly of distinct extents both in depth and widths under the Miocene volcanic field of Jabal An Nar.
Figure A.g: deep low velocity anomaly (from 250 km depth to the base of our model)
Figure A.h: shallow low velocity anomaly (from the base of the crust to the 200 km)
Figure A.i: low velocity anomaly from the base of the crust to the base of our model, 250 km width
Figure A.j: low velocity anomaly from the base of the crust to the base of our model, from Jabal An Nar Miocene volcanic field (MOKA station) to the Afar region.

The output of the last test (Figure A.j) is the closest to the features we found in our final P-wave tomography model. Although the anomaly amplitudes within the crust are not retrieved, the dipping anomaly is quite well retrieved in the synthetic output model, as well as the low velocity anomaly beneath Jabal An Nar volcanic field (Fig.9). This tests shows that the dipping low velocity anomaly under the Yemeni volcanic fields can be explained by a 220x260 km mantle upwelling between the base of the crust and 200 km depth. Moreover, the low velocity anomaly beneath Jabal An Nar seems to be explained by a large zone of hotter mantle.
This last test is presented and discussed in the paper, in Figure 9.

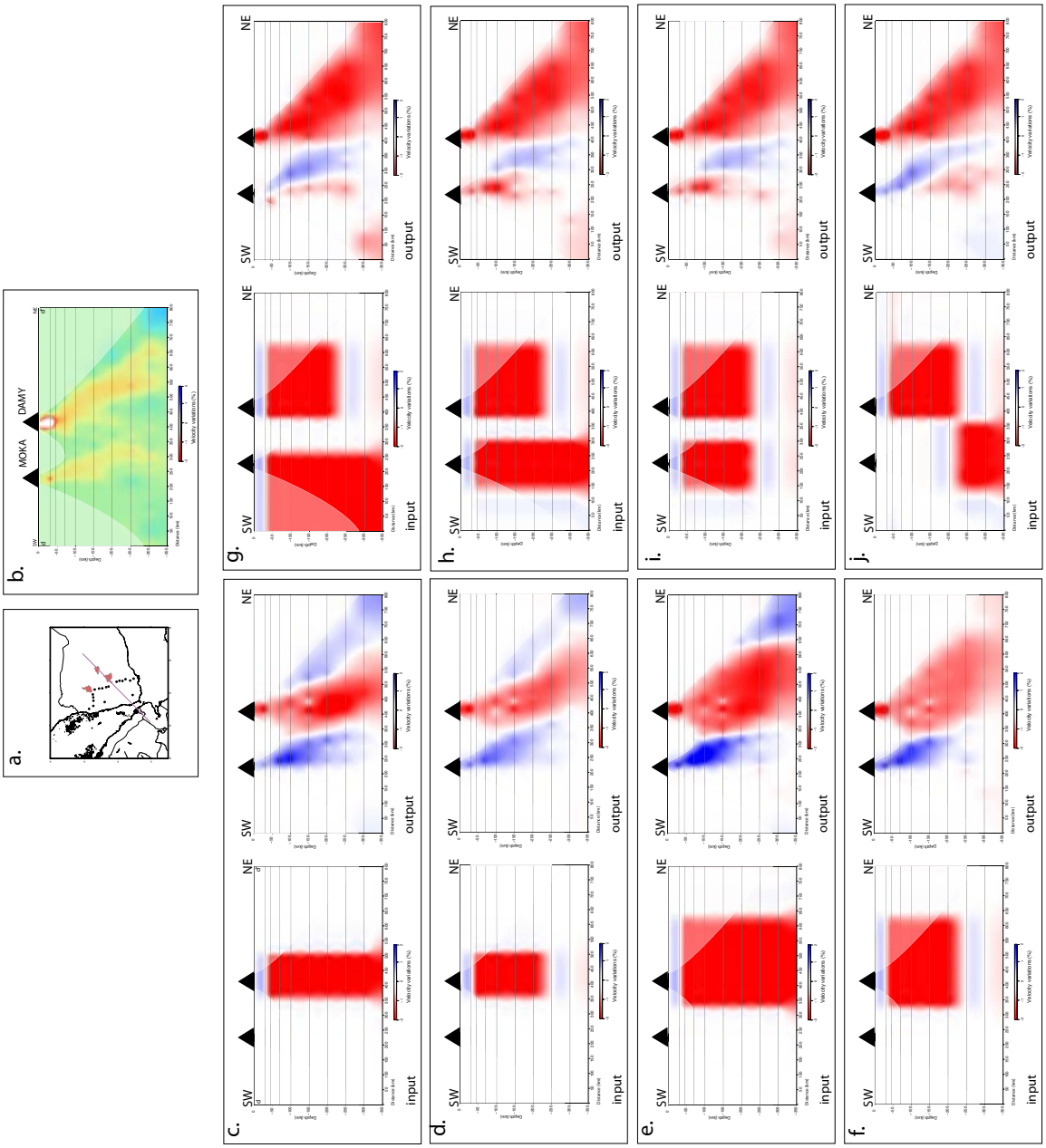


FIGURE **fs01** : Series of synthetic tests for constraining the low velocity anomalies under the Southwestern Yemen. (a) Location of the cross section. (b) SW-NE cross-section in the final P-wave tomography model presented Fig 5d of the paper (c to j) SW-NE cross-sections of a series of tests with low-velocity anomalies of distinct widths and depths.

Informations complémentaires au chapitre IV.1

C.1 Data and Method

The background seismic noise is mainly the result of ocean waves coupling with the solid Earth (e.g. Longuet-Higgins, 1950; Hillers *et al.*, 2012) Because the study area benefits from good azimuthal coverage from nearby seas and oceans (Red Sea, Gulf of Aden, Indian Ocean, Gulf of Oman, Persian Gulf), it is particularly suitable for ambient noise surface wave retrieval. The ambient-noise cross-correlation technique requires simultaneous recordings of the noise field at two seismic stations so that the Green's function between them can be estimated (e.g. Shapiro et Campillo, 2004; Wapenaar et Fokkema, 2006; Halliday et Curtis, 2008). Extracting travel times from a multitude of station pair correlations allows for relatively high-resolution tomographic inversions (e.g. Shapiro *et al.*, 2005).

Our dataset is based on continuous recordings from 142 seismic stations, mainly from temporary networks of broad-band seismometers. We used the recordings of six permanent stations during January 2012 - March 2013 from the Earthquake Monitoring Center (Oman). A seismic deployment was conducted between 2009 and 2011 as part of the ANR-YOCMAL (Agence Nationale Recherche, Young Conjugate Margins Laboratory) project, with 50 stations covering central and eastern Yemen from March 2009 to March 2010, and 50 stations in southern Oman and Socotra island from March 2010 to April 2010 (Korostelev *et al.*, 2014; Corbeau *et al.*, 2014; Korostelev *et al.*, submitted; Ahmed *et al.*, 2013) (Fig.IV.C.1). We also used data from 4 permanent stations in Yemen and Socotra island, and from the 32 stations of the Dhofar Seismic Experiment network in southern Oman (from 2003 to 2006).

The data quality selection followed two steps : (i) selection of the pairs of stations that recorded simultaneously for at least 6 months, and (ii) comparison of measured and predicted Green's function for all station pairs, in order to only keep pairs that showed a good fit. The duration of cross-correlated signal thus varies by 6-18 months depending on the station pair. We follow the approach of Ekström *et al.* (2009), discussed in further detail in section 3.2 of Boschi *et al.* (2013), to extract an estimated phase velocity from the ambient signal recorded at two stations. Data processing was limited to whitening,

as reasonable dispersion curves could be obtained without any filtering and/or "one-bit" amplitude compression, due to long-enough periods of noise recording.

C.2 Resolution

Figure IV.C.1 displays our station-to-station paths at each period and allows us to delimitate areas with best coverage and zone of best resolution in blue. Since the seismic stations we used did not all operate synchronously, parts of our study region lack crossing

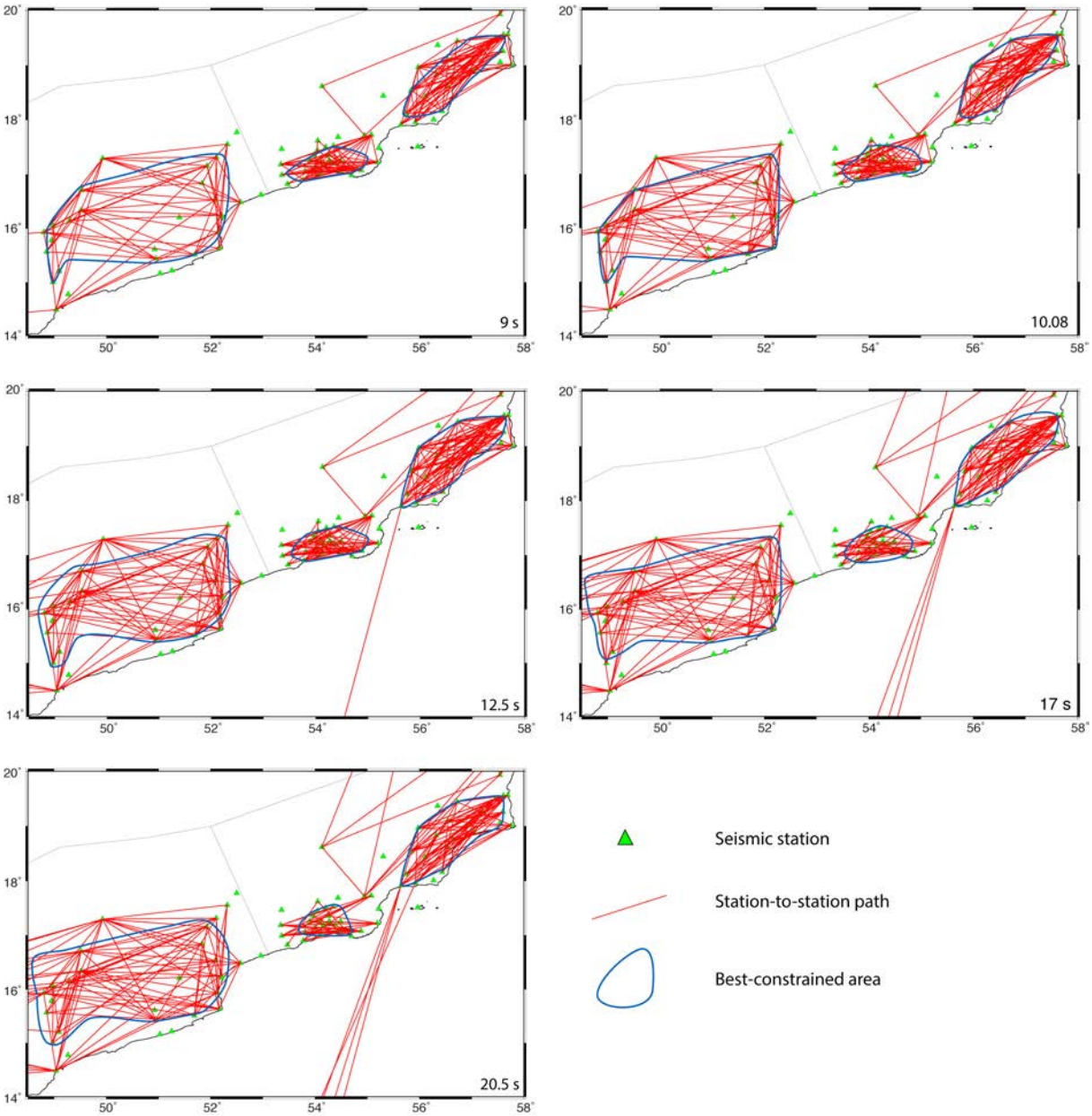


FIGURE IV.C.1: Map of station pairs used for the tomographic inversion. Red lines show the station-to-station paths. The solid blue line delimitates the best constrained area.

rays (Fig.IV.C.1) and are excluded from interpretation. In addition, we compute a synthetic velocity model consisting of alternating structures of opposite sign with maximum velocity variation of 1.5% relative to the reference velocity, and find that we can retrieve features of less than 100 km (Fig.IV.C.2). Synthetic phase velocities were computed between the same station pairs as in the observed database (Fig.IV.C.1). Figures IV.C.2 displays the input velocity models and the retrieved velocity models from these tests for periods of 9, 10, 12.5, 17 and 20.5 s, and indicates that we have a high resolution in eastern Yemen, Dhofar and center Oman, with some degradation of the recovered solutions near the edges of the illuminated areas.

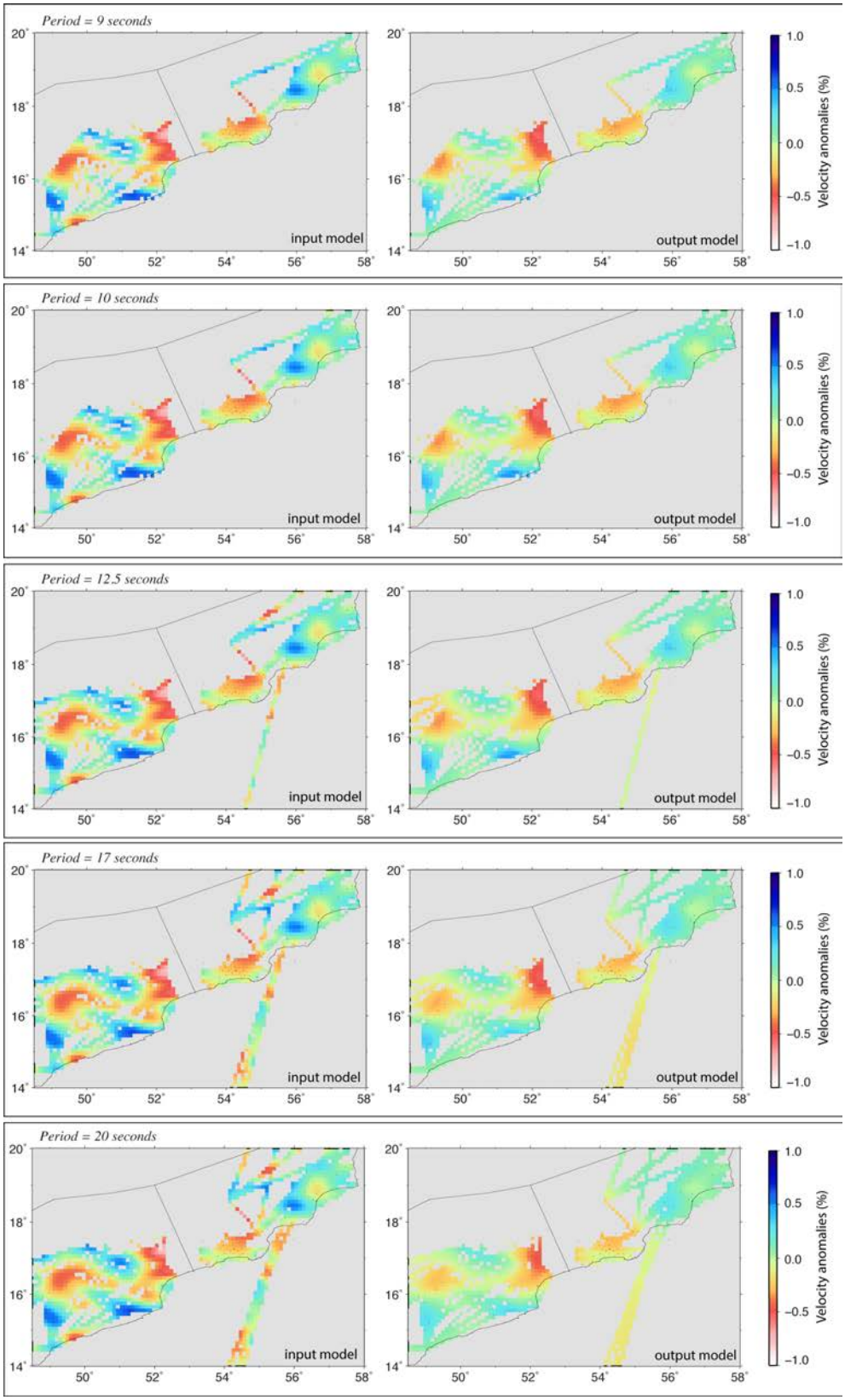


FIGURE IV.C.2: Result of reconstruction synthetic tests with alternating structures of opposite sign with maximum velocity variation of 1.5% relative to the reference velocity as input. The left image displays the synthetic input, whereas the right image displays the output model.

Table des figures

I.1.1 Carte géodynamique de l'Arabie (modifiée d'après Davison *et al.* (1994)). Le magmatisme datant de plus de 20 Ma est représenté en violet, tandis que le magmatisme datant de moins de 20 Ma est représenté en rose. Les granites tertiaires du sud-ouest du Yémen sont indiqués en bleu. Le bouclier Arabe est représenté en ocre. Le cercle en pointillés rouges représente l'emplacement approximatif du point chaud Afar. SS : Shukra El Sheik Fracture Zone. 20

I.1.2 Reconstitution géodynamique de l'évolution de la partie occidentale de l'Océan Indien entre 260 et 30 Ma. Modifié d'après Leroy *et al.* (2012). M. : Madagascar, m. : ophiolites de Masirah, K. : bloc Karman, S. : Seychelles, Aus. : Australie, Af. : Afrique, Eur. : Eurasie, EAFZ : East Arabian Fracture Zone. 22

I.2.1 Carte géologique simplifiée du Yémen occidental, modifiée d'après As-Saruri (2004). Les granites Tertiaires n'y ont pas été cartographiés. Ils sont visibles sur la figure I.1.1. 26

I.2.2 Coupe géologique simplifiée de la marge est du sud de la mer Rouge, à la latitude 15°N (Ahmed *et al.*, 2013). Les réflecteurs pentés vers la mer (SDR=Seaward Dipping Reflectors) sont représentés en rose et sont datés de 30 à 16 Ma (syn-rift). Ils caractérisent une marge volcanique. Les triangles noirs indiquent l'emplacement des stations sismologiques du réseau YOCMAL, et les cercles indiquent la profondeur du Moho calculée sous la marge par Ahmed *et al.* (2013). 26

I.2.3 Carte géologique simplifiée du golfe d'Aden (Leroy *et al.*, 2012). Les flèches représentent les vecteurs de déplacement des différentes plaques. 28

I.2.4 Coupe géologique schématique de la marge nord du golfe d'Aden au niveau du segment Ashawq-Salalah, modifié d'après Autin *et al.* (2010). 29

I.2.5 Coupe géologique schématique de la marge nord du golfe d'Aden au niveau de la ville d'Aden (Ahmed *et al.* (2013), modifié d'après Tard *et al.* (1991)). Les triangles noirs indiquent l'emplacement des stations sismologiques du réseau YOCMAL, et les cercles noirs, la profondeur du Moho calculée par Ahmed *et al.* (2013). 30

I.2.6 Carte de la région de l'Afar modifiée d'après Ebinger *et al.* (2010). Le sud de la mer Rouge, l'ouest du golfe d'Aden et le rift Est Africain se rejoignent dans une zone complexe, approximativement au centre de la carte. La ligne noire indique la discontinuité de Tendaho – Goba'ad, une zone sismiquement active séparant les rifts Est Africain, de la mer Rouge et du golfe d'Aden. Les lignes rouges représentent le centre des segments magmatiques des rifts de la mer Rouge et du golfe d'Aden où s'initie l'accrétion océanique (d'après Hayward et Ebinger (1996), Kidane *et al.* (2003) et Grandin *et al.* (2009)). Les lignes vertes représentent les segments magmatiques du rift Est Africain (e.g. Keir *et al.*, 2006). AL : Alayta segment, AG : Asal-Ghoubbet segment, DMH : Dabbahu-Manda Hararo segment, EA : Erta'Ale segment, TA : Tat'Ale segment, TN : Tendaho segment. 31

I.3.1 Activité volcanique récente et sismicité associée. Les triangles représentent les volcans de la série volcanique d'Aden, ainsi que les volcans ayant eu une activité récente au sud de la mer Rouge, sur terre et en mer. L'étoile située dans le golfe d'Aden indique la localisation de l'essaim de séismes de la crise de sismicité au large de Djibouti (Ahmed, submitted). L'étoile située au sud de l'Afar indique la localisation de la crise de sismicité de 2000 liée à une intrusion magmatique, à Ayelu-Amoissa (Keir *et al.*, 2011). Les intrusions magmatiques récentes de Dallol (Nobile *et al.*, 2012), Alu-Dallafila (Pagli *et al.*, 2012) et Dabbahu-Manda-Hararo (Ebinger *et al.*, 2008) sont indiquées au niveau des segments magmatiques correspondants. 36

I.3.2 Schémas conceptuels proposés par Leroy *et al.* (2010a) pour expliquer l'anomalie de fusion située entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et Socotra-Hadbeen. (A) Dispersion diffuse du panache en profondeur sous le golfe d'Aden. Le point orange foncé correspondrait à un conduit éventuel, et l'ombrage orange à la localisation du panache Afar selon Sicilia *et al.* (2008). L'ombrage orange plus clair montre la dispersion du matériel du panache intégrant l'anomalie de fusion d'Alula-Fartak. Les flèches indiquent les directions de dispersion. (B) Illustration schématique de la channelisation de matériel provenant du panache le long de la dorsale d'Aden, de l'ouest à l'est du golfe d'Aden. Les flèches indiquent le flux mantellique en profondeur dans une zone de fusion partielle. SSFZ : Shukra el Sheik Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; ShR : Sheba Ridge. 39

I.3.3 Carte schématique de Chang et Van der Lee (2011), indiquant la localisation de panaches et les directions de flux mantellique. Les données d'anisotropie proviennent de Gashawbeza *et al.* (2004), Hansen *et al.* (2006), et Walker *et al.* (2004). La localisation du panache Kenyan est basée sur les travaux de Weeraratne *et al.* (2003). 40

I.4.1 (a) Tomographie des ondes S à 100 km de profondeur sous l'Afrique et l'Arabie (Debayle *et al.*, 2001). (b) Tomographie des ondes S à 112.5 km de profondeur sous l'Afrique et l'Arabie, avec un modèle à grille adaptative (Auer *et al.*, 2014). 41

I.4.2 Tomographie sismique des ondes Pn en Asie (Phillips *et al.*, 2007). D = Bouclier Arabe ; E = Plateforme Arabe. 42

I.4.3 (a) Tomographie des ondes P de Hammond *et al.* (2013) à 75 km de profondeur. FLVZ : Focused Low-Velocity Zone. (b) Carte de vitesse de propagation des ondes S à 150 km de profondeur (Chang *et al.*, 2011). Les barres bleues représentent les données de 'shear wave splitting' (Gashawbeza *et al.*, 2004; Hansen *et al.*, 2006). 42

I.4.4 Tomographie des ondes Pn réalisée par Corbeau *et al.* (2014). Superposition du modèle de vitesse pour le manteau lithosphérique superficiel (Shallow Lithospheric Mantle) avec une carte de l'activité volcanique (modifiée d'après Ebinger *et al.* (2008), Leroy *et al.* (2010a) et Leroy *et al.* (2012). Les étoiles vertes représentent les volcans actifs. SSFZ : Shukra el Sheik fracture zone, KI : Kanshar-Irqah, XM : Xiis-Mukalla, BM : Bosaso-Masilah, AFFZ : Alula-Fartak fault zone, AFTF : Alula-Fartak transform fault, SHFZ : Socotra Hadbeen fault zone. La ligne verte externe délimite la zone de résolution à 4°, et la ligne verte interne délimite la zone de résolution à 2°. 43

I.4.5 Modèle de vitesse de propagation des ondes P réalisé par Basuyau *et al.* (2010), à 170 km de profondeur. L'image tomographique est superposée à un schéma tectonique (d'Acremont, 2002). 44

I.4.6 Réseau temporaire de stations mises en place par le projet YOCMAL. Les points bleus représentent les stations déployées entre mars 2009 et mars 2010, les points rouges représentent les stations déployées entre mars 2010 et avril 2011. 45

II.1.1 Sismogramme enregistré par la station sismologique ARUT au Yémen (station du réseau YOCMAL). On y distingue en rouge l'arrivée d'un séisme lointain survenu au Japon le 10 août 2009, et en bleu le bruit de fond microsismique. 52

II.1.2 Spectre brut (a) et après normalisation spectrale (b) d'un enregistrement sismologique d'une journée (modifié d'après Bensen *et al.*, 2007). Le premier pic de microséismes se situe à environ 15 s, tandis que le second pic se situe autour de 7.5 s. Le pic indiqué par la boîte grise correspond à un signal local provenant du golfe de Guinée. 53

II.1.3 Spectre normalisé de la corrélation croisée du couple de stations DOK-DMT, qui ont enregistré simultanément durant plus de 12 mois. Les points bleus sont la partie réelle de la corrélation croisée, les points rouges sont la partie imaginaire. La ligne continue représente la combinaison linéaire des splines cubiques qui est la mieux ajustée à la partie réelle du spectre. . . . 54

II.1.4 Courbe de dispersion pour le couple de stations DOK-DMT. Les triangles sont les valeurs de vitesse de phase obtenues à partir du spectre. 55

II.1.5 Exemple de sélection des données. a) Corrélation croisée entre les stations ALE-ATD, qui ont enregistré simultanément durant plus de 12 mois. b) Courbe de dispersion pour le couple de stations ALE-ATD. c) Corrélation croisée entre les stations AKEE-ANID, qui ont enregistré simultanément durant 7 mois. d) Courbe de dispersion pour le couple de stations AKEE-ANID. a) et c) Les points bleus sont la partie réelle de la corrélation croisée, les points rouges sont la partie imaginaire. La ligne continue représente la combinaison linéaire des splines cubiques qui est la mieux ajustée à la partie réelle du spectre. b) et d) Les triangles sont les valeurs de vitesse de phase obtenue à partir des zero crossings du spectre représenté en a) et c). Le couple de stations ALE-ATD a été sélectionné pour l'inversion, tandis que le couples AKEE-ANID a été rejeté. 56

II.2.1 Principe de la tomographie télésismique régionale (Basuyau, 2010). Les rais sont affectés de la même manière par les hétérogénéités profondes, seules les anomalies de vitesse (positives ou négatives) affecteront les temps d'arrivées de ces rais. Les rais ayant traversé des anomalies de vitesse lente (ici en jaune) / rapide (ici en vert et violet) arriveront plus tard/tôt que les rais n'ayant pas traversé d'anomalies de vitesse (violet). 60

II.2.2 Différentes étapes de l'inversion (d'après Tiberi *et al.* (2003)). 63

III.1.1 Structure of the Afar and southern Red Sea region. The crustal thicknesses are displayed by colored dots and based on the Moho depths, which are obtained from Egloff *et al.* (1991); Tramontini et Davies (1969); Drake et Girdler (1964); Prodehl et Mechie (1991); Laughton et Tramontini (1969); Ruegg (1975); Hammond *et al.* (2011); Ahmed *et al.* (2013); Reed *et al.* (2014). Structures are modified from Ebinger *et al.* (2008) and Stab *et al.* (2014). Bathymetry is not represented. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo volcano-tectonic segment ; AEA : Afdera-Erta'Ale volcano-tectonic segment ; G. Tadj. : Gulf of Tadjura ; DbV : Dabbahu volcano ; DrV : Durrie volcano ; KV : Kurub volcano ; TGD : Tendaho-Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field. 72

III.1.2 Map of the station pairs used for the tomographic inversion. The red lines show the station-to-station paths. The solid gray line delimitates the best constrained area. The green triangles are the stations. 73

III.1.3 Result of two reconstruction synthetic tests with randomly distributed velocity anomalies of various size as input. a. Small-scale synthetic anomalies ; b. large-scale synthetic anomalies. The left image displays the synthetic input, whereas the right image displays the output model. 75
III.1.4 Maps of phase velocity anomalies (% with respect to average) resulting from tomographic inversion of ambient noise dispersion data. The average velocity for each period is in the bottom right of each map (m/s). The solid gray line delimitates the best constrained area. 77
III.1.5 Distribution of thermal wells, fumaroles and thermal springs in the Afar triple junction region (Keir *et al.*, 2009). No data was available in Yemen. . 78

III.2.1 Carte tectonique simplifiée de la région Afar-Aden-sud mer Rouge, jonction triple de type rift-rift-rift. La bathymétrie n'est pas représentée. Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points colorés (d'après e.g. Hammond *et al.*, 2011; Ahmed *et al.*, 2013; Reed *et al.*, 2014). Les tracés de coupes sont en rouge. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; N : volcan Nabro ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field. 84
III.2.2 Tableau des paramètres utilisés pour l'inversion. 87
III.2.3 Exemples de courbes de dispersion en fonction de la profondeur obtenue suite à l'inversion de chaque cellule. a. Inversion d'un pixel des hauts plateaux éthiopiens ; b. Inversion d'un pixel des hauts plateaux yéménites ; c. Inversion de l'Afar ; d. Localisation des pixels sur la carte structurale simplifiée. La courbe bleue est celle qui est la mieux ajustée aux données. . 88
III.2.4 Cartes non lissées de vitesse de propagation des ondes S des marges sud de la mer Rouge et de l'Afar. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field. 89
III.2.5 Cartes lissées de vitesse de propagation des ondes S des marges sud de la mer Rouge et de l'Afar. DMH : segment actif de Dabbahu-Manda-Hararo ; AEA : segment actif d'Afdera-Erta'Ale ; G. Tadj. : golfe de Tadjoura ; TGD : Tendaho Goba'ad Discontinuity ; SVF : Sana'a volcanic field ; MVF : Marib volcanic field ; DVF : Dhamar volcanic field. 90

III.2.6 Coupe AA' du modèle 3D de tomographie de bruit à travers le segment actif Erta'Ale. a) Coupe sans lissage. b) Coupe avec Lissage. Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points noirs. La localisation de la coupe est indiquée sur la figure III.2.1. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo. 91

III.2.7 Coupe BB' du modèle 3D de tomographie de bruit à travers le segment actif Dabbahu-Manda-Hararo. a) Coupe sans lissage. b) Coupe avec Lissage. c. Coupe schématique à traver le segment actif Dabbahu (Stab *et al.*, 2014). Les profondeurs de Moho sont indiquées par les points noirs. La localisation de la coupe est indiquée sur la figure III.2.1. DMH : Dabbahu-Manda-Hararo. 92

IV.1.1 Structure of the northern margin of the eastern Gulf of Aden. Crustal thickness is displayed by colored dots. Moho depths are estimated from receiver functions, Tiberi *et al.* (2007) and Leroy *et al.* (2012) in Dhofar, Korostelev *et al.* (submitted) in Yemen, and unpublished data in Oman. BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; Masilah b. : Masilah basin ; Sharbithat g. : Sharbithat graben. Inset : reconstruted map just before the spreading in the Gulf of Aden (17.6 Ma) from Leroy *et al.* (2012) showing the location of the pre-existing basins that are reactived during the last episode of rifting leading to continental breakup. 122

IV.1.2 Maps of phase velocity anomalies (% respect to average) resulting from inversion of ambient noise dispersion data. The average velocity for each period is indicated on the top left of each image. The solid blue line delimitates the best constrained areas. 124

IV.1.3 a. Map of the study area ; b. Schematic cross-section of Jiza-Qamar Cretaceous basin. Black dots show Moho depths inferred from receiver functions Tiberi *et al.* (2007) and Leroy *et al.* (2012) in Dhofar, Korostelev *et al.* (submitted) in Yemen, and unpublished data in Oman). The dashed line shows inferred Moho depth at Cretaceous times. BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone. 126

IV.2.1 Map of volcanism in Arabia with a zoom on our study area, the eastern Gulf of Aden (red box). The magmatism older than 20 Ma is represented in blue, whereas the younger magmatism is in pink. J. : Jordan, UAE : United Arab Emirates. 132

IV.2.2 Geodynamic map of the eastern Gulf of Aden. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; Xiis-Al Mukalla FZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; Bosaso-Masilah FZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; Alula-Fartak FZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; Socotra-Hadbeen FZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front. 133
IV.2.3 Azimuthal distribution of earthquake of magnitude 5.5 or more used in this study. 137
IV.2.4 Checkerboard test. (a) Initial Synthetic model in map. The dashed line indicates the location of the cross-section. (b) Output model in map. (c) Initial Synthetic model in cross section. (d) Output in cross-section. 139
IV.2.5 Final P-wave velocity model obtained from inversion. Seismic stations are located by black triangles. The black lines delimitates the best constrained tomographic model. 140
IV.2.6 Map of the Oriental Gulf of Aden margin displaying the topography, rivers and a cross section of our solution model at 70 km depth. The bathymetry is not displayed in this figure. 141
IV.2.7 Horizontal cross sections in the final P-wave velocity model obtained from inversion at (a) 50 km depth and (b) 150 km depth. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front. The solid gray line delimitates the best constrained model. 142
IV.2.8 Latitudinal cross-sections in the solution P-wave velocity model obtained from inversion. Dashed circles on the cross-sections correspond to low velocity anomalies imaged in the previous seismologic study of Basuyau *et al.* (2010). The latitude is on the top left of each cross-section. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front ; AR : Aden Ridge. AM : Al Mukalla anomaly ; MM : Madrakah-Masirah anomaly ; SS : Shaen-Simar anomaly ; SW : Shuwaymiyyah anomaly ; WM : Wadi Masilah anomaly. 143

IV.2.9 Longitudinal cross-sections in the solution P-wave velocity model obtained from inversion. Dashed circles on the cross-sections correspond to low velocity anomalies imaged in the previous seismologic study of Basuyau *et al.* (2010). The longitude is on the top left of each cross-section. KAIFZ : Khanshir Al Irqah Fracture Zone ; XAMFZ : Xiis-Al Mukalla Fracture Zone ; BMFZ : Bosaso-Masilah Fracture Zone ; AFFZ : Alula-Fartak Fracture Zone ; SHFZ : Socotra-Hadbeen Fracture Zone ; EASSFZ : East Arabian Strike-Slip Fault Zone ; MOF : Masirah Ophiolite Front ; AR : Aden Ridge ; SR : Sheba Ridge. AM : Al Mukalla anomaly ; AS : Ashawq-Salalah anomaly ; MM : Madrakah-Masirah anomaly ; SW : Shuwaymiyyah anomaly ; WM : Wadi Masilah anomaly. 144

IV.2.10 Conceptual sketch of the small-scale convection initiating beneath a step in the Lithosphere-Asthenosphere Boundary topography due to a transform fault (based on the models of Dumoulin *et al.*, 2008). As the edge of the lithosphere is eroded, the mantle flow migrates towards the thicker ("old") side of the transform fault over time. TF : Transform Fault ; LAB : Lithosphere-Asthenosphere Boundary. 146

IV.2.11 Observed, isostatic and residual topography for four profiles in the central and eastern Gulf of Aden margin. These rapid computations only allow us to interpret general trends and not short wavelengths, as there can be errors of a few kilometers on the crustal thickness estimated by receiver functions. a. Profile accross central Yemen ; b. profile accross eastern Yemen ; c. profile accross Dhofar (Oman) ; d. profile parallel to the margin in south eastern Oman ; e. Crustal thickness and location of the profiles. The green curve is for observed topography, the orange curve is for isostatic topography, and the purple one is for residual topography. 148

IV.C.1 Map of station pairs used for the tomographic inversion. Red lines show the station-to-station paths. The solid blue line delimitates the best constrained area. 172

IV.C.2 Result of reconstruction synthetic tests with alternating structures of opposite sign with maximum velocity variation of 1.5% relative to the reference velocity as input. The left image displays the synthetic input, whereas the right image displays the output model. 174

Bibliographie

Agard P., Omrani J., Jolivet L. et Mouthereau F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran) : constraints from collisional and earlier deformation, *International journal of earth sciences*, 94(3), pp. 401–419.

Ahmed L. S. D. C., Abdulhakim, submitted. Dyking event and its interactions with a nascent transform zone in the western Gulf of Aden captured by regional seismic networks during the November 2010 – March 2011 period.

Ahmed A., Tiberi C., Leroy S., Stuart G. W., Keir D., Sholan J., Khanbari K., Al-Ganad I. et Basuyau C., 2013. Crustal structure of the rifted volcanic margins and uplifted plateau of Western Yemen from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 193(3), pp. 1673–1690.

Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors.

Aki K., Christofferson A., Husebye E. et Powell C., 1974. Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the USGS, California seismic array, *Eos Trans. AGU*, 56, pp. 1145.

Aki K., Christoffersson A. et Husebye E., 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 82 (2), pp. 277–296.

Al-Hashmi S., Gök R., Al-Toubi K., Al-Shijbi Y., El-Hussain I. et Rodgers A., 2011. Seismic velocity structure at the southeastern margin of the Arabian Peninsula, *Geophysical Journal International*, 186(2), pp. 782–792.

Al-Lazki A., Seber D., Sandvol E. et Barazangi M., 2002. A crustal transect across the Oman Mountains on the eastern margin of Arabia.

Armitage J., Collier J. et Minshull T., 2010. The importance of rift history for volcanic margin formation, *Nature*, 465(7300), pp. 913–917.

ArRajehi A., McClusky S., Reilinger R., Daoud M., Alchalbi A., Ergintav S., Gomez F., Sholan J., Bou-Rabee F., Ogubazghi G. et others , 2010. Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate : Implications for Red sea and Gulf of Aden rifting, *Tectonics*, 29(3), pp. TC3011.

As-Saruri M., 2004. *Geological Map of Yemen*, General Department of Studies and Research, Petroleum Exploration Authority.

Asten M. W., 2006. On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods, *Geophysics*, 71(6), pp. V153–V162.

Auer L., Boschi L., Becker T., Nissen-Meyer T. et Giardini D., 2014. Savani : A variable resolution whole-mantle model of anisotropic shear velocity variations based on multiple data sets, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(4), pp. 3006–3034.

Autin J., Leroy S., Beslier M., d'Acremont E., Razin P., Ribodetti A., Bellahsen N., Robin C. et Al Toubi K., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophysical Journal International*, 180(2), pp. 501–519.

Ayalew D., Ebinger C., Bourdon E., Wolfenden E., Yirgu G. et Grassineau N., 2006. Temporal compositional variation of syn-rift rhyolites along the western margin of the southern Red Sea and northern Main Ethiopian Rift, *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), pp. 121–130.

Ayele A., Stuart G., Bastow I. et Keir D., 2007. The August 2002 earthquake sequence in north Afar : insights into the neotectonics of the Danakil microplate, *Journal of African Earth Sciences*, 48(2-3), pp. 70–79.

Baker J., Chazot G., Menzies M. et Thirlwall M., 1998. Metasomatism of the shallow mantle beneath Yemen by the Afar plume implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism, *Geology*, 26(5), pp. 431–434.

Baker J., Snee L. et Menzies M., 1996. A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen : implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction, *Earth and Planetary Science Letters*, 138(1), pp. 39–55.

Barberi F., Tazieff H. et Varet J., 1972. Volcanism in the Afar depression : its tectonic and magmatic significance, *Tectonophysics*, 15(1), pp. 19–29.

Bastow I. D. et Keir D., 2011. The protracted development of the continent-ocean transition in Afar, *Nature Geoscience*, 4(4), pp. 248–250.

Bastow I., Nyblade A., Stuart G., Rooney T. et Benoit M., 2008. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot : Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 9(12), pp. Q12022.

Bastow I., Stuart G., Kendall J., Ebinger C. et others , 2005. Upper-mantle seismic structure in a region of incipient continental breakup : Northern Ethiopian Rift, *Geophysical Journal International*, 162(2), pp. 479–493.

Basuyau C., 2010. *Inversion conjointe Fonctions récepteur-Gravimétrie-Tomographie télésismique : Développement et Applications*, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Basuyau C., Tiberi C., Leroy S., Stuart G., Al-Lazki A., Al-Toubi K. et Ebinger C., 2010. Evidence of partial melting beneath a continental margin : case of Dhofar, in the Northeast Gulf of Aden (Sultanate of Oman), *Geophysical Journal International*, 180(2), pp. 520–534.

Baurion C., 2009. Processus d'initiation et d'évolution des instabilités et canyons sous-marins Processus d'initiation et d'évolution des instabilités et canyons sous-marins de la marge nord du golfe d'Aden.

Bellahsen N., Faccenna C., Funiciello F., Daniel J. et Jolivet L., 2003. Why did Arabia separate from Africa ? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 216(3), pp. 365–381.

Bellahsen N., Husson L., Autin J., Leroy S. et d'Acremont E., 2013. The effect of thermal weakening and buoyancy forces on rift localization : Field evidences from the gulf of aden oblique rifting, *Tectonophysics*, 607, pp. 80–97.

Benoit M., Nyblade A. et VanDecar J., 2006. Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot, *Geology*, 34(5), pp. 329–332.

Benoit M., Nyblade A., VanDecar J. et Gurrola H., 2003. Upper mantle P wave velocity structure and transition zone thickness beneath the Arabian Shield, *Geophys. Res. Lett*, 30(10), pp. 1531.

Bensen G., Ritzwoller M., Barmin M., Levshin A., Lin F., Moschetti M., Shapiro N. et Yang Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*, 169(3), pp. 1239–1260.

Benz H., Zandt G. et Oppenheimer D., 1992. Lithospheric structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B4), pp. 4791–4807.

Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J. et Thoral S., 2003. Implications of widespread high-μ volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition, *Chemical Geology*, 198(1), pp. 47–61.

Beydoun Z. R., 1991. Arabian plate hydrocarbon geology and potential.

Beydoun Z., As-Saruri M. et Baraba R., 1996. Sedimentary Basins of the Republic of Yemen : Their Structural Evolution and Geological Characteristics.

Bialas R. W., Buck W. R. et Qin R., 2010. How much magma is required to rift a continent ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1), pp. 68–78.

Birse A., Bott W., Morrison J. et Samuel M., 1997. The Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen, *Marine and petroleum geology*, 14(6), pp. 675–684.

Boschi L. et Dziewonski A. M., 1999. High-and low-resolution images of the Earth's mantle : Implications of different approaches to tomographic modeling, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 104(B11), pp. 25567–25594.

Boschi L. et Weemstra C., submitted, 2014. Stationary-phase integrals in the cross-correlation of ambient, *Reviews of Geophysics*.

Boschi L., Weemstra C., Verbeke J., Ekström G., Zunino A. et Giardini D., 2013. On measuring surface wave phase velocity from station–station cross-correlation of ambient signal, *Geophysical Journal International*, 192(1), pp. 346–358.

Bosence D. W., 1997. Mesozoic rift basins of yemen, *Marine and Petroleum Geology*, 14 (6), pp. 611–IN6.

Bosworth W., Huchon P. et McClay K., 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins, *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), pp. 334–378.

Bott W., Smith B., Oakes G., Sikander A. et Ibraham A., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the gulf of aden, *Journal of Petroleum Geology*, 15(s3), pp. 211–243.

Bown J. W. et White R. S., 1995. Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 100(B9), pp. 18011–18029.

Brannan J., Gerdes K. et Newth I., 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, 14(6), pp. 701–IN12.

Bronner A., Sauter D., Manatschal G., Péron-Pinvidic G. et Munschy M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins, *Nature Geoscience*, 4(8), pp. 549–553.

Buck W., 1986. Small-scale convection induced by passive rifting : the cause for uplift of rift shoulders, *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3), pp. 362–372.

Bunter M., Debretsion T. et Woldegiorgis L., 1998. New developments in the pre-rift prospectivity of the Eritrean Red Sea, *Journal of Petroleum Geology*, 21(4), pp. 373–400.

Bunter M. et Magid A., 1989. The Sudanese Red Sea : 1. New developments in stratigraphy and petroleum-geological evolution, *Journal of Petroleum Geology*, 12(2), pp. 145–166.

Burke K., 1996. The African plate, *South African Journal of Geology*, 99(4), pp. 341–409.

Burov E. et Guillou-Frottier L., 2005. The plume head–continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere, *Geophysical Journal International*, 161(2), pp. 469–490.

Campillo M. et Paul A., 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299(5606), pp. 547–549.

Chang S. et Van der Lee S., 2011. Mantle plumes and associated flow beneath Arabia and East Africa, *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3-4), pp. 448–454.

Chang S., Merino M., Van der Lee S., Stein S. et Stein C., 2011. Mantle flow beneath Arabia offset from the opening Red Sea, *Geophysical Research Letters*, 38(4), pp. L04301.

Chaubey A., Dyment J., Bhattacharya G., Royer J.-Y., Srinivas K. et Yatheesh V., 2002. Paleogene magnetic isochrons and palaeo-propagators in the Arabian and Eastern Somali basins, NW Indian Ocean, *Geological Society, London, Special Publications*, 195(1), pp. 71–85.

Christensen N. I. et Mooney W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust : A global view, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 100(B6), pp. 9761–9788.

Corbeau J., Rolandone F., Leroy S., Al-Lazki A., Keir D., Stuart G. et Stork A., 2014. Uppermost mantle velocity from Pn tomography in the Gulf of Aden, *Geosphere*.

Coulié E., Quidelleur X., Gillot P., Courtillot V., Lefèvre J. et Chiesa S., 2003. Comparative K–Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism : implications for timing and duration of the Ethiopian traps, *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3), pp. 477–492.

Courtillot V., Armijo R. et Tapponnier P., 1987. The Sinai triple junction revisited, *Tectonophysics*, 141(1), pp. 181–190.

Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I., Tapponnier P. et Besse J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth and Planetary Science Letters*, 166(3), pp. 177–195.

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

Cox K., Charnley N., Gill R. et Parish K., 1993. Alkali basalts from Shuqra, Yemen : magmas generated in the crust-mantle transition zone ?, *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), pp. 443–453.

Cox K., Gass I. et Mallick D., 1970. The peralkaline volcanic suite of Aden and little Aden, South Arabia, *Journal of Petrology*, 11(3), pp. 433–462.

Cox K., Gass I. et Mallick D., 1977. The western part of the Shuqra volcanic field, South Yemen, *Lithos*, 10(3), pp. 185–191.

d'Acremont E., 2002. *De la déchirure continentale à l'accrétion océanique : ouverture du Golfe d'Aden*, Thèse de doctorat, Paris 6.

d'Acremont E., Leroy S., Beslier M., Bellahsen N., Fournier M., Robin C., Maia M. et Gente P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophysical Journal International*, 160(3), pp. 869–890.

d'Acremont E., Leroy S., Maia M., Gente P. et Autin J., 2010. Volcanism, jump and propagation on the Sheba ridge, eastern Gulf of Aden : segmentation evolution and implications for oceanic accretion processes, *Geophysical Journal International*, 180(2), pp. 535–551.

d'Acremont E., Leroy S., Maia M., Patriat P., Beslier M.-O., Bellahsen N., Fournier M. et Gente P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden : insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise), *Geophysical Journal International*, 165(3), pp. 786–803.

Daniels K., Bastow I., Keir D., Sparks R. et Menand T., 2014. Thermal models of dyke intrusion during development of continent–ocean transition, *Earth and Planetary Science Letters*, 385, pp. 145–153.

Daoud M. A., Le Gall B., Maury R. C., Rolet J., Huchon P. et Guillou H., 2011. Young rift kinematics in the Tadjoura rift, western Gulf of Aden, Republic of Djibouti, *Tectonics*, 30(1).

Daradich A., Mitrovica J., Pysklywec R., Willett S. et Forte A., 2003. Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia, *Geology*, 31(10), pp. 901–904.

Davaille A., Stutzmann E., Silveira G., Besse J. et Courtillot V., 2005. Convective patterns under the Indo-Atlantic «box», *Earth and Planetary Science Letters*, 239(3), pp. 233–252.

Davison I., Al-Kadasi M., Al-Khirbash S., S., Al-Subbary A., Baker J., Blakey S., Bosence D., Dart C., Heaton R., McClay K. et others , 1994. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen, *Geological Society of America Bulletin*, 106(11), pp. 1474–1493.

Davison I., Bosence D., Alsop G. I. et Al-Aawah M. H., 1996. Deformation and sedimentation around active Miocene salt diapirs on the Tihama Plain, northwest Yemen, *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), pp. 23–39.

Debayle E., Lévêque J. et Cara M., 2001. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent, *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3), pp. 423–436.

Desissa M., Johnson N., Whaler K., Hautot S., Fisseha S. et Dawes G., 2013. A mantle magma reservoir beneath an incipient mid-ocean ridge in Afar, Ethiopia, *Nature geoscience*, 6(10), pp. 861–865.

Drake C. L. et Girdler R., 1964. A geophysical study of the Red Sea, *Geophysical Journal International*, 8(5), pp. 473–495.

Dugda M. T. et Nyblade A. A., 2006. New constraints on crustal structure in eastern Afar from the analysis of receiver functions and surface wave dispersion in Djibouti, *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), pp. 239–251.

Dugda M. T., Nyblade A. A., Julia J., Langston C. A., Ammon C. J. et Simiyu S., 2005. Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis : Implications for rift development in eastern Africa, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 110(B1).

Dumoulin C., Choblet G. et Doin M., 2008. Convective interactions between oceanic lithosphere and asthenosphere : Influence of a transform fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3), pp. 301–309.

Dyment J., 1998. Evolution of the Carlsberg Ridge between 60 and 45 Ma : Ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-Reunion hotspot, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), pp. 24067–24.

Eagles G., Gloaguen R. et Ebinger C., 2002. Kinematics of the Danakil microplate, *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), pp. 607–620.

Ebinger C., 2005. Continental break-up : the East African perspective, *Astronomy & Geophysics*, 46(2), pp. 2–16.

Ebinger C., Ayele A., Keir D., Rowland J., Yirgu G., Wright T., Belachew M. et Hamling I., 2010. Length and timescales of rift faulting and magma intrusion : the Afar rifting cycle from 2005 to present, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, pp. 439–466.

Ebinger C. et Casey M., 2001. Continental breakup in magmatic provinces : An Ethiopian example, *Geology*, 29(6), pp. 527–530.

Ebinger C., Keir D., Ayele A., Calais E., Wright T., Belachew M., Hammond J., Campbell E. et Buck W., 2008. Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture : seismicity of the Dabbahu (Afar) rift, *Geophysical Journal International*, 174(3), pp. 1138–1152.

Ebinger C. et Sleep N., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature*, 395(6704), pp. 788–791.

Egloff F., Rihm R., Makris J., Izzeldin Y., Bobsien M., Meier K., Junge P., Noman T. et Warsi W., 1991. Contrasting structural styles of the eastern and western margins of the southern Red Sea : the 1988 SONNE experiment, *Tectonophysics*, 198 (2), pp. 329–353.

Ekström G., 2011. A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25-250 s, *Geophysical Journal International*, 187(3), pp. 1668–1686.

Ekström G., 2014. Love and Rayleigh phase-velocity maps, 5–40 s, of the western and central Usa from USArray data, *Earth and Planetary Science Letters*.

Ekström G., Abers G. A. et Webb S. C., 2009. Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral formulation, *Geophysical Research Letters*, 36(18), pp. L18301.

El-Shinnawi M., 1975. Planktonic foraminifera from the Miocene Globigerina Marl of Hurgada Well-134, Eastern Desert, Egypt, In : *5th African Colloquium on Micropalaeontology, Addis Ababa*, pp. 199–224.

Evans J. et Achauer U., 1993. Teleseismic velocity tomography using the ACH method : theory and application to continental-scale studies, In : *Seismic Tomography Theory and Practice*, pp. 319–360. chapman and Hall, London.

Faccenna C., Becker T. W., Miller M. S., Serpelloni E. et Willett S. D., 2014. Isostasy, dynamic topography, and the elevation of the Apennines of Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 407, pp. 163–174.

Fantozzi P. et Sgavetti M., 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins : new structural and stratigraphic data from Somalia and Yemen, In : *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea :-Gulf of Aden*, Springer, pp. 56–76.

Ferguson D. J., Maclennan J., Bastow I., Pyle D., Jones S., Keir D., Blundy J., Plank T. et Yirgu G., 2013. Melting during late-stage rifting in Afar is hot and deep, *Nature*, 499(7456), pp. 70–73.

Fisher R., Bunce E. et others , 1974. Site 232, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj*, 24, pp. 127–196.

Forte A. M., Quéré S., Moucha R., Simmons N. A., Grand S. P., Mitrovica J. X. et Rowley D. B., 2010. Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics : A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3), pp. 329–341.

Fournier M., Patriat P. et Leroy S., 2001. Reappraisal of the Arabia–India–Somalia triple junction kinematics, *Earth and planetary science letters*, 189(3), pp. 103–114.

Frederiksen A., Bostock M., VanDecar J. et Cassidy J., 1998. Seismic structure of the upper mantle beneath the northern Canadian Cordillera from teleseismic travel-time inversion, *Tectonophysics*, 294(1), pp. 43–55.

Fry B., Deschamps F., Kissling E., Stehly L. et Giardini D., 2010. Layered azimuthal anisotropy of Rayleigh wave phase velocities in the European Alpine lithosphere inferred from ambient noise, *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1), pp. 95–102.

Furman T., Bryce J. G., Karson J. et Iotti A., 2004. East African Rift System (EARS) plume structure : insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya, *Journal of Petrology*, 45(5), pp. 1069–1088.

Gashawbeza E. M., Klemperer S. L., Nyblade A. A., Walker K. T. et Keranen K. M., 2004. Shear-wave splitting in Ethiopia : Precambrian mantle anisotropy locally modified by Neogene rifting, *Geophysical Research Letters*, 31(18).

Gass I., Mallick D. et Cox K., 1965. Royal Society volcanological expedition to the south Arabian Federation and the Red Sea.

Gass I. G., Mallick D. I. et Cox K. G., 1973. Volcanic islands of the Red Sea, *Journal of the Geological Society*, 129(3), pp. 275–309.

Geoffroy L., 2005. Volcanic passive margins, *C R Geoscience*, 337, pp. 1395–1408.

Geoffroy L., Huchon P. et Khanbari K., 1998. Did Yemeni Tertiary granites intrude neck zones of a stretched continental upper crust ?, *Terra Nova*, 10(4), pp. 196–200.

George R., Rogers N. et Kelley S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia : evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology*, 26(10), pp. 923.

Gerya T. V., 2013. Three-dimensional thermomechanical modeling of oceanic spreading initiation and evolution, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 214, pp. 35–52.

Goldstein P. et Snoke A., 2005. SAC availability for the IRIS community, *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*, 7.

Grandin R., Jacques E., Nercessian A., Ayele A., Doubre C., Socquet A., Keir D., Kassim M., Lemarchand A. et King G., 2011. Seismicity during lateral dike propagation : Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(4).

Grandin R., Socquet A., Binet R., Klinger Y., Jacques E., de Chabalier J.-B., King G., Lasserre C., Tait S., Tapponnier P. et others , 2009. September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : constraints provided by geodetic data, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 114(B8).

Grandin R., Socquet A., Jacques E., Mazzoni N., de Chabalier J.-B. et King G., 2010. Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005–2009 : Time-space evolution and interactions between dikes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 115(B10).

Gurnis M., Mitrovica J., Ritsema J. et Van Heijst H., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates : the case of the African Superplume, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(7), pp. 1999GC000035.

Hakimi M. H. et Abdullah W. H., 2014. Source rock characteristics and hydrocarbon generation modelling of Upper Cretaceous Mukalla Formation in the Jiza-Qamar Basin, Eastern Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, 51, pp. 100–116.

Halliday D. et Curtis A., 2008. Seismic interferometry, surface waves and source distribution, *Geophysical Journal International*, 175(3), pp. 1067–1087.

Hammond J., Kendall J.-M., Stuart G., Ebinger C., Bastow I., Keir D., Ayele A., Belachew M., Goitom B., Ogubazghi G. et Wright T., 2013. Mantle upwelling and initiation of rift segmentation beneath the Afar Depression, *Geology*, 41(6), pp. 635–638.

Hammond J., Kendall J.-M., Stuart G., Keir D., Ebinger C., Ayele A. et Belachew M., 2011. The nature of the crust beneath the Afar triple junction : evidence from receiver functions, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).

Hansen S. E. et Nyblade A. A., 2013. The deep seismic structure of the Ethiopia/Afar hotspot and the African superplume, *Geophysical Journal International*, 194(1), pp. 118–124.

Hansen S. E., Rodgers A. J., Schwartz S. Y. et Al-Amri A., 2007. Imaging ruptured lithosphere beneath the Red Sea and Arabian Peninsula, *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3), pp. 256–265.

Hansen S., Schwartz S., Al-Amri A. et Rodgers A., 2006. Combined plate motion and density-driven flow in the asthenosphere beneath Saudi Arabia : Evidence from shear-wave splitting and seismic anisotropy, *Geology*, 34(10), pp. 869–872.

Hayward N. et Ebinger C., 1996. Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system, *Tectonics*, 15(2), pp. 244–257.

Heaton R., Jackson M., Bamahmoud M. et Nani A., 1995. Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea.

Hébert H., Deplus C., Huchon P., Khanbari K. et Audin L., 2001. Lithospheric structure of the nascent west Gulf of Aden spreading center inferred from gravity data, *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 26–345.

Hillers G., Graham N., Campillo M., Kedar S., Landès M. et Shapiro N., 2012. Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1).

Hofmann C., Courtillot V., Féraud G., Rochette P., Yirgu G., Ketefo E. et R. P., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change, *Nature*, 389, pp. 838–841.

Holtzman B. K., Kendall J. et others , 2010. Organized melt, seismic anisotropy, and plate boundary lubrication, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(12).

Hughes G. et Filatoff J., 1995. New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre-and syn-rift sequences, *Middle East petroleum geosciences*, 94, pp. 517–528.

Immenhauser A., 1996. Cretaceous sedimentary rocks on the Masirah Ophiolite (Sultanate of Oman) : evidence for an unusual bathymetric history, *Journal of the Geological Society*, 153(4), pp. 539–551.

Jordan M. et Achauer U., 1999. A new method for the 3-D joint inversion of teleseismic delaytimes and Bouguer gravity data with application to the French Massif Central, In : *EOS Trans.* AGU Fall Meeting.

Karato S., 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, *Geophysical Research Letters*, 20, pp. 1623–1626.

Karato S. i. et others , 2003. *The dynamic structure of the deep earth : an interdisciplinary approach*, Princeton University Press.

Keen C., 1985. The dynamics of rifting : deformation of the lithosphere by active and passive driving forces, *Geophysical Journal International*, 80(1), pp. 95–120.

Keir D., Bastow I. D., Corti G., Mazzarini F. et Rooney T. O., 2015. The origin of along-rift variations in faulting and magmatism in the Ethiopian rift, *Tectonics*.

Keir D., Bastow I. D., Pagli C. et Chambers E. L., 2013. The development of extension and magmatism in the Red Sea rift of Afar, *Tectonophysics*, 607, pp. 98–114.

Keir D., Bastow I., Whaler K., Daly E., Cornwell D. et Hautot S., 2009. Lower crustal earthquakes near the Ethiopian rift induced by magmatic processes, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 10(10).

Keir D., Ebinger C., Stuart G., Daly E. et Ayele A., 2006. Strain accommodation by magmatism and faulting as rifting proceeds to breakup : seismicity of the northern Ethiopian rift, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B5).

Keir D., Pagli C., Bastow I. et Ayele A., 2011. The magma-assisted removal of Arabia in Afar : Evidence from dike injection in the Ethiopian rift captured using InSAR and seismicity, *Tectonics*, 30(2), pp. TC2008.

Kendall J., Stuart G., Ebinger C., Bastow I. et Keir D., 2005. Magma-assisted rifting in Ethiopia, *Nature*, 433(7022), pp. 146–148.

Kennett B. et Engdahl E., 1991. Traveltimes from global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, 105(429-465).

Kennett B., Engdahl E. et Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophysical Journal International*, 122(1), pp. 108–124.

Kennett B., Sambridge M. et Williamson P., 1988. Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes, *Geophysical Journal International*, 94(2), pp. 237–247.

Kidane T., Courtillot V., Manighetti I., Audin L., Lahitte P., Quidelleur X., Gillot P.-Y., Gallet Y., Carlut J. et Haile T., 2003. New paleomagnetic and geochronologic results from Ethiopian Afar : Block rotations linked to rift overlap and propagation and determination of a 2 Ma reference pole for stable Africa, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B2).

King S. D. et Anderson D. L., 1998. Edge-driven convection, *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3), pp. 289–296.

Korostelev F., Basuyau C., Leroy S., Tiberi C., Ahmed A., Stuart G. W., Keir D., Rolandone F., Ganad I., Khanbari K. et others , 2014. Crustal and upper mantle structure beneath south-western margin of the arabian peninsula from teleseismic tomography, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(7), pp. 2850–2864.

Korostelev F., Leroy S., Keir D., Ahmed A., Boschi L., Rolandone F., Stuart G., Khanbari K. et El-Hussain I., submitted. Upper mantle structure of the southern Arabian margin : insights from teleseismic tomography, *Geosphere*.

Korostelev F., Weemstra C., Leroy S., Boschi L., Keir D., Ren Y., Molinari I., Ahmed A., Stuart G., Rolandone F., Khanbari K., Hammond J., Kendall J., Doubre C., Al-Ganad I., Goitom B. et Ayele A., 2015. Magmatism on rift flanks : insights from Ambient-Noise Phase-velocity in Afar region, *Geophys. Res. Lett.*

Lachenbruch A. H. et Morgan P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation ; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, 174(1), pp. 39–62.

Laughton A. et Tramontini C., 1969. Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 8(4), pp. 359–375.

Lebedev S. et Van Der Hilst R. D., 2008. Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S-wave forms, *Geophysical Journal International*, 173(2), pp. 505–518.

Leroy S., d'Acremont E., Tiberi C., Basuyau C., Autin J., Lucazeau F. et Sloan H., 2010a. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden : Implications for plume–ridge interaction, *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1), pp. 140–153.

Leroy S., Ebinger C., d'Acremont E., Stuart G., Al-Lazki A., Tiberi C., Autin J., Watremez L., Beslier M., Bellahsen N. et others , 2006. The onshore-offshore ENCENS project : Imaging the stretching/thinning of the continental lithosphere and inception of oceanic spreading in the eastern Gulf of Aden, In : *AGU Fall meeting*.

Leroy S., Gente P., Fournier M., d'Acremont E., Patriat P., Beslier M., Bellahsen N., Maia M., Blais A., Perrot J. et others , 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden : a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin, *Terra Nova*, 16(4), pp. 185–192.

Leroy S., Lucazeau F., d'Acremont E., Watremez L., Autin J., Rouzo S., Bellahsen N., Ebinger C., Beslier M., Tiberi C. et others , 2009. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden, In : *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 11, p. Q07004.

Leroy S., Lucazeau F., d'Acremont E., Watremez L., Autin J., Rouzo S., Bellahsen N., Tiberi C., Ebinger C., Beslier M. et others , 2010b. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden : A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(7), pp. Q07004.

Leroy S., Razin P., Autin J., Bache F., d'Acremont E., Watremez L., Robinet J., Baurion C., Denèle Y., Bellahsen N. et others , 2012. From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden : a synthesis, *Arabian Journal of Geosciences*, pp. 1–43.

Longuet-Higgins M. S., 1950. A theory of the origin of microseisms, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857), pp. 1–35.

Lucazeau F., Leroy S., Autin J., Bonneville A., Goutorbe B., Watremez L., d'Acremont E., Düsünur D., Rolandone F., Huchon P. et others , 2009. Post-rift volcanism and high heat-flow at the ocean-continent transition of the eastern Gulf of Aden, *Terra nova*, 21(4), pp. 285–292.

Lucazeau F., Leroy S., Bonneville A., Goutorbe B., Rolandone F., d'Acremont E., Watremez L., Düsünur D., Tuchais P., Huchon P. et others , 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nature Geoscience*, 1(12), pp. 854–858.

Lucazeau F., Leroy S., Rolandone F., d'Acremont E., Watremez L., Bonneville A., Goutorbe B. et Düsünur D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean–continent transition of the eastern gulf of Aden, *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3), pp. 554–570.

Maccaferri F., Rivalta E., Keir D. et Acocella V., 2014. Off-rift volcanism in rift zones determined by crustal unloading, *Nature Geoscience*.

Maguire P., Keller G., Klemperer S., Mackenzie G., Keranen K., Harder S., O Reilly B., Thybo H., Asfaw L., Khan M. et others , 2006. Crustal structure of the northern Main Ethiopian Rift from the EAGLE controlled-source survey ; a snapshot of incipient lithospheric break-up, *Special Publication-Geological Society Of London*, 259, pp. 269.

Makris J. et Ginzburg A., 1987. The Afar Depression : transition between continental rifting and sea-floor spreading, *Tectonophysics*, 141(1), pp. 199–214.

Mallick D., Gass I., Cox K., De Vries B. et Tindle A. G., 1990. Perim Island, a volcanic remnant in the southern entrance to the Red Sea, *Geological Magazine*, 127 (04), pp. 309–318.

Manetti P., Capaldi G., Chiesa S., Civetta L., Conticelli S., Gasparon M., Volpe L. et Orsi G., 1991. Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present, *Tectonophysics*, 198(2), pp. 181–202.

Manighetti I., Tapponnier P., Courtillot V., Gruszow S. et Gillot P.-Y., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : The gulfs of Aden and Tadjoura, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 102(B2), pp. 2681–2710.

Marquer D., Mercolli I. et Peters T., 1998. Early Cretaceous intra-oceanic rifting in the Proto-Indian Ocean recorded in the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman, *Tectonophysics*, 292(1), pp. 1–16.

Masson F. et Trampert J., 1997. On ACH, or how reliable is regional teleseismic delay time tomography ?, *Physics of the earth and planetary interiors*, 102(1), pp. 21–32.

McClusky S., Reilinger R., Ogubazghi G., Amleson A., Healeb B., Vernant P., Sholan J., Fisseha S., Asfaw L., Bendick R. et others , 2010. Kinematics of the southern Red Sea–Afar Triple Junction and implications for plate dynamics, *Geophys. Res. Lett*, 37, pp. L05301.

McKenzie D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary science letters*, 40(1), pp. 25–32.

McKenzie D., Davies D. et Molnar P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa., *Nature*, 226(5242), pp. 243–248.

Mechie J., Ben-Avraham Z., Weber M., Götze H.-J., Koulakov I., Mohsen A. et Stiller M., 2013. The distribution of Moho depths beneath the Arabian plate and margins, *Tectonophysics*, (http :// dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.015).

Medynski S., Pik R., Burnard P., Vye-Brown C., France L., Schimmelpfennig I., Whaler K., Johnson N., Benedetti L., Ayelew D. et others , 2015. Stability of rift axis magma reservoirs : Spatial and temporal evolution of magma supply in the dabbahu rift segment (afar, ethiopia) over the past 30 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, 409, pp. 278–289.

Mohr P., 1967. Major volcano-tectonic lineament in the ethiopian rift system, *Nature*, 213, pp. 664–665.

Molnar P. et England P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature*, 346(6279), pp. 29–34.

Montagner J., Marty B., Stutzmann E., Sicilia D., Cara M., Pik R., Lévêque J., Roult G., Beucler E., Debayle E. et others , 2007. Mantle upwellings and convective instabilities revealed by seismic tomography and helium isotope geochemistry beneath eastern Africa, *Geophys. Res. Lett*, 34, pp. L21303.

Morency C., Doin M.-P. et Dumoulin C., 2005. Three-dimensional numerical simulations of mantle flow beneath mid-ocean ridges, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 110(B11).

Moucha R. et Forte A. M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection, *Nature Geoscience*, 4(10), pp. 707–712.

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

Nobile A., Pagli C., Keir D., Wright T., Ruch J., Ayele A. et Acocella V., 2012. The 2004 rifting episode at Dallol, northern Afar (Ethiopia), In : *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, p. 2775.

Nyblade A., Owens T., Gurrola H., Ritsema J. et Langston C., 2000. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa, *Geology*, 28(7), pp. 599.

Nyblade A. A. et Robinson S. W., 1994. The African superswell, *Geophysical Research Letters*, 21(9), pp. 765–768.

Oppenheimer C. et Francis P., 1998. Implications of longeval lava lakes for geomorphological and plutonic processes at Erta'Ale volcano, Afar, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(1), pp. 101–111.

Pagli C., Wang H., Wright T. J., Calais E. et Lewi E., 2014. Current plate boundary deformation of the Afar rift from a 3-D velocity field inversion of InSAR and GPS, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(11), pp. 8562–8575.

Pagli C., Wright T. J., Ebinger C. J., Yun S.-H., Cann J. R., Barnie T. et Ayele A., 2012. Shallow axial magma chamber at the slow-spreading Erta Ale Ridge, *Nature Geoscience*, 5(4), pp. 284–288.

Pallister J., McCausland W., Jónsson S., Lu Z., Zahran H., El Hadidy S., Aburukbah A., Stewart I., Lundgren P., White R. et others , 2010. Broad accommodation of rift-related extension recorded by dyke intrusion in Saudi Arabia, *Nature Geoscience*, 3(10), pp. 705–712.

Park Y., Nyblade A. A., Rodgers A. J. et Al-Amri A., 2007. Upper mantle structure beneath the Arabian Peninsula and northern Red Sea from teleseismic body wave tomography : implications for the origin of Cenozoic uplift and volcanism in the Arabian Shield, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(6), pp. Q06021.

Patriat P. et Achache J., 1984. India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates.

Peccerillo A., Donati C., Santo A., Orlando A., Yirgu G. et Ayalew D., 2007. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift : geochemical evidence and volcanological implications, *Journal of African Earth Sciences*, 48(2), pp. 161–173.

Phillips W., Begnaud M., Rowe C., Steck L., Myers S., Pasyanos M. et Ballard S., 2007. Accounting for lateral variations of the upper mantle gradient in Pn tomography studies, *Geophysical Research Letters*, 34(14).

Pik R., Marty B., Carignan J., Yirgu G. et Ayalew T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia : Implication for mantle plume activity and evolution of topography, *Geology*, 36(2), pp. 167.

Platel J. et Roger J., 1989. Evolution géodynamique du Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden, *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), pp. 253–263.

Prell W. et shipboard party of ODP Leg 117 . Neogene tectonics and sedimentation of the SE Oman continental margin : results from ODP Leg 117, *The Geology and Tectonics of the Oman Region : Geological Society of London, Special Publication*, 49, pp. 745–758.

Prodehl C. et Mechie J., 1991. Crustal thinning in relationship to the evolution of the Afro-Arabian rift system : a review of seismic-refraction data, *Tectonophysics*, 198(2), pp. 311–327.

Purser B. H. et Hötzl H., 1988. The sedimentary evolution of the Red Sea rift : a comparison of the northwest (Egyptian) and northeast (Saudi Arabian) margins, *Tectonophysics*, 153(1), pp. 193–208.

Rawlinson N., Kennett B. et Heintz M., 2006a. Insights into the structure of the upper mantle beneath the Murray Basin from 3D teleseismic tomography, *Australian Journal of Earth Sciences*, 53(4), pp. 595–604.

Rawlinson N., Reading A. et Kennett B., 2006b. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B2).

Rawlinson N. et Sambridge M., 2005. The fast marching method : an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media, *Exploration Geophysics*, 36(4), pp. 341–350.

Razin P., Leroy S., Robin C., Robinet J., Serra Kiel J., Bellahsen N. et Grelaud C., 2010. Dispositifs Tecto-Sédimentaires syn-rift et post-rift oligo-miocènes sur la marge sud du golfe d'Aden–Ile de Socotra (Yémen), *RST, Bordeaux.*

Reed C. A., Almadani S., Gao S. S., Elsheikh A. A., Cherie S., Abdelsalam M. G., Thurmond A. K. et Liu K. H., 2014. Receiver function constraints on crustal seismic velocities and partial melting beneath the Red Sea rift and adjacent regions, Afar Depression, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(3), pp. 2138–2152.

Ritsema J., Deuss A., Van Heijst H. et Woodhouse J., 2011. S40RTS : a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements, *Geophysical Journal International*, 184(3), pp. 1223–1236.

Ritsema J., Heijst H. et Woodhouse J., 1999. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland, *Science*, 286(5446), pp. 1925.

Robinet J., 2013. *Evolution tectono-sédimentaire des marges orientale et méridionale de la plaque arabe (Sultanat d'Oman)*, Thèse de doctorat, Paris 6.

Robinet J., Razin P., Serra-Kiel J., Gallardo-Garcia A., Leroy S., Roger J. et Grelaud C., 2013. The Paleogene pre-rift to syn-rift succession in the Dhofar margin (northeastern Gulf of Aden) : stratigraphy and depositional environments, *Tectonophysics*, 607, pp. 1–16.

Roger J., Platel J., Cavelier C. et Bourdillon-de Grissac C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman), *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), pp. 265–277.

Rogers N., Macdonald R., Fitton J. G., George R., Smith M. et Barreiro B., 2000. Two mantle plumes beneath the East African rift system : Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3), pp. 387–400.

Rolandone F., Lucazeau F., Leroy S., Mareschal J.-C., Jorand R., Goutorbe B. et Bouquerel H., 2013. New heat flow measurements in Oman and the thermal state of the Arabian Shield and Platform, *Tectonophysics*, 589, pp. 77–89.

Rooney T., Bastow I. et Keir D., 2011. Insights into extensional processes during magma assisted rifting : Evidence from aligned scoria cones, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), pp. 83–96.

Rooney T. O., Bastow I. D., Keir D., Mazzarini F., Movsesian E., Grosfils E. B., Zimbelman J. R., Ramsey M. S., Ayalew D. et Yirgu G., 2014. The protracted development of focused magmatic intrusion during continental rifting, *Tectonics*.

Rooney T., Furman T., Bastow I., Ayalew D. et Yirgu G., 2007. Lithospheric modification during crustal extension in the Main Ethiopian Rift, *J. Geophys. Res*, 112, pp. B10201.

Rooney T. O., Furman T., Yirgu G. et Ayalew D., 2005. Structure of the Ethiopian lithosphere : Xenolith evidence in the Main Ethiopian Rift, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(15), pp. 3889–3910.

Rooney T., Herzberg C. et Bastow I., 2012. Elevated mantle temperature beneath East Africa, *Geology*, 40(1), pp. 27–30.

Royer J.-Y., Chaubey A., Dyment J., Bhattacharya G., Srinivas K., Yatheesh V. et Ramprasad T., 2002. Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and Eastern Somali basins, *Geological Society, London, Special Publications*, 195(1), pp. 7–23.

Ruegg J., 1975. Main results about the crustal and upper mantle structure of the Djibouti region (TFAI), *Afar Depression of Ethiopia*, 1, pp. 120–134.

Rychert C., Hammond J., Harmon N., Kendall J., Keir D., Ebinger C., Bastow I., Ayele A., Belachew M. et Stuart G., 2012. Volcanism in the Afar Rift sustained by decompression melting with minimal plume influence, *Nature Geoscience*.

Saltzer R. et Humphreys E., 1997. Uppermantle P wave velocity structure of the eastern Snake River Plain and its relationship to geodynamic models of the region, *J. Geophys. Res*, 102, pp. 11829–11842.

Sambridge M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithmi. Searching a parameter space., *Geophysical Journal International*, 138(2), pp. 479–494.

Saunders A., Jones S., Morgan L., Pierce K., Widdowson M. et Xu Y., 2007. Regional uplift associated with continental large igneous provinces : the roles of mantle plumes and the lithosphere, *Chemical Geology*, 241(3), pp. 282–318.

Schilling J., 1973. Afar mantle plume : Rare earth evidence, *Nature*, 242(114), pp. 2–5.

Sebai A., Stutzmann E., Montagner J., Sicilia D. et Beucler E., 2006. Anisotropic structure of the African upper mantle from Rayleigh and Love wave tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(1), pp. 48–62.

Şengör A. C. l., 2001. Elevation as indicator of mantle-plume activity, *Geological Society of America Special Papers*, 352, pp. 183–225.

Sethian J. A., 1996. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(4), pp. 1591–1595.

Sethian J. A., 1999. *Level set methods and fast marching methods : evolving interfaces in computational geometry, fluid mechanics, computer vision, and materials science*, volume 3, Cambridge university press.

Sethian J. A., 2001. Evolution, implementation, and application of level set and fast marching methods for advancing fronts, *Journal of Computational Physics*, 169(2), pp. 503–555.

Sethian J. A. et Popovici A. M., 1999. 3-D traveltime computation using the fast marching method, *Geophysics*, 64(2), pp. 516–523.

Shapiro N. M. et Campillo M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 31(7).

Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L. et Ritzwoller M. H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307(5715), pp. 1615–1618.

Shillington D. J., Scott C. L., Minshull T. A., Edwards R. A., Brown P. J. et White N., 2009. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea, *Geology*, 37(1), pp. 7–10.

Sicilia D., Montagner J., Cara M., Stutzmann E., Debayle E., Lépine J., Lévêque J., Beucler E., Sebai A., Roult G. et others , 2008. Upper mantle structure of shear-waves velocities and stratification of anisotropy in the Afar Hotspot region, *Tectonophysics*, 462(1-4), pp. 164–177.

Sleep N. H., 2002. Local lithospheric relief associated with fracture zones and ponded plume material, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12), pp. 1–17.

Sobolev S. V., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R. et Fuchs K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt, *Earth and Planetary Science Letters*, 139(1), pp. 147–163.

Souriot T. et Brun J.-P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa : The Danakil " crank-arm" model, *Geology*, 20(10), pp. 911–914.

Stab M., Bellahsen N., Pik R., Leroy S. et Ayalew D., 2014. Mode of rifting in magmatic-rich setting : Tectono-magmatic evolution of the central afar rift system, In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 16, p. 14484.

Stab M., Bellahsen N., Pik R., Quidelleur X., Ayalew D. et Leroy S., soumis. Mode of rifting in magma-rich settings : Tectono-magmatic evolution of Central Afar, *Tectonics*.

Stehly L., Campillo M. et Shapiro N., 2006. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B10).

Stuart G., Bastow I. et Ebinger C., 2006. Crustal structure of the northern Main Ethiopian Rift from receiver function studies, *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), pp. 253–267.

Tard F., Masse P., Walgenwitz F. et Gruneisen P., 1991. The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *Bulletin Centres Recherché Exploration–Production Elf-Aquitaine*, 15, pp. 1–9.

Tesfaye S., Harding D. J. et Kusky T. M., 2003. Early continental breakup boundary and migration of the Afar triple junction, Ethiopia, *Geological Society of America Bulletin*, 115(9), pp. 1053–1067.

Tiberi C., Diament M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S. et Achauer U., 2003. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B3).

Tiberi C., Leroy S., d'Acremont E., Bellahsen N., Ebinger C., Al-Lazki A. et Pointu A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin : localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 168(3), pp. 1247–1260.

Tramontini C. et Davies D., 1969. A seismic refraction survey in the Red Sea, *Geophysical Journal International*, 17(2), pp. 225–241.

Van Avendonk H. J., Lavier L. L., Shillington D. J. et Manatschal G., 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland, *Tectonophysics*, 468(1), pp. 131–148.

Verbeke J., Boschi L., Stehly L., Kissling E. et Michelini A., 2012. High-resolution Rayleigh-wave velocity maps of central Europe from a dense ambient-noise data set, *Geophysical Journal International*, 188(3), pp. 1173–1187.

Vigny C., Huchon P., Ruegg J.-C., Khanbari K. et Asfaw L. M., 2006. Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B2).

Visser K., Trampert J. et Kennett B., 2008. Global anisotropic phase velocity maps for higher mode Love and Rayleigh waves, *Geophysical Journal International*, 172(3), pp. 1016–1032.

Walker K. T., Nyblade A. A., Klemperer S. L., Bokelmann G. H. et Owens T. J., 2004. On the relationship between extension and anisotropy : Constraints from shear wave splitting across the East African Plateau, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 109(B8).

Wapenaar K. et Fokkema J., 2006. Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, 71(4), pp. SI33–SI46.

Watchorn F., Nichols G. et Bosence D., 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden), In : *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea :-Gulf of Aden*, Springer, pp. 165–189.

Wathelet M., 2008. An improved neighborhood algorithm : parameter conditions and dynamic scaling, *Geophysical Research Letters*, 35(9).

Watremez L., Burov E., d'Acremont E., Leroy S., Huet B., Pourhiet L. et Bellahsen N., 2013. Buoyancy and localizing properties of continental mantle lithosphere : Insights from thermomechanical models of the eastern Gulf of Aden, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), pp. 2800–2817.

Watremez L., Leroy S., Rouzo S., d'Acremont E., Unternehr P., Ebinger C., Lucazeau F. et Al-Lazki A., 2011. The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin : insights from wide-angle seismic data, *Geophysical Journal International*, 184(2), pp. 575–594.

Weemstra C., Boschi L., Goertz A. et Artman B., 2013. Seismic attenuation from recordings of ambient noise, *Geophysics*, 78(1).

Weemstra C., Westra W., Snieder R. et Boschi L., 2014. On estimating attenuation from the amplitude of the spectrally whitened ambient seismic field, *Geophysical Journal International*, p. ggu088.

Weeraratne D. S., Forsyth D. W., Fischer K. M. et Nyblade A. A., 2003. Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B9).

Weiland C., Steck L., Dawson P. et Korneev V., 1995. Nonlinear teleseismic tomography at Long Valley caldera, using three-dimensional minimum travel time ray tracing, *Journal of geophysical research*, 100(B10), pp. 20379–20.

White R. et McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), pp. 7685–7729.

White R., Smith L., Roberts A., Christie P., Kusznir N., Roberts A., Healy D., Spitzer R., Chappell A., Eccles J. et others , 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin, *Nature*, 452(7186), pp. 460–464.

Whitmarsh R., 1979. The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture Zone, *Geophysical Journal International*, 58(2), pp. 441–470.

Wilson M. et Guiraud R., 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times, *Tectonophysics*, 213(1), pp. 203–225.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Deino A. et Ayalew D., 2004. Evolution of the northern Main Ethiopian rift : birth of a triple junction, *Earth and Planetary Science Letters*, 224(1), pp. 213–228.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Renne P. et Kelley S., 2005. Evolution of a volcanic rifted margin : Southern Red Sea, Ethiopia, *Geological Society of America Bulletin*, 117(7-8), pp. 846–864.

Wright T. J., Ebinger C., Biggs J., Ayele A., Yirgu G., Keir D. et Stork A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode, *Nature*, 442(7100), pp. 291–294.

Yang Y. et Ritzwoller M. H., 2008. Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).

Zeyen H. et Achauer U., 1997. Joint Inversion of Teleseismic Delay Times and Gravity Anomaly Data for Regional Structures. Theory and Synthetic Examples, *Nato ASI Series 1 Disarmament Technologies*, 17, pp. 155–168.

Zumbo V., Féraud G., Bertrand H. et Chazot G., 1995. 40Ar/39Ar chronology of Tertiary magmatic activity in Southern Yemen during the early Red Sea-Aden Rifting, *Journal of volcanology and geothermal research*, 65(3-4), pp. 265–279.