



HAL
open science

Structure de la lithosphère de l’océan Indien occidental révélée par la méthode des fonctions récepteur

Anthony Dofal

► **To cite this version:**

Anthony Dofal. Structure de la lithosphère de l’océan Indien occidental révélée par la méthode des fonctions récepteur. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de la Réunion, 2021. Français. NNT : 2021LARE0004 . tel-03345990

HAL Id: tel-03345990

<https://theses.hal.science/tel-03345990>

Submitted on 16 Sep 2021

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

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

Université de La Réunion – Laboratoire GéoSciences Réunion – Équipe Système Volcanique
de l’Institut de Physique du Globe de Paris

THÈSE DE DOCTORAT

Pour obtenir le grade de docteur délivré par

L’Université de la Réunion

Spécialité : Sismologie

Structure de la lithosphère de l’océan Indien occidental, révélée par la méthode des fonctions récepteur

Présentée et soutenue publiquement par

DOFAL Anthony

Le 18 Mai 2021

Devant un Jury composé de

Aline Peltier	Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de physique du globe de Paris	Présidente du Jury
Stéphanie Raux	Gautier- Université de Montpellier – Géosciences Montpellier	Rapporteuse
Jordi Díaz	Consejo Superior de Investigaciones Científicas – Geosciences Barcelona	Rapporteur
Anne Lemoine	Bureau de Recherche Géologiques et Minières	Examinatrice
Laurent Michon	Laboratoire GéoSciences Réunion, Institut de physique du globe de Paris	Co-Directeur
Fabrice R. Fontaine	Observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique, Institut de physique du globe de Paris	Co-Directeur

Lettre d'engagement de non-plagiat

Je soussigné **DOFAL Anthony**, en ma qualité de doctorant de l'Université de La Réunion, déclare être conscient que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à **Saint Denis**, le **23/03/2021**

Signature : ***signée sur la version d'archivage***

Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tels droits.

En conséquence, chaque utilisateur doit :

- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux

Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.

L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à causer un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».

L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.

Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage...) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur...) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.

**Je dédie ce travail à ma Famille,
Mes amis,**

À toi Papy ...



Avant-propos

Cette thèse a reçu le financement de l'École Doctorale Sciences Technologies Santé de l'Université de La Réunion et encadrée par le Dr. Fabrice R. Fontaine (affecté depuis le 1^{er} septembre 2020 à la direction de l'observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique de l'IPGP) et le Pr. Laurent Michon (directeur du laboratoire GéoSciences Réunion de l'Université de La Réunion), tous deux appartenant à l'équipe Système Volcanique de Institut de Physique du Globe de Paris.

Cette thèse s'inscrit dans la continuité du projet RHUM-RUM, initié en 2011 avec le déploiement d'instruments d'enregistrements sismiques dans le sud-ouest de l'océan Indien dont l'objectif est de comprendre l'impact du panache mantellique de La Réunion sur la lithosphère. Plus spécifiquement ces travaux visent à étudier la structure de la lithosphère (comprendre la partie supérieure de la lithosphère et principalement l'interface croûte-manteau) de cette zone et notamment de comprendre l'impact du magmatisme sur sa structuration.

Ces travaux ont mené à plusieurs communications scientifiques :

- En congrès internationaux :

Dofal, A., Fontaine, F. R., Michon, L., & Barruol, G. (2018, April). *Structure of the lithosphere around La Réunion hotspot from teleseismic receiver functions. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 7936).*

Dofal, A., Fontaine, F. R., Michon, L., Barruol, G., & Tkalčić, H. (2018, December). *Crustal structure variation across the southwestern Indian Ocean from receiver functions determined at Ocean-Bottom Seismometers. In AGU Fall Meeting 2018. AGU.*

Dofal, A., Fontaine, F. R., Michon, L., Barruol, G., & Tkalčić, H. (2019, April). *The hidden magma of the oceanic islands of the southwestern Indian Ocean from the study of receiver functions. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 15597).*

- Deux publications internationales de rang A en révision (corrections modérée; Chapitre 5 et majeures ; Chapitre 6):

Dofal, A., Fontaine, F. R., Michon, L., Barruol, G., & Tkalčić, H., accepted in Journal of African Earth Sciences. *Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: constraints from receiver functions.*

Dofal, A., Michon, L., Fontaine, F. R., Barruol, G., & Tkalčić, H, in prep. Imaging magma underplating around the Réunion hotspot track with a receiver function study.

- Une publication rédigée et intégrée au manuscrit (Seconde partie du Chapitre 5) :

Dofal, A., Michon, L., Fontaine, F. R., Barruol, G., Mazzulo, A., Rindraharisaona, E., Stutzmann, E., in prep. Lithospheric structure below the currently active Mayotte volcanic area from joint inversion of receiver function and surface wave dispersion data.

Durant ces travaux de thèse, d'autres collaborations ont été menées sur des thématiques proches ou éloignées : telle que le suivi de la crise sismo-volcanique de Mayotte, la structuration et la cinématique de la Méditerranée occidentale, et le mécanisme de formation des volcans de boue.

- Congrès internationaux ou nationaux :

Canva, A., Dofal, A., Peyrefitte, A., Thinon, I., Couëffé, R., Lacquement, F., ... & Jolivet, L. (2019, April). Deep crustal structures of the transition zone between the Pyrenees and the Gulf of Lion margin from magnetic and gravimetric data. In EGU General Assembly 2019.

Jacques, E., Feuillet, N., Aiken, C., Lemoine, A., Crawford, W. C., Deplus, C., ..., Dofal, A., ... & Pelleau, P. (2019, December). The 2018-2019 Mayotte Seismic Crisis: Evidence of an upper Mantle Rifting Event? In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2019, pp. V43I-0221).

Saurel, J. M., Aiken, C., Jacques, E., Lemoine, A., Crawford, W. C., Lemarchand, A., ... Dofal, A., ... & Feuillet, N. (2019, December). High-resolution onboard manual locations of Mayotte seismicity since March 2019, using local land and seafloor stations. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2019, pp. V43I-0220).

- Publications internationales de rang A :

Maillard, A., Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A., & Dofal, A. (2020). Transfer Zones and associated volcanic Province in the eastern Valencia Basin: evidence for a hot rifted margin? *Marine and Petroleum Geology*, 119, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104419>

Odonne, F., Imbert, P., Dupuis, M., Aliyev, A. A., Abbasov, O. R., Baloglanov, E. E., Juste, R., Pain, M., Blouin, A., Dofal, A., Gertauda, M., (2020). Mud volcano growth by radial expansion: Examples from onshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 112, 104051. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104051>

- Publication internationale de rang A soumise :

Saurel, J.-M., Jacques, E., Aiken, C., Lemoine, A., Retailleau, L., Lavayssière, A., Foix, O., Dofal, A. [...], under review to *Geophysical Journal International*. Mayotte seismic crisis: building knowledge in near real-time by combining land and ocean-bottom seismometers, first results.



Remerciements

Au moment où j'entame l'écriture des remerciements, ma thèse est terminée et la soutenance effectuée. A vrai dire, ce moment je l'ai imaginé plusieurs fois durant la thèse car je voulais être sûr d'oublier personne ! Promis, j'espère que toutes les personnes qui, de près ou de loin ont contribué à cette thèse figureront dans cette partie !

Le bal des remerciements démarre évidemment avec mes Directeurs de thèse (Laurent Michon et Fabrice R. Fontaine), sans qui cette thèse n'aurait simplement pas pu se faire.

Fabrice, merci pour tout ce que tu m'as apporté ! Je pense à la transmission de connaissance/technique en terme de calcul de fonctions récepteur et d'inversion de celles-ci. Je pense aussi à cet esprit de toujours aller plus loin dans l'exploitation des données (l'idée de l'inversion conjointe par exemple !). Je repense aussi à ces rendez-vous réguliers en période de confinement qui ont permis de tenir bon pendant cette période troublée ! Merci infiniment !

Fabrice, merci pour cette bienveillance permanente, cette gentillesse et aussi pour cet humour un peu décalé ! C'était chouette de bosser avec toi !

Laurent, merci également pour tout ce que tu m'as apporté durant cette thèse ! Je pense en premier lieu à la rigueur. Même si je ne suis pas encore un maître Yoda en la matière, je dois dire que tu m'as beaucoup apporté sur cette question de la rigueur ! Je pense aussi à cette volonté de faire travailler la donnée, encore et encore, puis encore et encore ! Bref l'exploiter au maximum ! ça donne un chapitre 8 très intéressant pas exemple ! Merci infiniment aussi !

Laurent, je suis content de ne plus avoir à dire que la thèse n'est pas fini ! Mais j'avoue que les pics, blagues et j'en passe manqueront ! C'était super de travailler avec toi !

Après mes directeurs de thèse, je souhaite remercier les personnes qui ont contribué à la réussite de cette thèse : Andréa Tommasi, Christine Deplus et Guilhem Barruol. Vous avez, par vos questions, suggestions et remarques, dans le cadre du comité de suivi de thèse, permis d'améliorer la science de cette thèse. Merci !

Guilhem, merci pour nos nombreuses discussions sur les interprétations à Paris, Viennes ou encore à La Réunion ! Merci aussi pour RHUM-RUM, car sinon cette thèse n'aurait pas pu voir le jour.. D'ailleurs, on lance RHUM-RUM² quand tu veux !

Place aux remerciements envers les membres de mon Jury. Je souhaite exprimer toute ma gratitude aux membres de mon Jury : Stéphanie Gautier et Jordi Diaz dans les rôles de rapporteurs, Aline Peltier et Anne Lemoine dans les rôles d'examinatrices et enfin Guilhem Barruol en tant qu'invité. Merci pour le temps consacré à la relecture des 345 pages, à la rédaction des rapports et votre présence à ma soutenance de thèse.

Remerciements à l'équipe de la Faculté des Sciences et Technologie de La Réunion, particulièrement à Brigitte Grondin Pérez et Édith Ah-Pet Delacroix. Vous avez crus et soutenus nos projets associatifs ! (Forum des métiers des GéoSciences ; Fac des Sciences en transition !) Merci pour cela et merci pour votre soutien sans faille !

Remerciements aux collègues du Laboratoire GéoSciences Réunion ! Geneviève, Anthony & Rachel, Nicolas Vin., Nicolas Vil., Loraine, Élisabeth, Vincent, Claude, Françoise, Marina ! J'espère que la Margouillette restera à jamais dans vos mémoires !

Remerciement spécial à Anthony ! Toujours partant pour faire des trucs « *trop stylés* » ! Comme découper du bambou pour faire des vagues en 3D et créer le jardin CACTUS-ESPACE-TEMPS.

*L'AFD is Magic !**

**Anthony Finizola & Dofal sont magiques !*

Le Laboratoire GéoSciences Réunion, c'est aussi une merveilleuse éprouvette à doctorants ! Merci aux co-bureaux (Alicia, Bhavani, Camille, Anaïs et Marco) d'avoir supporté mes tapotements de pied endiablés et incantations sataniques musicales ! mais surtout merci pour les supers moments passés ensemble ! J'ajoute à cette liste le copain Alix ! Aujourd'hui, vous êtes tous bien plus que des collègues ! <3

Merci aux nouveaux copains ! Guillaume, Alice, Flo' et Margot, vous êtes top tip les potes ! J'ajoute aussi Laurent (évidéeeeeeeeeement un mec en or !), Agathe et Romy , Jean, Doudou, Yijin, Jean-Momo, Maxence, Jules etc.

Malgré la promesse en début de remerciement d'oublier personne, je laisse le soin de t'ajouter en dessous ton prénom si je t'ai oublié:

-
-
-
-

Je te remercie et présente mes excuses dans ce cas ! ;p

Merci pour votre accompagnement à tous (pause-café, soirées, bivouacs, randonnées, padlle-péro, éruption volcanique, GéoRun, Koh-Lanta et Koh-Lantah, Festivals, plages et j'en passe !) durant toutes ces années. Bref on s'est beaucoup éclatés !

Je fais un remerciement spécial à Camille et Marco, merci les amis ! <3

Camille, on a découvert cette île (bars et paysages) ensemble ! Qui aurait pu prédire que deux ex-Lillois puissent se retrouver à 10 000 km de Lille ? C'était improbable ! C'était génial ! Merci pour tout ma Ch'tite Camille !

Marco, que ce soit à La Réunion, Paris, Vienne on a su se retrouver à chaque fois pour la même chose : boire une petite mousse et refaire le monde ! Merci pour ta bienveillance, la remise en question perpétuelle des opinions et tes nuances ! Tu es un mec en or, vieux sage !

Je remercie aussi mes copains de promo GeoBas ! de l'année 2017 ! C-H, Adrien, Housseem, David, Erika et Mathieu ! On est tous partis aux 4 coins du monde mais on a toujours su se retrouver ! J'ai une pensée pour nos retrouvailles Parisiennes ou Lyonnaises (arrosées) lorsque je rentrais en métropole, merci les amis ! <3

Papa, Maman et Alexis merci d'avoir été là ! Cette thèse nous aura séparé physiquement mais rapproché encore plus dans nos cœur <3 Merci pour ces moments de partage lors de vos visites sous les tropiques ou lors de mes déplacements en métropole !

Enfin, Charlotte, tu n'as pas suivi l'ensemble des péripéties de la thèse mais je peux dire que tu n'as pas vécu le plus facile à mes côtés avec la course au rendu du manuscrit, la préparation à la soutenance etc. Merci pour ta présence alors que toi aussi tu étais dans un moment charnière de ta vie professionnelle ! Merci <3

Merci à tous !



Résumé

Le sud-ouest de l'océan Indien est un lieu unique pour comprendre comment le magmatisme influence la structure de la lithosphère. En effet, plusieurs événements magmatiques ont successivement accompagné sa formation (e.g. les points chauds Marion et Réunion).

Ce travail a pour objectif d'étudier la structure de la lithosphère de cette région à partir des données sismologiques obtenues à des stations terrestre et de fond de mer issues du projet RHUM-RUM. Nous avons calculé des fonctions récepteur (RFs) à partir de ces données et avons appliqué 1) des méthodes d'inversion linéaires et non linéaires afin d'obtenir les profils de vitesse des ondes S aux stations sismiques (respectivement, l'algorithme de voisinage et l'inversion conjointe des RFs et de courbe de dispersion d'ondes de surface), et 2) l'approche de l'H-k stacking pour caractériser la nature de la lithosphère sous le réseau.

Dans le Canal du Mozambique, la structure et la nature de la lithosphère ont été étudiées sous les îles Glorieuses, Mayotte, Juan de Nova et Europa. Nous montrons que le magmatisme a largement influencé la structure lithosphérique en fournissant une quantité importante de matériel magmatique à la base de la croûte sous Mayotte (10 km), Europa (6 km) et probablement Juan de Nova. Ce sous-placage est très probablement le résultat d'événements magmatiques successifs survenus depuis la dislocation du Gondwana. Une nature océanique de la lithosphère (croûte) a été déterminée sous Glorieuses et Europa. En revanche, une lithosphère de nature continentale est trouvée à Juan de Nova et Mayotte, impliquant qu'une partie de l'archipel des Comores se serait développée sur un bloc crustal continental abandonné lors du démantèlement du Gondwana. Un modèle de stockage et de transfert magmatique au sein de cette lithosphère est aussi proposé.

Autour de la partie sud de la trace du point-chaud Réunion, nos résultats révèlent que le sous-placage magmatique est contraint par la faille transformante de Mahanoro-Wilshaw à l'ouest et la Dorsale Centrale Indienne (CIR). Cette zone présente une bathymétrie surélevée de 500 à 1000 m à celle des bassins voisins. L'épaisseur du sous-placage montre des variations importantes au sein de ce bloc, de 10 km sous le plateau des Mascareignes à moins de 4 km sous La Réunion et au sud-est de l'île. Ces variations, combinées aux âges et aux reconstructions cinématiques, suggèrent que le plateau des Mascareignes et son sous-placage résultent d'une production magmatique massive due à l'interaction entre le point chaud Réunion et les dorsales environnantes. Au contraire, le sous-placage associé à la construction de l'île de la Réunion et des monts sous-marins voisins semble être issu uniquement de la production magmatique du point-chaud. Ces deux dynamiques dessinent une évolution de la production magmatique du point-chaud Réunion, liée à la distance entre le point-chaud et les dorsales environnantes.

Enfin, nous avons entrepris une caractérisation de la lithosphère le long de la CIR et de la dorsale sud-ouest Indienne (SWIR). Nous montrons que malgré une interaction connue du point chaud Réunion avec la CIR, aucun épaissement crustal n'est observé. Le long de la SWIR, nos résultats suggèrent que la discontinuité de vitesse majeure est située dans le manteau lithosphérique, et pourrait correspondre à un front de serpentisation à 7 km de profondeur.

Enfin, nous nous sommes intéressés aux processus contrôlant l'épaisseur du sous-placage sous les îles volcaniques. L'analyse d'un ensemble de paramètres décrivant la production volcanique et la dynamique lithosphérique pour 14 édifices montre que l'épaisseur du sous-placage est d'abord contrôlée par un volcanisme statique et long, puis par une production volcanique et magmatique élevée. Enfin, nous montrons que les anomalies bathymétriques de la lithosphère sont positivement corrélées à l'épaisseur du sous-placage, révélant que cette couche joue un rôle majeur dans l'équilibre lithosphérique.

Mots clés : Océan Indien, Canal du Mozambique, point chaud Réunion, dorsales centrale et sud-ouest Indiennes, Mayotte, fonctions récepteur, RHUM-RUM, sismologie



Abstract

The south-western Indian ocean is a unique laboratory to understand how the magmatism influences the structure of the lithosphere, since several magmatic events successively accompanied its formation (e.g. Marion and Reunion hotspots).

This work aims at studying the structure of the lithosphere from the seismological data recorded by land and ocean bottom seismometers during the RHUM-RUM project. We computed receiver functions (RFs) from these seismological data and then applied 1) linear and non-linear inversion methods in order to obtain S-wave velocity profiles at seismological stations (respectively, Neighbourhood Algorithm and joint inversion of RFs and surface wave dispersion curve), and 2) the H-k stacking approach to characterize the nature of the lithosphere beneath the network.

In the Mozambique Channel, the structure and nature of the lithosphere was investigated under Glorieuses, Mayotte, Juan de Nova and Europa islands. Our study reveals that magmatism has largely influenced the lithospheric structure by supplying a significant amount of magmatic material at the base of the crust under Mayotte (10 km), Europa (6 km) and probably Juan de Nova islands. This underplating is most likely the result of successive magmatic events that have occurred from the break-up of Gondwanaland. An oceanic nature of the lithosphere has been determined below Glorieuses and Europa islands. In contrast, our results reveal a continental nature of the lithosphere at Juan de Nova and Mayotte. This result implies that part of the Comoros archipelago would have developed atop a continental crustal block abandoned during the dismantling of Gondwana. We also propose a model of magmatic storage and transfer within this lithosphere.

Around the southern part of the Réunion hotspot track, our results reveal that magmatic underplating is a spatially constrained by the Mahanoro-Wilshaw transform fault in the west and the Central Indian Ridge (CIR). This zone presents a bathymetry of 500 to 1000 m higher than the surrounding basins. The underplating thickness shows significant variations within this block, from 10 km under the Mascarene Plateau to less than 4 km under La Reunion Island and south-east of the island. This underplating, combined with radiometric ages and kinematic reconstructions, suggests that the Mascarene Plateau and its underplating results are from a massive magmatic production due to the interaction between the Reunion hotspot and the surrounding ridges. Instead, the magmatic underplating associated with the construction of La Reunion Island and the nearby seamounts seems to have only been provided by the magmatic production of the Reunion hotspot. These two contrasted dynamics draw an evolution in the magmatic production of the Réunion hotspot, which has been intimately linked to the distance between the hotspot and the surrounding ridges.

Finally, we started a characterization of the lithosphere along the CIR and the Southwestern Indian Ridges (SWIR). Our results indicate that despite a known interaction of the Réunion hot spot with the former ridge, no crustal thickening is observed. Along the SWIR, our results suggest that the most important velocity discontinuity is located within the lithospheric mantle, which may correspond to a level of a serpentinization front at a 7 km-depth.

Finally, we focused on the processes that control the thickness of the magmatic underplating beneath volcanic island. We have collected and analyzed a set of parameters that describe the volcanic production and lithospheric dynamics for 14 edifices. We then show that the magmatic underplating thickness is firstly controlled by a static and long-lived volcanism and secondly by a high volcanic and magmatic production. Finally, we show that bathymetric anomalies in the oceanic lithosphere are positively correlated with the thickness of the magmatic underplating, revealing that this layer is a significant factor for lithospheric equilibrium.

Keywords: Indian Ocean, Mozambique Channel, Reunion hot spot, central and south-western Indian ridges, Mayotte, receiver functions, RHUM-RUM, seismology



Table des Matières

STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE DE L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL, RÉVÉLÉE PAR LA MÉTHODE DES FONCTIONS RÉCEPTEUR	1
LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT	3
AVANT-PROPOS	7
REMERCIEMENTS	9
RÉSUMÉ.....	12
ABSTRACT	14
TABLE DES MATIÈRES	17
TABLE DES FIGURES	22
TABLE DES TABLEAUX.....	31
CHAPITRE 1 : RELATION MAGMATISME / LITHOSPHERE	43
I. DÉFINITIONS, STRUCTURE ET FORMATION DE LA LITHOSPHERE.....	44
I.1. DÉFINITIONS DE LA LITHOSPHERE	44
I.2. STRUCTURE ET FORMATION DE LA LITHOSPHERE	46
I.2.1. <i>La croûte continentale : structure et formation</i>	47
I.2.2. <i>La croûte océanique : structure et formation</i>	49
II. DÉFORMATIONS EXTENSIVES DE LA LITHOSPHERE ET STRUCTURES ASSOCIÉES	52
II.1. LE RIFTING INTRAPLAQUE ; L'AMINCISSEMENT DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE JUSQU'À SA RUPTURE.....	54
II.2. DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE À LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE : LA TRANSITION	57
II.3. LES STRUCTURES CONTINENTALES ISOLÉES DES MARGES PASSIVES	59
II.4. LES DORSALES OCÉANIQUES, L'ACCRÉTION DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE	61
III. PROCESSUS MANTELIQUES INTERAGISSANT AVEC LA LITHOSPHERE	64
III.1. LE MODÈLE DE PANACHE MANTELIQUE D'ORIGINE PROFONDE – « <i>DOWN-TOP TECTONICS</i> »	64
III.2. LE MODÈLE DU RIFTING PASSIF - « <i>TOP-DOWN TECTONICS</i> ».....	67
III.3. INTERACTION POINT CHAUD /DORSALE	68
III.4. LES MARQUEURS DE L'ACTIVITÉ D'UN POINT CHAUD	70
IV. LES MOUVEMENTS VERTICAUX	72
CHAPITRE 2 : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ; ÉTAT DES CONNAISSANCES DE LA LITHOSPHERE.....	75

I.	CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DU SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN.....	76
I.1.	LITHOSPHÈRES COMPOSANT LE SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN.....	78
I.2.	ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE À L'ORIGINE DES LITHOSPHÈRES DE L'OCÉAN INDIEN.....	81
I.2.1.	<i>Orogenèses panafricaines</i>	81
I.2.2.	<i>Dislocation du Gondwana</i>	83
I.3.	CARACTÉRISTIQUES DES LITHOSPHÈRES DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	88
I.3.1.	<i>La nature et l'épaisseur de la croûte</i>	89
I.3.2.	<i>Profondeur du LAB</i>	94
II.	DYNAMIQUE MANTELLIQUE ET MAGMATISME DE L'OCÉAN INDIEN	96
II.1.	LES POINT CHAUDS MARION ET RÉUNION	96
II.2.	L'ARCHIPEL DES COMORES : POINT CHAUD OU LIMITE DE PLAQUE ?	99
II.3.	MAGMATISME DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE	100
	CHAPITRE 3 : L'EXPÉRIENCE RHUM-RUM, OBJECTIFS ET RÉSEAUX.....	103
I.	LES RÉSEAUX SISMIQUES RHUM-RUM	105
I.1.	LE RÉSEAU SOUS-MARIN	105
I.2.	LES RÉSEAUX TERRESTRES	108
II.	TRAITEMENT DES DONNÉES AVANT CETTE THÈSE	110
II.1.	QUALITE DU RESEAU	110
II.2.	CORRECTION DE LA DERIVE TEMPORELLE	111
II.3.	CORRECTION DE L'ORIENTATION DES OBS.....	112
	CHAPITRE 4 : MÉTHODES FONCTIONS RÉCEPTEUR, TESTS SYNTHÉTIQUES, FILTRAGE DES SÉDIMENTS, INVERSIONS	115
I.	LES FONCTIONS RÉCEPTEUR	116
I.1.	DÉFINITIONS ET PRINCIPES.....	116
I.2.	RESOLUTIONS HORIZONTALE ET VERTICALE	122
I.3.	SÉLECTION DES DONNÉES ET PRÉPARATION AU CALCUL DES FONCTIONS RÉCEPTEUR	122
II.	COMPRENDRE LES FONCTIONS RÉCEPTEUR : APPORT DE LA MODÉLISATION	126
II.1.	INFLUENCE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE	127
II.2.	FILTRAGE DE L'EFFET DES SÉDIMENTS.....	131
II.3.	APPLICATION AUX STATIONS DE L'EXPERIENCE RHUM-RUM	133
II.3.1.	<i>L'épaisseur des sédiments sous le réseau d'OBS</i>	133
II.3.2.	<i>Fonctions récepteurs calculées aux OBS</i>	137
III.	INVERSION DES FONCTIONS RÉCEPTEUR.....	138

III.1.	ALGORITHME DE VOISINAGE / NA	138
III.1.1.	<i>Principes</i>	138
III.1.2.	<i>Les modèles a priori</i>	141
III.1.3.	<i>Sélection des données pour l'algorithme de voisinage</i>	144
III.2.	INVERSION CONJOINTE DES FONCTIONS RÉCEPTEUR ET DE LA COURBE DE DISPERSION DES ONDES DE SURFACE	145
III.2.1.	<i>Principes</i>	146
III.2.2.	<i>Modèle a priori</i>	148
III.2.3.	<i>Préparation des données</i>	148
III.3.	H- κ STACKING	150
III.3.1.	<i>Principes</i>	150
III.3.2.	<i>Estimation de l'erreur</i>	152
III.3.3.	<i>Préparation des données</i>	153
CHAPITRE 5 : NATURE DE LA CROÛTE ET INFLUENCE DU MAGMATISME SUR LA STRUCTURE LITHOSPHERIQUE DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE		155
I.	RÉSUMÉ DU MANUSCRIT N°1 EN RÉVISION.....	156
II.	MANUSCRIT N°1 "NATURE OF THE CRUST BENEATH THE ISLANDS OF THE MOZAMBIQUE CHANNEL: CONSTRAINTS FROM RECEIVER FUNCTIONS"	160
II.1.	ABSTRACT	160
II.2.	INTRODUCTION	161
II.3.	GEOLOGICAL CONTEXT.....	162
II.4.	DATA AND METHODS.....	164
II.5.	RESULTS	165
II.6.	DISCUSSION.....	168
II.7.	CONCLUSIONS.....	172
II.8.	ACKNOWLEDGEMENTS	173
II.9.	DATA AVAILABILITY	173
II.10.	REFERENCES	174
II.11.	SUPPLEMENTARY MATERIAL FOR "NATURE OF THE CRUST BENEATH THE ISLANDS OF THE MOZAMBIQUE CHANNEL: CONSTRAINTS FROM RECEIVER FUNCTIONS"	179
III.	MANUSCRIT N°2 "LITHOSPHERIC STRUCTURE BELOW THE CURRENTLY ACTIVE MAYOTTE VOLCANIC AREA FROM JOINT INVERSION OF RECEIVER FUNCTION AND SURFACE WAVE DISPERSION DATA"	189
III.1.	INTRODUCTION	189
III.2.	DONNÉES ET MÉTHODES	191
III.2.1.	<i>Fonctions récepteur et courbe de dispersion des ondes de Rayleigh</i>	191
III.2.2.	<i>Algorithme de voisinage</i>	191
III.2.3.	<i>Inversion conjointe des RFs et de la courbe de dispersion</i>	192

III.3.	INVERSION NON-LINÉAIRE VS. INVERSION LINÉAIRE.....	193
III.4.	INVERSION CONJOINTE LINÉAIRE JUSQU'À 100 KM DE PROFONDEUR	196
III.5.	DISCUSSION.....	199
III.6.	CONCLUSION	203
III.7.	REFERENCES	204
III.8.	SUPPLEMENTARY MATERIAL.....	206
IV.	SYNTHÈSE DU CHAPITRE SUR LA STRUCTURE ET LA NATURE DE LA LITHOSPHERE DU CANAL DU MOZAMBIQUE	207
	CHAPITRE 6 : SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE AUTOUR DU POINT CHAUD RÉUNION	209
I.	RÉSUMÉ DU MANUSCRIT N°3.....	211
II.	MANUSCRIT N°3 “IMAGING MAGMA UNDERPLATING AROUND THE RÉUNION HOTSPOT TRACK WITH RECEIVER FUNCTIONS”	218
II.1.	INTRODUCTION	219
II.2.	GEOLOGICAL CONTEXT.....	222
II.2.1.	<i>Réunion hotspot track</i>	<i>222</i>
II.2.2.	<i>Crustal structure and nature along the hotspot track.....</i>	<i>223</i>
II.3.	DATA AND METHODS	224
II.4.	RESULTS	226
II.5.	DISCUSSION.....	232
II.5.1.	<i>The thickness of the oceanic crust.....</i>	<i>232</i>
II.5.2.	<i>Magmatic underplating.....</i>	<i>237</i>
II.6.	CONCLUSIONS.....	244
II.7.	ACKNOWLEDGMENTS.....	245
II.8.	DATA AVAILABILITY	245
II.9.	REFERENCES	246
II.10.	SUPPLEMENTARY MATERIALS FOR “IMAGING MAGMA UNDERPLATING AROUND THE RÉUNION HOTSPOT TRACK WITH RECEIVER FUNCTIONS”	253
	CHAPITRE 7 : STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE AUX DORSALES SUD-OUEST ET CENTRALE INDIENNES	273
I.	INTRODUCTION	274
II.	STATIONS ET DONNÉES.....	275
III.	RÉSULTATS.....	278
IV.	DISCUSSION	285
IV.1.	DORSALE CENTRALE INDIENNE (RR10, RR11 ET RR52).....	285
IV.2.	DORSALE SUD-OUEST INDIENNE (RR34, RR38, RR43 ET RR48).....	287

V. CONCLUSION	293
CHAPITRE 8 : LE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE, QUELS PARAMÈTRES CONTRÔLENT SON ÉPAISSEUR ?	295
I. DONNÉES	297
II. RÉSULTATS	299
II.1. ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE VS. PRODUCTION VOLCANIQUE	299
II.2. ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE VS. ÂGE ET DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE	303
III. DISCUSSION	306
III.1. PARAMÈTRES CONTRÔLANT L'ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE	306
III.2. EFFET DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE SUR LA LITHOSPHERE	309
IV. CONCLUSION	312
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	315
I. CONCLUSION GÉNÉRALE	317
II. PERSPECTIVES	320
BIBLIOGRAPHIE	323



Table des Figures

INTRODUCTION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE

FIGURE 1: (A) STRUCTURE SISMIQUE ET CHIMIQUE DES CROÛTES CONTINENTALES ET OCÉANIQUES ATTENDUES POUR DIFFÉRENTS TYPES DE SCÉNARIOS (CRATON, CROÛTE CONTINENTALE NORMALES OU AMINCIÉ, CROÛTE OCÉANIQUE ACCRÉTÉE AU NIVEAU D'UNE DORSALE LENTE OU RAPIDE). D'APRÈS MOONEY ET AL., (1998) ET NICOLAS (1995). (B) EFFETS DU MAGMATISME SUR LA CROÛTE. PRODUCTION ENDOGÈNE ET EXOGÈNE.	37
FIGURE 2: ORGANIGRAMME DE LA THÈSE. OBJECTIFS, DONNÉES, MÉTHODES, APPROCHES, LIVRABLES ET CHANTIERS Y SONT CONSIGNÉS.	39

CHAPITRE 1 : RELATION MAGMATISME/LITHOSPHERE

FIGURE 1: STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE DÉTERMINÉE À PARTIE DE LA VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES P ET S DU MODÈLE PREM (DZIEWONSKI & ANDERSON, 1981). (A) PROFIL DE VITESSE DES ONDES P ET S ; (B) COUPE PRÉSENTANT LES DISCONTINUITÉS SISMIQUES SÉPARANT LES ENVELOPPES INTERNES DE LA TERRE ET (C) ZOOM SCHÉMATIQUE SUR LA STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE. LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR SONT VOLONTAIREMENT EXAGÉRÉES.	44
FIGURE 2: DÉFINITION DU LAB MODIFIÉE D'APRÈS EATON ET AL. (2009). CHAQUE DIAGRAMME ILLUSTRE UNE DÉFINITION DU LAB REPOSANT SUR UN CHANGEMENT (A) DE COMPORTEMENT MÉCANIQUE ; (B) THERMIQUE ; (C) DE VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES S (SISMIQUE) ET (D) D'ANISOTROPIE DU MANTEAU INFÉRIEUR (SISMIQUE).	45
FIGURE 3: COUPE SCHÉMATIQUE D'UNE CROÛTE CONTINENTALE MOYENNE. MODIFIÉE D'APRÈS ROBERTS ET AL. (2015).	47
FIGURE 4: MODE DE FORMATION DE LA CROÛTE CONTINENTALE À L'ARCHÉEN (HAUT) ET AUJOURD'HUI (BAS) D'APRÈS MARTIN, 1986. SE RÉFÉRER AU TEXTE POUR L'EXPLICATION.	48
FIGURE 5: STRUCTURE VERTICALE DE LA CROÛTE OCÉANIQUE SELON LA VITESSE D'ACCRÉTION À LA DORSALE. MODIFIÉ D'APRÈS DICK ET AL. (2006). EN (A) MODÈLE CLASSIQUE DE PENROSE DE LA STRUCTURE DE LA CROÛTE OCÉANIQUE, EN (B) MODÈLE DE PENROSE MODIFIÉ POUR LES DORSALES LENTES (DICK, 1989), EN (C) MODÈLE DE CANNAT (1993) DES DORSALES LENTES ET ENFIN EN (D) LE MODÈLE DE HESS MODIFIÉ PAR DICK ET AL. (2003) POUR LES DORSALES ULTRA-LENTES. LE DIAGRAMME MONTRE L'ÉVOLUTION RELATIVE DE L'ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE SELON LA VITESSE D'ACCRÉTION À LA DORSALE.	50
FIGURE 6: CARTE DE LA SISMICITÉ GLOBALE DE 1998 À 2009. (CALTECH, 2009).	53
FIGURE 7: MODÈLE CINÉMATIQUE DU RIFTING JUSQU'À L'ACCRÉTION OCÉANIQUE. MODIFIÉ D'APRÈS EBINGER (2005). (A) INITIATION DU RIFT. AMINCISSEMENT LITHOSPHÉRIQUE PAR DES FAILLES DANS LA CROÛTE CASSANTE ET PAR UNE DÉFORMATION DUCTILE DU MANTEAU LITHOSPHÉRIQUE. CET AMINCISSEMENT ENGENDRE UNE REMONTÉE DU LAB ET LA FUSION PARTIELLE DE L'ASTHÉNSPHERE ; (B) LA REMONTÉE DU LAB SE POURSUIT ET AUGMENTE ENCORE LA DYNAMIQUE MAGMATIQUE TOUT EN DIMINUANT LA RÉSISTANCE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE AUX FORCES DIVERGENTES; (C) RUPTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE EN DEUX PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES (BREAK-UP) ET AUGMENTATION IMPORTANTE DU MAGMATISME PERMETTANT LA GENÈSE DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE. DANS LE CAS DES DORSALES ULTRA-LENTES, ON A DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE ET PEU DE MAGMATISME.	54
FIGURE 8: (A) RIFT MIS EN PLACE PAR AMINCISSEMENT MÉCANIQUE. (B) RIFT MIS EN PLACE AVEC L'AIDE D'UN SYSTÈME MAGMATIQUE. LA TAILLE DES FLÈCHES RENSEIGNE SUR LES CONTRAINTES NÉCESSAIRES À LA RUPTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE. MODIFIÉ D'APRÈS BUCK (2006).	55
FIGURE 9: STRUCTURES CONNECTANT DEUX GRABENS D'UN RIFT. (A) ZONE D'ACCOMMODATION ET (B) ZONES DE TRANSFERT. MODIFIÉ D'APRÈS ZWAAN & SCHREURS (2017).	57
FIGURE 10: MODÈLES DE MARGES PASSIVES (A) NON-VOLCANIQUES/PAUVRE EN MAGMA ET (B) VOLCANIQUES/RICHE EN MAGMA. MODIFIÉ D'APRÈS PÉRON-PINVIDIC (2006). CES MODÈLES SONT AUJOURD'HUI COMPLEXIFIÉ AVEC L'AMÉLIORATION TECHNOLOGIQUE.	58
FIGURE 11: MORPHOLOGIE D'UNE MARGE PASSIVE NON-VOLCANIQUE SELON SON MODE DE DÉFORMATION : (A) DÉFORMATION DE LA LITHOSPHERE SUPÉRIEURE (B) DÉFORMATION DE LA LITHOSPHERE INFÉRIEURE. D'APRÈS PÉRON-PINVIDIC ET AL. (2016).	59
FIGURE 12: LES DIFFÉRENTS TYPES DE BLOCS DE CROÛTES CONTINENTALES ET DES EXEMPLES RÉGIONAUX. D'APRÈS PÉRON-PINVIDIC & MANATSCHAL (2010).	60
FIGURE 13: PROFILS BATHYMÉTRIQUES À TRAVERS L'AXE DE DORSALES OCÉANIQUES POSSÉDANT DES VITESSES DE DIVERGENCES DÉCROISSANTES VERS LE BAS. DU HAUT VERS LE BAS: DORSALE RAPIDE, INTERMÉDIAIRE PUIS LENTE (D'APRÈS MACDONALD, 1982).	62

FIGURE 14: (A) VUE EN COUPE ET (B) EN PLAN DU SYSTÈME DE POINT CHAUD D'APRÈS LE MODÈLE DE WILSON (1963).	64
FIGURE 15: ILLUSTRATION DES TROIS TYPES DE POINT CHAUD MODIFIÉE D'APRÈS COURTILLOT ET AL. (2003). LA ZONE GRISÉE MARQUE LA ZONE D'ÉTUDE QUI S'ÉTEND DES COMORES À LA DORSALE SUD-OUEST INDIENNE. ON PEUT NOTER QUE D'APRÈS COURTILLOT ET AL. (2003), LE POINT CHAUD DE LA RÉUNION EST CONSIDÉRÉ COMME ÉTANT UN POINT CHAUD PRIMAIRE	65
FIGURE 16: MODÈLE TOMOGRAPHIQUE EN ONDE S DE RITSEMA ET AL. (1999) MODIFIÉ PAR COURTILLOT ET AL. (2003). (A) COUPE À 500 ET (B) 2850 KM DE PROFONDEUR. LES CERCLES NOIRS ET ROUGES REPRÉSENTENT LES POINTS CHAUDS. LES CERCLES ROUGES MARQUENT LES 7 POINTS CHAUDS POUR LESQUELS AU MOINS 3 CRITÈRES DE SOURCES PROFONDES SUR 5 SONT OBTENUS D'APRÈS COURTILLOT ET AL. (2003). A NOTER, LES DEUX LLSVPS (AFRIQUE ET SUD PACIFIQUE) SONT TRÈS BIEN VISIBLES SUR LA COUPE À 2850 KM DE PROFONDEUR.	66
FIGURE 17: LE LLSVP AFRICAÏN SE DIVISE EN PLUSIEURS BRANCHES QUI TRAVERSENT LE MANTEAU JUSQU'À LA SURFACE. D'APRÈS LES TRAVAUX DE MARIA TSEKHMISTRENKO DANS UN NUMÉRO DE L' EOS DE DUNCOMBE (2019).	67
FIGURE 18: MODÈLE DU RIFTING PASSIF – « TOP-DOWN TECTONICS » ; MODIFIÉ D'APRÈS FOULGER ET AL., 2005). LE MAGMATISME INTRAPLAQUE EST UNE CONSÉQUENCE DE MOUVEMENTS EXTENSIFS DES PLAQUES TECTONIQUES ET LE MANTEAU HÉTÉROGÈNE EXPLIQUE LA VARIABILITÉ DU VOLUME DE PRODUIT MAGMATIQUE MIS EN PLACE.	68
FIGURE 19: LES ÉTAPES DE L'INTERACTION POINT CHAUD /DORSALE OCÉANIQUE POUR UN PANACHE MANTELLIQUE FIXE ET UN DÉPLACEMENT VERS LA GAUCHE DE LA DORSALE. MODIFIÉ D'APRÈS DYMENT ET AL. (2007). LES 3 TYPES D'INTERACTIONS SELON LA DISTANCE DE LA DORSALE AU POINT CHAUD SONT REPORTÉS SUR LA FIGURE. LES LETTRES EN MINUSCULE A, B ET C CORRESPONDENT RESPECTIVEMENT À LA DORSALE CENTRALE INDIENNE, LA RIDE DE RODRIGUES ET LA RÉUNION DANS L'EXEMPLE RÉUNIONNAIS.	69
FIGURE 20: ASCENSION D'UN PANACHE MANTELLIQUE JUSQU'À CE QU'IL HEURTE LA LITHOSPHERE. LORSQUE LA TÊTE DU PANACHE ENTRE EN CONTACT AVEC LA LITHOSPHERE, UNE GRANDE PROVINCE MAGMATIQUE SE MET EN PLACE (EN B) PUIS UN ALIGNEMENT D'ÉDIFICES VOLCANIQUES FORMANT LA TRACE DU POINT CHAUD LORSQUE LA QUEUE DU PANACHE EST EN CONTACT AVEC LA LITHOSPHERE (EN C). D'APRÈS NIU ET AL., 2017).....	70
FIGURE 21: SYNTHÈSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE MODIFIÉE D'APRÈS TEIXELL ET AL. (2009). LES PASTILLES VERTES INDIQUENT LES MOUVEMENTS VERTICAUX ATTENDUS DANS LA ZONE D'ÉTUDE. LES FLÈCHES NOIRES INDIQUENT UNE SUBSIDENCE, LES FLÈCHES BLANCHES UNE SURRECTION.....	72

CHAPITRE 2 : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

FIGURE 1: LOCALISATION DE LA ZONE D'ÉTUDE. CARTE BATHYMÉTRIQUE DE L'OCÉAN INDIEN (SMITH & SANDWELL, 1997) ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX ÉDIFICES VOLCANIQUES ÉTUDIÉS. LE RECTANGLE BLEU DÉLIMITE LA ZONE D'ÉTUDE. LES TRAITES ROUGES DÉLIMITENT LA PLAQUE LITHOSPHÉRIQUE SOMALIENNE. CM POUR CANAL DU MOZAMBIQUE, EARS POUR RIFT EST AFRICAÏN, CR POUR RIDE DE CARLSBERG, CIR POUR DORSALE CENTRALE INDIENNE, SWIR POUR DORSALE SUD-OUEST INDIENNE, SEIR POUR DORSALE SUD-EST INDIENNE, IOTJ POUR POINT TRIPLE DE L'OCÉAN INDIEN, ATJ POUR POINT TRIPLE DE L'AFAR ET OACTJ POUR POINT TRIPLE OWEN-ADEN-CARLSBERG. LES ÉDIFICES VOLCANIQUES : MA POUR MAYOTTE, G POUR GLORIEUSES, J POUR JUAN DE NOVA, E POUR EUROPA, S POUR LES SEYCHELLES, T POUR TROMELIN, R POUR LA RÉUNION, MU POUR MAURICE, RR POUR LA RIDE DE RODRIGUES, S POUR LES BANCOS DE SAYA DE MALHA ET LX POUR LA RIDE DE LAXMI. LES FAILLES LITHOSPHÉRIQUES : DR POUR LA RIDE DE DAVIE, MW FZ POUR LA ZONE DE FAILLES DE MAHANORO-WILSHAW ET M FZ POUR LA ZONE DE FAILLES DE MAURICE. E-B, W-B ET O-B POUR RESPECTIVEMENT LES BRANCHE EST, OUEST ET OFFSHORE DE L'EARS. QSA POUR QUATLAMBIA SEISMIC AXIS, UN AXE DIFFUS DE DÉFORMATION POUVANT DÉLIMITÉ LES PLAQUES ROVUMA ET LWANDLE. ENFIN BH POUR BEIRA HIGH ; UN BLOC CONTINENTAL ISOLÉ SUR LA MARGE PASSIVE MOZAMBIQUE. LA ZONE BLANCHE DÉLIMITE UNE ZONE DE DÉFORMATION DIFFUSE DÉLIMITANT LES PLAQUES CAPRICORNE ET INDIENNE AU NORD PUIS CAPRICORNE ET AUSTRALIENNE À L'EST (HORS CARTE). CETTE ZONE DE DÉFORMATION DIFFUSE EST TIRÉE DE LAFFALDANO ET AL., 2018. ..	77
FIGURE 2 : TRACES DES POINTS CHAUDS MARION (VERT) ET RÉUNION (VIOLET) ET POSITION DU POINT CHAUD DE L'AFAR (ORANGE). LES ÂGES (EN MA) FIGURENT LE LONG DES ALIGNEMENTS VOLCANIQUES. LES ÂGES SONT ISSUES D'UNE COMPILATION DE PLUSIEURS AUTEURS : DUNCAN ET AL., 1990 ; DUNCAN & HARGRAVES, 1990; DUNCAN & STOREY, 1992; STOREY ET AL., 1995; HOFFMANN ET AL., 1997 ; LÉNAT ET AL., 2001; O'NEILL ET AL., 2005; MOORE ET AL., 2011; SMIETANA, 2011. FOND DE CARTE : CARTE BATHYMÉTRIQUE DU SUD OUEST DE L'OCÉAN INDIEN (SMITH & SANDWELL, 1997). LES VALEURS EN GRIS CORRESPONDENT À L'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLAQUAGE MAGMATIQUE CONNU LE LONG DE LA TRACE DU POINT CHAUD RÉUNION. LES POINTS BLEUS REPRÉSENTENT LA LOCALISATION DE LA SISMICITÉ FOURNIE PAR L'USGS ENTRE 1963 ET 2018. LES ACRONYMES SONT IDENTIQUES À CEUX DE LA FIG. 1.	80
FIGURE 3: GRANDS ENSEMBLES LITHOSPHÉRIQUES DE L'OCÉAN INDIEN REGROUPÉS PAR ÂGES. FIGURE MODIFIÉE D'APRÈS BISSUSSUR (2011). LES ABRÉVIATIONS SONT IDENTIQUES À LA FIGURE 1. « ASEISMIC RIDGE » CORRESPOND À DES HAUTS BATHYMÉTRIQUES CONSTRUITS DÉNUÉS DE TOUTE SISMICITÉ. ILS SONT IMPUTÉS AUX TRACES DES POINTS CHAUDS DE LA RÉUNION ET DE MARION (FIG. 2). LA RIDE DE DAVIE EST DE COMPOSITION CONTINENTALE SELON BASSIAS & LECLAIRE, (1990) ET LE POINT D'INTERROGATION AU NIVEAU DE L'ARCHIPEL DES COMORES SUGGÈRE LE DÉBAT AUTOUR DE LA COMPOSITION SOUS CELLE-CI.	80

FIGURE 4: LE GONDWANA D'APRÈS GRAY ET AL., 2008 MODIFIÉ PAR MEERT & LIEBERMAN (2008). LE BLEU CORRESPOND AUX CRATONS COMPOSANT LE GONDWANA OUEST ET LE JAUNE CEUX DE GONDWANA EST. LES TRAITS DE COULEURS INDIQUENT LES ZONES D'OROGENÈSE. ROSE POUR PANAFRICAINNE, BLEU POUR BRÉSILIENNE ET VERT POUR KUUGAN. LES ZONES DE SUTURE DES PALÉO-OCÉANS SONT REPRÉSENTÉES PAR LES LIGNES POINTILLÉES.	81
FIGURE 5: DISTRIBUTION DES TÉMOINS ACTUELS DE L'OROGENÈSE EST-AFRICAINE. LES ABRÉVIATIONS SM POUR SAHARA METACRATON; CTB POUR CONGO-TANZANIA-BANGWEULU CRATONS; ZKC POUR ZIMBABWE-KALAHARI CRATONS; I POUR IRUMIDE BELT; A POUR ANTOGIL CRATON; MPOUR MASORA CRATON; ANS POUR ARABIAN NUBIAN SHIELD. D'APRÈS FRITZ ET AL. (2013). ..	82
FIGURE 6: POSITION INITIALE ANTÉ-DISLOCATION DU GONDWANA. REPRIS DANS SENKANS ET AL. (2019) MODIFIÉ D'APRÈS REEVES (2014).	83
FIGURE 7: OUVERTURE DU OCÉANIQUE ENTRE LE GONDWANA OUEST ET EST À 153,19 MA. LES ZONES EN ORANGES CORRESPONDENT AUX BASSINS DU RIFT KAROO. LES TRAITS NOIRS INDIQUENT LES PRINCIPALES DIRECTIONS D'INTRUSION MAGMATIQUES FORMANT LE POINT TRIPLE KAROO. LES TRAITS ROUGES, LA LIMITE DES BLOCS EN POSITION INITIALE ANTÉ-OUVERTURE. D'APRÈS REEVES ET AL. (2016).	84
FIGURE 8: CHANGEMENT DE DIRECTION D'OUVERTURE DU BASSIN DU MOZAMBIQUE PASSANT D'UNE DIRECTION NNO-SSE À N-S. OUVERTURE ÉGALEMENT DU BASSIN OCÉANIQUE D'ENDERBY ENTRE L'INDE ET L'ANTARCTIQUE. LA CONNEXION DE LA SWIR ET DE LA SEIR SE FAIT UNE FOIS L'INDE ET L'ANTARCTIQUE SÉPARÉES. MODIFIÉ D'APRÈS REEVES ET AL. (2016).	85
FIGURE 9: CONNEXION DE LA SEIR, SWIR ET LA FUTURE DORSALE PERMETTANT L'OUVERTURE DU BASSIN DES MASCAREIGNES ENTRE MADAGASCAR ET L'INDE. D'APRÈS REEVES ET AL. (2016).	85
FIGURE 10: CONNEXION DE LA SEIR, SWIR ET LA DORSALE DU BASSIN DES MASCAREIGNES. LA DIRECTION D'OUVERTURE DU BASSIN DES MASCAREIGNES ET L'OUVERTURE À LA SEIR SONT DÉSORMAIS DE DIRECTION NE-SO. D'APRÈS REEVES ET AL. (2016). ..	86
FIGURE 11: L'ACCRÉTION OCÉANIQUE SE FAIT AU NIVEAU DE LA DORSALE DE CARLSBERG AU NORD DE SEYCHELLES APRÈS UN SAUT DE DORSALE INITIALEMENT PRÉSENT DANS LE BASSIN DES MASCAREIGNES. L'OUVERTURE DE DIRECTION NE-SE EST ACCOMMODÉE PAR LA ZONE DE FRACTURE DE VISHNU. D'APRÈS REEVES ET AL. (2016).	86
FIGURE 12: LE RIFT EST AFRICAIN (EARS) ET SA POSSIBLE PROLONGATION DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE. LES ACRONYMES SONT IDENTIQUES À CEUX DE LA FIG. 1. LES POINTS BLEUS REPRÉSENTENT LA SISMICITÉ FOURNIS PAR L'USGS DE 1963 À 2018. LE CERCLE ORANGE LE POINT CHAUD DE L'AFAR.	87
FIGURE 13: (A) ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE SELON PLUSIEURS ÉTUDES À L'ÉCHELLE DU SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN. LE CODE COULEUR DES POINTS INDIQUE L'ÉTUDE À L'ORIGINE DE LA VALEUR AFFICHÉE. LES TRAITS COLORÉS INDIQUENT DES LIGNES DE SISMIQUE RÉFRACTION À L'ORIGINE DES VALEURS D'ÉPAISSEUR DE CROÛTE AFFICHÉES À CÔTÉ DES POINTS. (B) ZOOM SUR LES VALEURS D'ÉPAISSEUR DE CROÛTE ISSUES DE RINDRAHARISAONA ET AL. (2017) À PARTIR DES DONNÉES DU PROJET SELASOMA.	91
FIGURE 14: LOCALISATION DE LA TOC (TRANSITION CONTINENT OCÉAN) SELON PLUSIEURS AUTEURS DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE.	93
FIGURE 15: (A) LOCALISATION DU PROFIL DE TOMOGRAPHIE PRÉSENTÉ EN (C) ; (B) STRUCTURE LITHOSPHERIQUE EN 2D DÉDUITE DE L'ANALYSE DE FONCTIONS RÉCEPTEURS CALCULÉES AUX STATIONS SISMQUES DE RER (RÉUNION) ET MRIV (MAURICE)(LOCALISATION DES STATIONS EN FIG. 29). D'APRÈS FONTAINE ET AL. (2015) ; (C) PROFIL DE TOMOGRAPHIE À PARTIR DU BRUIT SISMIQUE AMBIENT, D'APRÈS HABLE ET AL. (2019).	95
FIGURE 16 : (A) ÉDIFICES VOLCANIQUES CONSTRUITS (TRAPPS, PLATEAUX MAGMATIQUES, ÎLES) DANS L'OCÉAN INDIEN. LES ÂGES PROVIENNENT DE : DUNCAN, 1990 ; DUNCAN & HARGRAVES, 1990; DUNCAN & STOREY, 1992; STOREY ET AL., 1995; HOFFMAN ET AL., 1997 ; LÉNAT ET AL., 2001; O'NEILL ET AL., 2005; MOORE ET AL., 2011; SMIETANA, 2011 ; CUCCINIELLO ET AL., 2011. L POUR LACCADIVES, ML POUR MALDIVES, C POUR CHAGOS, PR POUR L'ÎLE DE PRASLIN, S POUR LES SEYCHELLES, RR, POUR LA RIDE DE RODRIGUES, T POUR TROMELIN, P POUR LE MONT SOUS-MARIN LA PÉROUSE, Mk POUR LE MONT SOUS-MARIN MOUSTIK, M POUR MAURICE ET ENFIN R POUR LA RÉUNION. (B) ZOOM SUR LES ÉDIFICES VOLCANIQUES DES COMORES. DEUX ÂGES SONT PROPOSÉS : LE PREMIERS ISSUES D'UNE DATATION ABSOLUE ET LE SECOND D'UNE ESTIMATION PROVENANT DE MICHON (2016) BASÉE SUR UN TAUX DE PRODUCTION DE 0,04 À 0,06 m ³ /s. LES DATATIONS PROVIENNENT DE HAJASH AND ARMSTRONG 1972; EMERICK AND DUNCAN 1982; DEBOEUF, 2004. † L'ÂGE DE LA SYÉNITE A ÉTÉ DÉTERMINÉ PAR MONTAGGIONI & NOUGIER (1981), MAIS SUR UN ÉCHANTILLON QUI SEMBLE ALTÉRÉ. * INDIQUE L'ÂGE MINIMAL DE GRANDES GLORIEUSES PROPOSÉ PAR COURGEON ET AL. (2016). ** INDIQUE UN ÂGE PROBABLEMENT TURONIEN POUR LEROUX ET AL. (2020).	98
FIGURE 17: SYNTHÈSE DES INDICES DE SURFACE DE L'ACTIVITÉ MAGMATIQUE DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE. RÉALISÉE À PARTIR DES TRAVAUX DE GAINA ET AL. (2013), COURGEONS ET AL. (2016) ET MUELLER & JOKAT (2017). (A) LOCALISATION DU MAGMATISME DANS LE SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN ET LOCALISATION DU ZOOM SUR LA PARTIE SUD DU CANAL DU MOZAMBIQUE PRÉSENTÉ EN B. (B) MAGMATISME DANS LA PARTIE SUD DU CANAL DU MOZAMBIQUE ET SON POURTOUR. LES ÂGES PROVIENNENT DE COURGEON ET AL. (2016) ET MUELLER & JOKAT (2017). LES ABRÉVIATIONS : BH: BEIRA HIGH, LADS: LIMPOPO-ANGOCHE DYKE SWARM, , LDS: LEBOMBO DYKE SWARM, MB: MOZAMBIQUE BASIN, MCP: MOZAMBIQUE COASTAL PLAINS, MozR: MOZAMBIQUE RIDGE, MSM: MATEKE-SABI MONOCLINE, ODS: OKAVANGO DYKE SWARM, RRDS:	

CHAPITRE 3 : L'EXPÉRIENCE RHUM-RUM

FIGURE 1: LE RÉSEAU RHUM-RUM MARIN ET TERRESTRE AINSI QUE 3 CAPTEURS GEOSCOPE (RER, MRIV ET RODM). LES COULEURS INDIQUENT L'ÉTAT DU RÉSEAU DES CAPTEURS SISMIQUES À LA FIN DE L'EXPÉRIENCE RHUM-RUM (VERT: A FONCTIONNÉ NORMALEMENT; ROUGE: N'A PAS FONCTIONNÉ ET ORANGE: BRUITÉE). (B) ET (C) SONT RESPECTIVEMENT DES ZOOMS SUR LE RÉSEAU DE LA RÉUNION ET DE LA SWIR. DONNÉES PROVENANT DE RESIF : [HTTP://DX.DOI.ORG/10.15778/RESIF.YV2011](http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011) . FOND DE CARTE DE (A) ET (C) BATHYMÉTRIE DE SMITH & SANDWELL (1997) ET (B) LE MNT RGEALTir_2-0 (IGN-F, 2017). 105

FIGURE 2 : (A) LE NAVIRE OCÉANOGRAPHIQUE FRANÇAIS MARION DUFRESNE (PHOTO : N. GRAVIER); (B) LE NAVIRE OCÉANOGRAPHIQUE ALLEMAND METEOR (PHOTO : N.VERCH) ; (C) OBS INSU FRANÇAIS ET (D) OBS DEPAS ET GEOMAR. 106

FIGURE 3: ANALYSE EN DENSITÉ SPECTRALE DE PUISSANCE POUR LES STATIONS RR26 (DEPAS) ET RR28 (INSU) D'APRÈS STÄHLER ET AL. (2016). LE NIVEAU DE BRUIT EST GLOBALEMENT INFÉRIEUR POUR LES STATIONS INSU AU-DELÀ DES PÉRIODES DE 5 S POUR LES COMPOSANTES BH1, BH2 ET BHZ. POUR L'HYDROPHONE LE NIVEAU DE BRUIT SEMBLE IDENTIQUE. L'ÉCHELLE DE COULEUR INDIQUE L'OCCURRENCE DE PLUSIEURS NIVEAU DE BRUIT. LES LIGNES GRISSES INDIQUENT LES BORNES HAUTE ET BASSE NIVEAU DE BRUIT SELON LES MODÈLES « NEW HIGH AND LOW NOISE MODEL » DE PETERSON (1993). 110

CHAPITRE 4 : MÉTHODES

FIGURE 1 : (A) ENSEMBLE DE PHASES Pouvant être générées à une interface comme le MOHO pour une onde incidente P. LES ANNOTATIONS SONT PRÉCISÉES DANS LE TEXTE. (B) POLARISATION DES ONDES P ET S. (C) EXEMPLE DE FONCTION RÉCEPTEUR AVEC LES TEMPS D'ARRIVÉE THÉORIQUE DES PHASES CONVERTIES ET TRANSMISE. 117

FIGURE 2: PRINCIPE DE LA DÉCONVOLUTION ITÉRATIVE EN DOMAINE TEMPOREL. MODIFIÉ D'APRÈS VERGNE, 2002. 121

FIGURE 3 : LE POUVOIR DE RÉOLUTION HORIZONTALE DE LA FONCTION RÉCEPTEUR. X_p ET X_s SONT RESPECTIVEMENT LES POUVOIRS DE RÉOLUTION HORIZONTALE DES PHASES PMS (P_s) ET PpPMP. D'APRÈS AMMON (1991). 122

FIGURE 4: SYNTHÈSE DES STATIONS UTILISÉES DANS L'ÉTUDE EN PRENANT EN COMPTE LA DISPONIBILITÉ D'UNE VALEUR DE RÉORIENTATION PROVENANT DE SCHOLZ ET AL. (2017) ET LA QUALITÉ DE LA DONNÉE À LA STATION POUR CALCULER DES FONCTIONS RÉCEPTEUR. AU TOTAL, 38 STATIONS ONT PERMIS DE CALCULER DES FONCTIONS RÉCEPTEURS (POINTS VERTS). . 124

FIGURE 5 (CI-CONTRE) : FONCTIONS RÉCEPTEUR CALCULÉES À PARTIR DE L'ÉVÉNEMENT TÉLÉSISMIQUE DU 16 AVRIL 2013 DE MAGNITUDE 7.7 SURVENU EN IRAN (JOUR 106 DE L'ANNÉE 2013) À TRAVERS LE RÉSEAU RHUM-RUM (LOCALISATION EN B). LES FONCTIONS RÉCEPTEUR NOIRS INDIQUENT LES FONCTIONS RÉCEPTEUR CALCULÉES AUX STATIONS SISMIQUES SANS FILTRAGE DE L'EFFET DES SÉDIMENTS. LES FONCTIONS RÉCEPTEUR ROUGES SONT OBTENUES APRÈS FILTRAGE (LE FILTRAGE EST DÉTAILLÉ DANS LA PARTIE SUIVANTE). LES POINTS ROUGES INDIQUENT LA POSITION DE LA PHASE PMS SUR LES FONCTIONS RÉCEPTEUR FILTRÉES ET LES POINTS NOIRS ÉGALEMENT MAIS SUR LES FONCTIONS RÉCEPTEUR NON-FILTRÉES. LES RAISONS DE L'APPLICATION DU FILTRE SONT EXPLIQUÉES DANS LA PARTIE SUIVANTE. 124

FIGURE 6: MODÉLISATION DE FONCTIONS RÉCEPTEUR SYNTHÉTIQUES POUR DIFFÉRENTES STRUCTURES LITHOSPHÉRIQUES AVEC LES CODES RESPKNT DE RANDALL (1994) ET ICMOD D'AMMON (1991). (A) INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DU MOHO ; EN (B) ET (C) INFLUENCE DU CONTRASTE DE VITESSE AUTOUR DU MOHO POUR DES MOHO RESPECTIVEMENT À 7 ET 10 KM DE PROFONDEUR (LA LETTRE « C » CORRESPOND À LA VALEUR DU CONTRASTE DE VITESSE AU MOHO) ET (D) INFLUENCE DE LA PRÉSENCE DE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE AU NIVEAU DU MOHO. ENFIN, LE TABLEAU SYNTHÉTISE LES VALEURS D'ÉPAISSEURS DES COUCHES (H ; EN KM) POUR LA CROÛTE (H_c) ET LE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE (H_{up}) ET LES VITESSES (V_p ; EN KM/S) DE LA CROÛTE (V_{pc}), DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE (V_{pup}) ET DU MANTEAU (V_{pm}). 126

FIGURE 7: FONCTIONS RÉCEPTEUR SYNTHÉTIQUES GÉNÉRÉES AVEC LES PARAMÈTRES DÉCRITS DANS LE TABLEAU 1 AVANT (A À E) ET APRÈS (A' À E') APPLICATION DU FILTRE DE YU ET AL. (2015). 130

FIGURE 8 : (A) FONCTION RÉCEPTEUR DÉCRIVANT UNE CROÛTE D'UNE ÉPAISSEUR DE 20 KM SURMONTÉE D'UNE COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE 1 KM D'ÉPAISSEUR AVEC UN ANGLE D'INCIDENCE AU MOHO DE $27,89^\circ$; (B) FONCTION D'AUTOCORRELATION PERMETTANT D'OBTENIR LES VALEURS DES PARAMÈTRES $-R_0$ ET Δ_T ; (C) FILTRE D'ÉLIMINATION DES REVERBERATIONS GÉNÉRÉ À PARTIR DES PARAMÈTRES- R_0 ET Δ_T ; (D) COMPARAISON ENTRE LA FONCTION RÉCEPTEUR INITIALE ET LA FONCTION RÉCEPTEUR FILTRÉE. 131

FIGURE 9 : FONCTIONS RÉCEPTEUR SYNTHÉTIQUE MODÉLISANT UNE CROÛTE OCÉANIQUE D'UNE ÉPAISSEUR DE 7KM DONT LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE SUS-JACENTE AUGMENTE SUCCESSIVEMENT PAR PAS DE 0,1 KM. LE CADRE NOIR MONTRE LES FONCTIONS RÉCEPTEUR PERTURBÉES PAR LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE	132
FIGURE 10: ÉPAISSEUR DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DANS LE SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN ET SOUS LE RÉSEAU DE CAPTEURS SISMQUES ISSUE DU MODÈLE GLOBSED (STRAUME ET AL., 2019). LES POINTS ROUGES CORRESPONDENT AUX STATIONS OBS ET TERRESTRES DE L'ÉTUDE. EN TRANSPARENCE, LA BATHYMÉTRIE ISSUE DE SMITH & SANDWELL (1997).....	134
FIGURE 11: EXEMPLE DE LIGNES SISMQUES PERMETTANT D'ESTIMER L'ÉPAISSEUR SÉDIMENTAIRE EN SECONDE TEMPS DOUBLE (S TWTT) SOUS CERTAINS OBS DU RÉSEAU RHUM-RUM. (A) LIGNE SISMQUE FOR62 ET LOCALISATION L'OBS RR06. (B) LIGNE SISMQUE FOR47 ET L'OBS RR26. T_s POUR ÉPAISSEUR SÉDIMENTAIRE EN SECONDE TEMPS DOUBLE RELEVÉE EN DESSOUS DE LA STATION CONSIDÉRÉE. LA LOCALISATION DES LIGNES SISMQUES SE FAIT SUR LES CARTES À DROITE DE LA FIGURE. AU CENTRE DE CES CARTES BATHYMÉTRIQUES LA RÉUNION. LES LIGNES SISMQUES PROVIENNENT DE LA CAMPAGNE FOREVER (DEPLUS, 2006) ET LA BATHYMÉTRIE DE FOREVER ET ERODER (SAVOYE, 2006).	136
FIGURE 12: FONCTIONS RÉCEPTEUR MOYENNES NON FILTRÉES DES STATIONS (A) RR03, (B) RR05, (C) RR06, (D) RR16, (E) RR20, (F) RR21 ET (G) RR34.....	137
FIGURE 13 : ÉVOLUTION DES CELLULES DE VORONOÏ DANS UN ESPACE MULTIDIMENSIONNEL À DEUX PARAMÈTRES. (A) LES POINTS NOIRS SONT DES SITES ÉCHANTILLONNÉS ALÉATOIREMENT DANS L'ITÉRATION 1 ET LES CELLULES DE VORONOÏ CORRESPONDANTES. (B) APRÈS 100 ÉCHANTILLONNAGES, (C) PUIS 1000 EN UTILISANT L'APPROXIMATION AU VOISINAGE. (D) ISOCONTOUR DU MISFIT DANS L'ESPACE MULTIDIMENSIONNEL. LES TEINTES FONCÉES INDIQUENT LES VALEURS DE MISFIT LES PLUS BASSES. À NOTER QUE C'EST ÉGALEMENT DANS CES ZONES QUE L'ÉCHANTILLONNAGE EST LE PLUS IMPORTANT. D'APRÈS SAMBRIDGE (1999).	139
FIGURE 14: ÉVOLUTION DE LA TAILLE DES CELLULES DE VORONOÏ EN FONCTION DU NOMBRE D'ITÉRATIONS ET COMPARAISON AVEC LE MISFIT DU MEILLEUR MODÈLE OBTENU AVEC L'ALGORITHME DE VOISINAGE (MODIFIÉ D'APRÈS SAMBRIDGE, 1999).....	140
FIGURE 15: (A) DIAGRAMME DE DENSITÉ DES 1000 MEILLEURS MODÈLES ISSUS DU NA. LES COULEURS CHAUDES INDIQUENT UNE PLUS GRANDE DENSITÉ DE MODÈLES PASSANT DANS L'ESPACE MULTIDIMENSIONNEL EN BASE LOG. LA COURBE VERTÉ REPRÉSENTE LE MODÈLE MOYEN DES 1000 MEILLEURS MODÈLES ET LA COURBE NOIRE LE MEILLEUR MODÈLE. (B)PRINCIPE DE LA GRILLE DE RECHERCHE À 20 PARAMÈTRES DÉCRIVANT 5 COUCHES (1 À 5). UNE COUCHE EST DÉFINIE PAR 4 PARAMÈTRES : H, SON ÉPAISSEUR; V_p/V_s ; LE V_s AU SOMMET ET À LA BASE DE LA COUCHE. MODIFIÉ D'APRÈS FONTAINE ET AL. (2015).....	141
FIGURE 16: CHOIX DU MODÈLE A PRIORI UTILISÉ POUR CHAQUE STATION DE L'ÉTUDE. LES MODÈLES A PRIORI 1 À 4 SE RÉFÈRENT AUX MODÈLES DÉCRITS AUX TABLEAUX 4 À 7.	144
FIGURE 17: COURBE DE DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH POUR DES VITESSES DE GROUPE À LA STATION MAYO EXTRAITE DU MODÈLE DE TOMOGRAPHIE DE MAZZULLO ET AL. (2017)	149
FIGURE 18: PARTIE SUPÉRIEURE: EXEMPLE DE DIAGRAMME H-K ISSUE DE L'APPLICATION DE L'ALGORITHME D'H-K STACKING AUX DONNÉES DE LA STATION MAYO. L'ÉCHELLE DE COULEUR INDIQUE L'AMPLITUDE NORMALISÉE DU STACK SELON TOUS LES BACK-AZIMUTHS LE LONG DE LA COURBE DES TEMPS DE TRAJETS DE LA PHASE P_{ms} ET DES MULTIPLES CRUSTAUX. PARTIE INFÉRIEURE: FONCTIONS RÉCEPTEUR PRÉSENTÉES SELON LA DISTANCE ÉPICENTRALE. LES LIGNES ORANGES INDIQUENT LES TEMPS D'ARRIVÉE PRÉDIT DES DIFFÉRENTES PHASES POUR LE MEILLEUR COUPLE H-K.	152

CHAPITRE 5 : NATURE ET STRUCTURE DE LA CROÛTE DANS LE CANAL DU MOZAMBIQUE

Manuscrit n°1

- FIG. 1: GENERAL MAP OF THE STUDIED AREA. (A): LOCATION OF THE SEISMIC STATIONS USED IN THIS STUDY (TRIANGLES). SEISMIC STATION GLOR, MAYO, JNOV, EURO AND RUM4 STANDS FOR GRANDE GLORIEUSE ISLAND, MAYOTTE ISLAND, JUAN DE NOVA ISLAND, EUROPA ISLAND AND A STATION LOCATED ON THE EASTERN COAST OF MADAGASCAR, RESPECTIVELY. VINA IS A STATION FROM THE STUDY OF ANDRIAMPENOMANANA ET AL. (2017), WHICH REVEALED A CRUSTAL THICKNESS OF 35 KM. COLOR LINES AND THE REFERRED NUMBER ACCOUNTS FOR SEVERAL PROPOSED CONTINENTAL-OCEAN BOUNDARY (COB) OR OCEAN-CONTINENT TRANSITION (OCT): (1) MASCLE ET AL. (1997); (2) SÉGOUFIN AND PATRIAT (1981); (3) KLIMKE ET AL. (2016); (4) SÉGOUFIN ET AL., (2004); (5) KLIMKE ET AL., (2018); (6) MUELLER AND JOKAT (2017). (B) STRUCTURAL MAP OF THE MOZAMBIQUE CHANNEL. RED LINES INDICATE TECTONIC PLATE BOUNDARIES WHILE DASHED RED LINES INDICATES DIFFUSE OR PROPOSED TECTONIC BOUNDARIES (E.G. STAMPS ET AL., 2008; FAMIN ET AL., 2020). BLUE DOTS: LOCATION OF THE SEISMICITY PROVIDED BY THE USGS BETWEEN 1960 TO 2018. RED AREA REPRESENTS THE QUATHLAMBA SEISMIC AXIS AND GREEN AREA STANDS FOR THE VOLCANIC EDIFICE ALIGNMENT OF GRANDE GLORIEUSE (COURGEON ET AL., 2017). G. C. STAND FOR GRANDE COMORE; A. ANJOUAN; M., MOHÉLI; MA., MAYOTTE; G. G., GRANDE GLORIEUSE ; J., JUAN DE NOVA ISLAND AND E., EUROPA ISLAND. FINALLY, DR STANDS FOR DAVIE RIDGE.
- FIG. 2: RECEIVER FUNCTION ANALYSES: RESULTS OF THE NA INVERSION. A-E: COMPARISON BETWEEN THE MEASURED RF IN RED AND THE MEAN RF DETERMINED FROM THE BEST 1000 MODELS RESULTING FROM THE INVERSION IN BLACK WITH THE ± 1 STANDARD DEVIATION LIMITS AROUND THE AVERAGE IN BLUE. ORANGE VERTICAL LINES INDICATE FOR COMPARISON PREDICTED ARRIVAL TIMES OF THE P_{ms} PHASE AND CRUSTAL MULTIPLES FOR THE BEST MODEL RESULTING FROM THE H- κ STACKING MODEL. FOR MAYO, GREEN VERTICAL LINES INDICATE THE P_{cs} PHASE (I.E. THE PHASE RELATED TO THE BOUNDARY BETWEEN THE INITIAL CRUST

AND THE MAGMATIC UNDERPLATING BODY) AND THE MULTIPLES. F-J: DENSITY PLOT OF THE BEST 1000 VELOCITY-DEPTH MODELS OVER THE 45 200 MODELS CALCULATED AT EACH SITE. THE COLOR SCALE IS LOGARITHMICALLY PROPORTIONAL TO THE NUMBER OF MODELS (NM). THE BLACK LINE SHOWS THE AVERAGE OF THE 1000 BEST MODELS..... 165

FIG. 3: UPPER ROW: PLOTS OF H AND κ PARAMETERS OBTAINED FROM THE H- κ STACKING FOR RUM4, EURO, JNOV, MAYO AND GLOR. THE COLOR SCALE INDICATES THE NORMALIZED AMPLITUDE OF THE STACK OVER ALL BACK-AZIMUTHS ALONG THE TRAVEL TIME CURVES CORRESPONDING TO THE PMS PHASE AND CRUSTAL MULTIPLES. LOWER ROW: RADIAL RECEIVER FUNCTIONS PRESENTED IN INCREASING EPICENTRAL DISTANCE ORDER FOR THESE FIVE SEISMIC STATIONS. VERTICAL ORANGE LINES INDICATE PREDICTED ARRIVAL TIMES OF THE PMS PHASE AND CRUSTAL MULTIPLES FOR THE BEST MODEL RESULTING FROM THE H-K STACKING MODEL FOR A WEIGHTING OF W1, W2 AND W3 OF 0.5, 0.5 AND 0 RESPECTIVELY. FOR MAYO STATION, A SPECIFIC WEIGHTING OF W1=0.7, W2=0.3 AND W3=0 WAS APPLIED. TWO SOLUTIONS WERE OBTAINED FOR THIS STATION AND NOTED H1 AND H2, WITH THE RESPECTIVE COUPLES OF PARAMETERS (H=17.2 KM; κ =1.66) AND (H=25.8 KM; κ =1.84). PREDICTED ARRIVAL TIMES OF PHASES FROM THE H1 AND H2 SOLUTIONS ARE REPRESENTED CORRESPONDINGLY WITH GREEN AND ORANGE LINES. NAME OF PHASES FOR MAYO STATION ARE DISCUSSED IN THE TEXT..... 166

Manuscrit n°2

- FIG. 1: CARTE DE L'ARCHIPEL DES COMORES. L'ENCART PRÉSENTE LA LOCALISATION DE LA STATION SISMIQUE MAYO LOCALISÉE À MAYOTTE, LE POINT D'ÉCHANTILLONNAGE DE LA COURBE DE DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH, LA LOCALISATION DE LA SISMICITÉ INDUITE DE LA CRISE SISMO-VOLCANIQUE DE MAYOTTE (D'APRÈS LEMOINE ET AL., 2020) ET LA LOCALISATION DU NOUVEAU VOLCAN. LES DONNÉES BATHYMÉTRIQUES PROVIENNENT DU SHOM (2016) AUTOUR DE MAYOTTE ET DE GEBCO PARTOUT AILLEURS. LES DONNÉES D'ÉLEVATION PROVIENNENT DU MODÈLE ASTER GLOBAL DIGITAL ELEVATION MODEL (GDEM, 2019). 190
- FIG. 2: FONCTIONS RÉCEPTEUR (A) ET COURBE DE DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH (B) UTILISÉES POUR L'INVERSION CONJOINTE À LA STATION MAYO (MAZZULLO ET AL., 2017 ET DOFAL ET AL., EN REVISION). LES TEMPS D'ARRIVÉE DES DIFFÉRENTES PHASES SUR LES FONCTIONS RÉCEPTEUR SONT ISSUES DU H- κ STACKING DE DOFAL ET AL. (EN REVISION). 192
- FIG. 3: (A): COURBE DE VITESSE DES ONDES S EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LA STATION MAYO (D'APRÈS DOFAL ET AL., EN REVISION). (B): COURBE DE VITESSE DES ONDES S OBTENUE AVEC L'INVERSION LINÉAIRE D'HERRMANN POUR LES MÊMES DONNÉES EN ENTRÉE. (C) : AJUSTEMENT DE LA RF MODÉLISÉE PAR L'INVERSION NON-LINÉAIRE (RF NOIRE) AVEC LA DONNÉE (RFs ROUGES). EN BLEU, L'ÉCART TYPE ± 1 . LES PHASES VERTES CORRESPONDENT À L'ANCIEN MOHO ET LA PHASE ORANGE AU NOUVEAU MOHO. (D): COMPARAISON DE LA RF OBTENUE AVEC LA MÉTHODE LINÉAIRE (RF NOIRE) AVEC LES DONNÉES DE RFs (RFs ROUGES). DU HAUT VERS LE BAS : MAYO POUR LE NOM DE LA STATION, 2,5 POUR LA VALEUR DE LA LARGEUR DU FILTRE GAUSSIEN UTILISÉ, 81,07 POUR LA VARIANCE ET 0,065 POUR LE PARAMÈTRE DE RAI DU PREMIER ÉVÉNEMENT..... 195
- FIG. 4: RÉSULTATS DE L'INVERSION CONJOINTE. POUR CHAQUE QUADRANT, ET DE GAUCHE À DROITE: LE PROFIL DE VITESSE MODÉLISÉ, LES COURBES DE DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH MODÉLISÉE (NOIRE) ET OBSERVÉE (ROUGE) PUIS LES FONCTIONS RÉCEPTEUR MODÉLISÉES (NOIRE) ET OBSERVÉES (ROUGE). LE RECTANGLE BLEU DÉLIMITE LA ZONE DANS LAQUELLE LA SISMICITÉ DE LA CRISE SISMO-VOLCANIQUE DE MAYOTTE EST CONFINÉE (20 À 45 KM DE PROFONDEUR, D'APRÈS LE REVOSIMA). LA LÉGENDE EST IDENTIQUE À LA FIG. 6. 198
- FIG. 5: ÉVOLUTION DE LA PROPORTION DE MATÉRIEL FONDU (AVEC UNE RÉPARTITION ISOTROPE) EN FONCTION DE LA DIMINUTION DE VITESSE DES ONDES S ET P (MODIFIÉ D'APRÈS FREITAS ET AL., 2019). LES POINTS NOIRS INDIQUENT LES LVZs MODÉLISÉES PAR L'INVERSION CONJOINTE. POUR UNE DIMINUTION DE 7% DE LA VITESSE DES ONDES S (V_s), LA PART DE MATÉRIEL FONDU EST DE 0,7%. POUR UNE CHUTE DE V_s COMPRISE ENTRE 13 ET 14%, LA PROPORTION DE MATÉRIEL FONDU SERA DE 1,5 À 1,7%. EN VERT, DEUX ESTIMATIONS DU POURCENTAGE DE CHUTE DE V_s ATTENDUE AU LAB D'APRÈS RYCHERT & SHEARER (2011) ET FREITAS ET AL. (2019). 200
- FIG. 6: MODÈLE CONCEPTUEL DE LA PLOMBERIE MAGMATIQUE SOUS L'ÎLE DE MAYOTTE. EN NOIR, LE PROFIL DE VITESSE DES ONDES S DU QUADRANT Q2, OBTENU À LA STATION MAYO. LES POINTS ROUGES INDIQUENT LES HYPOCENTRES DE LA SISMICITÉ LOCALISÉE ET INDUITE DE LA CRISE SISMO-VOLCANIQUE DE MAYOTTE (LEMOINE ET AL., 2020). A NOTER QUE CERTAINS ÉVÉNEMENTS SONT ALIGNÉS SUR LES PROFONDEUR DE 40, 30, 20 ET 15 KM DE PROFONDEUR ET SEMBLE ÊTRE MAL LOCALISÉS. LES FIGURÉS ORANGES REPRÉSENTENT DES ZONES D'ACCUMULATION DE MAGMA ET LE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUES EST DISTINGUÉ AVEC LES FIGURÉS VIOLETS. LES FLÈCHES ROUGES INDIQUENT UN POSSIBLE SCÉNARIO DE MISE EN PLACE DU MAGMA DEPUIS 80 KM DE PROFONDEUR JUSQU'À LA SURFACE. A DROITE DE LA FIGURE, LA LOCALISATION EN PROFONDEUR DE CERTAINES INTERFACES FOURNIES PAR LA LITTÉRATURE. 201

CHAPITRE 6 : SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE AUTOUR DU POINT-CHAUD RÉUNION

- FIG. 1: (A) RÉUNION HOTSPOT TRACK (VIOLET) AND AGE OF THE VOLCANISM (IN MA; DUNCAN & HARGRAVES, 1990; DUNCAN & STOREY, 1992; LÉNAT ET AL., 2001; O'NEILL ET AL., 2005; MOORE ET AL., 2011; SMIETANA, 2011). CR, CARLSBERG RIDGE; CIR, CENTRAL INDIAN RIDGE; SEIR, SOUTHEAST INDIAN RIDGE; SWIR, SOUTH WESTERN INDIAN RIDGE; MW-FZ, MAHANORO-WILSHAW FRACTURE ZONE; M-FZ, MAURITIUS FRACTURE ZONE; V-FZ, VISHNU FRACTURE ZONE; L., LACCADIVE; C., CHAGOS; M. MALDIVES; S.M., SAYA DE MALHA; N. B., NAZARETH BANK; Tr., TROMELIN; Ro., RODRIGUES; M. P. MASCARENE PLATEAU. (B) BATHYMETRY AT THE TERMINATION OF THE RÉUNION HOTSPOT TRACK (GEBCO AND FOREVER, DEPLUS, 2006). THE AGE OF THE VOLCANISM IS FROM LÉNAT ET AL. (2001), (O'NEILL ET AL. (2005) AND SMIETANA (2011). LA PÉROUSE, MOUSTIK AND LASSO ARE THE MOST VOLUMINOUS SEAMOUNTS AROUND LA RÉUNION ISLAND. (C) NW-SE BATHYMETRIC CROSS-SECTION ACROSS THE LITHOSPHERIC BLOCK DELIMITED BY THE MW-FZ AND THE M-FZ. NOTE THAT THE LITHOSPHERIC BLOCK IS 500 TO 1000 M HIGHER THAN THE SURROUNDING ABYSSAL PLAINS. 221
- FIG. 2 : (A): LOCATION OF THE 23 SEISMIC STATIONS PROVIDED BY THE RHUM-RUM (DOTS), GEOSCOPE (TRIANGLES) AND IRIS (STAR) NETWORKS. MW-FZ, MAHANORO-WILSHAW FRACTURE ZONE; M-FZ, MAURITIUS FRACTURE ZONE ; CIR, CENTRAL INDIAN RIDGE. (B): LOCATION OF TELESEISMICS EVENTS USED TO COMPUTE RECEIVER FUNCTIONS. THE BLACK STAR INDICATES THE LOCATION OF LA RÉUNION ISLAND..... 225
- FIG. 3: NA RESULTS OBTAINED FOR THE RR05, RR09, TROM, RER, RR17 AND MRIV STATIONS. A1-F1: COMPARISON BETWEEN THE OBSERVED RF IN RED AND THE MODELED RF DESCRIBING THE AVERAGE FROM THE BEST 1000 MODELS RESULTING FROM THE INVERSION IN BLACK. DASHED BLUE LINES ACCOUNT FOR THE ± 1 STANDARD DEVIATION BOUNDS AROUND THE AVERAGE. ARRIVAL TIMES OF P AND PMS PHASES ARE INDICATED ON RFs. A2-F2: S-WAVE VELOCITY PROFILES (KM/S) OF THE 1000 BEST MODELS FOR EACH STATION. THE LOG (Nm) COLOR SCALE REPRESENTS THE DENSITY OF THE 1000 BEST MODELS. THE BLACK LINE IS THE AVERAGE MODEL. THE WHITE DASHED LINES REPRESENT THE INTERPRETED MOHO DISCONTINUITY. LVZ: LOW VELOCITY ZONE. A3-F3: INTERPRETED 1D LITHOSPHERIC STRUCTURES. STATIONS ARE GROUPED BY GEOLOGICAL DOMAINS: ABYSSAL, VOLCANIC ISLAND, MAGMATIC PLATEAU, AND BOTH MAGMATIC PLATEAU AND VOLCANIC ISLAND DOMAINS. 229
- FIG. 4: (A) MOHO DEPTH (KM) RELATIVE TO SEA LEVEL (BSL). (B) THICKNESS (KM) OF THE TOTAL OCEANIC CRUST CORRESPONDING TO THE OCEANIC CRUST AND THE POSSIBLE UNDERPLATING. 234
- FIG. 5: ELEVATION PROFILES THROUGH MAURITIUS ISLAND AND THE MASCARENE PLATEAU FROM THREE AZIMUTHAL DIRECTIONS. PROFILES ARE DETERMINED FROM THE SATELLITE-DERIVED BATHYMETRY (SMITH AND SANDWELL, 1997). LOCATION OF ELEVATION PROFILES ARE INDICATED IN THE UPPER RIGHT CORNER. DYNAMICS D1 AND D2 ARE DETAILED IN THE TEXT..... 235
- FIG. 6: OCCURRENCE AND THICKNESS OF MAGMA UNDERPLATING THROUGH THE NETWORK (IN KM). TWO GROUPS ARE IDENTIFIED FROM THE THICKNESS OF UNDERPLATING: GROUP 1 (8 TO 12 KM); GROUP 2 (1 TO 4 KM). STATIONS THAT SHOW A 1 KM-THICK MAGMATIC UNDERPLATING LAYER ARE IN THE METHOD'S ERROR VALUE OF 2 KM BUT ARE CONSISTENT WITH THE BATHYMETRIC ANOMALY OF THE LITHOSPHERE PRESENTED IN FIG. S5. 237
- FIG. 7: CONCEPTUAL MODEL OF THE MAGMATIC DYNAMICS OF THE RÉUNION HOTSPOT SINCE 47.5 MA. DETAILS IN THE TEXT. 240

CHAPITRE 7 : STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE AUX DORSALES CENTRALES ET SUD-OUEST INDIENNES

- FIGURE 1 : STATIONS LOCALISÉES AUTOUR DES DORSALES EN PRENANT EN COMPTE LA DISPONIBILITÉ D'UNE VALEUR DE CORRECTION DE L'ORIENTATION DES COMPOSANTES DU SISMOMÈTRE EN FONCTION DU RÉFÉRENTIEL GÉOGRAPHIQUE (SCHOLZ ET AL. 2017 ; TRIANGLES JAUNES) ET LA QUALITÉ DES DONNÉES À LA STATION POUR CALCULER DES FONCTIONS RÉCEPTEUR (TRIANGLES VERTS, OPÉRATIONNELS ; ROUGES N'ONT PAS FONCTIONNÉ). AU TOTAL, 5 STATIONS ONT PERMIS DE CALCULER DES FONCTIONS RÉCEPTEURS AUX DORSALES (TRIANGLES VERTS). 275
- FIGURE 2 : ÉPAISSEUR DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DANS LE SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN ET SOUS LE RÉSEAU DE CAPTEURS SISMQUES ISSUE DU MODÈLE GLOBSED (STRAUME ET AL., 2019). LES TRIANGLES VERTS CORRESPONDENT AUX STATIONS OBS DE L'ÉTUDE. EN TRANSPARENT, LA BATHYMETRIE GEBCO. LES STATIONS RR10, RR11, RR38, RR43, RR48 ET RR52 ÉTAIENT INSTALLÉES AU-DESSUS D'UNE COUCHE SÉDIMENTAIRE DE 10, 10, 13, 9, 9, ET 9 M D'ÉPAISSEUR D'APRÈS LE MODÈLE GLOBSED. TANDIS QUE LA STATION RR34 ÉTAIT DÉPLOYÉE AU-DESSUS D'UNE COUCHE SÉDIMENTAIRE DE 355 M. (CF. CHAPITRE 4- II.4.1). 276
- FIGURE 3 : COMPARAISON ENTRE LA FONCTION RÉCEPTEUR MOYENNE CALCULÉE (EN ROUGE) ET LES FONCTIONS RÉCEPTEUR OBTENUES POUR CHAQUE STATIONS (EN GRIS). 282
- FIGURE 4 : RÉSULTATS DE L'INVERSION DES FONCTIONS RÉCEPTEUR AVEC LE NA POUR LES STATIONS RR34, RR38, RR43, RR48 ET RR52. A-E: COMPARAISON ENTRE LA RF MESURÉE EN ROUGE ET LA RF MOYENNE DÉTERMINÉE À PARTIR DU MODÈLE MOYEN (EN NOIR) DES 1000 MEILLEURS MODÈLES AVEC L'ÉCART TYPE DE $\pm 1\sigma$ EN BLEU. LES LIGNES VERTICALES INDIQUENT LE TEMPS D'ARRIVÉE DE LA PHASE PMS INTERPRÉTÉE. F-J: REPRÉSENTATION DES 1000 MEILLEURS MODÈLES DE VITESSES SUR LES 45 200 MODÈLES GÉNÉRÉS À CHAQUE STATION. L'ÉCHELLE DE COULEUR EST PROPORTIONNELLE LOGARITHMIQUEMENT AU NOMBRE DE MODÈLES (Nm). LA COURBE NOIRE MONTRE LA MOYENNE DES 1000 MEILLEURS MODÈLES. 283

FIGURE 5 : A-C : COMPARAISON ENTRE LA FONCTION RÉCEPTEUR MOYENNE OBSERVÉE (ROUGE) ET LA FONCTION RÉCEPTEUR MODÉLISÉE (NOIRE) POUR LES STATIONS RR52, RR10 ET RR11. D-F : PROFILS DE VITESSE EN ONDE S OBTENUS DE PAR L'ALGORITHME DE VOISINAGE. LES PROFONDEURS DU MOHO ET LA PROFONDEUR POUR LAQUELLE LES VITESSES LES PLUS FAIBLES SONT ATTEINTES POUR LES LVZ SONT REPORTÉES SUR LES PROFILS DE VITESSE. A NOTER QUE L'ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE EST IDENTIQUE POUR TOUTES CES STATIONS MAIS QUE LES LVZ S'APPROFONDISSENT VERS LE NORD.....	285
FIGURE 6 : STRUCTURES TECTONIQUES MAJEURES DU SUD-OUEST DE L'OCÉAN INDIEN ET BATHYMÉTRIE PROVENANT DE LA COMPILATION GMRT DE RYAN ET AL. (2009). LA LIGNE EN POINTILLÉS ÉPAIS CORRESPOND À LA TRACE DU POINT TRIPLE DE L'OCÉAN INDIEN (IOTJ). LES TRAITS BLANCS MARQUENT LES FAILLES TRANSFORMANTES GALLIENI, ATLANTIS II ET DE MELVILLE. LES LETTRES A, B ET C CORRESPONDENT AUX SEGMENTS MORPHO-MAGNÉTIQUES DE PATRIAT ET AL. (1997) ET SON DÉLIMITÉS PAR LES FAILLES TRANSFORMANTES DE GALLIENI ET MELVILLE. LES TRIANGLES ROUGES INDIQUENT LES STATIONS SISMIQUES RR34, RR38, RR43, RR48, RR52, RR10 ET RR11 ET LES CHIFFRES BLANCS LA PROFONDEUR DU MOHO DÉTERMINÉE À PARTIR DE CETTE ÉTUDE. LES CARRÉS EN POINTILLÉS FINS INDIQUENT L'EMPRISE DES FIGS. 7 ET 8.	286
FIGURE 7 : (A) RMBA (RESIDUAL MANTLE BOUGUER ANOMALY) AU VOISINAGE DES STATIONS RR43 ET RR48 ISSUE DE CANNAT ET AL. (2006). L'EMPRISE DE LA CARTE EST REPORTÉE SUR LA FIG. 6. LES CHIFFRES BLANCS INDIQUENT LA PROFONDEUR DU MOHO PAR RAPPORT À LA STATION CONSIDÉRÉE. LES CHIFFRES 1, 2 ET 3 CORRESPONDENT AUX LIGNES DE SISMIQUE RÉFRACTION ISSUES DE MULLER ET AL. (1999) ET MINSHULL ET AL. (2006). CES LIGNES SONT PRÉSENTÉES EN B.....	288
FIGURE 8 : (A) BATHYMÉTRIE COMPILÉE PAR SAUTER ET AL. (2002) À PARTIR DES DONNÉES ISSUES DES CAMPAGNES OCÉANOGRAPHIQUES CAPSING, FUJI ET KERIMIS (RESPECTIVEMENT, PATRIAT ET AL., 1997 ; TAMAKI ET AL., 1998 ET SCHLICH ET AL., 1998). LA TRACE BLANCHE DÉLIMITE LA ZONE IMAGÉE PAR UN SONAR À BALAYAGE LATÉRAL DANS L'ÉTUDE DE SAUTER ET AL. (2002). (B) ANOMALIE DE BOUGUER RÉDUITE AU MANTEAU (MBA) CALCULÉE À PARTIR DES DONNÉES DE ROMMEVAUX-JESTIN ET AL.(1997) ET DE LA CAMPAGNE FUJI (TAMAKI ET AL., 1998). NTD POUR NON-TRANSFORM DISCONTINUITIES. LES TRIANGLES ROUGES INDIQUENT LA LOCALISATION DE LA STATION RR38. L'EMPRISE DES FIGURES A ET B EST REPORTÉE SUR LA FIG. 6.	290
FIGURE 9 : (A) LOCALISATION DE LA STATION RR34 ET DE LA CARTE BATHYMÉTRIQUE PRÉSENTÉE EN (B). LA LIGNE NOIRE INDIQUE LA LOCALISATION DU PROFIL DE SISMIQUE RÉFRACTION PRÉSENTÉ EN (C). LA CROÛTE ÉCHANTILLONNÉE LE LONG DES SEGMENTS 28 ET 27 OSCILLE ENTRE 4 ET 9,5 KM D'ÉPAISSEUR. MODIFIÉ D'APRÈS LI ET AL. (2015).	291

CHAPITRE 8 : SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE: QUELS PARAMÈTRES CONTRÔLENT SON ÉPAISSEUR ?

FIGURE 1 : LOCALISATION DES 14 ÎLES VOLCANIQUES ÉTUDIÉES (ÉTOILES ROUGES) ET DES 49 POINTS CHAUDS DE COURTILOTT ET AL. (2003 ; CERCLES NOIRS). LE FOND DE CARTE ILLUSTRE LES ANOMALIES BATHYMÉTRIQUES (M) PAR RAPPORT À LA BATHYMÉTRIE ATTENDUE POUR L'ÂGE DE LA LITHOSPHERE CONSIDÉRÉE. CARTE MODIFIÉE D'APRÈS KING & ADAM (2014).	296
FIGURE 2 : ÉVOLUTION DE L'ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE (KM) EN FONCTION DU TAUX ÉRUPTIF DÉTERMINÉ POUR 14 ÉDIFICES VOLCANIQUES. LES VALEURS DE CES DEUX PARAMÈTRES SONT SYNTHÉTISÉS DANS LE TABLEAU 1. LES BARRES D'ERREUR INDIQUENT LES ESTIMATIONS HAUTES ET BASSES DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE POUR CHACUN DES POINTS CHAUDS. LA TAILLE DES CERCLES INDIQUE L'ÂGE LE PLUS ANCIEN D'ACTIVITÉ VOLCANIQUE CONNUE POUR CES ÉDIFICES. LA VALEUR INDIQUÉE SOUS LE NOM DE CHAQUE ÉDIFICE CORRESPOND À CET ÂGE. LES DEUX FLÈCHES GRISÉES INDIQUENT LES L'ÉVOLUTIONS DES DEUX PARAMÈTRES (TAUX ÉRUPTIF ET ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE) POUR DEUX GROUPES D'ÉDIFICES VOLCANIQUES.	299
FIGURE 3: ÉVOLUTION DE LA HAUTEUR DES ÉDIFICES EN FONCTION DE L'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE. LA TAILLE DES CERCLES INDIQUE L'ÂGE LE PLUS ANCIEN CONNUE POUR LES ÉDIFICES ÉTUDIÉS. LES VALEURS D'ÂGE ET DE HAUTEUR D'ÉDIFICE VOLCANIQUE SONT SYNTHÉTISÉES DANS LE TABLEAU 1. LES DEUX FLÈCHES GRISÉES INDIQUENT LES L'ÉVOLUTIONS DES DEUX PARAMÈTRES (HAUTEUR D'ÉDIFICE ET ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE) POUR DEUX GROUPES D'ÉDIFICES VOLCANIQUES.....	300
FIGURE 4 : ÉVOLUTION DE L'ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE EN FONCTION DE LA DURÉE DU VOLCANISME DÉTERMINÉE À PARTIR DES DATATIONS DES COULÉES LES PLUS ANCIENNES ET L'ÂGE DES ÉRUPTIONS LES PLUS RÉCENTES POUR 11 ÉDIFICES VOLCANIQUES. CES VALEURS SONT SYNTHÉTISÉES DANS LE TABLEAU 2.	302
FIGURE 5: A: ÉVOLUTION DE LA QUANTITÉ DE PRODUIT MAGMATIQUE PRODUIT (KM ³ /AN) EN FONCTION DE L'ÉPAISSEUR DE LA LITHOSPHERE (KM). MODIFIÉ D'APRÈS WHITE (1993). B: ÉVOLUTION DE L'ÉPAISSEUR DE LA LITHOSPHERE (KM) EN FONCTION DE L'ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE (KM). LES BARRES D'ERREUR HORIZONTALES PRENNENT EN COMPTE LES VALEURS D'ÉPAISSEURS DE LA LITHOSPHERE DISPONIBLES DANS LA LITTÉRATURE ET SYNTHÉTISÉES DANS LE TABLEAU 1. LES BARRES VERTICALES INDIQUENT L'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLACAGE RÉPERTORIÉE DANS PLUSIEURS ÉTUDES. LES CERCLES INDIQUENT L'ÂGE DE LA LITHOSPHERE PRÉSENTE SOUS CHACUN DES ÉDIFICES VOLCANIQUES.....	304
FIGURE 6: ÉVOLUTION DE L'ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE (KM) EN FONCTION DE LA VITESSE DE DÉPLACEMENT DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES AUXQUELLES APPARTIENNENT LES ÉDIFICES VOLCANIQUES (CM/AN). CES VALEURS SONT	

<p>RÉPERTORIÉES DANS LE TABLEAU 1. LES DEUX FLÈCHES GRISÉES INDIQUENT LES L'ÉVOLUTIONS DES DEUX PARAMÈTRES (VITESSE DE DÉPLACEMENT DE LA PLAQUE LITHOSPHÉRIQUE ET ÉPAISSEUR DU SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE) POUR DEUX GROUPES D'ÉDIFICES VOLCANIQUES.....</p> <p>FIGURE 7: (A) ÉVOLUTION DU FLUX THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE EN FONCTION DE L'ÉLOIGNEMENT À LA DORSALE; (B) ÉVOLUTION DE LA BATHYMÉTRIE DE LA LITHOSPHERE EN S'ÉLOIGNANT DE LA DORSALE. MODIFIÉ D'APRÈS SCLATER & FRANCHETEAU (1970).</p> <p>FIGURE 8: COMPARAISON ENTRE L'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE ET L'ANOMALIE BATHYMÉTRIQUE DE LA LITHOSPHERE AUTOUR DES ÉDIFICES VOLCANIQUES ÉTUDIÉS. LES VALEURS D'ANOMALIES SONT RÉPERTORIÉES DANS LE TABLEAU 1. LA DROITE CORRESPOND À LA COURBE DE TENDANCE DES MOYENNES D'ANOMALIES ET D'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE POUR CHAQUE ÉDIFICE VOLCANIQUE.</p>	<p>306</p> <p>310</p> <p>311</p>
--	----------------------------------



Table des Tableaux

CHAPITRE 3 : L'EXPÉRIENCE RHUM-RHUM

TABEAU 1: SYNTHÈSE DES PERFORMANCES DES OBS UTILISÉS LORS DU PROJET RHUM-RUM. MODIFIÉ D'APRÈS STÄLHER ET AL. (2016). L'ABRÉVIATION (GZ) INDIQUE QUE DES "GLITCH" SONT OBSERVÉS SUR LA COMPOSANTE VERTICALE DU SISMOMÈTRE CORRESPONDANT (CONCERNE UNIQUEMENT LES SISMOMÈTRES INSU). « SKEW VALUE » CORRESPOND AU RETARD EN SECONDE ENTRE LE TEMPS ENREGISTRÉ PAR L'INSTRUMENT ET LE CELUI ENREGISTRÉ PAR LE GPS AU MOMENT DE LA RÉCUPÉRATION (« NA » POUR LES INSTRUMENTS POUR LESQUELS L'HORLOGE S'EST STOPPÉ PRÉMATURÉMENT). POUR LES STATIONS DEPAS, LE NOMBRE DE JOURS D'ENREGISTREMENT PEUT EXCÉDER LE NOMBRE DE JOURS DE DÉPLOIEMENT CAR L'ENREGISTREMENT A DÉMARRÉ À BORD DU BATEAU AVANT LE DÉPLOIEMENT. L'ABRÉVIATION « 120S INST. » SE RÉFÈRE AUX STATIONS COMPORTANT UN INSTRUMENT DEPAS 120 S. CEUX-CI N'ONT PAS FONCTIONNÉ PENDANT L'EXPÉRIENCE. GEOMAR, DEPAS LOBSTER RENSEIGNENT SUR L'INSTITUT D'OÙ PROVIENNENT LES OBS.	107
TABEAU 2 : COMPARAISON DES CAPTEURS SISMOMÈTRES SOUS-MARINS PROVENANT DES PARCS D'OBS INSU ET DEPAS-GEOMAR	108
TABEAU 3: MÉTADONNÉES DES SISMOMÈTRES TERRESTRES. LES ABRÉVIATIONS T-240, T-120, CMG3 ET STS-2 CORRESPONDENT RESPECTIVEMENT AUX CAPTEURS NANOMETRICS TRILLIUM 240 ET 120 S, AU CAPTEUR GURALP CMG3-ESPC ET AU CAPTEUR STRECKEISEN STS-2. LA BARRE VERTE INDIQUE LES STATIONS UTILISÉES À CONTRAIRE DE LA BARRE ROUGE. DONNÉES DISPONIBLES SUR HTTP://DX.DOI.ORG/10.15778/RESIF.YV2011	109
TABEAU 4 : LOCALISATION ET TYPE DE CAPTEUR DES SISMOMÈTRES GEOSCOPE UTILISÉS DANS CETTE ÉTUDE. LES ACRONYMES DES CAPTEURS SONT IDENTIQUES À CEUX DU TABLEAU 3. POUR PLUS D'INFORMATIONS CONCERNANT LE RÉSEAU GEOSCOPE : HTTP://GEOSCOPE.IPGP.FR/INDEX.PHP/EN/	109
TABEAU 5: DONNÉES DE RÉORIENTATION PROVENANT DE SCHOLZ ET AL. (2017). N INDIQUE LE NOMBRE DE MESURES RÉALISÉES POUR OBTENIR LA VALEUR DE RÉORIENTATION POUR CHACUNE DES MÉTHODES. LES BOÎTES ROSES INDIQUENT LES STATIONS POUR LESQUELLES LA RÉORIENTATION N'A PAS ÉTÉ POSSIBLE. LES BOÎTES ORANGES SONT LES STATIONS BRUITÉES DE STÄLHER ET AL. (2016), PRÉSENTÉE EN FIG. 1. LES BOÎTES GRISES INDIQUENT LES STATIONS FRANÇAISES INSU-IPGP, TOUTES LES AUTRES PROVIENNENT DES PARCS OBS ALLEMAND (DEPAS ET GEOMAR). POUR PLUS D'INFORMATIONS SUR LA MÉTHODE SE RÉFÉRER À SCHOLZ ET AL. (2017).	113

CHAPITRE 4 : MÉTHODES

TABEAU 1: PARAMÈTRES DES MODÈLES TESTÉS AFIN DE VÉRIFIER L'INFLUENCE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE SUR LES FONCTIONS RÉCEPTEUR. H, POUR ÉPAISSEUR EN KM DE LA COUCHE CONSIDÉRÉE; VP POUR LA VITESSE DES ONDES DE COMPRESSIONS AU SEIN DE LA COUCHE CONSIDÉRÉE, EN KM/S.....	128
---	-----

CHAPITRE 6 : SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE AUTOUR DU POINT CHAUD RÉUNION

TABEAU 1: AGE OF THE HOTSPOT RELATED VOLCANISM, THE CRUSTAL NATURE AND THE UNDERPLATING THICKNESS ALONG THE RÉUNION HOTSPOT. A: COURTILLOT ET AL. (1986), B: DUNCAN (1990), C: DUNCAN & HARGRAVES (1990), D: DICKINS ET AL. (1986), E: O'NEILL ET AL. (2005), F: MOORE ET AL. (2011), G: LÉNAT ET AL. (2001). 1: COURTILLOT ET AL. (1986) 2: SREEJITH ET AL. (2019), 3: CHAUBEY ET AL. (2002), 4: GUPTA ET AL. (2010), 5: FONTAINE ET AL. (2015), 6: HAMMOND ET AL. (2012), 7: COLLIER ET AL. (2009), 8: SHOR & POLLARD (1963), 9: TORSVIK ET AL. (2013), 10: ASHWAL ET AL. (2017), 11: SINGH ET AL. (2016), 12: CHARVIS ET AL. (1999), 13: KAILA ET AL. (1990). HYPHENS DENOTE A LACK OF DATA FOR THE REFERRED LOCATION.	222
TABEAU 2 : RESULTS OBTAINED AT EACH STATION. THE COLOR CODE REFERS TO THE GEOLOGICAL DOMAINS OF THE STATIONS AS IN FIG. 3. EVENTS DENOTES THE NUMBER OF RFS USED TO COMPUTE THE VELOCITY PROFILE. OCEANIC LITHOSPHERE AGES ARE PROVIDED BY MULLER ET AL. (2008). MOHO DEPTH BST REFERS TO THE MOHO DEPTH BELOW THE STATION. MOHO DEPTH BSL STANDS FOR THE DEPTH TO THE MOHO NORMALIZED TO THE SEA LEVEL. VALUES UNDERLINED ARE TAKEN INTO ACCOUNT TO OBTAIN THE	

AVERAGE OF 6 KM. THE SYMBOL † REFERS TO STATIONS ALREADY USED IN FONTAINE ET AL. (2015) AND REEXAMINED IN THIS STUDY..... 230

CHAPITRE 7 : STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE AUX DORSALES CENTRALE ET SUD-OUEST INDIENNES

TABLEAU 1: LATITUDE (LAT), LONGITUDE (LONG) ET ALTITUDE (E) DES STATIONS. TYPE DE CAPTEUR ET DURÉE D'ÉCHANTILLONNAGE POUR LES STATIONS RR34, RR38, RR43, RR48, RR52, RR10 ET RR11..... 275

CHAPITRE 8 : SYNTHÈSES

TABLEAU 1 : VALEURS DES PARAMÈTRES TESTÉS SUR LES 14 ÉDIFICES VOLCANIQUES. LORSQU'UN TIRET EST INDIQUÉ CELA INFORME SUR LA NON DISPONIBILITÉ DE LA DONNÉE. A : UNE ESTIMATION DE 15 KM D'ÉPAISSEUR DE SOUS-PLACAGE MAGMATIQUE A ÉTÉ PROPOSÉE PAR VINNIK ET AL. (2012) POUR DES STATIONS INSTALLÉES SUR DES ÎLES VOISINES MAIS PLUS ANCIENNES QUE SANTO ANTÃO (L'ÎLE LA PLUS RÉCENTE ET INVESTIGUÉE PAR LODGE & HELLFRICH, 2006). B : GSC POUR GALÁPAGOS SPREADING CENTER, SOIT LE CENTRE D'ACCÉTION DE LA DORSALE À PROXIMITÉ DU POINT CHAUD DES GALÁPAGOS. CE CENTRE D'ACCÉTION EST SOUS L'INFLUENCE DU POINT CHAUD DES GALÁPAGOS. C : CETTE ÉPAISSEUR EST PROPOSÉE PAR LES AUTEURS BIEN QUE LES RÉSULTATS N'ONT PAS PERMIS D'IMAGER CETTE COUCHE. POUR MAYOTTE, LE TAUX ÉRUPTIF INDIQUÉ A ÉTÉ DÉTERMINÉ AU VOLCAN DU KARTHALA, ÉDIFICE VOLCANIQUE DE L'ARCHIPEL DES COMORES AUQUEL APPARTIENT MAYOTTE (BACHÈLERY, 1999). POUR EUROPA, L'ÂGE DU VOLCANISME EST CELUI DÉTERMINÉ À BASSAS DA INDIA, ÉDIFICE VOISIN D'EUROPA (COURGEON ET AL., 2016). CI-APRÈS, LES RÉFÉRENCES POUR CHACUNE DES VALEURS RÉPERTORIÉES DANS LE TABLEAU :1, CANNAT ET AL. (1999) ; 2, LUIS & NEVES (2006) ; 3, SPIEKER ET AL. (2018) ; 4, BATISTA ET AL. (2019) ; 5, LODGE ET AL. (2012) ; 6, LODGE & HELLFRICH (2006) ; 7, CETTE ÉTUDE ; 8, CANALES ET AL. (2002) ; 9, LEAHY ET AL. (2010) ; 10, CARESS ET AL. (1995) ; 11, GALLART ET AL. (1999) ; 12, CHARVIS ET AL. (1999) ; 13, FONTAINE ET AL. (2015) ; 14, LEAHY & PARK (2005) ; 15, GEISSLER ET AL. (2017) ; 16, VOGT & JUNG (2004) ; 17, HOERNLE & SCHMINCKE (1993) ; 18, PLESNER ET AL., (2002) ; 19, KURZ ET AL. (2014) ; 20, DENLINGER (1997) ; 21, FILMER ET AL. (1993) ; 22, BACHÈLERY (1999) ; 23, LÉNAT ET AL. (1987) ; 24, HILDENBRAND ET AL. (2004) ; 25, ABDEL-MONEM ET AL. (1975) ; 26, STAUDIGEL ET AL. (1986) ; 27, COURGEON ET AL. (2016) ; 28, CLAGUE & DALRYMPLE (1987) ; 29, GUILLOU ET AL. (2014) ; 30, DEBOEUF (2004) ; 31, MICHON (2016) ; 32, SMIETANA (2011) ; 33, LÉNAT ET AL. (2001) ; 34, DUNCAN & STOREY (1992) ; 35, DUNCAN ET AL. (1994) ; 36, O'CONNOR & ROEX (1992) ; 37, FERREIRA ET AL. (2020) ; 38, WATTS (1994) ; 39, SMITH & SANDWELL (1997) ; 40, WATTS ET AL. (1985) ; 41, WOLFE ET AL (1994) ; 42, LEBAS ET AL. (2018) ; 43, MILLER ET AL. (2015) ; 44, VINNIK ET AL. (2012) ; 45, RYCHERT ET AL. (2009) ; 46, BARRUOL ET AL. (2019) ; 47, RYCHERT ET AL. (2014) ; 48, BYRNES ET AL. (2015) ; 49, ISSE ET AL. (2016) ; 50, WOLBERN ET AL. (2006) ; 51, KING & ADAM (2014) ; 52, RANERO ET AL. (1995) ; 53, CROUGH (1982) ; 54, MARQUES ET AL. (2020) ; 55, DIETZ & MENARD (1953) ; 56, WATTS (1976) ; 57, McNUTT (1998) ; 58, McNUTT & BONNEVILLE (2000) ; 59, LÉNAT ET AL. (2009) ; 60, KREEMER ET AL., (2014). 298

TABLEAU 2 : LES RÉFÉRENCES INDIQUÉES PAR LES CHIFFRES EN EXPOSANT SONT IDENTIQUES À CELLES DU TABLEAU 1. LES VALEURS MARQUÉES D'ASTÉRISQUES SONT ISSUES DES RÉFÉRENCES SUIVANTES : * MCDUGALL ET AL. (1965) ; **WALLENSTEIN ET AL. (2007) ; ***FERNANDEZ ET AL. (2021) 302



Introduction générale et problématiques de la thèse

D'après le modèle *PREM* de Dziewonski & Anderson (1981), la Terre est composée d'enveloppes superposées distinguées par leurs vitesses sismiques. On distingue classiquement, le noyau interne et externe, le manteau inférieur, le manteau supérieur asthénosphérique ou lithosphérique et enfin la croûte (continentale ou océanique). Les deux enveloppes les plus superficielles, à savoir le manteau lithosphérique et la croûte séparées par le *Moho* (Mohorovičić, 1909) composent la lithosphère. La nature de cette lithosphère est dictée par le type de croûte à son sommet, pouvant être tantôt océanique ou continentale.

Découpée en plaques lithosphériques mobiles (Le Pichon, 1968), la lithosphère se crée, se déforme et se recycle en suivant le cycle de Tuzo Wilson (Wilson, 1966 ; Dewey & Burke, 1974). Le point de départ de ce cycle est le supercontinent dont l'existence avait été théorisé par Wegener (1915) avec la théorie de la « dérive des continents ».

Ces supercontinents se forment à partir de l'agrégation de plusieurs lithosphères continentales dont certaines très anciennes (> 500 Ma, appelées cratons). Ce supercontinent possède une croûte continentale épaisse et un *Moho* profond. A titre d'exemple, le Gondwana incarne le supercontinent le plus jeune, formé entre 450 et 360 Ma dont l'épaisseur de la croûte serait parfois supérieure à 45 km (Mooney et al., 1998).

Le démantèlement d'un supercontinent tel que la Pangée s'initie par une phase d'amincissement lithosphérique (rifting) provoquée par des mouvements divergents (abordés dans le Chapitre 1). Lors de cette phase de rifting, la croûte s'amincit par le jeu de failles normales faisant remonter le *Moho* à mesure que l'amincissement se poursuit (Fig. 1A). Dans certains cas, des micro-continentaux peuvent être isolés par des sauts d'axe du rift (Müller et al., 2001) ou par l'hyper-extension (e.g. Péron-Pinvidic & Osmundsen, 2016). L'épaisseur crustale de ces blocs continentaux est variable. Par exemple, les Seychelles (33 km d'épaisseur ; Hammond et al., 2012), la ride de Laxmi à l'ouest de l'Inde (18-20 km d'épaisseur ; Mishra et al., 2018), des Laccadives (23 km d'épaisseur ; Sreejith et al., 2019) ou encore la micro-plaque du Danakil dans l'Afar (Eagle et al., 2002 ; 20 km, Hammond et al., 2011), sont des exemples concrets de blocs continentaux isolés. L'existence de tels blocs continentaux sont aujourd'hui en débat dans certaines régions du monde comme l'archipel des Comores (e.g. Flower & Strong, 1969 ; Coffin & Rabinowitz, 1987) ou encore l'île Maurice (e.g. Torsvik et al., 2013 ; Fontaine et al., 2015).

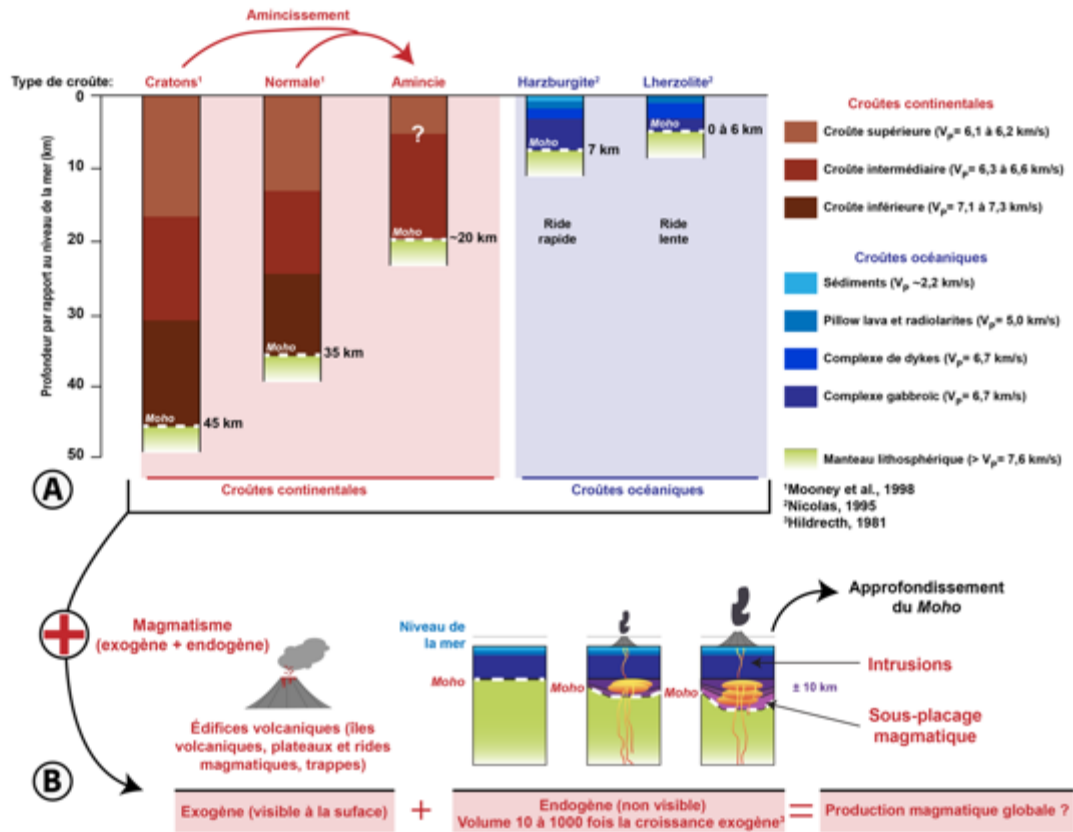


Figure 1: (A) Structure sismique et chimique des croûtes continentales et océaniques attendues pour différents types de scénarios (craton, croûte continentale normales ou amincie, croûte océanique accrétée au niveau d'une dorsale lente ou rapide). D'après Mooney et al., (1998) et Nicolas (1995). (B) effets du magmatisme sur la croûte. Production endogène et exogène.

Après la rupture de la lithosphère continentale (break-up), l'accrétion de la lithosphère océanique s'initie aux dorsales océaniques. L'épaisseur de la croûte océanique produite est alors dépendante de la vitesse d'accrétion de la dorsale (Bown & White, 1994 ; Fig. 1A). L'épaisseur moyenne étant de $7,1 \pm 0,8$ km pour les dorsales « normales », de $4,9 \pm 1,5$ km pour les dorsales lentes et $2,1 \pm 0,6$ km pour les dorsales ultra-lentes (White et al., 1992). Deux types de croûtes océaniques se forment alors, le type « normal » issu du modèle de « Penrose » appelé Lherzolite ou le type Hazburgite (Nicolas, 1995). Aux dorsales ultra-lentes cette croûte océanique est parfois absente. À ces processus, s'ajoute que l'épaisseur de la croûte océanique accrétée depuis la dislocation de la Pangée initiée au Trias a diminué témoignant d'une diminution de l'activité magmatique aux dorsales depuis cette époque (Van Avendonk et al., 2016).

Ces diverses structures crustales continentales et océaniques sont très souvent perturbées par des phénomènes magmatiques générés par des anomalies mantelliques

(notamment le volcanisme de rifting, de point chaud ; Fig. 1B). Ces anomalies de tailles très variables, plurikilométriques pour les rifts, à plusieurs centaines de kilomètres pour les points chauds vont perturber la structure crustale. En surface, les édifices volcaniques (îles, monts sous-marins, plateaux et rides magmatiques, trappes etc.) sont le témoignage d'une activité magmatique sous-jacente (Fig. 1B).

Cependant, une partie de cette activité reste cachée (e.g. Crisp, 1984). Selon Hildreth (1981), un ratio de 10 à 1000 existe entre la production de magma exogène et la production endogène. L'injection de dykes et la mise en place du sous-placage magmatique au niveau du *Moho* (e.g. Les Marquises, Caress et al., 1995 ; Hawaii, Leahy et al., 2010) sont des phénomènes connus mais restent mal quantifiés et contraint spatialement. Ainsi le bilan de la production magmatique globale est grandement sous-estimé. Quelle est alors la répartition et la quantité du matériel magmatique stocké dans le contexte de rift (déformation intraplaque) et de point chaud ? L'ajout de matériel magmatique à la base de la croûte approfondit l'interface croûte/manteau en générant un épaissement crustal (e.g. La Réunion, Fontaine et al., 2015 Fig. 1B). Dans quelle proportion alors ce sous-placage va-t-il approfondir le *Moho* dans le cas d'une déformation intraplaque ou d'un point chaud ? Cet approfondissement du *Moho* est-il local ou diffus ? Quels sont les effets du sous-placage magmatique sur la topographie de la lithosphère ?

L'activité magmatique au cours de la vie d'un point chaud décroît, ainsi la structure crustale va-t-elle varier au cours de son interaction avec l'anomalie mantellique ? Le sous-placage est-il uniquement contraint à la zone à l'aplomb du panache mantellique ?

Nous avons choisi d'étudier le sud-ouest de l'océan Indien, du Canal du Mozambique en passant par l'île de La Réunion aux dorsales centrale et sud-ouest Indiennes pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces questions. En effet, le rift (Rift Est Africain) et le volcanisme de point chaud (La Réunion et Marion) sont tous deux regroupés dans cette vaste région du globe.

La nature de la lithosphère dans cette région de l’océan Indien fait aussi, toujours l’objet de débats comme annoncé précédemment pour le Bassin et l’archipel des Comores, le Plateau des Mascareignes et l’île Maurice. Ainsi la question de la nature de la croûte de ces territoires entre dans le cadre de cette étude. (Fig. 2).

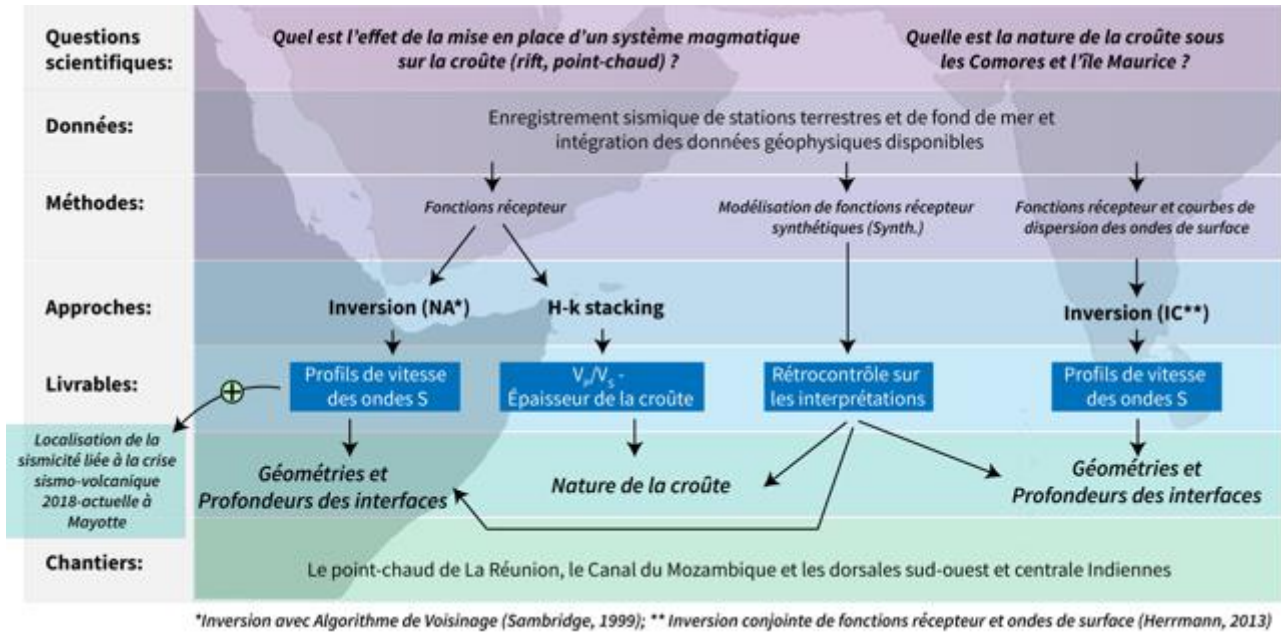


Figure 2: Organigramme de la thèse. Objectifs, données, méthodes, approches, livrables et chantiers y sont consignés.

Nous avons choisi une approche géophysique et sismologique afin d’apporter des éléments de réponses à ces problématiques scientifiques. L’intégration des données disponibles de bathymétrie, d’anomalies magnétiques et gravimétriques, de sismiques réflexions et réfraction, de forages et de datations ont permis de replacer nos résultats dans le contexte global de l’océan Indien.

Les données sismologiques utilisées pour cette étude proviennent de l’expérience RHUM-RUM (Barruol & Sigloch, 2013) qui a permis le déploiement de 77 stations sismologiques terrestres et de fond de mer. Nous avons utilisé la méthode des fonctions récepteur, de la modélisation directe de fonction récepteur et des courbes de dispersion des ondes de surface afin de contraindre la structure et la nature de la lithosphère dans cette région. Trois approches complémentaires : le $H-\kappa$ stacking (Zhu & Kanamori, 2000), l’inversion de fonctions récepteur avec l’algorithme de voisinage (Sambridge, 1999) et l’inversion conjointe des fonctions récepteur et des ondes de surface sont utilisées. La première des

approches nous a permis de caractériser la nature de la lithosphère et la profondeur du *Moho* (interface croûte-manteau). Les deux autres approches nous ont permis d'obtenir des profils de vitesses sismiques au sein de la lithosphère apportant les informations essentielles pour caractériser la structure lithosphérique. Le profil de vitesses de Mayotte est un des apports importants de cette étude, puisque celui-ci a été utilisé par le REVOSIMA (Réseau de surveillance volcanologique et sismologique de Mayotte) pour relocaliser la sismicité de la crise sismo-volcanique 2018-2021. Enfin, la modélisation directe des fonctions récepteur a permis d'anticiper les éventuels biais d'échantillonnage et d'effectuer des rétrocontrôles sur nos interprétations.

Ce manuscrit de thèse est organisé en 8 chapitres :

Le Chapitre 1 consiste en une synthèse de généralités sur la lithosphère (définitions, formations, processus qui modifient la géométrie et les caractéristiques de la lithosphère etc.).

Le Chapitre 2 présente le contexte géodynamique et l'état des connaissances de la lithosphère de la zone d'étude.

Le Chapitre 3 expose les objectifs et les moyens du projet RHUM-RUM, projet cadre dans lequel cette thèse s'inscrit.

Le Chapitre 4 est une présentation des méthodes utilisées durant cette thèse. Avec, premièrement le principe de la méthode de calcul des fonctions récepteur. Une présentation de l'apport de la modélisation des fonctions récepteur synthétiques est dans un second temps réalisée. Enfin, les approches complémentaires utilisées seront développées (H - κ stacking, inversion des fonctions récepteur avec l'algorithme de voisinage et inversion conjointe des fonctions récepteur et des courbes de dispersion des ondes de surface).

Le Chapitre 5, présentera l'interaction du magmatisme avec la lithosphère dans un contexte de rift avec l'exemple du Canal du Mozambique et un focus particulier sur l'île de Mayotte, témoin récente d'une crise volcano-tectonique inédite. Ce chapitre est composé d'un résumé en français, d'un article soumis à Journal of African Earth Sciences en cours de relecture. La seconde partie de ce Chapitre V consiste en une note de recherche en cours de rédaction portant sur l'utilisation de courbes de dispersion des ondes de Rayleigh avec les fonctions récepteur pour investiguer la structure de la lithosphère jusqu'à 100 km de profondeur.

L'interaction du magmatisme intra-plaque et du panache mantellique avec la lithosphère sera abordée en Chapitre 6 de ce manuscrit avec l'exemple du point chaud de La Réunion et des édifices volcaniques alentours (Maurice, Rodrigues et les édifices immergés). Ce chapitre est présenté comme une première version d'un article.

Le Chapitre 7 présentera les résultats préliminaires de l'étude de fonctions récepteur déterminées à partir de stations sismiques déployées le long des dorsales centrale et sud-ouest Indiennes.

Le dernier Chapitre (8) sera une mise en perspective des résultats de cette étude dans un contexte global afin de déterminer quels paramètres contrôlent l'épaisseur du sous-placage magmatique sous des édifices volcaniques insulaires. De plus, l'impact du sous-placage magmatique sur la topographie de la lithosphère sera également abordé.

Enfin, une conclusion et l'établissement d'un champs des perspectives futures sera le point final de cette étude.

Mots clés: Lithosphère, structures lithosphériques, croûte, magmatisme, sous-placage magmatique, point chaud, rifting, fonction récepteur, sismologie, La Réunion, Canal du Mozambique, sud-ouest de l'océan Indien, Mayotte



Chapitre 1 : Relation magmatisme / lithosphère

I. Définitions, structure et formation de la lithosphère

Dans cette première partie nous allons dans un premier temps définir la lithosphère à partir de sa limite inférieure (LAB, pour Lithosphere Asthenosphere Boundary) puis aborder les deux types de lithosphère (continentale et océanique) et leur structure. Enfin, nous terminerons avec les modalités de formation de ces deux types de lithosphère.

I.1. Définitions de la lithosphère

Le mot lithosphère vient du grecque « *λιθος* (lithos) », voulant dire « roche », et « *σφαιρα* (sphaira) », voulant dire « sphère ». La lithosphère correspond alors à l'enveloppe rigide la plus superficielle, au-dessus de l'asthénosphère. Selon le modèle *PREM* (Dziewonski & Anderson, 1981 ; Fig. 1A), qui est un des modèles de référence de la structuration interne de la Terre, la vitesse des ondes sismiques augmente graduellement avec la profondeur au sein de la lithosphère (Fig. 1A). Pourtant, un saut de vitesse important au sein de celle-ci est

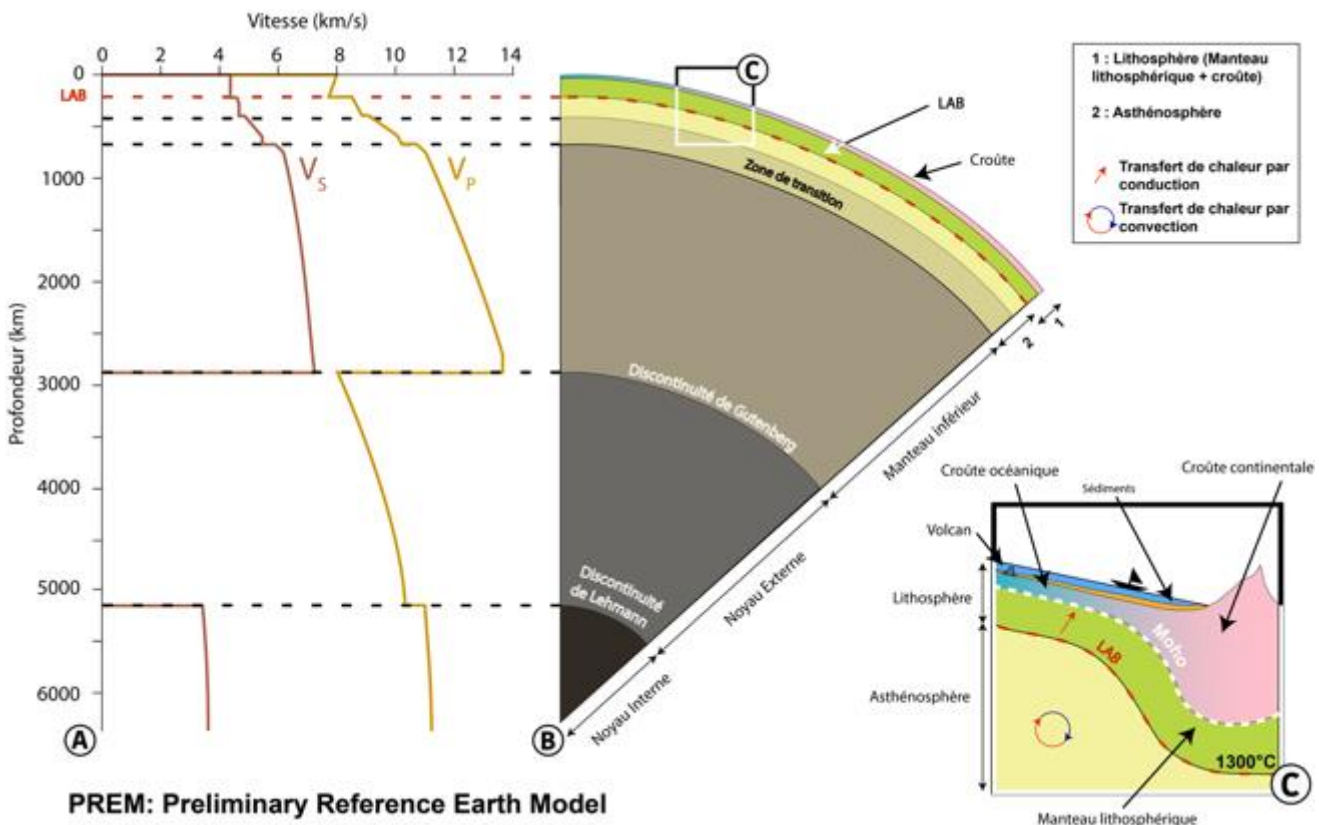


Figure 1: Structure interne de la Terre déterminée à partir de la vitesse de propagation des ondes P et S du modèle PREM (Dziewonski & Anderson, 1981). (A) profil de vitesse des ondes P et S ; (B) coupe présentant les discontinuités sismiques séparant les enveloppes internes de la Terre et (C) zoom schématique sur la structure de la lithosphère. Les variations d'épaisseur sont volontairement exagérées.

repéré par Andrija Mohorovičić en 1909. Cette discontinuité portera alors son nom (discontinuité de Mohorovičić, simplifiée *Moho*). Le *Moho* est alors atteint lorsque les vitesses mesurées (V_p) passent de 5,6 km/s à 7,6 km/s (Steinhart, 1967 ; Giese, 2005). Généralement, cette interface sismique est assimilée à un changement dans la composition chimique des roches.

La base de la lithosphère, appelée LAB pour « *Lithosphere Asthenosphere Boundary* » est une interface dont la profondeur diffère selon l'outil et le paramètre utilisé pour la définir. Des synthèses sur les définitions de la lithosphère ont été réalisées notamment par Eaton et al. (2009) et Artemieva (2011). Nous retenons 3 définitions à partir de ces deux travaux : la lithosphère mécanique, thermique et sismique.

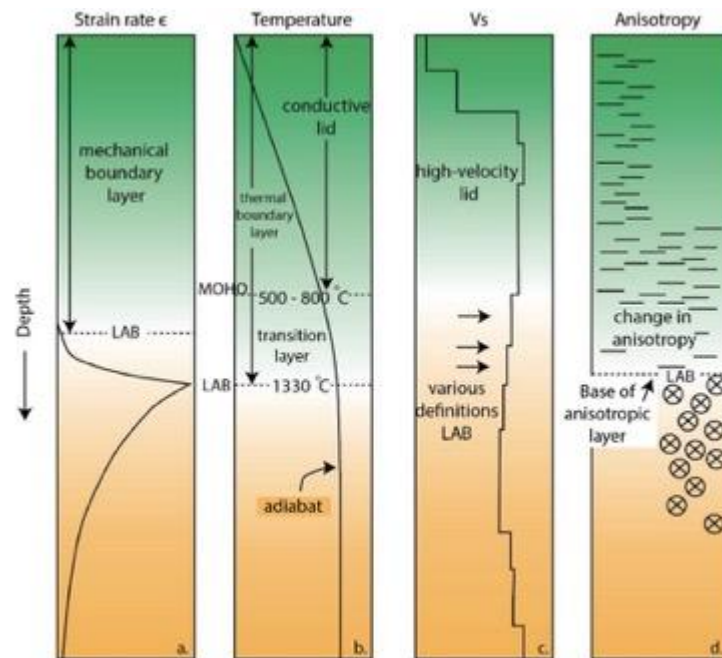


Figure 2: Définition du LAB modifiée d'après Eaton et al. (2009). Chaque diagramme illustre une définition du LAB reposant sur un changement (A) de comportement mécanique ; (B) thermique ; (C) de vitesse de propagation des ondes S (sismique) et (D) d'anisotropie du manteau inférieur (sismique).

La *lithosphère mécanique* est définie comme une couche rigide qui se déforme de manière élastique (Fig. 2A). Celle-ci se déforme en réaction aux forçages qui s'exercent sur elle, tels que des forces ajoutées (e.g. édifices volcaniques, des sédiments ou des contraintes tectoniques) ou enlevées (e.g. érosion ou fonte de glacier). Cependant, cette déformation induite ne sera pas permanente et une fois le forçage enlevé, la lithosphère revient à son état initial. L'épaisseur de la lithosphère élastique est dépendante de plusieurs paramètres

intrinsèques qui sont : sa température, sa rhéologie, son état de contrainte et la courbure de la plaque lithosphérique considérée. Le LAB mécanique est atteint lorsque la frontière élastique-plastique des roches mantelliques est franchie, c'est-à-dire autour de 600-750°C (Meissner & Strelhau, 1982). Très souvent l'estimation de l'épaisseur de la lithosphère mécanique est inférieure aux autres épaisseurs déduites des paramètres thermiques, électriques et sismiques.

La *lithosphère thermique* est quant à elle définie grâce à un changement physique de transmission de la chaleur, passant d'un mode convectif dans l'asthénosphère (à l'échelle des temps géologiques) à un mode diffusif dans la lithosphère (e.g. Sleep, 2005). Ce changement se produit autour d'un isotherme dont la température moyenne est comprise entre 1200°C et 1350°C (Fig. 2B). Il est également considéré que le LAB thermique peut être défini lorsque le gradient géothermique atteint 0,8 à 0,9 fois le solidus mantellique (Pollack & Chapman, 1977). Cette définition du LAB permet ainsi de faire varier sa profondeur en considérant les caractéristiques régionales puisque d'une région à l'autre l'état thermique du manteau diffère (e.g. LAB thermique différent sous un craton et sous un bassin sédimentaire). L'estimation du LAB thermique se fait via les données du flux de chaleur de surface, les géothermomètres issus des xénolites mantelliques et la sismologie.

La *lithosphère sismique* peut être appréciée de plusieurs manières selon l'outil et le paramètre sismologique observé. Un changement de gradient de vitesse de propagation des ondes sismiques peut marquer le LAB (e.g. Thybo, 2006). Ce changement peut correspondre au sommet d'une zone à moindre vitesse (LVZ) ou le sommet d'un gradient de vitesse plus important dans l'asthénosphère (Fig. 2C). Un changement de l'anisotropie sismique entre la lithosphère et l'asthénosphère est un autre moyen d'étudier le LAB (Fig. 2D). En effet, l'asthénosphère étant plus déformable à l'échelle des temps géologiques, les minéraux s'orientent selon les flux asthénosphériques (e.g. Plomerová & Babuška, 2010). C'est cette lithosphère sismique que mettra en évidence notre étude.

1.2. Structure et formation de la lithosphère

Deux types de lithosphère existent : la lithosphère continentale et la lithosphère océanique. Le type de lithosphère est définie à partir de la nature de la croûte à son sommet (continentale ou océanique) dont les structures et natures des roches qui les composent sont très différentes ainsi que les modalités de formation.

I.2.1. La croûte continentale : structure et formation

La croûte continentale est très hétérogène du fait de sa structuration et sa composition. Mooney et al. (1998) en réalisant le modèle de croûte CRUST 5.1 montrent que l'épaisseur moyenne de la croûte continentale est de l'ordre de 35 km mais dont les extrema de ce spectre se situent à 0 km aux marges passives et à 78 km sous certaines chaînes de montagnes. Toutes les valeurs intermédiaires existent.

Du point de vue mécanique, la croûte continentale se divise en deux compartiments séparés par la limite fragile/ductile (e.g. Burov, 2011). La croûte continentale supérieure possédant un comportement mécanique cassant.

La structuration interne de la croûte continentale est divisée en 3 compartiments du point de vue chimique (Fig. 3 ; Roberts et al., 2015). Les deux premiers représentant chacun 30% du profil crustal et la dernière couche 40% (Fig. 3). La couche superficielle est composée principalement de roches sédimentaires et volcaniques (ainsi que leurs équivalents métamorphiques) et sa composition varie fortement selon le contexte géologique de la croûte étudiée. Les vitesses sismiques V_p mesurées sans cette couche sont comprises entre 2,0 et 5,3 km/s (Mooney et al., 1998). La couche intermédiaire est composée de roches métamorphiques et granitoïdes dont les vitesses mesurées oscillent entre 6,4 et 6,7 km/s (Mooney et al., 1998). Les roches métamorphiques de type granulites-amphibolites et des intrusions de matériaux de composition mafique (gabbros) composent la couche la plus profonde de cette croûte continentale (Fig. 3). La limite inférieure de la croûte continentale est considérée comme atteinte lorsque les vitesses sismiques ont dépassé 7,6 km/s (Giese, 2005). Parfois, cette limite est très progressive. Clitheroe et al. (2000) proposent de définir le *Moho* à la fin d'un gradient de vitesse avant que les vitesses n'atteignent un gradient sub-vertical caractéristique du manteau. Dans certains cas, le *Moho* déterminé par les outils sismologiques et le *Moho* pétrologique ne sont pas superposés. Selon O'Reilly & Griffin (2013) ce saut de vitesse peut également marquer une transition métamorphique vers des éclogites à la base de la croûte

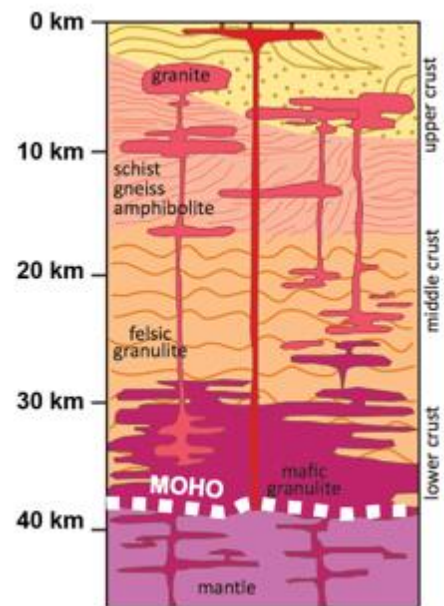


Figure 3: Coupe schématique d'une croûte continentale moyenne. Modifiée d'après Roberts et al. (2015).

continentale. Enfin sa vitesse moyenne est estimée à 6,45 km/s et sa densité est comprise entre 2660 et 3100 kg/m³ (Christensen & Mooney, 1995).

Aujourd'hui, la genèse de la croûte continentale se met en place principalement dans les zones de subduction (e.g. Dewey & Horsfield, 1970) et une infime partie dans le domaine océanique située au-dessus d'un point chaud (e.g. Islande ; e.g. Kröner, 1991).

Dans les zones de subduction, la plaque océanique plongeante se métamorphise et se déshydrate à mesure qu'elle s'enfonce. Les produits de cette déshydratation permettent la mise en fusion partielle du « coin de manteau » au-dessus de la plaque subduite. Cela est engendré par l'hydratation du manteau (Ringwood, 1974 ; Fig. 4 bas). Le matériel fondu peut alors parvenir à la surface ou refroidir en profondeur en formant des plutons. Lors de la migration du magma, celui-ci est contaminé par les roches de la croûte continentale sus-

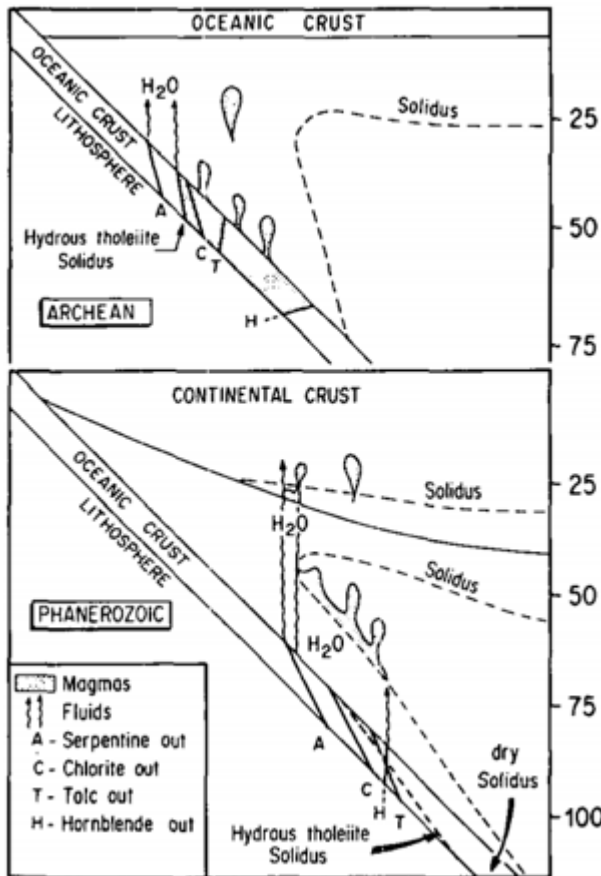


Figure 4: mode de formation de la croûte continentale à l'Archéen (haut) et aujourd'hui (bas) d'après Martin, 1986. Se référer au texte pour l'explication

jacente et la croûte continentale se met en place. Pourtant, la composition des magmas produit dans ce contexte (depuis le début de la tectonique des plaques autour de ≈ 3 Ga ; Abbott and Hoffman, 1984) ne correspond pas à la composition granito-gneissique des croûtes continentales Archéennes (Martin, 1986). Le processus de formation de la croûte continentale a donc évolué entre l'Archéen à l'actuel. De plus, la quantité de croûte continentale produite par ce mode de production est résiduelle et les datations montrent qu'une grande partie de la croûte continentale s'est mise en place de l'Archéen à la fin du Protérozoïque entre 3 et 1 Ga par des impulsions d'activité (Hawkesworth & Kemp, 2006).

Deux théories s'affrontent pour expliquer ce pic de production de croûte continentale basée sur les objets géodynamiques actuels de formation de la croûte continentale : la subduction océanique (Martin, 1986) ou le point chaud (e.g. Smithies et al., 2005). Les deux théories n'étant pas exclusives l'une de l'autre.

Dans la première théorie, l'appareil de production de la croûte continentale Archéenne prenait la forme d'une subduction océanique dans laquelle les produits de la fusion partielle du « slab » (non métamorphisé et toujours hydraté) peuvent donner des matériaux de composition proche des croûtes Archéennes (Martin, 1986 ; Fig. 4 haut). À l'Archéen, le gradient géothermique était beaucoup plus élevé qu'aujourd'hui, de fait, la dissipation thermique nécessaire aussi. Il en résulte que la vitesse d'expansion aux dorsales était sans doute plus grande entraînant à son tour un recyclage rapide de la croûte océanique dans les zones de subduction (e.g. Hargraves, 1986). C'est donc à la fois une subduction rapide et une mise en fusion partielle rapide du « slab » océanique qui permettent la formation importante d'une croûte continentale de composition Archéenne dans les zones de subduction.

La seconde théorie s'appuie donc sur les points chauds. Pour Campbell et al. (1989), l'Archéen est marqué par une activité de point chaud intense qui a pour conséquence d'apporter de large volume de magma à la base de la croûte. Cet apport de matériel chaud génère la mise en fusion partielle de la croûte océanique, dont les produits sont proches de la composition chimique des cratons Archéens (Kröner & Layer, 1992).

1.2.2. La croûte océanique : structure et formation

La structure de la croûte océanique est directement liée à la vitesse d'accrétion à la dorsale océanique ou celle-ci est générée. On peut globalement distinguer 3 types de croûtes océaniques selon qu'elle provienne d'une dorsale à vitesse d'expansion rapide, lente ou ultra-lente (détaillé en II.2.4). Dick et al. (2006) ont réalisé une synthèse des différentes structures de croûte rencontrées aux dorsales (Fig. 5). Aux dorsales rapides (Fig. 5A), la structure verticale de la croûte océanique générée est appelée modèle de « Penrose » (Anonymous, 1976), on parle également de croûte océanique de type Harzburgite (Nicolas, 1995). La croûte océanique ainsi générée possède une épaisseur de $7,08 \pm 0,78$ km (White et al., 1992). Le sommet de la croûte océanique formée est composée d'une couche de sédiments dont l'épaisseur croît en s'éloignant de la dorsale et est quasi nulle à l'axe de la dorsale. On l'appelle couche 1 et les vitesses sismiques rencontrées oscillent entre 1,7 et 2,0 km/s (Brown & Mussett, 1993). En dessous, la couche 2 est subdivisée d'une part en une couche 2a supérieure, composée de basalte en coussin et d'autre part d'une couche 2b constituée de dykes. Les vitesses sismiques des couches 2a et 2b sont respectivement de 2,0-5,6 et 6,7 km/s. La dernière couche (couche 3) est composée d'un complexe gabbroïque avec une vitesse moyenne de 7,1 km/s. Au-delà, c'est le manteau.

Ocean Ridge Crustal Accretion Models

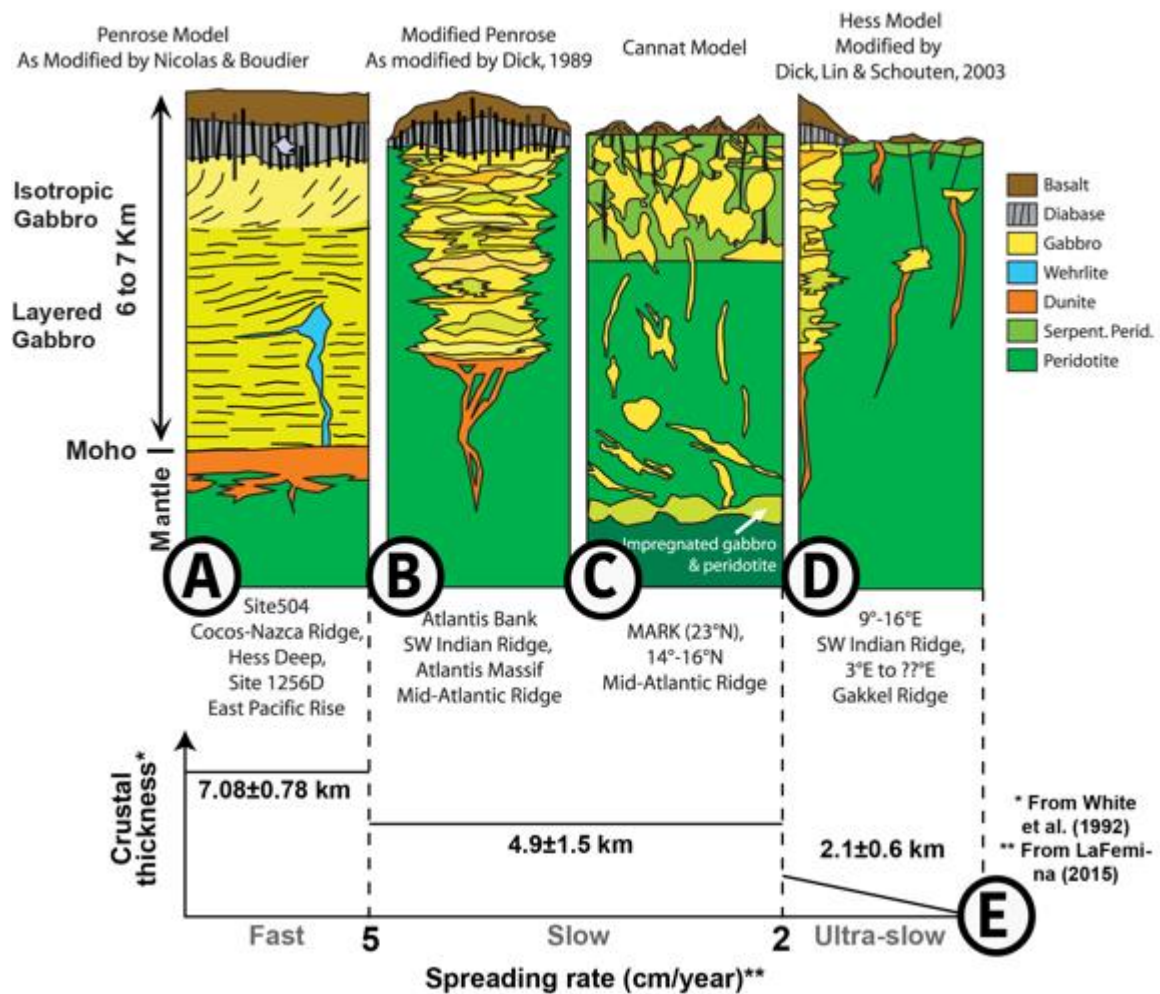


Figure 5: Structure verticale de la croûte océanique selon la vitesse d'accrétion à la dorsale. Modifié d'après Dick et al. (2006). En (A) modèle classique de Penrose de la structure de la croûte océanique, en (B) modèle de Penrose modifié pour les dorsales lentes (Dick, 1989), en (C) Modèle de Cannat (1993) des dorsales lentes et enfin en (D) le modèle de Hess modifié par Dick et al. (2003) pour les dorsales ultra-lentes. Le diagramme montre l'évolution relative de l'épaisseur de la croûte selon la vitesse d'accrétion à la dorsale.

Lorsque le manteau asthénosphérique entre en fusion à l'axe de la ride par décompression adiabatique, du magma migre vers la surface par l'intrusion de dykes dans la croûte océanique naissante. Si le dyke refroidit en profondeur il contribuera à la croissance endogène tout comme une grande partie des produits issus de la fusion partielle (sills et sous-placage). A l'inverse si le magma atteint la surface alors il produira un épanchement volcanique sous la forme de coussin de laves (pillow-lava). C'est ainsi que la croûte océanique dite de « Penrose » se forme aux dorsales rapides (e.g. Est-Pacifique).

Pour les dorsales lentes, comme la dorsale centrale Indienne, le modèle de « Penrose » a été modifié afin qu'il puisse expliquer la présence de péridotite par Dick (1989 ; Fig. 5B). En 1993, Cannat propose une nouvelle structure de la croûte océanique produite aux dorsales

lentes (Fig. 5C). Ce modèle considère que la couche 3 est composée de péridotites intrudées par du gabbro. La couche 2b est alors une altération (serpentinisation) de la couche 3 avec une densification des intrusions. Enfin, la production magmatique en surface étant très variable spatialement et temporellement (Cannat et al., 2003), l'épaisseur de la couche 1 composée de basalte possède une épaisseur disparate. Enfin, l'épaisseur moyenne des croûtes océaniques formées aux rides lentes est de $4,9 \pm 1,5$ km (White et al., 1992) et de type « Lherzolite » (Nicolas, 1995).

Aux dorsales ultra-lentes, comme la dorsale sud-ouest Indienne, la production magmatique est discontinue et se localise uniquement le long de certains segments, ailleurs le manteau affleure et est serpentinisé (Cannat et al., 2006). La croûte océanique est alors très fine lorsque que celle-ci est présente ($2,1 \pm 0,6$ km ; White et al., 1992) et le *Moho* pétrologique peut se situer au sein du manteau lithosphérique et être imputé à un front de serpentinisation du manteau.

De manière générale, l'épaisseur de la croûte océanique décroît avec la vitesse d'accrétion (Fig. 5E ; e.g. White et al., 1992) et c'est principalement l'épaisseur de la couche 3 qui régule cette épaisseur (Mutter & Mutter, 1993).

La structuration originale de la lithosphère au sens large peut être modifiée par des processus de déformation et/ou mantelliques. Ainsi, nous allons dans les parties suivantes étudier : (1) les différents processus lithosphériques qui peuvent être à l'origine de ces variations du rifting à l'océanisation puis (2) les perturbations liées aux processus mantelliques. Enfin les mouvements verticaux de la lithosphère seront abordés (3).

II. Déformations extensives de la lithosphère et structures associées

Les processus géodynamiques de genèse et de déformation de la lithosphère sont concentrés aux limites des plaques lithosphériques, soulignées par la localisation de l'essentiel de la sismicité et du volcanisme. La carte de la répartition de la sismicité de 1998 à 2009 (Fig. 6) réalisée par le Caltech (California Institute of Technology - Tectonics Observatory ; 2009) témoigne de cette déformation cantonnée aux limites de plaques ; même si une sismicité intraplaque existe notamment le long des traces de point chaud (e.g. Hawaii et La Réunion). Les limites de plaques lithosphériques sont (1) divergentes (rifts continentaux, rides océaniques), (2) convergentes (subductions, collisions) ou (3) transformantes.

Ici nous allons effectuer une brève synthèse des processus géodynamiques de déformations de la lithosphère (et du magmatisme associé) rencontrés dans le sud-ouest de l'océan Indien (rifting et accréation océanique).

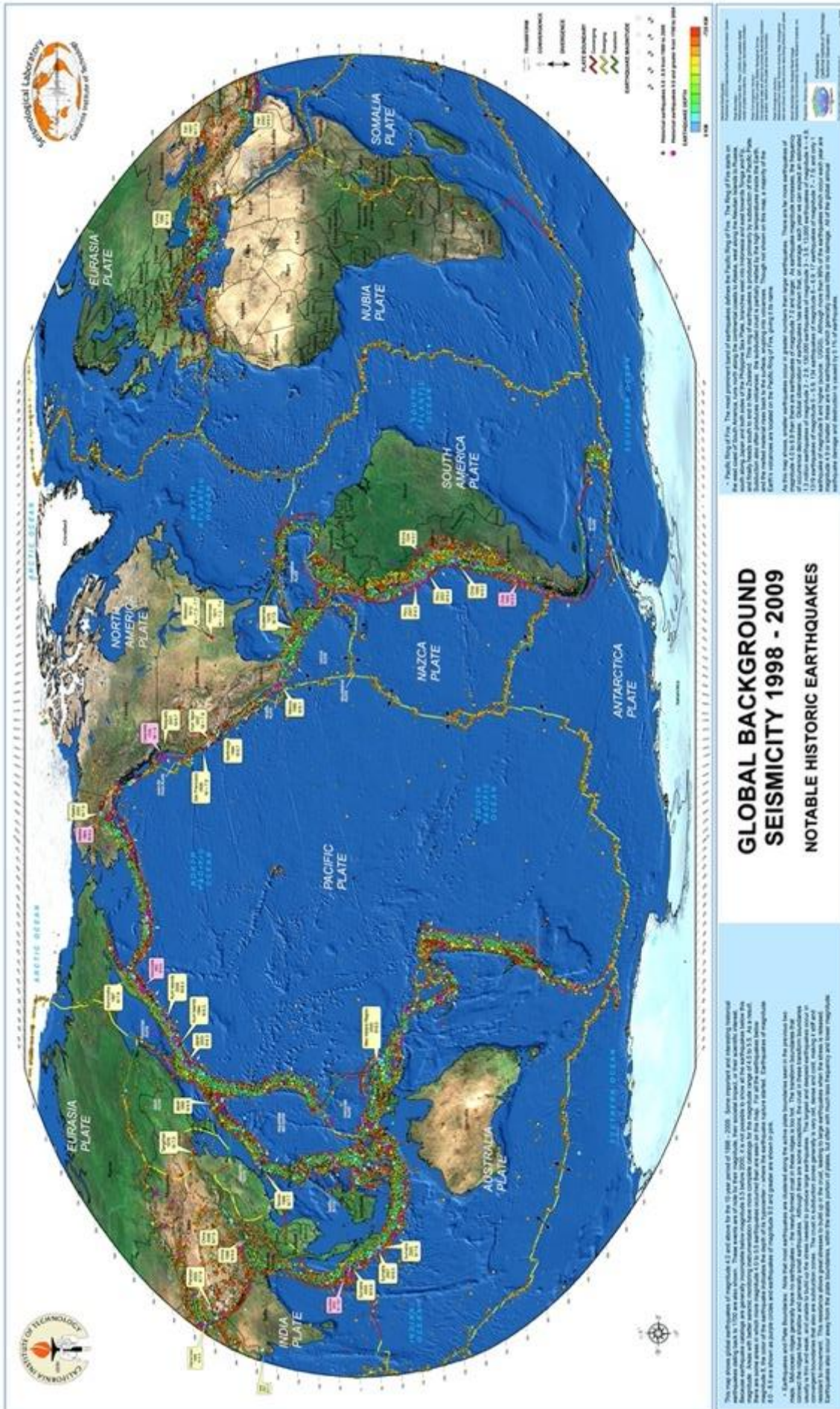


Figure 6: Carte de la sismicité globale de 1998 à 2009. (Caltech, 2009).

II.1. Le rifting intraplaque ; l'amincissement de la lithosphère continentale jusqu'à sa rupture

Le rifting est le processus par lequel la lithosphère continentale s'amincit (Fig. 7) sous l'action de contraintes extérieures dont la source peut être (a) une subduction lointaine à la bordure de la même limite de plaque, (b) une anomalie mantellique ascendante induisant une surrection de la lithosphère et des contraintes extensives locales et enfin (c) des mouvements mantelliques au niveau de l'asthénosphère entraînant la lithosphère sus-jacente (Ebinger, 2005).

On distingue les rifts passifs dont l'amincissement est engendré par des phénomènes lointains (e.g. subduction), des rifts actifs dont l'amincissement est généré par un phénomène local (e.g. panache mantellique) (Sengör & Burke, 1978 ; Ruppel, 1995).

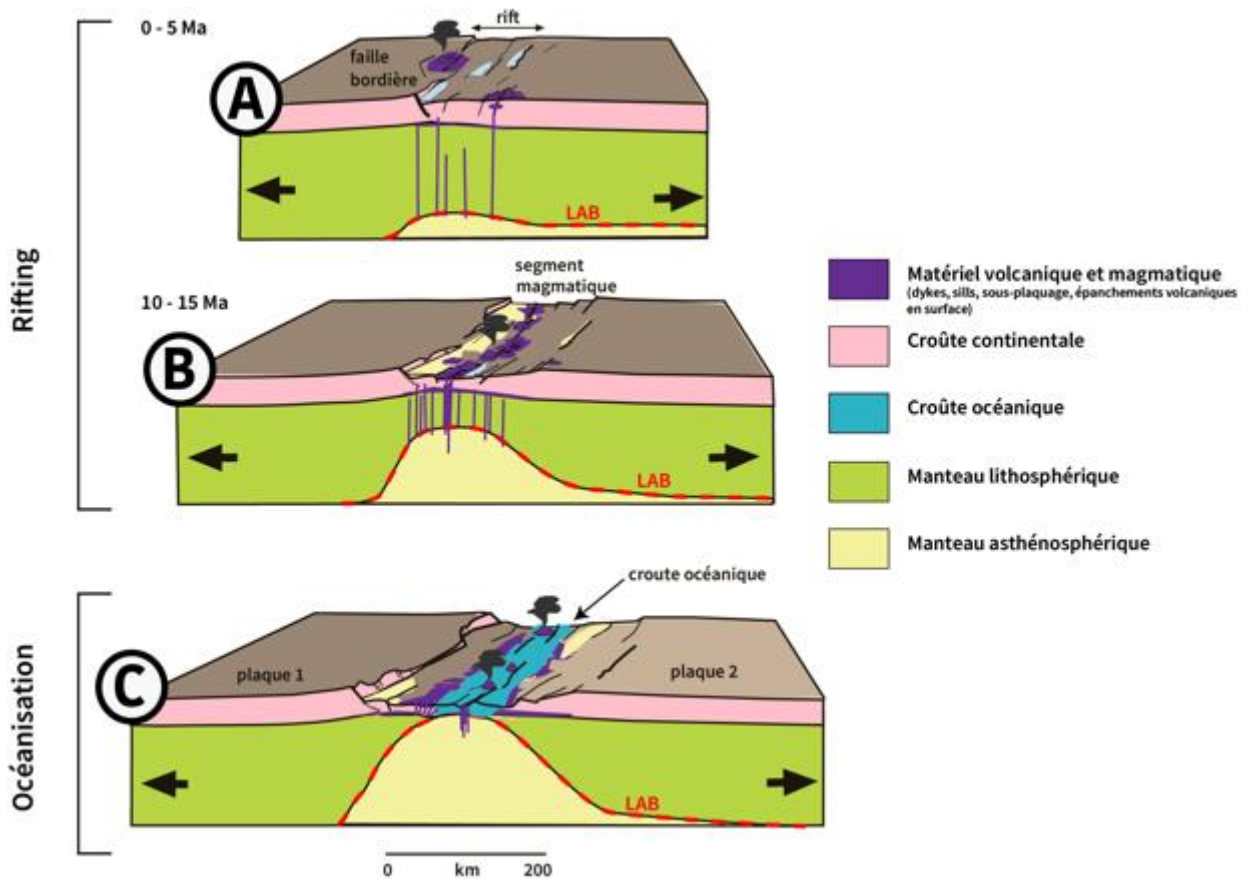


Figure 7: Modèle cinématique du rifting jusqu'à l'accrétion océanique. Modifié d'après Ebinger (2005). (A) initiation du rift. Amincissement lithosphérique par des failles dans la croûte cassante et par une déformation ductile du manteau lithosphérique. Cet amincissement engendre une remontée du LAB et la fusion partielle de l'asthénosphère ; (B) La remontée du LAB se poursuit et augmente encore la dynamique magmatique tout en diminuant la résistance de la lithosphère continentale aux forces divergentes; (C) Rupture de la lithosphère continentale en deux plaques lithosphériques (break-up) et augmentation importante du magmatisme permettant la genèse de la lithosphère océanique. Dans le cas des dorsales ultra-lentes, on a de la lithosphère océanique et peu de magmatisme.

L'initiation du rifting actif fait suite à un bombement lithosphérique engendré par une anomalie thermique mantellique sous-jacente. Ce dernier est lié à la remontée du LAB par apport de chaleur, ce qui entraîne un déséquilibre isostatique et un étalement gravitaire de la lithosphère. Dans ce type de rift, la composante magmatique qui peut être très importante est précoce et contribue à un affaiblissement efficace de la résistance de la lithosphère (Bialas et al., 2010).

Le rifting passif ne se développe pas à la suite d'un bombement de la lithosphère. Ici la remontée du LAB et le volcanisme éventuel sont la conséquence de l'amincissement lithosphérique (Ruppel, 1995).

En surface, un rift est caractérisé par une succession de dépressions (grabens) plus ou moins connectées et délimitées par des failles normales. La géométrie des grabens et du rift est rarement symétrique par rapport à son axe (Rosendahl et al., 1986). Cette géométrie est également dépendante des mécanismes d'amincissement crustal : (a) mécanisme purement mécanique (McKenzie, 1978 ; Wernicke, 1985 ; Fig. 8A) ou magmatique-assisté (Buck, 2006) (Fig. 8B). Les expressions du magmatisme dans le système de rift sont à la fois exogènes et localisées en surface avec des épanchements volcaniques et la formation de volcan bouclier (e.g. le volcan Ngorongoro le long du Rift Est Africain) et également endogènes et localisées en profondeur sous la forme de dykes, sills, batholites et de sous-placage (Thybo & Artemieva, 2013).

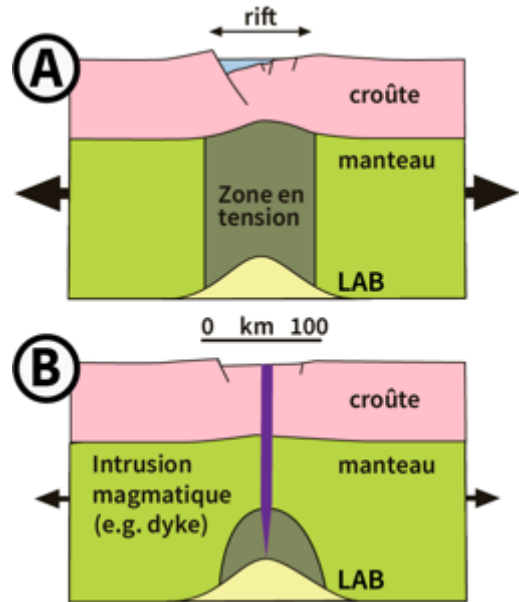


Figure 8: (A) rift mis en place par amincissement mécanique. (B) rift mis en place avec l'aide d'un système magmatique. La taille des flèches renseigne sur les contraintes nécessaires à la rupture de la lithosphère continentale. Modifié d'après Buck (2006).

Les mécanismes comme le cisaillement pur et simple proposés respectivement par McKenzie (1978) et Wernicke (1985) reposaient sur une déformation uniquement mécanique de la lithosphère, localisée le long de failles normales dans la croûte et par une déformation cassante puis ductile dans la lithosphère. Cependant, ces modèles de déformation sont possibles uniquement pour des lithosphères continentales préalablement fragilisées/amincies

(Solomon et al., 1980). En effet, les forces nécessaires à la rupture d'une lithosphère continentale normale (épaisse et froide) sont supérieures à celles générées par ces processus purement mécaniques (Hopper & Buck, 1993 ; O'Donnell et al., 2016). L'implication d'un autre mécanisme est alors nécessaire.

Le magmatisme associé au rifting permet de réduire la résistance de la lithosphère et donc à la déformation (Buck, 2004 ; Bialas et al., 2010). Dans le cas du rifting passif, l'amincissement de la lithosphère engendre une remontée du LAB à l'axe du rift produisant une décompression adiabatique du manteau asthénosphérique. Cette décompression permet alors sa fusion partielle et l'injection de dykes et de sills dans la lithosphère continentale et la création d'épanchements volcaniques en surface. Ainsi, au fur et à mesure que l'injection de matériel magmatique se produit, la lithosphère continentale s'affaiblit, diminuant encore les forces nécessaires à son amincissement jusqu'à sa rupture. Dans le cas du rifting actif, le volcanisme se déclenche en même temps que le soulèvement.

Les failles normales qui délimitent les grabens s'enracinent sur la limite fragile ductile de la croûte. Lorsque les contraintes extensives sont importantes et que la production magmatique est faible cette limite joue le rôle de niveau de décollement et un découplage s'opère entre la partie supérieure et inférieure de la croûte (détaillé en II.2.2). Cela amène à l'exhumation de la croûte inférieure. Ensuite l'extension basculera au centre d'accrétion de la lithosphère océanique grâce à la conjonction de phénomènes magmatiques et tectoniques (détaillés en 1.2.4).

Enfin, la connexion entre des segments d'un même rift se fait grâce à deux types de structures afin de former un système de rift continu : les zones d'accommodation et les zones de transfert (Fig. 9 ; Zwaan & Schreurs, 2017). Le premier type est caractérisé par une déformation diffuse, sans qu'il n'y ait de connexion par faille entre les deux segments de rift considérés. Deux sous-types de zones d'accommodation se distinguent selon la distance qui sépare les deux segments du rift (Fig. 9A1-2). Le second type est défini par une connexion localisée le long d'une ou plusieurs failles entre deux segments de rift (Fig. 9B1-2). La déformation le long de ce type de structure est décrochante ainsi, des structures en échelons peuvent se mettre en place (Morley et al., 2004).

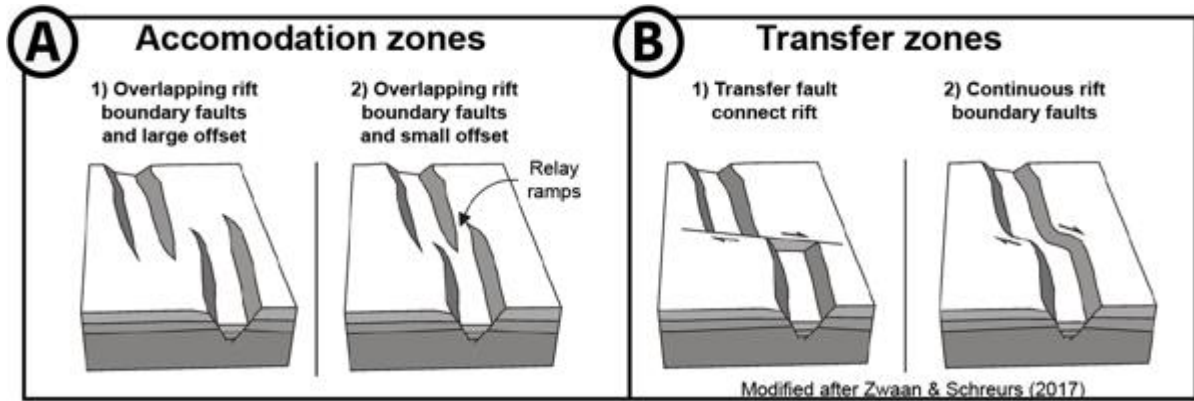


Figure 9: Structures connectant deux grabens d'un rift. (A) zone d'accommodation et (B) zones de transfert. Modifié d'après Zwaan & Schreurs (2017).

II.2. De la lithosphère continentale à la lithosphère océanique : la transition

Avant les années 70-80 (e.g. Dietz, 1952 ; Heezen, 1960), les modèles géométriques des marges passives présentaient des lithosphères océaniques et continentales jointives délimitées par une limite continent-océan (COB : Continental to Oceanic Boundary). Depuis la découverte de manteau exhumé le long de la marge ibérique (Boillot, 1980) et l'amélioration des outils de géophysiques marines, le passage de la lithosphère continentale à la lithosphère océanique est dorénavant appréhendé comme une transition (TOC, transition océan-continent).

L'évolution des concepts a permis de distinguer les marges passives volcaniques et non volcaniques selon la présence ou non d'une activité volcanique (e.g. Péron-Pinvidic et al., 2019). Le terme étant ambiguë puisque des produits volcaniques étaient trouvés sur des marges considérées comme non-volcaniques, la terminologie a changé pour laisser place aux marges passives riches en magma ou pauvres en magma (e.g. Franke, 2013). La morphologie (structure et taille) et la composition de la TOC sera différente pour ces deux types de marges. Les marges dites pauvres en magma sont caractérisées par un domaine transitionnel (TOC) dans lequel le manteau lithosphérique est exhumé (Fig. 10A). L'activité magmatique est très peu présente, voire absente, et la croûte océanique est anormalement fine. Les marges passives riches en magma ont une composante magmatique importante dans leur développement. L'amincissement progressif aura pour effet de faire entrer le manteau supérieur en fusion permettant ainsi la mise en place du sous-placage magmatique et des intrusions (dykes et sills ; Fig. 10B) à travers la croûte continentale amincie. Au-dessus, des coulées volcaniques pentées vers le bassin océanique se mettent en place. Ces structures

volcaniques sont appelées SDR (Seaward Deeping Reflector) et peuvent atteindre jusqu'à 15 km d'épaisseur (e.g. Franke, 2013). La croûte océanique pour ce type de marge passive est épaisse. Pour certains auteurs la différence de morphologie est liée à la quantité de produits magmatiques disponibles (e.g. Doré & Lundin, 2015) et pour d'autres cela est dû à une chronologie différente du magmatisme entre les deux types de marges. Précoce pour les marges magmatiques riches et tardif pour les marges pauvres en magma (Tugend et al., 2018). Ces deux modèles de marges passives sont en fait des extrêmes théoriques d'un spectre

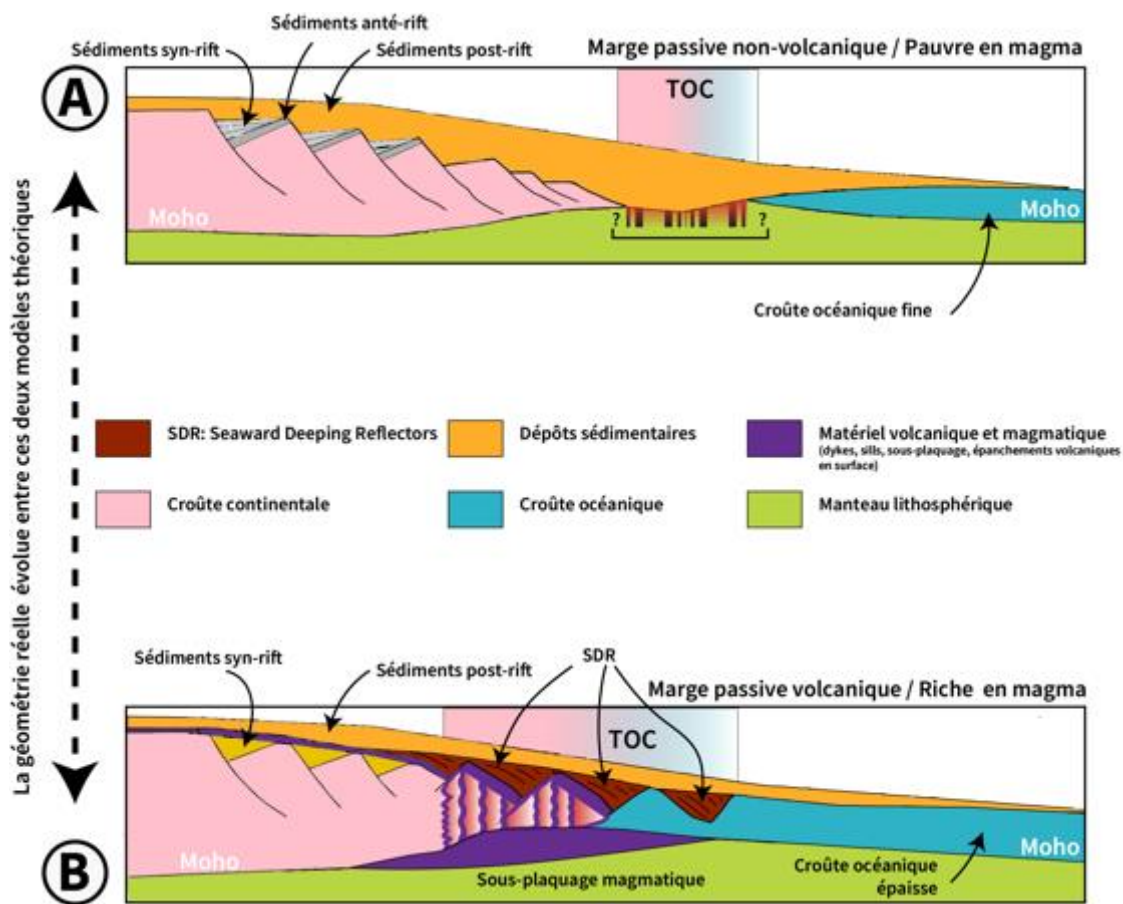


Figure 10: Modèles de marges passives (A) non-volcaniques/pauvre en magma et (B) volcaniques/riche en magma. Modifié d'après Péron-Pinvidic (2006). Ces modèles sont aujourd'hui complexifié avec l'amélioration technologique.

continu de géométries dont l'activité magmatique varie progressivement. L'évolution technologique et la multiplication des études ont permis de montrer que la TOC des marges non-volcaniques est bien plus complexe que celle présentée sur les modèles théoriques et diffère selon que ce soit la partie supérieure ou inférieure de la lithosphère qui se déforme (Fig.11). La découverte de blocs de croûte continentale transportés dans la partie distale des marges ibérique ou norvégienne (respectivement Manatschal et al., 2001 ; Péron-Pinvidic & Osmundsen, 2016) ont notamment permis de faire évoluer ces concepts. On parlera alors de

marge hyper-étirée. L'hyper-extension de ces marges conduit à une nouvelle structure des marges non-volcaniques (Fig. 11). Celles-ci présentent un système de failles normales listriques qui s'enracinent sur la limite entre la croûte continentale supérieure (cassante) et inférieure (ductile). Il se crée alors un découplage entre la partie supérieure et inférieure de la croûte. La partie inférieure de la croûte et le manteau se déforment ductilement, permettant une plus grande extension. L'activité magmatique étant réduite, l'espace créé par cette hyper extension n'est pas comblé par le produit magmatique, cela permet alors au matériel mantellique ou de la croûte inférieure d'être exhumé. Une synthèse des derniers concepts relatifs à ces marges hyper-étirées est réalisée par Péron-Pinvidic & Osmundsen (2016) et présentée en Fig. 11.

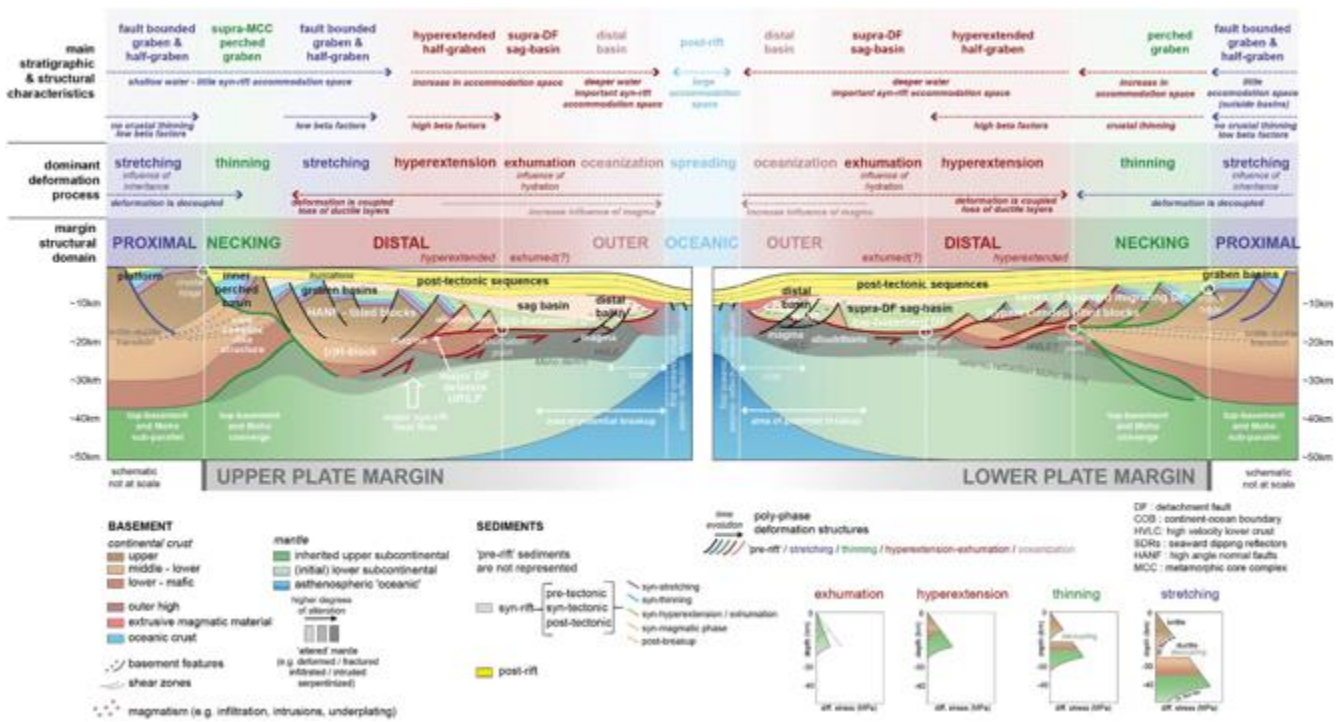


Figure 11: Morphologie d'une marge passive non-volcanique selon son mode de déformation : (A) déformation de la lithosphère supérieure (B) déformation de la lithosphère inférieure. D'après Péron-Pinvidic et al. (2016).

II.3. Les structures continentales isolées des marges passives

Comme discuté précédemment, l'extension continentale amène toujours à l'amincissement de la croûte continentale et parfois à l'isolement de blocs continentaux. Péron-Pinvidic & Manatschal (2010) définissent 4 types de blocs de croûte continentale de tailles variables (Fig. 12) : les micro-continent, les *continental ribbons*, les *H-blocks* et les

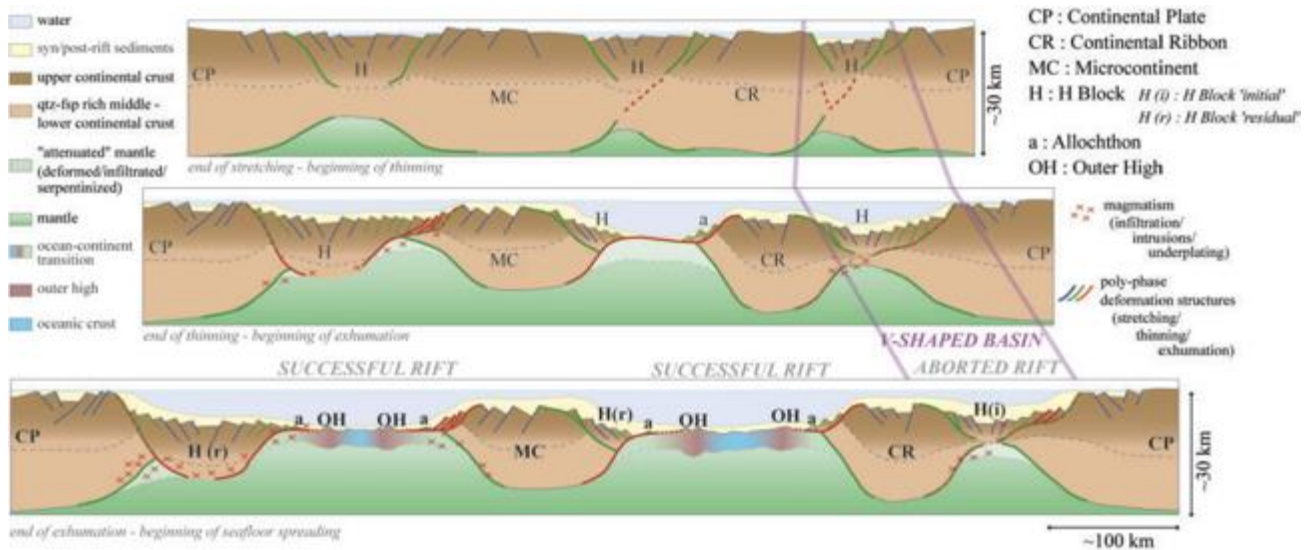


Figure 12: Les différents types de blocs de croûtes continentales et des exemples régionaux. D'après Péron-Pinvidic & Manatschal (2010).

allochtones d'extension. A cela s'ajoute les *outer highs*, dont la nature et les processus sont peu contraints. Chacun de ces types de blocs crustaux est généré par des processus différents. Une brève revue des définitions est réalisée ci-dessous avec des exemples régionaux lorsque ceux-ci existent.

Les *microcontinents* correspondent à des morceaux de croûte continentale isolés des continents et entourés de bassins océaniques (Fig. 12). L'épaisseur de ces microcontinents est généralement supérieure à 15 km. Du magmatisme peut se mettre en place sur la bordure du microcontinent avec du sous-placage et des intrusions. L'archipel des Seychelles est un exemple de microcontinent dans le sud-ouest de l'océan Indien (e.g. Hammond et al., 2012, 2013). Selon Müller et al. (2001), la genèse de certains microcontinents peut être favorisée par la présence d'un panache mantellique.

Les *continental ribbons* correspondent à des morceaux de croûte continentale épais et légèrement amincis reliés au continent (Fig. 12 ; Lister et al., 1986). Un bassin, formé à l'aplomb d'une croûte continentale très amincie, sépare le *continental ribbons* du continent. Ce bassin possède généralement une forme en V. A cela s'ajoute le magmatisme, qui permet la mise en place d'un sous-placage et d'intrusions magmatiques dans et au pourtour de cet élément de croûte continentale. Le Beira High, est un bloc continental d'une épaisseur de 20 km formé au large de la marge centrale du Mozambique (localisation Fig. 1, Canal du Mozambique, Mueller et al., 2016). Celui-ci est connecté au continent par un zone amincie. Il constitue alors un exemple de *continental ribbons* rencontré dans le sud-ouest de l'océan

Indien (e.g. Mueller & Jokat, 2017). Selon Vink et al. (1984), la formation en V des bassins séparant le *continental ribbons* du continent peut être expliquée par une variation latérale des contraintes le long d'une marge. La formation des *continental ribbons* est expliquée par Lister et al. (1986) comme étant la conséquence de la mise en place de deux systèmes de failles à vergence opposées dont le système tourné vers le continent peut avorter. Ce type de structure peut être retrouvé sur les marges passives (e.g. Péron-Pinvidic & Manatschal, 2010) ainsi qu'en arrière des zones de subduction au début du processus d'ouverture du bassin d'arrière-arc.

Les *H-blocks* ont été introduit par Lavier & Manatschal (2006) à partir de la modélisation numérique comme étant un bloc de croûte continentale supérieure formé entre deux failles normales conjuguées. Celui-ci conserve sa structure induite par le rifting et la sédimentation contemporaine à celui-ci. Son épaisseur est variable. Péron-Pinvidic & Manatschal (2010) distinguent deux types de *H-blocks* selon que celui-ci conserve ($H_{(ij)}$ -block) ou non ($H_{(r)}$ -block) le matériel de sa croûte inférieure (Fig. 12). Les rifts qui aboutissent, c'est-à-dire ceux qui amènent à la rupture continentale, permettront la formation de $H_{(ij)}$ -block.

Les *allochtones d'extensions* correspondent à des blocs de croûte continentale supérieure. Ils sont plurikilométriques et généralement peu épais (<5 km). Ils se trouvent à l'aplomb d'un détachement régional sur les marges hyper-étirées. Ainsi la croûte inférieure ou le manteau sous-jacent ne coïncide pas avec le matériel présent initialement sous les allochtones. Ils sont affectés par le magmatisme qui l'intrude et génère du sous-placage à sa base (Péron-Pinvidic & Osmundsen, 2016). Ceux-ci sont séparés du continent par une zone d'exhumation de la croûte continentale inférieure ou du manteau. Le passage de la TOC au domaine purement océanique est marqué par ces blocs allochtones dans les marges hyper-étirées comme la marge ibérique (Manatschal et al., 2001).

II.4. Les dorsales océaniques, l'accrétion de la lithosphère océanique

Les dorsales océaniques sont le lieu de l'accrétion de la lithosphère océanique. Elles correspondent à des segments discontinus de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres de long, décalés par des failles transformantes. Elles culminent en moyenne à une profondeur de -2500 m par rapport au niveau marin et d'autant au-dessus des plaines abyssales. Au total, elles représentent plus de 60 000 km de limite de plaques lithosphériques (e.g. Fowler et al., 1990 ; Bach & Früh-Green, 2010).

Globalement deux morphologies ressortent des profils bathymétriques traversant l'axe des dorsales : en dôme ou en vallée (Macdonald, 1982 ; Fig. 13). Cette morphologie est principalement contrôlée par le taux d'accrétion mais d'autres phénomènes entrent en jeu tels que : l'apport magmatique, les contraintes tectoniques et le refroidissement engendré par la circulation de l'eau océanique (Fowler et al., 1990).

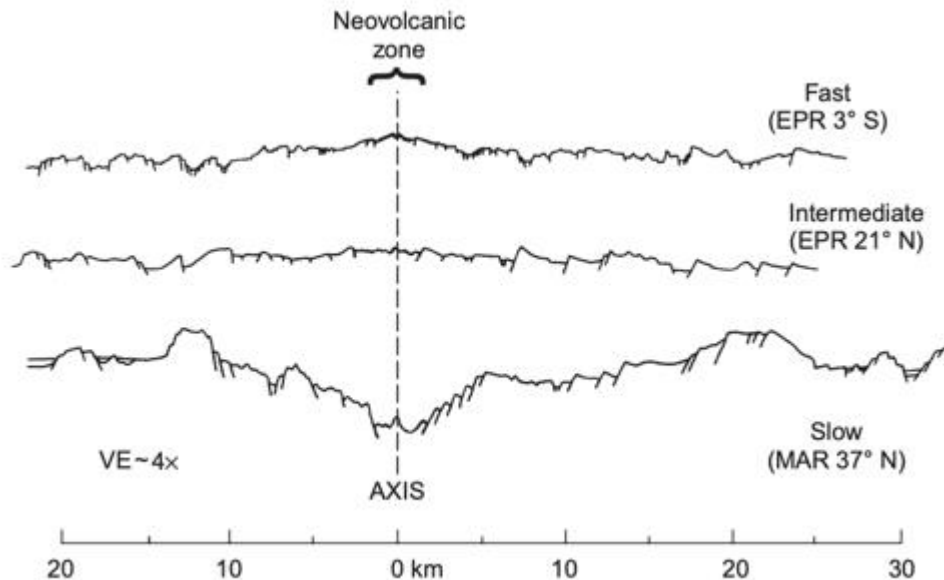


Figure 13: Profils bathymétriques à travers l'axe de dorsales océaniques possédant des vitesses de divergences décroissantes vers le bas. Du haut vers le bas: dorsale rapide, intermédiaire puis lente (d'après Macdonald, 1982).

Les dorsales rapides (e.g. Est-Pacifique ; <12 à >5 cm/an¹) s'élèvent du plancher océanique sous forme de dôme de l'ordre de quelques centaines de mètres à l'axe de la ride depuis les plaines abyssales (Macdonald, 2001). L'activité magmatique se met en place sur ce dôme. A son sommet une dépression étroite axiale prend place. L'état thermique de la lithosphère, expliqué par une forte activité magmatique en dessous de la dorsale, provoque le soulèvement du plancher océanique. Fait important, la production magmatique de ce type de dorsale compense l'extension générée par le mouvement divergent des plaques lithosphériques. La croûte océanique générée est de type « Penrose » (Fig. 5A ; c.f 1.2.2).

A l'inverse, les dorsales lentes (e.g. Médio-Atlantique ; <5 à >2 cm/an) sont caractérisées par un creux topographique d'une profondeur de 1 à 3 km à l'axe de la dorsale sur une largeur oscillant de 10 à 30 km (Macdonald, 2001 ; LaFemina, 2015 ; Fig. 13). Cette

¹ : les classes de vitesses varient d'un auteur à un autre, ici les vitesses choisies sont celles de LaFemina (2015). D'autres gammes de vitesses sont par exemple proposées par Perfit & Chadwick (1998).

vallée est délimitée par des escarpements de failles normales. Au centre de la vallée, une ride volcanique axiale peut se mettre en place (e.g. ride Médio-Atlantique ; e.g. Briais et al., 2000).

Enfin, les dorsales ultra-lentes dont les vitesses d'extensions sont inférieures à 2 cm/an (LaFemina, 2015) possèdent une activité magmatique très faible et localisée uniquement le long de certains segments de la dorsale (Cannat et al., 2003). Ainsi la morphologie des fonds océaniques est très variable. Par endroit, le magmatisme est absent et ne permet pas la création de la croûte océanique, c'est donc le processus tectonique qui prend le relai permettant l'exhumation du manteau sous la forme de *core complex* formant des dômes. Celui-ci est serpentinisé au contact avec l'eau océanique. La dorsale sud-ouest Indienne constitue un exemple de dorsale ultra-lente (e.g. Cannat et al., 2006).

III. Processus mantelliques interagissant avec la lithosphère

Bien que le volcanisme en bordure de plaque lithosphérique soit bien expliqué par la tectonique des plaques (subduction, accréation etc.), une partie du volcanisme se situe au milieu de plaques lithosphériques (continentales ou océaniques) et parfois très éloigné de leurs bordures (Fig. 4). L'origine de ces processus mantelliques intra-plaques font l'objet de nombreux débats intenses et le nombre de points chauds fluctuant d'un auteur à un autre en témoigne. En effet, il a évolué de 20 initialement pour Morgan (1971) à 49 pour Courtillot et al. (2003) puis 92 pour Anderson (2005). Deux théories se font principalement face (Puchkov, 2009) :

- Le modèle de panache mantellique d'origine profonde (e.g. Morgan, 1971 ; Courtillot et al., 2003)
- Le modèle du rifting passif (e.g Anderson, 2005 ; Foulger et al., 2005)

III.1. Le modèle de panache mantellique d'origine profonde – « *Down-top tectonics* »

Historiquement, c'est le canadien Tuzo Wilson qui nomme en 1963 le volcanisme intraplaque : volcanisme de point-chaud. L'exemple utilisé par Wilson est la chaîne volcanique d'Hawaii-Empereur dans l'océan Pacifique. Il propose que cette succession de volcans soit créée par une source mantellique enracinée à la surface d'une cellule de convection dans le manteau et que la lithosphère mobile se déplace au-dessus de cette source (Fig. 14). Il indique également que cette source n'est pas nécessairement immobile, tant que le déplacement de celle-ci se fait à une vitesse inférieure à celle de la plaque lithosphérique sus-jacente.



Figure 14: (A) vue en coupe et (B) en plan du système de point chaud d'après le modèle de Wilson (1963).

Morgan (1971) fut le premier à proposer que ces successions d'édifices soient l'expression de surface de panaches mantelliques ascendant et provenant de la limite manteau inférieur/noyau (CMB ; Core Mantle Boundary) et s'étalant à la base de la lithosphère. Selon Morgan (1972), ces panaches auraient un diamètre de 150 km et une vitesse d'ascension verticale de l'ordre de 2 m par an. Le mouvement progressif des plaques

lithosphériques au-dessus de ces panaches permettent alors la création d'îles volcaniques alignées comme la chaîne d'Hawaii-Empereur (Morgan, 1972).

Courtillot et al. (2003) distinguent 3 types de points chauds (Fig. 15). Les points chauds primaires ayant une source mantellique provenant de la limite noyau-manteau (CMB pour Core-Mantle Boundary), tandis que les points chauds secondaires possèdent une origine moins profonde localisée au toit de deux anomalies importantes de vitesses bloquées à la base de la zone de transition entre le manteau supérieur et inférieur. Elles sont appelées LLSVPs (Large Low-Shear-Velocity Provinces) ou superpanaches. Celles-ci sont en position équatoriale, diamétralement opposées (au sud de la plaque Pacifique et sous l'Afrique du Sud) et prennent racine à la CMB (e.g. Dziewonski, 1984 ; Ritsema et al., 1999 ; Figs 15 et 16).

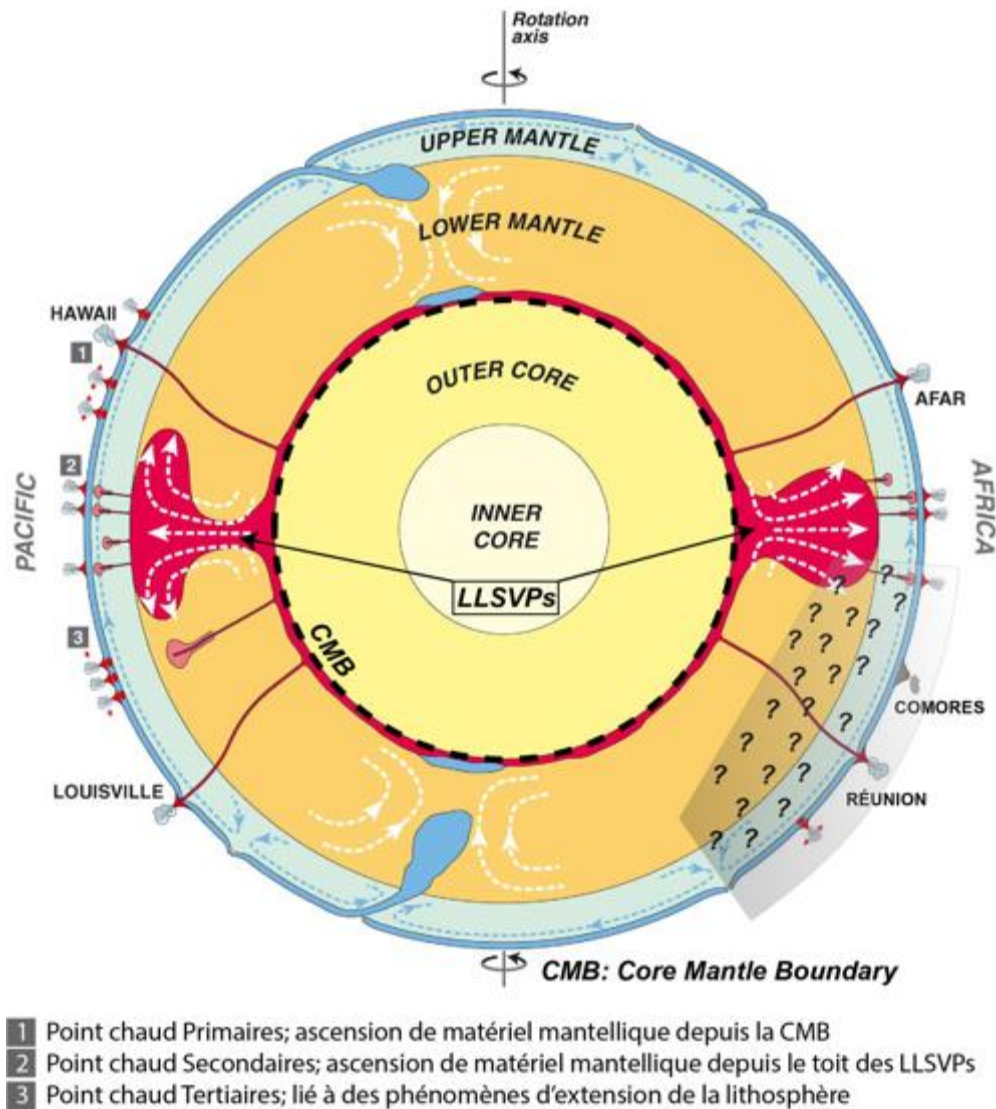


Figure 15: Illustration des trois types de point chaud modifiée d'après Courtillot et al. (2003). La zone grisée marque la zone d'étude qui s'étend des Comores à la dorsale sud-ouest Indienne. On peut noter que d'après Courtillot et al. (2003), le point chaud de La Réunion est considéré comme étant un point chaud primaire.

Enfin, le troisième type de point chaud est lié à des phénomènes de fracturation de la lithosphère (e.g. Turcotte, 1973).

Courtillot et al. (2003) considèrent alors que le mode de convection au sein du manteau est régi par deux niveaux de convection. Un premier au sein du manteau supérieur et un second dans le manteau inférieur (Fig. 15). Les mouvements sont descendants au niveau des zones de subduction pour les deux niveaux de convection et les « slabs » atteignent la CMB (e.g. Van der Hilst et al., 1997). Les cellules de convection du manteau inférieur prennent alors racine à la CMB (Fig., 15 ; flèches blanches). Enfin les mouvements sont ascendants dans le niveau inférieur de convection au niveau des LLSVPs puis au niveau des dorsales océaniques pour le manteau supérieur.

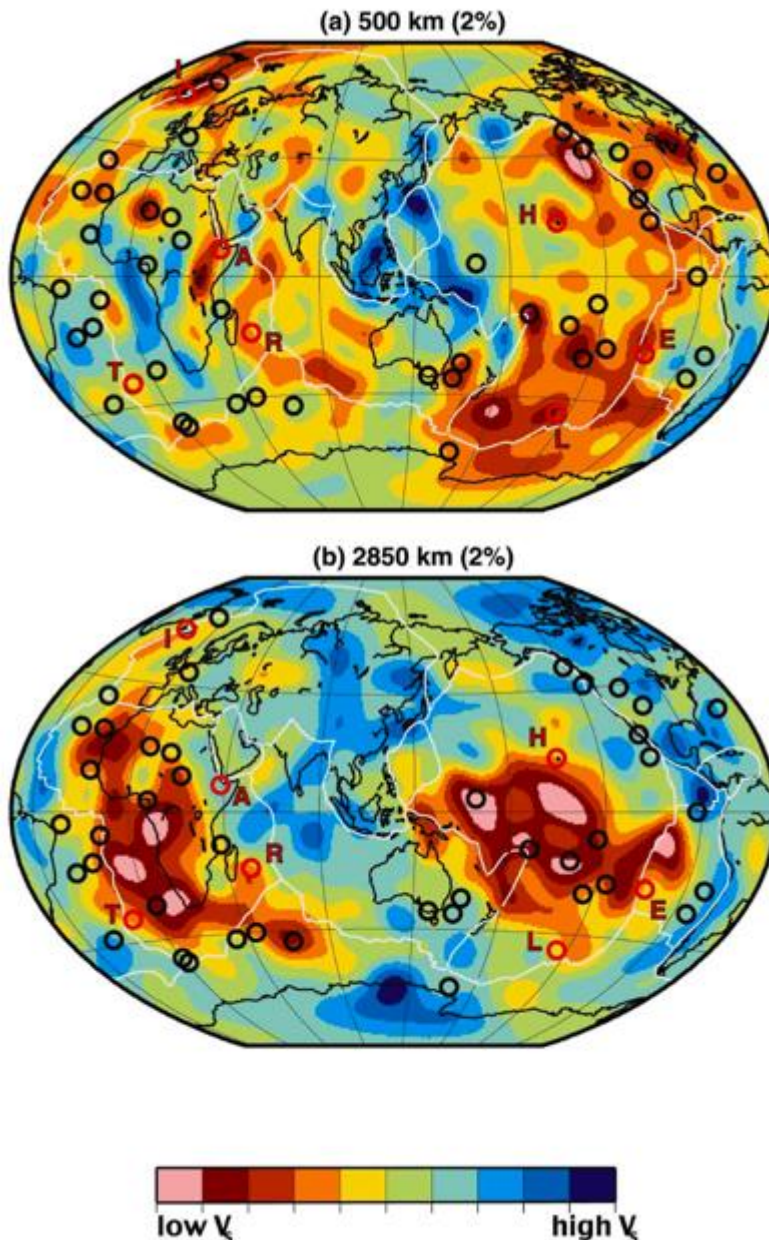


Figure 16: Modèle tomographique en onde S de Ritsema et al. (1999) modifié par Courtillot et al. (2003). (A) coupe à 500 et (B) 2850 km de profondeur. Les cercles noirs et rouges représentent les points chauds. Les cercles rouges marquent les 7 points chauds pour lesquels au moins 3 critères de sources profondes sur 5 sont obtenus d'après Courtillot et al. (2003). A noter, les deux LLSVPs (Afrique et sud Pacifique) sont très bien visibles sur la coupe à 2850 km de profondeur.

Pour définir un point chaud primaire, Courtillot et al. (2003) proposent 5 critères : (1) une large province volcanique mise en place lors de l'initiation du volcanisme de point chaud ; (2) une chaîne volcanique linéaire d'âges progressifs depuis cette province volcanique ; (3) une anomalie de vitesse des ondes de cisaillement (V_s) dans le manteau ; (4) une signature géochimique typique des magmas de type point chaud (OIB, Ocean Island Basalt) les différenciant des magmas émis aux dorsales (MORB, Mid-Ocean Ridge Basalt) et enfin (5) un important flux d'Archimède. Sur les 49 points chauds étudiés par Courtillot et al. (2003) seulement 7 possèdent 3 des 5 critères énumérés ci-dessus (Fig. 16). Ils considèrent alors que La Réunion au même titre qu'Hawaii, l'Afar, Louisville, l'Islande, Tristan de Cunha, Caroline et de l'île de Pâques sont des points chauds primaires.

French et Romanowicz (2015) ont pu imager en 3D les superpanaches Africain et Pacifique à l'aide de la tomographie sismique. A partir de leur analyse, ils déterminent que le point chaud de La Réunion est de type secondaire. C'est-à-dire que le panache mantellique alimentant le point chaud ne prend pas sa source à la CMB.

Plus récemment encore, Tsekhmistrenko et al. (2016 et *in prep*) révèlent que la LLSVP sous l'Afrique se divise en plusieurs bras et qu'un de ceux-ci alimenterait le point chaud de La Réunion (Fig. 17). Ainsi, le lien entre la LLSVP africaine et le point chaud Réunion est fait. Le point chaud Réunion est donc relayé de point chaud primaire (Courtillot et al., 2003) à un point chaud secondaire.

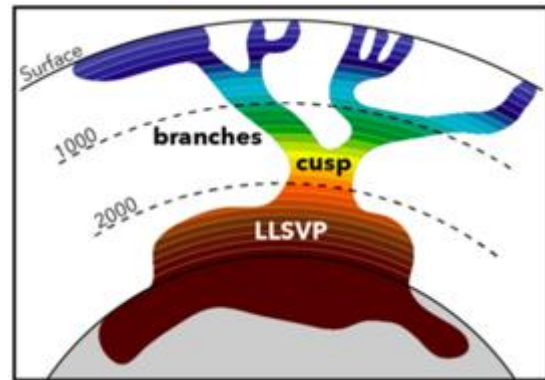


Figure 17: Le LLSVP africain se divise en plusieurs branches qui traversent le manteau jusqu'à la surface. D'après les travaux de Maria Tsekhmistrenko dans un numéro de l'EOS de Duncombe (2019).

III.2. Le modèle du rifting passif - « Top-down tectonics »

Cette théorie menée principalement par Don Anderson et Gillian Foulger (e.g. Anderson, 2001 ; Foulger & Natland, 2003) explique que le magmatisme intraplaque (les points chauds) est la conséquence d'un rifting passif au sein de la lithosphère (Fig. 18). C'est donc en réaction de processus tectoniques extensifs superficiels que le magmatisme se met en place (« Top-down tectonic », Anderson et al., 2001, Anderson, 2002). Ce type de processus

mantellique serait alors similaire au point chaud de type 3 de Courtillot et al. (2003) mais étendu à la totalité du magmatisme généré au niveau de la surface terrestre.

Pour expliquer la mise en fusion du matériel mantellique sans l'existence d'anomalie de température, Anderson et al. (2001) proposent que le manteau soit enrichi en matériaux basaltiques issus du recyclage dans les zones de subduction de matériaux lithosphériques (Fig. 18). Ceux-ci étant plus facile à fondre. En plus du processus de subduction, la mise en fusion partielle aux dorsales océaniques est à l'origine d'une dé-homogénéisation du manteau invoqué pour expliquer les différences de quantité de produits magmatiques mis en place (Anderson, 2005). Ainsi lorsque des processus extensifs lithosphériques ont lieu au-dessus d'un manteau fertile, de grandes quantités de produits magmatiques se mettent en place. A l'inverse, un rifting passif au-dessus d'un manteau appauvri amoindri les quantités produites.

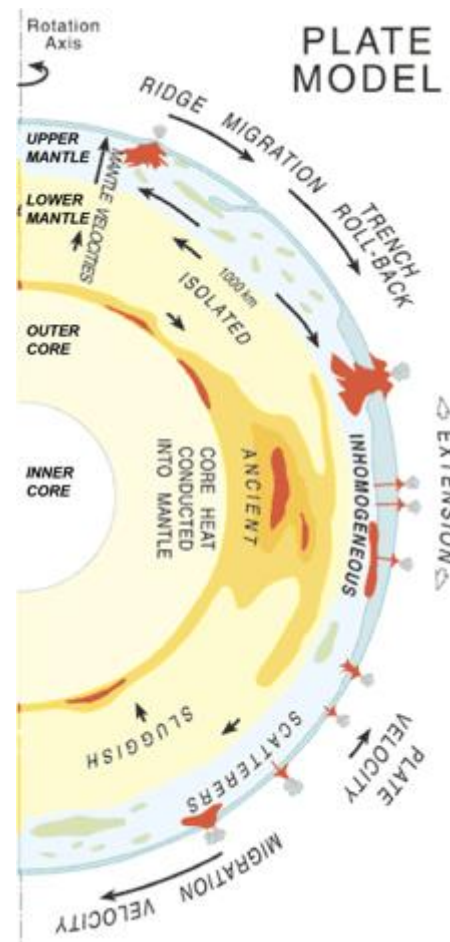


Figure 18.: Modèle du rifting passif – « Top-down tectonics » ; Modifié d'après Foulger et al., 2005). Le magmatisme intraplaque est une conséquence de mouvements extensifs des plaques tectoniques et le manteau hétérogène explique la variabilité du volume de produit magmatique mis en place.

III.3. Interaction point chaud /dorsale

En 1978, lorsque Morgan émet pour la première fois l'hypothèse de panaches mantelliques d'origines profondes pour expliquer les points chauds, il ajoute que ceux-ci peuvent interagir avec les dorsales océaniques. Cette interaction est notamment perceptible par une anomalie bathymétrique et une forte activité volcanique. Dyment et al. (2007) proposent une classification en trois types représentant une évolution spatiotemporelle du système ride/ point chaud : type 1 pour une superposition d'un point chaud et d'une dorsale ; type 2 pour une dorsale à proximité du point chaud et enfin le type 3 pour une dorsale éloignée d'un point chaud (Fig. 19). Un exemple particulièrement édifiant pour le type 1 est

l'Islande puisque la dorsale Médio-Atlantique est superposée au point chaud pour certains auteurs (e.g. Wolfe et al., 1997). Les Galápagos sont l'archétype du type 2 d'après Dymont et al. (2007). Enfin, le point chaud Réunion qui se connecte à la dorsale centrale Indienne par la ride de Rodrigues constitue un exemple actuel pour le type 3 d'interaction (e.g. Mazzullo et al., 2017 ; Barruol et al., 2019). Pour chacun de ces types, les effets de l'activité magmatique diffèrent en taille et en nature. Pour le type 1, la nature du produit magmatique est un mélange entre la signature typique des rides (MORB, Mid-Ocean Ridge Basalt) et des points chauds (OIB, Ocean Island Basalt). Cette superposition se traduit par une activité magmatique intense amenant à l'épaississement de la croûte océanique et la création d'un plateau magmatique (Fig. 19). Lorsqu'une dorsale est proche d'un point chaud (type 2), il est possible qu'une connexion asthénosphérique se mette en place entre les deux. Cela a pour effet de contaminer les roches produites à la dorsale avec une signature magmatique de type OIB. Une partie du flux asthénosphérique va migrer vers la surface et créer des édifices volcaniques alignés entre le point chaud et la dorsale. Lorsque la dorsale s'écarte du point chaud, l'interaction ride/ point chaud évolue du type 2 au type 3 (Fig. 19). La géométrie est identique à celle du type 2 mais avec une connexion et une production magmatique diminuée. Ainsi, le système Réunion-Rodrigues-Dorsale Centrale Indienne d'aujourd'hui est de type 3 et était auparavant de type 2.

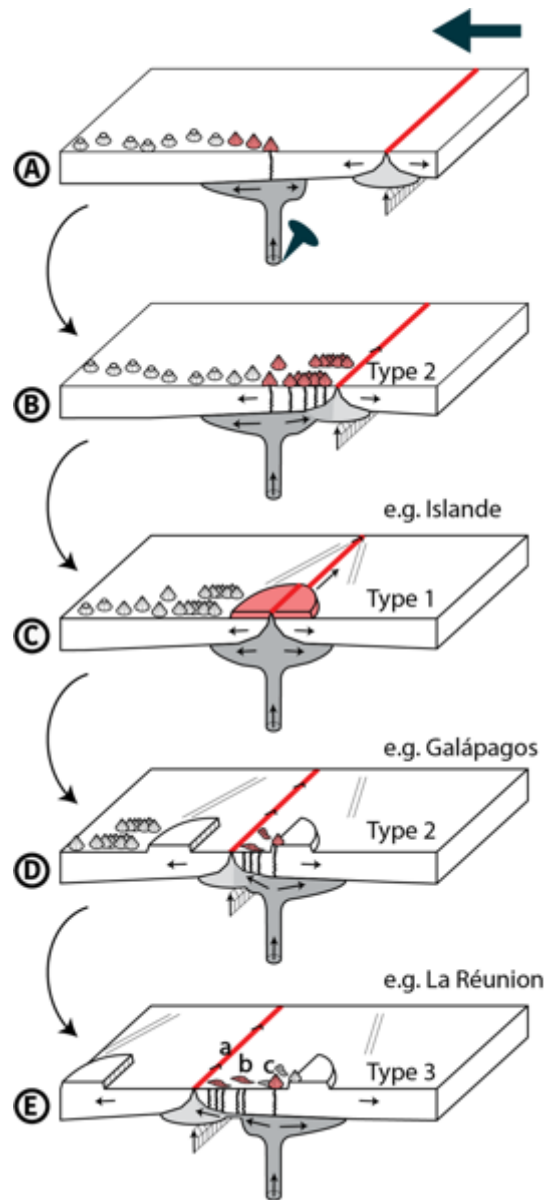


Figure 19: Les étapes de l'interaction point chaud /dorsale océanique pour un panache mantellique fixe et un déplacement vers la gauche de la dorsale. Modifié d'après Dymont et al. (2007). Les 3 types d'interactions selon la distance de la dorsale au point chaud sont reportés sur la figure. Les lettres en minuscule a, b et c correspondent respectivement à la dorsale centrale Indienne, la ride de Rodrigues et La Réunion dans l'exemple réunionnais.

contaminer les roches produites à la dorsale avec une signature magmatique de type OIB. Une partie du flux asthénosphérique va migrer vers la surface et créer des édifices volcaniques alignés entre le point chaud et la dorsale. Lorsque la dorsale s'écarte du point chaud, l'interaction ride/ point chaud évolue du type 2 au type 3 (Fig. 19). La géométrie est identique à celle du type 2 mais avec une connexion et une production magmatique diminuée. Ainsi, le système Réunion-Rodrigues-Dorsale Centrale Indienne d'aujourd'hui est de type 3 et était auparavant de type 2.

III.4. Les marqueurs de l'activité d'un point chaud

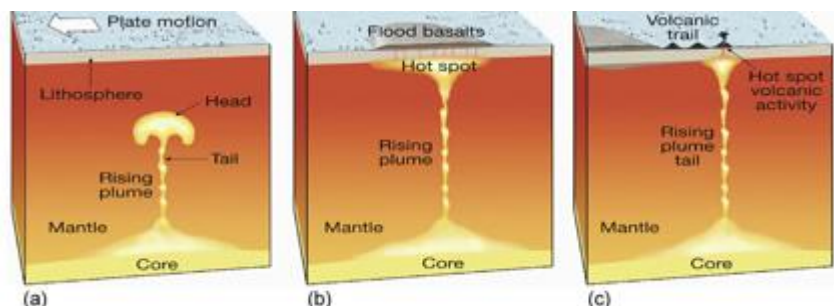
L'activité des points chauds se traduit par des modifications de la topographie et de la structure de la lithosphère. Ces modifications sont imputées à la production magmatique exogène et endogène (e.g. trapps, sous-placage).

Au centre de l'anomalie thermique, générée par le panache mantellique ascendant, un soulèvement est généralement observé de l'ordre de 1000 à 2000 m pour une région concernée de 1000 à 2000 km de diamètre (White & McKenzie, 1989). Une telle anomalie est observée par McNutt & Fischer (1987) au sud du Pacifique. Celle-ci est imputée au superpanache du Pacifique. Ce type d'anomalie topographique/bathymétrique de la lithosphère est appelé super-bombement (ou *superswell*) et la préservation d'un tel soulèvement est d'autant plus facile en domaine océanique où l'érosion est plus faible qu'en domaine continental.

Les grandes provinces magmatiques (LIP : Large Igneous Province) telles que les trapps en domaine continental (e.g. les trapps du Deccan ou d'Éthiopie) ou les plateaux magmatiques en domaine océanique (e.g. Ferrar) sont un autre type de manifestation du volcanisme de point chaud. Ces épanchements volcaniques correspondent à une accumulation épaisse de coulées volcaniques sur de vastes étendues (e.g. jusqu'à 2 km d'épaisseur sur une surface de 10^6 km² à $1,25 \times 10^6$ km² pour les trapps du Deccan ; respectivement Courtillot et al, 1986 ; Deshmukh, 1982 ; Devey & Stephens, 1991). Ceux-ci semblent se former au début de l'activité du point chaud, lorsque la tête du panache mantellique vient heurter la base de la lithosphère (e.g. Richards et al., 1989 ; Fig. 20). Ensuite, lorsque la queue du panache entre en contact avec la lithosphère, l'expression de surface du panache se fait sous la forme d'un alignement d'îles basaltiques témoignant d'une activité magmatique décroissante (Fig. 20).

En profondeur, il est communément admis qu'une partie du matériel magmatique qui migre de la LAB jusqu'à la surface reste piégée à la base de la croûte. On parle alors de sous-placage magmatique (e.g. Karmalkar et al., 2008). Ce phénomène de piégeage du matériel

Figure 20: Ascension d'un panache mantellique jusqu'à ce qu'il heurte la lithosphère. Lorsque la tête du panache entre en contact avec la lithosphère, une grande province magmatique se met en place (en b) puis un alignement d'édifices volcaniques formant la trace du point chaud lorsque la queue du panache est en contact avec la lithosphère (en C). D'après Niu et al., 2017).



magmatique est expliqué selon Cox (1993) par un contraste de densité défavorable au matériel magmatique ascendant au niveau du *Moho*. Dans le domaine continental, ce phénomène est important puisqu'il contribue à la croissance et l'épaississement de la croûte continentale sans faire appel aux forces tectoniques (e.g. Thybo & Artemieva, 2013). En domaine océanique, du sous-placage magmatique est retrouvé sous de nombreux édifices de point chaud (îles ou plateaux magmatiques) : Hawaii (e.g. Leahy et al., 2010), La Réunion (e.g. Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015), Maurice (e.g. Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016), les Tristan Da Cunha (e.g. Geissler et al., 2017) ; les Marquises (e.g. Caress et al., 1995) ou encore les Açores (e.g. Spieker et al., 2018). De plus, White et al. (1992) montrent que l'épaisseur de la croûte océanique initiale ($7,08 \pm 0,78$ km) est modifiée de par son interaction avec un point chaud. Elle augmente jusqu'à une moyenne de $10,3 \pm 1,7$ km. Enfin, lorsque celle-ci est accrétée à l'aplomb du panache la moyenne est largement supérieure avec $20,5 \pm 1,3$ km.

IV. Les mouvements verticaux

L'ensemble des phénomènes géodynamiques décrit précédemment (rifting, océanisation, point chaud) sont accompagnés de mouvements verticaux (surrection ou subsidence) permis grâce à la capacité de la lithosphère élastique à se déformer en réponse à une charge verticale (poids ajouté ou enlevé), horizontale (e.g. compression tectonique) ou les deux en même temps (Teixell et al., 2009). Ces mouvements verticaux sont alors la somme de deux composantes distinctes : tectonique et isostatique.

Teixell et al. (2009) ont réalisé une synthèse des mouvements verticaux de la lithosphère. Ils distinguent alors 9 mécanismes de mouvements verticaux auxquels un 10^{ème} est ajouté ici (le poids d'un édifice volcanique ; Fig. 21). Cette synthèse montre que les mouvements verticaux de la lithosphère ne se situent pas uniquement aux bordures des plaques lithosphériques (e.g. soulèvement lié à un point chaud), tout comme les processus géodynamiques décrits précédemment. Uniquement les mouvements verticaux accompagnant les processus géodynamiques rencontrés dans la zone d'étude seront présentés (pastilles vertes sur la Fig. 21).

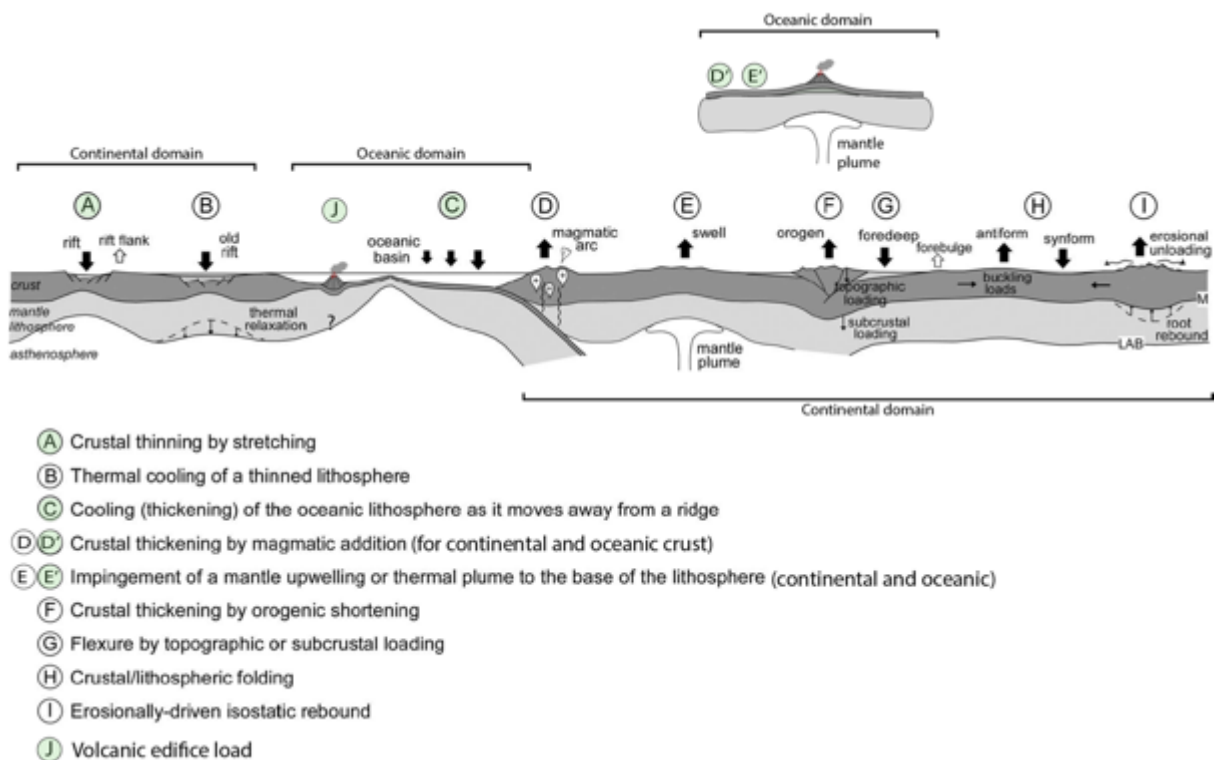


Figure 21: Synthèse des mouvements verticaux de la lithosphère modifiée d'après Teixell et al. (2009). Les pastilles vertes indiquent les mouvements verticaux attendus dans la zone d'étude. Les flèches noires indiquent une subsidence, les flèches blanches une surrection.

Dans le cas du rifting (Fig. 21A,B), les mouvements sont dépendants de l'âge du rift. Pour un rift jeune, deux types de mouvements verticaux entrent en compétition : l'amincissement tectonique provoqué par les failles normales génère une subsidence permettant le dépôt de sédiments dans l'espace ainsi créé, alors que les épaules du rift se soulèvent par réponse isostatique. Pour un rift n'ayant pas abouti à l'océanisation, une subsidence thermique régionale se met en place permettant un approfondissement de la LAB initialement surélevée.

Lorsque la lithosphère océanique se met en place à la dorsale océanique par incréments, la lithosphère océanique accrêtée auparavant s'éloigne de l'axe de la ride. Ainsi, celle-ci refroidit (par diffusion thermique et la circulation d'eau de mer) et devient plus dense entraînant sa subsidence (Fig. 21C). On parle de subsidence thermique puisque c'est le refroidissement de la lithosphère qui en est le moteur. Cette subsidence thermique suit alors une loi mathématique qui lie la distance à la dorsale (l'âge de la lithosphère océanique) et la profondeur du plancher océanique (e.g. Parsons & Sclater, 1977).

Les points chauds vont avoir plusieurs effets sur l'équilibre isostatique de la lithosphère : (1) l'arrivée de la tête du panache (Fig. 21 E,E'), (2) de même que l'ajout de matériel magmatique en sous-placage à la base de la croûte vont engendrer un soulèvement de la lithosphère (Fig. 21 D,D'), alors que (3) l'ajout d'édifices volcaniques à la surface de la lithosphère aura pour conséquence d'engendrer une subsidence (Fig. 21J) (e.g. flexure à Hawaii, ou Maurice ; respectivement Walcott, 1970 ; Lénat et al., 2009).

Cette revue des processus lithosphériques nous a permis d'aborder les mécanismes et caractéristiques importants de certains types d'objets géodynamiques. Quels sont les processus rencontrés dans le sud-ouest de l'océan Indien ? et comment ces objets se sont-ils mis en place ? et selon quelle chronologie ? Une présentation du contexte géodynamique est réalisée dans la partie suivante.



Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude : contexte géodynamique ; état des connaissances de la lithosphère

Objectifs : Présentation des connaissances et des débats actuels portant sur les lithosphères et sur les processus magmatiques du sud-ouest de l'océan Indien.

I. Contexte géodynamique du sud-ouest de l'océan Indien

Notre zone d'étude se situe dans le sud-ouest de l'océan Indien. Elle est limitée à l'ouest par le continent africain, à l'est par la dorsale centrale Indienne (CIR), au nord par la bordure nord du bassin des Mascareignes et au sud par la dorsale sud-ouest Indienne (SWIR ; Fig. 1). Cette zone est représentée sur la carte en Figure 1 par un carré bleu et couvre une surface de 4000x2000 km. Quelques rares terres émergées pointent au milieu de cette immensité océanique. Ainsi Madagascar, Mayotte, Glorieuses, Juan de Nova, Europa, Tromelin, La Réunion, Maurice et Rodrigues constituent les domaines émergés, dont le point culminant se trouve à 3070m (Piton des Neiges, La Réunion). A l'inverse, le domaine océanique est constitué de bassins océaniques profonds avoisinant les -5500 m par endroit (Bassin de Somalie, Bassin des Comores, Canal du Mozambique, Bassin des Mascareignes et Bassin de Madagascar) et de domaines immergés peu profonds (Ride de Davie, Plateau de Madagascar, Plateau des Mascareignes).

Sur cette zone, plusieurs objets géodynamiques contribuent à la structuration complexe des couches internes de la Terre, affectant en particulier la lithosphère. Il y a le Rift Est Africain (EARS : East African Rift System), les dorsales sud-ouest et centrale Indiennes, les points chauds Réunion et Marion, les marges passives du Canal du Mozambique et de Madagascar et les bassins océaniques (Mascareignes, Madagascar, des Comores et du Mozambique). Chacun de ces objets sera repris afin d'en rappeler les définitions, les concepts importants et leurs impacts sur la lithosphère.

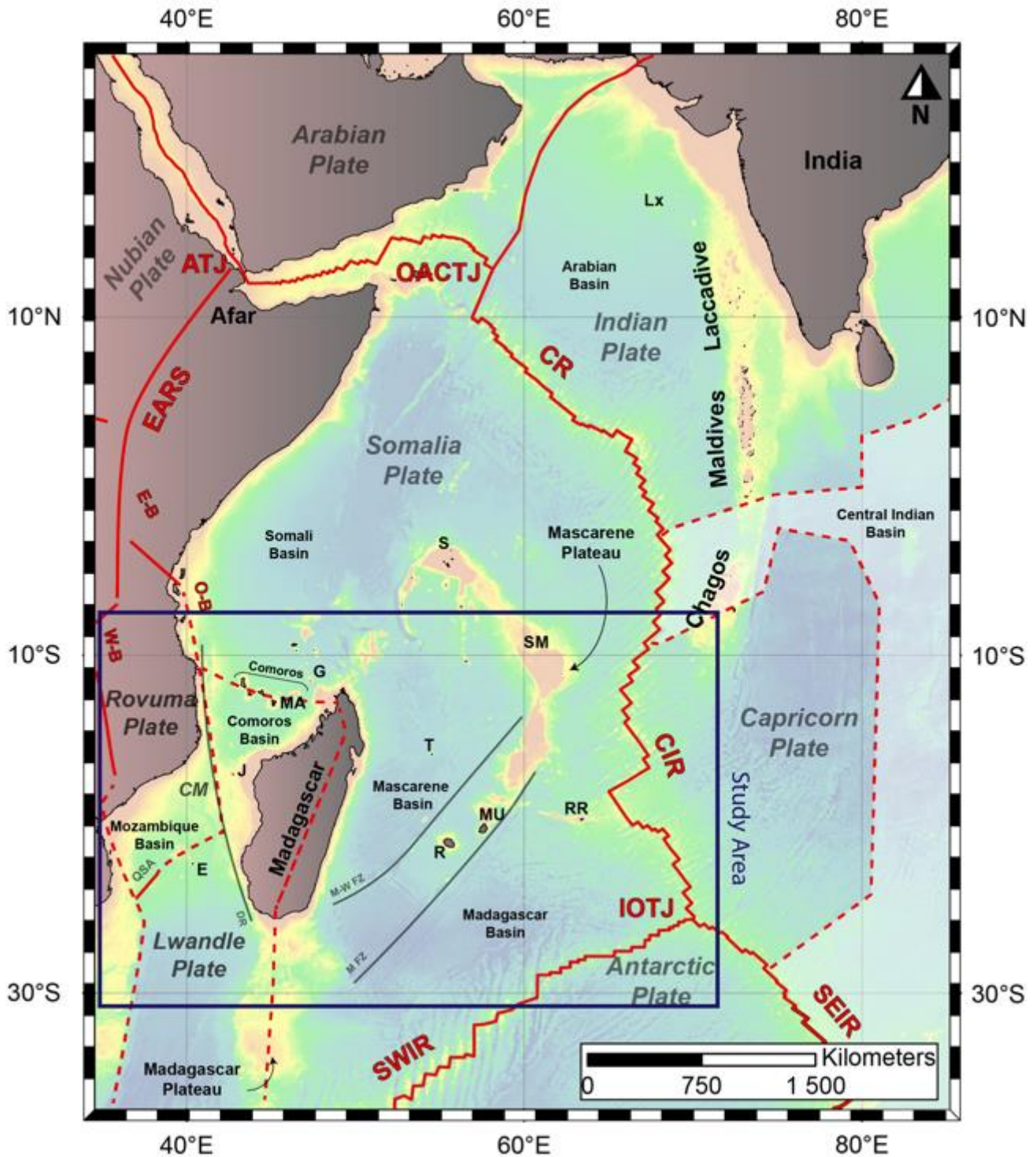


Figure 1: Localisation de la zone d'étude. Carte bathymétrique de l'océan Indien (Smith & Sandwell, 1997) et localisation des principaux édifices volcaniques étudiés. Le rectangle bleu délimite la zone d'étude. Les traits rouges délimitent la plaque lithosphérique Somalienne. CM pour Canal du Mozambique, EARS pour rift Est Africain, CR pour ride de Carlsberg, CIR pour dorsale centrale Indienne, SWIR pour dorsale sud-ouest Indienne, SEIR pour dorsale sud-est Indienne, IOTJ pour point triple de l'océan Indien, ATJ pour point triple de l'Afar et OACTJ pour point triple Owen-Aden-Carlsberg. Les édifices volcaniques : MA pour Mayotte, G pour Glorieuses, J pour Juan de Nova, E pour Europa, S pour les Seychelles, T pour Tromelin, R pour La Réunion, MU pour Maurice, RR pour la ride de Rodrigues, S pour les bancs de Saya de Malha et Lx pour la ride de Laxmi. Les failles lithosphériques : DR pour la Ride de Davie, MW FZ pour la zone de failles de Mahanoro-Wilshaw et M FZ pour la zone de failles de Maurice. E-B, W-B et O-B pour respectivement les branche est, ouest et Offshore de l'EARS. QSA pour Quatlamba Seismic Axis, un axe diffus de déformation pouvant délimiter les plaques Rovuma et Lwandle. Enfin BH pour Beira High ; un bloc continental isolé sur la marge passive mozambique. La zone blanche délimite une zone de déformation diffuse délimitant les plaques Capricorne et Indienne au nord puis Capricorne et Australienne à l'Est (hors carte). Cette zone de déformation diffuse est tirée de Laffaldano et al., 2018.

I.1. Lithosphères composant le sud-ouest de l'océan Indien

La structure lithosphérique de l'océan Indien est complexe. En effet, son accréation n'est pas issue d'une dorsale unique, mais de l'éclatement poly-phasé du Gondwana lié à une succession de centres d'accréation au cours du temps (e.g. Chatterjee et al., 2013 ; Reeves et al., 2016). On peut découper la lithosphère en plusieurs grands ensembles lithosphériques océaniques selon les directions d'accréation, l'âge des roches et les bassins océaniques (Fig. 2). L'âge de la lithosphère océanique la plus ancienne est située dans le Canal du Mozambique. Cet âge a fait l'objet de plusieurs propositions successives. Les premières études dans les années 70 (Ségoufin, 1978 ; Simpson et al., 1979) identifient l'anomalie M22 (150,8 Ma)² dans le Canal du Mozambique avant que l'anomalie M26 (155,7 Ma) ne soit identifiée (König & Jokat, 2010). Au nord du bassin du Mozambique, Leinweber & Jokat (2012) proposent que la lithosphère la plus ancienne se soit mise en place au Chron M41n (166 Ma), soit durant la période de faible activité du champ magnétique terrestre au Jurassique. Mueller & Jokat (2017) estiment que la croûte océanique la plus ancienne mise en place dans le Canal du Mozambique est vieille de 164.1 Ma (M38n2n).

Les plaques lithosphériques majeures sont délimitées par les dorsales centrale (CIR), sud-ouest (SWIR) et sud-est Indienne (SEIR) en contact au niveau du point triple de Rodrigues (IOTJ ; Indian Ocean Triple Junction). Au nord, c'est la dorsale de Carlsberg qui sépare la plaque Somalienne et Indienne. La dorsale de Carlsberg se connecte à la zone de fracture d'Owen et la dorsale de Sheba dans le golfe d'Aden formant le point triple d'Owen-Aden-Carlsberg (e.g. Rodriguez et al., 2018 ; Fig. 1). La dorsale de Sheba se connecte ensuite au point triple de l'Afar à l'ouest séparant les plaques Arabe, Somalienne et Nubienne (e.g. McKenzie et al., 1970).

Selon le cadre de référence temporel établis à partir des anomalies magnétiques et des traces de point chaud, la vitesse d'accréation de la SWIR est lente à ultra-lente. Cela a pour conséquence d'exhumer le manteau par endroit (e.g. Cannat et al., 2006). La CIR, la SEIR et la dorsale de Carlsberg sont à contrario des dorsales rapides.

La limite de la plaque Somalienne du côté Africain se poursuit à la fois en domaine terrestre par le Rift Est Africain (EARS) et par les rifts malgaches puis en mer sous une forme de grabens étroits (Mougenot et al., 1986) et plus au sud le long de la ride de Davie (Chorowicz, 2005). Il a récemment été proposé que ce système extensif se poursuivait (1) au sud le long

² Les âges correspondants aux Chrons sont issus Gradstein & Ogg (2004).

d'un axe NE-SO appelé *Quatlamba seismic axis* (Deville et al., 2018) séparent les microplaques lithosphériques de Lwandle et de Rovuma dans le Canal du Mozambique et (2) à l'est entre le graben de Kerimba et la pointe nord de Madagascar (Famin et al. 2020 ; Fig. 3). Ces deux segments sont soulignés par une sismicité régionale et un volcanisme à l'origine de plusieurs îles et monts sous-marins : Bassas da India, Eggert et Europa le long du Quatlamba seismic axis et l'archipel des Comores, les bancs de Geyser et Zelé le long de l'axe est-ouest entre l'Afrique et Madagascar.

Par ailleurs, l'océan Indien a été et est toujours le berceau d'un volcanisme de points chauds (Réunion, Marion, Bouvet, Kerguelen, Afar et peut-être les Comores) ayant largement contribué à son histoire géodynamique (e.g. Duncan & Storey, 1992). Les traces des points chauds Marion et Réunion sont particulièrement visibles et sont respectivement à l'origine d'alignements volcaniques depuis les Trapps créacé de Madagascar (de Wit, 2003) du plateau de Madagascar (ou ride de Madagascar ; Storey et al., 1995) jusqu'à l'île Marion au Sud de la SWIR (Georgen et al., 2001) et de l'alignement des Trapps du Deccan-Laccadive-Maldives-Chagos-Plateau des Mascareignes-Maurice-Réunion (Duncan et al., 1990 ; Fig. 3).

La lithosphère continentale n'est pas uniquement cantonnée au pourtour de l'océan Indien, mais elle se situe également au sein de celui-ci. Madagascar, les Seychelles (e.g. Hammond et al., 2012) et la ride de Laxmi (Mishra et al., 2018) sont des exemples de lithosphère continentale au milieu de ce vaste océan. La nature de la ride de Davie localisée entre Madagascar et le continent africain, révélée par plusieurs dragages, est continentale selon Bassias & Leclaire (1990) et Bassias (1992). D'ailleurs, la nature lithosphérique de certaines zones de l'océan Indien est en débat, tels que le long du Plateau des Mascareignes jusqu'à l'île Maurice (Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016 ; Torsvik et al., 2013 ; Ashwal et al., 2017) ou encore au niveau de l'archipel des Comores (e.g. Talwani, 1962 ; Flower & Strong, 1969 ; Lort et al., 1979 ; détails dans la section I.3.1). Afin de comprendre comment ces lithosphères se sont mises en place, une synthèse géodynamique est réalisée dans la partie suivante.

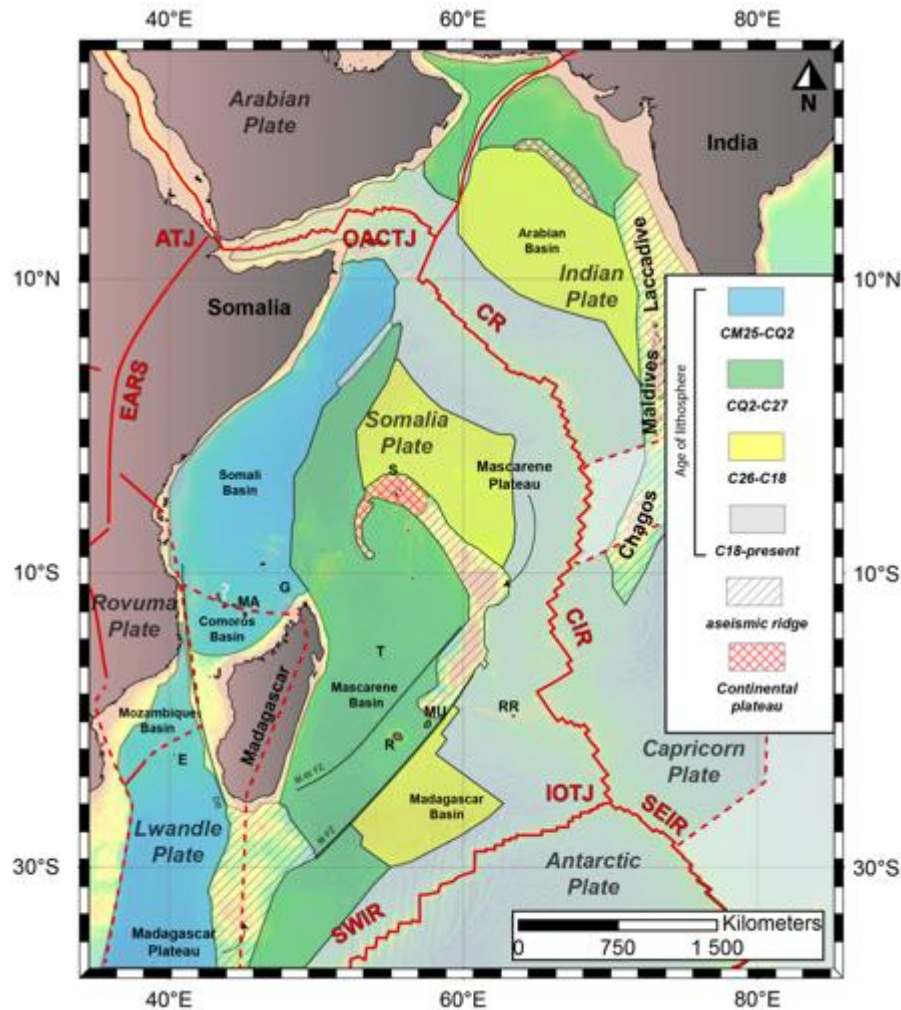


Figure 3: Grands ensembles lithosphériques de l'océan Indien regroupés par âges. Figure modifiée d'après Bissessur (2011). Les abréviations sont identiques à la Figure 1. « Aseismic ridge » correspond à des hauts bathymétriques construit dénué de toute sismicité. Ils sont imputés aux traces des points chauds de La Réunion et de Marion (Fig. 2). La ride de Davie est de composition continentale selon Bassias & Leclaire, (1990) et le point d'interrogation au niveau de l'archipel des Comores suggère le débat autour de la composition sous celle-ci.

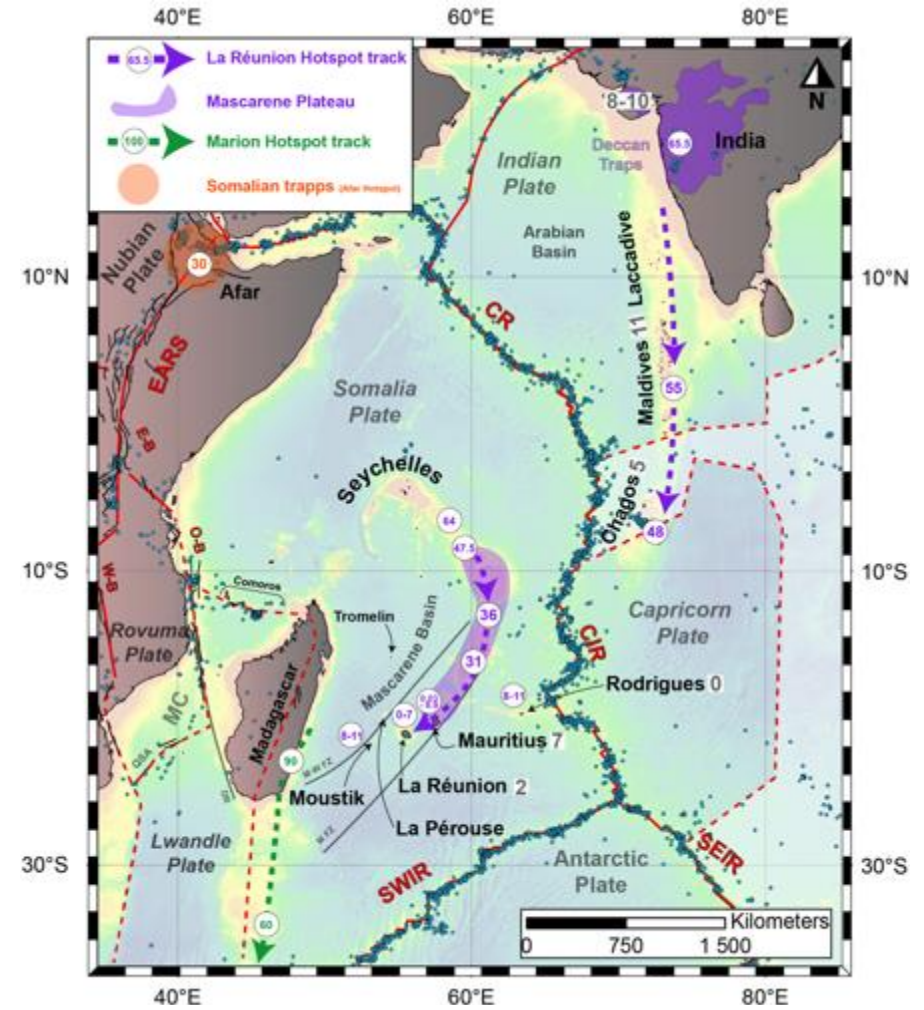


Figure 2 : Traces des points chauds Marion (vert) et Réunion (violet) et position du point chaud de l'Afar (orange). Les âges (en Ma) figurent le long des alignements volcaniques. Les âges sont issues d'une compilation de plusieurs auteurs : Duncan et al., 1990 ; Duncan & Hargraves, 1990; Duncan & Storey, 1992; Storey et al., 1995; Hoffmann et al., 1997 ; Lénat et al., 2001; O'Neill et al., 2005; Moore et al., 2011; Smietana, 2011. Fond de carte : carte bathymétrique du sud ouest de l'océan Indien (Smith & Sandwell, 1997). Les valeurs en gris correspondent à l'épaisseur de sous-plaquage magmatique connu le long de la trace du point chaud Réunion. Les points bleus représentent la localisation de la sismicité fournie par l'USGS entre 1963 et 2018. Les acronymes sont identiques à ceux de la Fig. 1.

1.2. Évolution géodynamique à l'origine des lithosphères de l'océan Indien

1.2.1. Orogenèses panafricaines

Depuis au moins 3 milliards d'années, la Terre connaît grâce aux mouvements des plaques lithosphériques une succession d'orogénèses et de périodes de démantèlement de supercontinents. Le dernier supercontinent constitué (Gondwana) s'est formé entre 500 et 600 Ma après la fermeture des paléo-océans de l'Adamastor ou du Mozambique (Trompette, 2000). La collision de trois plaques lithosphériques issues du démantèlement du supercontinent Rodinia (700 et 1000 Ma ; Meert & Lieberman, 2008) formera les zones de suture de l'Adamastor et du Mozambique (Fig. 4). Ces collisions ont permis plusieurs orogénèses lors de la collision des super-compartiments lithosphériques (orogénèses est-africaine, brésilienne et de Kuungan ; e.g. Gray et al., 2008) et formeront les ceintures orogéniques du même nom (Fig. 4). Le supercontinent Gondwana correspond alors un assemblage composite de cratons et de ceintures mobiles orogéniques (appelées ceintures vertes). A l'est, la zone de suture de l'océan Mozambique laisse place à la ceinture Est Africaine (EAO) longue de 6000 km (Holmes, 1951). Celle-ci, est divisée en deux parties ; au nord le bouclier Arabe/Nubien et au Sud la ceinture Mozambique initiée au néo-protérozoïques (Fritz

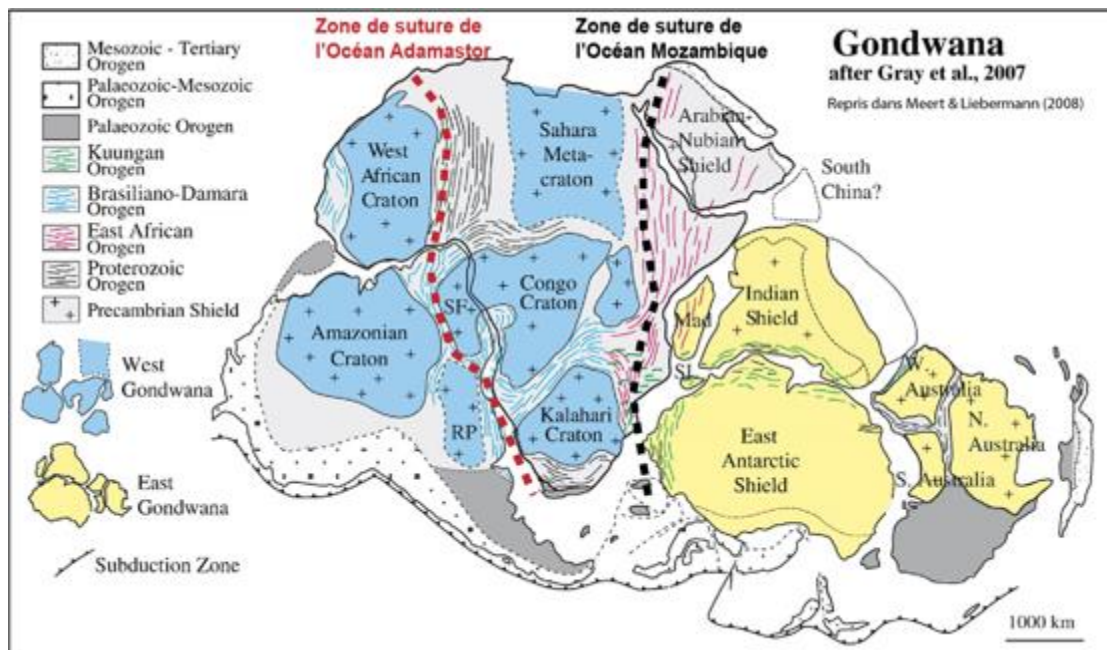


Figure 4: Le Gondwana d'après Gray et al., 2008 modifié par Meert & Liebermann (2008). Le bleu correspond aux cratons composant le Gondwana ouest et le jaune ceux de Gondwana est. Les traits de couleurs indiquent les zones d'orogénèse. Rose pour panafricaine, bleu pour Brésilienne et vert pour Kuungan. Les zones de suture des paléo-océans sont représentées par les lignes pointillées.

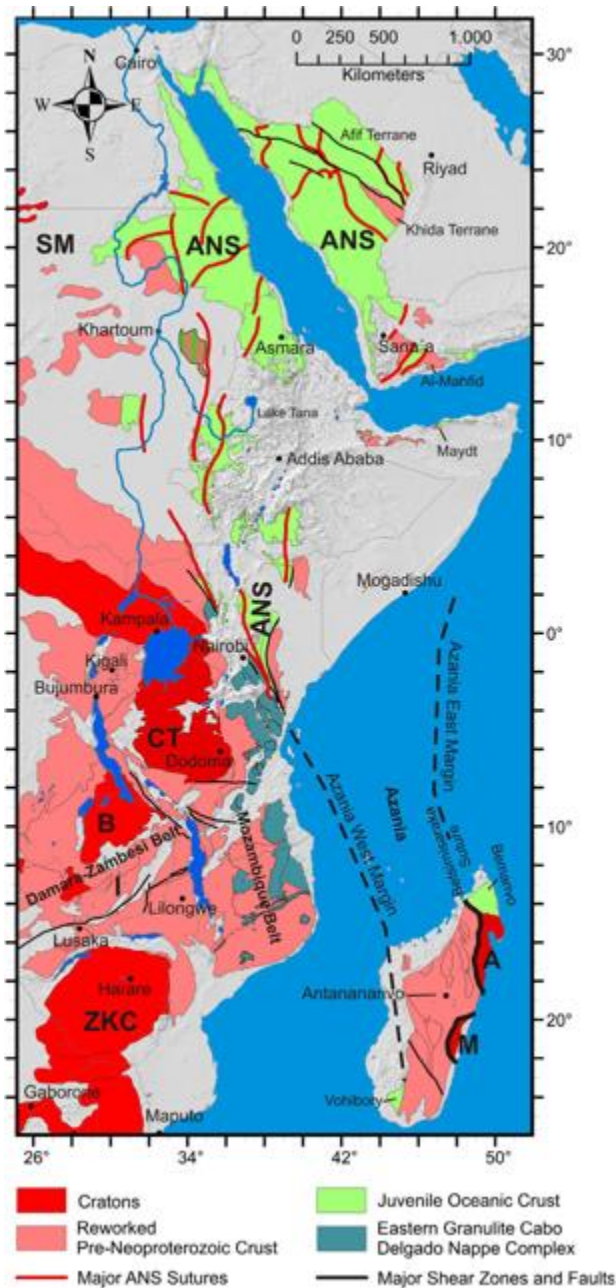


Figure 5: Distribution des témoins actuels de l’orogénèse Est-Africaine. Les abréviations SM pour Sahara Metacraton; CTB pour Congo–Tanzania–Bangweulu Cratons; ZKC pour Zimbabwe–Kalahari Cratons; I pour Irumide Belt; A pour Antogil Craton; Mpour Masora Craton; ANS pour Arabian Nubian Shield. D’après Fritz et al. (2013).

et al., 2013). Cette orogénèse est restée tectoniquement active jusqu’à la fin du Cambrien (Meert & Lieberman ; 2008). Les témoins de la ceinture Mozambique sont retrouvés au sud de Madagascar et sur l’ensemble de la bordure ouest du Canal du Mozambique (Fig. 5). Sur la marge Est-Africaine, du Kenya au Mozambique, le témoin principal de l’EAO correspond à une succession de nappes métamorphiques à facies granulite de sédiments et de roches ignées métamorphisées (Fig. 5 ; Fritz et al., 2013). Cette nappe est appelée : nappe de Cabo Delgado au Mozambique. A Madagascar, les témoins de la ceinture Mozambique sont retrouvés au nord (ceinture de Bemarivo) et au sud-ouest (domaine de Vohibory ; e.g. Thomas et al., 2009) partout ailleurs, les roches sont anté-néoprotérozoïques (Fritz et al., 2013). La ceinture de Bamarivo est composée de para-gneiss et de série volcano-sédimentaires (Jöns et al., 2006). Ces deux provinces semblent correspondre à des paléo-océans qui se situaient de part et

d’autre du microcontinent Azania qui recouvre une grande partie de Madagascar jusqu’à l’Arabie en passant par la Somalie d’âges Archéens et Paléoprotérozoïques (Fig. 5 ; Collins and Pisarevsky, 2005).

1.2.2. Dislocation du Gondwana

Il est généralement admis que la dispersion du supercontinent Gondwana Est soit le résultat d'une succession de rifts actifs engendrés par des points chauds successifs (e.g. Storey et al., 1995 ; Storey, 1995). Durant le démantèlement du Gondwana, 5 provinces magmatiques ont été édifiées par 5 points chauds successifs (Chatterjee et al., 2013): Karoo-Ferrar (Bouvet ; 182 Ma) ; Kerguelen-Rajmahal (Kerguelen, 118 Ma) ; Morondava-Sainte Marie (Marion ; 88 Ma) ; Sommath (70 Ma) et La Réunion (65 Ma). L'histoire de ce démantèlement est synthétisée ci-dessous avec comme illustrations, des cartes de reconstitutions paléogéographiques à différentes étapes du processus d'ouverture de l'océan Indien issues de Reeves (2014) et Reeves et al. (2016) et des compléments provenant d'autres reconstitutions paléogéographiques (e.g. Seton et al., 2012 ; Chatterjee et al. 2013).

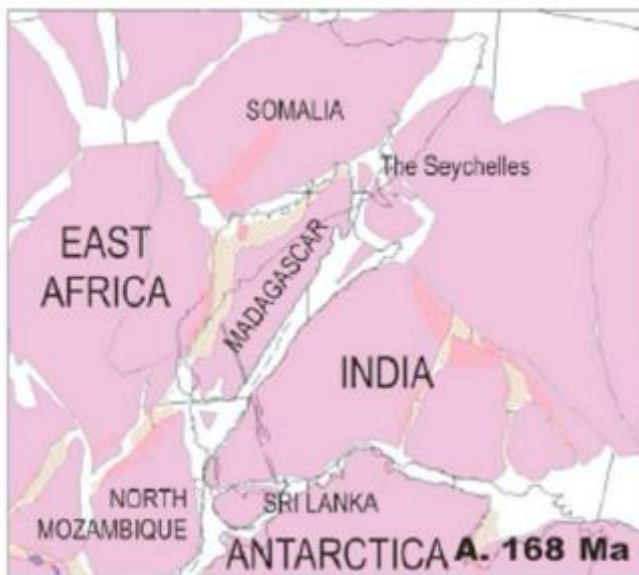


Figure 6: Position initiale anté-dislocation du Gondwana. Repris dans Senkans et al. (2019) modifié d'après Reeves (2014).

L'initiation de cette dislocation est causée par le point chaud Bouvet qui est à l'origine des provinces magmatiques de Bouvet-Ferrar ou Karoo-Ferrar et de la ride du Mozambique (e.g. Duncan et al., 1997). Les provinces Karoo sont aujourd'hui visibles en Afrique du Sud jusqu'à la marge centrale du Mozambique, les provinces de Ferrar au Sud de l'Antarctique et enfin le groupe de Tasman en Australie (e.g. Duncan et al., 1997). L'expression de ce point

chaud sur la côte du Mozambique est le point triple Karoo (e.g. Jourdan et al., 2006 ; détaillé en II.3). S'en suit une période de rifting actif dont deux zones principales localisent la déformation entre le Gondwana est et ouest. Plus précisément, un rift se forme au nord entre l'actuel Madagascar et l'actuel Somalie (avec une composante tectonique senestre) puis un autre système de rift au sud entre l'actuel Antarctique et l'actuel Mozambique selon une direction d'amincissement NNO-SSE (Fig. 7). Ce rifting initié au Permo-Trias (e.g. Cox, 1992) est accompagné d'une sédimentation importante appelée Karoo. Celle-ci est retrouvée dans les bassins de Morondava, de Majunga (e.g. Wen et al., 2015 ; Rogers et al., 2000), le long de

la ride de Davie (Bassias & Leclaire, 1990) et le long de la marge centrale du Mozambique (Senkans et al., 2019 ; Fig. 7). Ces sédiments syn-rift sont des flyschs et des arkoses et sont issus de l'érosion du Gondwana et la base de cette sédimentation syn-rift est légèrement métamorphisée (Bassias, 1992). Cette phase de rifting est également à l'origine de la formation de deux blocs continentaux isolés appelés Beira High³ et Limpopia⁴ le long de la marge centrale Mozambique pour l'un et sous la ride du Mozambique pour l'autre (Reeves et al., 2016 ; paléo-localisation en Fig.7). La formation de ces blocs étant probablement liée à des directions d'amincissement différentes et un saut de centre extensif durant les premières étapes du rifting (Mueller et al., 2016 ; Senkans et al., 2019).

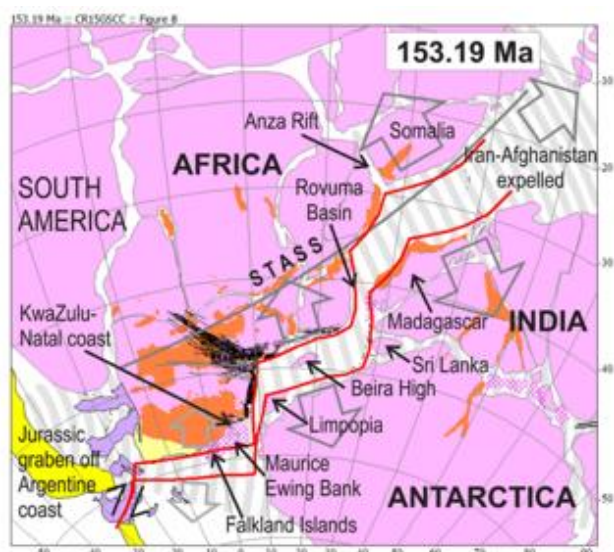


Figure 7: Ouverture de l'océan entre le Gondwana ouest et Est à 153,19 Ma. Les zones en orange correspondent aux bassins du rift Karoo. Les traits noirs indiquent les principales directions d'intrusion magmatiques formant le point triple Karoo. Les traits rouges, la limite des blocs en position initiale anté-ouverture. D'après Reeves et al. (2016).

La rupture continentale est effective vers 165 Ma, avec le début de l'accrétion océanique pour ces deux zones en extension distinctes (Coffin & Rabinowitz, 1988 ; Jokat et al., 2003). L'accrétion des bassins de Somalie et du Mozambique démarrent alors et le bloc composé des Seychelles, de Madagascar, l'Inde, l'Antarctique et l'Australie (ex-Gondwana Est) dérive vers le sud-est suite à l'ouverture de ces bassins (Fig. 7). La jonction entre ces deux bassins en ouverture se fait le long de la ride de Davie dite « d'origine », localisée à l'est du bassin Rovuma (ODFZ ; Reeves et al., 2016). L'ODFZ correspondant à la partie la plus au nord de l'actuelle ride de Davie, jusqu'à 3° N. Selon Reeves et al. (2016), le rôle de l'ODFZ s'arrête lorsque l'accrétion océanique dans le bassin Mozambique se termine vers 124 Ma. L'ouverture dans le bassin du Mozambique se fait initialement selon une direction NNO-SSE puis N-S (Reeves et al., 2016 ; Senkans et al., 2019 ; Fig. 8-9).

³ Considéré comme un *continental ribbons* par Senkans et al. (2019)

⁴ Considéré comme un micro-continent par Reeves et al. (2016)

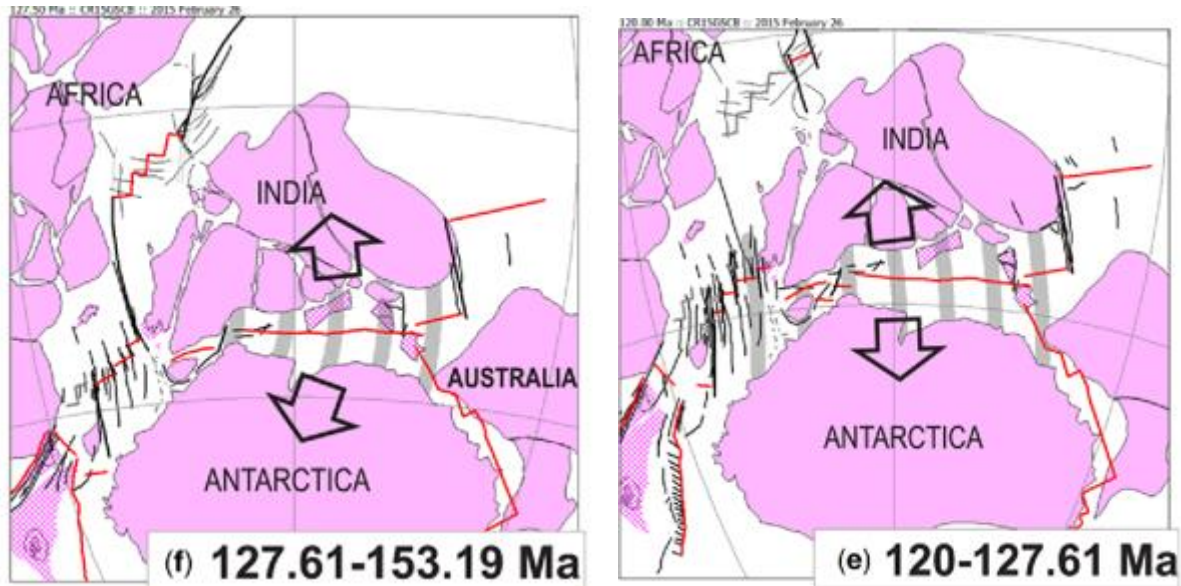


Figure 8: Changement de direction d'ouverture du Bassin du Mozambique passant d'une direction NNO-SSE à N-S. Ouverture également du bassin océanique d'Enderby entre l'Inde et l'Antarctique. La connexion de la SWIR et de la SEIR se fait une fois l'Inde et l'Antarctique séparées. Modifié d'après Reeves et al. (2016).

A la suite de l'arrêt de l'activité de l'ODFZ, un rift s'initie entre Madagascar et l'Inde puis un second au sein de l'ex-Gondwana Est entre le bloc Seychelles-Madagascar-Inde d'une part et le bloc Antarctique-Australie d'une autre part. L'ouverture de ce bassin se fait selon une direction N-S et se poursuit jusqu'au détachement complet des deux blocs, suivi de l'océanisation qui donnera naissance à la SEIR et à l'océan Enderby entre l'Antarctique et l'Inde (Fig. 9). Ensuite, la SEIR se connecte à un point triple situé au sud de Madagascar (dans la zone du futur Madagascar Rise). Ce point triple lie alors le rift initié entre l'Inde et Madagascar, la SWIR et la SEIR (Reeves et al., 2016 ; Fig. 9).

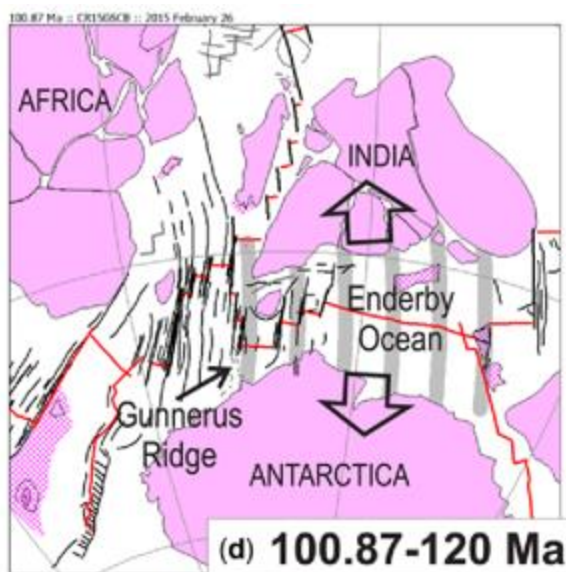


Figure 9: Connexion de la SEIR, SWIR et la future dorsale permettant l'ouverture du bassin des Mascareignes entre Madagascar et l'Inde. D'après Reeves et al. (2016).

Vers 90 Ma, un nouveau point chaud apparaît nommé Marion entre Madagascar et l'Inde-Seychelles (Torsvik et al., 1998). Celui-ci est à l'origine de provinces magmatiques importantes à la fois au sud de Madagascar (province basaltique de Morondava ; Storey et al., 1995) et en Inde (province basaltique de Sainte-Marie ; de Wit, 2003). Ce point chaud est également à l'origine du plateau océanique magmatique de Madagascar (Madagascar Rise ; Zhang et al., 2011). L'océanisation de ce système divergent donnera lieu à la naissance

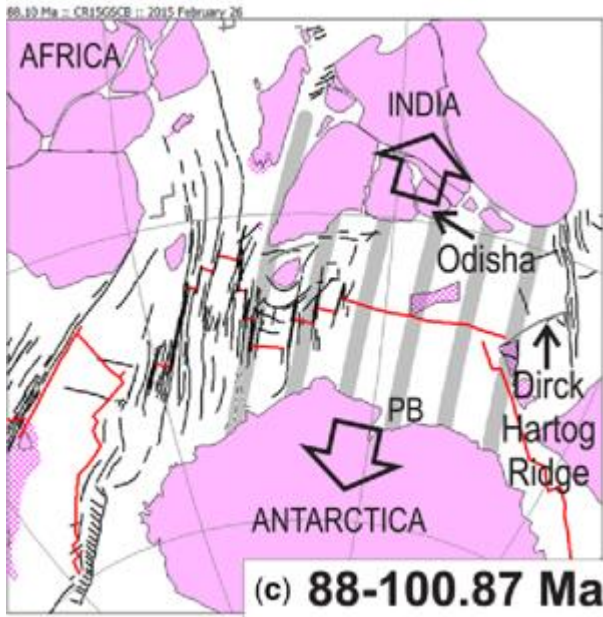


Figure 10: Connexion de la SEIR, SWIR et la dorsale du bassin des Mascareignes. La direction d'ouverture du Bassin des Mascareignes et l'ouverture à la SEIR sont désormais de direction NE-SO. D'après Reeves et al. (2016).

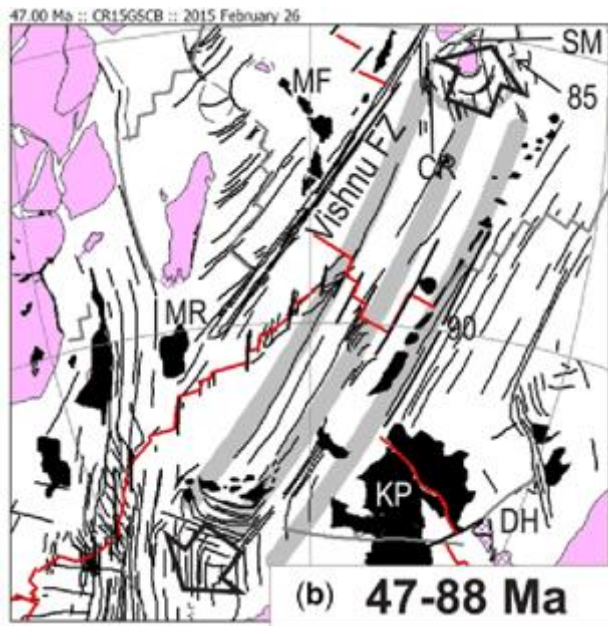


Figure 11: L'accrétion océanique se fait au niveau de la dorsale de Carlsberg au nord de Seychelles après un saut de dorsale initialement présent dans le bassin des Mascareignes. L'ouverture de direction NE-SE est accommodée par la zone de fracture de Vishnu. D'après Reeves et al. (2016).

du Bassin des Mascareignes à partir de 83 Ma et jusqu'à 61 Ma (Fig. 11 ; Bernard & Munsch, 2000). L'accrétion océanique de ce bassin se fait selon une direction NE-SO et l'accrétion océanique à la SEIR devient également NE-SO (Reeves et al., 2016 ; Fig. 10). Le mouvement de l'Inde vers le nord est accommodé par la proto-CIR (actuelle zone de fracture de Maurice ; Fig. 11). Cette proto-CIR correspond à la zone de fracture de Vishnu de direction NE-SO proposée par Reeves et al. (2016).

A 65-66 Ma, le point chaud Réunion se met en place et génère les premières provinces magmatiques qui sont le plateau magmatique océanique de Saya de Malha (64 Ma ; Duncan, 1990) à l'est des Seychelles et les trapps du Deccan, en Inde (environ 65 Ma, Courtillot et al., 1986). Un nouveau système de rifts s'établissant en deux étapes est mis en place. La première de 71 à 64 Ma consiste en la mise en place du rift de Gop entre le bloc Laxmi-Seychelles et l'Inde (Talwani & Reif, 1998). La seconde étape consiste en un saut du centre extensif vers le sud-est, entre le bloc composé de la ride de Laxmi et de l'Inde et le bloc des Seychelles. Bien que la mise en place du rift

soit contemporaine des grandes provinces magmatiques initiées au début de l'activité du point chaud Réunion celle-ci est spatialement distincte de près de 1000 km (Chatterjee et al., 2013). La marge passive des Seychelles est de type non-volcanique et la croûte océanique mise en place dans le bassin océanique d'Arabie est fine (environ 5 km d'épaisseur selon

Collier et al., 2009). L’ouverture du bassin océanique d’Arabie à la CIR est effective vers 63,4 Ma (Chatterjee et al., 2013). Celle-ci a pour conséquence de stopper l’ouverture du bassin des Mascareignes et d’isoler de manière définitive le microcontinent Seychellois de toutes autres lithosphères continentales (e.g. Reeves et al., 2016). Les Seychelles font dorénavant partie de la plaque Somalienne.

La dislocation du Gondwana se poursuit par la remontée de l’Inde à grande vitesse vers le nord-est (entre 5 et 20 cm/an selon les étapes de migration ; Copley et al., 2011 ; Chatterjee et al., 2013). La vitesse de déplacement aurait été fortement influencée par la mise en place du point chaud Réunion sous la lithosphère (Cande & Stegman, 2011). La subduction de l’océan Néothétys, moteur de la remontée de l’Inde vers le nord est suivie de la collision de celle-ci avec l’Eurasie vers 50 Ma (Allégre et al., 1984). Dans le même temps, le point chaud Réunion continue de dessiner sa trace en surface (détaillé en partie II.1), et les dorsales de former la lithosphère océanique.

Aujourd’hui, le démantèlement du supercontinent Gondwana se poursuit avec la séparation de la plaque Somalienne des plaques Nubienne et Arabe. Les trois limites de plaques divergentes se connectent dans la région de l’Afar formant alors un point triple (Fig. 12 ; plaques Somalienne, Africaine et Arabe ; McKenzie et al, 1970). Cette séparation s’est initiée vers 30 Ma (Hoffman et

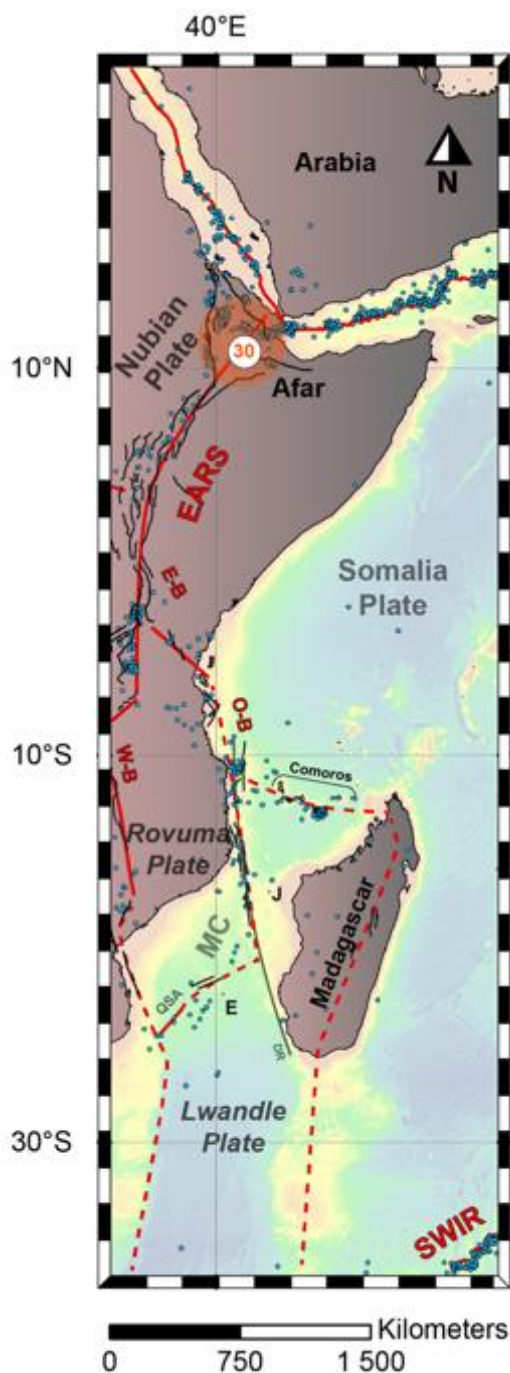


Figure 12: Le Rift Est Africain (EARS) et sa possible prolongation dans le Canal du Mozambique. Les acronymes sont identiques à ceux de la Fig. 1. Les points bleus représentent la sismicité fournis par l’USGS de 1963 à 2018. Le cercle orange le point chaud de l’Afar.

al., 1997) lorsque le système de rift appelé Rift Est Africain (EARS pour East African Rift System) s’amorce à la suite des manifestations de surface habituelles du volcanisme de point chaud intracontinental (bombement crustal et trapps volcaniques causés par le point chaud de l’Afar ; Hoffman et al., 1997). Pour certains auteurs (e.g. Chorowicz, 2005), l’EARS s’est propagé durant 30 Ma vers le sud en formant trois bras distincts (Branches est, ouest et sud-est ; Fig. 25) et pour d’autres c’est une ouverture diachrone le long de l’EARS qui a gouverné l’ouverture de l’EARS, dont le premier segment du Turkana a débuté son activité à 45 Ma puis vers le nord dans la région de l’Afar vers 30 Ma et enfin vers le sud, dans le rift de Rukwa vers 25 Ma (e.g. Vetel & Le Gall, 2006 ; Boone et al., 2019).

La région dans laquelle les processus de divergence lithosphérique sont les plus avancés est celle de l’Afar, où certains blocs continentaux tel que le Danakil ou Aisha sont isolés du continent (e.g. Mohr, 1970 ; Eagle et al., 2002). Selon Lewi et al. (2016), la région de l’Afar est au stade précoce de l’océanisation. L’observation du EARS en domaine continental est aisée de par la succession de longues dépressions adjacentes et le volcanisme qu’il génère, tandis que son observation vers le sud est complexifiée par sa propagation à la fois diffuse et dans le Canal du Mozambique (Fig. 12). Pourtant, les édifices volcaniques du Canal du Mozambique semblent être liés à l’activité tertiaire de l’EARS d’après leur âges (Michon, 2016 ; Courgeon et al., 2016 ; O’Connor et al., 2019) et leur localisation au niveau des zones de sismicité régionale (Deville, 2018 ; Famin et al., 2020 ; Fig. 12).

1.3. Caractéristiques des lithosphères de la zone d’étude

Pour décrire la lithosphère, plusieurs paramètres peuvent être étudiés : sa nature, son épaisseur (équivalent à la profondeur du LAB) et l’épaisseur de la croûte (qui renseigne sur l’histoire de la lithosphère). L’épaisseur de la croûte de la zone d’étude est extrêmement variable puisque la totalité du spectre crustal y est représenté depuis (1) de la croûte océanique naissante aux dorsales, une croûte océanique très ancienne et parfois même affectée par du magmatisme (e.g. de type point chaud) jusqu’à (2) la croûte continentale non amincie, des marges passives avec les structures décrites en Chapitre 1, partie II.2.3, et des blocs continentaux isolés (e.g. Hammond et al., 2012 ; Leinweber & Jokat, 2012 ; Fontaine et al., 2015 ; Andriampenomanana et al., 2017 ; Mueller & Jokat, 2017 ; Klimke et al., 2018 ; Vormann et al., 2020).

I.3.1. La nature et l'épaisseur de la croûte

Le Canal du Mozambique

Comme la localisation des transitions continent-océan dans le Canal du Mozambique est essentielle afin de permettre les reconstitutions géodynamiques, de nombreuses tentatives successives d'établir sa localisation ont été menées et une synthèse de celle-ci est présentée en figure 13. Les études les plus récentes dans le bassin du Mozambique (Mueller & Jokat (2017) et Vormann et al. (2020) montrent que la TOC est située plus au nord que dans la proposition de localisation de Mascles et al. (1997). En effet, les lignes de sismique réflexion, couplées avec des mesures des champs magnétiques et gravimétriques le long de la marge Mozambique centrale permettent de contraindre précisément l'extension septentrionale de la croûte océanique et le domaine transitionnel. L'identification de la nature continentale du Beira High et son épaisseur de 25 km a permis à Mueller et al. (2016) ou Mueller & Jokat (2017) d'établir que la TOC était située plus au sud qu'à l'est du Beira High (Fig. 14). Klimke et al. (2018) montrent que la TOC suit ensuite la ride de Davie à l'est. Cela avait été proposé auparavant par Ségoufin et Patriat (1981) et appuyé par le dragage de roches cristallines à l'endroit de la ride de Davie par Bassias & Leclaire (1990) (Fig. 14).

Au nord, la TOC de la marge nord-ouest de Madagascar est assujettie à des débats (Fig. 14). En effet, les anomalies magnétiques ne sont pas clairement dessinées et expliquées par certains par une croissance de la croûte durant la période d'accalmie magnétique du Jurassique (Coffin & Rabinowitz et al., 1987). Pour d'autres, cela les a conduits à penser que de la croûte continentale constitue le socle du Bassin des Comores (Lort et al., 1979). D'ailleurs, Talwani (1962) montre à partir de données isostatiques qu'une nature purement océanique est exclue entre Madagascar et le Mozambique. Les données géophysiques récentes de Klimke et al. (2016) et Vormann et al. (2020) confirment la nature continentale au sud-ouest du Bassin des Comores et de la croûte océanique dans son extrémité nord. Enfin, la présence d'un massif de quartzites sur l'île d'Anjouan (Flower, 1972), la présence d'inclusions de quartzites dans toute l'archipel des Comores (Flower & Strong, 1969) et la reconnaissance de sédiments syn-rift Karoo en éventail au large des Grandes Comores (le rifting initiant le démantèlement du Gondwana, Roach et al., 2017) jettent le trouble sur la nature du socle présent sous cet archipel. L'hypothèse d'une croûte continentale amincie sous l'arc des Comores a été envisagée par Reeves (2017). Celui-ci concluait qu'une telle présence n'était

pas incompatible avec les reconstructions géodynamiques et que les épaisseurs de croûtes attendues lorsque Madagascar et la Somalie sont réassemblées avec les Comores étaient cohérentes avec des épaisseurs de croûtes précambriennes.

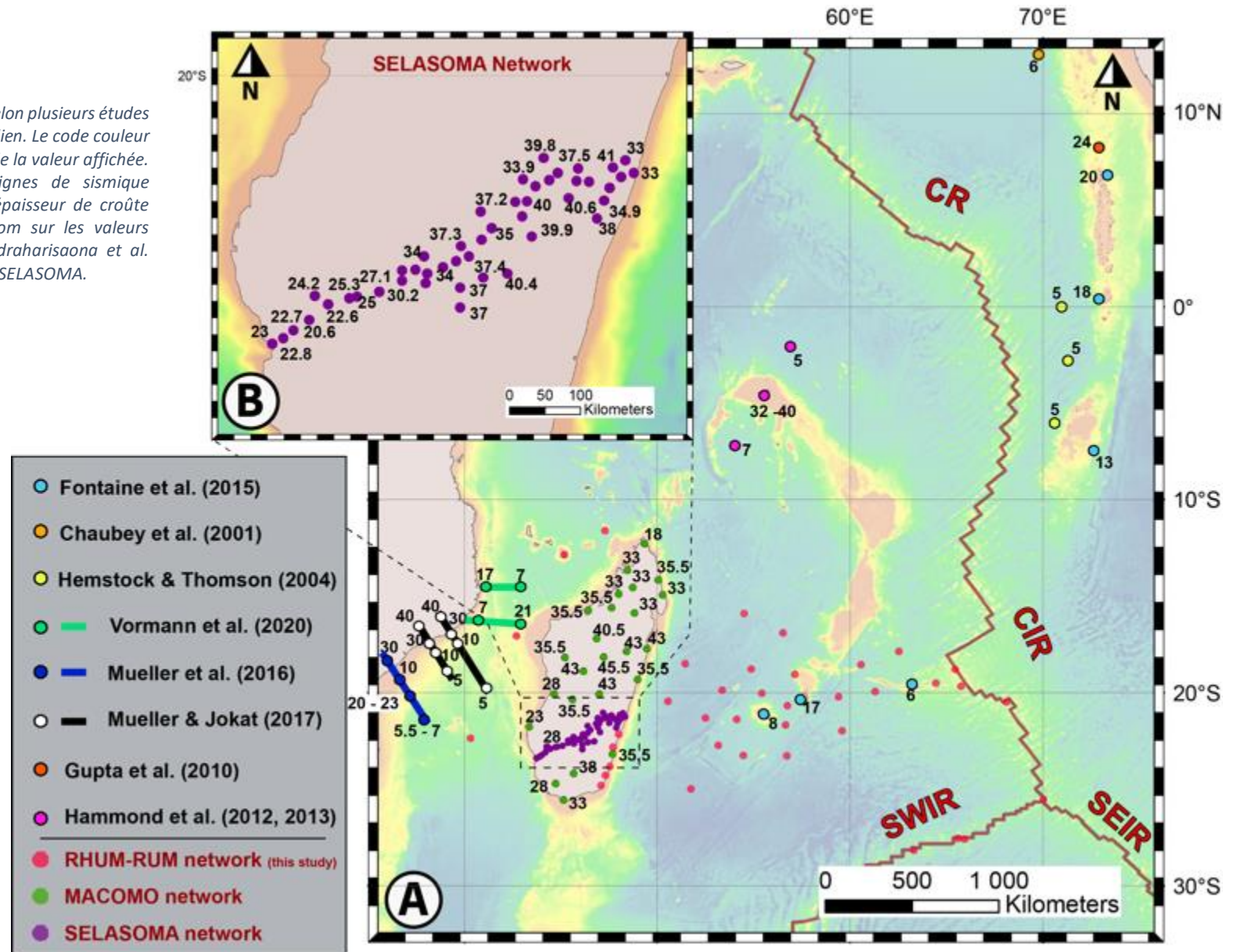
En bordure sud-ouest de la zone d’étude, le long de la marge Mozambique sud, la localisation de la TOC est également en débat, certains voient une composition continentale de la croûte sous les plaines côtières du Mozambique (e.g. Klausen, 2009) d’autres une croûte océanique épaissie (Leinweber & Jokat, 2011). Au sud des plaines côtières du Mozambique, la nature crustale pour la ride Mozambique révélée par des forages serait de nature continentale (e.g. Raillard, 1990). Un micro-continent nommé *Limpopia* serait alors présent sous la ride du Mozambique (e.g. Reeves et al., 2016). A l’ouest dans le nord de la vallée du Natal, une croûte océanique est identifiée de par les anomalies magnétiques M0 à M12 (Tikku et al., 2002 ; Leinweber & Jokat, 2011).

Dans les zones où la croûte océanique est identifiée dans le Canal du Mozambique (e.g. Mueller et al., 2016 ; Mueller & Jokat, 2017 et Vormann et al., 2020) son épaisseur est comprise entre 5,5 et 7 km (Fig. 13). C’est-à-dire dans la gamme de valeur d’épaisseur « normale » pour une croûte océanique (White et al., 1992).

Bassin des Mascareignes

La TOC à l’est de Madagascar semble mimer la géométrie du trait de côte (Masclès et al., 1997 ; Fig. 14). Pourtant, bien que la nature de la croûte à l’est de Madagascar (Bassin des Mascareignes) ne fasse pas débat (anomalies magnétiques fortes et des basaltes océaniques obtenus par le forage DSDP site 239), la nature crustale du plateau des Mascareignes est remise en question. En effet, depuis la découverte de zircons Précambriens par Torsvik et al. (2013) puis Ashwal et al. (2016), la question de la présence d’un micro-continent appelé *Mauritia* sous le plateau des Mascareignes se pose. Cependant dès 1963, Shor & Pollard interprètent une nature océanique de la croûte sous le plateau des Mascareignes. Plus récemment, les données géophysiques montrent une croûte océanique épaissie par du sous-placage magmatique à Maurice (7 – 10 km ; Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016).

Figure 13: (A) Épaisseur de la croûte selon plusieurs études à l'échelle du sud-ouest de l'océan Indien. Le code couleur des points indique l'étude à l'origine de la valeur affichée. Les traits colorés indiquent des lignes de sismique réfraction à l'origine des valeurs d'épaisseur de croûte affichées à côté des points. (B) zoom sur les valeurs d'épaisseur de croûte issues de Rindraharisaona et al. (2017) à partir des données du projet SELASOMA.



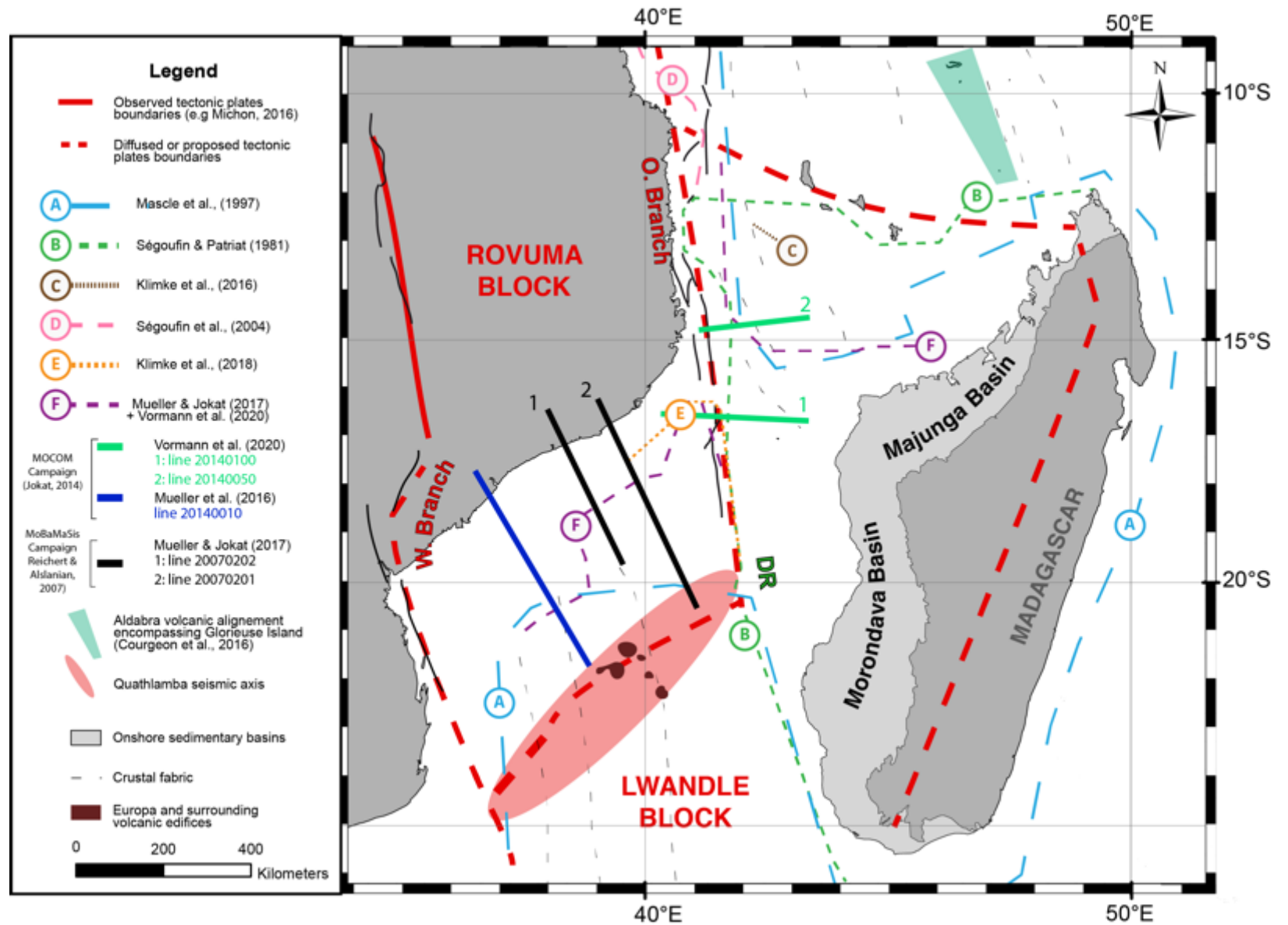
Ce sous-placage magmatique étant attribué à l'activité du point chaud Réunion. Récemment, à partir d'analyses géochimiques Nauret et al. (2019) attribuent la présence des zircons découvert par Torsvik et al. (2013) à du recyclage de matériel continental provenant de Madagascar ou des Seychelles durant l'orogénèse Panafricaine. La question des processus permettant un sous-placage magmatique aussi conséquent sous l'île Maurice (expliquant cette forte épaisseur crustale) reste un verrou scientifique qu'il faut lever afin d'écarter l'hypothèse du continent *Mauritia*.

Aux Seychelles, Hammond et al. (2012) montrent que la croûte possède une épaisseur de 32 à 40 km attribuée à une nature continentale de la croûte. Le long de la marge centrale du Mozambique et à Madagascar ces épaisseurs sont communes (Fig. 13A et B). À Madagascar, les épaisseurs crustales les plus importantes sont rencontrées à l'est (Fig. 13A et B). Ceci est expliqué notamment par Andriampenanomanana et al. (2017) par un amincissement crustal à l'ouest causé par l'ouverture du Canal du Mozambique et permettant la mise en place des bassins sédimentaires Karoo de Majunga et de Morondava (e.g. Fig. 7).

À l'ouest des Laccadives, Maldives et Chagos, la croûte océanique est épaisse de 5 km (Hemstock et Thomson, 2004) tout comme dans le bassin Arabe (Chaubey et al., 2002). Au large des Seychelles (nord et sud, Fig. 13), Hammond et al. (2012, 2013) obtiennent que la croûte océanique est d'une épaisseur de 7 km au Sud (dans le bassin des Mascareignes) et 5 km au nord. Sous la ride de Rodrigues, Fontaine et al. (2015) montrent que la croûte océanique possède une épaisseur de 6 km. Toutes ces épaisseurs obtenues à travers ces études sont dans la gamme d'épaisseur « normale » de la croûte océanique (5,5 à 7 km) proposée par White et al. (1992).

La valeur de l'épaisseur crustale tout le long de la trace du point chaud a notamment été investiguée par Fontaine et al. (2015) (Fig. 13A ; points bleus). La croûte sous La Réunion et Maurice est épaisse de 8 et 17 km. Hable et al. (2019) montrent que l'épaisseur de la croûte est supérieure en dessous de Maurice et La Réunion au regard des épaisseurs mesurées dans les bassins océaniques environnant (notamment dans le Bassin des Mascareignes, Fig. 15C). Ces épaisseurs importantes sont expliquées par la présence de sous-placage magmatique par les deux études. Pour les Laccadives, Maldives et Chagos (Fig. 13A), les épaisseurs crustales sont respectivement de 20, 18 et 13 km (Fontaine et al., 2015).

Figure 14: Localisation de la TOC (Transition Continent Océan) selon plusieurs auteurs dans le Canal du Mozambique.



D'autres estimations de l'épaisseur crustale sous la trace du point chaud Réunion sont proposées par Hemstock & Thomson (2004), Nair et al. (2013), Kunnummal et al. (2018) et Sreejith et al. (2019) à partir de données gravimétriques.

1.3.2. Profondeur du LAB

L'investigation de la profondeur de la LAB dans la région du sud-ouest de l'océan Indien a dans un premier temps été réalisée ponctuellement à partir de l'inversion conjointe de fonctions récepteur et de courbe de dispersion des ondes de surface sur les stations RER, MRIV et RODM (localisation Fig. 16 ; Fontaine et al., 2015). Ces auteurs révèlent que la LAB est située respectivement à une profondeur de 70, 50 et 25 km (Figs. 15B, C et 16A).

L'observation d'un approfondissement de la LAB entre RODM et MRIV ou RER est en accord avec un épaississement lithosphérique graduel lié au vieillissement de la lithosphère. Cependant, les auteurs soulignent que l'épaisseur de la lithosphère sous Maurice est anormalement fine (50 km) compte tenu de son âge (l'épaisseur normale estimée est d'environ 77 km pour une lithosphère de 72 Ma). Cet amincissement lithosphérique pourrait être imputé à de l'érosion lithosphérique induite de l'interaction entre la lithosphère et le panache mantellique de La Réunion (Fontaine et al., 2015). Ces observations avec des modèles de vitesses à 1D ont été récemment confirmées par Hable et al. (2019) à partir de la tomographie de la lithosphère avec une méthode d'intercorrélacion du bruit sismique ambient (Fig. 15C).

Barruol et al. (2019) réalisent à partir des données sismologiques du projet RHUM-RUM et du projet MACOMO une cartographie 3D de la profondeur de la LAB. À partir de la vitesse des ondes de cisaillement, ces auteurs déduisent la profondeur de l'isotherme 1200°C (la base de la lithosphère pour ces auteurs ; Fig. 16). Ils mettent en évidence : (1) un approfondissement graduel de la LAB océanique depuis la CIR, SEIR et SWIR où la LAB est la plus superficielle; (2) une lithosphère d'une épaisseur de 70 à 90 km sous les bassins de Somalie, des Comores, du Mozambique et des Mascareignes puis (3) une lithosphère épaisse (90 à 110 km) au S et au NO de Madagascar et vers le Mozambique selon un axe NO-SE.

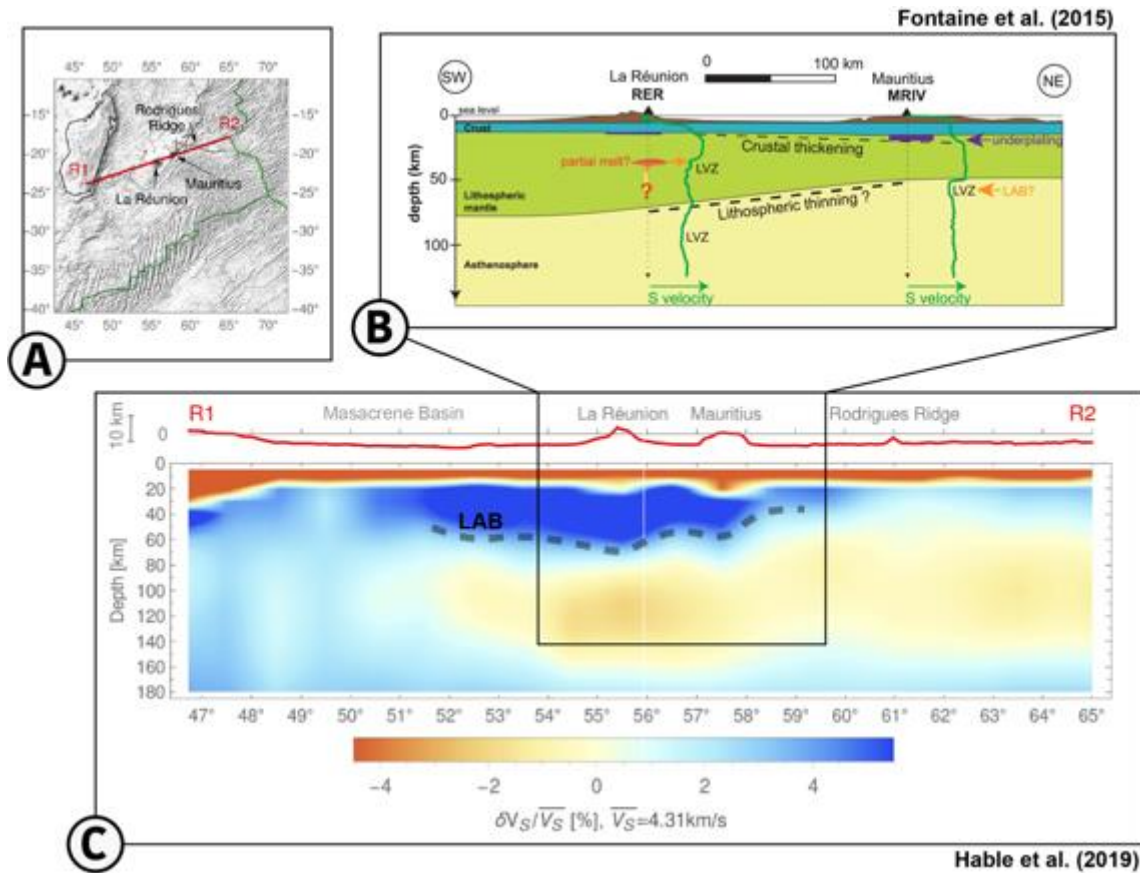


Figure 15: (A) Localisation du profil de tomographie présenté en (C); (B) Structure lithosphérique en 2D déduite de l'analyse de fonctions récepteurs calculées aux stations sismiques de RER (Réunion) et MRIV (Maurice) (Localisation des stations en Fig. 29). D'après Fontaine et al. (2015); (C) profil de tomographie à partir du bruit sismique ambiant, d'après Hable et al. (2019).

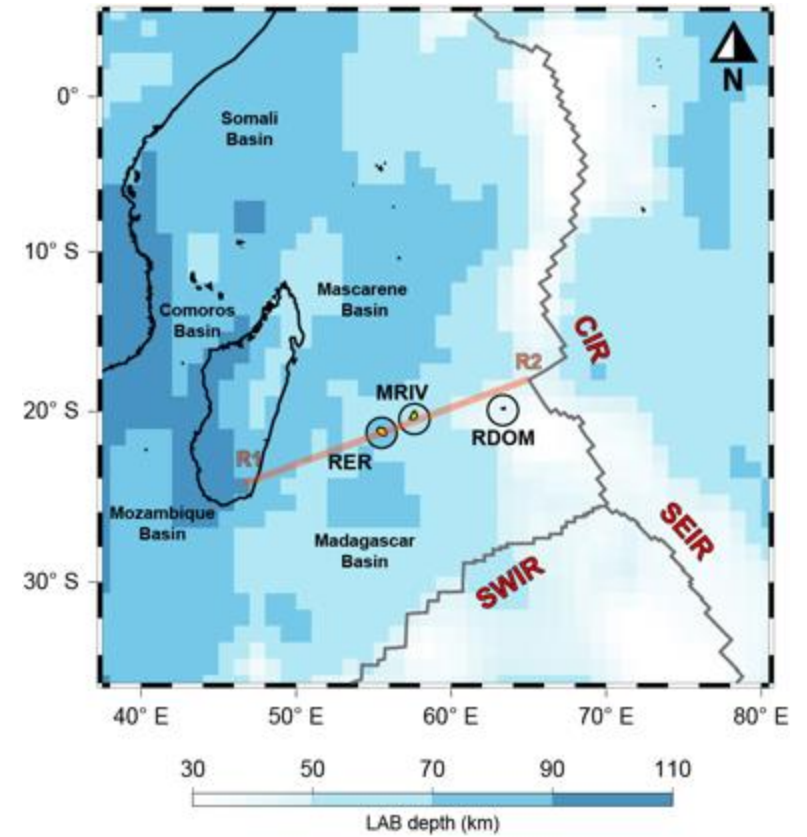


Figure 16: Profondeur du LAB dans le sud-ouest de l'océan Indien déterminé à partir de la vitesse de propagation des ondes de cisaillement pour un isotherme de 1200°C. Les cercles et leurs remplissages représentent les profondeurs de la LAB obtenues pour les stations RER, MRIV et RDOM par Fontaine et al. (2015). Modifiée d'après Barruol et al., 2019. Le trait rouge illustre la coupe présentée en Fig. 28 C.

II. Dynamique mantellique et magmatisme de l'océan Indien

Le sud-ouest de l'océan Indien a connu plusieurs épisodes de magmatisme au cours de son ouverture (cf. partie I) et encore aujourd'hui avec certains volcans actifs (e.g. Piton de la Fournaise, Karthala, à proximité de Mayotte). Cette activité se traduit par la création d'édifices, d'épanchement volcaniques et d'intrusions. Les figures 17 et 18 présentent une synthèse de ces marqueurs de surface de l'activité magmatique. Deux types de magmatismes coexistent dans cette région du monde : le magmatisme de point chaud (e.g. Réunion, Marion) et de rift (e.g. EARS).

II.1. Les point chauds Marion et Réunion

L'existence des points chauds Marion et Réunion fait l'objet d'un consensus, alors qu'un troisième (le point chaud des Comores) est débattu, notamment concernant l'origine profonde de son matériel magmatique (e.g. Emerick & Duncan, 1986 ou Nougier et al., 1986). Le point chaud Marion est responsable d'épanchements volcaniques important à Madagascar comme l'atteste les nombreux affleurements sur l'ensemble des côtes malgaches (Torsvik et al., 1998 ; de Wit, 2003), ainsi que de l'édification du plateau magmatique au sud de Madagascar (Fig. 17 ; Zhang et al., 2011). Ce magmatisme a démarré au Crétacé supérieur (vers 90 Ma) lors de la séparation de l'Inde et de Madagascar (Chatterjee et al., 2013 ; Storey et al., 1995).

Les marqueurs de l'initiation de l'activité du point chaud de La Réunion sont retrouvés en Inde avec des âges attestant d'un magmatisme initial vers 68 Ma (Basu et al., 1993) avant la mise en place des trapps du Deccan (65-66 Ma, Courtillot et al., 1986 ; Renne et al., 2015), le plateau magmatique de Saya de Malha (64 Ma ; O'Neill et al., 2005) et sur l'île Praslin au nord-est des Seychelles (Devey & Stephens 1991). Les trapps du Deccan représentent un empilement de coulées de laves sur une épaisseur de 2 à 3 km sur une superficie comprise entre 10^6 et 1.25×10^6 km² (Courtillot et al, 1986 ; Devey & Stephens 1991). Le mouvement de la plaque indienne vers le nord-est a engendré successivement l'édification des Laccadives, Maldives et Chagos (Duncan, 1990 ; Duncan & Hargraves, 1990). Ces édifices représentent la part exogène du magmatisme lié au point chaud. Une part endogène (sous-placage magmatique) est également présente sous ces édifices : 14, 11 et 5 km de sous-placage pour les Laccadives, Maldives (55 Ma) et Chagos (48 Ma) (Fontaine et al., 2015). De l'autre côté de la CIR, le Plateau des Mascareignes, Maurice et enfin La Réunion constituent la continuité de

la trace du point chaud (Shor and Pollard, 1963 ; Duncan, 1990). En effet, des datations réalisées sur des échantillons de basaltes situés le long du Plateau des Mascareignes (Duncan, 1990 ; Duncan & Hargraves, 1990) montrent que l'extrémité nord du Plateau des Mascareignes est d'âge similaire à la partie sud des Chagos (45 et 48 Ma respectivement) et que le magmatisme est de plus en plus récent vers le sud jusqu'à l'île Maurice (33, 31 et 9 Ma ; Duncan, 1992 ; Moore et al., 2011 ; Fig. 17). Vers le sud-est, l'île de La Réunion est considérée comme l'expression de surface actuelle du point chaud du même nom depuis environ 5-7 Ma (Gillot et al., 1994 ; Lénat et al., 2001). A l'aplomb des îles Maurice et de La Réunion, les épaisseurs de sous-placages magmatiques respectives sont de 7 et 2 km (Gallart et al., 1999 ; Fontaine et al., 2015). Cependant, d'après Gallart et al. (1999), le sous-placage sous ces îles n'est pas continu à l'aplomb de la plaine abyssale les séparant alors que des édifices volcaniques sont retrouvés.

A l'est de la trace du point chaud Réunion, l'activité volcanique de la ride de Rodrigues (RR, Fig. 17) est datée entre 8 et 11 Ma (Duncan & Storey, 1992) et celle de l'île Rodrigues date d'environ 1,3-1,5 Ma (McDougall et al. ; 1965). Aucun sous-placage magmatique ne semble s'être développé sous Rodrigues d'après Fontaine et al. (2015). Le magmatisme de la ride de Rodrigues ne serait pas le seul fruit de l'activité du point chaud Réunion, mais résulterait de l'interaction de ce dernier avec la CIR via un chenal asthénosphérique (Dyment et al., 2007 ; Barruol et al., 2019). Cette interaction serait appuyée par des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ intermédiaires entre les valeurs de ratio typiques du magmatisme de MORB et ceux obtenus à La Réunion (Furi et al., 2011). A contrario Nauret et al. (2006), concluent à partir de l'analyse des éléments majeurs et traces que l'interaction magmatique n'a pas eu lieu entre ces deux entités.

La Réunion est également entourée de monts sous-marins de taille kilométrique à plurikilométrique. La seule contrainte temporelle existante est une datation à $11,14 \pm 0,24$ Ma pour le mont sous-marin Moustik (Smietana, 2011 ; Fig. 14), synchrone du magmatisme de la ride de Rodrigues.

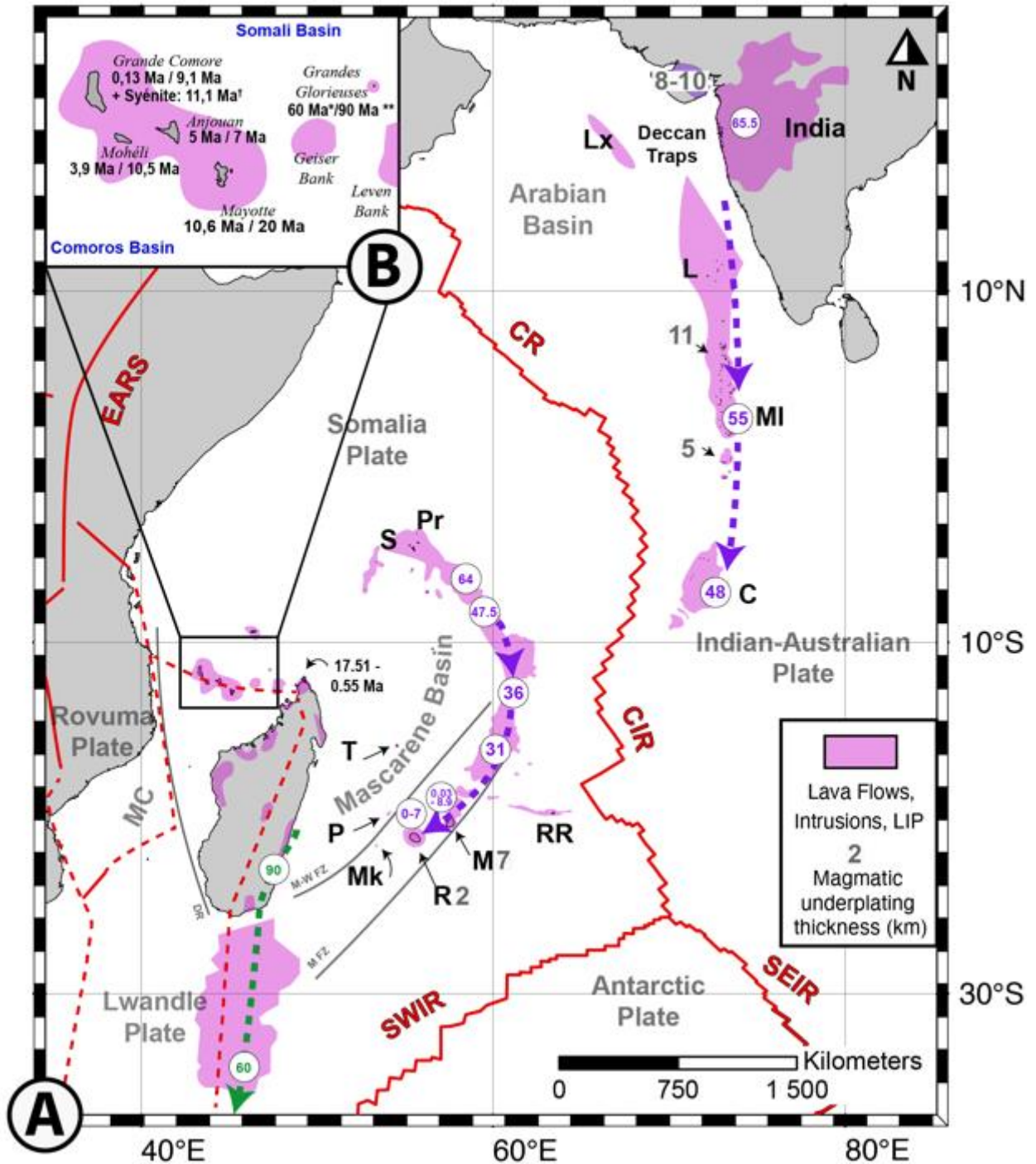


Figure 16 : (A) Édifices volcaniques construits (Trapps, plateaux magmatiques, îles) dans l'océan Indien. Les âges proviennent de : Duncan, 1990 ; Duncan & Hargraves, 1990 ; Duncan & Storey, 1992 ; Storey et al., 1995 ; Hoffman et al., 1997 ; Lénat et al., 2001 ; O'Neill et al., 2005 ; Moore et al., 2011 ; Smietana, 2011 ; Cucciniello et al., 2011. L pour Laccadives, MI pour Maldives, C pour Chagos, Pr pour l'île de Praslin, S pour les Seychelles, RR, pour la Ride de Rodrigues, T pour Tromelin, P pour le mont sous-marin La Pérouse, Mk pour le mont sous-marin Moustik, M pour Maurice et enfin R pour La Réunion. (B) zoom sur les édifices volcaniques des Comores. Deux âges sont proposés : le premiers issues d'une datation absolue et le second d'une estimation provenant de Michon (2016) basée sur un taux de production de 0,04 à 0,06 m³/s. Les datations proviennent de Hajash and Armstrong 1972; Emerick and Duncan 1982; Deboeuf, 2004. † L'âge de la syénite a été déterminé par Montaggiioni & Nougier (1981), mais sur un échantillon qui semble altéré. * indique l'âge minimal de Grandes Glorieuses proposé par Courgeon et al. (2016). ** indique un âge probablement Turonien pour Leroux et al. (2020).

II.2. L'archipel des Comores : point chaud ou limite de plaque ?

L'archipel des Comores, situé dans le nord du Canal du Mozambique, est composé de quatre îles principales alignées selon la direction ONO-ESE (Grande Comore, Anjouan, Mohéli et Mayotte de l'ouest vers l'est) et de quatre monts sous-marins (les Jumelles et les bancs de Zélée, Geysier et Leven ; Fig. 17B). L'activité volcanique la plus ancienne de Mayotte est datée à 10,58 Ma (Debeuf, 2004). Cependant, l'activité volcanique aurait débutée entre 15 et 20 Ma (Nougier et al., 1986 ; Michon, 2016). Pour les îles de Anjouan, Mohéli et Grande Comore, les âges les plus anciens connus sont respectivement de 3,9, 5 et 0,13 Ma (Hajash & Armstrong 1972; Emerick & Duncan 1982, 1983; Nougier et al. 1986). Une syénite présentant des indices d'altération à Anjouan a fait l'objet d'une datation à $11,1 \pm 0,4$ Ma (Montaggioni & Nougier, 1981 ; Fig. 17).

L'origine du magmatisme au niveau de l'archipel des Comores est l'objet d'une controverse depuis plusieurs décennies. D'un côté, Emerick & Duncan (1982) proposent que l'archipel des Comores est l'expression de surface d'un panache mantellique ayant construit successivement les rides sous-marines d'Amirantes et de Farquhar, les structures volcaniques du nord de Madagascar puis Mayotte, Anjouan, Mohéli et Grande Comore. L'intervention d'une source mantellique profonde à l'origine du magmatisme est appuyée par la signature géochimique « enriched mantle » des laves émises au niveau du Karthala (Grande Comore ; Class et al., 1998).

Cependant, la progression du volcanisme vers l'ouest, suggérée par les datations isotopiques (Hajash & Armstrong 1972; Emerick & Duncan 1982, 1983; Nougier et al. 1986) n'est pas en accord avec le mouvement de la plaque Somalienne vers le nord-est (e.g. Müller et al., 1993 ; Kreemer, 2009). De plus, Michon (2016) propose un début de l'activité magmatique aux alentours de 20, 7, 10,5 et 9,1 Ma pour Mayotte, Anjouan, Mohéli et Grande Comore à partir d'un taux de production magmatique similaire à celui du Karthala ($0,04$ à $0,06$ m³/s). Ces résultats suggèrent que l'île de Mayotte est le premier édifice à s'être formé, suivi de la construction quasi-simultanée des 3 autres îles des Comores.

Le magmatisme des Comores est également interprété comme le résultat d'une déformation lithosphérique (Nougier et al., 1986) ou d'une dorsale océanique lente (Upton, 1982). La distribution de la sismicité le long de l'archipel des Comores et jusqu'à l'extrémité nord de Madagascar (Bertil & Regnault, 1998; Rindraharisaona et al., 2013 ; Fig. 12), combinée à des données tectoniques récemment acquises sur les îles de Mayotte, Anjouan et Mohéli,

suggèrent que l'archipel des Comores s'est développé dans une zone de déformation lithosphérique décrochante dextre, interprétée comme la limite nord de la plaque Lwandle (Famin et al., 2020). Cette limite de plaque constituerait un segment reliant la déformation extensive localisée sur les lithosphères continentales africaine et malgache (Fig. 12).

Enfin au nord-est des Comores, un autre édifice appelé Grandes Glorieuses est présent. Celui-ci est beaucoup plus ancien que ceux des Comores supérieur à 60 Ma pour Courgeon et al. (2016) et probablement d'âge Turonien pour Leroux et al. (2020). Ainsi, Grandes Glorieuses ne semble pas appartenir à l'ensemble volcanique des Comores mais sans doute à l'alignement volcanique d'Aldabra d'orientation NO-SE (Fig. 14 ; Courgeon et al., 2016) .

II.3. Magmatisme dans le Canal du Mozambique

La figure 17 présente une synthèse des indices de l'activité magmatique dans le Canal du Mozambique réalisé à partir des travaux de Gaina et al. (2013), Courgeon et al. (2016) et Mueller & Jokat (2017).

L'activité magmatique du point chaud Karoo/Bouvet

L'activité magmatique la plus ancienne rencontrée dans cette région est celle du point chaud Bouvet (Fig. 18B ; 182 Ma ; Mueller & Jokat, 2017). Ce magmatisme s'est initié avant que le Gondwana ne débute sa dislocation vers 165 Ma (Coffin & Rabinowitz, 1988 ; Jokat et al., 2003). Ainsi, les provinces magmatiques construites par ce point chaud sont visibles sur les marges conjuguées de cette ouverture : de l'Afrique du Sud au Mozambique (Karoo), Antarctique (Ferrar) et Tasman (Australie) (e.g. Duncan et al., 1997). Les premières manifestations magmatiques de ce point chaud se situe au niveau de la jonction triple Karoo (Jourdan et al., 2006). L'injection du matériel magmatique s'est faite selon trois directions principales E-O, N-S et OSO-ENE appelée respectivement : Okavango Dyke Swarm, Lebombo Dyke Swarm et Mateke-Sabi Monocline (Fig. 17B). Ces directions d'injections sont superposées aux ceintures mobiles orogéniques Panafricaines (Jourdan et al., 2006). La trace du point chaud Bouvet s'étend jusqu'à l'île éponyme à 300 km à l'est du point-triple de Bouvet reliant la SWIR, la dorsale médio-Atlantique et la dorsale Antarctique-Amérique (Georgen et al., 2001). Ce point chaud est à l'origine du plateau magmatique Mozambique limité à l'est

par la zone de fracture d'Andrew Bain (MozR ; Fig. 17 ; Reeves et al., 2016). Selon les auteurs de la compilation présentée en Fig. 17.

L'activité magmatique de la marge continentale Mozambique

L'océanisation du bassin Mozambique débutée à 165 Ma (Coffin & Rabinowitz, 1988 ; Jokat et al., 2003) est accompagnée d'une activité volcanique sur la marge centrale Mozambique et Antarctique dont les manifestations sont les Seaward-dipping Reflector (SDRs) datés entre 168 et 166 Ma (Jokat & Mueller ; 2017). En profondeur, un sous-placage magmatique et des intrusions semblent recouper les SDRs jusqu'à 157 Ma marquant la fin de l'activité magmatique sur la marge Mozambique (Jokat & Mueller, 2017).

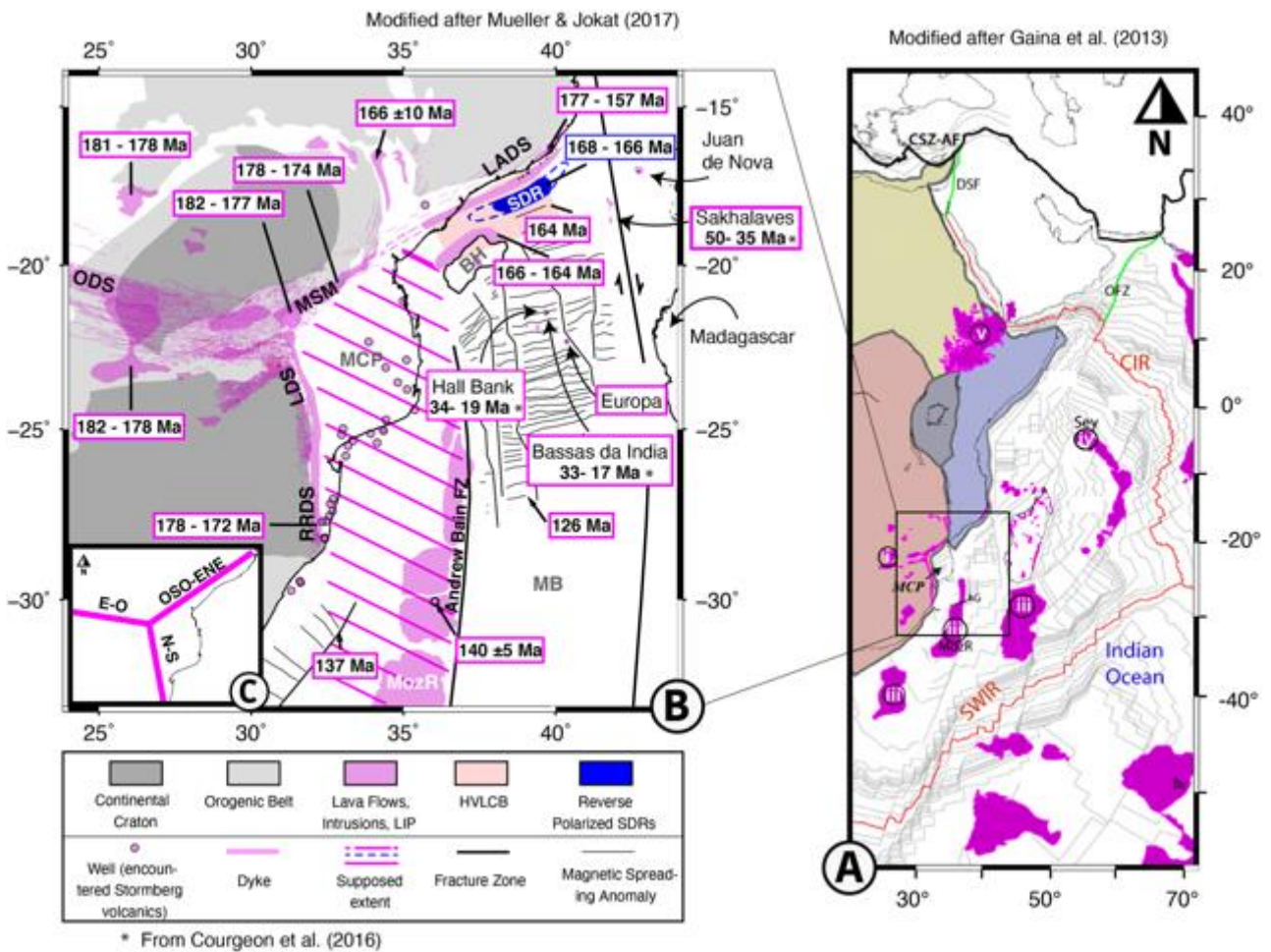


Figure 17: Synthèse des indices de surface de l'activité magmatique dans le Canal du Mozambique. Réalisée à partir des travaux de Gaina et al. (2013), Courgeons et al. (2016) et Mueller & Jokat (2017). (A) localisation du magmatisme dans le sud-ouest de l'océan Indien et localisation du zoom sur la partie sud du Canal du Mozambique présenté en B. (B) Magmatisme dans la partie sud du Canal du Mozambique et son pourtour. Les âges proviennent de Courgeon et al. (2016) et Mueller & Jokat (2017). Les abréviations : BH: Beira High, LADS: Limpopo-Angoche Dyke Swarm, LDS: Lebombo Dyke Swarm, MB: Mozambique Basin, MCP: Mozambique Coastal Plains, MozR: Mozambique Ridge, MSM: Mateke-Sabi Monocline, ODS: Okavango Dyke Swarm, RRDS: Rooi Rand Dyke Swarm, SDR: Seaward-dipping Reflector, (C) représentation schématique de la jonction-triple Karoo.

L'activité magmatique du point chaud Marion

Les marqueurs de l'activité magmatique du point chaud Marion initié à 90 Ma sont des trapps au sud de Madagascar (Storey et al., 1995) et la marge conjuguée Indienne (de Wit, 2003), un plateau magmatique appelé *Madagascar Rise* (Zhang et al., 2011) jusqu'à l'île Marion à 250 km au sud de la SWIR (Georgen et al., 2001). Il est estimé par les mêmes auteurs, que la zone impactée par l'arrivée du magmatisme en surface atteint une largeur de 1000 km, rendant possible des manifestations de cette activité dans le Canal du Mozambique.

L'activité magmatique tertiaire

Dans cette partie du Canal du Mozambique, l'âge de certains édifices témoins du magmatisme le plus récent a été estimé par Courgeon et al. (2016) à partir de datations au sein des plateformes carbonatées. Ces édifices sont : les Sakhalaves (50-35 Ma), Bassas da India (33-17 Ma), Hall Bank (34-19 Ma) (Fig. 18B). D'autres édifices qui semblent contemporains de par (1) leurs morphologies (présence d'un atoll au sommet) comme Juan de Nova au large de Madagascar ou de (2) leur proximité avec Bassas da India comme Europa (distante de 100 km de Bassas da India) sont également retrouvés dans le Canal du Mozambique. Bassas da India et Europa sont localisées dans l'axe sismo-tectonique Quatlamba qui semble marquer la limite diffuse entre les microplaques Lwandle et Rovuma (Deville et al., 2018 ; Fig. 14).

Afin d'étudier l'impact du magmatisme sur la lithosphère du sud-ouest de l'océan Indien, nous allons utiliser les données du projet RHUM-RUM. Ces mêmes données vont également nous permettre d'apporter des éléments de réponses aux débats sur la nature de la lithosphère à la fois aux Comores et à l'île Maurice. Dans le chapitre suivant nous allons présenter le projet RHUM-RUM, ses questions scientifiques, ses collaborateurs et ses moyens.



Chapitre 3 : L'expérience RHUM-RUM, Objectifs et réseaux

Objectifs : Présentation du projet RHUM-RUM, des questions scientifiques, des moyens et données.

Notre étude de la structure lithosphérique du sud-ouest de l'océan Indien et de ses relations avec le magmatisme du point chaud de La Réunion et du rift est Africain a été réalisée en utilisant les données sismiques enregistrées lors du projet ANR/DGF RHUM-RHUM (*Réunion Hotspot and Upper Mantle–Réunions Unterer Mantel*).

Avant le projet RHUM-RUM, le point chaud de La Réunion était considéré comme l'archétype du point chaud primaire, avec une anomalie mantellique initiée à la base du manteau inférieur et remontant verticalement jusqu'à l'aplomb de la lithosphère (Courtillet et al., 2003). Pourtant aucune imagerie de tomographie sismique suggérant l'existence d'un panache vertical alimentant le volcanisme de surface n'avait encore été fournie. L'objectif principal du projet RHUM-RHUM était donc d'imager les structures mantelliques, depuis la croûte jusqu'à la base du manteau à l'aplomb du sud-ouest de l'océan Indien, afin d'étudier la géométrie du point chaud Réunion à l'aide d'un vaste réseau de capteurs sismiques.

Ce projet franco-allemand porté par Guilhem Barruol (IPGP) et Karin Sigloch (Université de Munich) a été financé principalement par l'Agence Nationale de la Recherche (France) et par le *Deutsche Forschungsgemeinschaft* (Allemagne). Ce projet s'est déroulé de 2011 à 2016 en mobilisant plusieurs équipes de recherches issues de l'Institut de Physique du Globe de Paris, l'Université de Munich, l'Université de La Réunion, l'Alfred Wegener Institut Bremerhaven (AWI), le Mauritius Oceanography Institute et les universités d'Antananarivo, Bonn, Brest, Frankfurt, Montpellier, Münster, Nice, Orsay et enfin Strasbourg.

I. Les réseaux sismiques RHUM-RUM

Les 77 stations sismologiques déployées à terre et en mer pour étudier la structure du manteau sous le point chaud de La Réunion font de ce réseau le plus important pour étudier la géométrie d'un point chaud (Stähler et al., 2016 ; Fig. 1).

I.1. Le réseau sous-marin

Une grande partie du réseau était composé de sismomètres de fond de mer (appelés OBS pour Ocean Bottom Seismometers,) permettant de couvrir une zone de 2000x2000 km² centrée autour du point chaud de La Réunion, s'étirant du Canal du Mozambique à la CIR (Fig. 1A, C). La densité de stations de fond de mer déployées est plus importante autour de l'expression de surface supposée du panache mantellique (La Réunion, Maurice) et la connexion entre ce panache et la CIR (la ride de Rodrigues ; Fig. 1A). Des stations ont également été déployées le long de la CIR et la SWIR où un sous réseau de capteurs a été déployé sur la SWIR à 65°20'E-27°40'S (8 stations ; Fig. 1C).

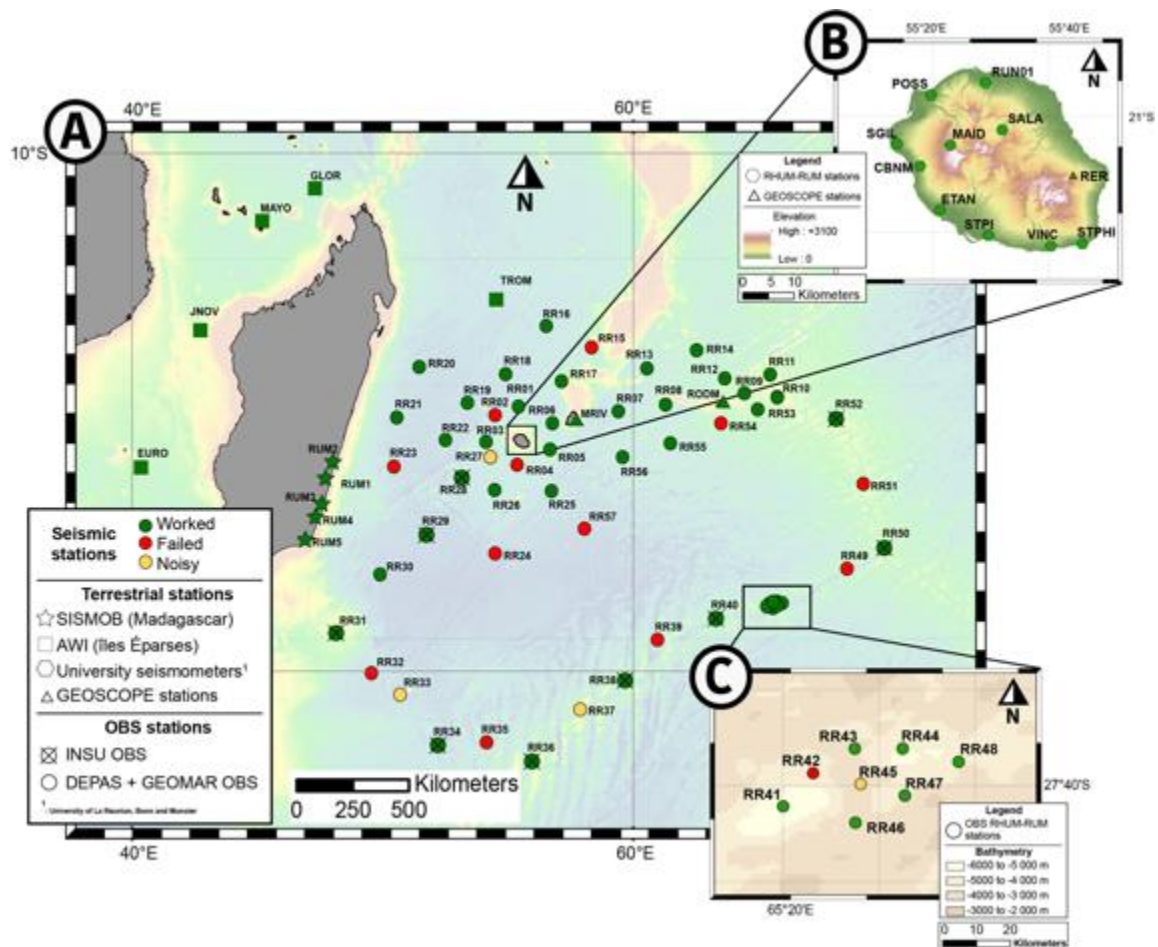


Figure 1: Le réseau RHUM-RUM marin et terrestre ainsi que 3 capteurs GEOSCOPE (RER, MRIV et RODM). Les couleurs indiquent l'état du réseau des capteurs sismiques à la fin de l'expérience RHUM-RUM (vert: a fonctionné normalement; rouge: n'a pas fonctionné et orange: bruitée). (B) et (C) sont respectivement des zooms sur le réseau de La Réunion et de la SWIR. Données provenant de RESIF : <http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011> . Fond de carte de (A) et (C) bathymétrie de Smith & Sandwell (1997) et (B) le MNT RGEALTr_2-0 (IGN-F, 2017).

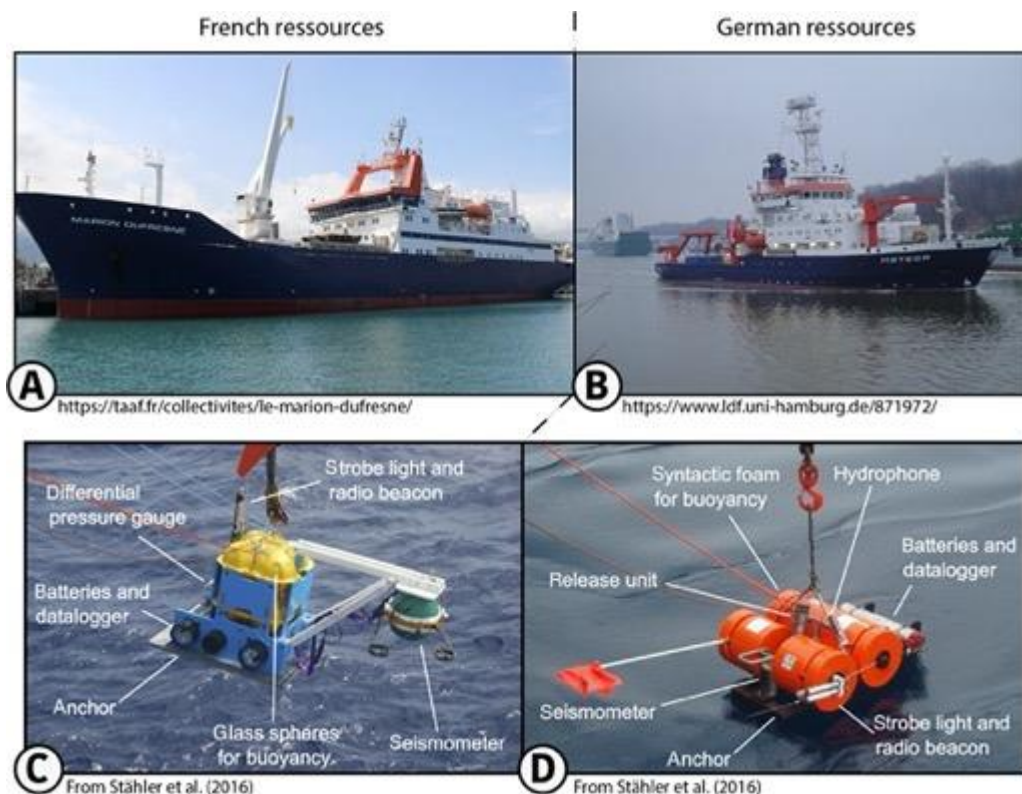


Figure 2 : (A) Le navire océanographique français Marion Dufresne (Photo : N. Gravier); (B) Le navire océanographique allemand Meteor (photo : N. Verch) ; (C) OBS INSU français et (D) OBS DEPAS et GEOMAR.

Le déploiement des OBS s'est déroulé en septembre 2012 durant la campagne MD192 (Barruol et al., 2012) à bord du N/O *Marion Dufresne* (Fig. 2A). Les stations ont enregistré les signaux sismiques pendant 13 mois jusqu'à leur récupération en novembre 2013 lors de la campagne M101 (Sigloch, 2014) à bord du N/O *Meteor* (Fig. 2B).

Les OBS utilisés pour ce réseau provenaient du parc d'OBS DEPAS et GEOMAR⁵ (48) et du parc d'OBS INSU⁶ (9) pour un total de 57 stations (Fig. 2 C-D). Le sismomètre Guralp CMG-OBS40T qui équipe les OBS DEPAS-GEOMAR se situe au sein de sa structure alors que le sismomètre Nanometrics Trillium240OBS des OBS INSU est accroché à un bras permettant le largage une heure après avoir touché le fond de l'océan. La différence notable des capteurs entre les deux parcs OBS est la fenêtre d'échantillonnage de 240 s pour le modèle INSU (très large bande) et de 60 ou 120 s pour le modèle DEPAS-GEOMAR (large bande). Le modèle 120 s était un prototype au moment de l'expérience et celui-ci n'a pas fonctionné pour les 12 stations équipées de ce capteur (Fig. 1A, Tableau 1).

⁵ Deutscher Geräte-Pool für Amphibische Seismologie (Allemagne), les sismomètres GEOMAR sont très similaires aux sismomètres DEPAS (Stähler et al., 2016).

⁶ Institut National des Sciences de l'Univers (France)

Station name	Latitude	Longitude	Depth [m]	Deployment date [UTC]	Recovery date [UTC]	End record [UTC]	of	Install. time [days]	Record length [days]	s.r. [Hz]	Seismo status	Hydro status	Skew value	Notes
RR01	-20.0069	55.4230	4298	5 Oct 2012	6 Nov 2013	6 Nov 2013	397	397	397	50	good	good	0.67 s	
RR02	-20.3392	54.4984	4436	5 Oct 2012	6 Nov 2013	5 Oct 2012	396	0	50	50	failed	failed	NA	
RR03	-21.3732	54.1294	4340	5 Oct 2012	5 Nov 2013	5 Nov 2013	396	396	50	50	good	good	0.81 s	
RR04	-22.2553	55.3846	4168	5 Oct 2012	5 Nov 2013	7 Oct 2012	396	2	50	50	failed	failed	NA	
RR05	-21.6626	56.6676	4092	3 Oct 2012	5 Nov 2013	2 Nov 2013	398	395	50	50	good	good	0.93 s	
RR06	-20.6550	56.7639	4216	3 Oct 2012	7 Nov 2013	31 Oct 2013	399	393	50	50	good	good	NA	
RR07	-20.1945	59.4058	4370	29 Sep 2012	24 Oct 2013	24 Oct 2013	389	389	50	50	good	good	0.53 s	
RR08	-19.9259	61.2907	4190	29 Sep 2012	24 Oct 2013	24 Oct 2013	389	389	50	50	good	good	1.40 s	
RR09	-19.4924	64.4485	2976	30 Sep 2012	25 Oct 2013	25 Oct 2013	389	390	50	50	good	good	2.18 s	
RR10	-19.6437	65.7558	2310	30 Sep 2012	25 Oct 2013	25 Oct 2013	390	390	50	50	good	good	0.39 s	
RR11	-18.7784	65.4629	3941	1 Oct 2012	26 Oct 2013	26 Oct 2013	390	390	50	50	good	good	0.61 s	
RR12	-18.9255	63.6474	3185	1 Oct 2012	26 Oct 2013	26 Oct 2013	390	390	50	50	good	good	-0.11 s	
RR13	-18.5427	60.5635	4130	2 Oct 2012	27 Oct 2013	9 Oct 2013	390	372	50	50	good	good	NA	
RR14	-17.8448	62.5299	3420	1 Oct 2012	27 Oct 2013	27 Oct 2013	390	390	50	50	good	good	2.36 s	
RR15	-17.7402	58.3330	3959	2 Oct 2012	28 Oct 2013	4 Oct 2012	390	1	50	50	failed	failed	NA	
RR16	-16.8976	56.5335	4426	2 Oct 2012	28 Oct 2013	28 Oct 2013	391	391	50	50	good	good	1.61 s	
RR17	-19.0427	57.1322	2205	3 Oct 2012	23 Oct 2013	23 Oct 2013	385	385	50	50	good	good	1.82 s	
RR18	-18.7504	54.8878	4743	6 Oct 2012	29 Oct 2013	29 Oct 2013	388	388	50	50	good	good	0.36 s	
RR19	-19.8500	53.3805	4901	9 Oct 2012	30 Oct 2013	30 Oct 2013	385	386	50	50	good	good	1.67 s	
RR20	-18.4774	51.4600	4820	6 Oct 2012	30 Oct 2013	30 Oct 2013	389	389	50	50	good	good	0.41 s	
RR21	-20.4217	50.5599	4782	7 Oct 2012	31 Oct 2013	31 Oct 2013	389	389	50	50	good	good	0.27 s	
RR22	-21.3007	52.4994	4920	9 Oct 2012	1 Nov 2013	1 Nov 2013	387	387	50	50	good	good	0.89 s	
RR23	-22.3290	50.4487	4893	10 Oct 2012	31 Oct 2013	26 Aug 2013	386	320	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR24	-25.6805	54.4881	5074	22 Oct 2012	3 Nov 2013	8 Oct 2013	376	291	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR25	-23.2662	56.7249	4759	4 Oct 2012	4 Nov 2013	4 Nov 2013	396	396	50	50	good	good	0.43 s	
RR26	-23.2293	54.4698	4259	4 Oct 2012	2 Nov 2013	2 Nov 2013	393	393	50	50	good	good	0.63 s	
RR27	-21.9657	54.2889	4277	5 Oct 2012	5 Nov 2013	19 Jul 2013	396	286	50	50	noisy	good	NA	
RR28	-22.7152	53.1595	4540	10 Oct 2012	12 Nov 2013	12 Nov 2013	398	397	62.5	62.5	good (gZ)	good	3.10 s	INSU
RR29	-24.9657	51.7488	4825	11 Oct 2012	13 Nov 2013	13 Nov 2013	398	397	62.5	62.5	good (gZ)	good	3.37 s	INSU
RR30	-26.4861	49.8917	5140	11 Oct 2012	14 Nov 2013	8 Oct 2013	398	361	50	50	good	good	NA	
RR31	-28.7648	48.1394	2710	12 Oct 2012	15 Nov 2013	15 Nov 2013	398	398	62.5	62.5	good (gZ)	noisy	-0.83 s	INSU
RR32	-30.2903	49.5555	4670	12 Oct 2012	15 Nov 2013	6 Nov 2013	398	358	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR33	-31.1170	50.6835	4904	13 Oct 2012	16 Nov 2013	19 Sep 2013	399	341	50	50	noisy	noisy	NA	Geomar
RR34	-32.0783	52.2113	4260	13 Oct 2012	16 Nov 2013	16 Nov 2013	399	398	62.5	62.5	good (gZ)	good	-1.29 s	INSU
RR35	-32.9694	54.1473	4214	13 Oct 2012	17 Nov 2013	27 May 2013	399	225	50	50	failed	noisy	NA	120 s inst
RR36	-33.7018	55.9578	3560	14 Oct 2012	17 Nov 2013	17 Nov 2013	399	398	62.5	62.5	good (gZ)	good	3.06 s	INSU
RR37	-31.7010	57.8876	4036	14 Oct 2012	18 Nov 2013	19 Oct 2013	399	369	50	50	noisy	good	NA	
RR38	-30.5650	59.6858	4540	15 Oct 2012	19 Nov 2013	19 Nov 2013	399	399	62.5	62.5	good (gZ)	good	-0.06 s	INSU
RR39	-29.0165	60.9755	4700	15 Oct 2012	19 Nov 2013	19 Nov 2013	400	400	50	50	failed	noisy	NA	Geomar
RR40	-28.1461	63.3020	4750	16 Oct 2012	20 Nov 2013	20 Nov 2013	400	399	62.5	62.5	good (gZ)	good	0.19 s	INSU
RR41	-27.7330	65.3344	5430	16 Oct 2012	20 Nov 2013	17 Jun 2013	400	244	100	100	good	good	NA	
RR42	-27.6192	65.4376	4776	16 Oct 2012	21 Nov 2013	10 Aug 2013	400	298	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR43	-27.5338	65.5826	4264	16 Oct 2012	21 Nov 2013	15 Jun 2013	401	241	100	100	good	good	NA	
RR44	-27.5324	65.7480	4548	16 Oct 2012	22 Nov 2013	3 Jun 2013	401	229	100	100	good	good	NA	
RR45	-27.6581	65.6019	2822	16 Oct 2012	21 Nov 2013	4 Jun 2013	400	138	100	100	noisy	good	NA	
RR46	-27.7909	65.5835	3640	16 Oct 2012	21 Nov 2013	26 May 2013	400	221	100	100	good	good	NA	
RR47	-27.6958	65.7553	4582	16 Oct 2012	21 Nov 2013	22 Jun 2013	400	248	100	100	good	good	NA	
RR48	-27.5792	65.9430	4830	16 Oct 2012	22 Nov 2013	10 Jun 2013	401	237	100	100	good	good	NA	
RR49	-26.2742	68.5354	4444	17 Oct 2012	23 Nov 2013	6 Nov 2013	401	384	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR50	-25.5181	70.0222	4100	18 Oct 2012	23 Nov 2013	23 Nov 2013	401	400	62.5	62.5	good (gZ)	good	1.74 s	INSU
RR51	-22.9989	69.1911	3463	18 Oct 2012	24 Nov 2013	3 Jan 2013	401	76	50	50	failed	failed	NA	120 s inst
RR52	-20.4722	68.1094	2880	19 Oct 2012	25 Nov 2013	25 Nov 2013	401	401	62.5	62.5	good (gZ)	good	0.97 s	INSU
RR53	-20.1213	64.9664	2940	20 Oct 2012	28 Nov 2013	30 Oct 2013	403	375	50	50	good	good	NA	Geomar
RR54	-20.6424	63.5082	2499	20 Oct 2012	28 Nov 2013	21 Oct 2013	404	365	50	50	failed	good	NA	120 s inst
RR55	-21.4417	61.4959	4462	20 Oct 2012	28 Nov 2013	8 Nov 2013	404	383	50	50	good	good	NA	
RR56	-21.9694	59.5853	4230	21 Oct 2012	29 Nov 2013	29 Jun 2013	404	251	50	50	good	good	NA	Geomar
RR57	-24.7264	58.0496	5200	21 Oct 2012	3 Nov 2013	31 Oct 2013	378	374	50	50	failed	good	1.28 s	120 s inst

Tableau 1: Synthèse des performances des OBS utilisés lors du projet RHUM-RUM. Modifié d'après Ståhler et al. (2016). L'abréviation (gZ) indique que des "glitch" sont observés sur la composante verticale du sismomètre correspondant (concerne uniquement les sismomètres INSU). « Skew value » correspond au retard en seconde entre le temps enregistré par l'instrument et le celui enregistré par le GPS au moment de la récupération (« NA » pour les instruments pour lesquels l'horloge s'est stoppé prématurément). Pour les stations DEPAS, le nombre de jours d'enregistrement peut excéder le nombre de jours de déploiement car l'enregistrement a démarré à bord du bateau avant le déploiement. L'abréviation « 120s inst. » Se réfère aux stations comportant un instrument DEPAS 120 s. Ceux-ci n'ont pas fonctionné pendant l'expérience. GEOMAR, DEPAS LOBSTER renseignent sur l'institut d'où proviennent les OBS.

Ce sont donc 65 stations qui ont fonctionné à l'issue du projet RHUM-RUM.

Les OBS sont équipés de batteries lithium leur permettant d'atteindre une durée d'enregistrement d'une année. Les performances et les spécificités des capteurs INSU et DEPAS-GEOMAR sont synthétisés en Tableaux 1 et 2. L'échantillonnage pour les capteurs Nanometrics et Guralps sont respectivement de 62,5 Hz et 50/100 Hz.

	INSU	DEPAS
Constructeur	Scripps Institution of Oceanography / INSU-IPGP	K.U.M, Kiel
Type d'OBS	LCPO2000-BBOBS	DEPAS - LOBSTER
Poids	25/350 kg	30/400 kg
Sismomètres	Trillium 240OBS (240 s)	CMG-OBS40T (60 ou 120 s)
Consommation électrique	700 mW (sismomètre) + 600 mW (enregistreur)	100 mW (sismomètre) + 520 mW (enregistreur)

Tableau 2 : Comparaison des capteurs sismiques sous-marins provenant des parcs d'OBS INSU et DEPAS-GEOMAR

1.2. Les réseaux terrestres

Le réseau terrestre comprenait 20 sismomètres constituant trois sous-réseaux : (1) un réseau de 5 stations localisées sur la côte est malgache (appelé RUM) dont les capteurs proviennent du parc SisMob⁷; (2) un réseau de 5 stations installées sur les Iles Éparses dont les stations ont été fournies par l'AWI et enfin (3) un dernier réseau de 10 stations sur l'île de La Réunion provenant des universités de La Réunion, Bonn et Münster (Fig. 1A-B). Le dernier sous-réseau n'a pas été utilisé dans le cadre de cette thèse puisque l'ampleur spatiale de ce réseau s'apparente à un point à l'échelle de l'étude et sera valorisé dans une autre étude, ainsi il n'est pas détaillé ici, mais plus d'informations le concernant sont disponibles sur le site de [RESIF](#). Les sismomètres déployés sur les Iles Éparses et à l'est de Madagascar sont respectivement du modèle CMG3-ESPC de la marque Guralp et le modèle STS-2 de chez Streckeisen. Tous les capteurs sismiques déployés à terre ont fonctionné (Fig. 1A-B).

⁷ Parc national français d'instruments sismologiques mobiles terrestres (CNRS-INSU)

Station	Deployment informations			Record			Seismometers informations			
	Lon (°)	Lat (°)	Dep (m)	Begin (y-m-d)	End (y-m-d)	Days	Sensor	SPS (Hz)	Per (s)	Pool
La Réunion										
CBNM	55.2960	-21.1381	521	13-01-16	14-12-31	874	T-240	100	240	Uni Bonn
ETAN	55.3526	-21.2672	30	12-05-18	14-12-31	970	T-120	100	120	Uni Münster
MAID	55.3831	-21.0797	2169	12-10-25	14-12-31	953	T-240	100	240	Uni Bonn
POSS	55.3263	-20.9363	47	13-01-29	14-12-31	745	T-240	100	240	Uni Bonn
RUN01	55.4835	-20.9009	112	11-07-05	14-12-31	1665	CMG3	100	120	Uni Réunion
SALA	55.5322	-21.0354	662	13-03-12	14-12-31	814	T-240	100	240	Uni Bonn
SGIL	55.2304	-21.0774	11	12-05-11	14-12-31	977	T-120	100	120	Uni Münster
STPHI	55.7644	-21.3620	36	12-05-10	14-12-31	978	T-120	100	120	Uni Münster
STPI	55.4915	-21.3398	81	12-09-20	14-12-31	845	T-120	100	120	Uni Münster
VINC	55.6729	-21.3684	179	12-08-23	14-12-31	1225	T-120	100	120	Uni Réunion
Îles Éparses										
EURO	40.3401	-22.3440	10	11-04-06	13-12-09	978	CMG3	40	120	AWI
GLOP	47.2895	-11.5824	4	11-04-18	13-12-11	968	CMG3	40	120	AWI
JNOV	42.7125	-17.0543	8	11-04-11	13-12-07	971	CMG3	40	120	AWI
MAYO	45.1868	-12.8456	41	11-04-15	14-01-14	1004	CMG3	40	120	AWI
TROM	54.5218	-15.8885	6	11-04-23	13-12-16	968	CMG3	40	120	AWI
Madagascar										
RUM1	47.7175	-22.8022	45	12-09-25	14-08-31	705	STS-2	100	120	SISMOB
RUM2	48.0022	-22.1367	11	12-09-23	14-08-31	707	STS-2	100	120	SISMOB
RUM3	47.5459	-23.7988	8	12-09-27	14-08-30	702	STS-2	100	120	SISMOB
RUM4	47.3157	-24.2767	15	12-09-28	14-08-29	700	STS-2	100	120	SISMOB
RUM5	47.0851	-24.7852	21	12-09-30	14-08-27	696	STS-2	100	120	SISMOB

Tableau 3: Métadonnées des sismomètres terrestres. Les abréviations T-240, T-120, CMG3 et STS-2 correspondent respectivement aux capteurs Nanometrics Trillium 240 et 120 s, au capteur Guralp CMG3-ESPC et au capteur Streckeisen STS-2. La barre verte indique les stations utilisées à contrario de la barre rouge. Données disponibles sur <http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>.

En plus du réseau RHUM-RUM, trois stations permanentes de type large bande issues (1) du réseau global français GEOSCOPE installées à La Réunion (RER) et Rodrigues (RODM) et (2) une station issue du réseau IRIS à Maurice (MRIV) ont été utilisées dans le cadre de ces travaux (Fig. 1A, Tableau 4).

Station	Deployment informations			Seismometers informations		
	Lon (°)	Lat (°)	elev (km)	Sensor	Pool	More informations
RER	55.7398	-21.1712	0.8	STS-1	GEOSCOPE	Riviere de l'Est - Sainte Rose - La Reunion island, France
RODM	63.4412	-19.6961	0.3	STS-2	GEOSCOPE	Rodrigues Island, Republic of Mauritius
MRIV	57.4970	-20.2981	0.4	T-120	GEOSCOPE	Mauritius Island, Republic of Mauritius

Tableau 4 : Localisation et type de capteur des sismomètres GEOSCOPE et IRIS utilisés dans cette étude. Les acronymes des capteurs sont identiques à ceux du Tableau 3. Pour plus d'informations concernant le réseaux GEOSCOPE : <http://geoscope.ipp.fr/index.php/en/>.

II. Traitement des données avant cette thèse

Les enregistrements obtenus par le réseau RHUM-RUM ont fait l'objet d'une uniformisation et d'un contrôle de la qualité des données. L'uniformisation des données a été réalisée par des chercheurs du projet RHUM-RUM ainsi que des ingénieurs de l'INSU, du DEPAS et de RESIF⁸. Cette uniformisation était nécessaire puisque les données ont été acquises par des instruments différents et provenant d'instituts différents. Ces données ont ensuite été stockées sur les serveurs du centre de données de RESIF (Barruol et al., 2017).

II.1. Qualité du réseau

Stähler et al. (2016) ont généré pour chaque station du réseau et pour chaque composante des stations (hydrophone inclus) une analyse en densité spectrale de puissance (PPSD). Cette analyse permet alors d'identifier les périodes pour lesquelles le niveau de bruit est le plus élevé ainsi que son occurrence (Fig. 3 ; le rouge indique qu'il est fréquent et le violet est le plus élevé ainsi que son occurrence (Fig. 3 ; le rouge indique qu'il est fréquent et le violet

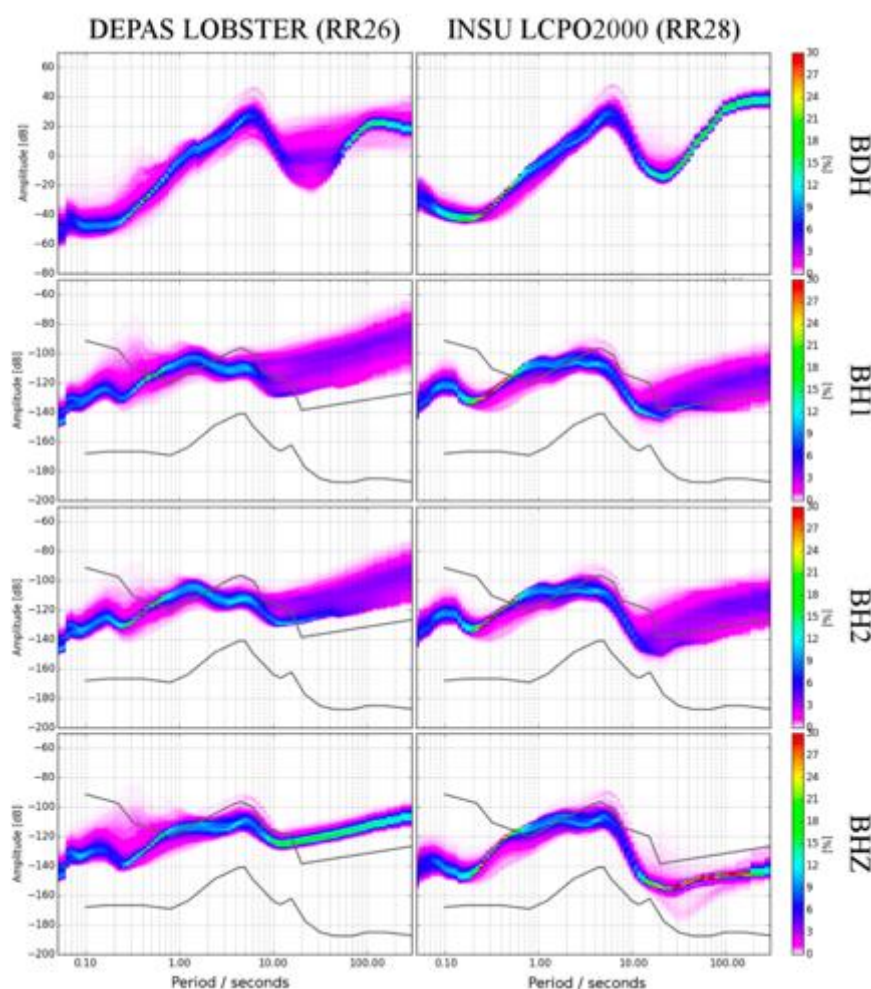


Figure 3: Analyse en densité spectrale de puissance pour les stations RR26 (DEPAS) et RR28 (INSU) d'après Stähler et al. (2016). Le niveau de bruit est globalement inférieur pour les stations INSU au-delà des périodes de 5 s pour les composantes BHI, BH2 et BHZ. Pour l'hydrophone le niveau de bruit semble identique. L'échelle de couleur indique l'occurrence de plusieurs niveau de bruit. Les lignes grises indiquent les bornes haute et basse niveau de bruit selon les modèles « New High and Low Noise Model » de Peterson (1993).

⁸ Réseau sismologique et géodésique français

rare). Un poster regroupant l'ensemble des PPSDs des 57 OBS a été généré et est disponible dans les suppléments de Stähler et al. (2016). De manière générale, Stähler et al. (2016) indiquent que les stations INSU présentent un niveau de bruit inférieur aux stations DEPAS au-dessus d'une période de 5 s (Fig. 3). Les stations à haut niveau de bruit sont au nombre de 4 et sont présentées sur la figure 1 ou dans le Tableau 1 (RR27, RR33, RR37 et RR45).

II.2. Correction de la dérive temporelle

La synchronisation des horloges internes des stations sismiques est essentielle pour de multiples applications en sismologie (e.g. localisation, tomographie). Pourtant, cette synchronisation est rendue complexe à cause de la dérive temporelle des horloges (i.e le temps donné par l'horloge s'écarte du temps universel absolu). Pour pallier ce problème les stations sismiques terrestres se synchronisent avec les satellites à l'aide de leur GPS régulièrement. Pour certaines stations terrestres cette synchronisation ne peut se faire par manque de satellites disponibles ou par la présence d'un relief, soucis fréquents à La Réunion où les reliefs sont très escarpés.

En mer, les OBS ne sont pas en capacité d'établir une connexion avec les satellites à cause de la colonne d'eau qui les sépare de la surface rendant impossible une correction de la dérive temporelle. Généralement cette correction se fait en post-traitement en comparant le temps synchronisé avec le GPS lors du déploiement et lors de la récupération (ce temps est appelé « skew » et est référencé dans le Tableau 1). Il est alors considéré que la dérive temporelle est accumulée graduellement et linéairement durant la totalité de l'enregistrement (e.g. Gouédard et al., 2014). La correction est alors appliquée en se basant sur ce principe.

A partir des données RHUM-RUM, Hable et al. (2018) ont proposé une nouvelle méthode pour corriger cette dérive temporelle en réalisant une intercorrélacion du bruit ambiant enregistré par les 4 composantes des OBS. Cette méthode a été appliquée sur les données stockées sur les serveurs RESIF en 2018. Les données téléchargées et traitées dans le cadre de cette thèse ont été récupérées en 2017 et ne bénéficient donc pas de cette nouvelle correction. Seule celle proposée par Stähler et al. (2016) a été appliquée.

II.3. Correction de l'orientation des OBS

Le largage d'OBS par un navire océanographique au-dessus d'une épaisse colonne d'eau induit un décalage de plusieurs kilomètres lors de l'arrivée de l'OBS sur le fond océanique par rapport à sa zone de largage. Cela est dû à la dérive engendrée par les courants marins. De même, les trois composantes des OBS déployés ne sont plus alignés avec les points cardinaux. Un processus de réorientation des composantes horizontales est donc nécessaire, la composante verticale s'étant réaligné avec le champ de pesanteur.

Nous avons utilisé l'abaque de correction réalisé par Scholz et al. (2017) pour réorienter les composantes horizontales de chaque station du réseau RHUM-RHUM. Cette méthode est basée sur la polarisation des ondes *P* et des ondes de Rayleigh. L'incertitude de la réorientation est de 11° et 16° respectivement pour les réorientations avec la polarisation des ondes *P* et des ondes de Rayleigh. Nous avons utilisé la valeur de réorientation avec la plus petite gamme d'incertitude pour chaque station. Au total 40 stations OBS ont pu être réorientées sur les 57 OBS car 4 ont des données très bruitées et 13 autres des données inutilisables pour la méthode de polarisation d'après Scholz et al. (2017). Les valeurs de réorientations sont synthétisées dans le Tableau 5 provenant de Scholz et al. (2017).

Plus récemment, Trabattoni et al. (2019) ont réalisé un nouvel abaque de valeurs de réorientation des OBS à partir de trajectoires de navires passant au-dessus et au voisinage du réseau d'OBS RHUM-RUM. La résolution de cette méthode est inférieure au degré. Bien que ces résultats soient très intéressants, ils n'ont pas pu être intégrés car contemporains de cette étude.

STATION	P-pol				R-pol ('C1')			
	N	DEVIATION FIT (ERR)	CIRC MEAN (2*STD)	MEDIAN (2*SMAD)	N	CIRC MEAN (2*STD)	N	MEDIAN (2*SMAD)
RR01	5	—	342° (22°)	348° (17°)	7	323° (14°)	5	328° (2°)
RR02	—	—	—	—	—	—	—	—
RR03	0	—	—	—	18	76° (18°)	19	79° (23°)
RR04	—	—	—	—	—	—	—	—
RR05	0	—	—	—	3	45° (8°)	3	45° (13°)
RR06	5	—	124° (12°)	123° (18°)	14	124° (11°)	10	122° (4°)
RR07	2	—	46° (5°)	46° (7°)	6	48° (10°)	6	48° (12°)
RR08	4	—	154° (10°)	154° (14°)	14	161° (18°)	13	156° (13°)
RR09	3	—	135° (22°)	133° (33°)	14	125° (16°)	14	124° (21°)
RR10	8	—	288° (11°)	286° (11°)	21	286° (18°)	21	287° (19°)
RR11	4	—	40° (17°)	39° (15°)	15	43° (15°)	15	44° (17°)
RR12	5	—	26° (5°)	26° (3°)	10	27° (9°)	10	26° (9°)
RR13	3	—	314° (8°)	315° (14°)	12	315° (14°)	12	314° (20°)
RR14	4	—	19° (8°)	18° (4°)	16	15° (16°)	16	15° (21°)
RR15	—	—	—	—	—	—	—	—
RR16	2	—	163° (10°)	163° (15°)	10	162° (12°)	8	166° (9°)
RR17	0	—	—	—	11	247° (9°)	11	247° (9°)
RR18	3	—	295° (6°)	295° (6°)	8	292° (21°)	8	292° (26°)
RR19	3	—	120° (5°)	121° (2°)	8	120° (18°)	6	118° (7°)
RR20	0	—	—	—	14	159° (22°)	14	160° (29°)
RR21	0	—	—	—	12	281° (10°)	11	282° (10°)
RR22	3	—	287° (9°)	285° (8°)	14	285° (15°)	10	285° (7°)
RR23	—	—	—	—	—	—	—	—
RR24	—	—	—	—	—	—	—	—
RR25	4	—	281° (6°)	282° (5°)	20	276° (17°)	20	276° (25°)
RR26	4	—	138° (6°)	137° (6°)	12	146° (18°)	12	145° (21°)
RR27	0	—	—	—	0	—	0	—
RR28	18	72° (4°)	72° (12°)	72° (12°)	51	70° (20°)	51	71° (22°)
RR29	15	266° (4°)	267° (7°)	267° (8°)	48	266° (13°)	48	267° (15°)
RR30	4	—	293° (9°)	293° (10°)	12	292° (13°)	12	290° (15°)
RR31	4	—	75° (6°)	75° (6°)	22	76° (17°)	23	78° (24°)
RR32	—	—	—	—	—	—	—	—
RR33	0	—	—	—	0	—	0	—
RR34	8	131° (8°)	131° (4°)	130° (6°)	39	134° (21°)	36	135° (16°)
RR35	—	—	—	—	—	—	—	—
RR36	18	225° (3°)	227° (19°)	225° (12°)	60	226° (19°)	56	226° (16°)
RR37	0	—	—	—	0	—	0	—
RR38	20	314° (2°)	313° (7°)	314° (7°)	32	314° (33°)	28	320° (23°)
RR39	—	—	—	—	—	—	—	—
RR40	10	229° (7°)	229° (21°)	231° (25°)	44	228° (15°)	42	229° (14°)
RR41	2	—	93° (10°)	93° (15°)	8	96° (24°)	6	90° (13°)
RR42	—	—	—	—	—	—	—	—
RR43	0	—	—	—	18	104° (18°)	19	104° (24°)
RR44	0	—	—	—	7	169° (28°)	6	166° (21°)
RR45	0	—	—	—	0	—	0	—
RR46	3	—	150° (7°)	150° (12°)	19	139° (21°)	19	139° (21°)
RR47	0	—	—	—	10	124° (15°)	9	129° (10°)
RR48	0	—	—	—	10	55° (11°)	10	55° (11°)
RR49	—	—	—	—	—	—	—	—
RR50	11	350° (13°)	348° (9°)	348° (12°)	22	348° (16°)	20	350° (14°)
RR51	—	—	—	—	—	—	—	—
RR52	6	—	29° (10°)	29° (7°)	27	29° (17°)	27	28° (23°)
RR53	8	—	99° (11°)	101° (8°)	28	99° (18°)	25	97° (13°)
RR54	—	—	—	—	—	—	—	—
RR55	4	—	251° (15°)	250° (14°)	16	253° (19°)	17	256° (25°)
RR56	4	—	340° (13°)	338° (14°)	13	338° (13°)	13	338° (21°)
RR57	—	—	—	—	—	—	—	—

Tableau 5: Données de réorientation provenant de Scholz et al. (2017). N indique le nombre de mesures réalisées pour obtenir la valeur de réorientation pour chacune des méthodes. Les boîtes roses indiquent les stations pour lesquelles la réorientation n'a pas été possible. Les boîtes oranges sont les stations bruitées de Stähler et al. (2016), présentée en Fig. 1. Les boîtes grises indiquent les stations françaises INSU-IPGP, toutes les autres proviennent des parcs OBS allemand (DEPAS et GEOMAR). Pour plus d'informations sur la méthode se référer à Scholz et al. (2017).



Pour suivre les toutes dernières recherches issues du projet RHUM-RUM :

<https://www.researchgate.net/project/RHUM-RUM>

Pour un accès libre aux données RHUM-RUM sur RESIF :

<http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>

Pour revivre l'expérience RHUM-RUM via le blog:

<http://www.rhum-rum.net/fr/>

Pour voir le film RHUM-RUM réalisé par Serge Montagnan et Emmanuel Pons :

<https://www.youtube.com/watch?v=135O6SeWdNw>



Chapitre 4 : Méthodes Fonctions récepteur, tests synthétiques, filtrage des sédiments, inversions

Objectif : Présentation des méthodes



Alors que la structure interne du globe reste inaccessible à des moyens d'échantillonnage directs tels que les forages⁹, d'autres méthodes indirectes actives (sismique réfraction ou réflexion) ou passives (e.g. sismologie) permettent de l'étudier à partir de mesures de surface. Les méthodes géophysiques passives permettent d'obtenir une image de la structure interne de la Terre sur de vastes étendues tout en s'affranchissant d'une source artificielle. Cet outil est donc tout à fait adapté à l'étude de la structure de la lithosphère du sud-ouest de l'océan Indien. Dans ces travaux, nous allons nous intéresser plus spécifiquement à la lithosphère supérieure (jusqu'à 60-100 km de profondeur) dans laquelle plusieurs objets pourront être identifiés (édifice volcanique, couverture sédimentaire, croûte, sous-placage magmatique etc.). Pour étudier finement cette structure, nous avons fait le choix d'utiliser comme méthodes les fonctions récepteur qui possèdent une résolution verticale suffisante pour cela (2 km) et dont la robustesse n'est plus à démontrer. L'obtention de ces fonctions récepteur s'est fait à partir des données du réseau sismologique RHUM-RUM.

Dans ce chapitre, nous aborderons la définition et le principe des fonctions récepteur, puis la préparation et la sélection des données pour le calcul des RFs. Nous verrons ensuite comment les déchiffrer à l'aide de la modélisation directe. Enfin, nous présenterons les méthodes de traitement complémentaires pour investiguer plus en détail les structures lithosphériques décrites par les RF avec trois méthodes d'inversion (l'algorithme de voisinage, inversion conjointe RF et courbe de dispersion des ondes de surface et H - κ stacking).

I. Les fonctions récepteur

I.1. Définitions et principes

La méthode des fonctions récepteur est une méthode qui a su faire ses preuves depuis son développement il y a plus de 40 ans (Burdick & Langston, 1977 ; Langston, 1977). Par la suite cette méthode a été très largement utilisées et dans de nombreux contextes géologiques tels que les zones de subduction (e.g. Schlaphorst et al., 2018 ; Melekhova et al., 2019), les bassins sédimentaires (e.g. Zheng et al., 2005), les chaînes de montagnes (Gök et al., 2008 ; Zhang et al., 2010), en contexte de point chaud (e.g. Leahy et al., 2005 ; Lodge et al., 2012 ; Spieker et al., 2018), en contexte de rift (e.g. Hammond et al., 2011) ainsi que sur Mars avec

⁹ Le plus profond a permis d'atteindre 12 km de profondeur dans la péninsule de Kola en Russie (forage SG3 ; e.g. Pavlenkova, 1992)

la mission InSight et le déploiement du sismomètre très large bande SEIS (Knapmeyer-Endrun et al., 2020).

La méthode des fonctions récepteur permet de déterminer la profondeur des interfaces majeures structurant l'intérieur de la Terre tels que le *Moho* ou encore des structures plus locales comme l'interface entre un édifice volcanique et la croûte sous-jacente (e.g. à Hawaii, Leahy et al., 2010). A partir d'un évènement sismique lointain (télé-séisme) et d'un capteur sismique, il est possible de déterminer la structure sismique de la lithosphère en dessous du capteur considéré. Enfin, plusieurs méthodes utilisant les fonctions récepteur permettent d'accéder aux vitesses locales sous une station sismique et ainsi d'augmenter la précision de la localisation de la sismicité de la zone étudiée.

Lorsqu'un évènement sismique se produit les ondes générées se propagent à la surface et à l'intérieur de la Terre, sous forme d'ondes de surface et de volume. Les fonctions récepteur sont calculées à partir des ondes de volume, et plus précisément à partir des ondes *P* (de compression) et ses produits issus de l'interaction avec le *Moho*.

En effet, lorsqu'une onde *P* incidente arrive à une interface entre deux milieux d'impédance acoustique différente¹⁰, l'onde *P* peut être transmise, réfléchié ou converti (Fig. 1A). Dans le cas de la lithosphère, le contraste d'impédance acoustique le plus important se situe généralement entre la croûte et le manteau, c'est-à-dire au niveau du *Moho*. L'onde *P* incidente peut-être converti en une onde *S* au *Moho* appelée *Pms* (Phinney, 1964 ; Langston, 1977, 1979). L'onde *Pms* et les phases multiples vont donc porter l'information de la structure crustale à l'aplomb de la station. La Figure 1 illustre d'autres phases correspondant à des multiples au sein de la croûte (*PpPms*,

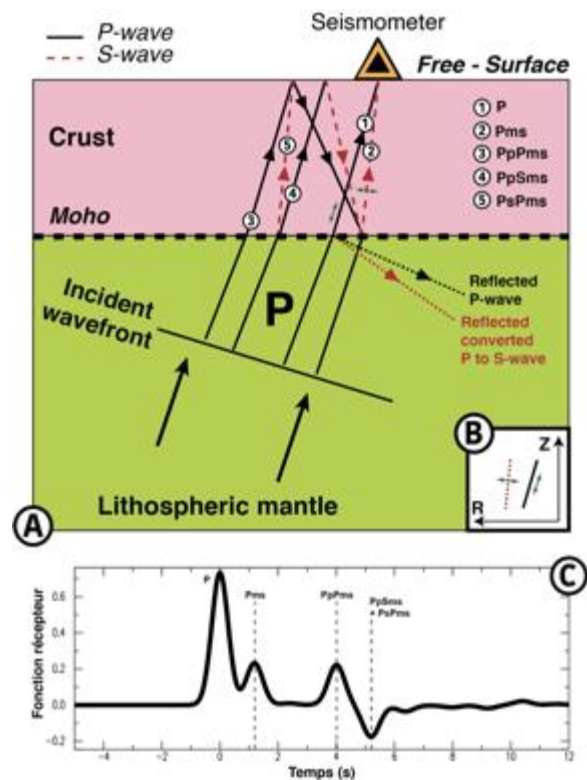


Figure 1 : (A) Ensemble de phases pouvant être générées à une interface comme le *Moho* pour une onde incidente *P*. Les annotations sont précisées dans le texte. (B) Polarisation des ondes *P* et *S*. (C) Exemple de fonction récepteur avec les temps d'arrivée théorique des phases converties et transmises.

¹⁰ Paramètre liant la vitesse et la densité d'un milieu

$PpSms + PsPms$). Les annotations pour décrire les phases produites de cette interaction de l'onde P avec le *Moho* sont les suivantes : P pour une onde de compression ; S pour une onde de cisaillement ; à l'exception de la première lettre, une lettre majuscule pour une onde à propagation descendante (P ou S), une lettre minuscule pour une onde à propagation ascendante (p ou s). Un exemple de fonction récepteur est présenté en Figure 1C et les temps théoriques d'arrivée des phases converties et transmises.

Le signal sismique généré par les télé-séismes et enregistré aux stations sismiques est riche d'informations. Par exemple, la coda de l'onde P comporte des informations relatives à la structure sismique sous la station (interface générant des transformations de phases), la source (e.g. origine, énergie etc.), aux paramètres des milieux traversés (e.g. vitesses) et le capteur sismique. Pour pouvoir analyser uniquement les paramètres qui concernent la structure sismique sous la station, il est nécessaire de s'affranchir des autres informations. Pour cela, le signal doit être déconvolué, c'est-à-dire décomposé en 3 paramètres. Le mouvement du sol enregistré par un sismomètre à 3 composantes pour une onde P incidente sous plusieurs interfaces est défini par Langston (1979) comme étant le produit de convolution suivant :

$$Z(t) = I(t) * S(t) * E_Z(t) \quad (1)$$

$$R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t) \quad (2)$$

$$T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t) \quad (3)$$

*Lire : Trace (verticale/radiale/transversale) = réponse instrumentale * la source * réponse impulsionnelle du milieu traversé*

avec Z , R et T les traces sismiques verticale, radiale et transverse, I est la réponse instrumentale, S est la fonction source de l'onde incidente décrivant l'onde avant son interaction avec la structure proche du récepteur, E_Z , E_R et E_T représentent les réponses impulsionnelles verticale, radiale et transversale du milieu situé sous le capteur, c'est-à-dire sa structure. Le symbole $*$ représente l'opérateur de convolution.

L'onde Pms est polarisée dans le plan vertical et le mouvement est perpendiculaire au rai (c'est à dire dans le plan radial). Ainsi, la phase Pms est principalement visible dans la

composante radiale (Fig. 1B) alors que l'onde P et les multiples présentant uniquement des trajets en P sont essentiellement observables sur la trace verticale¹¹. Ainsi, la réponse instrumentale ($I(t)$) et la fonction source ($S(t)$) sont principalement visibles sur la trace verticale. Langston (1979) propose alors d'exprimer la trace verticale comme suit :

$$Z(t) \approx I(t) * S(t) \quad (4)$$

Pour un événement téléseismique considéré, la source est la même et la réponse instrumentale pour les trois composantes est considérée comme identique. Ainsi, la réponse impulsionnelle radiale $E_R(t)$ peut être déterminée en déconvoluant la composante radiale avec la composante verticale du signal. On obtient alors :

$$R(t) = Z(t) * E_R(t) \quad (5)$$

Le même principe peut être appliqué pour obtenir la réponse impulsionnelle transversale $E_T(t)$ en déconvoluant la composante transversale avec la composante verticale du signal :

$$T(t) = Z(t) * E_T(t) \quad (6)$$

Cette déconvolution des traces radiale et transversale par la trace verticale va permettre d'identifier l'onde Pms , les phases multiples et de caractériser la structure sous la station sismique. Enfin, les réponses impulsionnelles radiale ou transversale sont appelées fonctions récepteur (radiale ou transversale).

Il existe plusieurs méthodes de déconvolution pour déterminer une fonction récepteur: déconvolution en domaine spectral (Langston, 1979), déconvolution en domaine temporel (Gurrola et al., 1995) et déconvolution itérative en domaine temporel (Ligorria & Ammon, 1999). La déconvolution itérative en domaine temporel est la méthode que nous avons adopté pour cette étude et nous l'avons appliquée sur les composantes verticale et radiale de nos sismomètres. Comme son nom l'indique, cette méthode se fait dans le domaine

¹¹ Car nous travaillons avec des téléseismes dont l'angle d'incidence au *Moho* est inférieur à 40° par rapport à la verticale

temporel. Les traces verticale et radiale sont comparées dans le domaine temporel à l'aide d'une fonction d'intercorrélation (Fig. 2). Celle-ci est utilisée de manière itérative entre la trace verticale et une trace radiale résiduelle calculée à chaque itération et permettant la construction, itération après itération, de la fonction récepteur.

Le calcul de la première trace radiale résiduelle se fait à la fin de la première itération qui consiste à calculer l'intercorrélogramme¹² entre les traces observées verticale ($Z(t)$) et radiale ($R(t)$) ; Fig. 2). Le maximum de l'intercorrélogramme exprime le pic de ressemblance au temps t_1 entre les traces comparées. Pour la première itération, ce pic de ressemblance correspond à l'onde P directe observable sur les deux traces observées ($Z(t)$) et ($R(t)$). Les paramètres qui décrivent ce pic de ressemblance sont (1) son temps d'arrivée ($t_1=0$ à la première itération pour l'onde P) et (2) son amplitude (a)¹³. A l'issue de cette première itération, la trace radiale observée est pondérée de la trace verticale observée décalée de t_1 , la trace radiale résiduelle est alors obtenue. Pour la trace radiale résiduelle de l'itération 1 le décalage en temps est nul car $t_1=0$. Lors de la seconde itération, le calcul de la trace résiduelle sera effectué avec un décalage $t_2=8,2$ pour l'exemple présenté en Figure 2.

L'itération suivante (itération n°2) consiste en une comparaison de la trace verticale observée et la trace radiale résiduelle de l'itération 1 ($R(t)_{res1}$). Le pic de ressemblance est reporté sur la courbe de réponse impulsionnelle au temps t_2 avec une amplitude a_2 . Une nouvelle trace radiale résiduelle est calculée pour l'itération suivante.

Ces étapes se poursuivent jusqu'à ce qu'une grande partie du signal de la composante radiale soit expliquée et que les pics ajoutés à la réponse impulsionnelle aient une amplitude qui soit négligeable par rapport à l'amplitude du pic de l'onde P (pic t_1/a_1). Enfin, la suite des pics de la réponse impulsionnelle est convoluée à l'aide d'une fonction gaussienne.

¹² L'intercorrélogramme est la courbe qui illustre la ressemblance entre les deux traces comparées.

¹³ L'amplitude a_1 du pic de ressemblance à t_1 est obtenue en divisant l'amplitude de l'intercorrélogramme par le maximum de l'autocorrélation de la trace verticale (Vergne, 2002).

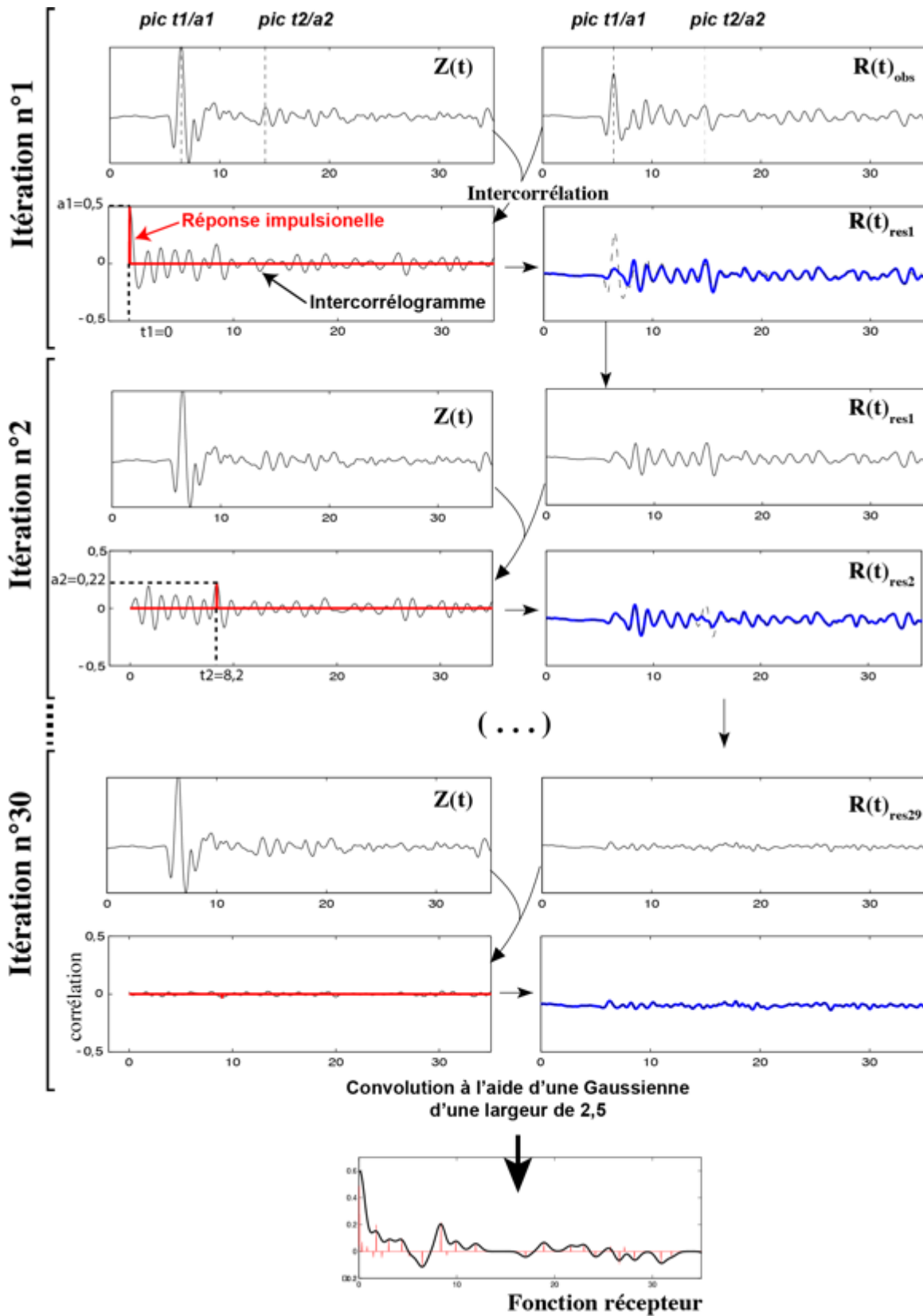


Figure 2: Principe de la déconvolution itérative en domaine temporel. Modifié d'après Vergne, 2002.

1.2. Résolutions horizontale et verticale

La largeur de la gaussienne régit la capacité de la fonction récepteur à distinguer deux interfaces successives et définit donc la résolution verticale. D'après plusieurs études (Reading, 2004 ; Fontaine et al., 2013, 2015), une gaussienne d'une largeur de $2,5 \text{ rad.s}^{-1}$ permet une résolution verticale de la profondeur du *Moho* de $\pm 2 \text{ km}$.

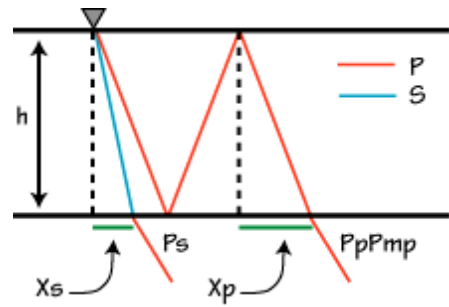


Figure 3 : Le pouvoir de résolution horizontale de la fonction récepteur. X_p et X_s sont respectivement les pouvoirs de résolution horizontale des phases P_{ms} (P_s) et P_pP_{mp} . D'après Ammon (1991).

La résolution horizontale, c'est-à-dire la capacité à distinguer une variation de la structure latéralement correspond à la grandeur X_s pour la phase convertie et X_p pour le premier multiple sur la Figure 3.

Ammon (1991) propose que ces valeurs puissent être obtenues à partir d'un simple calcul de trigonométrie liant le paramètre de rai du milieu traversé et la profondeur de l'interface considérée :

$$X_s = h \times \tan(\arcsin(p \cdot V_s)) \quad (7)$$

$$X_p = h \times \tan(\arcsin(p \cdot V_p)) \quad (8)$$

Considérons une profondeur de *Moho* de 7 km pour une croûte océanique avec un $V_p = 5,9 \text{ km/s}$ pour un paramètre de rai de $0,05 \text{ s/km}$. La résolution de la fonction récepteur, c'est-à-dire la grandeur X_s est alors égale à 1,4 km. La grandeur X_p est égale à 2,16 km. La résolution horizontale du premier multiple crustal (P_pP_{mp}) est donc de 6,48 km (soit $3 \times X_p$).

1.3. Sélection des données et préparation au calcul des fonctions récepteur

Les données sismiques acquises lors de l'expérience RHUM-RUM ont été téléchargées à partir de requêtes réalisées auprès du centre de données RESIF. Le code de réseau sismologique RHUM-RUM sur le centre de données RESIF est YV. Nous avons établi une sélection des données selon les critères suivants, indispensables pour déterminer les fonctions récepteur :

- Localisation des téléseismes compris entre 25° et 90° de distance épacentrale par rapport à chaque station considérée,

- Magnitude M_b des téléseismes supérieure ou égale à 5,5.

Les téléseismes dont la distance épacentrale est inférieure à 25° sont écartés car des triplications¹⁴ se produisent sur les discontinuités profondes. Au-delà de 90° , l'angle d'incidence au *Moho* est trop important, ne permettant pas d'avoir des rais sub-verticaux sous la station pour le calcul en fonction récepteur. En effet, l'angle d'incidence au *Moho* pour un rai provenant d'un téléseisme ne doit pas dépasser 40° . Pour les séismes de magnitude M_b inférieure à 5,5, le signal ne peut être distingué du bruit sismique.

Le préparation au calcul des fonctions récepteur débute par la réorientation des composantes horizontales des OBS à l'aide de l'abaque de Scholz et al. (2017). Les téléseismes sont ensuite séparés par quadrant backazimuthal ($N0^\circ$ - $N90^\circ$ / $N90^\circ$ - $N180^\circ$ / $N180^\circ$ - $N270^\circ$ / $N270^\circ$ - $N360^\circ$) afin d'évaluer et de réduire l'influence potentielle d'anisotropies et de réflecteurs pentés.

Malgré une sélection stricte d'événements possédant une magnitude supérieure à 5,5, les données acquises en mer par les OBS sont parfois beaucoup plus bruitées que les données obtenues à Terre. Calculer des fonctions récepteur sur des données acquises en mer s'est alors révélé être un défi. En effet, dans l'océan, une multitude de signaux générés entre autres par les baleines (Dréo et al., 2019), les bateaux (e.g. Trabattoni et al., 2019) et les cyclones (Davy et al., 2014) sont enregistrés par les sismomètres en plus des téléseismes. Bien que cette partie du signal soit utile dans les études citées ci-dessus, elle parasite l'enregistrement pour l'observation des signaux liées aux téléseismes. Nous avons donc uniquement conservé les traces sismiques possédant un rapport signal/bruit (SNR) >2 . Ces données ont ensuite été filtrées à l'aide d'un filtre Gaussien d'une largeur de $2,5 \text{ rad}\cdot\text{s}^{-1}$, similaire à un filtre passe bas avec une fréquence de coupure d'environ 1,2 Hz afin d'éliminer les hautes fréquences liées au bruit ambiant et aux hétérogénéités lithosphériques. La même méthodologie (SNR et filtrage) a été appliquée aux données terrestres.

Malgré l'approche décrite ci-dessus, une partie des stations a présenté des données trop bruitées pour pouvoir être exploitées avec la méthode des fonctions récepteur (Fig. 4). Ainsi sur les 67 stations¹⁵ ayant fonctionnées lors de l'expérience RHUM-RUM (hors Réunion, 10 stations), 38 ont été exploitables pour une étude en fonction récepteur dont 28 OBSs. Au

¹⁴ Arrivée de plusieurs phases identiques successives rendant l'analyse en fonction récepteur difficile.

¹⁵ 77 stations au total, mais 67 utilisées dans cette étude. Les 10 stations non utilisées étant installées à l'île de La Réunion.

total, ce sont donc 38 stations sismologiques qui ont été utilisées dans cette étude en y ajoutant deux stations GEOSCOPE de La Réunion et Rodrigues et la station IRIS de Maurice.

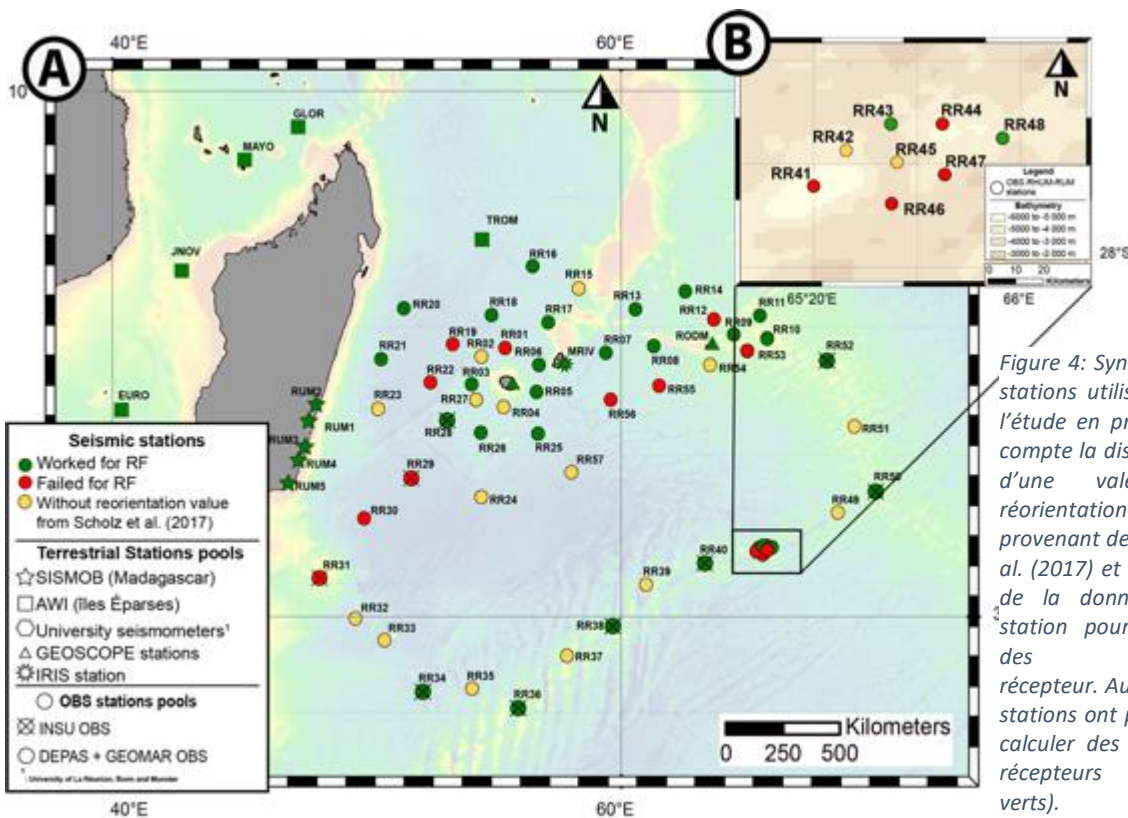


Figure 4: Synthèse des stations utilisées dans l'étude en prenant en compte la disponibilité d'une valeur de réorientation provenant de Scholz et al. (2017) et la qualité de la donnée à la station pour calculer des fonctions récepteur. Au total, 38 stations ont permis de calculer des fonctions récepteurs (points verts).

Une fois la sélection et le filtrage des données réalisés, l'onde P a été pointée manuellement sur chaque forme d'onde en s'appuyant sur le modèle prédictif des temps d'arrivés IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991). Les données ont ensuite été coupées à -5 s et +30 s autour de l'onde P avant d'appliquer la déconvolution itérative en domaine temporel pour obtenir les fonctions récepteur. En guise d'illustration, nous présentons, sur la Figure 5, un exemple de fonctions récepteur calculées pour un événement téléseismique de magnitude M_b 7.7 survenu en Iran le 16 Avril 2013. Comme première observation, nous pouvons dire que la structure crustale décrite par les fonctions récepteur à travers le réseau semble très hétérogène. En effet, le contenu des fonctions récepteur en terme de phases, de l'amplitude et de temps d'arrivé de celles-ci est hétéroclites.

Figure 5 (Ci-contre) : Fonctions récepteur calculées à partir de l'événement téléseismique du 16 Avril 2013 de magnitude 7.7 survenu en Iran (jour 106 de l'année 2013) à travers le réseau RHUM-RUM (localisation en B). Les fonctions récepteur noirs indiquent les fonctions récepteur calculées aux stations sismiques sans filtrage de l'effet des sédiments. Les fonctions récepteur rouges sont obtenues après filtrage (le filtrage est détaillé dans la partie suivante). Les points rouges indiquent la position de la phase P_{ms} sur les fonctions récepteur filtrées et les points noirs également mais sur les fonctions récepteur non-filtrées. Les raisons de l'application du filtre sont expliquées dans la partie suivante.

II. Comprendre les fonctions récepteur : apport de la modélisation

II.1 Influence de la structure crustale

Les fonctions récepteur sont donc utiles pour comprendre la structure de la lithosphère, mais comment leur forme évolue-t-elle en fonction de la structure lithosphérique ?

À partir des codes *respknt* de Randall (1994) et *icmod* d'Ammon (1991) nous avons calculé une série de fonctions récepteur synthétiques décrivant (1) des variations de profondeur de *Moho*, (2) de contraste de vitesse au *Moho* ou encore (3) l'effet de l'ajout d'un sous-placage magmatique dans l'objectif de comprendre l'effet de ces variations structurales sur les fonctions récepteur. La Figure 6 présente les résultats obtenus pour ces modélisations. Le Tableau en Figure 6 montre les valeurs d'épaisseur et de vitesse de chacune des couches

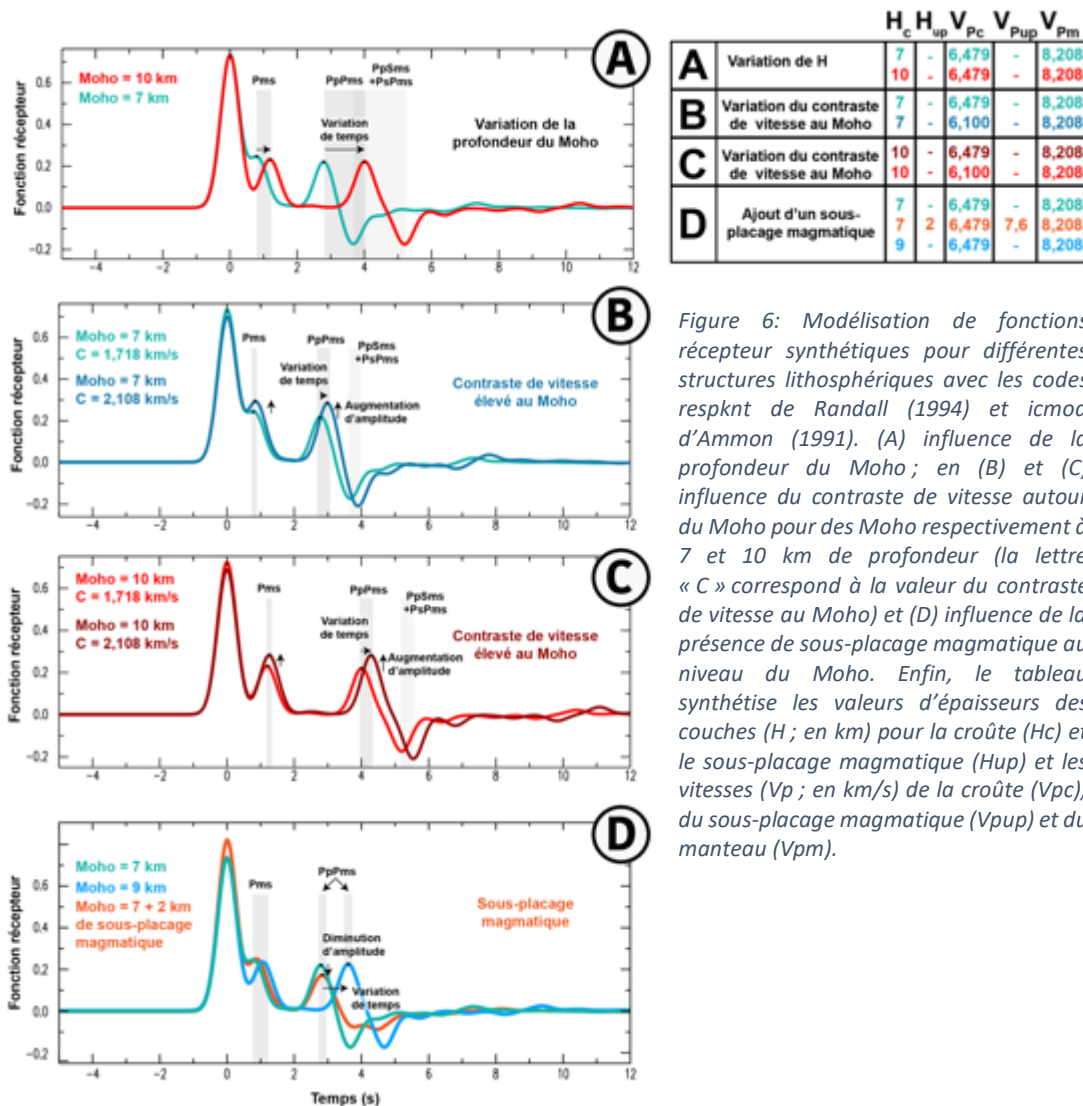


Figure 6: Modélisation de fonctions récepteur synthétiques pour différentes structures lithosphériques avec les codes *respknt* de Randall (1994) et *icmod* d'Ammon (1991). (A) influence de la profondeur du Moho; en (B) et (C) influence du contraste de vitesse autour du Moho pour des Moho respectivement à 7 et 10 km de profondeur (la lettre « C » correspond à la valeur du contraste de vitesse au Moho) et (D) influence de la présence de sous-placage magmatique au niveau du Moho. Enfin, le tableau synthétise les valeurs d'épaisseurs des couches (H ; en km) pour la croûte (H_c) et le sous-placage magmatique (H_{up}) et les vitesses (V_p ; en km/s) de la croûte (V_{Pc}), du sous-placage magmatique (V_{Pup}) et du manteau (V_{Pm}).

modélisées. Le code couleur indique les paramètres utilisés pour modéliser chacune des fonctions récepteur présentées de A à D.

La Figure 6A révèle que la profondeur du *Moho* influe sur le temps d'arrivée de la phase *P* convertie en *S* (*Pms*) mais pas sur l'amplitude du signal. Le décalage du temps d'arrivée est d'autant plus important pour le multiple *PpPms*. En revanche, les modèles synthétiques testant l'influence du contraste de vitesse au *Moho* indiquent que ce paramètre influence l'amplitude des phases de la fonction récepteur mais également le temps d'arrivée des ondes, dans une moindre mesure que la profondeur des interfaces (Fig. 6B, C). La différence d'amplitude augmente pour les multiples. Par ailleurs, un contraste plus important de vitesse entre deux milieux générera des phases d'amplitude plus forte.

Enfin, nous avons testé l'influence de l'ajout d'un sous-placage magmatique au *Moho*. Celui-ci est de vitesse intermédiaire (7,6 km/s) entre les vitesses de croûte (<8,1 km/s) et des vitesses de manteau (>8,1 km/s). La Figure 6D représente des fonctions récepteur synthétiques pour un *Moho* à 7 km de profondeur (vert), un *Moho* à 7 km avec 2 km d'épaisseur de sous-placage magmatique (orange) et enfin un *Moho* à 9 km de profondeur (bleu). On observe que pour une colonne lithosphérique dans laquelle 2 km de sous-placage magmatique est présent à la base de la croûte, les temps d'arrivée de la phase *Pms* et des multiples crustaux ne sont pas ou peu décalés en temps. Cependant, nous observons une diminution d'amplitude pour la phase *PpPms* entre la fonction récepteur verte et orange. De même, l'amplitude du creux à 3,5 s est diminuée pour la fonction récepteur orange. Cette diminution d'amplitude est imputée à une baisse du contraste de vitesse entre les milieux successifs (croûte/sous-placage magmatique/manteau). Afin de vérifier que la présence de sous-placage magmatique ne peut être confondue avec une croûte plus épaisse, nous avons modélisé une croûte de 9 km (fonction récepteur bleu). La Figure 6D montre que les temps d'arrivée et les amplitudes des phases sont très différents pour un *Moho* à 9 km par rapport à une croûte de 7 km sous-plaquée de 2 km de matériel magmatique.

II.1. Influence de la couverture sédimentaire

La présence d'une couverture sédimentaire sur la croûte océanique ou continentale agit comme une zone à moindre vitesse au regard des vitesses de la croûte sous-jacente. Au sein de cette couverture sédimentaire, des réverbérations se produisent, affectant l'enregistrement sismique et donc les fonctions récepteur générées (ex : Yu et al., 2015). Zelt

& Ellis (1999) reportent un certain nombre de conséquences liées à ces réverbérations sur les fonctions récepteur : (1) un décalage de la phase P directe par rapport à l'origine, (2) une augmentation de la largeur de la phase P , (3) l'amplitude de la phase P directe peut être inférieure à l'amplitude de la phase Pms et enfin (4) l'apparition de signaux sinusoïdaux de différentes longueurs d'ondes (appelés ensuite « *wiggles* »).

Afin de vérifier et de comprendre l'influence de cette couverture sédimentaire sur les fonctions récepteur, nous avons réalisé des tests synthétiques avec les codes *respknt* (Kendall, 1994) et *icmod* (Ammon, 1991). Le modèle initial correspond à une croûte de 7 km d'épaisseur au-dessus de laquelle une couverture sédimentaire d'épaisseur variant de 0 à 2 km est ajoutée. Les vitesses choisies pour ces modèles sont compilées dans le Tableau 1 et les fonctions récepteur générées pour ces modèles sont présentées en Figure 7.

Modèles	A (H ; V_p)	B (H ; V_p)	C (H ; V_p)	D (H ; V_p)	E (H ; V_p)
Couche 1 : Sédiments	-	0,5 ; 2,3	1 ; 2,3	1,5 ; 2,3	2 ; 2,3
Couche 2 : Croûte	7 ; 6,47	7 ; 6,47	7 ; 6,47	7 ; 6,47	7 ; 6,47
Couche 3 : Manteau	Infini ; 8,21	Infini ; 8,21	Infini ; 8,21	Infini ; 8,21	Infini ; 8,21

Tableau 1: Paramètres des modèles testés afin de vérifier l'influence de la couverture sédimentaire sur les fonctions récepteur. H, pour épaisseur en km de la couche considérée; V_p pour la vitesse des ondes de compressions au sein de la couche considérée, en km/s.

Pour une croûte de 7 km d'épaisseur, sans couverture sédimentaire, la phase Pms arrive 1 s après la phase P directe. Les multiples crustaux ($PpPms$ et $PpSms + PsPms$) sont respectivement à 3 et 4 s après l'origine (Fig. 7A). L'ajout d'une couverture sédimentaire de 0,5 km d'épaisseur modifie l'allure générale de la fonction récepteur. Les phases P et Pms sont convoluées et un creux à 1 s apparaît. Des signaux de plus haute fréquence apparaissent également sur la suite de la fonction récepteur, masquant les phases $PpPms$ et $PpSms + PsPms$ (Fig. 7B). Pour 1 km de couverture sédimentaire, l'amplitude de la phase P directe devient inférieure à l'amplitude de la phase Pms . Il apparaît ensuite un signal sinusoïdal avec une amplitude décroissante depuis l'origine. Celui-ci masque les multiples crustaux issus des réverbérations dans la croûte comme pour le cas B (Fig. 7C). Une augmentation de 0,5 km de l'épaisseur de la couverture sédimentaire (i.e. 1,5 km de sédiment au total) ajoute un signal de plus haute fréquence sur les *wiggles*, non visible pour des épaisseurs de sédiments

inférieures (Fig. 7D). On note également une diminution de l'amplitude des deux premiers pics de la fonction récepteur. La Figure 7E illustre une fonction récepteur décrivant une croûte océanique surmontée d'une couverture sédimentaire d'une épaisseur de 2 km. Les *wiggles* ne sont plus visibles et le signal haute fréquence observé précédemment augmente en amplitude interférant ainsi avec les deux premières phases *P* et *Pms*. Enfin, l'arrivée de la phase *Pms* est de plus en plus retardée du fait de l'approfondissement du *Moho* à mesure que la couverture sédimentaire s'épaissit.

Application of the resonance
removal filter

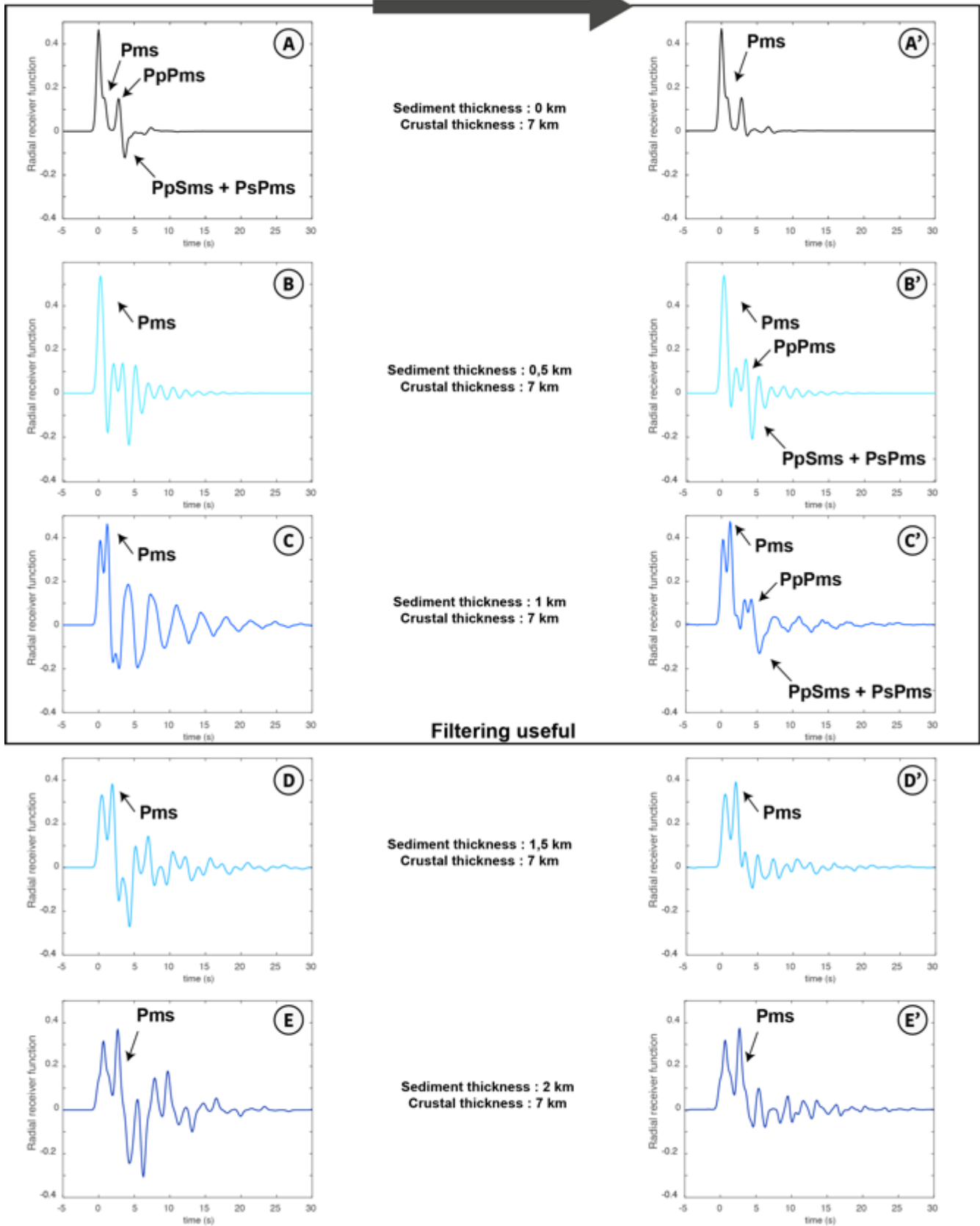


Figure 7: Fonctions récepteur synthétiques générées avec les paramètres décrits dans le Tableau 1 avant (A à E) et après (A' à E') application du filtre de Yu et al. (2015).

II.2. Filtrage de l'effet des sédiments

Afin de réduire les effets des réverbérations dans la couverture sédimentaire sur les fonctions récepteur, Yu et al. (2015) proposent d'appliquer un filtre appelé « filtre d'élimination des réverbérations ». Selon Yu et al. (2015), ce filtre est efficace jusqu'à des épaisseurs de couverture sédimentaire pouvant atteindre 5 km. L'industrie pétrolière a largement utilisé ce type de filtre notamment afin d'éliminer les réverbérations liées à la colonne d'eau (Stoffa et al., 1974; Yilmaz, 2001). Ce filtre est généré pour chaque fonctions récepteur et est de la forme (Fig. 8A) :

$$1 + R_0 e^{-i\omega \Delta t} \quad (9)$$

Où ω est le contenu fréquentiel de la fonction récepteur, R_0 et Δt correspondent respectivement à l'amplitude et au temps d'arrivée du premier creux de la fonction d'autocorrélation générée. La fonction d'autocorrélation calculée (Fig. 8B) permet ainsi d'accéder à ces deux paramètres qui expliquent la géométrie des réverbérations (temps double des trajets et fréquence des réverbérations).

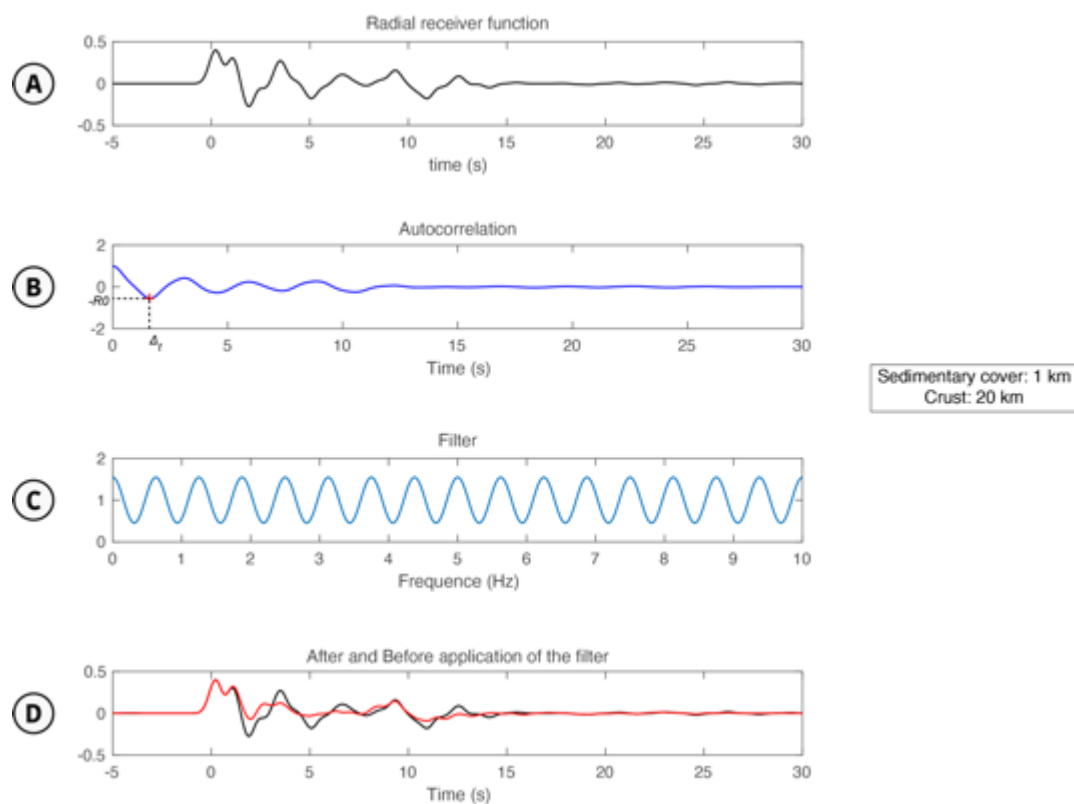


Figure 8 : (A) fonction récepteur décrivant une croûte d'une épaisseur de 20 km surmontée d'une couverture sédimentaire de 1 km d'épaisseur avec un angle d'incidence au Moho de 27,89°; (B) Fonction d'autocorrélation permettant d'obtenir les valeurs des paramètres $-R_0$ et Δt ; (C) Filtre d'élimination des réverbérations généré à partir des paramètres $-R_0$ et Δt ; (D) Comparaison entre la fonction récepteur initiale et la fonction récepteur filtrée.

Les Figures 7A'-7E' montrent l'effet du filtre d'élimination des réverbérations sur les fonctions récepteur précédemment décrites. Afin de vérifier que le filtre n'induit pas de biais sur les fonctions récepteur décrivant une croûte dépourvue de couverture sédimentaire, nous l'avons appliqué sur la fonction récepteur A (Fig. 7A-7A'). Le temps d'arrivée et l'amplitude de la phase Pms ne sont pas affectés par l'application du filtre. Seule l'amplitude du dernier multiple crustal est diminuée (+ $PsPms$).

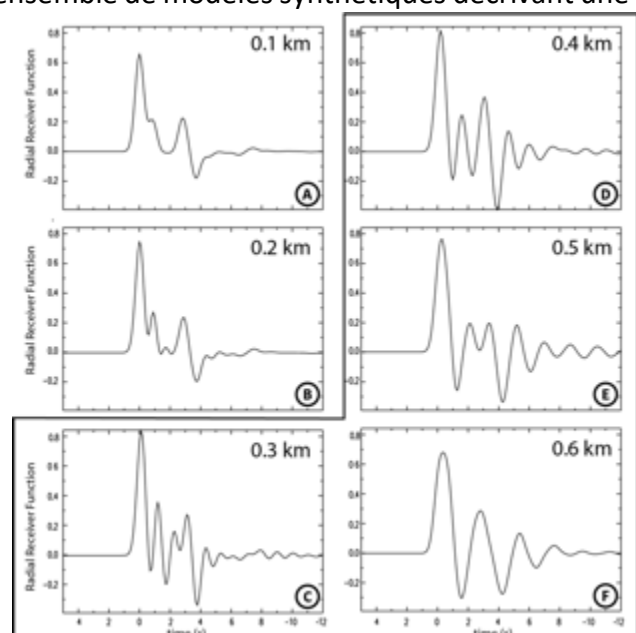
L'application du filtre sur le cas B et C permet de récupérer l'information masquée par les wiggles. En effet, les multiples ($PpPms$ et $PpSms + PsPms$) sont de nouveau identifiables après l'application du filtre même si un signal sinusoidal est persistant. Pour les cas D et E l'amplitude des premiers pics négatifs est diminuée, mais le filtrage ne permet pas d'avoir accès aux multiples crustaux, toujours masqués par les signaux hautes fréquences générés par les réverbérations dans la couverture sédimentaire.

Ainsi ces tests synthétiques montrent que l'application du filtre d'élimination des réverbérations est utile pour des fonctions récepteur obtenues par des stations sismiques déployées sur une couverture sédimentaire inférieure à 1 km. Ces résultats réduisent ainsi le domaine d'application proposé par Yu et al. (2015). Cette limite du domaine d'application semble être liée à la différence de largeur du filtre gaussien utilisée par Yu et al. (2015) de 5 rad.s^{-1} contre $2,5 \text{ rad.s}^{-1}$ pour cette étude.

Une question subsiste : A partir de quelle épaisseur l'application du filtre est-il nécessaire ? Pour cela nous avons réalisé un ensemble de modèles synthétiques décrivant une croûte de 7 km d'épaisseur et une couverture sédimentaire dont l'épaisseur augmente successivement par pas de 0,1 km. La Figure 9 montre le résultat de ces modélisations.

La modélisation nous permet alors de déterminer l'épaisseur à partir

Figure 9 : Fonctions récepteur synthétique modélisant une croûte océanique d'une épaisseur de 7 km dont la couverture sédimentaire sus-jacente augmente successivement par pas de 0,1 km. Le cadre noir montre les fonctions récepteur perturbées par la couverture sédimentaire.



de laquelle des réverbérations apparaissent dans le signal de la fonction récepteur. De 0,1 à 0,3 km d'épaisseur de couverture sédimentaire (Fig. 9A-C), la phase *Pms* est visible et d'amplitude supérieure aux pics suivants. Au-delà de 0,3 km d'épaisseur de couverture sédimentaire (Fig. 9D-F), la phase *Pms* devient d'abord moins prédominante puis les wiggles apparaissent masquant alors la phase *Pms*. La couverture sédimentaire peut donc perturber les fonctions récepteur lorsqu'elle mesure plus de 0,3 km d'épaisseur.

II.3. Application aux stations de l'expérience RHUM-RUM

Dans un premier temps, nous avons considéré les données disponibles nous permettant d'avoir accès à l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Ensuite, nous avons confronté ces données à nos fonctions récepteur afin d'estimer si l'application du filtre d'élimination des réverbérations était nécessaire.

II.3.1. L'épaisseur des sédiments sous le réseau d'OBS

Les OBSs déployés dans le cadre de l'expérience RHUM-RHUM ont été déposés dans une zone de 2000 km sur 2000 km (Barruol & Sigloch, 2013), au sein de laquelle l'épaisseur de la couverture sédimentaire présente de fortes variations selon le modèle GlobSed (Straume et al., 2019 ; Fig. 10). Ce modèle représente l'épaisseur de la couverture sédimentaire avec une résolution de 5° d'arc minutes en utilisant des données de diverses natures (sismique réflexion et réfraction, gravimétrie, etc.). D'après le modèle GlobSed, la couverture sédimentaire la plus épaisse (1000 à 3500 m) dans la zone se situe dans le Canal du Mozambique, le long de la marge est africaine et dans le Bassin des Comores au nord-est de Madagascar (Fig. 10). L'apport détritique actuel provient des grands fleuves de l'Afrique de l'est (Zambèze, Rovuma et Rufiji) et du Betsiboka à Madagascar.

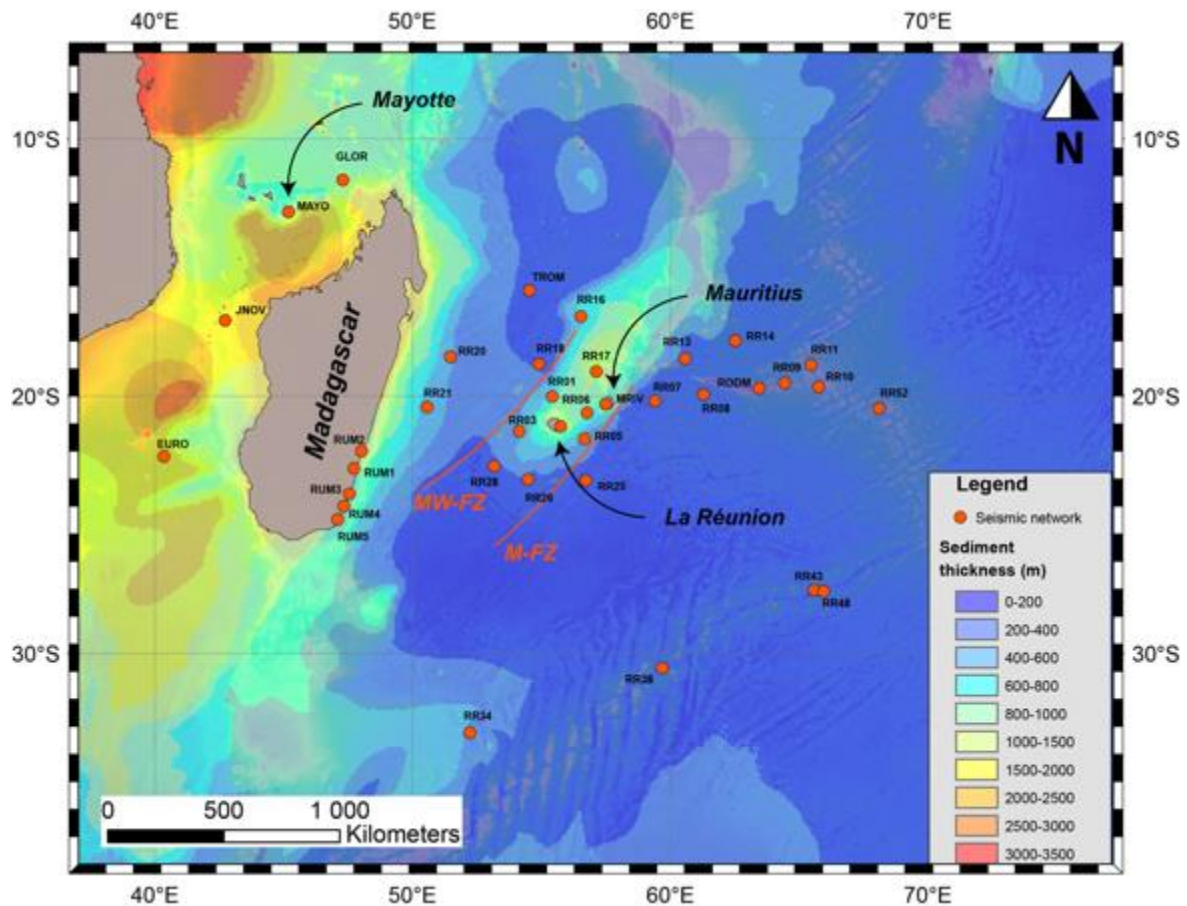


Figure 10: Épaisseur de la couverture sédimentaire dans le sud-ouest de l'Océan Indien et sous le réseau de capteurs sismiques issue du modèle GlobSed (Straume et al., 2019). Les points rouges correspondent aux stations OBS et terrestres de l'étude. En transparence, la bathymétrie issue de Smith & Sandwell (1997).

À l'est de Madagascar, à mesure que l'on s'éloigne des côtes, l'épaisseur de la couverture sédimentaire diminue progressivement. Une zone d'orientation nord-est / sud-ouest centrée sur l'axe Réunion-Maurice présente une épaisseur de sédiments atteignant jusqu'à 2 km d'épaisseur. Cette anomalie semble être contrainte spatialement par les deux zones transformantes de Mahanoro-Wilshaw et Maurice (Fig. 10). Cette accumulation de sédiment semble provenir du démantèlement des édifices volcaniques de La Réunion et Maurice et cela est appuyé par les études de sismiques réflexion ou réfraction (e.g. Gallart et al., 1999 ; de Voogd et al., 1999 ; Le Friant et al., 2011, Lebas et al., 2018). L'épaisseur de la couverture sédimentaire présente sous le réseau de capteurs sismiques déployés en mer issue du modèle GlobSed est représentée dans le Tableau 2. La valeur d'épaisseur de sédiment extrait du modèle pour la station RR17 semble anormalement élevée (Tableau 2). Cette station est déposée à l'aplomb du plateau des Mascareignes et ce type de structure crée une anomalie topographique localisée dont la taille est inférieure à la largeur de la grille du modèle GlobSed (Straume et al., 2019). Les auteurs reconnaissent que ce type d'anomalie n'est donc pas prise en compte dans l'élaboration du modèle.

Stations	Latitude	Longitude	Sediments thickness from GlobSed (m)	Sediments thickness (m) from FOREVER / Bonneville et al. (1997) seismic reflection data ($V_p = 3000$ m/s) and line number	Sediments thickness (m) from GeoMapApp seismic reflection data ($V_p = 3000$ m/s) and line number	Sediments thickness (m) from RFs inversions (this study)
RR01	-20,0069	55,4230	647	1725 / FOR-20 ^a	-	2000
RR03	-21,3732	54,1294	403	705 / FOR-07 ^a	-	1000
RR05	-21,6626	56,6676	345	> 1350 / FOR-36 ^a	> 1200 / V2411 ^c	2000
RR06	-20,6550	56,7639	831	> 1350 / FOR-68 ^a	> 1200 / V2411 ^c	1500
RR07	-20,1945	59,4058	87	-	-	1000
RR08	-19,9259	61,2907	48	-	-	1000
RR09	-19,4924	64,4485	13	-	-	0
RR10	-19,6437	65,7558	10	-	-	1000
RR11	-18,7784	65,4629	10	-	-	1000
RR13	-18,5427	60,5635	139	-	900 / V2902 ^c	1000
RR14	-17,8448	62,5299	84	-	450 / RC1402 ^c	1000
RR16	-16,8976	56,5335	605	1050 / Profil 1 ^b	750 / RC1707 ^c	1000
RR17	-19,0427	57,1322	1005	-	300 / RC1707 ^c	-
RR18	-18,7504	54,8878	151	-	1500 / V3409 ^c	2000
RR20	-18,4774	51,4600	402	-	-	1000
RR21	-20,4217	50,5599	535	-	-	2000
RR25	-23,2662	56,7249	85	-	-	1000
RR26	-23,2293	54,4698	183	285 to 675 / FOR-47 ^a	450 / V3410 ^c	1000
RR28	-22,7152	53,1594	142	-	-	0
RR34	-33,0783	52,2114	355	-	-	-
RR36	-33,7018	55,9578	21	-	-	-
RR38	-30,5649	59,6858	13	-	-	-
RR40	-28,1460	63,3019	10	-	-	-
RR43	-27,5338	65,5826	9	-	-	-
RR48	-27,5792	65,943	9	-	-	-
RR50	-25,5182	70,0222	10	-	-	-
RR52	-20,4723	68,1094	9	-	-	-
RR56	-21,9694	59,5853	58	-	-	-

Tableau 1: Épaisseur de la couverture sédimentaire (en m) extraite du modèle GlobSed (Straume et al., 2019) et des lignes x de sismique réflexion FOREVER et issues de GeoMapApp pour chaque OBS du réseau RHUM-RUM utilisé pour cette étude. En rouge, la station RR17 pour laquelle l'épaisseur des sédiments semble anormalement élevée, voir explication dans le texte. Les lettres indiquent l'origine de la donnée : A: Deplus (2006); B: Bonneville et al. (1997); C: "Analog seismic reflection lines" de GeoMapApp.

Les données de sismique réflexion nous permettent aussi d'estimer localement l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Autour de La Réunion, les campagnes océanographiques FOREVER et ERODER (Deplus, 2006; Savoye, 2006) permettent d'estimer cette épaisseur pour les stations RR01, RR03, RR05, RR06 et RR26 (Tableau 3). Deux lignes sismiques sont présentées en Figure 11 comme exemple pour les stations RR06 et RR26. Afin de convertir le trajet temps double de la couverture sédimentaire en une épaisseur, nous avons considéré des vitesses V_p au sein de celle-ci de 3000 m/s. Cette valeur constitue la moyenne des valeurs répertoriées pour des sédiments volcano-détritiques (2000 m/s et 4000

m/s). Cette gamme de vitesse est la même que celle utilisée par Lebas et al. (2018) reposant sur des vitesses obtenues dans les sédiments au Site 953 au large des Canaries pour la borne inférieure (Funk & Lykke-Andersen, 1998) et des vitesses obtenues par la sismique réfraction de la campagne REUSIS pour la borne supérieure (Gallart et al., 1999).

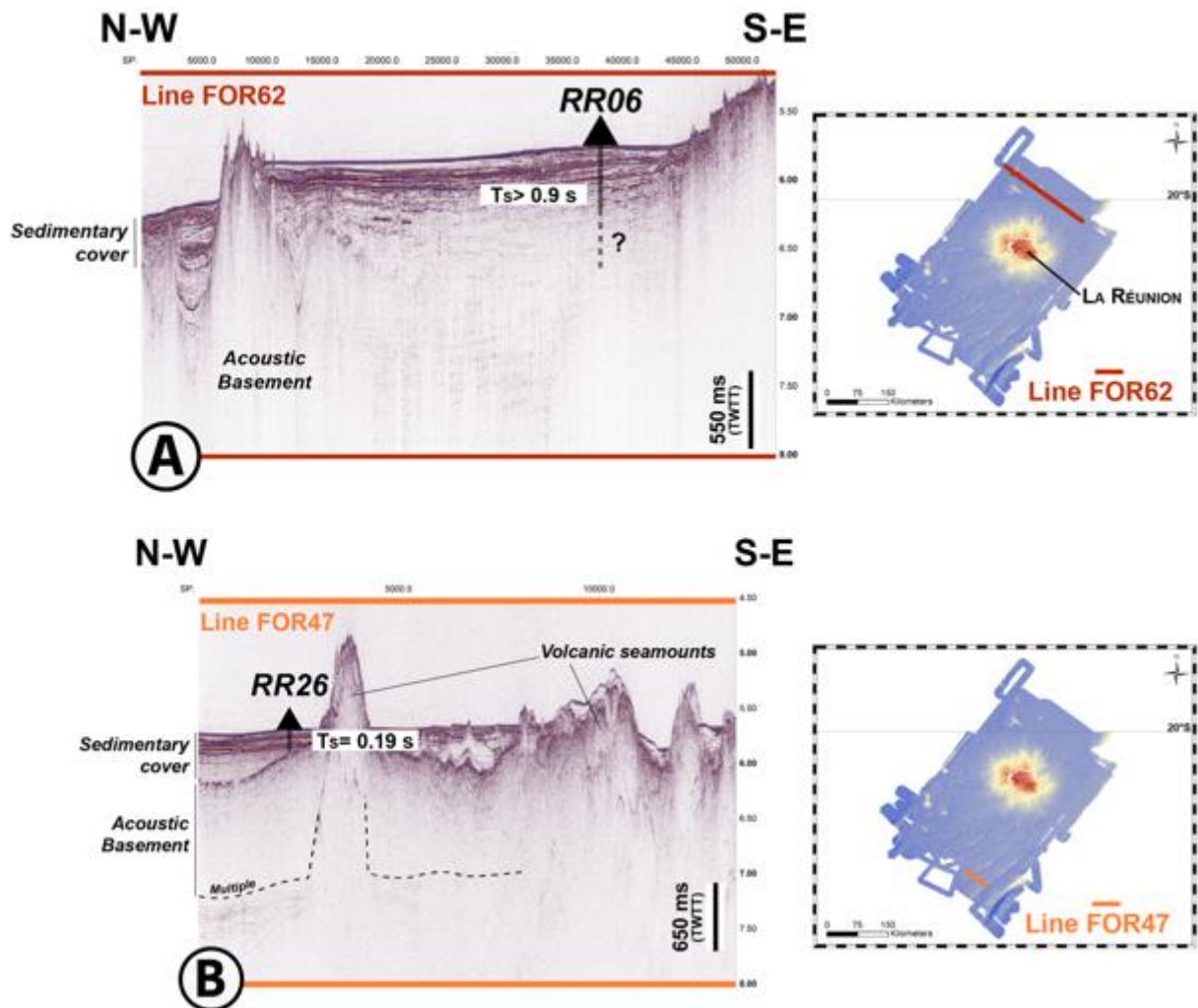


Figure 11: Exemple de lignes sismiques permettant d'estimer l'épaisseur sédimentaire en seconde temps double (s TWTT) sous certains OBS du réseau RHUM-RUM. (A) Ligne sismique FOR62 et localisation l'OBS RR06. (B) Ligne sismique FOR47 et l'OBS RR26. T_s pour épaisseur sédimentaire en seconde temps double relevée en dessous de la station considérée. La localisation des lignes sismiques se fait sur les cartes à droite de la figure. Au centre de ces cartes bathymétriques La Réunion. Les lignes sismiques proviennent de la campagne FOREVER (Deplus, 2006) et la bathymétrie de FOREVER et ERODER (Savoye, 2006).

Au nord de l'île Maurice, un profil de sismique réflexion acquis durant la campagne MASCAFLUX (Bonneville et al., 1997) permet d'estimer l'épaisseur des sédiments pour la station RR16.

Dès lors que des données in-situ existent (sismique réflexion), le modèle GlobSed n'est pas considéré car celui-ci est beaucoup moins précis que les données in-situ. Ainsi, lorsque la couverture sédimentaire sous des stations est comprise dans la gamme d'épaisseur de 0,3 et

1 km, des artefacts liés à cette couverture sédimentaire apparaissent et peuvent être corrigés. Ces stations pourront être filtrées à l'aide du filtre d'élimination des réverbérations si les fonctions récepteur en présentent les symptômes.

Les stations RR03, RR13, RR14, RR16, RR20, RR21, RR26 et RR34 sont, d'après les données répertoriées en Tableau 2, déposées sur une couverture sédimentaire pouvant engendrer des artefacts (i.e une épaisseur comprise entre 0,3 et 1 km).

II.3.2. Fonctions récepteurs calculées aux OBS

La Figure 12 illustre les fonctions récepteur moyennes calculées aux stations précédemment isolées de par l'existence possible d'une épaisse couverture sédimentaire. Cette figure permet ainsi de déterminer si les symptômes des réverbérations sont visibles à ces stations.

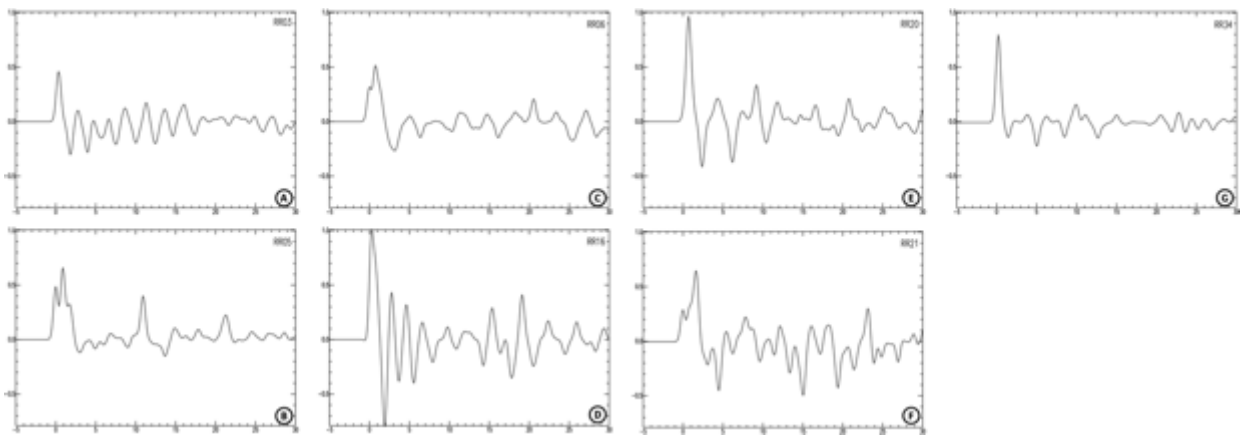


Figure 12: Fonctions récepteur moyennes non filtrées des stations (A) RR03, (B) RR05, (C) RR06, (D) RR16, (E) RR20, (F) RR21 et (G) RR34.

Les stations RR03, RR06, RR16, RR20, RR21 et RR34 montrent les effets des réverbérations liées à une couche sédimentaire qui sont : un décalage de la phase P directe, un premier creux important et un signal sinusoïdal (wiggles). En revanche, la station RR05 ne présente pas ces effets.

Des stations qui ne semblaient pas être déposées sur un fond océanique recouvert de sédiments d'après le modèle GlobSed, présentent pourtant des fonctions récepteur perturbées par des signaux sinusoïdaux. Les stations suivantes sont concernées : RR11, RR18, RR25, RR26 et RR28 (Fig. 10). Connaissant la faible résolution spatiale du modèle GlobSed, et que ce modèle sous-estime l'épaisseur de sédiment (Table 3) nous avons envisagé que les

stations pouvaient être localisées sur des couches sédimentaires locales. Le filtre d'élimination des réverbérations a donc été appliqué sur les données issues de ces stations.

III. Inversion des fonctions récepteur

L'objectif en déterminant les fonctions récepteur du réseau RHUM-RUM était de contraindre la structure lithosphérique dans ce secteur ouest de l'océan Indien. Nous avons utilisés plusieurs méthodes qui permettent par l'inversion de celles-ci, d'obtenir des modèles de vitesse décrivant la structure recherchée sous une station.

Nous avons utilisé l'algorithme de voisinage (Neighborhood Algorithm, NA ; Sambridge, 1999) pour inverser une fonction récepteur moyenne, l'inversion conjointe de fonctions récepteur et d'une courbe de dispersion des ondes de surface (Julià et al., 2000) et enfin la méthode de l' $H-\kappa$ stacking (Zhu & Kanamori, 2000) pour inverser les fonctions récepteur. Ci-dessous, nous présentons ces méthodes qui ont été utilisées dans cette thèse.

III.1. Algorithme de voisinage / NA

III.1.1. Principes

Chercher à contraindre la structure lithosphérique à partir de l'inversion de fonction récepteur est un problème à la fois non-linéaire et non-unique. C'est-à-dire que le problème peut être expliqué par plusieurs solutions, que ces solutions sont multi-paramètres et que la variation d'un de ces paramètres engendre une grande variation (e.g. Sambridge, 1999). C'est pour cette raison que la méthode d'inversion de l'algorithme de voisinage cherche à obtenir un ensemble de solutions décrivant la fonction récepteur. Cet ensemble de solutions doit avoir un ajustement avec la donnée acceptable pour être exploité. Cet ajustement est appelé *Misfit* (χ^2). La donnée correspond à une fonction récepteur observée et le modèle correspond à une fonction récepteur synthétique calculée à partir des méthodes matricielles de Thomson (1950) Haskell (1990). Le *Misfit* correspond alors à la somme de la différence entre la RF observée et la RF modélisée en chaque point de celles-ci au carré selon la méthode des moindres carrés.

Pour rechercher cet ensemble de solution, la stratégie proposée par Sambridge (1999) est d'optimiser la recherche de solutions, itération après itération, en diminuant le *Misfit* tout en ne tombant pas dans des minimums locaux. Afin de rechercher cet ensemble de solution, Sambridge utilise les cellules de Voronoï (Fig. 13 ; Voronoï, 1908). Les cellules de Voronoï

permettent de diviser l'espace multidimensionnel des paramètres en polytopes. Ces polytopes sont des polygones et polyèdres lorsque cet espace est décrit respectivement par 2 et 3 paramètres. La Figure 12 montre une cellule de Voronoï dans un espace à 2 paramètres. Dans cette thèse l'espace multidimensionnel est composé de 20 et 24 paramètres (détaillé en III.1.2).

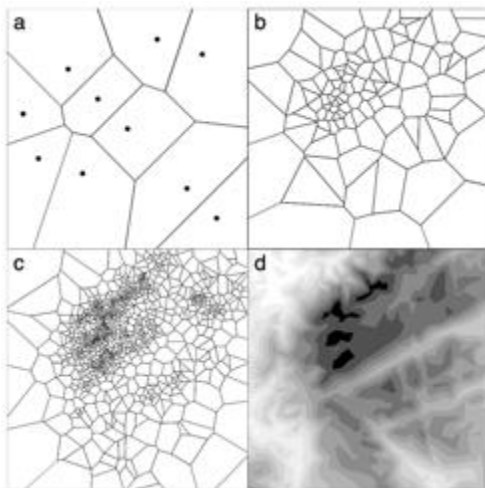


Figure 13 : Évolution des cellules de Voronoï dans un espace multidimensionnel à deux paramètres. (a) Les points noirs sont des sites échantillonnés aléatoirement dans l'itération 1 et les cellules de Voronoï correspondantes. (b) Après 100 échantillonnages, (c) puis 1000 en utilisant l'approximation au voisinage. (d) Isocontour du Misfit dans l'espace multidimensionnel. Les teintes foncées indiquent les valeurs de Misfit les plus basses. A noter que c'est également dans ces zones que l'échantillonnage est le plus important. D'après Sambridge (1999).

La première itération du NA consiste à échantillonner aléatoirement l'espace multidimensionnel des paramètres avec un nombre initial de modèles n_i . Chaque échantillon correspond à un site (points noirs sur la Figure 13). Un site est alors décrit par l'ensemble des paramètres de l'espace multidimensionnel. Le *Misfit* est calculé pour chaque site. L'ensemble des points de l'espace multidimensionnel les plus proches d'un site considéré que tout autres sites, sont regroupés dans une cellule de Voronoï. Le *Misfit* du site est attribué à tous les points de l'espace multidimensionnel de cette cellule. Cette attribution de *Misfit* à l'ensemble des points regroupés dans une cellule de Voronoï est appelée « approximation au voisinage ». Les cellules de Voronoï sont désormais appelées NA-surface.

Les NA-surface avec les *Misfit* les plus faibles de l'itération 1 sont re-échantillonnées dans l'itération suivante de manière aléatoire. Une nouvelle génération de cellules de Voronoï est créée autour des nouveaux sites échantillonnés¹⁶. Le *Misfit* est de nouveau calculé pour ces nouveaux sites et étendu à l'ensemble des points d'une même cellule. Ces cellules deviennent les nouvelles NA-surface. Ce processus est répété jusqu'à ce que le *Misfit* calculé se stabilise.

¹⁶ En réalité, seulement un segment de la cellule de Voronoï initial est modifié.

Le nombre de nouveaux modèles recherchés à chaque itération est noté n_s et le nombre de cellules re-échantillonnées n_r . Ces deux paramètres sont paramétrables par l'utilisateur et l'influence du premier porte sur la durée du calcul alors que le second porte sur la capacité de l'algorithme à explorer l'espace multidimensionnel. La forme et la taille des cellules sont uniquement liées au nombre d'échantillons recherchés (n_s) à chacune des itérations. Elle ne dépend donc pas d'un paramètre extérieur. A mesure que les re-échantillonnages se suivent, nous pourrions nous attendre à ce que la taille des cellules diminue uniformément. Pourtant, Sambridge (1999) montre que la taille des cellules peut brusquement augmenter au court des itérations (Fig. 14). Cela montre que l'algorithme est sorti d'un minimum local et que le processus itératif redémarre dans une nouvelle cellule plus grande, mais dont le *Misfit* est plus petit que le *Misfit* du minimum local. D'ailleurs l'augmentation brutale de la taille de la cellule de Voronoï est corrélée à la diminution du *Misfit* (Fig. 14).

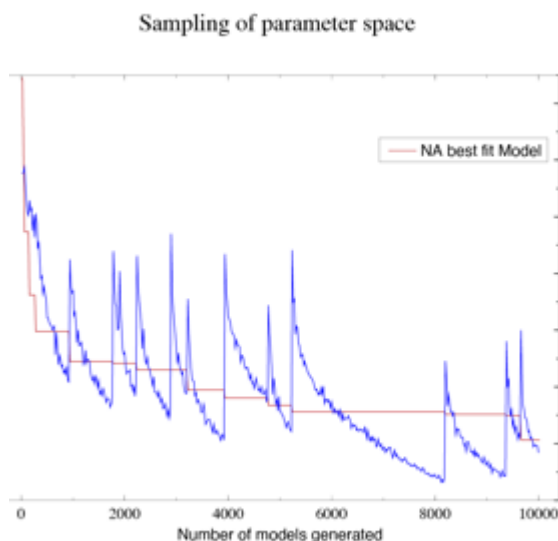


Figure 14: Évolution de la taille des cellules de Voronoï en fonction du nombre d'itérations et comparaison avec le *Misfit* du meilleur modèle obtenu avec l'algorithme de voisinage (Modifié d'après Sambridge, 1999).

Le choix des paramètres n_s et n_r est primordial dans le bon fonctionnement de l'algorithme. Par exemple, un nombre trop petit de n_r peut provoquer l'isolation de cellule de Voronoï car la capacité exploratoire de l'algorithme sera faible. De plus, un petit n_r indiquera que l'on privilégie les modèles obtenus précédemment alors qu'une valeur importante de ce paramètre augmentera l'échantillonnage dans d'autres cellules. Pour cette étude, le n_s utilisé dans la première itération est de 200 puis 25 pour les autres itérations. Le n_r est de 25 pour toutes les itérations. Le nombre d'itérations est fixé à 1800 ce qui permet de générer un total de 45200 modèles.

Le NA permet une convergence rapide (10-15 minutes de calcul) et pour un ordinateur portable standard. A contrario, d'autres méthodes (e.g. transdimensionnel Bayésien,) nécessitent des temps et moyens de calculs largement supérieurs (plusieurs heures de calculs sur supercalculateur). L'algorithme génère un ensemble de 42500. Seuls les 1000 meilleurs modèles (avec le plus petit *Misfit*) sont utilisés pour générer un diagramme de densité de modèles dans l'espace à deux dimensions composé de la vitesse des ondes S (en km/s) et de la profondeur (en km) sous la station (Fig. 15).

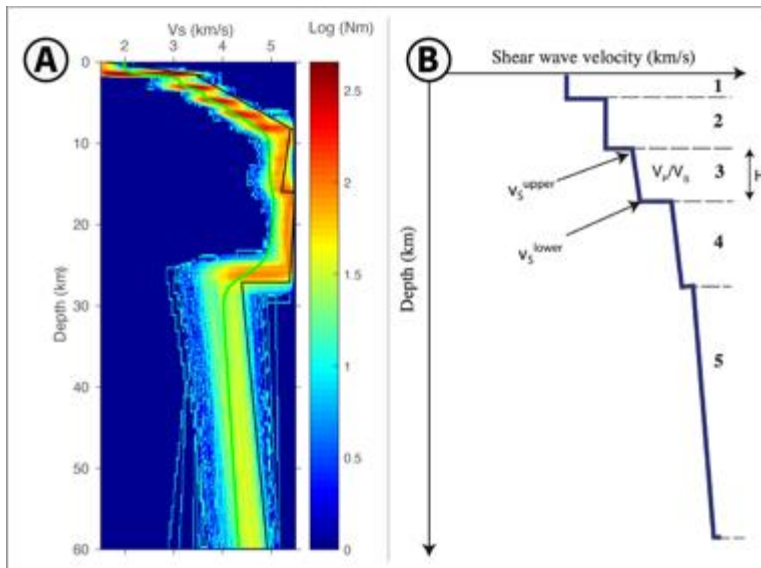


Figure 15: (A) Diagramme de densité des 1000 meilleurs modèles issus du NA. Les couleurs chaudes indiquent une plus grande densité de modèles passant dans l'espace multidimensionnel en base Log. La courbe verte représente le modèle moyen des 1000 meilleurs modèles et la courbe noire le meilleur modèle. (B) Principe de la grille de recherche à 20 paramètres décrivant 5 couches (1 à 5). Une couche est définie par 4 paramètres : H , son épaisseur; V_P/V_S ; le V_S au sommet et à la base de la couche. Modifié d'après Fontaine et al. (2015).

III.1.2. Les modèles *a priori*

L'espace multidimensionnel des paramètres dans lequel l'algorithme de voisinage va rechercher des solutions est appelé par la suite modèle *a priori*. Celui-ci est composé de 20 à 24 paramètres. Ainsi, ces modèles *a priori* constituent la grille de recherche dans laquelle le NA va rechercher un ensemble de solutions permettant d'expliquer au mieux une fonction récepteur. Cette grille de recherche est composée de couches dont le nombre varie d'un modèle *a priori* à l'autre. Pour chacune d'elles, 4 paramètres sont définis : l'épaisseur (H), la vitesse des ondes S (V_S) au sommet et à la base de la couche et enfin le rapport V_P/V_S (Fig. 14). Les valeurs pour chaque paramètre oscillent dans une gamme prédéfinie initialement dans le modèle *a priori* (Tableaux 4 à 7).

Afin d'optimiser la recherche des meilleurs ensembles de solution par l'algorithme, nous avons choisi d'utiliser des modèles *a priori* différents selon le contexte géologique de la station et donc de la structure lithosphérique attendue en dessous de celle-ci. Pour cette

étude, nous avons considéré quatre possibilités et le type de modèle *a priori* utilisé pour chaque station est consigné sur la Figure 16.

Modèle *a priori* 1 : Pour les stations présentes autour de La Réunion et déposées sur le fond océanique, nous avons opté pour une grille de recherche permettant de modéliser un empilement 1D composé, de haut en bas, d'une couverture sédimentaire, d'une croûte océanique, d'un sous-placage magmatique et enfin d'un manteau lithosphérique. Les paramètres pour chacune des couches sont présentés dans le Tableau 4.

Layers	H (km)	V_s upper (km/s)	V_s lower (km/s)	V_p/V_s
L1	0 - 2	0.5 - 5.5	0.5 - 5.5	1.75 – 2.20
L2	3.5 - 8	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.65 - 1.90
L3	2 - 14	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L4	0 - 32	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L5	30 - 70	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90

Tableau 2 : Modèle *a priori* 1

Modèle *a priori* 2 : Pour les stations terrestres déployées à terre en contexte insulaire le modèle *a priori* utilisé est identique à celui de Fontaine et al. (2015). Celui-ci est composé d'une couverture sédimentaire, d'un édifice volcanique, d'une croûte océanique, d'un sous-placage magmatique et enfin d'un manteau lithosphérique (Tableau 5).

Layers	H (km)	V_s upper (km/s)	V_s lower (km/s)	V_p/V_s
L1	0.5 - 2	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.75 – 2.20
L2	3.0 – 8.5	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.60 - 2.00
L3	3.5 – 8.0	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L4	6 - 14	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L5	30 - 70	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90

Tableau 3: Modèle *a priori* 2

Modèle *a priori* 3 : Pour les stations du Canal du Mozambique, où la nature et la structure de la lithosphère est inconnue par endroit le modèle *a priori* utilisé permet de rechercher un ensemble de modèle pour un empilement composé d'un édifice volcanique, de sédiments, d'une croûte océanique ou continentale, d'un sous-placage et enfin du manteau lithosphérique (Tableau 6).

Layers	H (km)	V_S upper (km/s)	V_S lower (km/s)	V_P/V_S
L1	0 - 2	1.5 - 3.0	1.5 - 3.0	2.00 – 3.00
L2	0 - 3	1.5 - 4.5	1.5 - 4.5	1.65 – 2.00
L3	1 - 15	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.65 - 1.80
L4	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L5	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L6	5 - 30	2.8 – 5.0	2.8 – 5.0	1.70 - 1.90

Tableau 4: *Modèle a priori 3*

Modèle *a priori* 4 : Pour les stations RUMs, localisées sur la côte Est de Madagascar, nous avons utilisé un modèle *a priori* optimisé pour la recherche d'un ensemble de solution dans un contexte de lithosphère continentale. Celui-ci provient de l'étude de Fontaine et al. (2013b). Cette grille de recherche considère : une couverture sédimentaire, un niveau de croûte altérée appelée « basement », la croûte continentale supérieure, intermédiaire et inférieure et enfin le manteau lithosphérique (Table 7).

Layers	H (km)	V_S upper (km/s)	V_S lower (km/s)	V_P/V_S
L1	0 - 2	1.0 - 3.0	1.0 - 3.0	2.00 – 3.00
L2	0 - 3	1.5 - 3.5	1.5 - 3.5	1.65 – 2.00
L3	1 - 15	2.6 - 3.6	2.8 - 4.0	1.65 - 1.80
L4	5 - 20	3.2 - 4.5	3.2 - 4.5	1.65 - 1.80
L5	5 - 20	3.2 - 4.5	3.2 - 4.5	1.65 - 1.80
L6	5 - 30	2.8 – 5.0	2.8 – 5.0	1.70 - 1.90

Table 5: *Modèle a priori 4*

Enfin pour les stations présentes sur les dorsales centrale et sud-ouest indiennes (Central Indian Ridge -CIR- et Southwest Indian Ridge -SWIR), nous avons utilisé le même modèle *a priori* que Fontaine et al. (2015). Pourtant, la structure lithosphérique attendue sous les stations est sans doute très différentes de celle rencontrée sous les stations terrestres RER ou MRIV localisées respectivement à La Réunion et à l'île Maurice. La SWIR étant une dorsale ultra-lente (e.g. Cannat et al., 2006), de la croûte très fine ou une absence de croûte pourrait être observée.

Ainsi, nous sommes conscient que ce modèle *a priori* n'est pas le plus adapté à la situation géologique des stations, un travail supplémentaire sera effectué à la suite de cette thèse pour rechercher la meilleure paramétrisation possible afin de pouvoir inverser les fonctions récepteur dans le meilleur espace multidimensionnel des paramètres.

III.1.3. Sélection des données pour l'algorithme de voisinage

Les fonctions récepteur ont été discrétisées selon leur quadrant back-azimuthal (section 1.3). Le quadrant possédant le plus grand nombre de fonctions récepteur est sélectionné puis le paramètre de rai médian est calculé dans ce quadrant ($\rho_{médian}$). Les fonctions récepteur avec un paramètre de rai situé dans la gamme $\rho_{médian} \pm 0,006$ s/km sont sélectionnées. Enfin, les fonctions récepteur possédant un coefficient de corrélation supérieur à 0,7 sont choisies puis sommées pour obtenir une fonction récepteur moyenne.

Dans la pratique, la durée d'acquisition d'un an et le bruit ambiant important pour les OBS génèrent un faible nombre de fonctions récepteur. C'est pourquoi nous avons opté pour une approche pragmatique lors de la sélection des fonctions récepteur pour le calcul des fonctions récepteur moyennes dans le cas des OBS. Dès lors que les fonctions récepteur ont un coefficient de corrélation supérieur à 0.6 et que les phases *P* et *Pms* étaient cohérentes (temps d'arrivé et amplitude), une fonction récepteur moyenne pouvait être calculée.

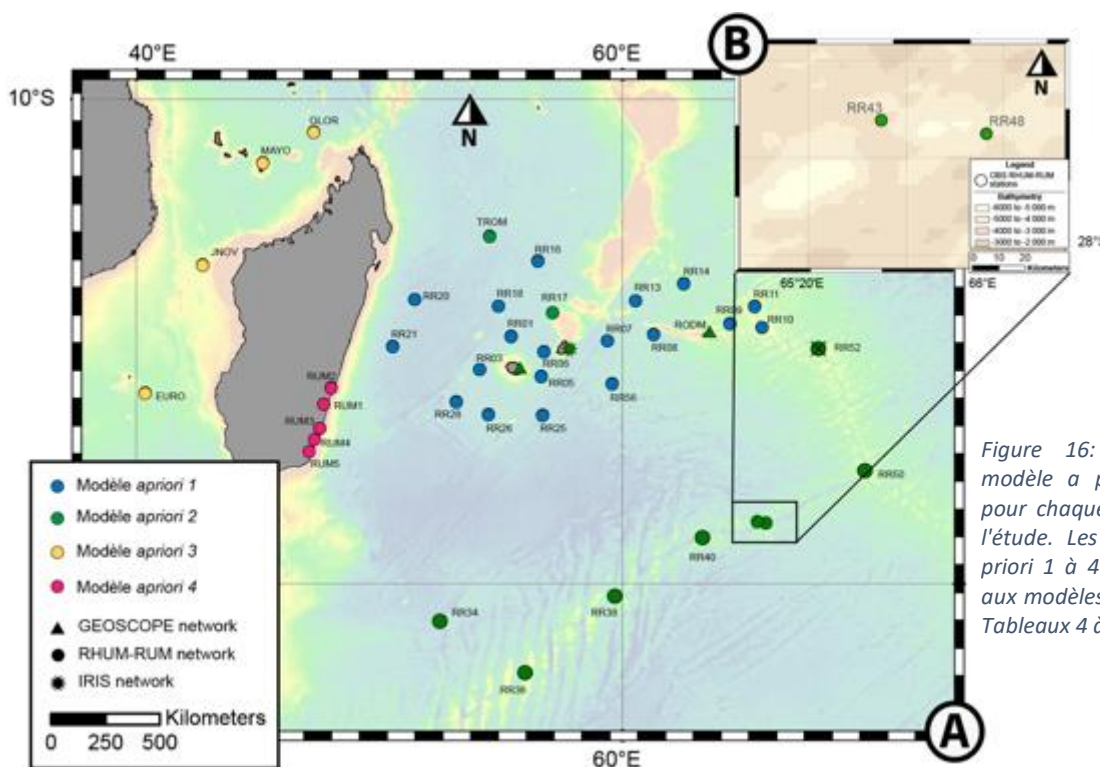


Figure 16: Choix du modèle *a priori* utilisé pour chaque station de l'étude. Les modèles *a priori* 1 à 4 se réfèrent aux modèles décrits aux Tableaux 4 à 7.

Le calcul du coefficient de corrélation des fonctions récepteur est réalisé à partir de la méthode d'intercorrélation de Tkalčić et al. (2011). La fonction récepteur obtenue par le « stacking » est considérée comme la fonction récepteur type décrivant la structure lithosphérique sous la station sismique. Cette fonction récepteur est ensuite inversée avec l'algorithme de voisinage. Les mêmes paramètres de sélection de la donnée ont été utilisés par Fontaine et al. (2015) et Lamarque et al. (2015).

III.2. Inversion conjointe des fonctions récepteur et de la courbe de dispersion des ondes de surface

L'objectif d'une inversion conjointe est de bénéficier des contraintes apportées par deux données différentes sur des paramètres complémentaires.

L'inversion des fonctions récepteur permet de contraindre les contrastes de vitesses en ondes *S* aux interfaces échantillonnées par un ensemble de rais ascendants (cf. partie précédente). Les vitesses obtenues sont relatives. En revanche, les ondes de surface apportent une information absolue des vitesses de propagation des ondes en fonction de la profondeur sans pour autant être sensible aux interfaces (e.g. Julià et al., 2000).

De plus, l'inversion seule de fonctions récepteur peut être confrontée au problème d'interdépendance entre la profondeur d'une interface (e.g. *Moho*) et la vitesse du milieu échantillonné ; on parle alors de *trade-off* (Ammon et al., 1990). Cela signifie qu'une petite variation de la vitesse du milieu échantillonné (e.g. croûte) peut induire une grande variation de la profondeur d'une interface (e.g. *Moho*). Les méthodes de l'algorithme du voisinage (Sambridge, 1999) et du *H- κ* stacking (Zhu & Kanamori, 2000) permettent d'exclure ce problème en, respectivement, présentant un grand nombre de modèles (détaillé en II.1) et en utilisant les multiples crustaux pour estimer la profondeur d'une interface (détaillé en III.3).

Avec l'inversion conjointe de ces deux données (fonctions récepteur et courbe de dispersion des ondes de surface), il devient possible d'avoir accès à la structure sismique tout en évitant le phénomène de *trade-off* (Julià et al., 2000).

Cette méthode a été appliquée à la station temporaire MAYO, installée à Mayotte afin de déterminer la structure lithosphérique dans cette région volcanique active et d'aider à la localisation de la sismicité locale liée à la crise sismo-volcanique débutée en mai 2018.

III.2.1. Principes

La méthode proposée par Julià et al. (2000) permet d'apporter une double contrainte sur la structure lithosphérique en utilisant une inversion linéaire. Les auteurs expriment la donnée (fonction récepteur ou courbe de dispersion des ondes de surface) en fonction d'un modèle de la manière suivante :

$$y = F [x] \quad (10)$$

Où y est un vecteur de dimension N représentant un point de la donnée (fonction récepteur ou courbe de dispersion), x est un vecteur de dimension M du modèle généré par l'inversion et finalement $F [..]$ est un opérateur **non-linéaire** permettant de visualiser un vecteur de dimension M dans l'espace dimensionnel de la donnée (dimension N). y peut correspondre aux fonctions récepteur ou à la courbe de dispersion des ondes de surface. Enfin, x correspond au modèle de structure lithosphérique obtenu par l'inversion.

Julià et al. (2000) utilisent l'approche de Menke (1984) pour inverser linéairement et de manière itérative l'expression non-linéaire (10):

$$\delta y = \nabla F |_{x_n} \cdot \delta x_n \quad (11)$$

$$x_{n+1} = x_n + \delta x_n \quad (12)$$

Où $\delta x_n = x - x_n$ est le vecteur du modèle de correction et $\delta y = y - F [x_n]$ est le vecteur de données résiduelles.

Pour résoudre l'équation (11), Julià et al. (2000) utilisent la méthode des moindres carrés pour résoudre δx_n . En appliquant la théorie de l'inversion généralisée (e.g. Menke, 1984), l'équation (11) devient :

$$\delta x_n = (\nabla F |_{x_n})^{-g} \cdot \delta y \quad (13)$$

Où $(\nabla F |_{x_n})^{-g}$ est un opérateur linéaire inverse liant le vecteur du modèle de correction et le vecteur de données résiduelles.

Julià et al. (2000) obtiennent l'opérateur inverse, $(\nabla F |_{x_n})^{-g}$ en minimisant une fonction ϕ lors de l'inversion des courbes de dispersion des ondes de surface. Cette minimisation se fait selon la méthode des moindres carrés différentiels amortis utilisée par Russel (1987) :

$$\phi = \| \delta y - \nabla F |_{x_n} \cdot \delta x_n \|^2 + \theta^2 \| \mathbf{D} \cdot \delta x_n \|^2 \quad (14)$$

Avec la matrice \mathbf{D} :

$$\mathbf{D} = \begin{pmatrix} 1 & -1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix} \quad (15)$$

Où $\mathbf{D} \cdot \delta x_n$ correspond au vecteur de la première différence de vitesse entre des couches superposées. θ^2 correspond à une facteur de lissage *a priori*. Celui-ci est utilisé afin d'éviter les trop grandes variations de vitesses durant l'inversion.

Des modèles *a priori* initiaux (x_0) sont nécessaires pour l'inversion des fonctions récepteur et de la courbe de dispersion des ondes de surface pour démarrer le processus itératif. Ces modèles seront détaillés en III.2.2.

Lors de l'inversion des fonctions récepteur ou des courbes de dispersion un *Misfit* est calculé. Cependant, comme l'inversion conjointe est réalisée en utilisant des données possédant leurs propres grandeurs physiques et leurs propres nombres de points, Julià et al. (2000) proposent d'estimer l'erreur de l'inversion conjointe comme suit :

$$E_{y|z} = \frac{p}{N_y} \sum_{i=1}^{N_y} \left(\frac{y_i - \sum_{j=1}^M Y_{ij} x_j}{\sigma_{y_i}} \right)^2 + \frac{1-p}{N_z} \sum_{i=1}^{N_z} \left(\frac{z_i - \sum_{j=1}^M Z_{ij} x_j}{\sigma_{z_i}} \right)^2 \quad (16)$$

Où y et z correspondent respectivement à la courbe de dispersion résiduelle et à la fonction récepteur résiduelle. Y et Z sont respectivement les matrices de dérivée partielle correspondante. N_y et N_z expriment le nombre de points pour chacune des données. Les variances respectives sont exprimées par $\sigma^2_{y_i}$ et $\sigma^2_{z_i}$. Enfin, p est un paramètre *a priori* choisi par l'utilisateur permettant de tester sur l'influence de telle ou telle donnée.

Le paramètre p permet donc de faire varier l'influence des fonctions récepteur ou des courbes de dispersion sur l'inversion conjointe. Si $p = 0$ alors l'influence de y (soit la courbe de dispersion) est nulle et le minimum est $x^{(z)}$ (le modèle issu uniquement des fonctions récepteur). Pour $p = 1$, c'est l'inverse, seule la courbe de dispersion est utilisée dans l'inversion. $x^{(y)}$ sera donc le minimum atteint.

III.2.2. Modèle a priori

Nous avons testé deux modèles *a priori* pour l'inversion conjointe. Le premier correspond à une vitesse constante de la surface à la profondeur investiguée (60 ou 100 km) pour des couches dont l'épaisseur est de 2,5 km excepté pour la première et seconde couche avec respectivement 1 et 2 km d'épaisseur. Ces exceptions permettent d'accommoder de fortes variations de vitesses éventuelles en proche surface pouvant être imputée à des bassins sédimentaires. La vitesse constante correspond à la vitesse du manteau issue du modèle AK-135 (soit $V_S = 4,48$ km/s ; Kennett et al., 1995). Ce modèle *a priori* est le même que celui utilisé dans Rindraharisaona et al. (2017).

Enfin, pour tester l'influence d'un autre modèle, nous avons paramétré un modèle *a priori* avec un modèle plus contraignant dont les variations de vitesses sont calquées sur le résultat de l'inversion des fonctions récepteur de la station MAYO avec le NA. Cela signifie que les vitesses du manteau du modèle AK-135 sont atteintes pour 17 km de profondeur. De plus, à l'instar du modèle précédent, la première et la seconde couche font respectivement 1 et 2 km d'épaisseur, puis les autres 2,5 km. Les influences des deux modèles seront discutées au Chapitre 5 section III.

III.2.3. Préparation des données

Les données utilisées pour cette étude proviennent de la station sismique temporaire MAYO installée à Mayotte dans le cadre de l'expérience RHUM-RUM (Barruol et al. ; 2012 ; Tableau 6).

Station	Lat. (°)	Long. (°)	Elevation (m)	Sample rate (Hz)	Starting-date	Ending-date
MAYO	-12.8456	45.1868	41	40	2011-04-15	2014-01-14

Tableau 6 : Coordonnées de la station, capteur sismique, fréquence d'échantillonnage et début et fin d'enregistrement. Les données sont disponibles sur <http://seismology.resif.fr> ; réseau sismique temporaire code YV.

Les fonctions récepteur utilisées pour cette inversion sont celles qui répondaient aux exigences de la sommation pour obtenir la fonction récepteur moyenne lors de l'inversion avec le NA à la station MAYO. Celles-ci sont cependant coupées à -5 et +20 s autour de la phase *P* directe pour des premières inversions puis -5 et 17s autour de la phase *P* pour d'autres inversions. Ces longueurs de fonctions récepteur permettent d'explorer la structure sismique de la lithosphère pour respectivement 60 et 100 km. Ces tests seront abordés dans le Chapitre 5 section III.

Nous avons utilisé la courbe de dispersion d'onde de surface de Rayleigh extraite du modèle régional des vitesses de groupe de Mazzullo et al. (2017) pour le point le plus proche de la station MAYO (12.5°S ; 45.5°E). Cette courbe de dispersion illustre la variation de la vitesse des ondes de Rayleigh avec la profondeur en fonction de la fréquence (ou période ; un exemple est proposé en Fig. 17).

Nous avons opté pour l'utilisation des vitesses de groupe du modèles 3D de tomographie sismique de Mazzullo et al. (2017) car celles-ci permettent de contraindre la structure crustale en démarrant à 16 s alors que les vitesses de phases démarrent à 26 s. La courbe de vitesses de groupe échantillonne jusqu'à 200 s. Enfin, la courbe extraite provient d'une zone densément échantillonnée par plus de 170 rais sismiques (Mazzullo et al., 2017).

Le paramètre p choisi est de 0,5 car nous avons voulu pouvoir bénéficier autant des informations issues des fonctions récepteur que des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh. Le paramètre θ choisi est de 0,8 au-dessus du *Moho* et de 1 dans le manteau. La valeur de 0,8 est identique à la paramétrisation de Rindraharisaona et al. (2017).

Enfin, l'inversion conjointe est réalisée avec les codes de Herrmann (2013) disponibles via : <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>

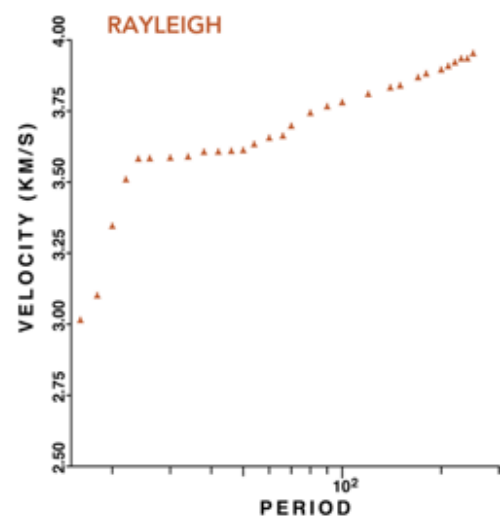


Figure 17: Courbe de dispersion des ondes de Rayleigh pour des vitesses de groupe à la station MAYO extraite du modèle de tomographie de Mazzullo et al. (2017)

III.3. H - κ Stacking

III.3.1. Principes

La méthode du H - κ stacking développée par Zhu & Kanamori (2000) et appliquée pour la première fois en Californie a fait l'objet de nombreuses applications par la suite (e.g. Julià et al., 2008 ; Hammond et al., 2011 ; Ahmed et al., 2013 ; Fontaine et al., 2015 ; Andriampenomanana et al., 2017 ; Rindraharisaona et al., 2017). Cette méthode permet à partir d'un catalogue de fonctions récepteur, de déterminer la profondeur du *Moho* (H) et le rapport V_P/V_S (κ) de la croûte échantillonnée. Cette méthode a été appliquée uniquement sur les fonctions récepteur calculées aux stations sismiques localisées dans le Canal du Mozambique. En effet, les autres stations du réseau de capteurs ont permis d'atteindre un maximum de 4 fonctions récepteur, ce qui est insuffisant pour appliquer cette méthode.

A partir du temps qui sépare la phase P et la phase Pms sur une fonction récepteur et d'une vitesse V_P donnée, il est possible d'estimer l'épaisseur de la croûte (H) :

$$T_{Pms} = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \quad (17)$$

$$\text{Devient : } H = \frac{T_{Pms}}{\left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right)} \quad (18)$$

Où T_{Pms} est le temps qui sépare la phase P et la Pms sur la fonction récepteur, V_S et V_P sont les vitesses de propagation des ondes S et P , puis p le paramètre de rai.

Cependant, en utilisant uniquement la valeur de T_{Pms} , un biais est introduit puisque l'épaisseur crustale estimée dépendra pour beaucoup du rapport V_P/V_S (« trade-off » ; Zhu & Kanamori, 2000). Ces mêmes auteurs proposent alors d'estimer le couple H - κ à partir du temps qui sépare aussi l'ensemble des multiples crustaux ($PpPms$; $PpSms + PsPms$) avec la phase P (Zandt et al., 1995) en utilisant les formules suivantes :

$$T_{PpPms} = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \quad (19)$$

$$\text{Devient : } H = \frac{T_{PpPms}}{\left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right)} \quad (20)$$

$$T_{PpSms+PsPms} = 2H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} \right) \quad (21)$$

$$\text{Devient : } H = \frac{T_{PpSms+PsPms}}{2 \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} \right)} \quad (22)$$

Afin d'augmenter le rapport signal / bruit, Zhu & Kanamori (2000) proposent de sommer l'ensemble des fonctions récepteur d'une station à partir de la formule suivante :

$$s(H,\kappa) = w_1 * r(t1) + w_2 * r(t2) - w_3 * r(t3) \quad (23)$$

Où $r(t_i)$ est l'amplitude de la fonction récepteur pour le temps d'arrivée prédit de la phase P_s ($t1$), $PpPms$ ($t2$) et $PpSms + PsPms$ ($t3$), pour un couple $H, V_p/V_s (\kappa)$. w_1, w_2 et w_3 sont les poids donnés à chaque phase. La somme des w est égale à 1 (Zhu & Kanamori, 2000).

Le maximum de la fonction $s(H,\kappa)$ est atteint lorsque le meilleur couple de $H-\kappa$ est trouvé ; c'est-à-dire, lorsque les temps d'arrivée des phases seront sommés de manières cohérentes entre elles. Les résultats sont présentés dans un diagramme $H-\kappa$ présentant le maximum de la fonction $s(H,\kappa)$ obtenu par l'algorithme (Fig. 18).

Lorsque les données sont trop bruitées, il est possible de réduire le poids des multiples crustaux, afin de réduire la part de la phase réduite dans le résultat final. En effet, les multiples tardifs comme les phases $PpSms + PsPms$ ont une amplitude faible pouvant se trouver au niveau du bruit ambiant. Les poids utilisés dans cette étude sont de $w_1=0.5, w_2=0.5$ et $w_3= 0$, identiques aux études précédentes de Chevrot & van der Hilst (2000) ou Fontaine et al. (2013b).

Nous avons retenu une valeur de 6,5 km/s pour la vitesse de ondes P (V_P) lorsqu'une croûte continentale est proposée. Une vitesse similaire est utilisée dans des études régionales où la nature continentale est certaine (Seychelles, Hammond et al., 2013 ; Madagascar, Andriampenomanana et al., 2017). Pour la croûte de nature océanique, la vitesse V_P choisie est de 5,92 km/s en se basant sur des vitesses similaires obtenues sous Hawaï (e.g. Tilmann et al., 2001) et sur la valeur utilisée dans des études régionales de H - κ stacking (e.g. La Réunion, Fontaine et al., 2015 ; île Maurice, Singh et al., 2016).

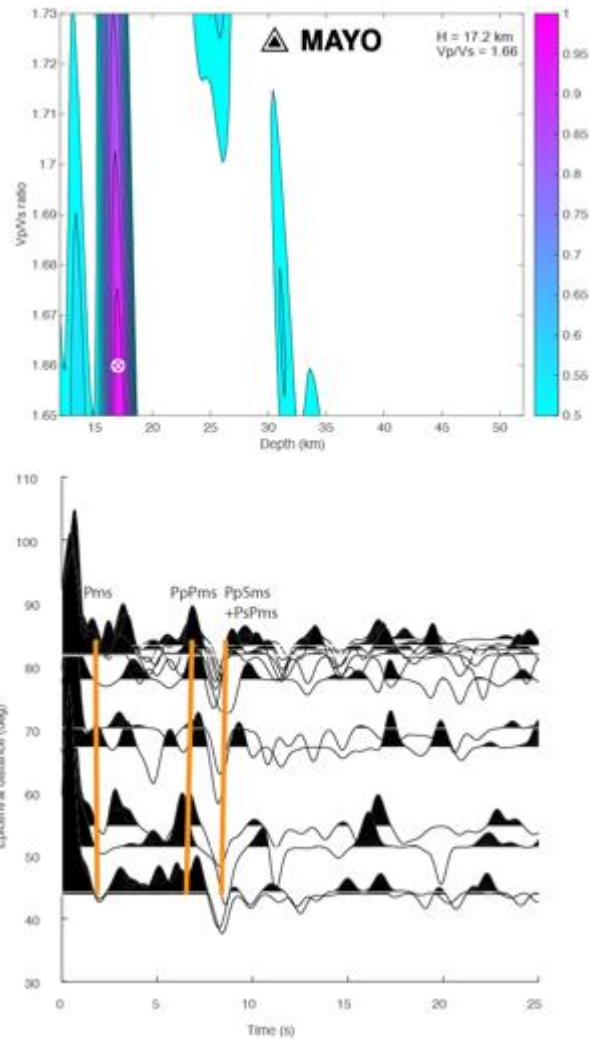


Figure 18: Partie supérieure: Exemple de diagramme H - κ issu de l'application de l'algorithme d' H - κ stacking aux données de la station MAYO. L'échelle de couleur indique l'amplitude normalisée du stack selon tous les back-azimuths le long de la courbe des temps de trajets de la phase Pms et des multiples crustaux. Partie inférieure: fonctions récepteur présentées selon la distance épiscopentrale. Les lignes oranges indiquent les temps d'arrivée prédit des différentes phases pour le meilleur couple H - κ .

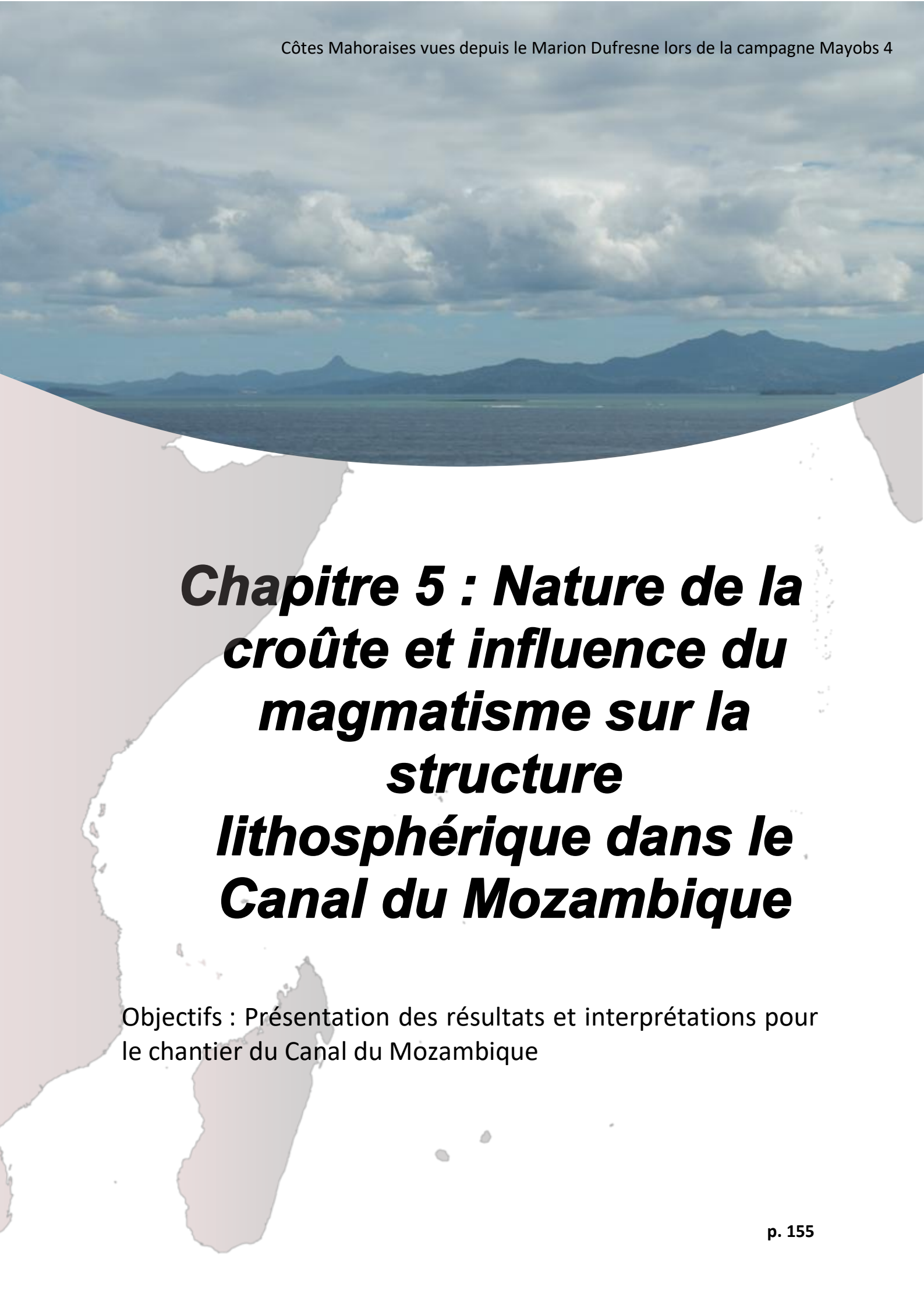
III.3.2. Estimation de l'erreur

Afin d'estimer l'erreur du couple H - κ , nous avons utilisé la méthode du « bootstrap » de Efron & Tibshirani (1991). Cette méthode fonctionne de manière itérative. La première itération consiste à sélectionner un nombre n de fonctions récepteur de manière aléatoire au sein du catalogue disponible pour la station considérée. Ces n fonctions récepteur sélectionnées aléatoirement sont injectées dans l'algorithme de Zhu & Kanamori (2000). Le meilleur des couples de H - κ obtenus est retenu pour l'inversion de ces n fonctions récepteur. Ce processus est répété 200 fois. En effet, selon Efron & Tibshirani (1991), une répétition de ce processus plus de 200 fois n'est pas nécessaire afin d'estimer l'erreur car les variations de cette estimation deviennent infimes au-delà de cette limite.

Une fois ce processus itératif terminé, la moyenne des meilleurs H et κ du couple H - κ de chaque itération est calculée. De même, l'écart type est également calculé autour de ces moyennes.

III.3.3. Préparation des données

Les fonctions récepteur calculées aux stations RHUM-RUM sont utilisées sans prendre en compte le quadrant backazimutal de provenance. Toutes les fonctions récepteur sont coupées entre 0 et 25 s, 0 s étant la phase P directe. Les données sont ensuite introduites dans l'algorithme pour générer le diagramme $s(H,\kappa)$.



***Chapitre 5 : Nature de la
croûte et influence du
magmatisme sur la
structure
lithosphérique dans le
Canal du Mozambique***

Objectifs : Présentation des résultats et interprétations pour le chantier du Canal du Mozambique

Ce chapitre présente l'étude de la structure et de la nature de la croûte dans le Canal du Mozambique à partir de l'analyse de signaux sismiques en fonctions récepteur, à leur inversion seules, puis conjointes avec les courbes de dispersion des ondes de surface. Une première partie est consacrée aux résultats d'un article en révision dans *Journal of African Earth Sciences*. L'article, intitulé "Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: constraints from receiver functions", est le fruit d'une collaboration avec Guilhem Barruol, Directeur de Recherche CNRS à l'Institut de Physique du Globe de Paris, et Hrvoje Tkalčić, chercheur à l'Australian National University. La seconde partie présente une étude complémentaire, utilisant la méthode d'inversion conjointe de fonctions récepteur et de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh. Cette analyse a été menée pour apporter des contraintes supplémentaires sur la structure lithosphérique à l'aplomb de l'île de Mayotte. Les résultats seront valorisés dans une future publication.

L'ensemble de ces résultats a permis d'appuyer opérationnellement le Réseau de Surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte (REVOSIMA) en (1) fournissant un modèle de vitesse en onde S issu de l'inversion non-linéaire (*Neighbourhood Algorithm, NA*) de fonction récepteur et (2) un profil de vitesse en onde S à partir de l'inversion linéaire conjointe de fonctions récepteur et de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh à Mayotte.

I. Résumé du manuscrit n°1 en révision

Connaitre la nature et la structure de la lithosphère permet non seulement d'affiner les reconstructions géodynamiques, mais constitue également un enjeu stratégique à la fois pour les ressources naturelles (e.g. hydrocarbures) mais aussi pour les règles de délimitation des zones économiques exclusives (ZEEs). Dans le Canal du Mozambique, l'ensemble de ces problématiques sont à l'origine de nombreuses études visant à localiser les transitions continent-océan (TOC) depuis les années 70 (e.g. Heirtzler, Burroughs, 1971 ; De Buyl & Flores, 1984, Reichert & Alslanian ; 2007 ; Jokat, 2014). Cependant, de nombreux débats subsistent sur la localisation de la TOC, en particulier dans la zone nord du Canal du Mozambique et le long de la marge centrale et sud Mozambique (Ségoufin & Patriat, 1981 ; Mascles et al., 1997, Klimke et al., 2018 ; Mueller & Jokat, 2017, Vormann et al., 2020). Cette étude permet

d'apporter des contraintes supplémentaires sur la nature océanique ou continentale de la croûte dans ces régions.

Outre le processus d'océanisation à l'origine du Canal du Mozambique et de ses marges passives limitrophes, ce dernier a été le témoin d'épisodes magmatiques avant les prémices du démantèlement du Gondwana avec le point chaud Karroo/Bouvet (182 Ma ; Mueller & Jokat, 2017) et après l'océanisation avec le point chaud Marion (90 Ma, Storey et al., 1995 de Wit, 2003) et le volcanisme tertiaire à actuel (Michon, 2016 ; Courgeon et al., 2016), incluant le volcanisme actif du Karthala ou, plus récemment et de manière plus surprenante, le volcanisme à l'est de Mayotte (e.g. Cesca et al., 2019 ; Lemoine et al., 2020). Le Canal du Mozambique est ainsi un objet d'étude propice pour comprendre non seulement la géométrie et les modalités de formation des marges passives, mais également l'influence des épisodes magmatiques sur la structure lithosphérique au cours du temps.

L'étude de la nature de la lithosphère et de l'influence du magmatisme a été abordée grâce à des données sismologiques provenant des stations du réseau RHUM-RUM, installées sur certains édifices volcaniques du Canal du Mozambique (Grande Glorieuse, Mayotte, Juan de Nova et Europa). La station RUM4, installée sur la côte est de Madagascar, a également été utilisée avec pour double objectif (1) de valider notre méthodologie pour le domaine continental en comparant la structure crustale que nous avons obtenue et celle déterminée par Rindraharisaona et al. (2017) pour la même zone, et (2) de comparer les résultats obtenus sur les îles volcaniques dont la nature de la croûte est incertaine, à celui de cette station qui est située indiscutablement en domaine continental. Le calcul des fonctions récepteur et les approches complémentaires de l'algorithme de voisinage (Sambridge, 1999) et de l' H - κ stacking (Zhu & Kanamori, 2000) ont été utilisés pour contraindre la nature et la géométrie de la lithosphère de la zone.

Les résultats obtenus à la station RUM4 (profondeur du *Moho*, noté H de 42 km et un rapport $V_P/V_S = 1,68$) sont en adéquation avec ceux de l'étude de Rindraharisaona et al. (2017 ; $H=38$ km et $V_P/V_S = 1.69$). Cela nous a permis de confirmer le choix de la méthodologie employée pour déterminer la structure et la nature de la lithosphère dans le Canal du Mozambique. Les résultats obtenus à cette station constituent alors l'extremum continental du spectre crustal échantillonné avec un rapport V_P/V_S (1,69) décrivant une composition

felsique de la croûte. L'extremum opposé, c'est-à-dire une croûte océanique typique est retrouvée à l'île de Grande Glorieuse au nord-est du Canal du Mozambique. Le profil de vitesse obtenu à la station sismique décrit une croûte d'une épaisseur de 6 km de nature océanique puisque celle-ci est décrite par un ratio V_P/V_S de 2 évoquant une nature mafique des roches (Christensen, 1996). Cette nature océanique est confirmée par trois fois par (1) l'observation d'anomalies magnétiques typiques de la croûte océanique au voisinage de l'île (e.g. Phethean et al., 2016) ; (2) la localisation de Glorieuse dans un axe volcanique reprenant les zones de fractures héritées de l'ouverture du bassin de Somalie (Leroux et al., 2020) et (3) l'épaisseur de la croûte (6 km) proche de la valeur typique de la croûte océanique (7 km, White et al., 1992).

Entre ces deux extremums clairement établis, nous avons pu déterminer la nature et l'épaisseur de la croûte à l'aplomb des îles de Mayotte, Juan de Nova et Europa. Nous avons déterminé une profondeur du *Moho* sous Mayotte de 27 km par rapport au niveau marin (bsl). Ce *Moho* est appelé, nouveau *Moho* puisqu'il est localisé à la base d'une couche interprétée comme étant du sous-placage magmatique. L'ancien *Moho* est située à 17 km de profondeur et sépare la croûte du sous-placage magmatique. Le rapport V_P/V_S moyen identifié est de 1,66, caractéristique d'une composition crustale felsique (Christensen, 1996), c'est-à-dire continentale. Ce résultat de géophysique est un élément important qui est en parfait accord avec la présence de nodules de quartzite dans les laves des quatre îles de l'archipel et d'un massif de quartzite sur l'île d'Anjouan (Flower & Strong, 1969 ; Flower, 1972). L'ensemble de ces données suggère que l'archipel des Comores s'est édifié sur un domaine continental aminci et abandonné lors du démantèlement du Gondwana. La localisation d'un lambeau de croûte continentale sous Mayotte implique qu'une limite continent/océan existe quelque part entre Mayotte et Glorieuse.

Plus au sud, l'édifice volcanique de Juan de Nova s'est également construit sur une croûte continentale amincie. La profondeur du *Moho* est de 20 km bsl et le V_P/V_S moyen déterminé est d'1,96. Cette valeur élevée, plutôt typique d'une croûte océanique, est pourtant imputée à l'épaisseur importante de sédiments sur la marge ouest malgache augmentant fortement le V_P/V_S moyen. En effet, une épaisse couverture sédimentaire sur cette marge est connue (e.g. Wen et al., 2015, Vormann et al., 2020). De plus, la nature continentale de la croûte est appuyée par des indices d'un socle cristallin rapportés à l'aplomb de la ride de Davie par dragage (Bassias & Leclaire, 1990) et par la sismique réfraction

(Vormann et al., 2020). En déduisant l'épaisseur de l'édifice et la couverture sédimentaire, il apparaît une épaisseur de croûte de l'ordre de 13,5 km. Ces résultats confirment alors la localisation de la TOC le long de la ride de Davie déjà proposées, entre autre, par Klimke et al. (2018) et Vormann et al. (2020). Enfin, les épaisseurs de croûte continentale obtenues à Mayotte et Juan de Nova sont alors compatibles avec un amincissement de 12 à 20 km d'une croûte continentale initiale épaisse de 35 km comme proposé par Andriampenomanana et al. (2017) à Madagascar.

La dernière île étudiée à travers le réseau RHUM-RUM et permettant l'échantillonnage sismologique de la lithosphère dans le Canal du Mozambique est Europa. La croûte sous l'édifice d'Europa semble être de nature océanique bien que les résultats de V_P/V_S pour cette station ne puisse le confirmer. En effet, la profondeur du *Moho* obtenue est de l'ordre de 10-12 km avec une croûte océanique d'une épaisseur de 7 km et une épaisseur de couverture sédimentaire et de l'édifice volcanique de l'ordre de 2,5 km chacun. Comme pour Glorieuse l'épaisseur obtenue pour la croûte est très proche de l'épaisseur moyenne de la croûte océanique (White et al., 1992). De même, l'enregistrement des anomalies magnétiques par les roches composant la croûte dans la zone conforte la nature océanique (e.g. Eagle & König, 2008). Une particularité est observée sous le *Moho* déterminée à Europa. En effet, la structure sismique suggère un gradient de vitesse constant du *Moho* (12 km) jusqu'à une profondeur de 18 km. Le matériel présent dans la gamme 12-18 km est interprété comme étant la part endogène de la production magmatique accumulée par les phases successives des différents pulses magmatiques ayant affectés la zone depuis au moins 90 Ma (ici, sous-placage magmatique). Plus au nord, Vormann et al. (2020) proposent qu'un corps plurikilométrique décrit par des vitesses élevées soit présent à la base de la croûte confortant l'idée d'un stockage endogène de la production magmatique.

Finalement, nous montrons que les événements magmatiques accompagnant la structuration du Canal du Mozambique à travers les temps géologiques ont marqué la structure lithosphérique en notamment stockant du matériel magmatiques en base de croûte. Nous révélons également que l'hypothèse de l'abandon de lambeaux de croûte continentale amincie sous l'archipel des Comores est compatible avec des arguments sismologiques. Enfin cette études soulève des questions sur le mode d'abandon de ces blocs de croûte continentale durant l'ouverture du Canal du Mozambique.

Sur la page suivante, l'article n°1 en révision

II. Manuscrit n°1 “Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: constraints from receiver functions”

A. Dofal^{1,2}, F. R. Fontaine^{1,2}, L. Michon^{1,2}, G. Barruol¹, H. Tkalčić³

1: Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

2 : Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.

3 : Observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique, Institut de physique du globe de Paris, F-97250 Fonds Saint Denis, France

4 : Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 2601

Corresponding author:

- Anthony Dofal (anthony.dofal@univ-reunion.fr)

II.1. Abstract

Starting in May 2018, a volcano-tectonic crisis occurred in the vicinity of Mayotte, a volcanic island in the Comoros Archipelago in the Mozambique Channel. The origin of the volcanism but also the subsurface architecture and nature of the crust, remain unknown. Here, based on receiver function analyses that provide *S*-wave velocity profiles, the depth of Mohorovičić discontinuity (*Moho*) and V_P/V_S ratios for volcanic islands in the Mozambique Channel, we propose that the crust beneath Mayotte and Juan de Nova islands is of continental nature, while it appears to be of oceanic origin beneath Europa and Grande Glorieuse islands. Our results suggest that Mayotte edifice grew on an isolated continental block abandoned during the Gondwana breakup. The continental crust is underlain by a thick (9-10 km) and fast layer, interpreted as magmatic underplating which may result from the 20-Myr-long duration of the volcanism. The new velocity model determined from the seismic station on Mayotte can be used to relocate the seismicity related to the ongoing volcano-tectonic crisis.

Keywords: Mozambique Channel; Receiver functions; Comoros Basin; Mayotte; Crustal nature and structure

II.2. Introduction

In the Mozambique Channel, the nature of the lithosphere and the location and geometry (sharp or broad) of the Ocean-Continent transition are still under debate (Fig. 1A). In the southern Mozambique Channel, i.e. in the Mozambique Basin, successive campaigns involving magnetic and seismic reflection and refraction surveys led to a consensus about the oceanization processes and the oceanic nature of the crust (e.g. Leinweber & Jokat, 2012; Senkans et al., 2019). In the northern Mozambique Channel, i.e. the southern Somali Basin and the Comoros Basin, two hypotheses regarding the nature of the crust have been proposed. Talwani (1962) suggested from isostatic data an abnormal oceanic crust, while slight magnetic anomalies in the Comoros Basin led Lort et al. (1979) to propose a continental crust in the southern half of the northern Mozambique Channel. Recent geophysical data confirm a continental nature of the crust limited to the western and southern parts of the Comoros Basin (Klimke et al., 2016; Roach et al., 2017; Vormann et al., 2020) and an oceanic crust beneath its northern half (Vormann et al., 2020). However, the occurrence of quartzite inclusions in volcanic rocks from the Comoros Archipelago, limiting the Comoros Basin in the north (Flower & Strong, 1969), and the presence of a massif of quartzite on the island of Anjouan (Fig. 1B; Flower, 1972) suggest that this archipelago could be built on a continental crust or at least over continental slices. Thus, the location of the Ocean-Continent transition in the northern Mozambique Channel remains unclear.

In May 2018, a seismic crisis associated with the appearance and building of a new submarine volcano started east of Mayotte Island (see the seismic swarm in Fig. 1B; Bulletins from the volcanological and seismological monitoring network of Mayotte: ReVoSiMa, <http://www.ipgp.fr/revosima>; Cesca et al., 2020; Lemoine et al., 2020). The new volcano represents a new threat for the population of surrounding islands. Thus, in order to improve our knowledge on the nature of the crust in the Mozambique Channel and to better relocate the volcano-tectonic seismicity close to Mayotte, we investigate the crustal structure beneath several volcanic edifices of the region (Mayotte, Grande Glorieuse, Juan de Nova and Europa; Fig. 1) and along the southeastern part of Madagascar, chosen as a "continental" reference. We performed receiver functions (RFs) on the seismic records from on-land seismic stations of the RHUM-RUM experiment (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunion Unterer Mantel, Barruol et al., 2017, [Barruol & Sigloch, 2013](#); www.rhum-rum.net). These RFs are inverted with the Neighborhood Algorithm (NA, Sambridge, 1999) to determine the S-wave

velocity structure beneath all stations. We also used the H - κ stacking (Zhu & Kanamori, 2000) method to constrain the crustal V_P/V_S ratio and the *Moho*-depth values.

II.3. Geological context

The Mozambique Channel results from the dismantling of the Gondwana along the East African margin, which started with a Permo-Triassic rifting phase (e.g. Cox, 1992). The syn-rift sediment sequence called Karoo is found in basins such as the Morondava and Majunga Basins (e.g. Rogers et al., 2000), along the Davie Ridge (Bassias & Leclaire, 1990) and the central Mozambique margin (Senkans et al., 2019). From the Middle Jurassic to the Early Cretaceous, the Davie Ridge accommodated the opening of two basins (Coffin & Rabinowitz, 1987). In the north, the Somali Basin resulted from the southward drift of Madagascar leading to oceanic accretion between ~150 and 120 Ma (Ségoufin & Patriat, 1981) with crustal extension along E-W trending ridges (Davis et al., 2016) supported by magnetic anomalies (Phethean et al., 2016) and SKS splitting measurements (Scholz et al., 2018). In the south, the Mozambique Basin is due to the separation of Africa and Antarctica that started at the end of the Jurassic (König and Jokat, 2010; Leinweber et al., 2013) and finished during the Early Cretaceous (e.g. Rabinowitz et al., 1983).

An intense volcanic phase related to the Marion hotspot activity took place during the Upper Cretaceous (Chatterjee et al., 2013). It likely participated in the separation of India from Madagascar (Storey et al., 1995), the building of submarine magmatic plateaus (e.g. Madagascar Rise; Zhang et al., 2011), and flood basalts covering parts of Madagascar (de Wit, 2003). Grande Glorieuse Island, associated to the NW-SE volcanic alignment of Aldabra, may be linked to this activity (Courgeon et al., 2016).

The last volcanic episode in the Mozambique Channel seems to be related to the activity of the Tertiary East African Rift System (EARS; Fig. 1B; Michon, 2016; Famin et al., 2020). The volcanism of several islands (Comoros Archipelago, Bassas da India) and seamounts (Sakalaves along the Davie Ridge and Natal seamounts) is coeval with the volcanism of the EARS (e.g. Courgeon et al., 2016; 2018; O'Connor et al., 2019). Moreover, the location of the seismicity along the Comoros Archipelago, the Davie Ridge and the Quathlamba Seismic Axis favors a southward continuity of the EARS in the Mozambique Channel (Hartnady, 1990). Tectonic deformation revealed by seismic reflection studies supports this hypothesis (Franke et al., 2015; Deville et al., 2018).

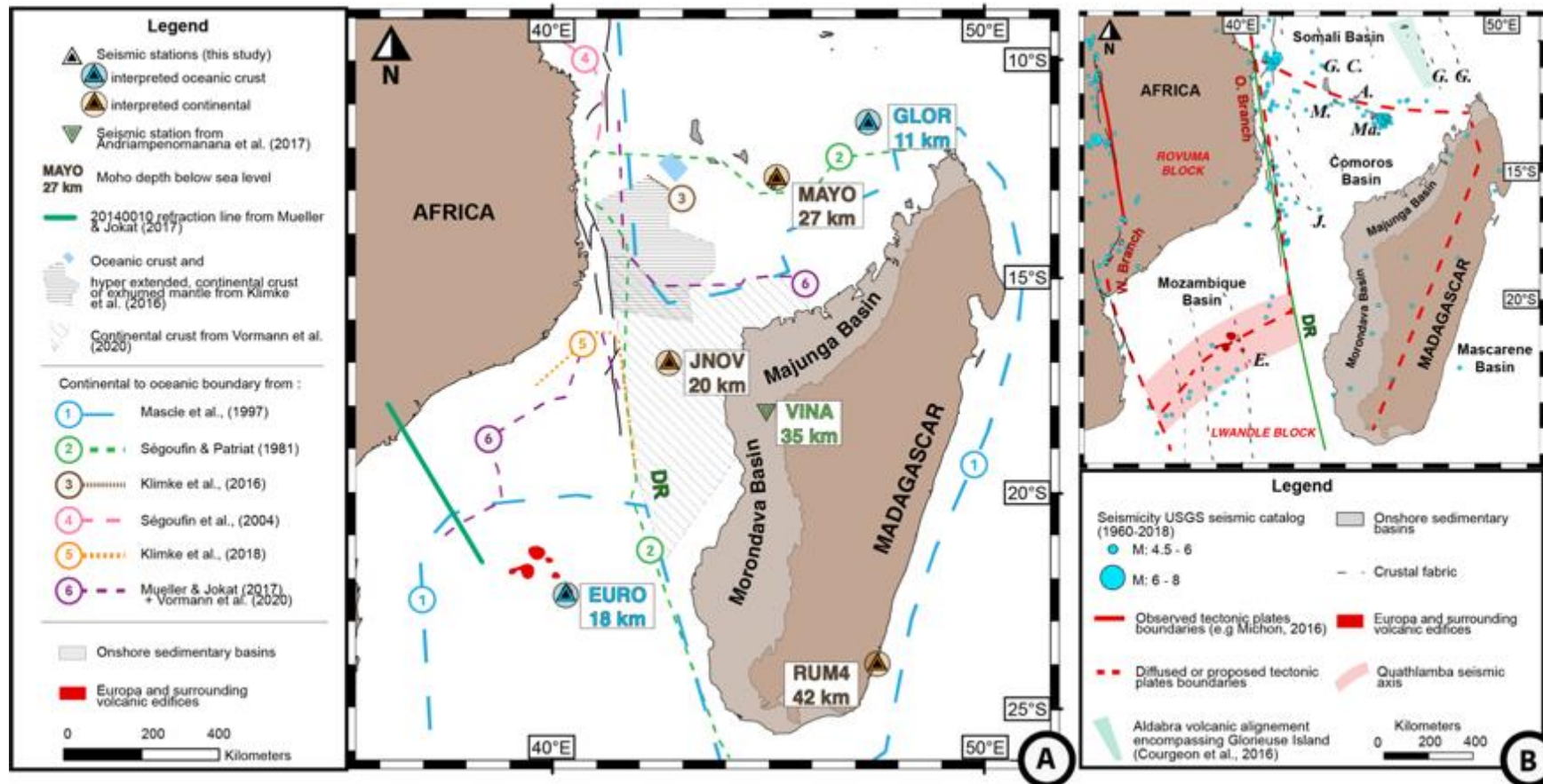


Fig. 1: General map of the studied area. (A): Location of the seismic stations used in this study (triangles). Seismic station GLOR, MAYO, JNOV, EURO and RUM4 stands for Grande Glorieuse Island, Mayotte Island, Juan de Nova Island, Europa Island and a station located on the eastern coast of Madagascar, respectively. VINA is a station from the study of Andriampemanana et al. (2017), which revealed a crustal thickness of 35 km. Color lines and the referred number accounts for several proposed Continental-Ocean Boundary (COB) or Ocean-Continent transition (OCT): (1) Mascle et al. (1997); (2) Ségoufin and Patriat (1981); (3) Klimke et al. (2016); (4) Ségoufin et al., (2004); (5) Klimke et al., (2018); (6) Mueller and Jokat (2017). (B) Structural map of the Mozambique Channel. Red lines indicate tectonic plate boundaries while dashed red lines indicates diffuse or proposed tectonic boundaries (e.g. Stamps et al., 2008; Famin et al., 2020). Blue dots: location of the seismicity provided by the USGS between 1960 to 2018. Red area represents the Quathlamba Seismic Axis and green area stands for the volcanic edifice alignment of Grande Glorieuse (Courgeon et al., 2017). G. C. stand for Grande Comore; A. Anjouan; M., Mohéli; Ma., Mayotte; G. G., Grande Glorieuse ; J., Juan de Nova Island and E., Europa Island. Finally, DR stands for Davie Ridge.

At upper mantle scale, structures display strong latitudinal variations along the Mozambique Channel that may explain the past and recent volcano-tectonic activity. Surface wave tomographies (Mazzullo et al., 2017) evidence thick and fast lithosphere (more than 100 km) in the central part of the Mozambique Channel, thinning further south in the Mozambique Basin and also thinning to the north beneath the Comoros Archipelago and the Somali Basin. Mayotte is sitting above a thinner lithosphere (~80 km) overlying a hotter than normal asthenosphere spreading from the Mascarene Basin further east (Barruol et al., 2019).

II.4. Data and Methods

We retrieved seismic waveforms from 5 broad-band seismic stations from the RHUM-RUM experiment (Barruol et al., 2017; <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>) located on Mayotte (MAYO), Grande Glorieuse (GLOR), Juan de Nova (JNOV) and Europa (EURO) islands and finally the eastern coast of Madagascar (RUM4; Fig. 1A). Full details of data are available in Table S1.

We used two *P*-wave RFs methods (see details in the supplementary material: Text S1) to characterize the crustal structure and the *Moho* depth below each station, as previously described in several studies (Fig. S2; e.g. Fontaine et al., 2013a, 2015; Lamarque et al., 2015). Seismic records from teleseismic events were selected by (1) an epicentral distance located between 25° and 90° from the station (Fig. S1), (2) a magnitude higher than 5.5 and (3) a Signal-to-Noise Ratio (SNR) larger than 2. The data were cut 5 s prior and 30 s after the *P*-wave before the iterative time domain deconvolution to compute *P*-wave RFs (Ligorria & Ammon, 1999).

The Neighborhood Algorithm (NA) inversion method (Sambridge, 1999) was applied to compute an ensemble of solutions of *S*-wave velocities (V_s) profiles (Fig. 2; see details in the supplementary material: Text S1). RFs were grouped by back-azimuth and by ray parameter satisfying $p_{median} \pm 0.006 \text{ s.km}^{-1}$ to compute the average RF in each 90° quadrant. The quadrant presenting the maximum numbers of RFs has been used for the inversion procedure. To determine the velocity interfaces from the *S*-wave velocity (V_s) profiles, we considered the 1000 best fitting models and their average (black line in Figs 2F-2J).

We also applied the *H-κ* stacking method on the dataset in order to determine which interface modeled by the NA corresponds to the *Moho* (Zhu & Kanamori, 2000; see details in the supplementary material: Text S1). By determining the time lag between the *P* and the P_{ms}

phase and between the P_{ms} phase and its crustal multiples ($PpPms$ and $PpSms + PsPms$) and assuming a constant crustal velocity, this method allows to jointly determine the *Moho* depth (H) and the V_P/V_S ratio (κ), this latter being a good proxy of the crustal nature. The definition of each phase is fully detailed in Fig. S3. Results are presented in Figs. 3 and S4.

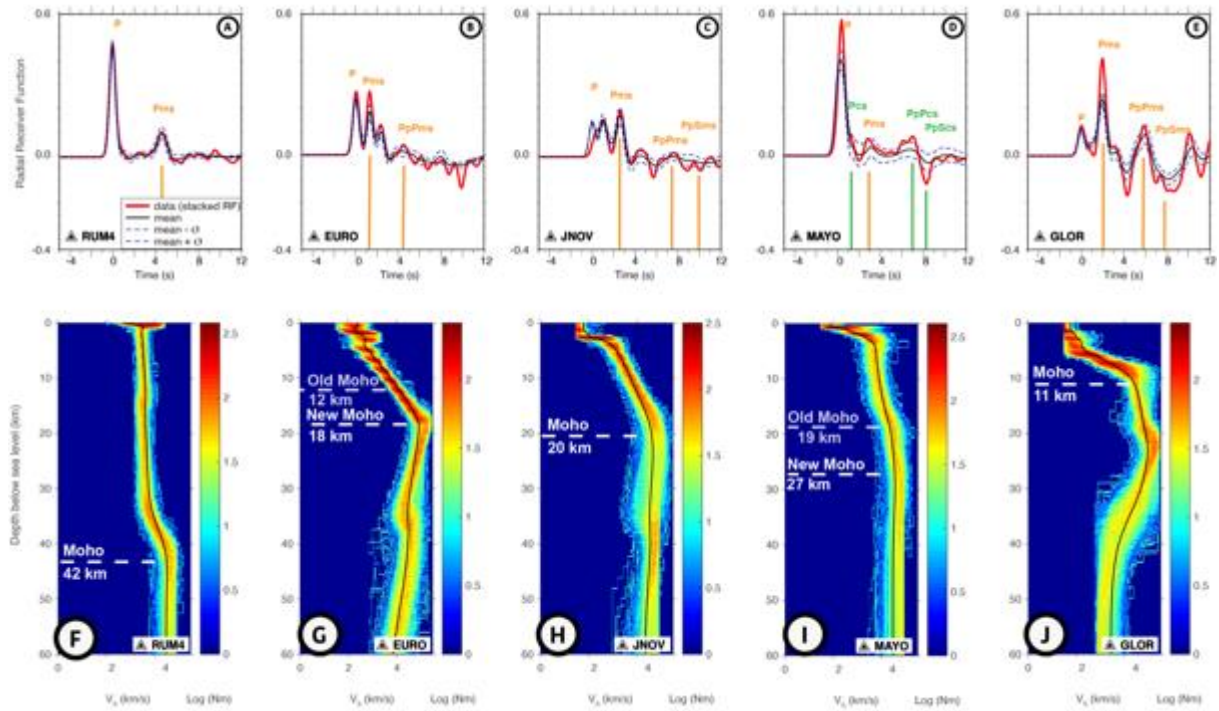


Fig. 2: Receiver function analyses: results of the NA inversion. A-E: comparison between the measured RF in red and the mean RF determined from the best 1000 models resulting from the inversion in black with the ± 1 standard deviation limits around the average in blue. Orange vertical lines indicate for comparison predicted arrival times of the P_{ms} phase and crustal multiples for the best model resulting from the H - κ stacking model. For MAYO, green vertical lines indicate the Pcs phase (i.e. the phase related to the boundary between the initial crust and the magmatic underplating body) and the multiples. F-J: Density plot of the best 1000 velocity-depth models over the 45 200 models calculated at each site. The color scale is logarithmically proportional to the number of models (N_m). The black line shows the average of the 1000 best models.

II.5. Results

Madagascar. Seismic records from RUM4 station display the highest SNR of the study (Fig. S2A). The ensemble of RFs (i.e., 5 RFs) and the stacked RF show the P_{ms} phase at ~ 5 s after the direct P phase (Fig. 2A). The modeled RF describing the average of the 1000 best velocity models in Fig. 2A shows an excellent fit with the data. The S -wave velocity curve obtained from the NA inversion presents a constant velocity gradient down to around 32 km, then an increase of the velocity until $V_S=4.4$ km/s at 42 km depth (Fig. 2F). The H - κ stacking results confirm that the *Moho* likely lies at 42 km depth and indicate an average V_P/V_S ratio below the station of 1.68 ± 0.05 (Fig. 3A).

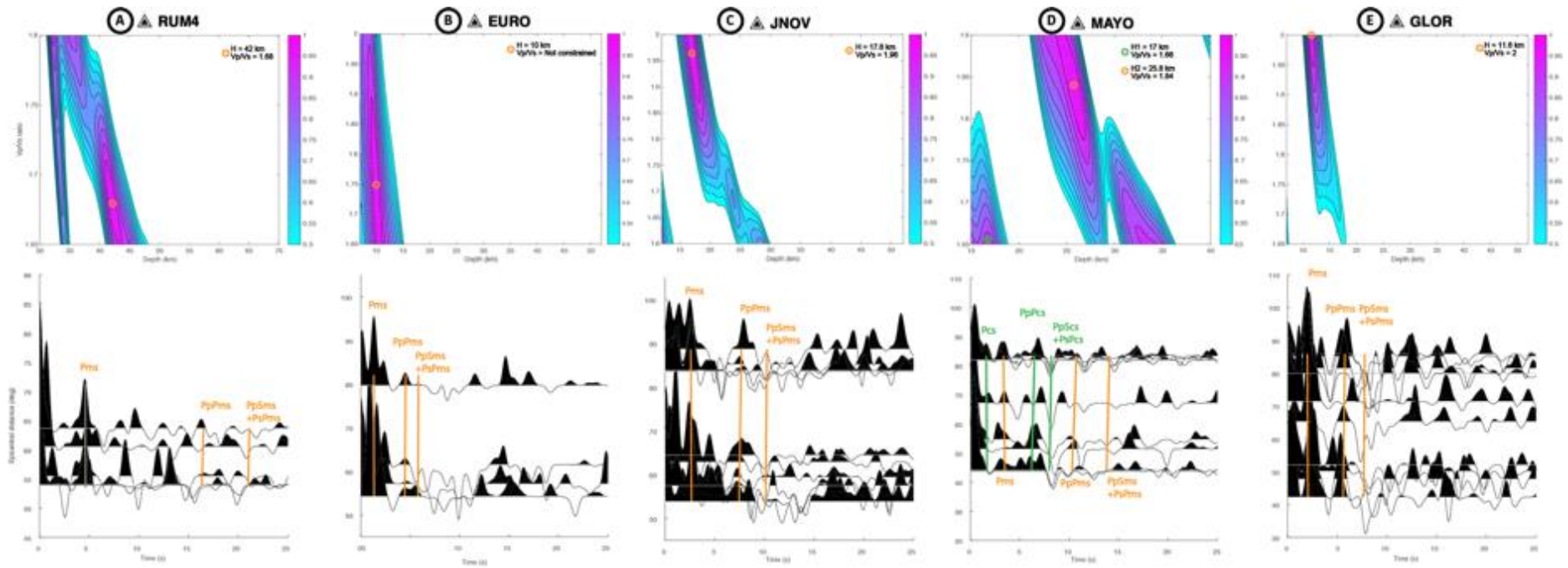


Fig. 3: Upper row: plots of H and κ parameters obtained from the H - κ stacking for RUM4, EURO, JNOV, MAYO and GLOR. The color scale indicates the normalized amplitude of the stack over all back-azimuths along the travel time curves corresponding to the P_{ms} phase and crustal multiples. Lower row: radial receiver functions presented in increasing epicentral distance order for these five seismic stations. Vertical orange lines indicate predicted arrival times of the P_{ms} phase and crustal multiples for the best model resulting from the H - κ stacking model for a weighting of w_1 , w_2 and w_3 of 0.5, 0.5 and 0 respectively. For MAYO station, a specific weighting of $w_1=0.7$, $w_2=0.3$ and $w_3=0$ was applied. Two solutions were obtained for this station and noted H_1 and H_2 , with the respective couples of parameters ($H=17.2$ km; $\kappa=1.66$) and ($H=25.8$ km; $\kappa=1.84$). Predicted arrival times of phases from the H_1 and H_2 solutions are represented correspondingly with green and orange lines. Name of phases for MAYO station are discussed in the text.

Europa Island. Seismic records from EURO station display a smaller SNR than at the other stations, which probably explains the lower quantity of RFs (i.e. 4 RFs; Table S3; Fig. S2B). The stacked RF (Fig. 2B) shows a P_{ms} phase at almost 1.3 s after the direct P phase, similarly than on the whole set of RF of the station. The average S -wave velocity profile suggests a velocity jump at around 2.5 km depth. From this boundary, a constant velocity gradient is observed down to ~ 18 km depth. The H - κ stacking method suggests a *Moho* at 10 ± 0.2 km depth. The V_P/V_S ratio is however poorly constrained since the range of ratio with a probability of 0.95 is very wide (Fig. 3B).

Juan de Nova Island. The stacked radial RF determined at JNOV station shows similar phases to the individual RFs determined at this station (i.e. 10 RFs; Fig 2C). Most of these RFs present a clear phase around ~ 2.7 s after the direct P wave (Fig. 2C). The modeled radial RF obtained with the NA displays two distinct phases between 0 and 1 s, which are shouldered on the average RF, explaining better the first peak (P phase) on the modeled RFs than the average stacked RF. Amplitudes and arrival time of each phase of the modeled RF match the data well. The ensemble of best data-fitting S -wave velocity profiles reveals a seismic discontinuity at depth of ~ 2.5 km. Another velocity contrast is found at ~ 20 km below the station (Fig. 2H), and the H - κ stacking suggests a *Moho* depth of 17.6 ± 0.3 km and a high V_P/V_S ratio of 1.96 ± 0.02 (Fig. 3C).

Mayotte Island. The stacked radial RF obtained for station MAYO shows a good consistency with all the individual RFs obtained at this station (i.e. 9 RFs; Figs. 2D and S2D). Every RF presents peaks around ~ 1.2 s, ~ 3 s, ~ 6 s and a trough at ~ 8 s after the direct P wave (Fig. S2D). Results from the H - κ stacking show that the peaks at ~ 1.2 s and ~ 3 s could correspond to two P_{ms} solutions: $H_1 = 17 \pm 3.3$ km and a related $V_P/V_S = 1.66 \pm 0$ km, and $H_2 = 25.86 \pm 3.9$ km and $V_P/V_S = 1.84 \pm 0.06$, respectively. Arrival times of crustal multiples from H_1 and H_2 solutions are presented in Fig. 3C. The stacked RF is well fitted by the modeled RF explaining the average velocity model of the 1000 best models determined from the NA (Fig. 2D). The predicted RF shows the ~ 1.2 s that could be convoluted on some RFs and the peak at 3 s (Fig. 2D). The ensemble of best data-fitting S -wave profiles obtained from the inversion of the RF shows a sharp velocity hinge at 4 km beneath the station (Fig. 2I). Beneath this boundary, the S -wave velocity presents a constant velocity gradient down to 19 km depth. Another boundary is also modeled down to 27 km. These interfaces fit well with the results of the H - κ stacking (i.e., 17 and 26 km; Fig. 3D).

Grande Glorieuse Island. The stacked RF calculated for GLOR agrees with the 10 RFs determined at this station (Figs 2E and S2E). A prominent high amplitude phase arrives 2 s after the *P* phase on the data and on every RF of this station. It corresponds to the *P*-wave conversion phase at the *Moho* discontinuity according to *H-κ* stacking results (P_{ms} ; Fig. 3D). Both the arrival times of the P_{ms} phase and crustal multiples for the best model resulting from the *H-κ* stacking model and amplitudes of these phases provide a good fit between the modeled RF and the stacked RF (Fig. 2E). The best ensemble of *S*-wave velocity profiles obtained from the NA inversion shows discontinuities at ~1 and ~5 km depth. At 11 km depth, the NA results suggest a velocity discontinuity that fits well with the determined *H-κ* stacking *Moho* depth of 11.6 ± 0.02 km (Figs 2J and 3D). A high V_P/V_S ratio of 2.00 ± 0.02 was obtained beneath GLOR station (Fig. 3E).

II.6. Discussion

Structure and nature of the crust in the Mozambique Channel

The study of the lithosphere structure from seismometers located on the top of volcanic islands, implies that different kinds of structures may be encountered by rising seismic waves: the volcanic edifice itself, the sedimentary cover, the underlying crust and the magmatic underplating. In the following, the structure beneath the station is considered as simple 1-D layered model. To determine the nature of the layers, we compare the average V_P/V_S ratio determined at each station to typical V_P/V_S ratio of felsic and mafic rocks (respectively, <1.78 and >1.81 , Artemieva, 2011). The contributions of the sedimentary cover (e.g., Shibutani et al., 1996) with high V_P/V_S ratio, thermal anomalies induced by partial melting or melt occurrence that increase the V_P/V_S ratio (e.g., Hammond and Humphreys, 2000; Raharjo et al., 2016), and the presence of fluids and extensive silica enrichment that decrease the V_P/V_S ratio (Zheng & Lay, 2006) were taken into account in the global characterization of the crustal nature. Moreover, we compared our interpretation to regional studies providing information on the sedimentary cover, the possible crustal nature and the available surrounding bathymetry of islands. The Madagascar seismic station (RUM4) is used to validate the process by comparing our results with those from Rindraharisaona et al. (2017). The RUM4 station located in the southeastern coast of Madagascar is considered as a typical continental reference. The crust is ~42 km thick and the 1.68 V_P/V_S ratio is in the typical range of continental crust of the Anosy domain, a continental crust intruded by a magmatic suite

between ~550 and 510 Ma (e.g. Tucker et al., 2014). Our results agree with the previous study of Rindraharisaona et al. (2017), who determined, from the same seismic station but different approaches (joint inversion of RF and surface wave dispersion data and $H-\kappa$ stacking methods), a *Moho* depth of 38 km and a V_P/V_S ratio of 1.69 (Fig. 3A).

Europa Island. The island stands on a seafloor located at 3 km depth (Smith & Sandwell, 1997). We thus interpret the shallow boundary at 2.5 km depth as the limit between the volcanic edifice and the underlying geological formations. This interpretation is supported by the absence of lithosphere flexure beneath Europa Island according to the L7 seismic reflection line of Deville et al. (2018), acquired in the neighborhood of the island. Another boundary is observed at 5 km in the best ensemble of S -wave velocity profiles, which may correspond to the ante-island sediment to crust boundary and therefore to a 2.5 km-thick sedimentary layer. This thickness is close to the value (3.5 km) determined north of the island along the 20140010 refraction line from Mueller and Jokat (2017; Fig. 1A). The discontinuity suggested by the $H-\kappa$ stacking method at 10 km depth is not marked by a velocity jump on the set of 1000 velocity curves obtained by the NA. However, assuming an oceanic crustal thickness of 5 to 7 km, as determined along the 20140010 refraction line (Mueller and Jokat, 2017), the solution proposed by the $H-\kappa$ stacking (10 km) could correspond to the *Moho* boundary (called the *Old Moho*, Fig. 2G), consistent with a crustal thickness close to the 7 km average thickness of normal oceanic crust (White et al., 1992). The oceanic crustal nature beneath Europa is also supported by magnetic anomalies recorded in the crust (König & Jokat, 2010). Another boundary is found at 18 km depth, which we call the *New Moho* (Fig. 2G). We propose that the 6 to 8 km-thick layer is a magmatic underplating, common feature below volcanic islands (e.g. La Réunion, Gallart et al., 1999, Fontaine et al., 2015; Hawaii, Leahy et al., 2010). The occurrence of a relatively thick oceanic crust around Europa is supported by the refraction line AWI-20140010 of Mueller and Jokat (2017), which reveals a crustal thickening towards Europa. Given the location of the island and the magmatic events that occurred in the area (the Marion hotspot and the magmatism related to the EARS; Georgen et al., 2001; Courgeon et al., 2017), such a thick underplating may result from the combined effect of a poly-phase volcanism that started about 90 Ma.

Juan de Nova Island. The island is located between the Davie Ridge and Madagascar on a 2 km deep seafloor (Smith & Sandwell, 1997). The volcanic edifice-to-sedimentary cover boundary is visible on the S -wave curve at 2.5 km. Geophysical data suggest that the

surrounding basin is underlain by a thinned continental crust (Fig. 1A; Franke et al., 2015; Klimke et al., 2018; Vormann et al., 2020). Moreover, dredged samples on the ridge reveal a continental nature of the crust (Bassias & Leclaire, 1990). The NA (this study) and Vormann et al. (2020) find a similar *Moho* depth (20 km). Same authors proposed that the sedimentary cover is 4 km thick while the frontier between the sedimentary cover and the crust is not noticeable on the *S*-wave velocity profiles. However, the high V_P/V_S (1.96) is consistent with the occurrence of such sedimentary cover overlying a continental crust and the contribution of thermal anomalies related to the thinning of the crust toward the Davie Ridge is not excluded. Thus, taking into account the thickness of the volcanic edifice (2.5 km) and the sedimentary cover (4 km, from Vormann et al., 2020), the crustal thickness obtained beneath Juan de Nova is 13.5 km, which is consistent with the 12-20 km crustal thinning of a 35 km thick continental crust related to the opening of the Mozambique Channel (Andriampenanomana et al., 2017).

Mayotte Island. The *S*-wave velocity curves determined for Mayotte Island reveals a shallow discontinuity at 4 km depth. The island lies on a 3.5-km-deep surrounding seafloor (Audru et al., 2006) and free-air gravity data beneath the island (Bonvalot et al., 2012) do not show any significant flexure or uplift. Therefore, the shallow discontinuity at 4 km depth is interpreted as the base of the edifice. Further down, our results suggest an interface at 17 km depth and a related V_P/V_S ratio of 1.66 for the lithospheric column between this interface and the station. Our estimate of the V_P/V_S ratio (1.66) is in agreement with that determined from the Wadati method (1933) by the oceanographic MayObs Team surveying the new submarine volcano close to Mayotte coast (Saurel et al., 2019) and is significantly lower than that of the oceanic crust. Instead, it is in the range of felsic rocks constituting the continental crust (Christensen, 1996; Zheng & Lay, 2006). We consequently interpret this low V_P/V_S ratio as the evidence of a thinned continental crust below Mayotte and the adjacent Anjouan Island where a voluminous massif of quartzite crops out. Another boundary is found at 26 to 27 km depth with a related average V_P/V_S ratio of 1.84 from this interface to the station. Thus, the layer between these two boundaries (H_1 to H_2) may be described by a high V_P/V_S ratio of 2.16. Such high value of V_P/V_S may indicate the occurrence of mafic to ultra-mafic rocks (Christensen, 1996). Thermal anomaly associated with partial melting may also explain a high ratio (e.g. Hammond and Humphreys, 2000). Therefore, we interpret the H_1 boundary as the *Old Moho* delimiting the thinned continental crust to the magmatic underplating and H_2 as the *New*

Moho located between the magmatic underplating and the lithospheric mantle. Considering this interpretation, the ~ 1.2 s phase on all RFs correspond to the $P_c s$ phase, i.e. the intracrustal boundary and the ~ 3 s correspond to the $P_m s$ phase (Fig. 3D). A similar terminology was previously used by Leahy et al. (2010) at Hawaii, where magmatic underplating is observed and inducing this kind of phase on receiver functions. In the case of Mayotte Island, the development of a thick underplating despite a volcanic activity which is much less intense than in Iceland or Hawaii, may result from the 20-Myrs-long duration of the volcanism (Michon, 2016).

Lemoine et al. (2020) and Cesca et al. (2020) proposed that the current submarine eruption east of Mayotte is fed by a magma reservoir located at 28 km and 30 ± 5 km depth, respectively. Our results (*Moho* at of 26-27 km depth) may therefore suggest that this magma reservoir developed below the interface between the mantle lithosphere and the underplating. Moreover, the seismicity related to the volcano-tectonic crisis of Mayotte, which is almost exclusively located below 30 km depth (see ReVoSiMa Bulletins at <http://www.ipgp.fr/fr/actualites-reseau>), likely occurs below the magmatic underplated layer, i.e., into the mantle lithosphere.

Grande Glorieuse Island. Data for Grande Glorieuse reveals two seismic discontinuities at 1 and 5 km depth below the station. The first one may be related to the submarine sedimentary platform located at around 1 km below sea level (Courgeon et al., 2016). The small amplitude of the first phase is consistent with results from RF modeling, which shows the link between a small amplitude of the first peak and a thin low-velocity sedimentary layer (Zelts & Ellis, 1999). The boundary observed at 5 km may represent the interface between the volcanic edifice and the crust. The relatively large depth of this interface may be attributed to the subsidence of the at least 60 Ma-old volcanic edifice (Courgeon et al., 2016; Leroux et al., 2020), which is supported by the step-by-step development of a carbonate platform over the volcano (Jorry et al., 2016) and absolute datation (Leroux et al., 2020). Both RF methods revealed a *Moho* discontinuity at 11 km depth. Therefore, the crustal thickness corresponds to 6 km beneath the island, which is close to the average thickness of oceanic crust (White et al., 1992). The high V_p/V_s ratio (~ 2.0) may be explained by both the effects of bioconstructions on the top of the edifice and the underlying mafic rocks (Christensen, 1996). In the vicinity of Grande Glorieuse, the occurrence of WSW-ENE magnetic anomalies associated with the Somali Basin (Phethean et al., 2016) fully supports an oceanic crustal nature below this island.

Implication of the continental nature of the crust below Mayotte in the opening of the Somali and Comoros basins

The occurrence of sandstone xenoliths in the lavas of the Comoros archipelago (Flower & Strong, 1969) and a km-scale massif of quartzite in the volcanic island of Anjouan (Esson et al., 1970) has long been considered as evidences of a continental crust below the Comoros archipelago. Our results (i.e. V_P/V_S ratio of 1.66 and 17-km-thick initial crust without considering the magmatic underplating) strongly support such a continental nature of the crust. Thus, both geological and now geophysical data suggest the occurrence of continental crust between the Somali and Comoros basins, likely as thinned crustal remnants. The oceanic nature of the crust below the Somali Basin is known from well-identified magnetic anomalies between M22 to M0 (Cochran, 1988; Phethean et al., 2016) and confirmed with our results for Grande Glorieuse Island. South of the Comoros archipelago, the lack of any clear magnetic anomaly in the Comoros Basin has been interpreted as the result of an oceanic crust formation during the Jurassic quiet zone (Coffin & Rabinowitz, 1987). Recently, its oceanic nature has been confirmed by seismic refraction and gravity data (Vormann et al., 2020). The Comoros continental block would consequently correspond to an isolated piece of thinned continent block abandoned during the southward drift of Madagascar. Such isolated blocks are common in the break-up of continental lithospheres and may result from a wide range of processes such as rotational extension, changing extension directions, rift migration, thinning processes (Péron-Pinvidic & Mantaschal, 2010; Naliboff & Buitter, 2015; Whittaker et al., 2016; Molnar et al., 2018). Regionally, the Seychelles archipelago stands as a regional example of this kind of continental blocks abandoned during continental break-up, in this case between Madagascar and India (e.g. Hammond et al., 2012, 2013). The Comoros archipelago lies on a crust cut by N140-150 fracture zones that are also observed along the Somali passive margin and the northern Somali Basin (Phethean et al., 2016). The isolation of the Comoros continental block could have thus occurred during the initial stage of rifting. However, the lack of any robust age constraints and geophysical data on the structure of the Comoros Basin does not allow us to determine the mechanism that led to the isolation of this continental domain.

II.7. Conclusions

We measured the seismic velocity structure and the crust beneath islands of the Mozambique Channel from the receiver function analysis using both Neighborhood Algorithm

and H - κ stacking approaches that allows us to discuss the nature(s) of the crust in this region. From RF studies, we propose that the volcanic structure of Mayotte Island is emplaced on an isolated continental block abandoned during the dismantling of Gondwana and later thickened by magmatic underplating. Our results indicate that Grande Glorieuse Island is underlain by a normal oceanic crust, confirming the oceanic nature of the crust northeast of Mayotte. Juan de Nova Island lies over a clearly thinned continental crust, which is consistent with a prograding ocean-continent transition toward the Davie Ridge (Vormann et al., 2020). Beneath Europa Island, the best ensemble of S -wave velocity profiles reveals a thick oceanic crust, which would result from a magmatic underplating accumulation related to successive regional magmatic events. Beside the results on the nature of the crust below the islands of the Mozambique Channel, our S -wave velocity profiles defined down to 60 km depth beneath Mayotte will help improving the relocation of the deep seismicity occurring during the ongoing 2018-2020 seismo-volcanic crisis and consequently our knowledge on the processes occurring in the deeper lithosphere.

II.8. Acknowledgements

A. Dofal benefits from a Ph.D. grant of the University of La Réunion. This work was supported by the Programme Iles Eparses funded by the CNRS-INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), CNRS-INEE (Institut National Ecologie et Environnement), TAAF (Terres Australes et Antarctiques Françaises), and by the RHUM-RUM project (www.rhum-rum.net) funded by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) in France (project ANR-11-BS56-0013), and by the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) in Germany. Additional funding has been provided by the INSU program SYSTER, the OSU-Réunion (Observatoire des Sciences de l'Univers). Portable seismometers were provided by the Alfred Wegener Institut (AWI) in Bremerhaven. We thank C. Davy, E. Delcher, A. Nercessian, C. Brunet and G. Roullet for their help with maintenance of the seismic stations. We are grateful to J. Vergne for his H - κ stacking code. This is IPGP contribution 4121.

II.9. Data availability

Datasets for this research are available on <http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011> from the French RESIF data center (<http://seismology.resif.fr>, Barruol et al., 2017).

II.10. References

- Andriampemanana, F., Nyblade, A. A., Wysesession, M. E., Durrheim, R. J., Tilmann, F., Julià, J., Pratt, M., Rambolamanana, G., Aleqabi, G., Shore, P., & Rokotondraibe. (2017). The structure of the crust and uppermost mantle beneath Madagascar. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1525–1544. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx243>
- Artemieva, I. (2011). The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach. *Cambridge University Press*, 794 pp.
- Audru, J.-C., Guennoc, P., Thion, I., & Abellard, O. (2006). Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(16), 1240–1249. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.07.010>
- Barruol, G., & Sigloch, K. (2013). Investigating La Réunion Hot Spot from Crust to Core. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(23), 205–207. <https://doi.org/10.1002/2013EO230002>
- Barruol, G., Sigloch, K., RHUM-RUM Group, & RESIF. (2017). RHUM-RUM experiment, 2011-2015, code YV (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunion's Unterer Mantel) funded by ANR, DFG, CNRS-INSU, IPEV, TAAF, instrumented by DEPAS, INSU-OBS, AWI and the Universities of Muenster, Bonn, La Réunion [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>
- Barruol, G., Sigloch, K., Scholz, J.-R., Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Fontaine, F. R., Michon, L., Deplus, C., & Dymont, J. (2019). Large-scale flow of Indian Ocean asthenosphere driven by Réunion plume. *Nature Geoscience*, 12, 1043-1049, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0479-3>
- Bassias, Y., & Leclaire, L. (1990). The Davie Ridge in the Mozambique Channel: Crystalline basement and intraplate magmatism. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie. Monatshefte*, 2, 67–90. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1990/1990/67>
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., ... & Sarrailh, M. (2012). World gravity map. *Bureau Gravimétrique International (BGI), Map, CGMW-BGI-CNES728, IRD, Paris*.
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G. M., Cotton, F., & Dahm, T. (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1), 87–93. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0505-5>
- Chatterjee, S., Goswami, A., & Scotese, C. R. (2013). The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research*, 23(1), 238–267. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.001>
- Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139–3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>
- Cochran, J. R. (1988). Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11985-12008.. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11985>
- Coffin, M. F., & Rabinowitz, P. D. (1987). Reconstruction of Madagascar and Africa: Evidence from the Davie Fracture Zone and Western Somali Basin. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 9385 -9406. <https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09385>
- Courgeon, S., Jorry, S. J., Camoin, G. F., BouDagher-Fadel, M. K., Jouet, G., Révillon, S., Bachèlery, P., Pelleter, E., Borgomano, J., Poli, E., & Droxler, A. W. (2016). Growth and demise of Cenozoic isolated carbonate platforms: New insights from the Mozambique Channel seamounts (SW Indian Ocean). *Marine Geology*, 380, 90–105. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.07.006>
- Courgeon, S., Jorry, S. J., Jouet, G., Camoin, G., BouDagher-Fadel, M. K., Bachèlery, P., Caline, B., Boichard, R., Révillon, S., Thomas, T., Thereau, E., & Guérin, C. (2017). Impact of tectonic and volcanism on the Neogene evolution of isolated carbonate platforms (SW Indian Ocean). *Sedimentary Geology*, 355, 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.008>
- Courgeon, S., Bachèlery, P., Jouet, G., Jorry, S.J., Bou, E., BouDagher-Fadel, M.K., Révillon, S., Camoin, G., & Poli, E. (2018). The offshore east African rift system: new insights from the Sakalaves seamounts (Davie Ridge, SW Indian Ocean). *Terra Nova*, 15, 321–329. <https://doi.org/10.1111/ter.12353>
- Cox, K. G. (1992). Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1), 137–148. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.09>
- Davis, J. K., Lawver, L. A., Norton, I. O., & Gahagan, L. M. (2016). New Somali Basin magnetic anomalies and a plate model for the early Indian Ocean. *Gondwana Research*, 34, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.010>
- Deville, E., Marsset, T., Courgeon, S., Jatault, R., Ponte, J.-P., Thereau, E., Jouet, G., Jorry, S., & Droz, L. (2018). Active fault system across the oceanic lithosphere of the Mozambique Channel: Implications for the Nubia–Somalia southern plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 210–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.052>

- de Wit, M.J. (2003). Madagascar: heads it's a continent, tails it's an island. *annual Review of Earth and Planetary Science*, 31, 213–248. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141337>
- Esson, J., Flower, M. F. J., Strong, D. F., Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1970). Geology of the Comores Archipelago, Western Indian Ocean. *Geological Magazine*, 107(6), 549–557. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058647>
- Famin, V., Michon, L., Bourhane, A. (2020). The Comoros archipelago_ a right-lateral transform boundary between the Somalia and Lwandle plates. *Tectonophysics*, 789, 228539. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228539>
- Flower, M. F. J., & Strong, D. F. (1969). The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(1), 47–50. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90010-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90010-7)
- Flower, M. F. J. (1972). Petrology of volcanic rocks from Anjouan, Comores archipelago. *Bulletin Volcanologique*, 36(1), 238–250. <https://doi.org/10.1007/BF02596993>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013a). Imaging crustal structure variation across southeastern Australia. *Tectonophysics*, 582, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.031>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013b). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 413–430. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.787646>
- Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölber, I., Rumpker, G., Bodin, T., & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. *Geophysical Journal International*, 203(1), 107–126. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv279>
- Franke, D., Jokat, W., Ladage, S., Stollhofen, H., Klimke, J., Lutz, R., Mahanjane, E. S., Ehrhardt, A., & Schreckenberger, B. (2015). The offshore East African Rift System: Structural framework at the toe of a juvenile rift. *Tectonics*, 34(10), 2086–2104. <https://doi.org/10.1002/2015TC003922>
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., & Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2895–2908. <https://doi.org/10.1029/98JB02840>
- Georgen, J. E., Lin, J., & Dick, H. J. B. (2001). Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: effects of transform offsets. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(3–4), 283–300. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00293-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00293-X)
- Hammond, W. C., & Humphreys, E. D. (2000). Upper mantle seismic wave velocity: Effects of realistic partial melt geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10975–10986. <https://doi.org/10.1029/2000JB900041>
- Hammond, J. O. S., Collier, J. S., Kendall, J.-M., Helffrich, G., & Rumpker, G. (2012). Plume scar in the mantle lithosphere beneath the Seychelles revealed by seismic imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.020>
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Collier, J. S., & Rumpker, G. (2013). The extent of continental crust beneath the Seychelles. *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 166–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.023>
- Hartnady, C. (1990). Seismicity and plate boundary evolution in southeastern Africa. *South African Journal of Geology*, 93(3), 473–484.
- Jorry, S. J., Camoin, G. F., Jouet, G., Roy, P. L., Vella, C., Courgeon, S., Prat, S., Fontanier, C., Paumard, V., Boule, J., Caline, B., & Borgomano, J. (2016). Modern sediments and Pleistocene reefs from isolated carbonate platforms (Iles Eparses, SW Indian Ocean): A preliminary study. *Acta Oecologica*, 72, 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2015.10.014>
- Klimke, J., Franke, D., Gaedicke, C., Schreckenberger, B., Schnabel, M., Stollhofen, H., Rose, J., & Chaheire, M. (2016). How to identify oceanic crust—Evidence for a complex break-up in the Mozambique Channel, off East Africa. *Tectonophysics*, 693, 436–452. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.012>
- Klimke, J., Franke, D., Mahanjane, E. S., & Leitchenkov, G. (2018). Tie points for Gondwana reconstructions from a structural interpretation of the Mozambique Basin, East Africa and the Riiser-Larsen Sea, Antarctica. *Solid Earth*, 9(1), 25–37. <https://doi.org/10.5194/se-9-25-2018>
- König, M., & Jokat, W. (2010). Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International*, 180(1), 158–180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x>
- Lamarque, G., Barruol, G., Fontaine, F. R., Bascou, J., & Menot, R.-P. (2015). Crustal and mantle structure beneath the Terre Adelie Craton, East Antarctica: insights from receiver function and seismic anisotropy measurements. *Geophysical Journal International*, 200(2), 807–821. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu430>

- Leahy, G. M., Collins, J. A., Wolfe, C. J., Laske, G., & Solomon, S. C. (2010). Underplating of the Hawaiian Swell: evidence from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 183(1), 313–329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04720.x>
- Leinweber, V. T., & Jokat, W. (2012). The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics*, 530–531, 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.008>
- Leinweber, V. T., Klingelhoefer, F., Neben, S., Reichert, C., Aslanian, D., Matias, L., Heyde, I., Schreckenberger, B., & Jokat, W. (2013). The crustal structure of the Central Mozambique continental margin — Wide-angle seismic, gravity and magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. *Tectonophysics*, 599, 170–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.015>
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinon, I., Raucoules, D., de Michele, M., Valtý, P., & Hoste Colomer, R. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, 223(1), 22–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa273>
- Leroux, E., Counts, J. W., Jorry, S. J., Jouet, G., Révillon, S., BouDagher-Fadel, M. K., Courgeon, S., Berthod, C., Ruffet, G., Bachèlery, P., & Grenard-Grand, E. (2020). Evolution of the Glorieuses seamount in the SW Indian Ocean and surrounding deep Somali Basin since the Cretaceous. *Marine Geology*, 427, 106202. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106202>
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.
- Lort, J. M., Limond, W. Q., Segoufin, J., Patriat, Ph., Delteil, J. R., & Damotte, B. (1979). New seismic data in the Mozambique Channel. *Marine Geophysical Researches*, 4(1), 71–89. <https://doi.org/10.1007/BF00286146>
- Masclé, J., Mougénot, D., Blarez, E., Marinho, M., & Virlogeux, P. (1987). African transform continental margins: Examples from Guinea, the Ivory Coast and Mozambique. *Geological Journal*, 22(S2), 537–561. <https://doi.org/10.1002/gj.3350220632>
- Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Maurya, S., Barruol, G., & Sigloch, K. (2017). Anisotropic tomography around la Réunion island from Rayleigh waves: tomography of western Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9132–9148. <https://doi.org/10.1002/2017JB014354>
- Michon, L. (2016). The volcanism of the Comoros archipelago integrated at a regional scale. In P. Bachelery, J.-F. Lenat, A. Di Muro, & L. Michon (Eds.), *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean* (pp. 333–344). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_21
- Molnar, N.E., Cruden, A.R., Betts, P.G. (2018). Unzipping continents and the birth of microcontinents. *Geology* 46, 451–454. doi:10.1130/G40021.1
- Mueller, C. O., & Jokat, W. (2017). Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique. *Tectonophysics*, 712–713, 684–703. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.007>
- Naliboff, J., & Buitter, S.J.H. (2015). Rift reactivation and migration during multiphase extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 421, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.050>
- O’Connor, J.M., Jokat, W., Regelous, M., Kuiper, K.F., Miggins, D.P. & Koppers, A.A.P., (2019). Superplume mantle tracked isotopically the length of Africa from the Indian Ocean to the Red Sea. *Nature Communications*, 10, 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13181-7>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. (2010). From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience* 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903
- Phethean, J. J. J., Kalnins, L. M., van Hunen, J., Biffi, P. G., Davies, R. J., & McCaffrey, K. J. W. (2016). Madagascar's escape from Africa: A high-resolution plate reconstruction for the Western Somali Basin and implications for supercontinent dispersal. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 17(12), 5036–5055. <http://doi.org/10.1002/2016GC006624>
- Rabinowitz, P. D., Coffin, M. F., & Falvey, D. (1983). The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220(4592), 67–69. <https://doi.org/10.1126/science.220.4592.67>
- Raharjo, W., Palupi, I. R., Nurdian, S. W., Giamboro, W. S., & Soesilo, J. (2016). Poisson’s ratio analysis (Vp/Vs) on volcanoes and geothermal potential areas in Central Java using tomography travel time method of grid search relocation hypocenter. *Journal of Physics: Conference Series*, 776, 012114. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/776/1/012114>
- Rindraharisaona, E. J., Tilmann, F., Yuan, X., Rumpker, G., Giese, J., Rambolamanana, G., & Barruol, G. (2017). Crustal structure of southern Madagascar from receiver functions and ambient noise correlation: Implications for crustal evolution: crustal structure of southern Madagascar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1179–1197. <https://doi.org/10.1002/2016JB013565>

- Roach, P., Milsom, J., Toland, C., Matchette-Downes, C., Budden, C., Riaroh, D., & Houmadi, N. (2017). New evidence supports presence of continental crust beneath the Comoros: Pesgb. In *Hgs Africa Conference*.
- Rogers, R. R., Hartman, J. H., & Krause, D. W. (2000). Stratigraphic analysis of upper Cretaceous rocks in the Mahajanga basin, northwestern Madagascar: implications for ancient and modern faunas. *The Journal of Geology*, 108(3), 275–301. <https://doi.org/10.1086/314403>
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- Saurel, J.-M., Aiken, C., Jacques, E., Lemoine, A., Crawford, W., Lemarchand, A., Daniel, R., Pelleau, P., Bès-de Berc, M., Dectot, G., Bertil, D., Roullé, A., Broucke, C., Colombain, A., Besançon, S., Guyavarch, P., Kowalski, P., Roudaut, M., Dofal, A., Foix, O., Géli, L., Gomez, J., Grunberg, M., Angèle, L., Léger, F., Satriano, C., Tronel, F., Van der Woerd, J., Jorry, S., Thion, I., & Feuillet, N. (2019). V431-0220 - High-resolution onboard manual locations of Mayotte seismicity since March 2019, using local land and seafloor stations, in *Proceedings of the AGU Fall Meeting 2019*. AGU.
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F.R., Mazzullo, A., Montagner, J.P., Stutzman, E., Michon, L. and Sigloch, K., 2018. SKS splitting in the Western Indian Ocean from land and seafloor seismometers: Plume, Plate and Ridge signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 498, 169-184. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.033>
- Ségoufin, J., & Patriat, P. (1981). Reconstructions de l’océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 600–607. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXIII.6.603>
- Ségoufin, J., Munsch, M., Bouysse, P., Mendel, G., Grikurov, G., Leitchenkov, G., ... & Patriat, P. (2004). Map of the Indian Ocean (1: 20,000,000), sheet 2, structural map. *CGMW Edition, Paris*.
- Senkans, A., Leroy, S., d’Acremont, E., Castilla, R., & Despinos, F. (2019). Polyphase rifting and break-up of the central Mozambique margin. *Marine and Petroleum Geology*, 100, 412–433. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.10.035>
- Shibutani, T., Sambridge, M., & Kennett, B. (1996). Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath eastern Australia. *Geophysical Research Letters*, 23(14), 1829–1832. <https://doi.org/10.1029/96GL01671>
- Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956–1962. <https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>
- Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C. J., & Fernandes, R. M. (2008). A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters*, 35(5). <https://doi.org/10.1029/2007GL032781>
- Storey, M., Mahoney, J. J., Saunders, A. D., Duncan, R. A., Kelley, S. P., & Coffin, M. F. (1995). Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science*, 267(5199), 852–855. <https://doi.org/10.1126/science.267.5199.852>
- Talwani, M. (1962). Gravity measurements on HMS acheron in south Atlantic and Indian oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 73(9), 1171-1182. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1962\)73\[1171:GMOHAI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1962)73[1171:GMOHAI]2.0.CO;2)
- Tucker, R. D., Roig, J. Y., Moine, B., Delor, C., & Peters, S. G. (2014). A geological synthesis of the Precambrian shield in Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 94, 9–30. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.02.001>
- Vormann, M., Franke, D., Jokat, W. (2020). The crustal structure of the southern Davie Ridge offshore northern Mozambique – A wide-angle seismic and potential field study, *Tectonophysics*, 778, 228370. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228370>
- Wadati, K. and others (1933). On the travel time of earthquake waves. *Geophys. Mag.*, Tokyo, 7, 87–153, 269–90; 8, 187–94
- White, R. S., McKenzie, D., & O’Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research*, 97(B13), 19683–19715. <https://doi.org/10.1029/92JB01749>
- Whittaker, J.M., Williams, S.E., Halpin, J.A., Wild, T.J., Stilwell, J.D., Jourdan, F., & Daczko, N.R., (2016). Eastern Indian Ocean microcontinent formation driven by plate motion changes. *Earth and Planetary Science Letters* 454, 203–212. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.019>
- Zelt, B. C., & Ellis, R. M. (1999). Receiver-function studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(4), 585–603. <https://doi.org/10.1139/e98-109>

- Zhang, T., Lin, J., & Gao, J. (2011). Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: Implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts. *Science China Earth Sciences*, 54(8), 1177–1188. <https://doi.org/10.1007/s11430-011-4219-9>
- Zheng, Y., & Lay, T. (2006). Low V_p/V_s ratios in the crust and upper mantle beneath the Sea of Okhotsk inferred from teleseismic p_{MP} , s_{MP} , and s_{MS} underside reflections from the Moho. *Journal of Geophysical Research*, 111(B1). <https://doi.org/10.1029/2005JB003724>
- Zhu, L., & Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969–2980. <https://doi.org/10.1029/1999JB900322>

II.11. Supplementary material for “Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: constraints from receiver functions”

A. Dofal^{1,2}, F. R. Fontaine^{1,2}, L. Michon^{1,2}, G. Barruol¹, H. Tkalčić³

1: Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

2 : Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.

3 : Observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique, Institut de physique du globe de Paris, F-97250 Fonds Saint Denis, France

4 : Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 2601

Contents of this file

Text S1: Methodologies

Figures S1 to S3:

- S1: Location of teleseismic events used to calculate receiver functions
- S2: Plot of all receiver functions calculated for each station
- S3: Ray paths of the converted phase and crustal multiples for an incoming *P*-wave at the *Moho* interface

Tables S1 to S3:

- S1: Location, sampling rate and recording period of the seismic stations
- S2: Parametrization used in the Neighborhood Algorithm receiver function inversion.
- S3: Synthesis of results of the Neighborhood Algorithm inversion and the *H- κ* stacking

Introduction

Receiver functions provide information about the lithospheric structure beneath a recording seismic station. Radial receiver function is computed by the deconvolution of the vertical component by the radial component (RFS). Details on the seismic processing to compute the receiver functions using two different approaches are provided in the following section.

Locations of teleseismic events are presented in Fig. S1. Supporting information regarding receiver functions calculated for all station of the study are presented on the Fig. S2. Principal ray paths for transmitted and converted waves for an incoming *P*-wave at the *Moho* boundary are presented in Fig. S3.

Supporting information regarding metadata of seismic stations and results obtained for this study. The *a priori* model used for the NA is also provided.

Text S1

Calculation of receiver functions

The selection process used for the receiver function calculation allowed us to isolate up to 9 events per station (Table S3). Event locations are plotted in the Fig. 1B. We cut the data 5 s prior to and 30 s after the *P* wave arrival time. A filtering process was applied on the waveform with a 2.5 rad.s^{-1} width Gaussian filter which correspond to a low-pass filter of $\sim 1.2 \text{ Hz}$. The time-domain iterative deconvolution method was used in order to generate RF (Fig. S1; Ligorria & Ammon, 1999). In order to rule out possible anisotropic or dipping interface effects, we selected events by back-azimuthal quadrant, ray parameter ($p_{median} \pm 0.006 \text{ s.km}^{-1}$) and finally the coherency of RFs with a threshold of 0.7 (e.g. Fontaine et al., 2013a, 2015).

Neighborhood Algorithm

During the inversion procedure of the receiver functions, synthetic RFs were generated for 45 200 models using the Thomson-Haskell matrix method (Thomson, 1950; Haskell, 1990). A calculation of the χ^2 misfit function was applied in order to verify the coherency of the synthetic with the data.

An *a priori* parametrization was used in order to generate the *S*-wave velocity structure. It corresponds to a column of 6 layers characterized by 4 parameters: V_P/V_S ratio, thickness of the layer, V_S at the top and at the base of the layer. Full details of the *a priori* parameter space bounds could be found in the Table S2. According to previous studies performing inversion of RFs with the NA (e.g. Fontaine et al., 2013a, 2015) the error of the *Moho* depth is in general lower or around 2 km.

H- κ stacking method

In the H - κ stacking method, due to the relatively high noise level which impeded to consider all multiples, we applied a weighting (w) on the P_{ms} phases, ($w_1=0.5$), $PpPms$ ($w_2=0.5$) and $PpSms + PsPms$ ($w_3=0$), following previous studies (Chevrot & van der Hilst, 2000; Fontaine et al., 2013b). For Mayotte station, a weighting of $w_1=0.7$, $w_2=0.3$ and $w_3=0$ was applied as the $PpSms + PsPms$ phases are not clearly identified on the RF certainly because of the combination of both a high level of noise relative to the oceanic island context of the station and the occurrence of complex layered structure beneath the station. For interpreted continental crust model, we choose a velocity of 6.65 km/s from velocity provided by regional studies on Seychelles islands (Hammond et al., 2013) and Madagascar (Andriampenomanana et al., 2017). For the oceanic crust, a velocity of 5.92 km/s was chosen based on velocity found beneath Hawaiian islands (e.g. Tilmann et al., 2001) and used for H - κ stacking studies below regional islands as La Réunion or Mauritius (e.g. Fontaine et al., 2015, Singh et al., 2016). We stacked RFs from all back-azimuths using the stacking function (1) from Zhu and Kanamori (2000) in order to widely sample the crust and to increase the visibility of multiples:

$$s(H,\kappa) = w_1 * r(t_1) + w_2 * r(t_2) - w_3 * r(t_3) \quad (1)$$

where $r(t_i)$ is the amplitude of the radial RF for the predicted arrival times of Ps (t_1), $PpPms$ (t_2) and $PpSms + PsPms$ (t_3), given a crustal thickness H , V_P/V_S . w_1 , w_2 and w_3 are weights.

We used a bootstrap method (Efron & Tibshirani, 1991) to estimate the error in H - κ stacking results. We randomly selected n RFs from the set of RFs available for each station and applied the H - κ stacking code on it. For each run, the best H and κ couple is selected. This process was repeated 200 times in order to estimate the error.

V_P/V_S as a proxy of the crustal nature

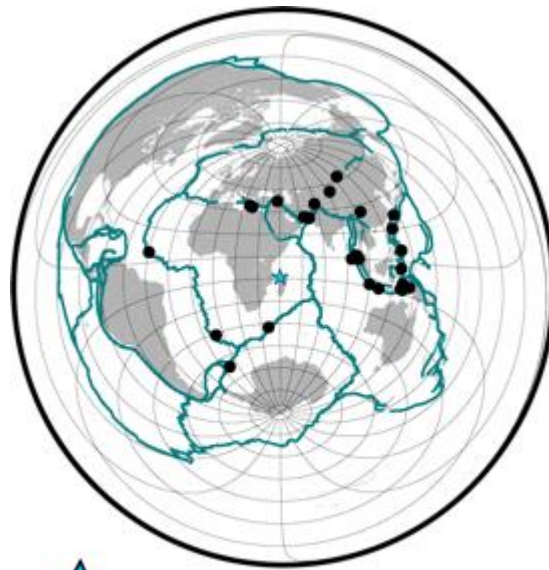
The V_P/V_S ratio determined from the H - κ stacking approach is a proxy of the crustal nature beneath the station but the occurrence of fluids, thermal anomalies and the porosity can change its value. Classically, V_P/V_S ranges between 1.6 and 2.4. Low V_P/V_S values are attributed to Si-rich rocks (Christensen, 1996). Typical continental crust has an average V_P/V_S ratio of 1.77. Mafic rocks as in oceanic domain have an average of 1.88. The V_P/V_S ratio

characterizing sedimentary layers are larger than 2. The H - κ stacking reveals an average V_P/V_S ratio of all layers in the crust present beneath the station. Thus, the value obtained with this method corresponds to the average of V_P/V_S ratio of each layer.

References

- Andriampenomanana, F., Nyblade, A. A., Wysession, M. E., Durrheim, R. J., Tilmann, F., Julià, J., et al. (2017). The structure of the crust and uppermost mantle beneath Madagascar. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1525–1544. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx243>
- Chevrot, S., & van der Hilst, R. D. (2000). The Poisson ratio of the Australian crust: geological and geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1–2), 121–132. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00264-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00264-8)
- Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139–3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>
- Efron, B., & Tibshirani, R. (1991). Statistical Data Analysis in the Computer Age. *Science*, 253(5018), 390–395. <https://doi.org/10.1126/science.253.5018.390>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013a). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 413–430. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.787646>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013b). Imaging crustal structure variation across southeastern Australia. *Tectonophysics*, 582, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.031>
- Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölber, I., Rumpker, G., Bodin, T., & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. *Geophysical Journal International*, 203(1), 107–126. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv279>
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Collier, J. S., & Rumpker, G. (2013). The extent of continental crust beneath the Seychelles. *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 166–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.023>
- Haskell, N. A. (1990). The dispersion of surface waves on multilayered media. In A. Ben-Menahem (Ed.), *Vincit Veritas: A Portrait of the Life and Work of Norman Abraham Haskell, 1905–1970* (pp. 86–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/SP030p0086>
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.
- Singh, M., Kaviani, A., & Rumpker, G. (2016). The crustal structure beneath Mauritius from teleseismic P receiver functions: Oceanic or continental?: The Crustal Structure Beneath Mauritius. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9636–9643. <https://doi.org/10.1002/2016GL070529>
- Tilmann, F. J., Benz, H. M., Priestley, K. F., & Okubo, P. G. (2001). P -wave velocity structure of the uppermost mantle beneath Hawaii from traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, 146(3), 594–606. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00480.x>
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. <https://doi.org/10.1063/1.1699629>
- Zhu, L., & Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969–2980. <https://doi.org/10.1029/1999JB900322>

Figures S1 to S3



 MAYO station

Fig. S 1 : Location of teleseismic events used to calculate receiver functions.

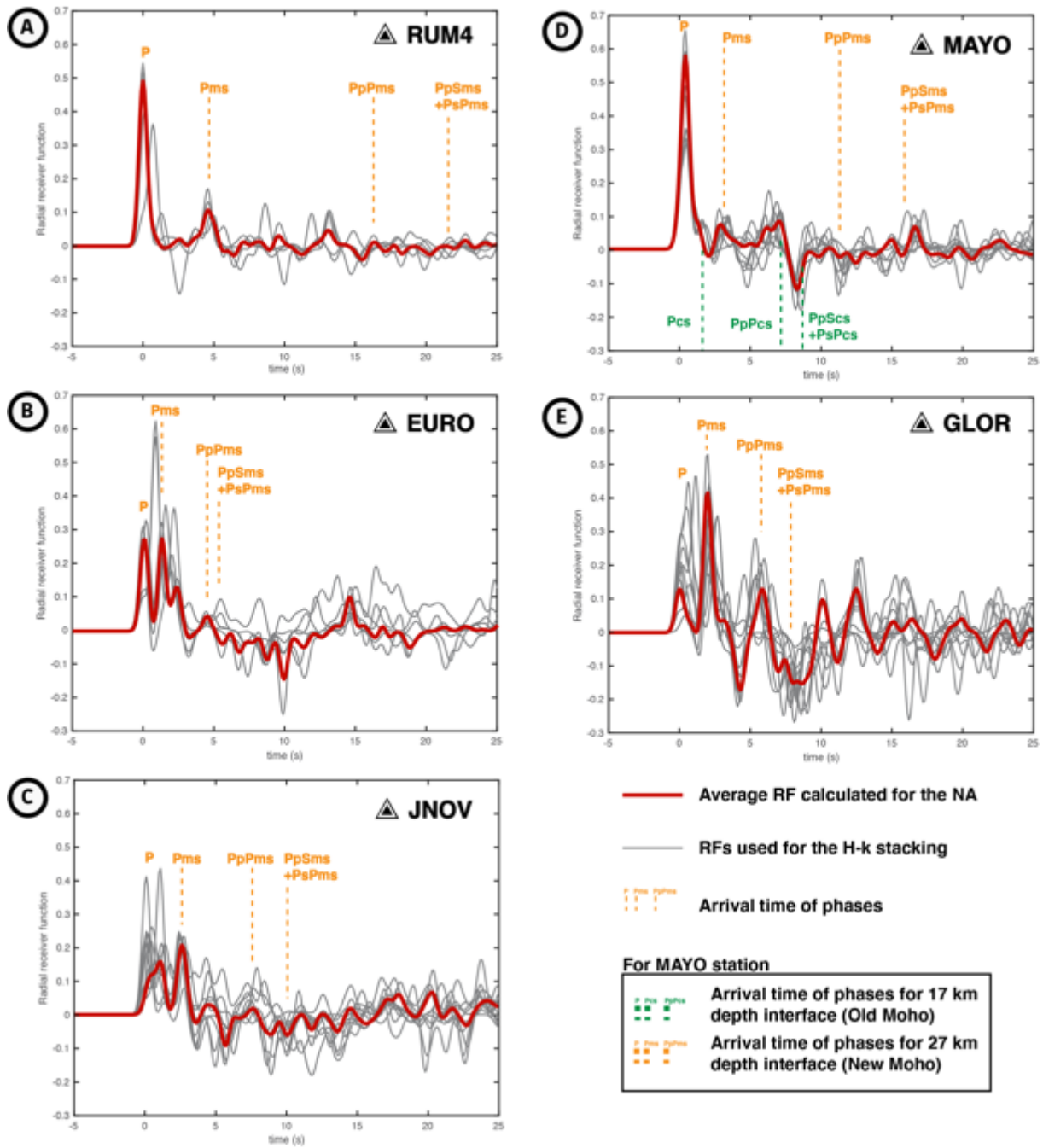


Fig. S 2: Receiver functions calculated for each station are plotted in grey. Red receiver functions represent the average receiver function at the considered station. Vertical orange dashed lines show the predicted arrivals time of the P_{ms} phase and crustal multiples determined from the best solution provided by the H- κ stacking method. Vertical green lines for MAYO indicates the P_{cs} phase (i.e the phase related to the discontinuity between the initial crust and the magmatic underplating body) and the multiples.

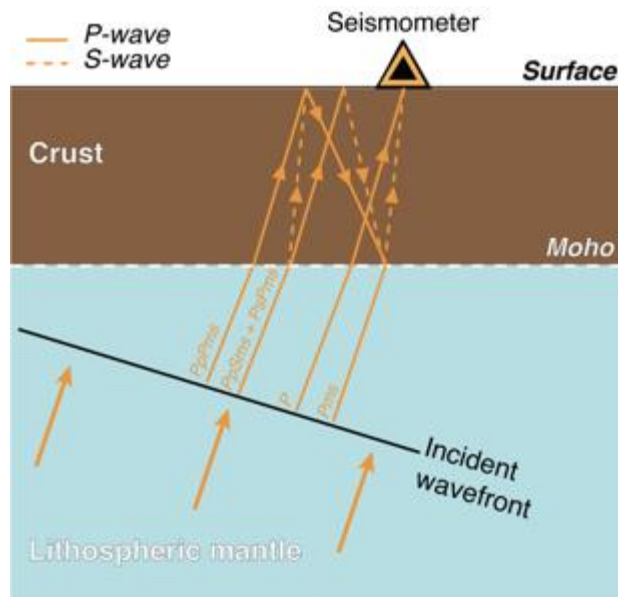


Fig. S 3: Principal ray paths for transmitted and converted waves for an incoming incident P-wave at the Moho boundary. The P phase correspond to the direct phase transmitted to the seismometer. P_{ms} phase refers to the conversion of the P-wave in an S-wave at the Moho boundary. The $PpPms$ and $PpSms + PsPms$ phases are crustal multiples.

Tables S1 to S3

Stations	Lat. (°)	Long. (°)	Elevation (m)	Sample rate (Hz)	Starting-date	Ending-date
RUM4	-24.2767	47.3157	15	100	2012-09-28	2014-08-29
EURO	-22.3440	40.3401	10	40	2011-04-06	2013-12-09
JNOV	-17.0543	42.7125	8	40	2011-04-11	2013-12-07
MAYO	-12.8456	45.1868	41	40	2011-04-15	2014-01-14
GLOR	-11.5824	47.2895	4	40	2011-04-18	2013-12-11

Table S1: Station location, sampling rate and starting/ending time of records. Data available on <http://seismology.resif.fr/>; temporary seismic network code YV.

Layers	H (km)	V_S^{upper} (km/s)	V_S^{lower} (km/s)	V_P/V_S
L1	0 - 2	1.5 - 3.0	1.0 - 3.0	2.00 - 3.00
L2	0 - 3	1.5 - 4.5	1.5 - 4.5	1.65 - 2.00
L3	1 - 15	1.5 - 5.5	2.8 - 5.3	1.65 - 1.80
L4	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L5	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L6	5 - 30	2.8 - 5.0	2.8 - 5.0	1.70 - 1.90

Table S2: NA parametrization, modified from Fontaine et al. (2013). H is the layer thickness, V_S^{upper} is the velocity at the top of the layer, V_S^{lower} is velocity at the bottom of the layer and V_P/V_S is the velocity ratio in the layer.

Stations	NA Inversion		H- κ stacking		
	N	Moho depth ± 2 (km)	Number of RFs	H (km)	κ
RUM4	2	42	5	42 \pm 3.0	1.68 \pm 0.05
EURO	2	12 (18)	4	10.2 \pm 0.2	Not constrained
JNOV	3	20	10	17.6 \pm 0.3	1.96 \pm 0.02
MAYO	3	19 (27)	9	H ₁ : 17 \pm 3.3	1.66 \pm 0
			9	H ₂ : 25.8 \pm 3.9	1.84 \pm 0.06
GLOR	3	11	10	11.6 \pm 0.2	2.00 \pm 0.02

Table S3: Moho depths estimated for each station from both the NA (Neighborhood Algorithm) and the H- κ staking methods with errors obtained from the bootstrap technique. The value in parentheses correspond to the "new Moho" found for Mayotte and Europa station. N stands for the number of receiver functions generated satisfying the selection process. κ (i.e. V_P/V_S) results are also presented here for all stations. H₁ and H₂ are the two solutions obtained with the H- κ staking approach at MAYO station.

III. Manuscrit n°2 “Lithospheric structure below the currently active Mayotte volcanic area from joint inversion of receiver function and surface wave dispersion data”

Dofal^{1,2}, A. ; Michon^{1,2}, L. ; Fontaine^{1,3}, F. R. ; Barruol¹, G. ; Mazzulo A. ; Rindraharinsaona^{1,2}, E. ; Stutzmann¹, E. ;

1: Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

2: Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.

3 : Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Martinique, Institut de Physique du Globe de Paris, F-97250 Fonds Saint Denis, France

Short-note en cours de rédaction

III.1. Introduction

L'archipel des Comores est constitué de quatre îles volcaniques présentant une morphologie contrastée allant d'un relief élevé non érodé à l'ouest, au niveau de la Grande Comore où le volcan Karthala est actif, à une île basse entourée d'un vaste lagon au niveau de Mayotte à l'est. Cette évolution morphologique, typique de la dégénérescence des volcans de point chaud, l'augmentation de l'âge du volcanisme depuis l'ouest vers l'est et la signature isotopique des laves émises au niveau du Karthala ont été les principaux arguments pour interpréter le volcanisme de l'archipel des Comores comme le résultat d'un point chaud (Emerick et Duncan, 1982 ; Späth et al., 1996 ; Class et al., 1998). La crise sismo-volcanique débutée en mai 2018 à l'est de Mayotte, et la construction d'un volcan sous-marin le long d'une ride volcanique (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Feuillet et al., en révision), à plus de 250 km de la zone de volcanisme actif de l'archipel, peut difficilement être expliqué dans le cadre du modèle de point chaud. De plus, ce phénomène est accompagné d'un grand nombre d'événements sismiques localisés entre 5 et 40 km à l'est de Mayotte à une profondeur de 20 à 45 km sous le niveau de la mer (bulletin du Réseau de Surveillance volcanologique et sismologique de Mayotte - REVOSIMA ; 2020 ; <http://www.ipgp.fr/fr/actualites-reseau>) et jusqu'à 62 km de profondeur (Lemoine et al., 2020). Cette sismicité se déroule dans la lithosphère mantellique car nous avons récemment montré que le *Moho* se situait à une profondeur de 27 km (Dofal et al., en révision à Journal of African Earth Sciences). Cette activité soulève donc le problème de l'origine et de la

localisation des zones de stockage magmatique au sein de la lithosphère, et l'effet potentiel des transferts magmatiques dans la genèse de la sismicité observée.

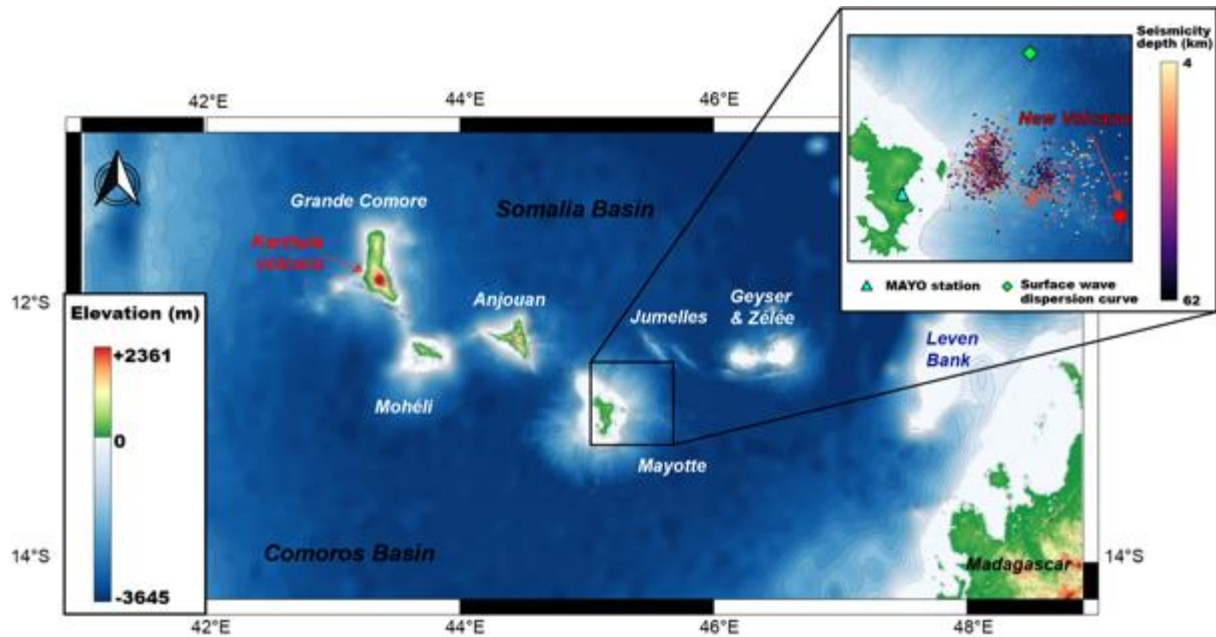


Fig. 1: Carte de l'archipel des Comores. L'encart présente la localisation de la station sismique MAYO localisée à Mayotte, le point d'échantillonnage de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh, la localisation de la sismicité induite de la crise sismo-volcanique de Mayotte (d'après Lemoine et al., 2020) et la localisation du nouveau volcan. Les données bathymétriques proviennent du SHOM (2016) autour de Mayotte et de GEBCO partout ailleurs. Les données d'élévation proviennent du modèle ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM, 2019).

Précédemment dans Dofal et al. (en révision), nous avons calculé un modèle de vitesses à partir de l'inversion de fonctions récepteur (RFs) en utilisant l'algorithme de voisinage de Sambridge (1999 ; NA) à une station localisée à Mayotte (MAYO station Lat : - 12.8456° ; Long : - 45.1868 ; Fig. 1). L'avantage de cette méthode est sa sensibilité sur la profondeur des interfaces modélisées. Cependant, la précision est moindre sur les vitesses absolues, or ces dernières sont essentielles pour localiser les événements sismiques. Les courbes de dispersion des ondes de surface sont quant à elles sensibles aux vitesses absolues. L'inversion conjointe de ces deux types de données peut donc se révéler être un outil intéressant dans l'investigation de la structure et des vitesses absolues de la lithosphère. Nous proposons alors une inversion conjointe des RFs obtenues précédemment dans Dofal et al. (en révision) et d'une courbe de dispersion d'onde de Rayleigh extraite du modèle de tomographie sismique de Mazzulo et al. (2017) au voisinage de Mayotte en utilisant la méthode de Julià et al. (2000). Les codes d'Hermann & Hammon (2002) seront utilisés pour cette inversion.

III.2. Données et Méthodes

III.2.1. Fonctions récepteur et courbe de dispersion des ondes de Rayleigh

Nous avons utilisé une station sismique temporaire déployée à Mayotte, dans le cadre du projet RHUM-RUM (Barruol & Sigloch, 2013; encart sur la Fig. 1). Cette station a permis l'enregistrement de données durant 2 ans et 10 mois. Nous avons sélectionné les formes d'ondes sismiques satisfaisant une distance épacentrale entre 25° et 90° de la station avec une magnitude supérieure à 5,5 et un rapport signal/bruit supérieur à 2, ces critères de sélection étant standards (par exemple Fontaine et al., 2013, 2015 ; Lamarque et al., 2015 ; Dofal et al., en révision). L'onde P a été pointée manuellement. sur les formes d'onde et nous avons coupé le signal sismique 5 s avant et 30 s après le temps d'arrivée de l'onde P. Un filtre passe-bas de ~1.2 Hz a été appliqué afin de réduire la part dans l'enregistrement du bruit ambiant et les hétérogénéités crustales. La méthode de déconvolution itérative dans le domaine temporel de Ligorria & Ammon (1999) a été utilisée pour calculer les fonctions récepteur radial (RF ; Fig. 2). Au total 9 RFs ont été calculées dans cette étude. Les RFs possédant un critère de ressemblance supérieur ou égal à 0,7 et un paramètre de rai (p) compris entre $\pm 0,006$ s/km autour de la valeur médiane du paramètre de rai de l'ensemble de données (i.e. RFs) ont été regroupées par quadrants back-azimutaux de 90° nommés Q1 (0°-90°), Q2 (90°-180°), Q3 (180°-270°), Q4 (270°-360°). Les quadrants Q1 et Q2 contiennent chacun 4 RFs et le quadrant Q4, 1 RF.

La courbe de dispersion des ondes de Rayleigh a été extraite du modèle régional de vitesse de groupe de Mazzulo et al. (2017) au point le plus proche de la station (12,5°S ; 45,5°E). La résolution de ce modèle correspond à une dalle de 1°x1°. Aux coordonnées où la courbe de dispersion a été extraite, la lithosphère est densément échantillonnée avec 170 événements sismiques. Cette courbe de dispersion possède des périodes allant de 16 s à 200 s permettant de contraindre les structures crustales (Fig. 2).

III.2.2. Algorithme de voisinage

Afin de contraindre la structure lithosphérique sous la station MAYO à l'aide de fonctions récepteur, Dofal et al. (en révision) ont réalisé une inversion non linéaire appelée algorithme de voisinage (Sambridge, 1999). Afin de s'affranchir du problème de solutions d'inversion non uniques, cette méthode fournit un ensemble de modèles décrits par des

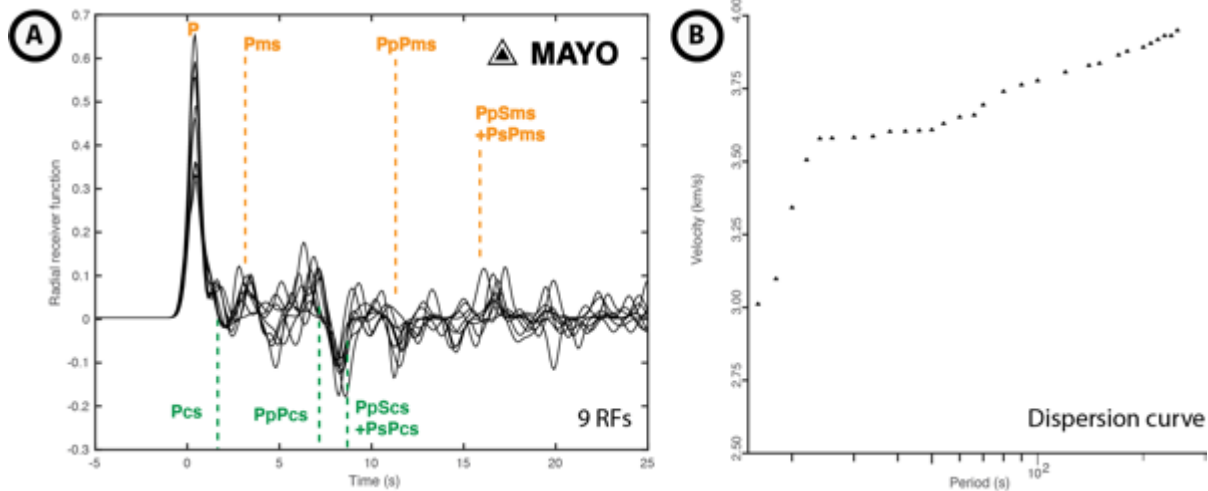


Fig. 2: Fonctions récepteur (A) et courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (B) utilisées pour l'inversion conjointe à la station MAYO (Mazzullo et al., 2017 et Dofal et al., en révision). Les temps d'arrivée des différentes phases sur les fonctions récepteur sont issues du H- κ stacking de Dofal et al. (en révision).

fonctions récepteur synthétiques calculées avec la méthode matricielle de Thomson-Haskell (Thomson, 1950 ; Haskell, 1953, 1962). Ces modèles sont calculés dans un espace multidimensionnel défini par 24 paramètres décrivant un modèle 1D à 6 couches. Les limites des 24 paramètres sont présentées en Tableau S1. Le quadrant présentant le plus de RFs et la meilleure cohérence entre chaque RF est choisi pour réaliser l'inversion. Dans l'étude de Dofal et al. (en révision), les RFs inversées proviennent du quadrant Q1. Enfin, les inversions avec le NA fournissent un ensemble de 45200 profils de vitesse d'ondes de cisaillement 1D allant de 0 à 60 km sous la station (Fig. 3). Les 1000 meilleurs modèles et leur moyenne sont utilisés pour étudier la structure de la lithosphère.

III.2.3. Inversion conjointe des RFs et de la courbe de dispersion

D'après Julià et al. (2000), les fonctions récepteur permettent de mesurer les variations de vitesse des ondes S et ainsi d'obtenir la profondeur des interfaces majeures sans que celles-ci ne soient sensibles aux vitesses absolues. Les courbes de dispersion des ondes de surface permettent de contraindre les vitesses absolues par rapport à la profondeur. Ainsi, l'inversion conjointe des deux jeux de données permet de bénéficier d'informations complémentaires sur la structure lithosphérique et de minimiser la non-unicité des solutions pour l'inversion de chaque donnée seule. Nous avons inversé conjointement les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et les RFs avec les codes d'inversion linéaire de Hermann & Ammon (2002). Les poids respectifs de la courbe de dispersion et des RFs sont identiques. Les RFs inversées par l'inversion linéaire sont coupées -5 s avant et 17 s après la phase P.

III.3. Inversion non-linéaire vs. inversion linéaire

Afin de tester l'inversion linéaire, nous allons dans un premier temps limiter la profondeur d'investigation à 60 km de profondeur et utiliser uniquement les 4 RFs issues du quadrant Q1. Ainsi le résultat de l'inversion linéaire des RFs pourra être comparé avec le résultat de l'inversion non linéaire de l'étude de Dofal et al. (en révision ; Fig. 3A-B). L'inversion linéaire des RFs est réalisée pour 100 itérations et avec un modèle *a priori* correspondant à une vitesse constante de la surface à 60 km de profondeur. Cette vitesse est celle du manteau, issue du modèle AK-135 (soit $V_S = 4,48$ km/s ; Kennett et al., 1995). Le nombre de couche au sein de ce modèle est de 25, chacune possédant une épaisseur de 2,5 km, exceptée pour les deux premières avec respectivement 1 et 2 km d'épaisseur pour la première et la seconde couche. Ces couches plus fines permettent de détailler la structure en proche surface et ainsi limiter les effets d'une couche à faible vitesse.

L'inversion linéaire des 4 RFs du quadrant Q1 est présentée en Fig. 3B-D. Le modèle de vitesse obtenu avec l'inversion linéaire présente une couche à faible vitesse sous la station. La vitesse au sein de cette première couche augmente jusqu'à une profondeur d'environ 4 km. Ensuite, la vitesse diminue formant une zone à moindre vitesse (LVZ) jusqu'à environ 10 km de profondeur. Ainsi, une interface est modélisée entre ces deux milieux présentant des gradients de vitesse différents. Cette interface à 4 km de profondeur était observée sur l'inversion non-linéaire de Dofal et al. (en révision ; Fig. 3A) et interprétée comme la limite séparant l'édifice volcanique de la croûte sous-jacente. Sous la LVZ, une augmentation de la vitesse avec un gradient constant est observée jusqu'à environ 19 km. Au-delà, l'augmentation de la vitesse se poursuit mais avec un gradient moins élevé jusqu'à environ 27 km de profondeur. La différence de gradient de vitesse de part et d'autre de 19 km de profondeur suggère l'existence de deux milieux délimités par une interface à 19 km de profondeur. De même, à 27 km de profondeur sous la station, une interface semble délimiter un milieu dans le lequel la vitesse augmente (au-dessus de 27 km), d'un milieu dans lequel la vitesse n'augmente plus jusqu'à 33 km. Les interfaces présentes à 19 et 27 km de profondeur ont été modélisées auparavant par l'inversion non-linéaire et le $H-\kappa$ stacking et interprétées respectivement comme l'ancien et le nouveau *Moho* (Dofal et al., en révision). Le milieu entre ces deux interfaces étant interprété comme du sous-placage magmatique. En dessous de 33 km de profondeur, une zone à moindre vitesse est modélisée par l'inversion linéaire jusqu'à environ 48 km de profondeur.

Les interfaces majeures (4, 19 et 27 km) modélisées par l'inversion non-linéaire sont retrouvées dans l'inversion linéaire (Fig. 3A-B). Cependant, la capacité de discrétisations des couches par l'inversion non-linéaire reste limitée (6 couches) par rapport à la seconde inversion (25 couches). Ceci explique l'absence d'expression franche de LVZ sur l'inversion non-linéaire (Fig. 3A) par rapport à l'inversion linéaire (Fig. 3B). On peut toutefois affirmer que les deux inversions présentes des résultats cohérents sur la structure de la lithosphère sous la station MAYO.

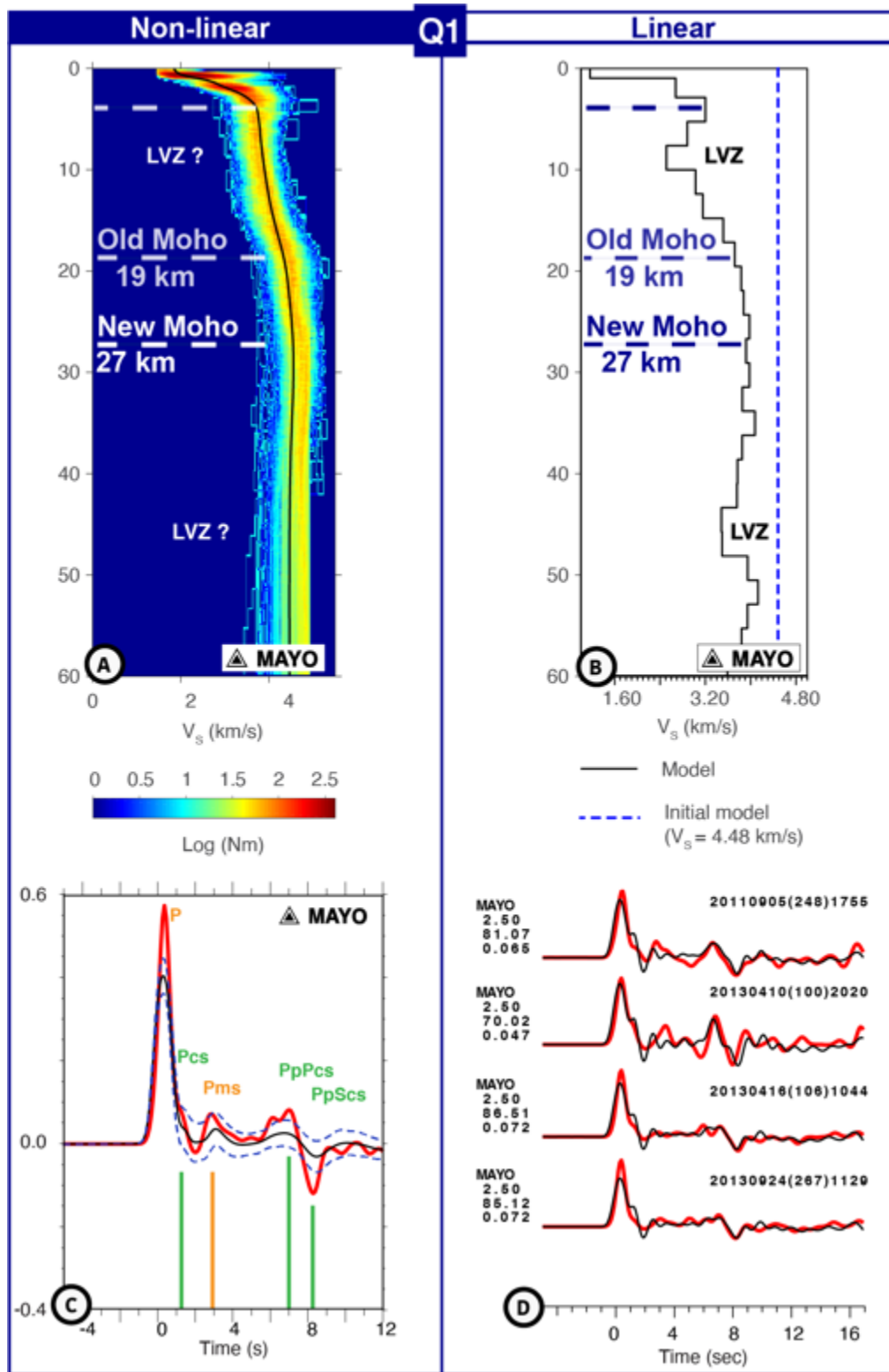


Fig. 3: (A): Courbe de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur pour la station MAYO (d'après Dofal et al., en révision). (B): courbe de vitesse des ondes S obtenue avec l'inversion linéaire d'Herrmann pour les mêmes données en entrée. (C) : Ajustement de la RF modélisée par l'inversion non-linéaire (RF noire) avec la donnée (RFs rouges). En bleu, l'écart type ± 1 . Les phases vertes correspondent à l'ancien Moho et la phase orange au nouveau Moho. (D) : comparaison de la RF obtenue avec la méthode linéaire (RF noire) avec les données de RFs (RFs rouges). Du haut vers le bas : MAYO pour le nom de la station, 2,5 pour la valeur de la largeur du filtre Gaussien utilisé, 81,07 pour la variance et 0,065 pour le paramètre de rai du premier événement.

III.4. Inversion conjointe linéaire jusqu'à 100 km de profondeur

Puisque l'inversion des RFs avec la méthode d'inversion linéaire présente un résultat cohérent avec l'inversion non-linéaire, il est pertinent de réaliser une inversion conjointe des RFs et de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh. La fenêtre d'investigation a été étendue jusqu'à 100 km de profondeur afin de pouvoir investiguer la structure lithosphérique jusqu'à la limite Lithosphère-Asthénosphère (LAB), précédemment estimée à 80 km sous l'archipel des Comores (Barruol et al., 2019 ; cf. chapitre II section I.3.2). De plus, nous avons réalisé 3 inversions dans le but de déterminer la structure de la lithosphère autour de Mayotte selon les 3 quadrants back-azimutaux présentant des données (Q1, Q2 et Q4).

Les résultats de ces inversions sont présentés en Fig. 4. Les trois inversions révèlent une augmentation graduelle des vitesses depuis la surface jusqu'à environ 4 km de profondeur atteignant 3,5 km/s. En dessous de cette interface, une LVZ est observée sur les profils de vitesse des quadrants Q1 et Q4. Pour le quadrant Q2, cette LVZ est beaucoup moins exprimée (i.e. la diminution de la vitesse est moindre), même si celle-ci semble bien exister. La vitesse minimale atteinte ($3,3 > V_s < 3,4$ km/s) dans ces LVZ est localisée à environ 12 km de profondeur sous la station pour les 3 quadrants. Au-delà de ces LVZ, la vitesse augmente graduellement pour l'ensemble des profils jusqu'à environ 20 km de profondeur en atteignant une vitesse de 4,1 à 4,2 km/s. Après cette limite, la vitesse continue d'augmenter avec la profondeur mais avec un gradient beaucoup moins important qu'auparavant. Cette augmentation se poursuit jusqu'à environ 27 km pour Q1, 30 km pour Q2 et 32 km pour Q4. La vitesse mesurée à ces profondeurs est comprise entre 4,3 et 4,4 km/s. En dessous de cette interface, une chute de 7 % des vitesses par rapport aux vitesses au toit de cette LVZ est modélisée ($V_s=4,1$ à 4,2 km/s). Cette zone s'étend sur une épaisseur de 20 (Q2 et Q4) à 25 km (Q1). Celle-ci est recoupée par une couche d'une épaisseur de 2,5 km (résolution max de l'inversion) à 43, 47 et 40 km pour respectivement Q1, Q2 et Q4. La vitesse au sein de cette couche est supérieure d'environ 0,1 km/s, à celle modélisée au-dessus ou en-dessous de cette couche. À la suite de cette zone à moindre vitesse, la vitesse ré-augmente. La vitesse maximale (4,3 à 4,4 km/s) est atteinte à 62 (Q1), 64 (Q2) et 54 (Q4) km de profondeur. En dessous de ces profondeurs, une LVZ marquée est observée sur Q1 et Q2. Pour Q4, cette LVZ s'initie après un gradient de vitesse négatif se terminant à 66 km de profondeur à une vitesse de 4,1 km/s. La valeur minimale de vitesse (3,6 à 3,8 km/s) de cette LVZ est atteinte autour de 70-72 km de profondeur. La LVZ s'étend jusqu'à environ 90 km de profondeur pour Q1 et Q2 et 87 km de

profondeur pour Q4. La chute de vitesse au sein de cette LVZ correspond à une diminution de 13 à 14 % de la vitesse modélisée au sommet des LVZs (respectivement 4,4 ; 4,3 et 4,1 km/s pour Q1, Q2 et Q4, Fig. 4). Ce sont donc 4 interfaces majeures à 4, 20, 30 et 62 km de profondeur qui sont modélisées par les inversions.

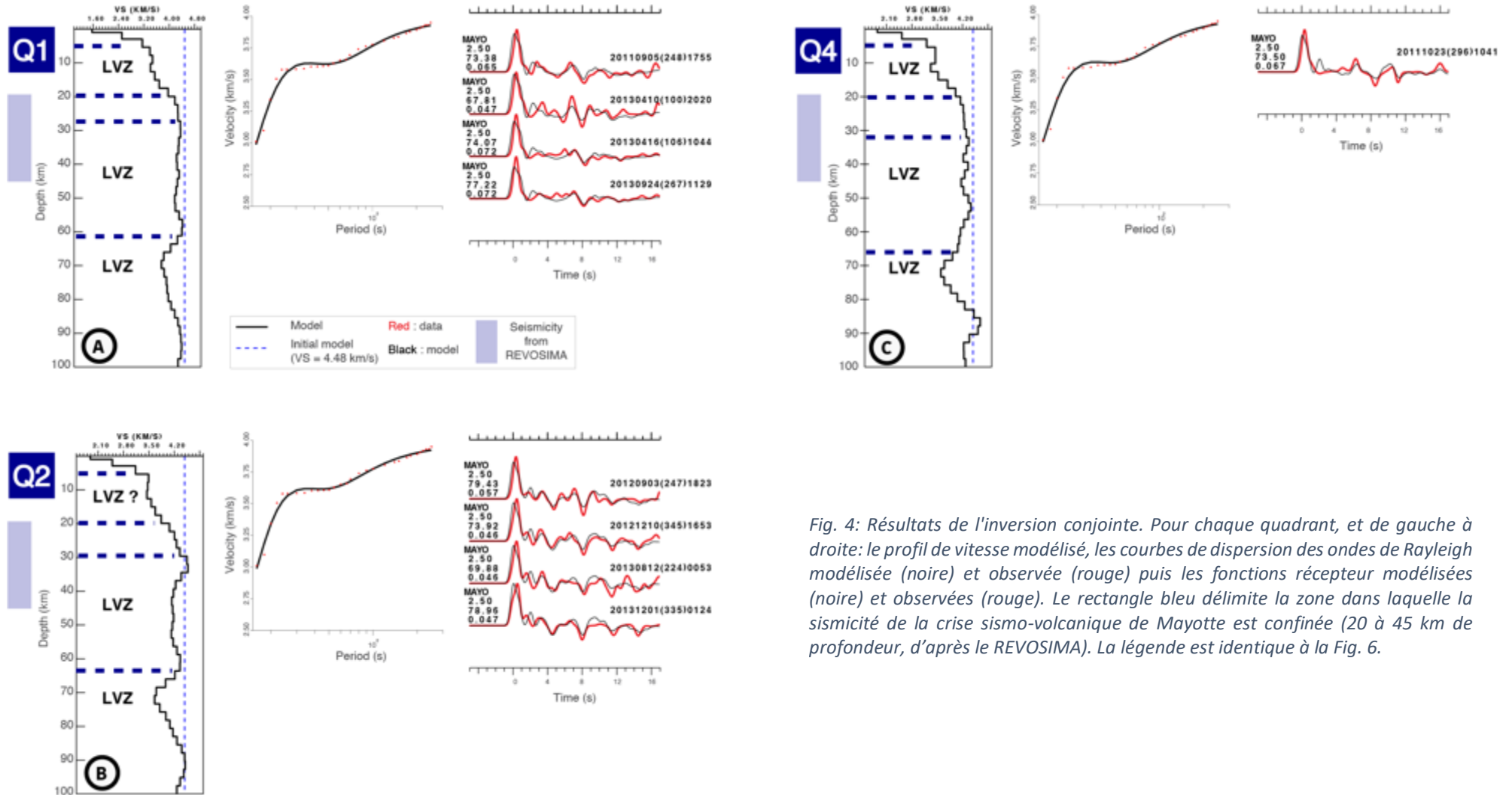


Fig. 4: Résultats de l'inversion conjointe. Pour chaque quadrant, et de gauche à droite: le profil de vitesse modélisé, les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh modélisée (noire) et observée (rouge) puis les fonctions récepteur modélisées (noire) et observées (rouge). Le rectangle bleu délimite la zone dans laquelle la sismicité de la crise sismo-volcanique de Mayotte est confinée (20 à 45 km de profondeur, d'après le REVOSIMA). La légende est identique à la Fig. 6.

III.5. Discussion

Nous avons ainsi obtenu 3 profils de vitesse qui décrivent la structure de la lithosphère sous l'île de Mayotte. Au-dessus de 60 km de profondeur, les résultats obtenus (Fig. 4) montrent une structure de la lithosphère cohérente avec le profil de vitesse obtenu par l'inversion non-linéaire (Fig. 6A). Les interfaces modélisées à ~4, ~20, et ~30 km de profondeur étaient respectivement interprétées par Dofal et al. (soumis) comme les interfaces édifice/croûte, croûte/sous-placage magmatique et sous-placage magmatique/croûte.

L'inversion linéaire permet d'avoir accès à des hétérogénéités lithosphériques supplémentaires à celles modélisées par l'inversion non-linéaire. En effet, un plus grand nombre de couches peuvent être distinguées par l'inversion linéaire (ici 40 couches) que par l'inversion non linéaire (au maximum 6 couches). Ainsi de nouvelles informations sur la structure lithosphérique sous Mayotte sont apportées telles que les LVZ situées dans la croûte et entre 30 et 60 km de profondeur et au-delà (Fig. 4,6).

La diminution des vitesses situées sous l'édifice pourrait être imputée à l'existence d'une couche à faible vitesse, comme des sédiments piégés entre l'édifice et la croûte sous-jacente. Cependant, la profondeur de l'anomalie (12 km) exclue cette possibilité puisque cela amènerait à considérer que l'édifice de Mayotte s'étend du toit de cette couche de sédiment à la surface, soit 9,5 km sous le niveau de l'océan. Un édifice d'une hauteur si importante imposerait que celui-ci soit établi au sein d'une flexure d'au moins 6 km puisque les fonds marins environnant se situent à 3,5 km de profondeur (e.g. Audru et al., 2006). Pourtant, aucune flexure lithosphérique de ce type ne semble exister sous l'île de Mayotte (Bonvalot et al., 2012). La hauteur de l'édifice de Mayotte s'apparente alors en première approximation à l'épaisseur de la tranche d'eau à laquelle il faut ajouter son domaine aérien (594 m, Mont Choungui). Une autre explication, plus probable en domaine volcanique, serait une augmentation ponctuelle de la température faisant diminuer la vitesse des ondes S (e.g. Tan et al., 1997). Cette zone pourrait ainsi s'apparenter à une zone de stockage intracrustale de magma s'établissant sur une épaisseur minimale de 2,5 km autour de 12 km de profondeur (2,5 km étant la résolution maximale à cette profondeur). De manières intéressantes, Darnet et al. (2020) révèlent à partir de données issues d'une campagne magnétotellurique Terre-Mer l'existence d'une chute de résistivité entre 13 et 16 km de profondeur, interprétée comme une possible zone d'accumulation de matériel chaud au sein de la croûte. Compte

tenu de la résolution verticale des fonctions récepteur (± 2 km), ces deux interfaces imagées par ces méthodes peuvent en constituer une seule (Fig. 6).

L'interface à 20 km de profondeur est ici cohérente avec l'interface obtenue à 17 km par l'inversion non-linéaire et l' $H-\kappa$ stacking, interprétée comme l'ancien *Moho* séparant la croûte et le sous placage magmatique (Dofal et al., en révision). D'ailleurs, la vitesse absolue atteinte à cette interface (4,2 km/s) est cohérente avec une vitesse attendue au *Moho*. Le sous-placage magmatique s'étend sur 10 km, de 17 à 27 km de profondeur d'après l'inversion non-linéaire et l' $H-\kappa$ stacking. La structure modélisée ici est similaire puisqu'une interface supplémentaire est suggérée à 30 km de profondeur. Celle-ci est interprétée comme le nouveau *Moho* situé à la base du sous-placage magmatique. En effet, les vitesses modélisées entre 20 et 30 km de profondeur sont supérieures à celles de la croûte (4,2 km/s) et inférieures à celles du manteau (4,4 km/s), typique de produits magmatiques piégés au *Moho* (e.g. Watts et al., 1985 ; Caress et al., 1995). L'épaisseur du sous-placage magmatique est donc en adéquation avec l'inversion non-linéaire et l' $H-\kappa$ stacking (10 km, Fig. 6).

D'après les données de GNSS, la localisation de la chambre magmatique alimentant le nouveau volcan est estimée à 25 et 35 km de profondeur (Cesca et al., 2019) et 28 ± 3 km (Lemoine et al., 2020) à respectivement 20 et 30 km à l'est des côtes Mahoraises (Fig. 6). En faisant l'hypothèse que les structures lithosphériques soient continues depuis la station MAYO et sur 20 à 30 km vers l'est, la chambre magmatique proposée par ces études pourrait être localisée au sein du sous-placage magmatique, et plus probablement à l'interface entre le sous-placage et le manteau lithosphérique (Fig. 6 ; points C et D).

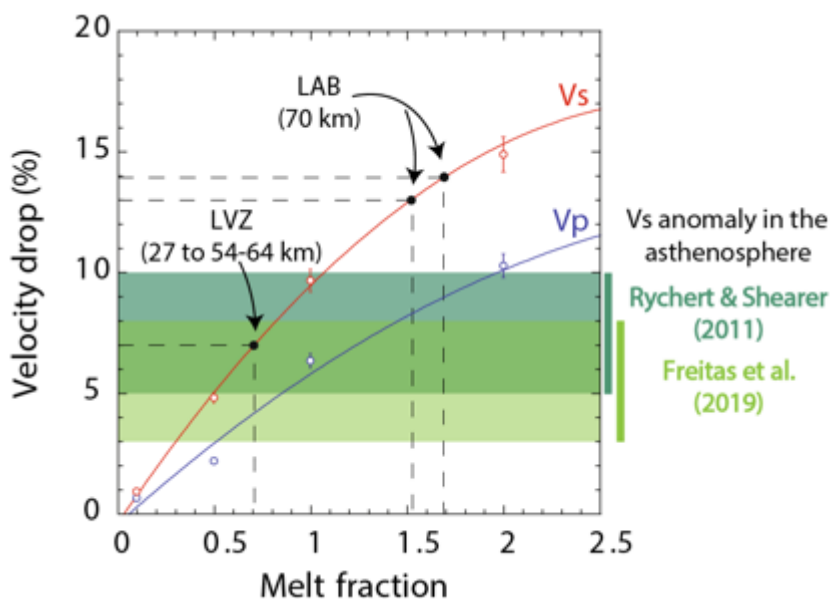


Fig. 5: Évolution de la proportion de matériel fondu (avec une répartition isotrope) en fonction de la diminution de vitesse des ondes S et P (modifié d'après Freitas et al., 2019). Les points noirs indiquent les LVZs modélisées par l'inversion conjointe. Pour une diminution de 7% de la vitesse des ondes S (V_s), la part de matériel fondu est de 0,7%. Pour une chute de V_s comprise entre 13 et 14%, la proportion de matériel fondu sera de 1,5 à 1,7%. En vert, deux estimations du pourcentage de chute de V_s attendue au LAB d'après Rychert & Shearer (2011) et Freitas et al. (2019).

isotrope de matériel fondu, une diminution de 7 % des vitesses des ondes S permet d'en estimer une proportion d'environ 0,7 % (Fig. 5). Ces LVZs pourraient donc correspondre à des zones de stockage de matériel magmatique, qui sont communément retrouvées dans le manteau lithosphérique sous les édifices volcaniques (e.g. Canaries, Klügel et al., 2005 ; La Réunion, Boudoire et al., 2019). L'absence d'événements sismiques dans les LVZs pourrait aller dans le sens d'un stockage de magma à cette profondeur.

En dessous de 60 km de profondeur, une forte chute des vitesses (13 à 14%) est observée sur l'ensemble des profils de vitesse. L'observation d'une LVZ suivit d'une augmentation de vitesse est typique du passage de la lithosphère à l'asthénosphère (e.g. Artémieva, 2011). Ainsi, l'interface à 60 km de profondeur au-dessus de la LVZ pourrait correspondre au LAB. D'autant plus que Barruol et al. (2019) estiment une localisation du LAB à une profondeur située entre 50 et 90 km le long de l'archipel des Comores. Alors que la LVZ marquant le passage de la lithosphère à l'asthénosphère est caractérisée par une chute de vitesse comprise entre 3 et 10% (Rychert & Shearer, 2011 ; Freitas et al., 2019), ici cette chute est de 13 à 14%. Pour cette diminution, la fraction de matériel fondu répartie de manière isotrope est de 1,7% soit 0,7 % de plus que pour une diminution de 10 % des vitesses des ondes S attendu pour un LAB « normal » (Fig. 5). Cette plus forte proportion de matériel fondu pourrait être attribuée au magmatisme des Comores. En effet, les magmas alimentant le volcanisme actif de la Grande Comore, à l'ouest de Mayotte, et le volcanisme de Nosy Be, à l'est, résulteraient d'une fusion partielle du manteau vers 60-80 km de profondeur (Deniel, 1998 ; Melluso et Morra, 2000). L'ensemble des magmas de l'archipel des Comores et de la partie nord-ouest de Madagascar pourrait ainsi trouver leur origine à cette profondeur. De plus, ce faible taux de fusion partielle (1,7 %) est cohérent avec le volcanisme alcalin des Comores (Class et al., 1998). Ainsi, la LVZ centrée sur 70 km de profondeur pourrait correspondre à la zone de fusion partielle à l'origine de magmas de Mayotte (Fig. 9).

La plomberie magmatique sous l'île de Mayotte pourrait donc être complexe avec une zone de génèse des magmas vers 70 km de profondeur (Fig. 6, point A), un stockage profond de ce matériel entre 40 et 50 km (Fig. 6, point B), marqué par une absence de sismicité et deux LVZ.s Ce magma aurait pu migrer vers le SE en générant une sismicité entre 30 et 40 km de profondeur. Une seconde zone de stockage est suggérée entre 20 et 35 km de profondeur à 20-30 km de l'île de Mayotte par les études précédentes de Cesca et al. (2020) et Lemoine et al. (2020) à partir de données GNSS et l'absence de sismicité à cette profondeur. Cette zone

de stockage pourrait être située à l'interface entre le sous-placage et le manteau lithosphérique (Fig. 6). Enfin, la sismicité actuelle établie de 5 à 45 km de profondeur à environ 10 km de la côte de Mayotte pourrait être une conséquence de la vidange des réservoirs situés dessous.

Des investigations complémentaires avec notamment l'analyse géochimique (géobarométrie ; voir Berthod et al., 2021) d'échantillons de laves émises au nouveau volcan permettraient de mieux contraindre la plomberie magmatique.

III.6. Conclusion

La similitude des résultats obtenus en termes de profondeur des interfaces, édifices-croûte et *Mohos (nouveau et ancien)* pour l'inversions des RFs jusqu'à 60 km de profondeur avec la méthode linéaire (Julià et al., 2000) et non-linéaire (Sambridge, 1999) permet de confirmer la robustesse des résultats obtenus.

Par 3 méthodes (NA, $H-\kappa$ stacking et inversion conjointe), nous obtenons une profondeur de l'ancien *Moho* de l'ordre de 17-20 km par rapport au niveau marin à Mayotte et à un nouveau *Moho* entre 27 et 30 km de profondeur. Cela porte ainsi à 10 km l'épaisseur du sous-placage magmatique sous l'île de Mayotte. En plus des vitesses absolues contraintes par ces inversions linéaires par rapport aux inversions non-linéaires, des hétérogénéités lithosphériques supplémentaires sont modélisées comme les zones à moindre vitesses. Une première LVZ dans la croûte pourrait correspondre à une zone de stockage intra-crustale de matériel magmatique, sans doute sans lien avec l'éruption actuelle car l'essaim de sismicité n'est pas connecté à cette LVZ. Au sein du manteau lithosphérique deux LVZs sont aussi modélisées par les inversions ; celles-ci pouvant correspondre à des zones de stockage et/ou de transit de magma. Le LAB, quant à lui, est modélisé vers 60 km de profondeur, c'est-à-dire dans la gamme de profondeur précédemment défini entre 50 et 90 km le long de l'archipel des Comores (Barruol et al., 2019). La LVZ située sous cette interface est quant à elle cohérente avec une origine des magmas proposée vers 60-80 km de profondeur (Deniel, 1998 ; Melluso et Mora, 2000).

III.7. References

- Artemieva, I. (2011). *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*. Cambridge University Press, 794 pp.
- Audru, J.-C., Guennoc, P., Thinson, I., & Abellard, O. (2006). Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(16), 1240–1249. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.07.010>
- Barruol, G., & Sigloch, K. (2013). Investigating La Réunion Hot Spot from Crust to Core. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(23), 205–207. <https://doi.org/10.1002/2013EO230002>
- Barruol, G., Sigloch, K., Scholz, J.-R., Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Fontaine, F. R., Michon, L., Deplus, C., & Dymont, J. (2019). Large-scale flow of Indian Ocean asthenosphere driven by Réunion plume. *Nature Geoscience*, 12, 1043–1049, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0479-3>
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., ... & Sarrailh, M. (2012). World gravity map. *Bureau Gravimétrique International (BGI), Map, CGMW-BGI-CNES728, IRD, Paris*.
- Caress, D. W., McNutt, M. K., Detrick, R. S., & Mutter, J. C. (1995). Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373(6515), 600–603. <https://doi.org/10.1038/373600a0>
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G. M., Cotton, F., & Dahm, T. (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1), 87–93. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0505-5>
- Class, C., Goldstein, S. L., Altherr, R., & Lery, P. B. (1998). The Process of Plume–Lithosphere Interactions in the Ocean Basins—the Case of Grande Comore, *Journal of Petrology*, 39(5), 23. <https://doi.org/doi.org/10.1093/petroj/39.5.881>
- Darnet, M., Wawrzyniak, P., Tarits, P., Hautot, S., & D'Eu, J. F. (2020). Mapping the geometry of volcanic systems with magnetotelluric soundings: Results from a land and marine magnetotelluric survey performed during the 2018–2019 Mayotte seismovolcanic crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406, 107046. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107046>
- Dofal, A., Fontaine, F.R., Michon, L., Barruol, G., Tkalčić, H. (submitted). Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: constraints from receiver functions. *Journal of African Earth Sciences*.
- Emerick, C. M., & Duncan, R. A. (1982). Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 415–428. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90077-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90077-2)
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 413–430. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.787646>
- Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölbern, I., Rumpker, G., Bodin, T., & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. *Geophysical Journal International*, 203(1), 107–126. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv279>
- Freitas, D., Manthilake, G., Chantel, J., Bouhifd, M. A., & Andraut, D. (2019). Simultaneous measurements of electrical conductivity and seismic wave velocity of partially molten geological materials: effect of evolving melt texture. *Physics and Chemistry of Minerals*, 46(6), 535–551. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01021-5>
- Haskell, N. A. (1990). The dispersion of surface waves on multilayered media. In A. Ben-Menahem (Ed.), *Vincit Veritas: A Portrait of the Life and Work of Norman Abraham Haskell, 1905–1970* (pp. 86–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/SP030p0086>
- Herrmann, R. B., & Ammon, C. J. (2002). *Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure*. St. Louis University, St. Louis, Mo.
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., & Correig, A. M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143(1), 99–112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>
- Klügel, A., Hansteen, T. H., & Galipp, K. (2005). Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2), 211–226. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.006>
- Lamarque, G., Barruol, G., Fontaine, F. R., Bascou, J., & Menot, R.-P. (2015). Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton, East Antarctica: insights from receiver function and seismic anisotropy measurements. *Geophysical Journal International*, 200(2), 807–821. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu430>
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinson, I., Raucoules, D., de Michele, M., Valtý, P., & Hoste Colomer, R. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands:

- seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, 223(1), 22–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa273>
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.
- Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Maurya, S., Barruol, G., & Sigloch, K. (2017). Anisotropic Tomography Around La Réunion Island From Rayleigh Waves: Tomography of western Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9132–9148. <https://doi.org/10.1002/2017JB014354>
- Melluso, L., Morra, V. (2000). Petrogenesis of Late Cenozoic mafic alkaline rocks of the Nosy Be archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 129–142.
- REVOSIMA. (2020). *Bulletin n°25 de l'Activité Sismo-Volcanique à Mayotte* (No. 25). IPGP/BRGM. Retrieved from www.ipgp.fr/revosima
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- Späth, A., Roex, A. P. L., & Duncan, R. A. (1996). The Geochemistry of Lavas from the Gomores Archipelago, Western Indian Ocean: Petrogenesis and Mantle Source Region Characteristics. *Journal of Petrology*, 37(4), 961–991. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.961>
- Tan, B. H., Jackson, I., & Fitz Gerald, J. D. (1997). Shear wave dispersion and attenuation in fine-grained synthetic olivine aggregates: Preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 24(9), 1055–1058. <https://doi.org/10.1029/97GL00860>
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. <https://doi.org/10.1063/1.1699629>
- Watts, A. B., ten Brink, U. S., Buhl, P., & Brocher, T. M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain. *Nature*, 315(6015), 105–111. <https://doi.org/10.1038/315105a0>

III.8. Supplementary material

Couches	H (km)	V_S^{upper} (km/s)	V_S^{lower} (km/s)	V_P/V_S
L1	0 - 2	1.5 - 3.0	1.0 - 3.0	2.00 – 3.00
L2	0 - 3	1.5 - 4.5	1.5 - 4.5	1.65 – 2.00
L3	1 - 15	1.5 - 5.5	2.8 - 5.3	1.65 - 1.80
L4	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L5	5 - 20	3.2 - 5.5	3.2 - 5.5	1.65 - 1.80
L6	5 - 30	2.8 – 5.0	2.8 – 5.0	1.70 - 1.90

Tableau S1 : Paramétrisation du NA modifié d'après Fontaine et al. (2013). H est l'épaisseur de la couche, V_S^{upper} est la vitesse au toit de la couche et V_S^{lower} à sa base. V_P/V_S est le rapport des vitesses de la couche.

IV. Synthèse du chapitre sur la structure et la nature de la lithosphère du Canal du Mozambique

Nos travaux dans le Canal du Mozambique, nous ont permis d'apporter des contraintes sur la nature de la croûte ainsi que l'influence du magmatisme sur la structure lithosphérique. Il en ressort :

Nature de la croûte : Sous les îles volcaniques de Grande Glorieuse et d'Europa, nous avons pu déterminer que la croûte était de nature océanique. Ces résultats sont en accord avec les anomalies magnétiques connues au voisinage direct de ces îles (e.g. Rabinowitz et al., 1983 ; Eagle & König, 2008). Pour Juan de Nova et Mayotte, une nature continentale de la croûte a été retenue. La croûte continentale sous Juan de Nova permet de conforter des études précédentes sur la localisation de la TOC le long de la ride de Davie (e.g. Klimke et al., 2018). L'hypothèse de l'existence d'une croûte continentale sous Mayotte soulève des questions sur la dynamique (temps et processus) de d'abandon de lambeaux de croûte continentale sous l'archipel de Comores ainsi que la formation du bassin des Comores, d'autant plus que de le substratum de ce bassin est de nature océanique à l'ouest (e.g. Klimke et al., 2016 ; Vormann et al., 2020). Le projet ANR COYOTES¹⁷ et la campagne océanographique SISMAORE, portés par le BRGM en collaboration avec l'IPGP, l'IPGS et l'ISTEP aborderont ces sujets dès 2020.

Épaisseur de la croûte : L'épaisseur de la croûte océanique sous l'île de Grande Glorieuse est de 6 km, proche de l'épaisseur moyenne de la croûte océanique dans le bassin des Mascareignes (cf. Chapitre 6). Pour Europa, la croûte océanique initiale (5-7 km) est proche de cette moyenne globale et en accord avec l'épaisseur obtenue par la sismique réfraction de l'étude de Mueller & Jokat (2017). Pour Mayotte et Juan de Nova, les épaisseurs de la croûte sont respectivement de 14 et 13,5 km. Andriampenomanana et al. (2017) proposent un amincissement crustal dans le Canal du Mozambique de l'ordre de 12 à 20 km pour des croûtes initialement épaisses de 35 km. Les résultats obtenus pour Mayotte et Juan de Nova sont donc cohérents avec ces valeurs et supportent le modèle d'amincissement proposé.

¹⁷ COMores & maYotte : vOlcanisme, TEctonique et Sismicité – COYOTES

Influence du magmatisme sur la structure lithosphérique : La première influence du magmatisme attendue sur la structure lithosphérique échantillonnée par les RFs est un édifice volcanique construit sur le fond océanique. Ces objets et les interfaces les séparant de la croûte sous-jacente sont visibles sur les stations d'Europa, Mayotte et Grande Glorieuse.

Sous Mayotte et Europa, du sous-placage magmatique a été déterminé modifiant de manière importante le profil de vitesses sous ces îles. Pour Mayotte, un sous-placage d'environ 10 km a été déterminé à la fois par l'inversion conjointe linéaire et l'inversion non linéaire des RFs. Pour Europa, 6 km de sous-placage magmatique est déterminé par l'inversion linéaire. Bien qu'elle ne puisse être quantifiée, la part endogène du magmatisme semble très importante pour ces édifices. En effet, tant que l'extension latérale du sous-placage n'est pas contrainte, le calcul précis du volume de matériel magmatique stocké à la base de la croûte reste inaccessible. Cette découverte de sous-placage magmatique plurikilométrique conforte l'idée que la dynamique magmatique estimée à partir des indices de surface est grandement sous-estimée (e.g. Crisp, 1984). Quoiqu'il en soit, cette épaisseur importante de sous-placage pourrait être imputée à une activité magmatique fixe et développée sur un temps long puisque ces édifices sont anciens (entre 10,6 à 20 Ma pour Mayotte, Deboeuf, 2004 et Michon 2016 ; et supérieur à 15 Ma pour Europa, Courgeon et al., 2016) et présente une activité récente. Pour l'édifices de Juan de Nova, l'absence de saut de vitesse au *Moho* pourrait être un indicateur de sous-placage magmatique (e.g. Fontaine et al., 2013). Toutefois sans l'observation de l'interface entre la croûte et le sous-placage magmatique l'épaisseur de ce dernier reste non quantifiable. Pour Grande Glorieuse, nous n'avons pas trouvé d'indices de sous-placage magmatique.

Enfin les zones à moindre vitesse constituent les dernières influence reconnues dans cette étude du magmatisme sur la structure de la lithosphère. Une telle zone à moindre vitesse est visible vers 60 km de profondeur sur les profils de vitesse obtenus à Mayotte par l'inversion conjointe. Celle-ci pourrait correspondre à une zone de matériel fondu primaire d'où provient le matériel magmatique stocké au *Moho* avant d'alimenter les zones éruptive.



Chapitre 6 : Sous-placage magmatique autour du point chaud Réunion

Objectifs : Présentation des résultats et interprétations pour le chantier du point chaud Réunion

Après avoir présenté l'interaction magmatisme/ lithosphère dans un contexte de rift au niveau du Canal du Mozambique, nous allons maintenant discuter de cette interaction dans un contexte de point chaud. Cette étude se focalise sur le Bassin des Mascareignes dont l'histoire et la morphologie ont évolué avec le point chaud Réunion. Ce chapitre de thèse s'organise sous la forme d'un résumé en français d'un manuscrit en cours de finalisation qui sera soumis peu après la soutenance de thèse dans une revue internationale de rang A.

I. Résumé du manuscrit n°3

L'interaction panache mantellique-lithosphère se traduit à la surface des plaques lithosphériques par l'édification d'îles volcaniques alignées (Wilson, 1963). Bien que ces alignements se poursuivent sur des milliers de kilomètres, ils ne représentent qu'une petite partie de la production magmatique totale du point chaud (Crisp, 1984; Caress et al., 1995; Holbrook, 1995). En réalité, un volume important se cristallise et reste en profondeur, dans la croûte au niveau d'intrusions ou à la limite entre la croûte et le manteau sous la forme de sous-placage magmatique (e.g. Karmalkar et al., 2008). Celui-ci correspond au volume le plus important de la production magmatique endogène (White et al., 2006). Bien que ce sous-placage magmatique semble être une caractéristique commune à de nombreux point chauds¹⁸ (e.g. Leahy & Park, 2005), son épaisseur et son extension latérale restent variables d'un point chaud à un autre, et parfois au sein d'un même point chaud (e.g. Caress et al., 1995 ; Lodge et al., 2012 ; Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016 ; Geissler et al., 2017). Enfin, il semblerait que celui-ci puisse jouer un rôle prépondérant sur la topographie de la lithosphère en contribuant à son soulèvement (e.g. Lodge & Hellfrich, 2006 ; Leahy et al., 2010).

La trace du point chaud Réunion représente un des objets morphologiques les plus marquants de l'océan Indien puisque celle-ci s'étend sur près de 5000 km depuis l'Inde jusqu'à l'actuelle position de La Réunion (Fig. 1A). Sa structure crustale a fait l'objet d'études gravimétriques (e.g. Henstock & Thompson, 2004 ; Streejith et al., 2019), de sismique réflexion ou réfraction (e.g. Chaubey et al., 2002) et sismologiques (e.g. Gupta et al., 2010 ;

¹⁸ L'observation de sous-placage magmatique n'est pas strictement restreint aux points chauds. En effet, du sous-placage magmatique est retrouvé le long de marges passives (e.g. marge Est du Groenland ; Voss & Jokat, 2007), en contexte de rift (e.g. Rift Est Africain ; Thybo et al., 2000) ou encore de subduction (e.g. Kuril Arc ; Nakanishi et al., 2009).

Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016). Ces études révèlent un épaississement de la croûte le long de la trace du point chaud. Celui-ci est imputé à l'activité magmatique du point chaud Réunion et se manifeste par des intrusions magmatiques d'ampleurs (e.g. Chaubey et al., 2002) ou du sous-placage magmatique (e.g. Gupta et al., 2010 ; Streejith et al., 2019). A la terminaison de la trace du point chaud, l'épaisseur de ce sous-placage magmatique varie de manière importante passant de 7-10 km sous l'île Maurice à 2 km sous La Réunion (Charvis et al., 1999 ; Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016 ; Fig. 1B). De plus, une étude de sismique réfraction suggère un caractère discontinu entre les deux édifices et le contraint spatialement au sud-ouest de La Réunion (Charvis et al., 1999 ; Gallart et al., 1999 ; Fig. 1B). Pourtant, de nombreux monts sous-marins d'ampleur kilométrique à plurikilométrique sont visibles sur le flanc sous-marin sud de l'île Maurice et autour de La Réunion, témoignant d'une activité magmatique sous-jacente (Fig. 1B). D'un côté, la construction de certains de ces édifices sur les flancs sous-marins des deux îles suggère un âge récent pour leur mise en place. D'un autre côté, la datation à $11,14 \pm 0,24$ Ma pour un échantillon du mont sous-marin Moustik indique qu'une partie de ce magmatisme dispersé s'est probablement développé durant le début du magmatisme de l'île Maurice (Smietana, 2011). A l'échelle régionale, cette activité semble être spatialement limitée entre les anciennes failles transformantes d'ampleur lithosphérique de Mahanoro-Wilshaw au nord-ouest et de Maurice au sud-est (Lénat et al., 2009). Seul le Mont La Pérouse s'est édifié à l'ouest de la faille transformante de Mahanoro-Wilshaw (Fig. 1). Il est intéressant de noter que ces failles délimitent un bloc lithosphérique présentant une anomalie bathymétrique positive de 500 à 1000 m par rapport aux plaines abyssales environnantes (Lénat et al., 2009).

Enfin, l'histoire du point chaud Réunion semble liée à celle de la dorsale Centrale Indienne (Central Indian Ridge : CIR). En effet, les données géochimiques collectées au niveau de la CIR (e.g. Füre et al., 2011) et la tomographie sismique couplée à la mesure de l'anisotropie dans l'asthénosphère suggèrent une interaction à grande échelle entre ces deux objets (e.g. Mazzulo et al., 2017 ; Scholz et al., 2017 ; Barruol et al., 2019 ; Hable et al., 2020). Cependant, la structure fine de la lithosphère autour de l'expression de surface du panache mantellique à l'origine du point chaud Réunion reste peu connue latéralement (e.g. Fontaine et al., 2015 ; Singh et al., 2016).

Nous proposons donc d'imager la structure de la lithosphère au niveau de la terminaison de la trace du point chaud Réunion afin d'évaluer les relations possibles entre le magmatisme et la lithosphère océanique. Nous avons utilisé les données sismologiques acquises lors du projet RHUM-RUM (Barruol & Sigloch, 2013). Ce projet a permis le déploiement de 77 capteurs sismiques terrestres et de fond de mer dans le sud-ouest de l'océan Indien. Après sélection des stations situées au sein de la zone d'intérêt (de la CIR au Bassin des Mascareignes), à partir de la qualité des données enregistrées, nous avons finalement utilisé 20 de ces capteurs et ajouté 2 capteurs sismiques du réseau français GEOSCOPE et 1 capteur du réseau international IRIS. Les données recueillies à ces stations nous ont permis de calculer des fonctions récepteur (RF). Nous avons alors pu accéder à la structure de la partie supérieure de la lithosphère à l'aplomb des stations (profondeur de *Moho*, épaisseur de la croûte, des édifices et des sédiments) et décrire la part endogène du magmatisme mise en place sous forme de sous-placage à la terminaison de trace du point chaud. Pour cela, nous avons utilisé la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel de Ligorrià et Ammon (1999) pour calculer les fonctions récepteur. Puis, nous avons inversé ces fonctions récepteurs à l'aide de l'algorithme de voisinage (Neighborhood Algorithm, NA) dans l'objectif d'obtenir des profils de vitesses sous chaque station étudiée (Sambridge, 1999).

L'inversion des fonctions récepteurs avec le NA nous a permis d'obtenir des courbes de vitesse des ondes S et d'ensuite accéder à la profondeur du *Moho* sous les 23 stations étudiées. Les résultats montrent que les profondeurs maximales du *Moho* par rapport au niveau de la mer (bsl) se situent à l'aplomb de l'île Maurice (21 km) et de la station RR17 (19 km) située au nord-nord-ouest de Maurice. Ailleurs, i.e. aussi bien sur les îles volcaniques de Tromelin et de La Réunion qu'au niveau des plaines abyssales, les profondeurs de *Moho* oscillent entre 8 et 15 km bsl.

Pour obtenir l'épaisseur de la croûte océanique initiale et du sous-placage magmatique (appelée *croûte totale*), nous avons déterminé les épaisseurs de la couverture sédimentaire et des édifices volcaniques.

Nous estimons à 6 km l'épaisseur de la croûte océanique à l'écart de toute interaction avec le point chaud Réunion, dans les bassins océaniques environnants (Mascareignes et

Madagascar). Cette épaisseur de croûte est égale à l'épaisseur moyenne des croûtes océaniques dans la partie occidentale de l'océan Indien (e.g. au sud et au nord des Seychelles ; Hammond et al., 2012, 2013 ; ou dans le bassin Arabe ; Chaubey et al., 2002). Autour de La Réunion des valeurs d'environ 8 km sont déterminées, soit 2 km de plus que pour les stations des bassins environnants. Les épaisseurs de croûte obtenues à l'aplomb de l'île Maurice et de la station RR17 sont notablement plus importantes avec respectivement 16 et 14 km.

Afin d'avoir accès à l'épaisseur de sous-placage magmatique sous les stations, nous avons suivi la démarche de Lodge et al. (2012) appliquée aux Canaries. Nous avons fait l'hypothèse que l'épaisseur de la croûte océanique en dessous de notre réseau de capteurs était de 6 km, épaisseur mesurée dans le bassin des Mascareignes, et l'avons donc déduite de l'épaisseur *de croûte totale* obtenue. Cette approche permet de distinguer trois groupes de croûte. Le premier groupe qui correspond à des stations sans sous-placage ; un second groupe qui présente un sous-placage magmatique très épais (> 7 km), à l'aplomb de l'île Maurice et de la station RR17 ; un troisième groupe caractérisé par 7 stations présentant un sous-placage magmatique inférieur à 4 km d'épaisseur et localisées autour de La Réunion entre les deux zones de fractures de Maurice et de Mahanoro-Wilshaw. Dans cette zone, de nombreux édifices sous-marins de tailles kilométriques à plurikilométriques sont reportés et témoignent d'une possible activité magmatique sous-jacente.

Nos résultats suggèrent que le sous-placage épais est spatialement limité au plateau des Mascareignes, et, qu'au niveau du bloc lithosphérique réunionnais, le sous-placage semble posséder une épaisseur assez faible (~ 2 km), voire être localement absent, comme entre La Réunion et Maurice. Cette absence de sous-placage entre les deux îles a également été montrée avec des données de sismique réfraction (Charvis et al., 1999).

Les deux groupes présentant du sous-placage semblent résulter de deux dynamiques magmatiques différentes avec une première dynamique (D1) induisant la mise en place d'un sous-placage magmatique épais (~10 km) et limité à l'aplomb d'un plateau magmatique continu, puis une seconde dynamique (D2) moins intense avec la mise en place d'un sous-placage magmatique peu épais (~ 2 km) discontinu et localisé dans une zone étendue couvertes d'édifices volcaniques isolés. Nous relierions ce changement de dynamique magmatique à l'éloignement de l'anomalie thermique du point chaud Réunion de la dorsale Centrale Indienne.

Ainsi, la dynamique magmatique D1 semble être imputée à la somme des productions magmatiques du point chaud Réunion et des dorsales océaniques de Carlsberg et Centrale Indienne. Dans un premier temps, l'interaction du point chaud avec une dorsale concerne celle de Carlsberg. Celle-ci aurait débuté vers 60 Ma d'après l'analyse des anomalies magnétiques et serait à l'origine d'une augmentation de la production magmatique (Dyment, 1998). Ainsi, l'extrémité nord du plateau des Mascareignes et le sous-placage magmatique possiblement associé constitueraient les marqueurs de cette interaction. Dans un second temps, vers 36 Ma (Machida et al, 2014), l'accrétion océanique démarre au niveau de la CIR dans le prolongement de l'actuelle ride de Rodrigues. L'accrétion de la lithosphère océanique de direction ENE-OSO (e.g. Patriat & Ségoufin, 1988) de 36 Ma jusqu'à aujourd'hui aura pour conséquence d'augmenter la distance séparant le point chaud Réunion de l'axe de la dorsale. Les rides de Rodrigues, de Three Magi et Gasitao représenteraient alors les seules expressions de surface de l'interaction entre le point chaud Réunion et la CIR. Leur volume, significativement plus faible que celui des édifices et plateaux antérieurs suggèrent une chute de la production magmatique.

La dynamique D2 serait, en revanche, le fruit de la seule production magmatique du point chaud Réunion. Le sous-placage associé est alors peu épais et étendu au bloc lithosphérique réunionnais. L'âge du volcanisme dans la zone caractérisée par ce sous-placage peu épais (11 Ma pour le mont sous-marin Moustik ; Smietana, 2011 ; 8-11 Ma pour la ride de Rodrigues, Duncan & Storey, 1992 ; 7 Ma pour La Réunion, Lénat et al., 2001) suggérerait que cette dynamique D2 se serait initiée vers 10 Ma.

Dans cette évolution globale, la situation de l'île Maurice mérite d'être analysée en détail. En effet, l'épaisseur du sous-placage suggère une dynamique D1 datée entre (60 et 36 Ma) alors que les datations isotopiques indiquent un âge du volcanisme contemporain de la dynamique D2. La bathymétrie des flancs de l'île Maurice, couplée au profil de vitesse sismique moyen de la station MRIV, suggèrent qu'une interface majeure existe entre le plateau des Mascareignes et l'édifice volcanique de Maurice vers ~2 km de profondeur. Nous proposons donc que l'île Maurice se soit édifiée sur un plateau hérité de la dynamique D1.

Nous avons également évalué les parts de croissances endogène et exogène à la terminaison de la trace du point chaud Réunion en considérant le rapport I:E (part intrusive : part extrusive ; White et al., 2006). Ce rapport varie entre 3,8:1 et 4,4:1 pour la dynamique D1 alors qu'il n'est que de 1:2 pour La Réunion (Charvis et al., 1999). Le magmatisme du point

chaud Réunion a donc subi une évolution brutale entre les dynamiques D1 et D2, évolution intimement liée aux contexte géodynamique de cette partie occidentale de l'océan Indien.

Des analogues à chacune des périodes D1 et D2 peuvent être observés au niveau de l'océan Pacifique. Le plateau des Tuamotu (Polynésie française) surplombe de 4 km les fonds océaniques alentour et se situe à l'aplomb d'une croûte océanique anormalement épaisse (18 km ; Patriat et al., 2002). Selon ces auteurs, ce plateau se serait édifié à l'aplomb ou à proximité d'une dorsale océanique vers 45 Ma. Par ailleurs, l'île de Tahiti appartenant à l'archipel de la Société est d'âge et de dimensions similaires à La Réunion. Cette île s'est mise en place en contexte intra-plaque pur, éloigné de toute dorsale océanique, sur une lithosphère d'environ 65 Ma (Munsch et al., 1996). Le sous-placage y est d'épaisseur équivalente à La Réunion (3 km ; Leahy & Park, 2005). Cependant, d'autres édifices de point chaud en contexte intraplaque pur présentent du sous-placage magmatique avec des épaisseurs parfois plus importantes, comme à Hawaii où le sous-placage mesure 7 ± 2 km d'épaisseur (Leahy et al., 2010).

Pour expliquer cette différence, nous pouvons considérer que la quantité de sous-placage stockée est liée à la quantité de magma totale produite par le panache. Selon White (1993), cette quantité est liée à la vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique au-dessus du panache mantellique. Ainsi, dans un contexte de plaque lithosphérique rapide, la production magmatique est plus importante que dans un contexte de plaque lithosphérique à déplacement lent (White, 1993). Dans le cas d'une plaque lithosphérique lente, l'appauvrissement du manteau lithosphérique au-dessus du panache mantellique deviendrait perceptible et limiterai alors la production magmatique. A l'opposé, lorsqu'une plaque lithosphérique se déplace rapidement, le manteau mis en fusion au-dessus du panache mantellique serait constamment renouvelé à mesure que la plaque se déplace. Les points chauds Réunion et d'Hawaii appartiennent respectivement aux plaques Africaine (lente ; 1,6 cm/an; Gripp and Gordon, 2002) et Pacifique (rapide ; 7–8 cm/an ; Gripp and Gordon, 2002). Cela pourrait expliquer un taux d'émission d'un ordre de grandeur supérieur à Hawaii ($3,4 \text{ m}^3/\text{s}$; Denlinger, 1997) par rapport à celui de La Réunion ($0,3 \text{ m}^3/\text{s}$; Lénat, 1987) mais aussi la différence d'épaisseur de sous-placage magmatique entre Hawaii (7 ± 2 km) et La Réunion (2 km).

Pourtant cette explication ne semble pas suffisante, puisqu'un sous-placage épais (8 km ; Lodge et al., 2006) est observé au niveau du Cap Vert, sur la plaque Nubienne. La morphologie en cluster de l'archipel de Cap Vert, i.e. sans progression linéaire de l'âge, serait liée au caractère stationnaire de l'anomalie thermique sous la plaque Nubienne (e.g. Helffrich et al., 2010). Ce caractère stable sur un temps long de l'anomalie thermique engendrée par le panache mantellique, pourrait expliquer l'épaisseur importante de sous-placage magmatique sous l'archipel de Cap Vert.

Sur la page suivante, le manuscrit n°3

II. Manuscrit n°3 “Imaging magma underplating around the Réunion hotspot track with receiver functions”

A. Dofal^{1,2}, L. Michon^{1,2}, F. R. Fontaine^{1,3}, G. Barruol¹, H. Tkalčić⁴

1: Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

2: Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.

3 : Observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique, Institut de Physique du Globe de Paris, F-97250 Fonds Saint Denis, France

4: Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 2601

Soumis à Geophysical Journal International

Corresponding author:

- Anthony Dofal : anthony.dofal@univ-reunion.fr

Accepted date

Received date

In original form date

Abbreviated title: Réunion hotspot underplating

Abstract

The Réunion hotspot track is one of the most striking features in the Indian Ocean, but the nature of magmatic underplating along the track is still debated. Based on teleseismic receiver functions calculated at 23 land and ocean-bottom seismometers provided by the RHUM-RUM experiment, we studied the fine structure of the lithosphere around the Réunion hotspot. We determined that the oceanic crust's average thickness outside Réunion hotspot track is 6 km. Furthermore, we observed a thickening of the crust for an area centered on La Réunion island and delimited by the ancient transform faults of Mahanoro-Wilshaw to the west and extending toward the Rodrigues Island to the east. This crustal thickening is attributed to magmatic material trapped at the crust base (magmatic underplating). This constrained lateral extension supports the hypothesis of the channeled mantle material issued from the Réunion hotspot and extending eastward to the Central Indian Ridge. The obtained values show that the magmatic underplating is 7-11 km thick for the Mascarene Plateau extremity and less than 4 km beneath the Reunion island and its surrounding area. We propose this difference to be related to a decrease in magmatic production; in the former, it is intense and results from the interaction between the Réunion mantle plume and the surrounding ridges, and in the latter, it stems from a diminished production of the solely Réunion mantle plume. Finally, the magmatic underplating's buoyancy could contribute to the bathymetric anomaly of 0.5 to 1 km around La Reunion island.

Keywords: Réunion Hotspot; Receiver functions; Indian Ocean; Magmatic dynamics; Magmatic underplating.

II.1. Introduction

The classical interaction scheme between a mantle plume and the overlying lithosphere leads to the construction of aligned volcanic edifices forming the so-called hotspot tracks (Wilson, 1963; Morgan, 1983). Although such alignments extend for thousands of kilometers, they likely represent only a small part of mantle plumes' total magmatic budget (Crisp, 1984; Caress et al., 1995; Holbrook, 1995). Indeed, a significant volume of magma crystallizes at depth and remains trapped beneath the crust-mantle boundary as magmatic underplating or within the crust as intrusions (e.g., Karmalkar et al., 2008). The former is accepted to represent the most important reservoir of the endogenous magmatic production (White et al., 2006), which is common in many hotspots (e.g., Leahy & Park, 2005), but whose

thickness and lateral extent may vary even within the same hotspot (e.g., Caress et al., 1995; Lodge et al., 2012; Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016; Geissler et al., 2017). Underplating may influence the lithosphere's topography by changing its overall density (e.g., Lodge et al., 2006; Leahy et al., 2010).

In the Indian Ocean, the Réunion hotspot track is one of the most striking features, extending over ~5000 km from India to Réunion island (Fig. 1A). Investigations of the crustal structure along the hotspot track were conducted, including seismic refraction (e.g., Francis & Shor, 1966; Naini & Talwani, 1982), gravimetric data (e.g., Chaubey et al., 2002; Henstock & Thomson, 2004; Kunnummal et al., 2018; Sreejith et al., 2019) or receiver functions (Gupta et al., 2010; Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016) (Table 1).

Although the crustal nature is still debated throughout the Réunion hotspot track (e.g., Singh et al., 2016; Torsvik et al., 2017), the occurrence of magmatic underplating seems to be a standard feature, where it varies between 1 and 11 km (Table 1). Interestingly, the transition from the thick, continuous Mascarene plateau to the isolated Réunion island corresponds also to a decreasing thickness of the underplating layer from 7-10 km below Mauritius (Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016) to 2 km beneath Réunion island (Charvis et al., 1999; Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016; Fig. 1B). Apart from this sharp thickness transition, seismic refraction data suggest that underplating is even discontinuous between these two edifices and spatially restricted to the southwest part of Réunion island (Charvis et al., 1999; Gallart et al., 1999; Fig. 1B). Yet, the numerous seamounts of kilometeric to pluri-kilometeric scale, observed on the southern submarine flank of Mauritius, on the submarine flank of Réunion island, and the surrounding abyssal plains indicate the existence of a widespread volcanic activity that could be associated with endogenous processes like underplating (Figs. 1B). At the exception of the La Pérouse seamount that lies 40 km west of the Mahanoro-Wilshaw transform fault, the submarine activity seems to be restricted between the two lithospheric transform faults of Mahanoro-Wilshaw and Mauritius that limit the Réunion lithospheric block (Lénat et al., 2009; Fig. 1). This lithospheric block presents a bathymetry raising of 500 to 1000 m relative to the surrounding abyssal plains (Lénat et al., 2009; Fig. 1C).

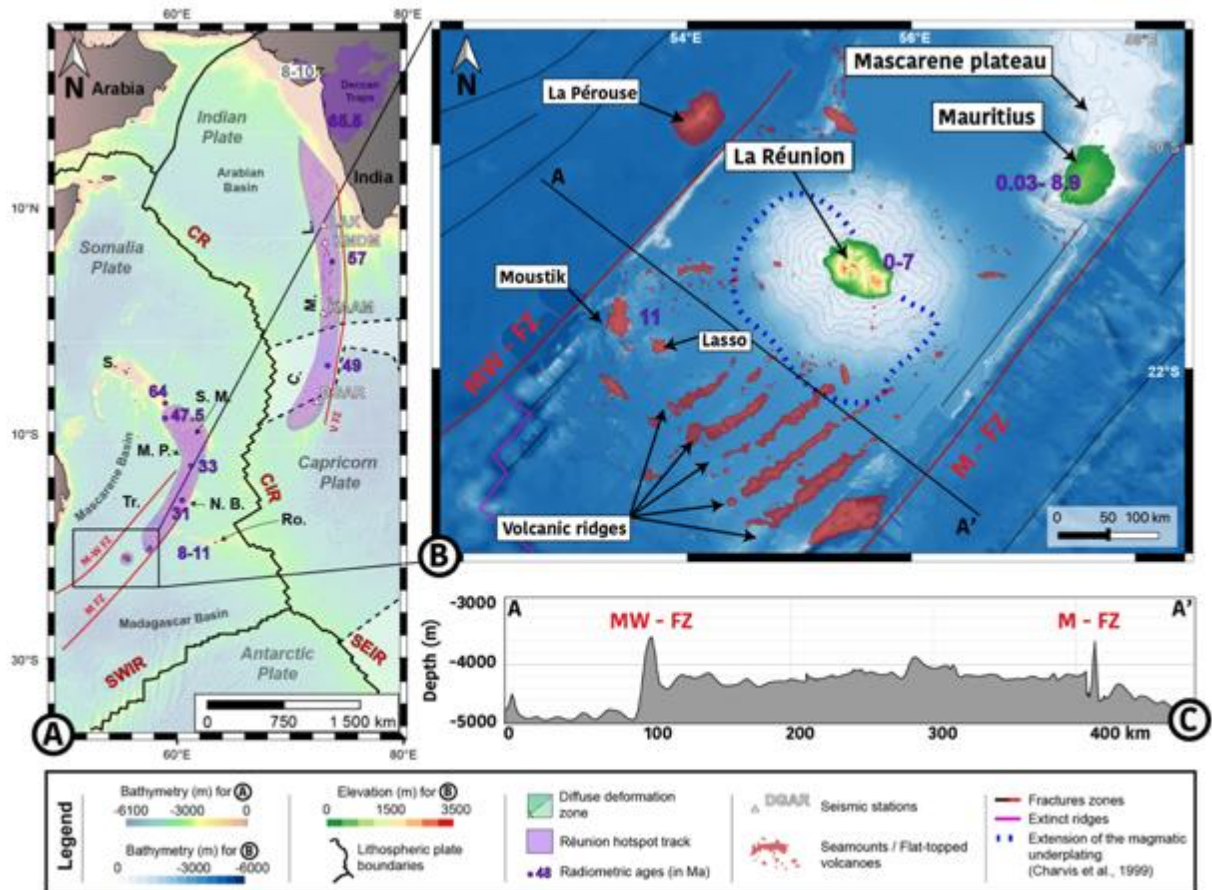


Fig. 1: (A) Réunion hotspot track (violet) and age of the volcanism (in Ma; Duncan & Hargraves, 1990; Duncan & Storey, 1992; Lénat et al., 2001; O'Neill et al., 2005; Moore et al., 2011; Smietana, 2011). CR, Carlsberg Ridge; CIR, Central Indian Ridge; SEIR, Southeast Indian Ridge; SWIR, South West Indian Ridge; MW-FZ, Mahanoro-Wilshaw Fracture Zone; M-FZ, Mauritius Fracture Zone; V-FZ, Vishnu Fracture Zone; L., Laccadive; C., Chagos; M. Maldives; S.M., Saya de Malha; N. B., Nazareth Bank; Tr., Tromelin; Ro., Rodrigues; M. P. Mascarene Plateau. Indicated seismic stations are those used by the study of Fontaine et al. (2015). (B) Bathymetry at the termination of the Réunion hotspot track (GEBCO and FOREVER, Deplus, 2006). The age of volcanism is from Lénat et al. (2001), (O'Neill et al. (2005), and Smietana (2011). La Pérouse, Moustik and Lasso are the most voluminous seamounts around La Réunion island. (C) NW-SE bathymetric cross-section across the lithospheric block delimited by the MW-FZ and the M-FZ. Note that the lithospheric block is 500 to 1000 m higher than the surrounding abyssal plains. In red are marked the volcanic structures emerging from the flat bathymetry.

In the current work, we aim at constraining the distribution of the underplating in the most recent part of the Réunion hotspot track to determine the possible effects on the lithosphere dynamics and evaluate the evolution of this dynamics through time. We determine the structure of the upper lithosphere from receiver functions calculated at seismic stations on and around Réunion island. The inversion of these receiver functions allows us to quantify from top to bottom the thickness of the sedimentary pile, of the volcanic edifice, of the oceanic crust and of the underplated layer in the area that experienced a hotspot-related volcanic activity.

Table 1: Age of the hotspot-related volcanism, the crustal nature, and the underplating thickness along the Réunion hotspot track. A: Courtillot et al. (1986), B: Duncan (1990), C: Duncan & Hargraves (1990), D: Dickins et al. (1986), E: O'Neill et al. (2005), F: Moore et al. (2011), G: Lénat et al. (2001). 1: Courtillot et al. (1986) 2: Sreejith et al. (2019), 3: Chaubey et al. (2002), 4: Gupta et al. (2010), 5: Fontaine et al. (2015), 6: Hammond et al. (2012), 7: Collier et al. (2009), 8: Shor & Pollard (1963), 9: Torsvik et al. (2013), 10: Ashwal et al. (2017), 11: Singh et al. (2016), 12: Charvis et al. (1999), 13: Kaila et al. (1990). Hyphens denote a lack of data for the referred location.

	Age (Ma)	Nature of the crust	Underplating thickness (km)
Deccan	65-66 ^a	Continental ¹	8 - 10 ¹³
Laccadives	-	Continental ^{2,3} or Oceanic ⁴	1 ² - 5 ³ - 8 ⁴
Maldives	57 ^b	Oceanic ⁵	11 - 14 ⁵
Chagos	49 ^c	Oceanic ^{3,5}	2 ³ - 5 ⁵
Seychelles	61 - 67 ^d	Continental ^{6,7}	6 ⁷
Saya de Malha Bank	47.5 ^e	Oceanic ⁸	-
Nazareth Bank	31 ^e	Oceanic ⁸	-
Cargados-Carajos Shoals	-	Oceanic ⁸	-
Mauritius	8 - 11 ^f	Continental ^{9,10} or Oceanic ^{5,11}	7 ⁵ - 10 ¹¹
Réunion	0 - 7 ^g	Oceanic ^{5,12}	2 ^{5,12}

II.2. Geological context

II.2.1. Réunion hotspot track

The Réunion hotspot's evolution is linked to that of the Indian Ocean (Goslin & Patriat, 1984; Dymant, 1998). The mantle plume impingement below the Indian and Seychelles continental blocks occurred around 65-66 Ma forming the Deccan Traps in western India (Courtillot et al., 1986; Renne et al., 2015). This intense magmatic activity was rapidly followed by the Arabian basin's opening around 63.4 Ma that led to the separation of Seychelles and Indian blocks (Gaina et al., 2013; Chatterjee et al., 2013).

The northward drift of the Indian plate above the Réunion plume yielded the construction of the Laccadives, Maldives (57 Ma), Chagos plateaus (49 Ma), and Saya de Malha Plateau (47.5 Ma; Duncan, 1990; Duncan & Hargraves, 1990; O'Neill et al., 2005) along the Vishnu fracture zone (VFZ; Reeves et al., 2016; Fig. 1A). Around 55-57 Ma, the hotspot location was beneath the Maldives, north of the Carlsberg ridge that increased the oceanic accretion on the Somali plate, probably linked to an increase of magma production (Dymant, 1998). Then, at about 45-41.5 Ma, the hotspot surface expression shifted south of the Carlsberg ridge resulting in an enhanced oceanic accretion of the Indian plate (Dymant, 1998). The ridge-hotspot interaction is thought to have produced a peak of magma production (Bredow et al., 2017). The magma ascent through the lithosphere likely followed the Mauritius transform fault and led to the Mascarene Plateau's construction (e.g., Shor & Pollard, 1963). The Réunion hotspot magmatic activity continued southwestwards, forming Mauritius at about 9 Ma and continued until 0.03 Ma (Moore et al., 2011).

The onset of magmatic activity that later formed La Réunion island is estimated at around 7 Ma from lava emission rates of Piton de la Fournaise (Lénat et al., 2001), albeit the

oldest radiometric ages are 3.77 ± 0.08 and 3.34 ± 0.07 Ma (Smietana et al., 2011). Several seamounts kilometric to pluri-kilometric in size lie on the surrounding abyssal plain and on the submarine flanks of the island (e.g., Lénat et al., 2009; Fig. 1B). Among these different edifices, only the Moustik seamount has been dated and provided an age of 11.14 ± 0.24 Ma (Smietana, 2011), age in the range of that of the Rodrigues ridge, which might have been formed by the interaction between the Réunion hotspot and the Central Indian Ridge (8-11 Ma; Duncan and Storey, 1992; McDougall et al., 1965; Dyment et al., 2007; Barruol et al., 2019).

II.2.2. Crustal structure and nature along the hotspot track

North of the Carlsberg Ridge, the Laccadives ridge is underlain by a stretched continental crust (e.g., Chaubey et al., 2002), which thins southward (Nair et al., 2012). The crust is oceanic in the ridge's southern extremity (Gupta et al., 2010). Gravimetry data suggest a thickness of underplated magmatic material of 4 km below the northern part of the ridge (Sreejith et al., 2019) and 8 km below the oceanic crust (Gupta et al., 2010). The Maldives stands on oceanic crust underlain by 14 and 11 km of underplating in the north and south of the ridge, respectively (Fontaine et al., 2015). Thickened oceanic crust is also present below the Chagos bank, but the thickness of magmatic underplating (between 2 and 5 km) appears to be smaller than in the Maldives (Chaubey et al., 2002; Fontaine et al., 2015).

West of the CIR, receiver functions and seismic refraction data suggest that the nature of the crust underlying Mauritius and the Mascarene plateau is oceanic (Shor & Pollard, 1963) but thickened by a 7 to 10 km-thick layer of magmatic underplating below an initial oceanic crust (Fontaine et al., 2015; Singh et al., 2016). Yet, it is worth noting that the discovery of Archaean zircons in beach sands and trachyte sampled in Mauritius, together with a thick crust below the volcanic constructions along the hotspot track, have been interpreted as the occurrence of continental blocks abandoned during the northeastward migration of the Indian continent (Torsvik et al., 2013; Ashwal et al. 2017). However, Nauret et al. (2019) recently showed that the isotopic signatures of the lavas emitted in Réunion, Mauritius, Rodrigues, and the CIR indicate the recycling of a Precambrian continental lithosphere in the mantle that could provide the zircons found in Mauritius. Beneath La Réunion island, the oceanic crust is found to be 6 km thick and underlain by 2 km of underplating (Charvis et al., 1999; Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015). The thin underplating extends southwestward of the island over ~100 km but is discontinuous toward Mauritius (Charvis et al., 1999; Fig. 1B).

II.3. Data and methods

To characterize the crustal structure around the southern extremity of the Réunion hotspot track, we used 19 three-component broad-band Ocean Bottom Seismometers (OBS) and 1 three-component broad-band terrestrial station deployed in the frame of the RHUM-RUM experiment (Barruol and Sigloch, 2013; Barruol et al., 2017; <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>). OBS were deployed for about 1 year between October 2012 and December 2013. Details on the experiment and on the data availability and quality can be found in Stähler et al. (2016) and in Scholz et al. (2017) and Trabattoni et al. (2020) for the OBS actual orientations on the ocean floor (determined from seismological waves or from ship noise polarization, respectively). We have augmented this data set by the inclusion of 1 station of the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Global Seismographic Network stations installed in Mauritius (MRIV) and 2 stations from the permanent GEOSCOPE network in La Réunion and Rodrigues islands (Fig. 2A; RER and RODM). Full details are presented in Table S1.

The crustal layering below each station was determined by computing P-wave receiver functions with the iterative time-domain deconvolution of Ligorria and Ammon (1999). Following Fontaine et al. (2015), the teleseismic events were selected with an epicentral distance between 25 and 90° from the station and a magnitude M_b above 5.5. Moreover, the Signal-to-Noise Ratio (SNR) has been chosen to be larger than 2. For each station, receiver functions were grouped for coherency greater than 0.7 and then stacked by 90° back-azimuthal quadrant and for ray, parameters satisfying $p_{median} \pm 0.006 \text{ s.km}^{-1}$. For ocean bottom seismometers, 1 to 2 events per station fulfill these pre-requisites, while the maximum number of events is 14 (at RER station) for inland stations (Table 2). Fig. 2B summarizes the location of the teleseisms used to calculate the receiver functions. Receiver functions are presented in Fig. 3 and Fig. S2.

OBS data were reoriented using values determined from the P- and Rayleigh wave polarization method of Scholz et al. (2018). P-wave arrival time was manually picked on each waveform using the IASP91 arrival time predictive model (Kennett and Engdahl, 1991). Waveforms were excised 5 s before and 30 s after the P-wave arrival, and a low-pass filter of 1.2 Hz was applied to reduce the ambient noise and of small-scale crustal heterogeneities. We estimate a receiver function vertical resolution of 1.5 to 2 km as in similar previous studies (e.g., Reading, 2004; Fontaine et al., 2013a; Lamarque et al., 2015).

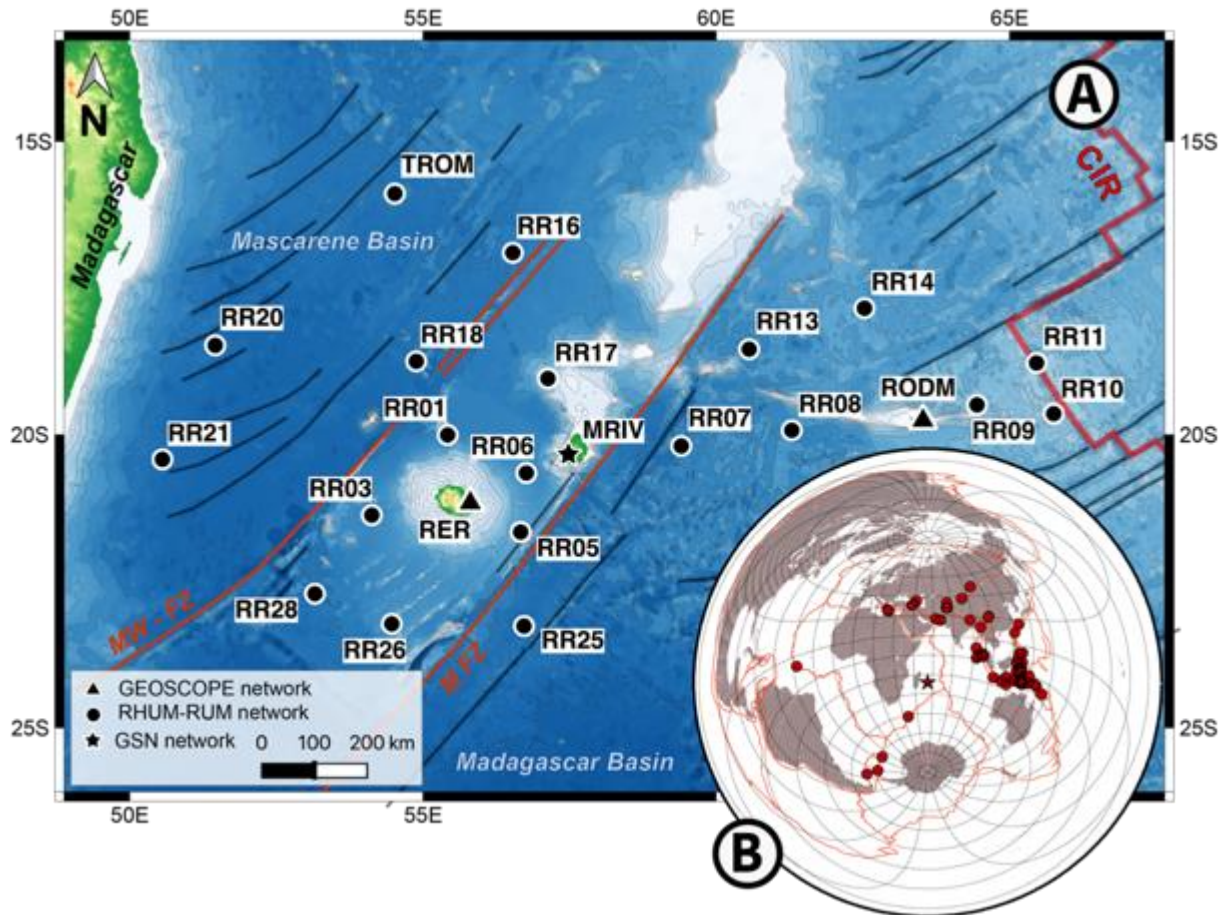


Fig. 2 : (A): Location of the 23 seismic stations used in this study: OBSs deployed during the RHUM-RUM experiment (dots), GEOSCOPE (triangles), and GSN (star) permanent stations. MW-FZ, Mahanoro-Wilshaw Fracture Zone; M-FZ, Mauritius Fracture Zone; CIR, Central Indian Ridge. (B): Location of teleseismic events used to compute receiver functions. The black star indicates the location of La Réunion island.

The Neighborhood Algorithm (NA) inversion method (Sambridge, 1999) was then applied to study the seismic structure of the upper lithosphere under the sensor array by calculating an ensemble of solutions of S-wave velocities (V_S) profiles. The NA used an *a priori* model composed of 5 to 6 layers, each defined by four unknown parameters: the V_P/V_S ratio, the thickness H , and the S-wave velocity V_S , at the top and bottom of the layer (Tables S2 and S3).

We choose two different parametrizations for the *a priori* model, depending on the location of the stations. For stations that lie on volcanic construction (TROM, RR17), we used the same *a priori* model as Fontaine et al. (2015) for MRIV, RER, and RODM stations. For OBSs, the model was modified by removing the layer corresponding to the volcanic edifice (supplementary material Fig. S1 and Tables S2 and S3). The NA computed 42,500 S-wave velocity curves described by a set of synthetic receiver functions generated by the Thomson-Haskell matrix method (Thomson, 1950; Haskell, 1990). We considered the 1000 best-fitting

models and their average to determine the most probable seismic structure below the stations. The extent of the whole ensemble of solutions on the density plot shows that the errors in-depth values increase with depth and that the maximum error estimation is up to 2 km. According to Giese (2005), the *Moho* interface is crossed when V_P is greater than 7.6 km/s. Considering a V_P/V_S ratio of 1.88 for the standard oceanic crust (Christensen & Mooney, 1995), the V_S of the *Moho* interface is 4.1 km/s. If a velocity gradient exceeds this threshold value, the *Moho* is taken to correspond to this gradient's bottom (Clitheroe et al., 2000). When this kind of gradient is present, it suggests that material with velocities higher than crustal velocities is present. Underplating composed of mafic to ultramafic rocks (e.g., Watts et al., 1985; Caress et al., 1995) may produce such a gradient (e.g., Fontaine et al., 2015).

Finally, it has been shown that sedimentary layers may produce reverberations and artifacts on receiver functions (e.g., offset from the P-wave origin, extra wiggles, etc.; Zelt & Ellis, 1999). We first integrated the GlobSed global model of sediment distribution (Straume et al., 2019) and, when possible, more precise data issued from seismic reflection profiles of the FOREVER campaign around La Réunion island (Deplus, 2006) to determine the sediment thickness below our stations. Then, we computed synthetic models to determine the range of sediment thickness that produces artifacts on receiver functions. We applied the resonance removal filter on receiver functions calculated at stations lying on a sedimentary cover (Yu et al., 2015). We deduced that this approach is efficient for a sedimentary cover ranging between 0.3 and 1 km (detailed in supplementary information: Text 1).

II.4. Results

We applied the NA to the set of average receiver functions to access the velocity profiles describing the seismic structure of the upper lithosphere around the Réunion hotspot. NA solutions obtained for the 23 stations can be grouped into four categories considering the geological setting and lithospheric structures. Figure 3 presents the representative geometry of the upper lithosphere observed in abyssal (RR05 and RR09), volcanic island (TROM and RER stations), magmatic plateau (RR17) domains, and in a volcanic island formed on a magmatic plateau (MRIV; location in Fig. 2A; see Fig. S3 for the velocity profiles of the 17 other stations). We present and discuss below each of these categories.

Abyssal plain. The lithospheric structure in the abyssal domain is best represented by the NA inversions from stations RR05 and RR09, respectively deployed on the sur-elevated

lithospheric block of La Réunion and a young lithosphere close to the Central Indian Ridge. At RR05, the ensemble of RFs (i.e., 2 RFs; Fig. S2) and the average RF show that the first peak has a smaller amplitude than the second one (Fig. 3-A1). This phase is observed ~ 1 s after the P direct phase and interpreted as the *Pms* phase (Fig. 3-A1). A low amplitude first phase is characteristic of a low-velocity layer below the seismic sensor (Zelt & Ellis, 1999). This is confirmed by the 1000 best inversion models of the NA and their average (black curve) that shows a strong velocity contrast at about 2 km depth below the station (Fig. 3-A2).

Moreover, the modeled RF describing the 1000 best velocity models' average fits the data well (Fig 3-A1). Beyond this shallow interface, a continuous velocity gradient is observed down to ~ 8.6 km below the station. At ~ 8.6 km depth, a sharp change of velocity is observed by both the average velocity profile and the ensemble of solutions evolving from a continuous velocity increase to a constant value (Fig. 3-A2). The 4.1 km/s threshold corresponding to the lithospheric mantle's characteristic velocity (as used in several studies; Clitheroe et al., 2000; Lamarque et al., 2015; Lodge et al., 2016) suggests a *Moho* depth below the station at 8.6 km. Finally, at about 30 km depth beneath the station, a low-velocity zone (LVZ) is well modeled by the NA (Fig. 3-A2).

At RR09 (East of the Rodrigues ridge), the observed (i.e., 2 RFs, Fig. S2) and modeled RF present the first peak with a large width, which may result from the convolution of two very close peaks of the *P* and *Pms* phases (Figs. 3-B1, S2). A first negative phase (trough) at ~ 1 s is observed after the direct P phase. The ensemble of solutions and the mean velocity profile (Fig. 3-B2) reveal a well-constrained velocity contrast at a depth of about 4.9 km under the station for velocities exceeding 4.1 km/s. This suggests a *Moho* at 4.9 km depth below the station, supporting the hypothesis of a close interaction of P and *Pms* phases resulting in a single pulse. Beneath this boundary, a low-velocity zone is modeled by the NA down to 19 km below the station, which may correspond to the ~ 1 s trough on RFs (Fig. 3-B2).

Volcanic edifices. The structure of the upper lithosphere below volcanic edifices has been determined for Tromelin and Réunion islands. At Tromelin (TROM station), the stacked radial RF shows similar phases than the four individual RFs (Fig. 3-C1, Fig. S2). The first peak on the average RF is shifted from the theoretical origin, and a peak at ~ 1 s after the direct P phase is observed. The latter may correspond to the *Pms* phase, followed by a significant negative phase around 3 s. The modeled RF well recovers all these characteristics (Fig. 3-C2).

The 1000 best velocity models' ensemble shows a constant velocity gradient down to 5 km below the station. Beyond this interface, a low-velocity zone with a minimum velocity value of around 7 km is modeled and followed by a constant velocity increase down to 13.4 km depth. The mantle velocity threshold (4.1 km/s) is reached first at a depth of 5 km and then at 9 km (Fig. 3-C2). As TROM station is located close to sea level on a volcanic edifice surrounded by an oceanic floor at 4.5 km below sea level (bsl) (Smith and Sandwell, 1997), a *Moho* depth of 5 km is highly unlikely. Thus, most probably, the *Moho* interface is located at the bottom of the second velocity gradient, i.e., at about 13.4 km below the station (Fig. 3-C2).

Data recorded at the RER station located on Réunion island was previously used in the receiver functions study of Fontaine et al. (2015). The obtained RFs and velocity density plot of Fontaine et al. (2015) is incorporated in this study. RFs obtained at RER presents, a lower P phase amplitude than that of the second peak (*Pms*) suggesting that a low velocity zone exist just below the station (Fig. 3-D1; Zelt & Ellis, 1999), which could be the signature of the volcanic edifice itself. The ensemble of best data-fitting S-wave velocity profiles perfectly retrieve this low velocity anomaly pointing at a depth of 2.5 km (Fig. 3-D2). Then, a constant velocity gradient is observed down to 8 km depth below the station (bst). At greater depth, another velocity gradient is modeled down to ~14 km depth (bst). The velocity threshold of 4.1 km/s is reached at about 12 km suggesting a *Moho* depth of ~14 km below the station. Previously, Fontaine et al. (2015) had interpreted a *Moho* depth bsl of 12 km. Beyond this interface, the velocity then decreases below this depth until a minimum value at ~30 km depth and then increases at greater depths (Fig. 3-D2).

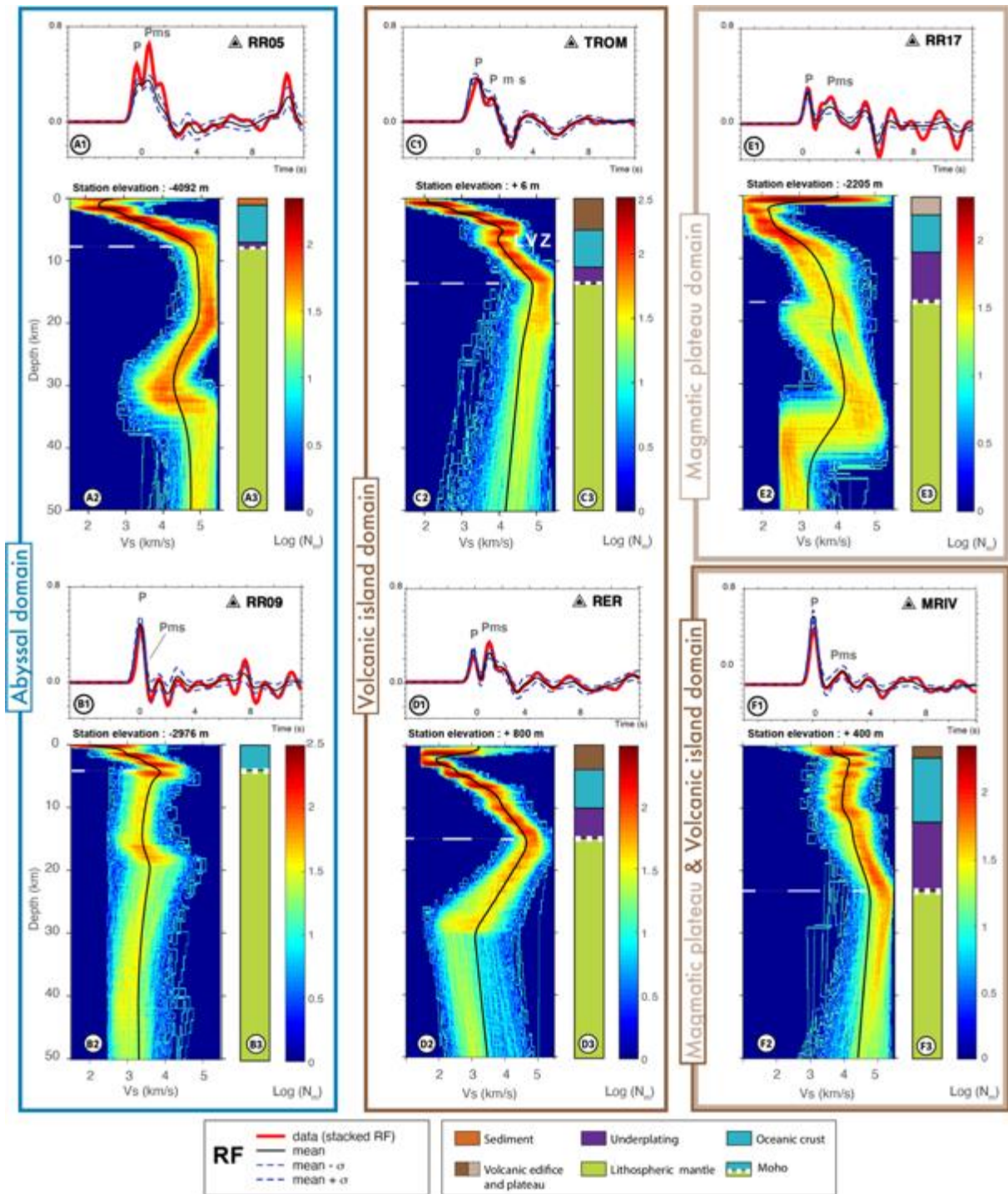


Fig. 3: NA results obtained for the RR05, RR09, TROM, RER, RR17, and MRIV stations. A1-F1: comparison between the observed RF in red and the modeled RF describing the average from the best 1000 models resulting from the inversion in black. Dashed blue lines account for the ± 1 standard deviation bounds around the average. Arrival times of P and Pms phases are indicated on RFs. A2-F2: S-wave velocity profiles (km/s) of the 1000 best models for each station. The Log (Nm) color scale represents the density of the 1000 best models. The black line is the average model. The white dashed lines represent the interpreted Moho discontinuity. LVZ: Low-Velocity zone. A3-F3: interpreted 1D lithospheric structures. Stations are grouped according to geological domains: abyssal, volcanic island, magmatic plateau, and both magmatic plateau and volcanic island domains.

Magmatic plateau. Two stations allow imaging the structure of the Mascarene plateau: RR17 and MRIV stations. The former is an OBS directly lying on the plateau at a depth of 2205 m bsl, while MRIV is a terrestrial station located on the island of Mauritius. For RR17,

the Pms phase's arrival time is observed ~ 1.7 s after the direct P phase (Fig. 3-E1). The modeled RF shows good consistency with the observed RF up to ~ 5 s (Fig. 3-E1). On the velocity profile, a negative velocity gradient is modeled in the upper part until ~ 2.5 km below the station (Fig. 3-E2). Then, a positive and constant velocity gradient is observed down to ~ 7.5 km depth but with some dispersion. Below this interface, a third velocity gradient is observed down to 17.1 km below the station (Fig. 3-E2). The velocity threshold of 4.1 km/s is reached by the ensemble of solution at this depth, indicating a *Moho* depth of 17.1 km. Beyond that depth, the dispersion of the velocity curves shows that the inversion is not constrained.

For MRIV, the mean RF shows a peak at ~ 2 s after the P-direct phase (Fig. 3-F1). According to Fontaine et al. (2015), this peak likely corresponds to the *Pms* phase. The velocity model (Fig. 3-F2) shows a first superficial interface with a velocity increase at ~ 2 km below the station. Then, a slightly negative velocity gradient is modeled down to ~ 12 km. At this depth, the velocity profile presents a step and a positive velocity increase down to 23 km below the station. Given that the velocity threshold of 4.1 km/s is reached during this last stage, the interface at 23 km is considered as the *Moho*.

Our estimates of the *Moho* depth below each of the 23 stations on land or on the seafloor allowed us to homogeneously present the depth to the *Moho* bsl to compare the depths of the various interfaces (Fig. 4A and Table 1). The *Moho* bsl ranges from 7.8 km close to the CIR at RR09 station to 22.6 km in Mauritius (MRIV). MRIV and RR17 show the deepest *Moho* values of the study area, respectively 19.3 and 22.6 km depth bsl (Fig. 4A; Table 1). Elsewhere, the *Moho* depth is less than 15 km bsl. Interestingly, the *Moho* depth decreases on both sides of the lithospheric block delimited by Mauritius, the Mahanoro-Wilshaw FZ, and southward of La Réunion island (Fig. 4A).

Table 2: Summary of the results obtained at each station. The color code refers to the geological domains of the stations, as in Fig. 3. Events denote the number of individual RFs used to compute the velocity profile. Oceanic lithosphere ages are provided by Müller et al. (2008). Moho depth bst refers to the Moho depth below the station. Moho depth bsl stands for the depth to the Moho normalized to the sea level. Values of total oceanic crust thickness underlined, are considered to obtain the 6 km average crustal thickness outside the hotspot influence zone. The symbol † refers to stations already used in Fontaine et al. (2015) and re-examined in this study.

1

Stations	Events	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Age of the oceanic lithosphere (Ma)	<i>Moho</i> depth bst (km)	<i>Moho</i> depth bsl (km)	Volcanic edifices thickness (km)	Sediment thickness (km)	Total thickness of the oceanic crust (km)	Underplating (km)
RR01	1	-20.0069	55.4230	-4298	67	11.0	15.3		2	9	3
RR03	2	-21.3732	54.1294	-4340	66	8.9	13.3		1	8	2
RR05	2	-21.6626	56.6676	-4092	67	8.6	12.7		2	7	1
RR06	2	-20.655	56.7639	-4216	67	6.2	10.4		1.5	5	×
RR07	2	-20.1945	59.4058	-4370	38	8.7	13.1		1	8	2
RR08	1	-19.9259	61.2907	-4190	27	5.1	9.3		1	<u>4</u>	×
RR09	2	-19.4924	64.4485	-2976	7	4.9	7.8		0	<u>5</u>	×
RR10	2	-19.6437	65.7558	-2310	2	7.0	9.3		1	<u>6</u>	×
RR11	2	-18.7784	65.4629	-3473	1	6.8	10.3		1	<u>6</u>	×
RR13	2	-18.5427	60.5635	-4130	37	8.7	12.8		1	8	2
RR14	1	-17.8448	62.5299	-3420	28	8.3	11.8		1	7	1
RR16	1	-16.8976	56.5335	-4426	68	7	11.4		1	<u>6</u>	×
RR17	1	-19.0427	57.1322	-2205	71	17.1	19.3	3		14	8
RR18	2	-18.7504	54.8878	-4743	64	7.9	12.7		2	<u>6</u>	×
RR20	2	-18.4774	51.4600	-4820	80	7	11.0		1	<u>6</u>	×
RR21	1	-20.4217	50.5599	-4782	80	7.8	12.6		2	<u>6</u>	×
RR25	2	-23.2662	56.7249	-4759	51	6.6	11		1	<u>6</u>	×
RR26	1	-23.2293	54.4698	-4259	65	8.5	12.8		1	8	2
RR28	2	-22.7152	53.15945	-4550	65	6.6	11.1		0	<u>7</u>	1
RER [†]	14	-21.1712	55.7398	800	67	15	14.2	4		10	4
TROM	4	-15.8885	54.5218	6	65	13.4	13.4	5		8	2
RODM [†]	3	-19.6961	63.4412	300	13	10.0	9.7	3		7	1
MRIV [†]	4	-20.2981	57.4970	400	69	23	22.6	5		18	12
						Average <i>Moho</i> depth bsl	11 km	Average thickness of the oceanic crust outside the hotspot influence zone		6 km	

2

II.5. Discussion

Velocity models obtained by the inversion of RFs constrain the upper lithosphere's seismological structure in the study area. Receiver functions determined from data recorded at the 23 land and ocean-bottom stations may have sampled, from top to base, a sedimentary cover, a volcanic edifice, the oceanic crust, a layer issued from magma underplating, and the lithospheric mantle. Each of these layers can be characterized by different thicknesses and physical properties.

II.5.1. The thickness of the oceanic crust

To characterize the total thickness of the underplated crust (i.e., the unit composed of the crust and the magmatic underplating), we first determined the thickness of the sedimentary cover and/or the volcanic edifices below the seismic sensors.

Sedimentary cover. The thickness of the sedimentary cover was determined from the analysis of data from (1) the global sediment thickness model GlobSed (Straume et al., 2019), (2) seismic reflection profiles (Bonneville et al., 1997; Deplus, 2006 and GeoMapApp) and (3) velocity profiles obtained from RF inversions (this study, Table S1). The thickness of the sedimentary cover for the seismic reflection profiles was determined using an average velocity of 3000 m/s, which corresponds to a mean for velocities determined in similar volcanic areas (Funck & Lykke-Andersen, 1998; de Voogd et al., 1999). We interpreted the upper part of our velocity profiles as the sedimentary cover when the subsurface was modeled by low velocities (except RR17 lying on the Mascarene Plateau). For the stations where seismic reflection data were available, we compared the sediment thicknesses of each data source to assess their reliability (Table S1). It appears that the GlobSed model always underestimates the thickness of the sediment pile, while seismic reflection and RF methods provide estimates in good agreements. For instance, at station RR06 sitting over a volcanoclastic sedimentary cover fed by the dismantling of Réunion volcanoes (e.g., Oehler et al., 2007; Le Friant et al., 2001; Lebas et al., 2018), the 1.5 km deep interface is interpreted as the boundary between the sedimentary cover and the underlying crust. The thickness of 1.5 km is consistent with the value provided by the FOR-68 seismic reflection line (> 1.3 km; Fig. D in supplementary: Text S1) and the line V2411 (>1.2 km; GeoMapApp). These thicknesses are greater than those proposed by the GlobSed model (e.g., 831 m for RR06). Thus, we have chosen to use seismic

reflection data to determine the sediment thicknesses once these local and more accurate data are available. Finally, when these data did not exist, we used sediment thickness provided by our inversions. Even when the vertical accuracy is 1.5 to 2 km for the receiver functions, the previous study shows that receiver function and seismic reflection data show good consistency for depth interface estimations (Fontaine et al., 2013a).

The thickest sedimentary cover is located between Mauritius and La Réunion islands, where it reaches up to 2 km (Fig. S4; RR01, RR05, RR06, and RR18). This area likely benefits from the local input of volcanoclastic sediments related to the dismantling of Mauritius and La Réunion (e.g., Lebas et al., 2018). In addition, due to Mauritius's load on the lithosphere, the flexural basin provides the accommodation space required for sediment deposit and conservation (e.g., de Voogd et al., 2009). South of La Réunion island, the thickness of the sediments decreases, with an average of around 1 km (RR25, RR03). East of the Mauritius Fracture Zone, the sedimentary cover's thickness remains high, reaching 1 km thick (RR07, RR08, RR10, RR11, RR13, RR14, and RR25; Table 2). Surprisingly, sediments seem to exist in the vicinity of the CIR (RR10, RR11), while bathymetric data suggest the opposite since the crustal fabric is fully apparent (e.g., Fig. 4). We attributed this lack of consistency between inversion and bathymetric data to a not fully adapted *a priori* model for a station located at the oceanic ridge. In the Mascarene Basin, the sedimentary cover thickens towards Madagascar's eastern margin, reaching a thickness of 2 km at station RR21 (Fig. S4).

Volcanic edifices and plateaus. Several stations are located on an emerged volcanic edifice (TROM, RER, MRIV, RODM) or on the submarine magmatic plateau (RR17). Thus, the volcanic pile most probably constitutes the first layer detected under these stations by the receiver functions. For the RER station, the velocity profile shows a velocity decrease down to 2.5 km below the station and then a gradual velocity increase. The bathymetry surrounding La Réunion island reaches in average 4000 m (Smith & Sandwell, 1997; Deplus et al., 2006) and the lithosphere beneath La Reunion island does not show any flexure (e.g., de Voogd et al., 1999). Therefore, the surrounding bathymetry is a likely approximation of the thickness of the edifice bsl and this implies that the maximal value of the LVZ can not be interpreted as the volcanic edifice base. Nevertheless, the increasing velocity modelled at 4 km depth below the station may correspond to the volcanic edifice base. This interpretation is consistent with the further estimation of the Réunion volcanic edifice base of Fontaine et al. (2015).

volcanic edifice's transition to the underlying oceanic crust. The depth of this boundary would also suggest a lack of lithospheric flexure below this edifice.

RR17 station is located on the Mascarene Plateau's western edge, 2200 m above the 4400 m deep surrounding seafloor (Smith & Sandwell, 1997). It is expected that the first layer sampled by the RFs corresponds to the plateau whose minimum thickness would be 2200 m. However, a lithospheric flexure likely caused by the edifice load is suggested by gravity and seismic reflection data (e.g., Khale, 2010; Smith & Sandwell, 1997; de Voogd et al., 2009). Thus, the boundary that separates the Mascarene Plateau from the underlying crust is unlikely to correspond to the seafloor. Instead, we obtain a ~3 km deep boundary (Fig. 3-E2), which could correspond to the plateau's base. Therefore, according to the inversion, the Mascarene Plateau is 3 km thick beneath RR17 station, and the flexural basin sediments mask at least 1 km.

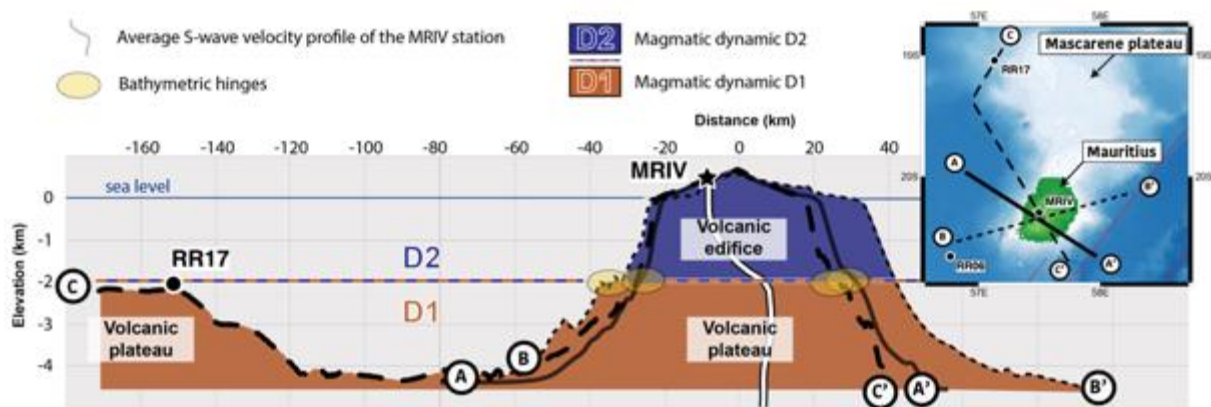


Fig. 5: Elevation profiles through Mauritius Island and the Mascarene Plateau from three azimuthal directions. Profiles are determined from the GEBCO bathymetry. Location of elevation profiles are indicated in the upper right corner. Dynamics D1 and D2 are detailed in the text. The location of the terrestrial station MRIV and of the OBS RR17 are indicated on elevation profiles.

The MRIV station is a terrestrial station located 400 m above sea level, i.e., 2600 m higher than the RR17 station. Thus, the RFs calculated at the MRIV station sample the volcanic edifice of Mauritius, which the RR17 station does not sample. A strong velocity contrast is observed at 2 km depth below the MRIV station is observed and supported by elevation profiles carried out across Mauritius that suggest a slope modification at this depth (Fig. 5). We propose that this interface could represent the boundary between the Mascarene Plateau and the Mauritius volcanic edifice. The base of the Mascarene Plateau itself is not visible on the velocity profile modeled in this study, suggesting that the velocities could be close from those of the underlying crust. It must be noted, however, that the velocity profile obtained by

the transdimensional Bayesian inversion of receiver functions by Fontaine et al. (2015) showed an interface at 5 km depth below the station. That is consistent with the bottom of the Mascarene Plateau obtained 3 km below RR17 station (5.2 km bsl) located west of MRIV.

To summarize, the thicknesses of the sedimentary layers, of the volcanic edifices and magma plateaus are listed in Table 1 and shown as a map in Fig. S4.

Total crustal thickness. The sedimentary cover and volcanic edifices thicknesses were subtracted from the lithospheric column that extends from the seismic station to the *Moho* bsl to obtain the *total crustal* thickness. Fig. 4B summarizes the crustal thickness obtained at all studied stations. The crustal thickness determined on Mauritius and at OBS RR17 (18 and 14 km) is roughly identical and marks a significant contrast with the *total crustal* thickness obtained elsewhere. To explain the crust's considerable thickening under Mauritius, Fontaine et al. (2015) and Singh et al. (2016) proposed that the oceanic crust was thickened by 7 to 11 km by magmatic underplating. Crustal tomography performed by noise cross-correlations of land and ocean bottom seismometers around the La Réunion hotspot track revealed a crustal thickening beneath the Mascarene Plateau (Hable et al., 2020). These authors also invoke the magmatic underplating as the phenomenon responsible for the crustal thickening.

Several studies have determined that the thickness of the oceanic crust under La Réunion island to be 8 km, 2 km of which could be of magmatic underplating origin (Charvis et al., 1999; Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015). Results obtained from the OBSs located on the lithospheric block of Réunion are consistent with similar crustal thicknesses and with the occurrence of a thin layer of underplated material, except for the RR06 station located northeast of Réunion where a total crustal thickness of 5 km is determined (Fig. 4B). Such an abnormally thin crust between La Réunion and Mauritius was already suggested by crustal tomography models of Hable et al. (2019). The RR06 area is located between a domain of lithospheric flexure domain (under Mauritius; de Voogd et al., 2009) and a non-flexure domain (under Réunion island; de Voogd et al., 1999). For comparison, at the front of the Hawaiian lithospheric flexure (i.e., between the flexured and the non-flexured domains of Hawaii), a crustal thinning is observed (Watts & ten Brink, 1989; Leahy et al., 2010). We tentatively propose that the observed relatively thin crust below RR06 is due to the termination of the Mauritius Basin flexure.

Finally, we observed that the crustal thickness is less important and more homogeneous on both sides of the Réunion and Mauritius lithospheric block. The mean

oceanic crustal thickness outside the influence zone of the Réunion hotspot is 6 km (Fig. 4B; Table 1). Such thickness is consistent with those observed for oceanic crust located south and north of Seychelles (5-7 km, Hammond et al., 2012; 2013) and in the Arabian Basin (6 km, Chaubey et al., 2001). The crustal thickening beneath Tromelin island (8 km) relative to surrounding stations could be attributed to the endogenous magmatic part of the magmatic production that allowed the construction of the Tromelin edifice.

II.5.2. Magmatic underplating

The addition of magmatic material at the crust-to-mantle boundary, consequently, modifies the initial seismic *Moho* depth called “the old *Moho*”, into “a new *Moho*” fixed at the magmatic underplating base (McNutt, 1998), defined as corresponding to the end-of velocity gradient on velocity curves that mask the expected *Moho* velocity jump. The velocity may exceed crustal velocities observed above the old *Moho* (Clitheroe et al., 2000; Fontaine et al., 2015). This gradual evolution of velocities is typical of ultramafic materials underlain at lower crustal conditions (e.g., Watts et al., 1985; Caress et al., 1995; Leahy et al., 2010; Gupta et al., 2010). Therefore, to determine the extent and the thickness of the magmatic underplating, we followed the same approach of Lodge et al. (2012), who subtract the regional average crustal thickness (6 km) to the *total crustal* thickness. A map showing the magmatic underplating's thickness and location is presented in Figure 6 and discussed below.

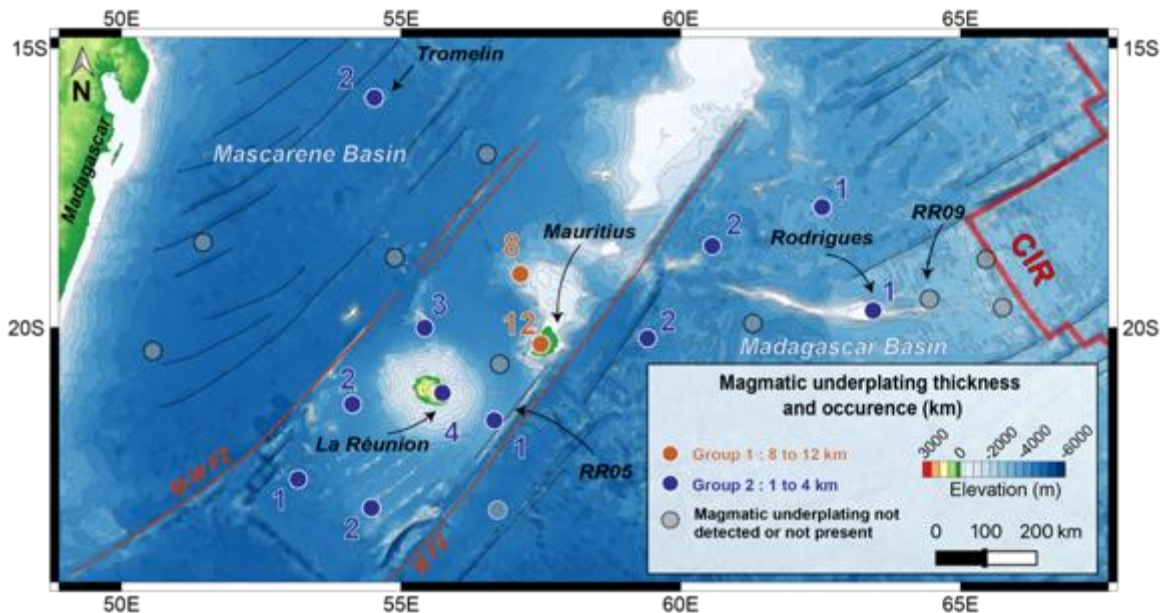


Fig. 6: Occurrence and thickness of magma underplating through the network (in km). Two groups are identified from the thickness of underplating: Group 1 (8 to 12 km); Group 2 (1 to 4 km). Stations that show a 1 km-thick magmatic underplating layer are in the method's error value of 2 km but are consistent with the bathymetric anomaly of the lithosphere presented in Fig. S5.

Our results indicate that the thickness of the magmatic underplating in the region varies between 1 and 12 km. For stations RODM, RR14, RR05, and RR28, the subtraction of the regional oceanic crust's mean value from the total crustal thickness is 1 km. Although this value is within the method's resolution (± 2 km), these values are geographically consistent with the lithosphere bathymetric anomaly determined by Lénat et al. (2009; Fig. S5). Therefore, the existence of a 1 km thick magmatic underplating beneath these stations cannot be excluded.

Our results suggest (1) a lack of underplating beneath the Mascarene and Madagascar basins (2) thin magmatic underplating limited between the Mahanoro-Wilshaw and Mauritius fracture zones and extending east until the area North of the Rodrigues ridge (RR07, RR13, and RR14 stations; Group 2 on Fig. 6), and (3) thick underplating below the Mascarene Plateau (Group 1 on Fig. 6).

The underplated material can be discontinuous within this underplating zone, as revealed by the absence of underplating between Mauritius and La Réunion (beneath RR06 station; and seismic refraction from Charvis et al., 1999).

In the Mascarene and Madagascar basins, no magmatic underplating is observed, except beneath Tromelin island, where 2 km of magmatic underplating is found. At the same time, the observation of such products under volcanic edifices is frequent (Leahy & Park, 2005). The Rodrigues ridge 1 km of magmatic underplating is determined, while the previous study of Fontaine et al. (2015) suggests that no underplating exist below this island. Nevertheless, toward the CIR, no magmatic underplating is observed.

Higher values are exclusively found beneath RR17 and MRIV stations that lie on the Mascarene Plateau. Elsewhere, magmatic underplating thickness is lower and constrained laterally to the east by RR07, RR13, RR14, and RODM stations, to the south with RR01, RR06, and RR05, and finally to the west with RR16 and RR18 stations. Therefore, the highest amount of magmatic underplating appear to be strictly limited to the Mascarene Plateau. Such thick magmatic underplating is consistent with those observed under magmatic plateaus as Azores (5 km, Spieker et al., 2018), Tuamotu (9-10 km; Ito et al., 1995) and beneath the northern segment of the Réunion hotspot track (see Table 1).

Origin of the magmatic underplating

Two groups of stations with their associated magmatic underplating are distinguished (Fig. 6). The first one (in orange) corresponds to stations located on the Mascarene Plateau and sampling more than 8 km of underplated material (RR17 and MRIV). The second (in blue) is characterized by magmatic underplating smaller than 4 km. These stations are mainly located along the "channeled hotspot" proposed by Lénat et al. (2009) and located northeast of Mauritius (RR13, RR14). The size and morphology of the volcanic edifices built between these two groups are also different since group 1 is composed of the Mascarene Plateau (continuous over several hundred kilometers and rising more than 2 km above the seafloor), and the second group comprises scattered edifices of very variable size (Réunion island, Lasso, and Moustik seamounts; Fig. 1B). Finally, the magmatic emplacement of group 2 differs from group 1 (i.e., the quantity of endogenous and exogenous magmatic production). Therefore, these two groups of stations denote two different magmatic dynamics referred to respectively as D1 (group 1) and D2 (group 2; Fig. 7).

The magnetic signal recorded by the oceanic lithosphere near the Carlsberg ridge reveals that the Réunion hotspot interacted with this latter at least between 60 and 45 Ma (Dyment, 1998). According to radiometric ages, this time span is coeval with the construction of the Maldives (57 Ma), Chagos (49 Ma), and Saya de Malha (47.5 Ma) magmatic plateaus and the associated already known magmatic underplating for the two former locations (Table 1).

The CIR opening at 36 Ma (Machida et al., 2014) resulted in a new ridge-hotspot interaction that is supported by both intermediate $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios that reveal contamination of the MORB chemical signal at the ridge axis (Füri et al., 2011) and numerical modeling (Bredow et al., 2017; with the NoGlobalFlow model). This new ridge-hotspot interaction led to the Nazareth Bank edification (31 Ma) and the southward extension of the Mascarene plateau up to Mauritius.

We propose that the emplacement of the thick magmatic underplating and the associated Mascarene Plateau from Saya de Malha to Mauritius arises from intense magmatic activity resulting from the interaction between the hotspot and the surrounding ridges channeled along the Mauritius FZ leading to the dynamic D1 (Fig. 7). Indeed, the construction of magmatic plateaus issued from the interaction between hotspot and mid-ocean ridges are known as in the case of the Tuamotu magmatic plateau (e.g., Talandier & Okal, 1987; Hampel,

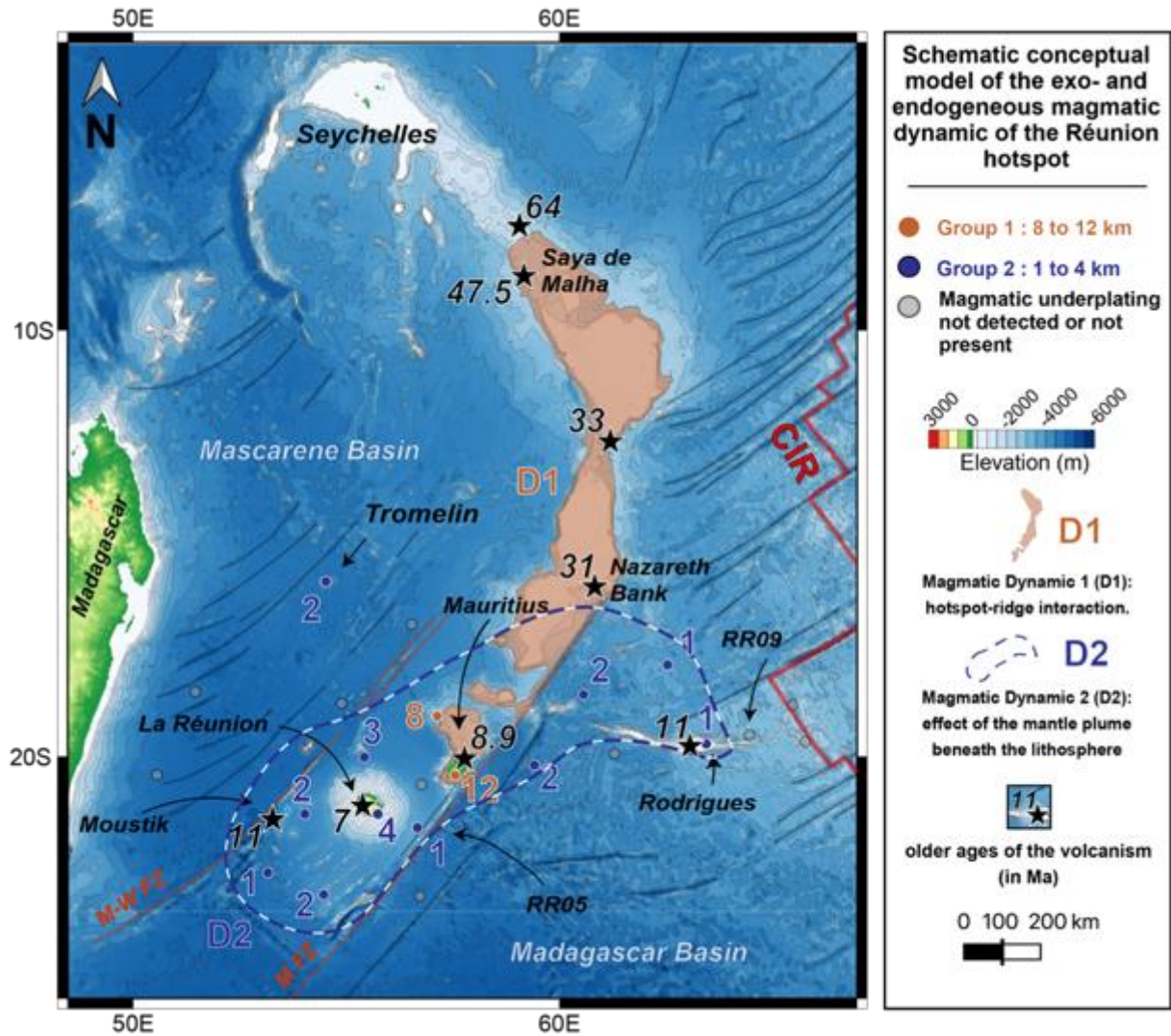


Fig. 7: Conceptual model of the magmatic dynamics of the Réunion hotspot since 47.5 Ma. Details in the text.

2002; Baudino & Hermoza, 2014; Bello-González et al., 2018), where gravimetric anomalies and seismic refraction data reveal that the underlying crust is thickened by a 9-10 km by magmatic underplating (Ito et al., 1995; Panet et al., 2006). The Galapagos, Azores Nazca, Ninetyeast ridge, or Iceland are additional examples of underplated magmatic plateaus formed in a ridge-hotspot interaction regional context (e.g., Woods & Okal, 1994; Krishna et al., 2001; Dymant et al., 2007; Spieker et al., 2018).

As the oceanic lithosphere was accreted at the CIR since 36 Ma, the hotspot to ridge distance grew up, passing from type 2 of hotspot-ridge interaction to type 3 of Dymant et al. (2007). The increasing distance between the Réunion hotspot and the surrounding ridges may have decreased magmatic activity, leading to less intense and discontinuous magmatic dynamics D2 (Fig. 7) but strong enough to preserve a physical link between the Réunion

hotspot and the CIR, as imaged as an asthenospheric channel by seismic tomography and by body and surface wave anisotropies (Mazzullo et al., 2017; Scholz et al., 2018; Barruol et al., 2019). Radiometric ages suggest that the dynamics D2 started around 11 Ma with the coeval construction of isolated volcanic edifices between the Rodrigues ridge in the East and the Moustik seamount in the West. The superimposition of the areas affected by this volcanic activity and the thin and discontinuous underplating suggests trapping of magmatic material at the crust base during this period (Fig. 7).

The D2 magmatic dynamics took place away from oceanic ridges on an old lithosphere along the Réunion-Mauritius lithospheric block (67 Ma, Bernard & Munsch, 2000) with an eastward extent toward the CIR. Thus, the induced magmatic production of D2 likely results from the mantle plume magmatism south of Mauritius and entrained toward Rodrigues and the CIR by the channeled asthenospheric flow, imaged by tomography and anisotropy (Barruol et al., 2019). The second magmatic dynamics' main volcanic edifice is La Réunion island having a diameter of 200 km and a present-day elevation of 7 km (Lénat et al., 2009). The underplated endogenous part of La Réunion island-related magmatism ranges from 2 to 4 km (Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015 and this study).

The building of Mauritius is a special case since the amount of underplating could correspond to the D1 dynamics (> 8 km), and the known age of the most recent building corresponds to the D2 dynamics (i.e., 8-11 Ma). We thus propose that the Mascarene Plateau construction could be the consequence of the D1 dynamics and that Mauritius, built directly above the magmatic plateau, could be the result of the D2 dynamics. The boundary at 2 km depth below the MRIV station may support this hypothesis (Fig. 5).

The thickness of underplating related to the D2 dynamics is like those observed at Tahiti (Society archipelago in the South Pacific). This archipelago corresponds to a chain of 0 to 5 Ma old hotspot islands emplaced on an ancient lithosphere (65 to 90 Ma, Munsch, et al., 1996). Based on receiver functions computed at the PPT station (Tahiti), Leahy & Park (2005) revealed that 3 km of magmatic underplating is present at the oceanic crust base, i.e., in the order of magnitude of the magmatic underplating thickness found beneath La Réunion island. Elsewhere, such underplated material thickness is found beneath Tristan Da Cunha and Canaria's intraplate hotspot islands with respectively 0.5-1 km and 2-8 km (Lodge et al., 2012; Geissler et al., 2017). Therefore, in the case of magmatism exclusively derived from the hotspot and along the hotspot track, the magmatic underplating thickness is reduced relative

to that found beneath magmatic plateaus formed by the hotspot-ridge interaction. Yet, other hotspot edifices in pure intra-plate settings have greater thicknesses of magmatic underplating, such as Hawaii that shows a 7 ± 2 km-thick magmatic underplating layer (Leahy et al., 2010) or the 8 to 15 km-thick magmatic underplating at Cape Verde hotspot (Lodge et al., 2006; Vinnik et al., 2012).

To explain this difference, one can consider that the magmatic underplating's thickness is related to the total amount of magma produced by the rising mantle plume. According to White et al. (1993), the plate motion velocity above the mantle plume partly controls the total magmatic production. In fact, as magma is extracted from the mantle source, the mantle becomes more depleted. Once the plate moves slowly, the depleted mantle's replacement is slower than at a fast-moving plate. Therefore, if we consider that the mantle is principally replaced by the plate movement, at a slow-moving plate, the magmatic production is expected to be lower than at a fast-moving plate. Réunion and Hawaii hotspots developed on the slow-moving Somalian plate (1.6 cm/year; Gripp and Gordon, 2002) and the Pacific fast-moving plate, respectively (7–8 cm/year; Gripp and Gordon, 2002).

Interestingly, the observed volcanic emission rate of Hawaii (3.4 m³/s; Denlinger, 1997) is one order of magnitude greater than that of Réunion (0.3 m³/s; Lénat, 1987) and the magmatic underplating thicknesses are estimated to be 7 ± 2 km for Hawaii (Leahy et al., 2010) and 2 to 4 km for Réunion (Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015; this study). However, the Cape Verde hotspot lies on a slow-moving plate as Réunion while the thick magmatic underplating layer is suggested by receiver functions (Lodge et al., 2006; Vinnik et al., 2012). The archipelago's non-linear age progression suggests that the Cape Verde hotspot is close from stationary, which is consistent with the hotspot reference frame (Gripp & Gordon, 2002). Hence, the stationary thermal anomaly below the Nubian plate during a long-time span could also produce an important amount of magmatic underplating.

Effect of the magmatic underplating on the lithosphere bathymetry

Seismic refraction and reflection data (Charvis et al., 1999; de Voogd et al., 1999; Gallart et al., 1999) reveals that the lithosphere beneath La Réunion island is apparently not affected by the load of the edifice as in Hawaii (e.g., Watts & Ten Brink, 1989), in Tenerife (Canaries; Watts et al., 1997) or the Marquesas (Caress et al., 1995). Michon et al. (2007) proposed that the lack of flexure may be attributed to a dynamic equilibrium caused by a

combination of lithospheric thinning from the thermal erosion induced by the Réunion plume and the occurrence of magmatic underplating beneath Réunion island. However, receiver functions obtained at the RER station on Réunion island (Fontaine et al., 2015) show a limited lithospheric thinning (lithospheric thickness of 70 km instead of an expected one of 78-80 km for an age-dependent thickening). Franken et al. (2020) also suggest that the melting onset occurs at 75 to 86 km depth. This could contribute to the buoyancy of the lithosphere. Receiver functions also show an intra-lithospheric LVZ around 30-35 km depth below Réunion that is interpreted as a deep magma ponding zone (Fontaine et al., 2015; Boudoire et al., 2019). This LVZ is also observed for stations that belong to the Réunion lithospheric blocks (RER, RR01, RR05, and RR06; Fig. 3 and S3). Finally, at a regional scale, the 2-4 km thick layer of magmatic underplating inferred from our RF data is superimposed to the bathymetric anomaly determined for the study area (Fig. S5; Lénat et al., 2009).

It has been proposed that the compositional buoyancy of magmatic underplating might play a role in the dynamic support of the lithospheric swell of Hawaii and Cape Verde (Leahy et al., 2010; Lodge & Hellfrich, 2006). Moreover, melts retained in the mantle are considered additional buoyant sources supporting bathymetric anomalies (Canales et al., 2002). Thus, we propose that the bathymetric anomaly observed in the vicinity of the Réunion hotspot results from the buoyant forces' combined effect related to magmatic underplating and melt ponding within and at the base of the lithosphere. The occurrence of such melt distribution below the bathymetric anomaly is suggested by the distribution of volcanic edifices (Fig. 1).

II.6. Conclusions

The study of receiver functions performed from OBS stations deployed around the Réunion hotspot track allows us to determine that a relatively constant six km-thick oceanic crust lies in the Mascarene and Madagascar basins. We also show that La Réunion and Mauritius islands and the lithospheric block on which these islands lie has a mean crustal thickness greater than that observed in the abyssal domains west and east of the Mahanoro-Wilshaw and Mauritius fracture zones, respectively. This crustal thickening ranging from 1 km to 12 km is attributed to magmatic underplating trapped at the crust-to-mantle boundary.

The magmatic underplating thickness is not constant in this area (Réunion, 2-4 km and Mauritius, 7-12 km), and discontinuous at regional scale since it is not observed between Mauritius and Réunion islands. Its thickness is greater under the Mascarene Plateau (~8 km) than anywhere else (<4 km). We propose an evolution model of the magmatic dynamics along the hotspot track. The first dynamics (D1) corresponds to an intense magmatic phase linked to the interaction between the hotspot and first the Carlsberg Ridge, followed by the Central Indian Ridge. This first dynamics led to the Mascarene Plateau's edification and produced thick underplating (~10 km) at the crust-mantle boundary. The second dynamics (D2) started as the interaction between the hotspot and the Central Indian ridge decreased with their increasing distance. We propose that this magmatic dynamic characterized by a reduction of magma production rate yielded a thin and discontinuous magmatic underplating and scattered volcanic edification. This model may explain the magmatic underplating's thickness variation along the Réunion hotspot track while it appears to be constant at the Hawaii hotspot (Leahy et al., 2010).

II.7. Acknowledgments

A. Dofal's research was supported by a Ph.D. grant from the University of La Réunion. Station TROM installation was supported by the Programme Iles Eparses funded by the CNRS-INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), CNRS-INEE (Institut National Ecologie et Environnement), TAAF (Terres Australes et Antarctiques Françaises). TROM portable seismometer was provided by the Alfred Wegener Institut (AWI) in Bremerhaven. OBS deployments and recoveries were supported by the RHUM-RUM project (www.rhum-rum.net) funded by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) in France (project ANR-11-BS56-0013), and by the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) in Germany (grants SI1538/2-1 and SI1538/4-1). The RHUM-RUM data (<http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>) are hosted and served by the French RESIF data centre (<http://seismology.resif.fr>). Additional funding has been provided by the INSU program SYSTER, the OSU-Réunion (Observatoire des Sciences de l'Univers). We acknowledge the French Geoscope network for the quality and the access to the RER seismic data.

II.8. Data availability

Datasets for this research are available on <http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.YV2011> from the French RESIF data center (<http://seismology.resif.fr>).

II.9. References

- Ashwal, L. D., Wiedenbeck, M., & Torsvik, T. H. (2017). Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. *Nature Communications*, 8(1), 14086. <https://doi.org/10.1038/ncomms14086>
- Barruol, G., Sigloch, K., RHUM-RUM Group, & RESIF. (2017). RHUM-RUM experiment, 2011-2015, code YV (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunion's Unterer Mantel) funded by ANR, DFG, CNRS-INSU, IPEV, TAAF, instrumented by DEPAS, INSU-OBS, AWI and the Universities of Muenster, Bonn, La Réunion [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>
- Barruol, G., Sigloch, K., Scholz, J.-R., Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Fontaine, F. R., Michon, L., Deplus, C., & Dymont, J. (2019). Large-scale flow of Indian Ocean asthenosphere driven by Réunion plume. *Nature Geoscience*, 12, 1043-1049, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0479-3>
- Barruol, Guilhem, & Sigloch, K. (2013). Investigating La Réunion hotspot From crust to core. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(23), 205–207. <https://doi.org/10.1002/2013EO230002>
- Baudino, R., & Hermoza, W. (2014). Subduction consequences along the Andean margin: thermal and topographic signature of an ancient ridge subduction in the Marañón Basin of Perú. *Geologica Acta*, 12(4), 287-306. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.4.2>
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216–234. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.008>
- Bernard, A., & Munsch, M. (2000). Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion ? *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(11), 777–783. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00221-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00221-4)
- Boudoire, G., Brugier, Y.-A., Di Muro, A., Wörner, G., Arienzo, I., Metrich, N., Zanon, V., Braukmüller, N., Kronz, A., Michon, L. (2019). Eruptive activity on the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean): insights on magma transfer, storage and evolution at an oceanic volcanic island. *Journal of Petrology*, 60(9), 1717–1752. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz045>
- Bredow, E., Steinberger, B., Gasmöller, R., & Dannberg, J. (2017). How plume-ridge interaction shapes the crustal thickness pattern of the Réunion hotspot track. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(8), 2930–2948. <https://doi.org/10.1002/2017GC006875>
- Caress, D. W., McNutt, M. K., Detrick, R. S., & Mutter, J. C. (1995). Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373(6515), 600–603. <https://doi.org/10.1038/373600a0>
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., Minshull, T., A., Hello, Y., & Pontoise, B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2875–2893. <https://doi.org/10.1029/98JB02841>
- Chatterjee, S., Goswami, A., & Scotese, C. R. (2013). The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research*, 23(1), 238–267. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.001>
- Chaubey, A. K., Rao, D. G., Srinivas, K., Ramprasad, T., Ramana, M. V., & Subrahmanyam, V. (2002). Analyses of multichannel seismic reflection, gravity and magnetic data along a regional profile across the central-western continental margin of India. *Marine Geology*, 182, 303–323. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00241-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00241-9)
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>

- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., & Kennett, B. L. N. (2000). The crustal thickness of Australia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6), 13697–13713. <https://doi.org/10.1029/1999JB900317>
- Collier, J. S., Minshull, T. A., Hammond, J. O. S., Whitmarsh, R. B., Kendall, J.-M., Sansom, V., Lane, C., I., & Rumpker, G. (2009). Factors influencing magmatism during continental breakup: New insights from a wide-angle seismic experiment across the conjugate Seychelles-Indian margins. *Journal of Geophysical Research*, 114(B3). <https://doi.org/10.1029/2008JB005898>
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J., & Cappetta, H. (1986). Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3–4), 361–374. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90118-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90118-4)
- Crisp, J. A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3–4), 177–211. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90039-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90039-8)
- Denlinger, R. P. (1997). A dynamic balance between magma supply and eruption rate at Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18091–18100. <https://doi.org/10.1029/97JB01071>
- Deplus, C. (2006). FOREVER cruise, RV L'Atalante. <https://doi.org/10.17600/6010050>
- de Voogd, B., Palomé, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., et al. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2855–2874. <https://doi.org/10.1029/98JB02842>
- de Voogd, B., Deplus, C., Sisavath, E., Depuiset, F., & Mercier, M. (2009). Vertical movements of the oceanic lithosphere above La Reunion hotspot. *Geophysical Research Abstracts*, EGU2009(5754–3), 1.
- Dickin, A. P., Fallick, A. E., Halliday, A. N., Macintyre, R. M., & Stephens, W. E. (1986). An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(1), 46–56. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90099-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90099-3)
- Duncan, R.A., (1990). The volcanic record of the Reunion hotspot, in Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 115, pp. 3–10, eds Duncan, R.A., Backman, J. & Peterson, L.C., Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Duncan, R. A., & Hargraves, R. B. (1990). 4. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, the Chagos bank, and the Maldives ridge, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 115, pp. 43–51, eds Duncan, R.A., Backman, J. & Peterson, L.C., Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Duncan, R. A., & Storey, M. (2013). The Life Cycle of Indian Ocean Hotspots. In R. A. Duncan, D. K. Rea, R. B. Kidd, U. von Rad, & J. K. Weissel (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 91–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM070p0091>
- 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: Solid Earth*, 103(B10), 24067–24084. <https://doi.org/10.1029/98JB01759>
- Dyment, Jérôme, Lin, J., & Baker, E. (2007). Ridge-Hotspot Interactions: What Mid-Ocean Ridges Tell Us About Deep Earth Processes. *Oceanography*, 20(1), 102–115. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.84>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013a). Imaging crustal structure variation across southeastern Australia. *Tectonophysics*, 582, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.031>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013b). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 413–430. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.787646>
- Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölbern, I., Rumpker, G., Bodin, T., & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. *Geophysical Journal International*, 203(1), 107–126. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv279>

- Francis, T. J. G., & Shor, G. G. (1966). Seismic refraction measurements in the northwest Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 71(2), 427–449. <https://doi.org/10.1029/JZ071i002p00427>
- Franken, T., Armitage, J. J., Fuji, N., & Fournier, A. (2020). Seismic Wave-Based Constraints on Geodynamical Processes: An Application to Partial Melting Beneath the Réunion Island. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(5), e2019GC008815. <https://doi.org/10.1029/2019GC008815>
- Füri, E., Hilton, D. R., Murton, B. J., Hémond, C., Dymont, J., & Day, J. M. D. (2011). Helium isotope variations between Réunion Island and the Central Indian Ridge (17°–21°S): New evidence for ridge–hot spot interaction. *Journal of Geophysical Research*, 116(B2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010JB007609>
- Gaina, C., Torsvik, T. H., van Hinsbergen, D. J. J., Medvedev, S., Werner, S. C., & Labails, C. (2013). The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics*, 604, 4–25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.037>
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., & Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2895–2908. <https://doi.org/10.1029/98JB02840>
- Geissler, W. H., Jokat, W., Jegen, M., & Baba, K. (2017). Thickness of the oceanic crust, the lithosphere, and the mantle transition zone in the vicinity of the Tristan da Cunha hot spot estimated from ocean-bottom and ocean-island seismometer receiver functions. *Tectonophysics*, 716, 33–51. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.013>
- Giese, P. (2005). Moho discontinuity. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 645–659). Elsevier Academic Press, Oxford.
- Goslin, J., & Patriat, P. (1984). Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridge in the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 101(3–4), 221–244. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90115-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90115-X)
- Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321–361. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x>
- Gupta, S., Mishra, S., & Rai, S. S. (2010). Magmatic underplating of crust beneath the Laccadive Island, NW Indian Ocean: Magmatic underplating of oceanic crust. *Geophysical Journal International*, 183(2), 536–542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04759.x>
- Hable, S., Sigloch, K., Stutzmann, E., Kiselev, S., & Barruol, G. (2019). Tomography of crust and lithosphere in the western Indian Ocean from noise cross-correlations of land and ocean bottom seismometers. *Geophysical Journal International*, 219(2), 924–944. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz333>
- Hammond, J. O. S., Collier, J. S., Kendall, J.-M., Helffrich, G., & Rüpker, G. (2012). Plume scar in the mantle lithosphere beneath the Seychelles revealed by seismic imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.020>
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Collier, J. S., & Rüpker, G. (2013). The extent of continental crust beneath the Seychelles. *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 166–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.023>
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), 665–679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00859-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00859-2)
- Haskell, N. A. (1990). The dispersion of surface waves on multilayered media. In A. Ben-Menahem (Ed.), *Vincit Veritas: A Portrait of the Life and Work of Norman Abraham Haskell, 1905–1970* (pp. 86–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/SP030p0086>
- Henstock, T. J., & Thompson, P. J. (2004). Self-consistent modeling of crustal thickness at Chagos–Laccadive ridge from bathymetry and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3–4), 325–336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.021>
- Holbrook, W. S. (1995). Underplating over hotspots. *Nature*, 373(6515), 559–559. <https://doi.org/10.1038/373559a0>

- Ito, G., Marcia, M., & Richard, G. (1995). Crustal structure of the Tuamotu Plateau, 15°S, and implications for its origin, *Journal of Geophysical Research*, 100(B5), 8097-8114. <https://doi.org/doi.org/10.1029/95JB00071>
- Kahle, H.-G. (2010). Ship-based Trackline Geophysical Data (MGD77) acquired during the Vema expedition V2904 (1972) [Data set]. Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA). <https://doi.org/10.1594/IEDA/315474>
- Kaila, K. L., Tewari, H. C., Krishna, V. G., Dixit, M. M., Sarkar, D., & Reddy, M. S. (1990). Deep seismic sounding studies in the north Cambay and Sanchar basins, India. *Geophysical Journal International*, 103(3), 621–637. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05676.x>
- Karmalkar, N. R., Kale, M. G., Duraiswami, R. A. & M. Jonalgadda (2008). Magma underplating and storage in the crust-building process beneath the Kutch region, NW India. *Current Science*, 94(12), pp. 1582-1588. <https://www.jstor.org/stable/24100895>
- Kennett, B. L. N. (1991). Seismic velocity gradients in the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, 18(6), 1115–1118. <https://doi.org/10.1029/91GL01340>
- Krishna, K. S., Neprochnov, Y. P., Rao, D. G., & Grinko, B. N. (2001). Crustal structure and tectonics of the Ninetyeast Ridge from seismic and gravity studies. *Tectonics*, 20(3), 416–433. <https://doi.org/10.1029/2001TC900004>
- Kunnummal, P., Anand, S. P., Haritha, C., & Rama Rao, P. (2018). Moho depth variations over the Maldive Ridge and adjoining Arabian and Central Indian Basins, Western Indian Ocean, from three dimensional inversion of gravity anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 156, 316–330. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.012>
- Lamarque, G., Barruol, G., Fontaine, F. R., Bascou, J., & Menot, R.-P. (2015). Crustal and mantle structure beneath the Terre Adelie Craton, East Antarctica: insights from receiver function and seismic anisotropy measurements. *Geophysical Journal International*, 200(2), 807–821. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu430>
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B., & Bachèlery, P. (2011), A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09312, <https://doi:10.1029/2011GL047489>
- Leahy, G. M., & Park, J. (2005). Hunting for oceanic island Moho. *Geophysical Journal International*, 160(3), 1020–1026. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02562.x>
- Leahy, G. M., Collins, J. A., Wolfe, C. J., Laske, G., & Solomon, S. C. (2010). Underplating of the Hawaiian Swell: evidence from teleseismic receiver functions: Underplating of the Hawaiian Swell. *Geophysical Journal International*, 183(1), 313–329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04720.x>
- Lebas, E., Le Friant, A., Deplus, C., & de Voogd, B. (2018). Understanding the Evolution of an Oceanic Intraplate Volcano From Seismic Reflection Data: A New Model for La Réunion, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1035–1059. <https://doi.org/10.1002/2017JB014959>
- Lénat, J.-F. (1987). Structure et Dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Thèse d'état, *Univ.Clermont-Ferrand 2*, France, 300 pp.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., & Galdéano, A. (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8645–8663. <https://doi.org/10.1029/2000JB900448>
- Lénat, J.-F., Merle, O., & Lespagnol, L. (2009). La réunion: An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.001>
- Ligorria, J.P. & Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bull. seism. Soc. Am.*, 89, 1395–1400.
- Lodge, A., & Helffrich, G. (2006). Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology*, 34(6), 449. <https://doi.org/10.1130/G22030.1>
- Lodge, A., Nippres, S. E. J., Rietbrock, A., García-Yeguas, A., & Ibáñez, J. M. (2012). Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic

- receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 212–213, 44–54. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.09.004>
- Machida, S., Orihashi, Y., Magnani, M., Neo, N., Wilson, S., Tanimizu, M., Yoneda, S., Yasuda, A., & Tamaki, K. (2014). Regional mantle heterogeneity regulates melt production along the Réunion hotspot-influenced Central Indian Ridge. *Geochemical Journal*, 48(5), 433–449. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0320>
- Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.P., Kiselev, S., Maurya, S., Barruol, G. and Sigloch, K., 2017. Anisotropic Tomography around La Réunion Island from Rayleigh Waves. *J. Geophys. Res.*, 122: 1–17, doi:10.1002/2017JB014354.
- McDougall, I., Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1965). A Geological Reconnaissance of Rodriguez Island, Indian Ocean. *Nature*, 206(4979), 26–27. <https://doi.org/10.1038/206026a0>
- McNutt, M. K. (1998). Superswells. *Reviews of Geophysics*, 36(2), 211–244. <https://doi.org/10.1029/98RG00255>
- Merkouriev, S., and C. DeMets (2006), Constraints on Indian plate motion since 20 Ma from dense Russian magnetic data: Implications for Indian plate dynamics. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q02002, <https://doi:10.1029/2005GC001079>
- Michon, L., Saint-Ange, F., Bachelery, P., Villeneuve, N., & Staudacher, T. (2007). Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island): regional tectonics at La Réunion island. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4). <https://doi.org/10.1029/2006JB004598>
- Moore, J., White, W. M., Paul, D., Duncan, R. A., Abouchami, W., & Galer, S. J. G. (2011). Evolution of shield-building and rejuvenescent volcanism of Mauritius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207(1–2), 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.07.005>
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust: Digital models of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), Q04006. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Munsch, M., Antoine, C., & Gachon, A. (1996). Évolution tectonique de la région des Tuamotu, océan Pacifique Central, Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, *Earth & Planetary Sciences*, 323(11), 941–948.
- Morgan, W. J. (1983). Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* 94(1–4), 123–139. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90013-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90013-6)
- Naini, B. R., & Talwani, M. 1982. Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of western India, in *Studies in Continental Margin Geology*, edited by J. S. Watkins and C. L. Drake, pp. 167–191, *Am. Assoc. of Pet. Geol., Tulsa, Okla.*
- Nauret, F., Famin, V., Vlastélic, I., & Gannoun, A. (2019). A trace of recycled continental crust in the Réunion hotspot. *Chemical Geology*, 524, 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.009>
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., & Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 717–742. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0163-0>
- O'Neill, C., Müller, D., & Steinberger, B. (2005). On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames: Hotspot reconstruction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(4), 1–35. <https://doi.org/10.1029/2004GC000784>
- Panet, I., Chambodut, A., Diament, M., Holschneider, M., & Jamet, O. (2006). New insights on intraplate volcanism in French Polynesia from wavelet analysis of GRACE, CHAMP, and sea surface data. *Journal of Geophysical Research*, 111(B9). <https://doi.org/10.1029/2005JB004141>
- Patriat, P., & Segoufin, J. (1988). Reconstruction of the Central Indian Ocean. *Tectonophysics*, 155(1–4), 211–234. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90267-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90267-3)
- Patriat, M., Klingelhoefer, F., Aslanian, D., Contrucci, I., Gutscher, M.-A., Talandier, J., Avedik, F., Francheteau, J. & Weigel, W. (2002). Deep crustal structure of the Tuamotu plateau and Tahiti (French Polynesia) based on seismic refraction data. *Geophysical Research Letters*, 29(14). <https://doi.org/10.1029/2001GL013913>

- Reading, A. M. (2004). The Seismic Structure of Wilkes Land/Terre Adelie, East Antarctica and Comparison with Australia: First Steps in Reconstructing the Deep Lithosphere of Gondwana. *Gondwana Research*, 7(1), 21–30. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70303-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70303-8)
- Reeves, C. V., Teasdale, J. P., & Mahanjane, E. S. (2016). Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1), 299–322. <https://doi.org/10.1144/SP431.12>
- Renne, P. R., Sprain, C. J., Richards, M. A., Self, S., Vanderkluyzen, L., & Pande, K. (2015). State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. *Science*, 350(6256), 76–78. <https://doi.org/10.1126/science.aac7549>
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3), 727–746. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00900.x>
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F. R., Sigloch, K., Crawford, W. C., & Deen, M. (2017). Orienting ocean-bottom seismometers from *P*-wave and Rayleigh wave polarizations. *Geophysical Journal International*, 208(3), 1277–1289. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw426>
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F.R., Mazzullo, A., Montagner, J.P., Stutzman, E., Michon, L. and Sigloch, K., 2018. SKS splitting in the Western Indian Ocean from land and seafloor seismometers: Plume, Plate and Ridge signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 498: 169-184, doi:10.1016/j.epsl.2018.06.033.
- Shor, G. G., & Pollard, D. D. (1963). Seismic Investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, Northwest Indian Ocean. *Science, New Series*, 142(3588), 48–49.
- Singh, M., Kaviani, A., & Rumpker, G. (2016). The crustal structure beneath Mauritius from teleseismic *P* receiver functions: Oceanic or continental? : The Crustal Structure Beneath Mauritius. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9636–9643. <https://doi.org/10.1002/2016GL070529>
- Smietana, M. (2011). Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique. Thèse de doctorat, *Univ.de La Réunion*, France, 372 pp.
- Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277(5334), 1956–1962. <https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>
- Spieker, K., Rondenay, S., Ramalho, R., Thomas, C., & Helffrich, G. (2018). Constraints on the structure of the crust and lithosphere beneath the Azores Islands from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 213(2), 824–835. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy022>
- Sreejith, K. M., Unnikrishnan, P., & Radhakrishna, M. (2019). Isostasy and crustal structure of the Chagos–Laccadive Ridge, Western Indian Ocean: Geodynamic implications. *Journal of Earth System Science*, 128(6). <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1161-2>
- Stähler, S.C., Sigloch, K., Hosseini, K., Crawford, W.C., Barruol, G., Schmidt-Aursch, M.C., Tsekhmistrenko, M., Scholz, J.-R., Mazzullo, A. and Deen, M., 2016. Performance report of the RHUM-RUM ocean bottom seismometer network around La Réunion, western Indian Ocean. *Adv. Geosci.*, 41: 43-63, doi:10.5194/adgeo-41-43-2016.
- Straume, E. O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., Abdul Fattah, R., Doornenbal, J. C., & Hopper, J. R. (2019). GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4), 1756–1772. <https://doi.org/10.1029/2018GC008115>
- Talandier, J., & Okal, E. A. (1987). Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia. *Geophysical Journal International*, 88(3), 499–528. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01644.x>
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. <https://doi.org/10.1063/1.1699629>
- Trabattoni, A., Barruol, G., Dreo, R., G., Boudraa, A.O. and Fontaine, F.R., 2020. Orienting and locating OBS from ship noise analysis. *Geophys. J. Int.*, 220: 1774–1790, doi:10.1093/gji/ggz519.

- Torsvik, T. H., Amundsen, H., Hartz, E. H., Corfu, F., Kuznir, N., Gaina, C., Doubrovine, P. V., Steinberger, B., Ashwal, L. D., & Jamtveit, B. (2013). A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. *Nature Geoscience*, 6(3), 223–227. <https://doi.org/10.1038/ngeo1736>
- Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Farra, V., Weber, M., & Stutzmann, E. (2012). Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 319–320, 259–268. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.017>
- Watts, A. B., ten Brink, U. S., Buhl, P., & Brocher, T. M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain. *Nature*, 315(6015), 105–111. <https://doi.org/10.1038/315105a0>
- Watts, A. B., & ten Brink, U. S. (1989). Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8), 10473–10500. <https://doi.org/10.1029/JB094iB08p10473>
- Watts, A. B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J. P., & Henstock, T. J. (1997). A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3–4), 431–447. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00249-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00249-X)
- White, R. S. (1993). Melt production rates in mantle plumes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences* 342: 137–153. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0010>
- White, S. M., Crisp, J. A., & Spera, F. J. (2006). Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3), Q03010. <https://doi.org/10.1029/2005GC001002>
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian Journal of Physics* 41(6), 863–870. <https://doi.org/10.1139/p63-094>
- Woods, M. T., & Okal, E. A. (1994). The structure of the Nazca Ridge and Sala Y Gomez seamount chain from the dispersion of Rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, 117(1), 205–222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03313.x>
- Yu, Y., Song, J., Liu, K. H., & Gao, S. S. (2015). Determining crustal structure beneath seismic stations overlying a low-velocity sedimentary layer using receiver functions: receiver function crustal study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3208–3218. <https://doi.org/10.1002/2014JB011610>
- Zelt, B. C. & Ellis, R. M., (1999). Receiver-function studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(4): 585-603. <https://doi.org/10.1139/e98-109>

II.10.Supplementary materials for “Imaging magma underplating around the Réunion hotspot track with receiver functions”

A. Dofal^{1,2}, L. Michon^{1,2}, F. R. Fontaine^{1,3}, G. Barruol¹, H. Tkalčić⁴

1: Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

2: Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.

3 : Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Martinique, Institut de Physique du Globe de Paris,

F-97250 Fonds Saint Denis, France

4: Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 2601

Corresponding author:

- Anthony Dofal (anthony.dofal@univ-reunion.fr)

Contents of this file:

Text S1: Resonance removal filter

Figures S1 to S5:

- S1: Neighborhood Algorithm parametrization for each station: a map
- S2: Plot of the average RF and the set of RFs calculated at each station
- S3: S-wave velocity profiles and plot of the observed and modeled RFs for each station
- S4: Thickness map of sedimentary cover / volcanic edifice under the network
- S5: Relation between depth of OBS and crustal thickness obtained by receiver functions

Tables S1 to S4:

- S1: Metadata of the seismic network and acquisition
- S2-S4: Neighborhood Algorithm parametrization

Text S1: Resonance removal filter

Zelt & Ellis (1999) report a number of outcomes on the receiver functions induced by a low velocity layer under a seismic station (e.g. sediment cover): (1) a shift from the origin of the direct P phase, (2) a width increase of the P phase, (3) a smaller amplitude of the direct P phase than the amplitude of the Pms phase, and finally (4) sinusoidal signals of different wavelengths whose amplitude decrease from the origin (subsequently called "wiggles"). Yu et al. (2015) proposed to apply a filter called "resonance removal filter" of the form:

$$1 + R_0 e^{-i\omega \Delta t}$$

An autocorrelation function is calculated (Fig. A) allowing access to the two parameters $-R_0$ and Δt corresponding to the amplitude and arrival time of the first trough of the generated autocorrelation function, respectively. These parameters explain the geometry of the reverberations (two way travel time and frequency of the reverberations).

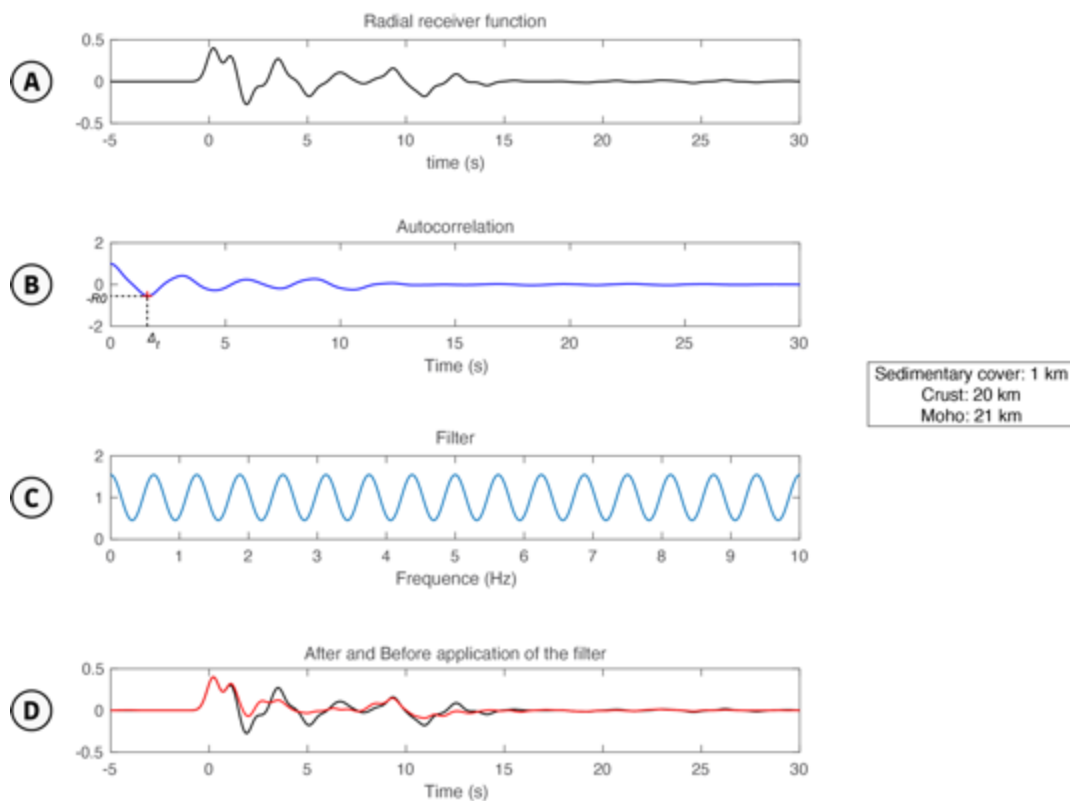


Figure A: (A) A synthetic receiver function describing a 20 km thick crust overlain by a 1 km thick sedimentary cover with a Moho incidence angle of 27.89° ; (B) Autocorrelation function to obtain the $-R_0$ and Δt , (C) Reverberation removal filter generated from the $-R_0$ and Δt parameters, (D) Comparison between the initial receiver function and the filtered receiver function.

We carried out synthetic models with the respknt and icmod codes of Randall (1994) and Ammon (1991) that allow us to observe the effect of the sedimentary cover thickness variation on a 7 km thick crust (Fig. B,C). From these tests, we were able to determine that a sedimentary cover with a thickness greater than 0.3 km produced undesirable effects on the receiver functions with the first appearance of a negative phase after the direct *P* phase, then the sinusoidal signal called "wiggles" (Fig. B, models C-F).

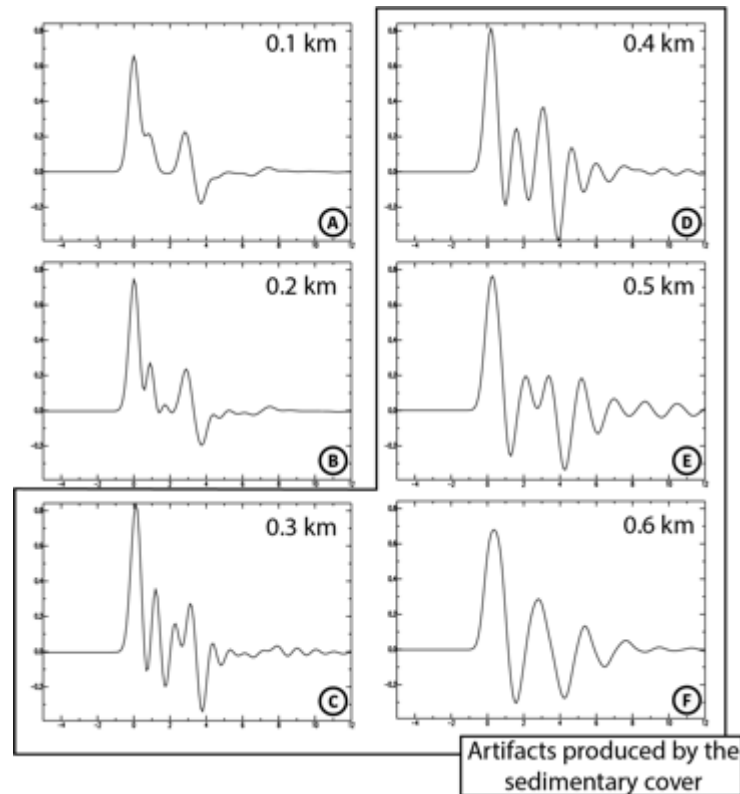


Figure B: Synthetic receiver functions describing a 7 km thick crust with a variation in sedimentary cover thickness of 0.1 to 0.6 km (indicated in the right upper corner). Receiver functions C to F present artifacts related to reverberations in the sedimentary cover.

We then checked the maximum sediment thickness for which the filter could remove artifacts (Fig. C). These models showed that the filter is effective up to 1 km-thick sedimentary layer (i.e. the sinusoidal signal is filtered and the *Ppms*, *PpSms* + *PsPms* phases are recovered).

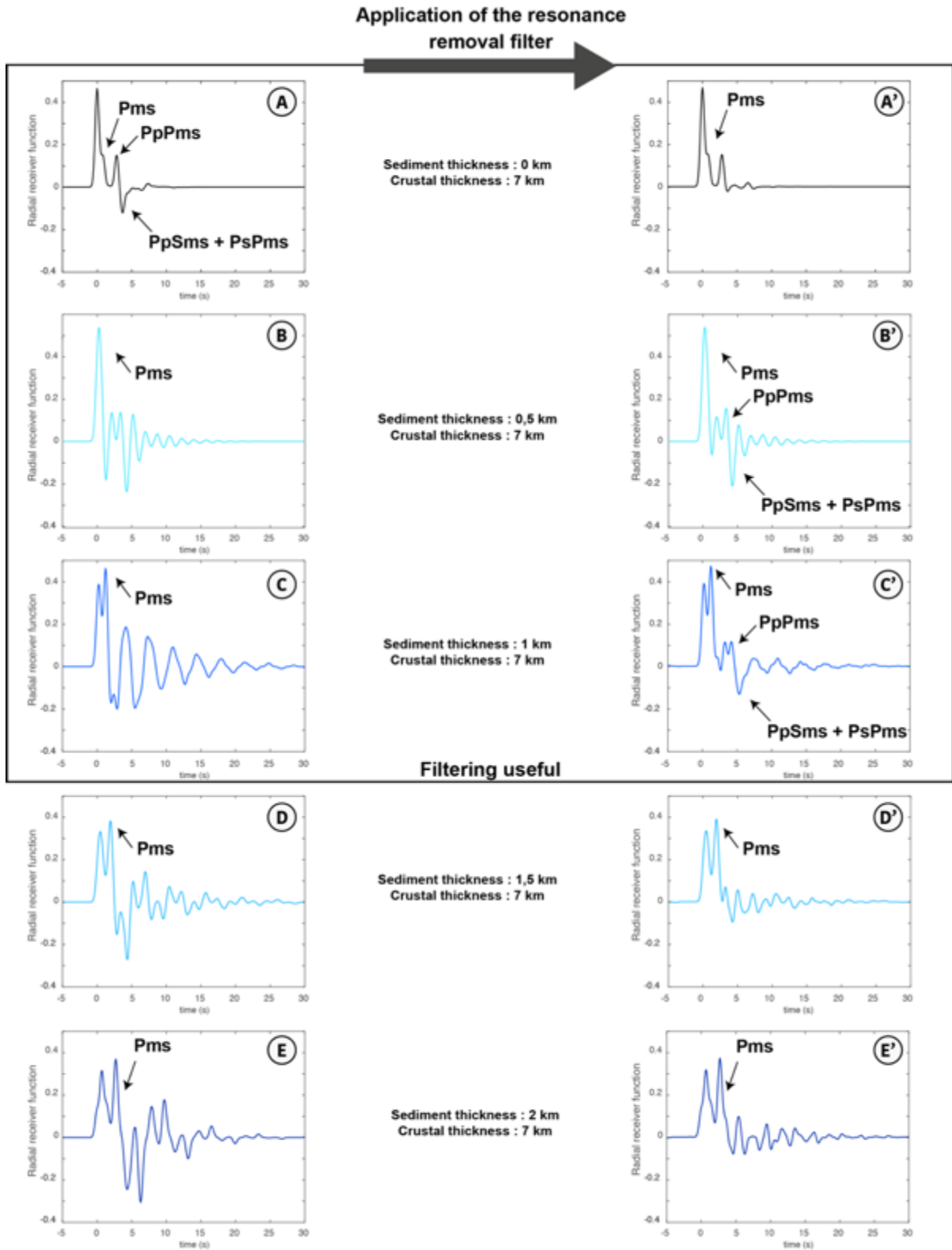


Figure C: (A-E) Synthetic receiver functions describing a 7 km thick crust with a variation in sediment thickness of 0 to 2 km. (A'-E') Receiver functions filtered using the resonance removal filter of Yu et al (2015). The black frame delimits the zone of filtering efficiency. Beyond this zone, the filter does not allow the recovery of crustal multiples.

Receiver functions calculated at stations above a sedimentary cover in the thickness range from 0.3 to 1 km were therefore filtered out, as well as receiver functions presenting artifacts related to resonance in a layer with a low velocity.

The sedimentary cover thickness was determined from the GlobSed model (Straume et al., 2019; Table A), analog reflection profile provided by GeoMapApp and around Réunion Island, seismic reflection lines acquired during the FOREVER oceanographic campaign (Deplus, 2006; Table A). The latter allows to estimate the thickness of the sedimentary cover for stations RR01, RR03, RR05, RR06 and RR26 (Table A). Two seismic lines are shown in Fig. D as an example for stations RR06 and RR26. In order to convert the two way travel time thickness of the sedimentary cover into a metric thickness, we considered V_p velocities within the sedimentary cover of 3000 m/s. This velocity is an average of the velocities obtained in the sediments at Site 953 off the Canary Islands (2000 m/s; Funck & Lykke-Andersen, 1998) and velocities obtained by the seismic refraction of the REUSIS campaign (4000 m/s; de Voogd et al.; Gallart et al., 1999). Once two data are mutually consistent, the sedimentary thickness provided by both data is taken into account.

Based only on the sediment thickness information, the stations that could be filtered were RR03, RR13, RR14, RR16, RR20, RR21 and RR26. However, some stations that did not appear to lie over a sedimentary layer with a thickness that ranges from 0.3 to 1 km according to the GlobSed model and seismic reflection lines present receiver functions disturbed by sinusoidal signals. The following stations were RR11, RR18, RR25 and RR28. Thus, the reverberation elimination filter was applied to receiver functions performed at these stations.

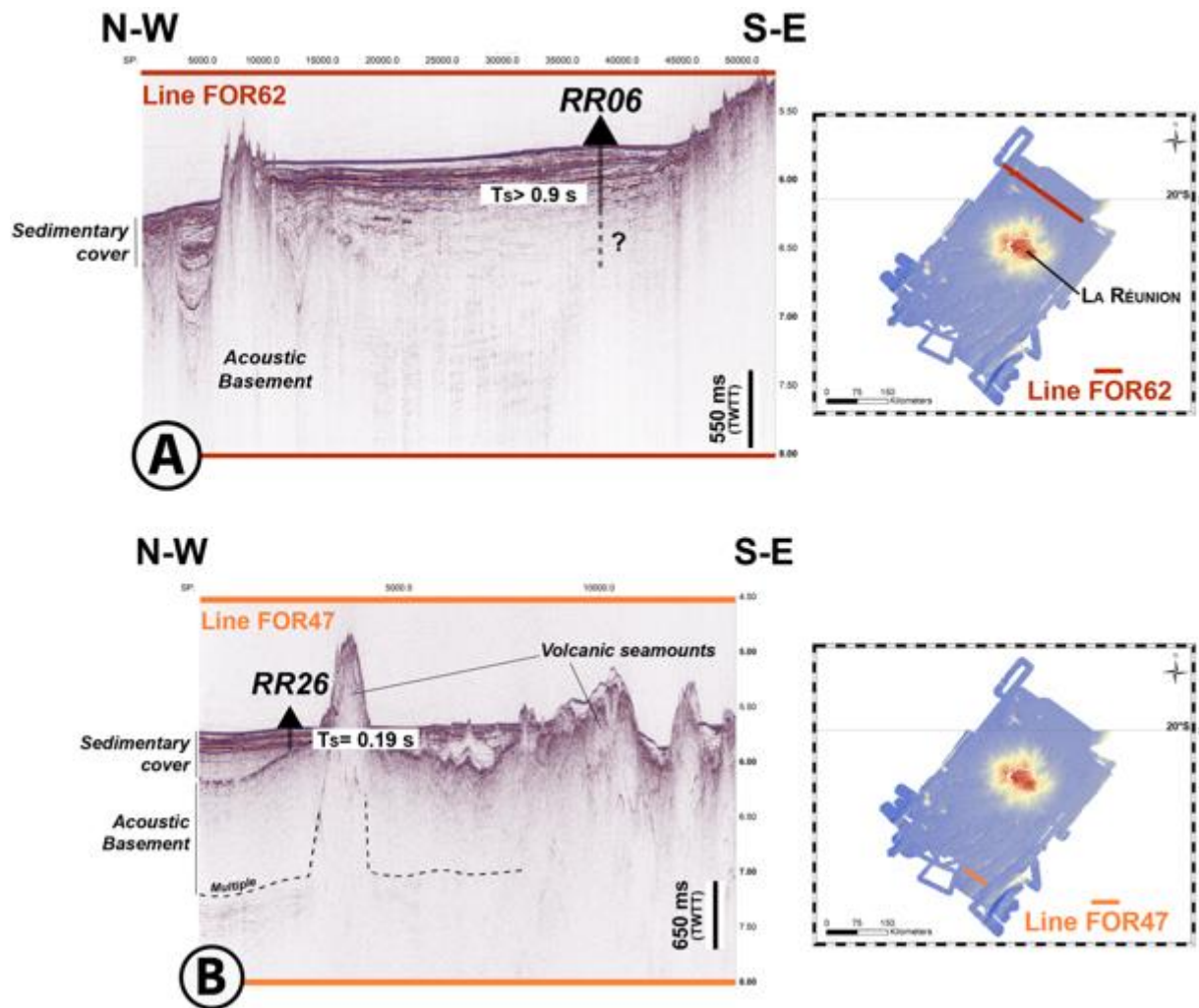


Figure D: Example of seismic lines used to estimate the sediment thickness in two ways travel time (s TWTT) under some of the OBS of the RHUM-RUM network. (A) Seismic line FOR62 and location of OBS RR06. (B) Seismic line FOR47 and OBS RR26. T_s for sedimentary thickness in two ways travel time measured below the station considered. The location of the seismic lines is done on the maps on the right of the figure. In the center of these bathymetric maps there is the Reunion Island. The seismic lines come from the FOREVER campaign (Deplus, 2006) and the bathymetry from FOREVER and ERODER campaigns (Savoie, 2006).

Stations	Latitude	Longitude	Sediments thickness from GlobSed (m)	Sediments thickness (m) from FOREVER / Bonneville et al. (1997) seismic reflection data ($V_p = 3000$ m/s) and line number	Sediments thickness (m) from GeoMapApp seismic reflection data ($V_p = 3000$ m/s) and line number	Sediments thickness (m) from RFs inversions (this study)
RR01	-20,0069	55,4230	647	1725 / FOR-20 ^a	-	2000
RR03	-21,3732	54,1294	403	705 / FOR-07 ^a	-	1000
RR05	-21,6626	56,6676	345	> 1350 / FOR-36 ^a	> 1200 / V2411 ^c	2000
RR06	-20,6550	56,7639	831	> 1350 / FOR-68 ^a	> 1200 / V2411 ^c	1500
RR07	-20,1945	59,4058	87	-	-	1000
RR08	-19,9259	61,2907	48	-	-	1000
RR09	-19,4924	64,4485	13	-	-	0
RR10	-19,6437	65,7558	10	-	-	1000
RR11	-18,7784	65,4629	10	-	-	1000
RR13	-18,5427	60,5635	139	-	900 / V2902 ^c	1000
RR14	-17,8448	62,5299	84	-	450 / RC1402 ^c	1000
RR16	-16,8976	56,5335	605	1050 / Profil 1 ^b	750 / RC1707 ^c	1000
RR17	-19,0427	57,1322	1005	-	300 / RC1707 ^c	-
RR18	-18,7504	54,8878	151	-	1500 / V3409 ^c	2000
RR20	-18,4774	51,4600	402	-	-	1000
RR21	-20,4217	50,5599	535	-	-	2000
RR25	-23,2662	56,7249	85	-	-	1000
RR26	-23,2293	54,4698	183	285 to 675 / FOR-47 ^a	450 / V3410 ^c	1000
RR28	-22,7152	53,1594	142	-	-	0

Table A: Thickness of the sediment cover (in m) extracted from the GlobSed model (Straume et al., 2019), Forever and available analog seismic reflection lines from GeoMapApp and determined by RFs inversion (this study) for the location of OBSs. In red, station RR17 seems to present an abnormally high value in the GlobSed model, whereas this station is located on the Mascarene plateau. Such structure is not taken in account by the model according to the authors. Letters refers to the data sources. A: Deplus (2006); B: Bonneville et al. (1997); C: Analog seismic reflexion lines from GeoMapApp.

References:

- Ammon, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2504–2510.
- Bonneville, A., Von Herzen, R. P., & Lucazeau, F. (1997). Heat flow over Reunion hot spot track: Additional evidence for thermal rejuvenation of oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22731–22747. <https://doi.org/10.1029/97JB00952>
- Deplus, C. (2006). FOREVER cruise, RV L'Atalante. <https://doi.org/10.17600/6010050>
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., et al. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2895–2908. <https://doi.org/10.1029/98JB02840>
- Lebas, E., Le Friant, A., Deplus, C., & de Voogd, B. (2018). Understanding the Evolution of an Oceanic Intraplate Volcano From Seismic Reflection Data: A New Model for La Réunion, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1035–1059. <https://doi.org/10.1002/2017JB014959>
- Randall, G. E. (1994). Efficient calculation of complete differential seismograms for laterally homogeneous earth models. *Geophysical Journal International*, 118(1), 245–254. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb04687.x>
- Savoye, B., Bachelery, P. & Babonneau, N. (2006) ERODER cruise. <https://doi.org/10.18142/258>
- Straume, E. O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., et al. (2019). GlobSe zd: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4), 1756–1772. <https://doi.org/10.1029/2018GC008115>

- de Voogd, B., Palomé, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., et al. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2855–2874. <https://doi.org/10.1029/98JB02842>
- Weaver, P. P. E., Schmincke, H.-U., Firth, J. V., & Duffield, W. (Eds.). (1998). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 157 Scientific Results* (Vol. 157). Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.157.1998>
- Yu, Y., Song, J., Liu, K. H., & Gao, S. S. (2015). Determining crustal structure beneath seismic stations overlying a low-velocity sedimentary layer using receiver functions: RECEIVER FUNCTION CRUSTAL STUDY. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3208–3218. <https://doi.org/10.1002/2014JB011610>
- Zelt, B. C., & Ellis, R. M. (1999). Receiver-function studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan, 36, 19.

Fig. S1 to S6

Fig. S1: *A priori* model tuned for each station in function of the expected 1D lithospheric structure

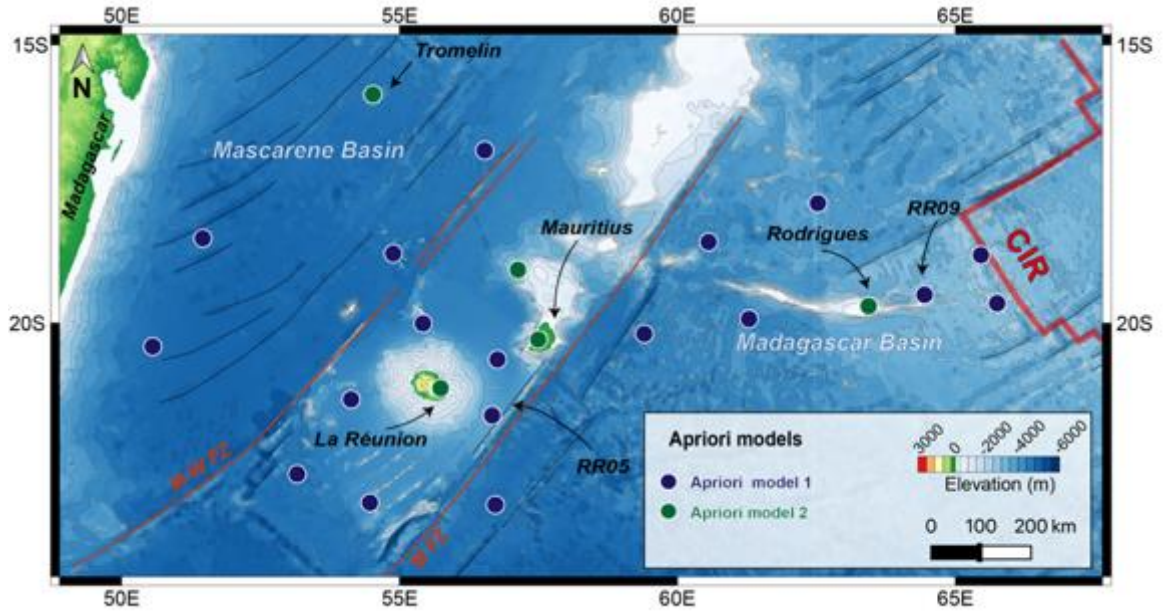
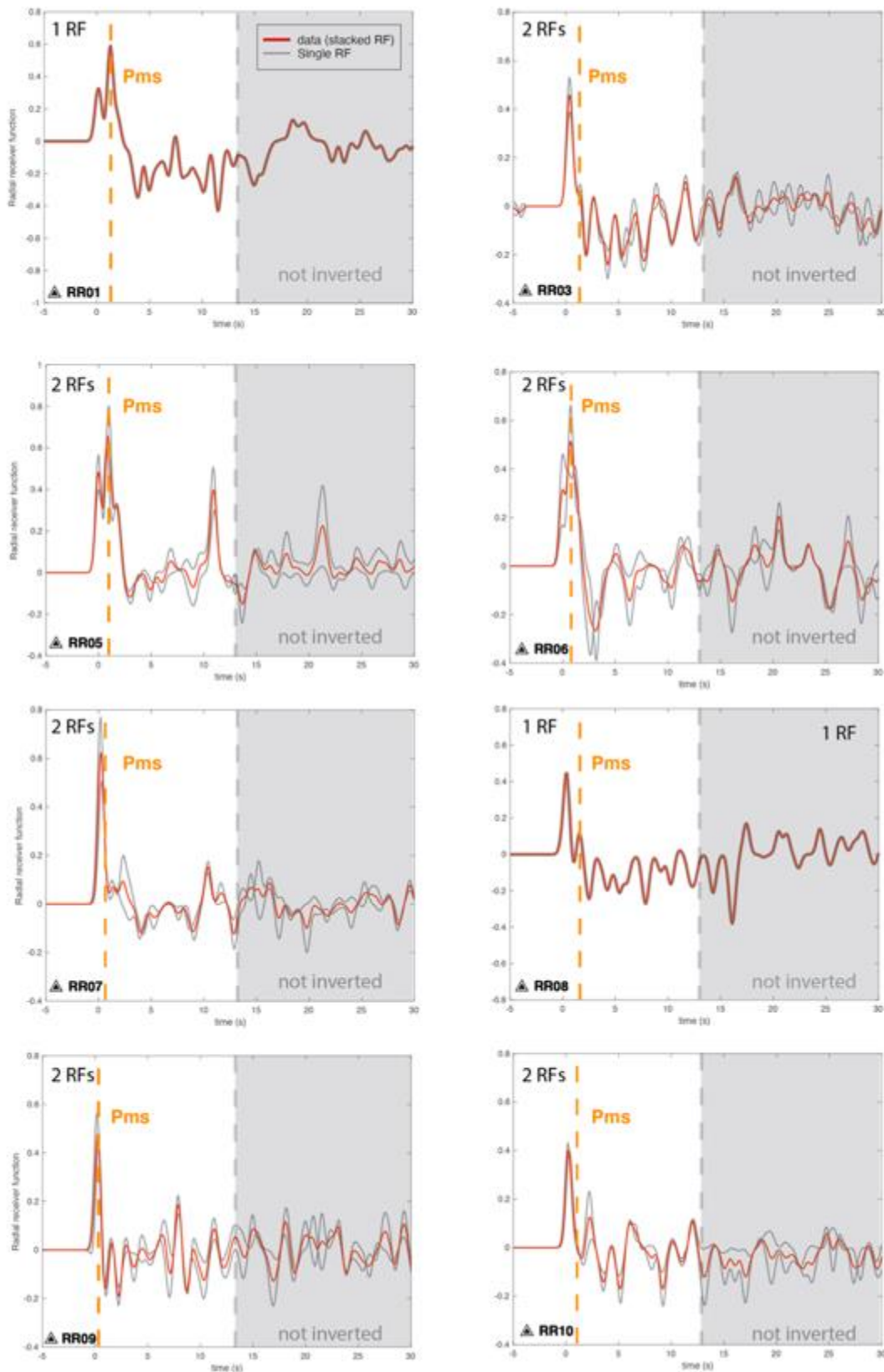
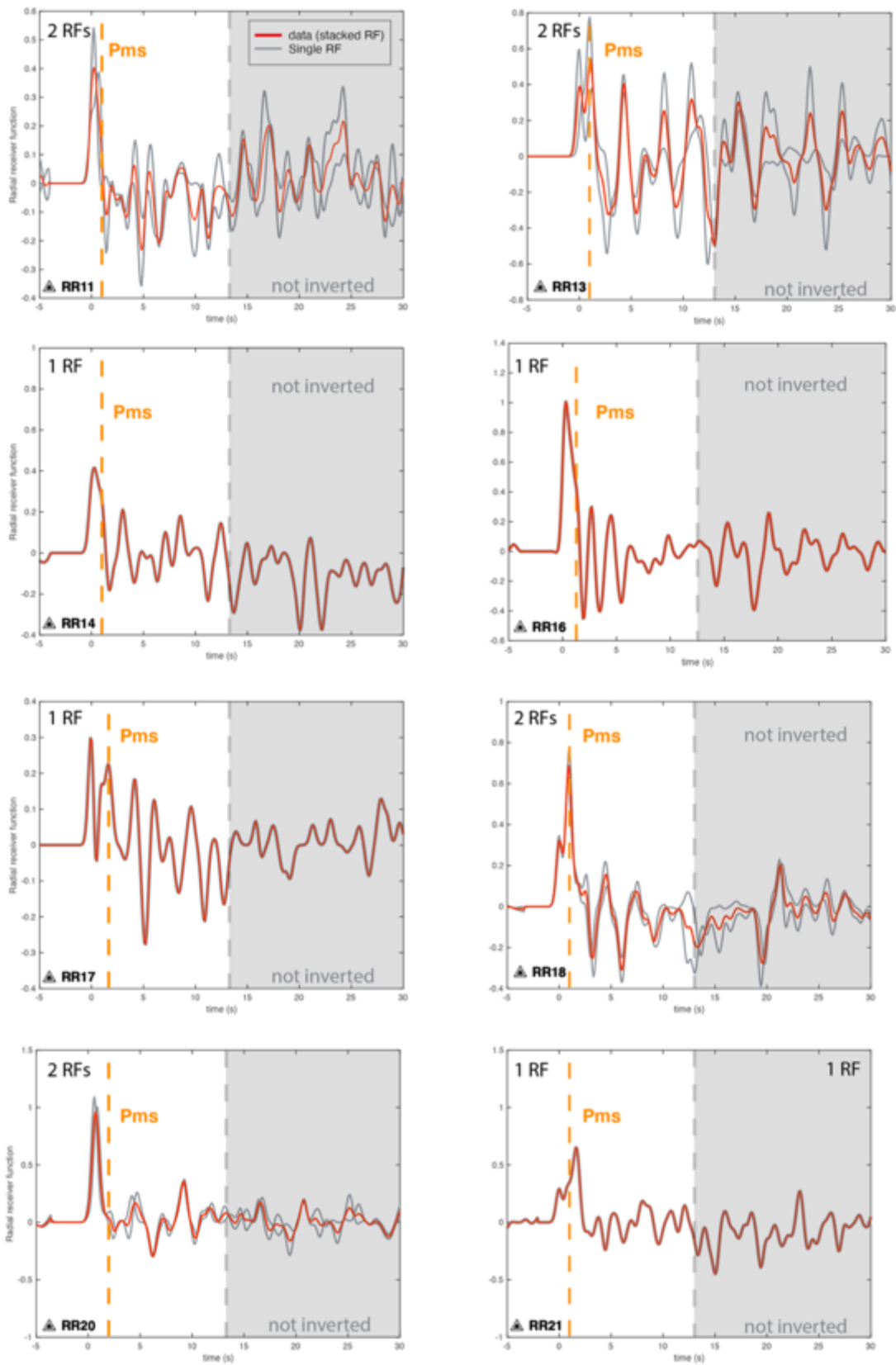


Fig. S2: Plot of the average receiver function (RF) and the set of RFs used to compute the average RF at each station. The X RFs number in the left upper corner stand for the number of RFs used to perform the average RF.





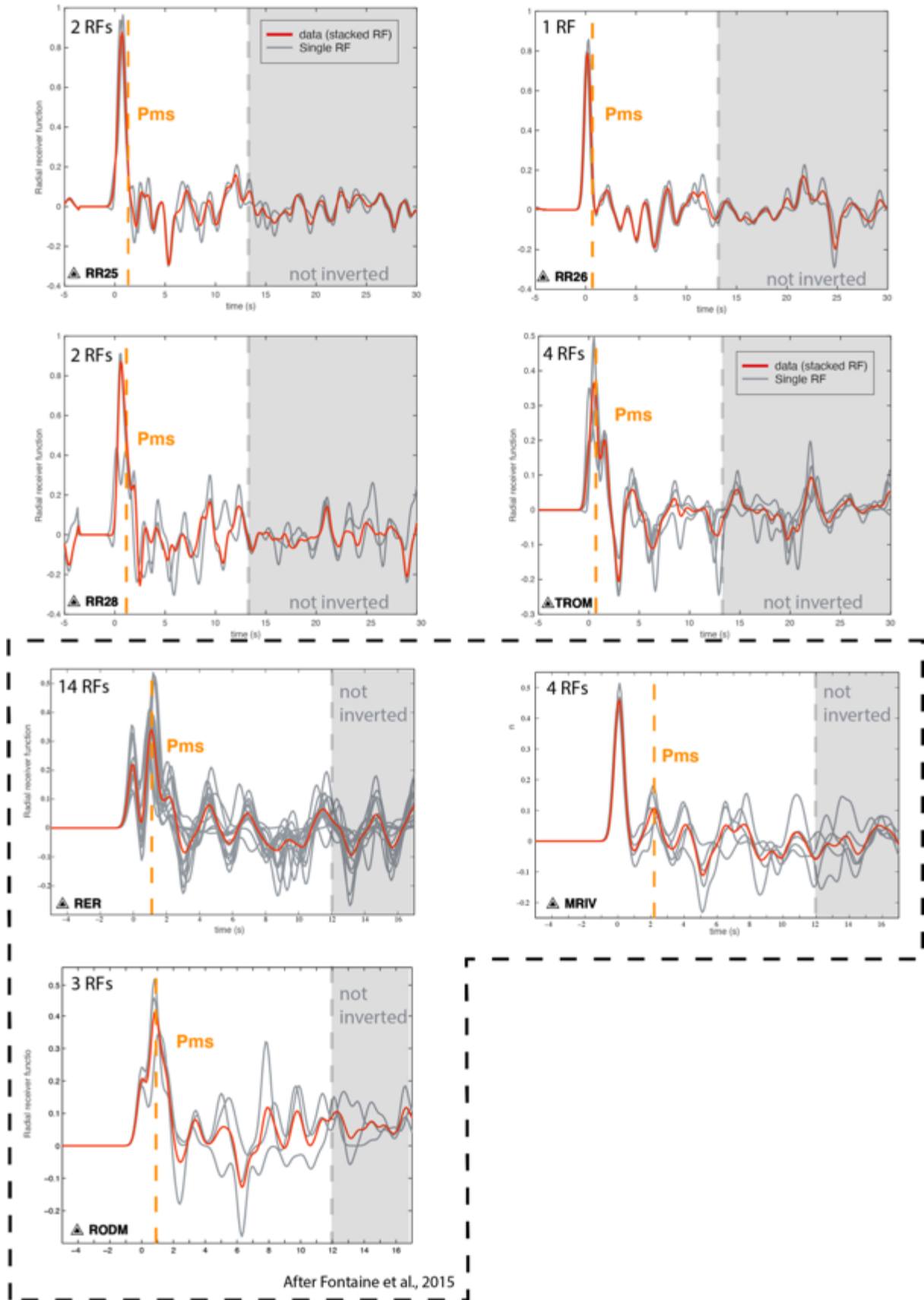


Fig. S3: S-wave velocity profiles determined at each station and the comparison of the average RF observed and the modeled RF describing the average velocity model. On the density plot models, the white dashed line delimits the *Moho* discontinuity.

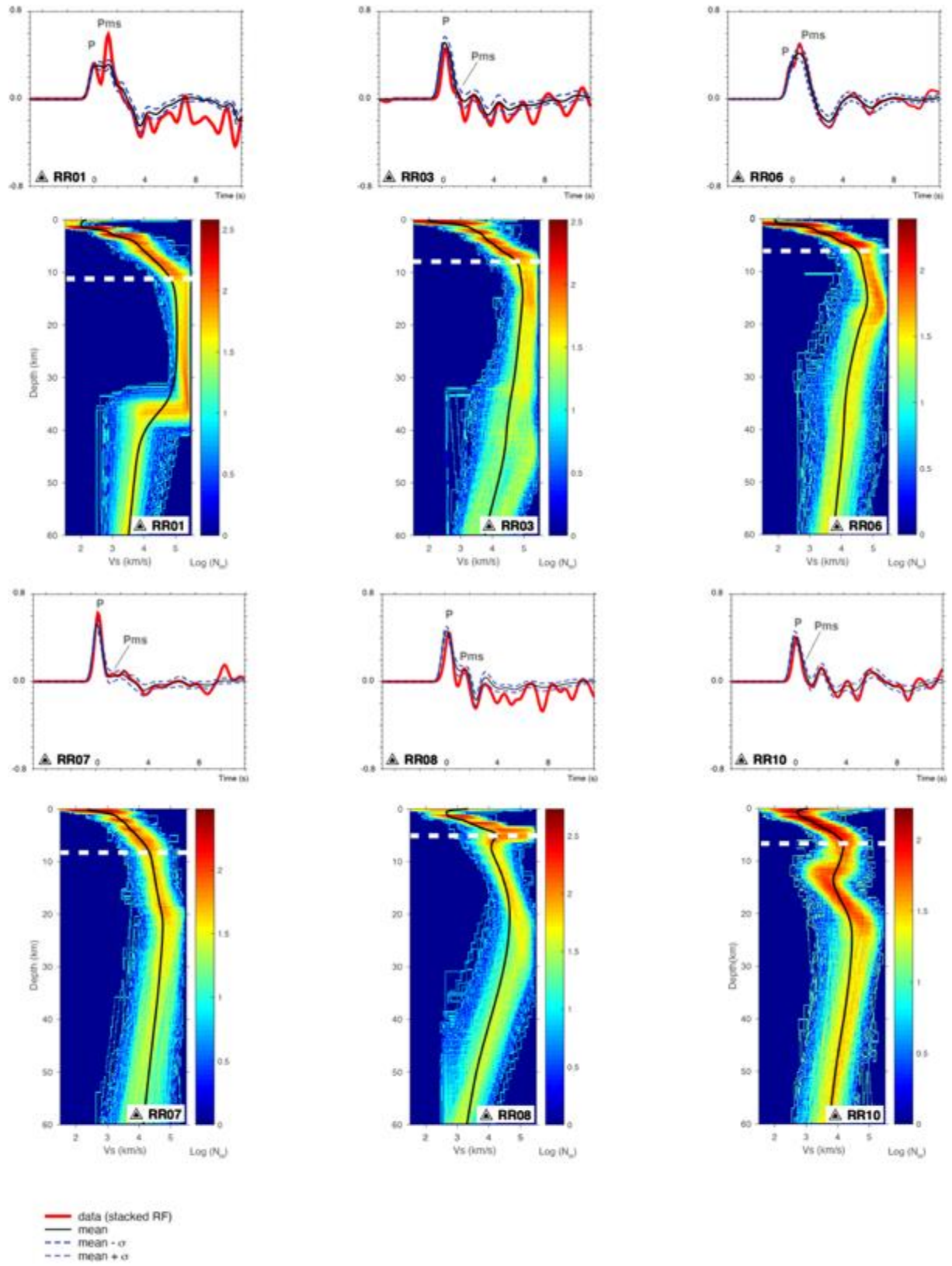


Fig. S3 continue: same as before

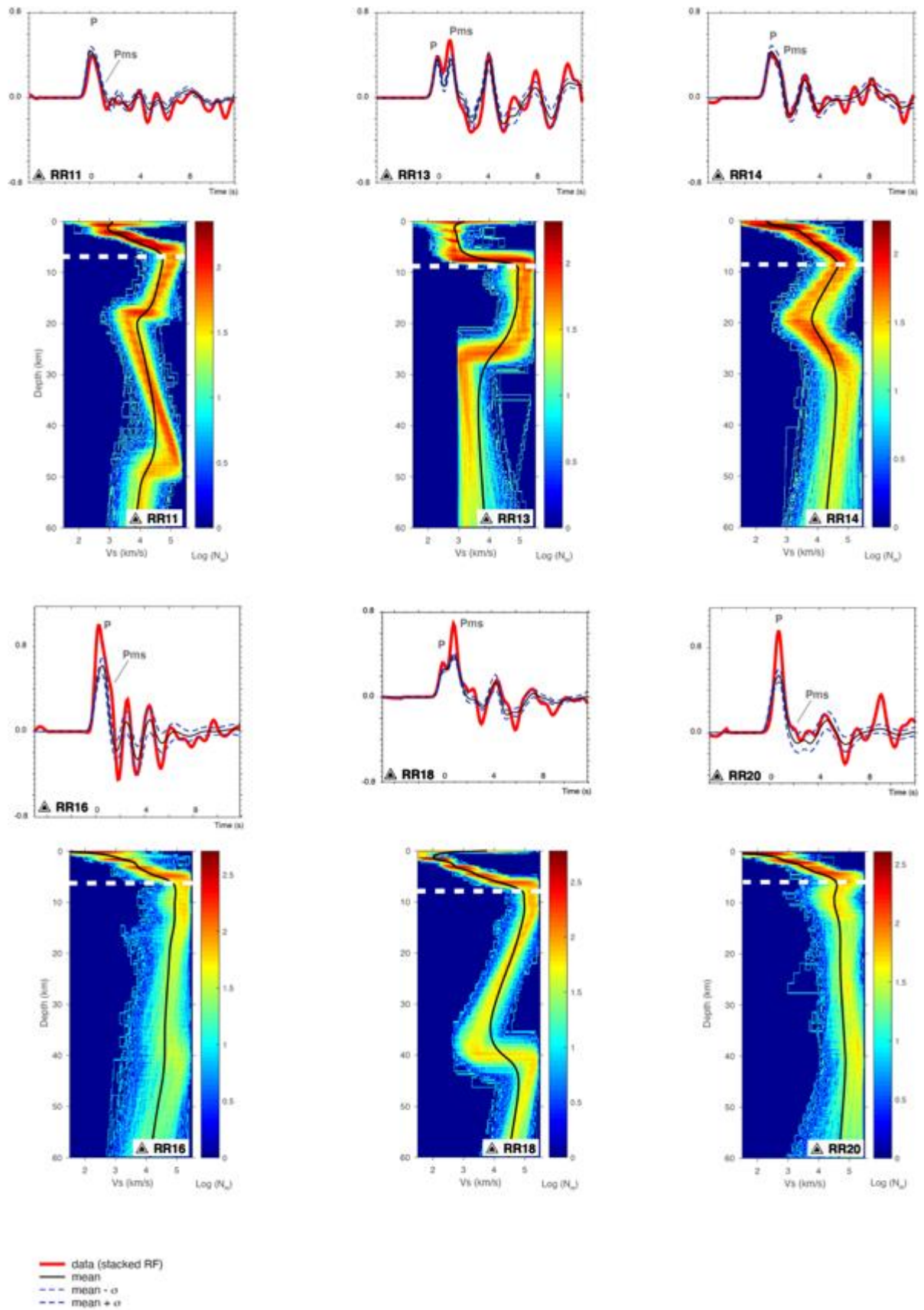


Fig. S3 continue: same as before

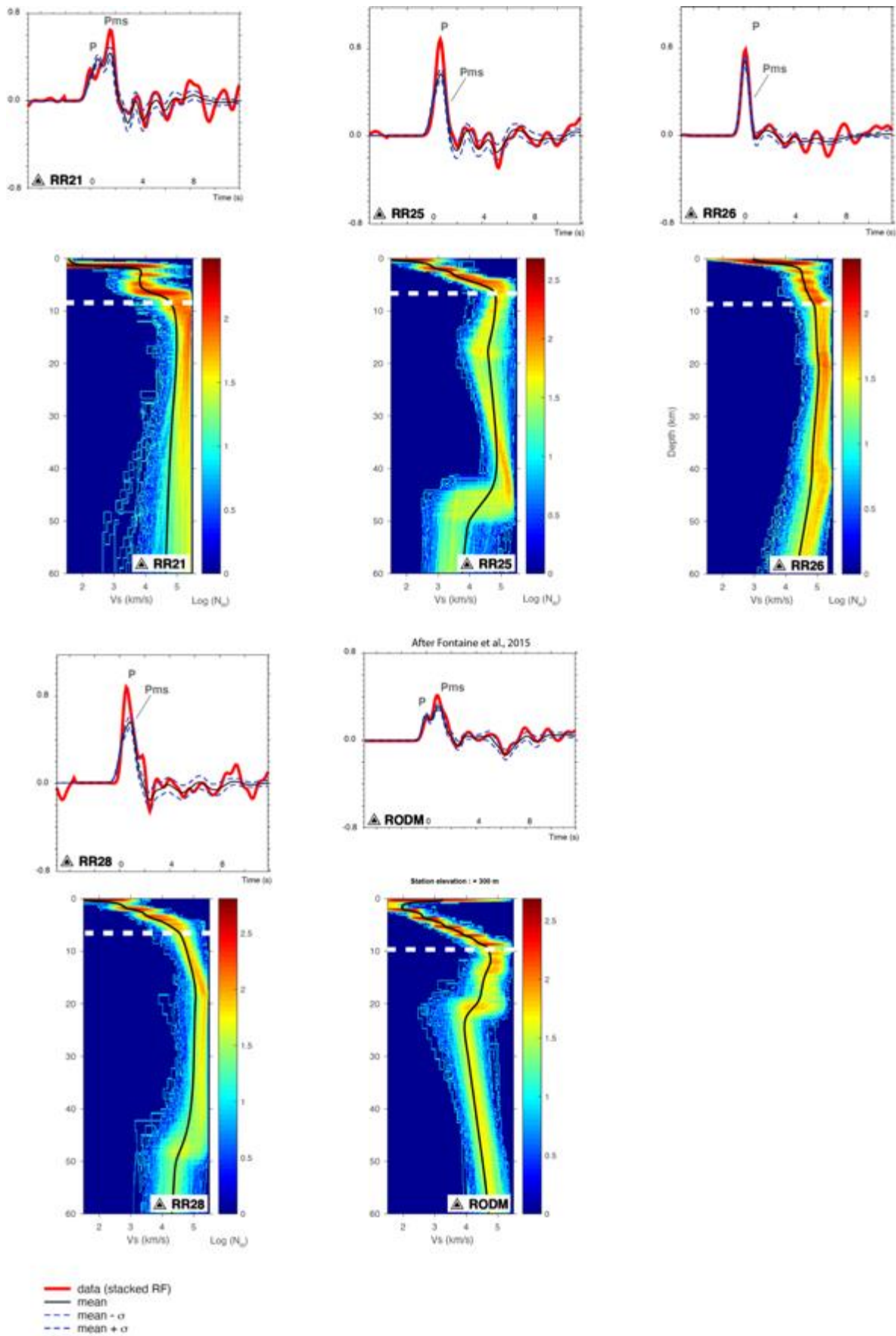


Fig. S4: Sedimentary cover and volcanic edifices thickness map (in km)

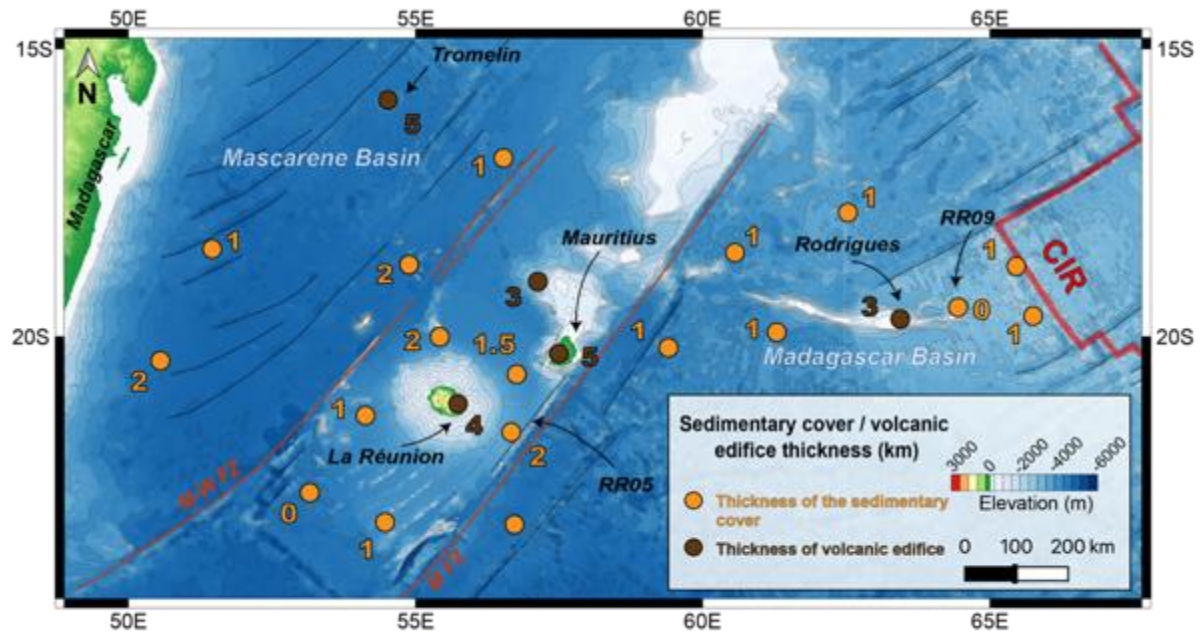


Fig. S5: Bathymetric anomaly of the oceanic lithosphere with respect to its bathymetry expected in relation to its age from Lénat et al. (2009). Seismic sensors that show magmatic underplating are replaced on this map. Please note that the location of magmatic underplating is consistent with bathymetric anomaly of the lithosphere.

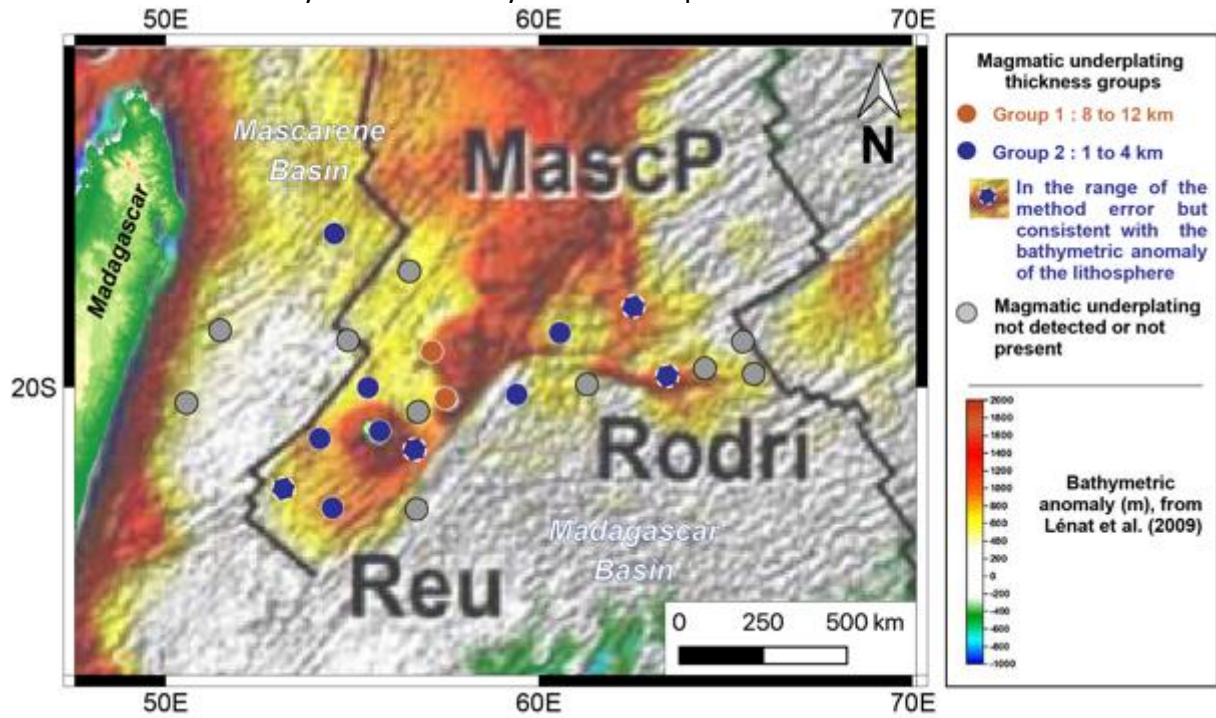


Table S1 to S3

Table S1 : Stations metadata (network, station name, location, and start/end times of recording). Grey color denote stations provided by Fontaine et al. (2015).

#Network	Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Site Name	Start Time	End Time
YV	RR01	-20.006900	55.423000	-4298.0	RHUM-RUM site RR01. OBS DEPAS	2012-10-05T04:53:07	2013-11-07T00:08:27
YV	RR03	-21.373200	54.129400	-4340.0	RHUM-RUM site RR03. OBS DEPAS	2012-10-04T12:35:56	2013-11-06T00:22:46
YV	RR05	-21.662600	56.667600	-4092.0	RHUM-RUM site RR05. OBS DEPAS	2012-10-02T15:07:28	2013-11-03T01:35:38
YV	RR06	-20.655000	56.763900	-4216.0	RHUM-RUM site RR06. OBS DEPAS	2012-10-02T10:34:10	2013-10-31T21:50:31
YV	RR07	-20.194500	59.405800	-4370.0	RHUM-RUM site RR07. OBS DEPAS	2012-09-29T09:44:16	2013-10-24T07:40:49
YV	RR08	-19.925900	61.290700	-4190.0	RHUM-RUM site RR08. OBS DEPAS	2012-09-29T12:07:11	2013-10-24T20:42:36
YV	RR09	-19.492400	64.448500	-2976.0	RHUM-RUM site RR09. OBS DEPAS	2012-09-30T03:14:57	2013-10-25T16:19:04
YV	RR10	-19.643700	65.755800	-2310.0	RHUM-RUM site RR10. OBS DEPAS	2012-09-30T05:05:36	2013-10-26T01:15:42
YV	RR11	-18.778400	65.462900	-3473.0	RHUM-RUM site RR11. OBS DEPAS	2012-09-30T08:17:25	2013-10-26T07:47:53
YV	RR13	-18.542700	60.563500	-4130.0	RHUM-RUM site RR13. OBS DEPAS	2012-10-01T04:42:21	2013-10-09T02:39:35
YV	RR14	-17.844800	62.529900	-3420.0	RHUM-RUM site RR14. OBS DEPAS	2012-10-01T06:43:39	2013-10-27T06:11:43
YV	RR16	-16.897600	56.533500	-4426.0	RHUM-RUM site RR16. OBS DEPAS	2012-10-01T08:09:13	2013-10-28T23:38:16
YV	RR17	-19.042700	57.132200	-2205.0	RHUM-RUM site RR17. OBS DEPAS	2012-10-02T14:50:20	2013-10-23T16:41:08
YV	RR18	-18.750400	54.887800	-4743.0	RHUM-RUM site RR18. OBS DEPAS	2012-10-05T05:07:29	2013-10-29T17:25:04
YV	RR20	-18.477400	51.460000	-4820.0	RHUM-RUM site RR20. OBS DEPAS	2012-10-05T07:52:36	2013-10-30T20:51:39
YV	RR21	-20.421700	50.559900	-4782.0	RHUM-RUM site RR21. OBS DEPAS	2012-10-06T05:15:29	2013-10-31T14:29:22
YV	RR25	-23.266200	56.724900	-4759.0	RHUM-RUM site RR25. OBS DEPAS	2012-10-02T15:29:10	2013-11-04T15:41:16
YV	RR26	-23.229300	54.469800	-4259.0	RHUM-RUM site RR26. OBS DEPAS	2012-10-03T14:20:58	2013-11-02T08:24:09
YV	RR28	-22.715235	53.159453	-4550.0	RHUM-RUM site RR28. OBS INSU	2012-10-10T20:00:00	2013-11-13T01:03:09
YV	TROM	-15.888500	54.521800	6.0	RHUM-RUM TROMELIN	2011-04-23T10:30:00	2013-12-16T14:59:59
G	RER	-21.1712	55.7398	800	GEOSCOPE. La Réunion Island.	Permanent network	
G	RODM	-19.6961	63.4412	300	GEOSCOPE. Rodrigues Island.	Permanent network	
I	MRIV	-20.2981	57.497	400	IRIS. Mauritius Island.	2010 to 2013	

Table S2-S3 : Neighborhood Algorithm parametrization

A priori model 1 : This *a priori* model was applied on OBS stations located around Réunion Island. It corresponds to the *a priori* model of Fontaine et al. (2015) modified with the volcanic edifice layer removed. This *a priori* model allows to modeled a 1D model composed of a sedimentary layer, an oceanic crust, a magmatic underplating layer and finally the lithospheric mantle. Bounds of each parameter are presented in the table 2.

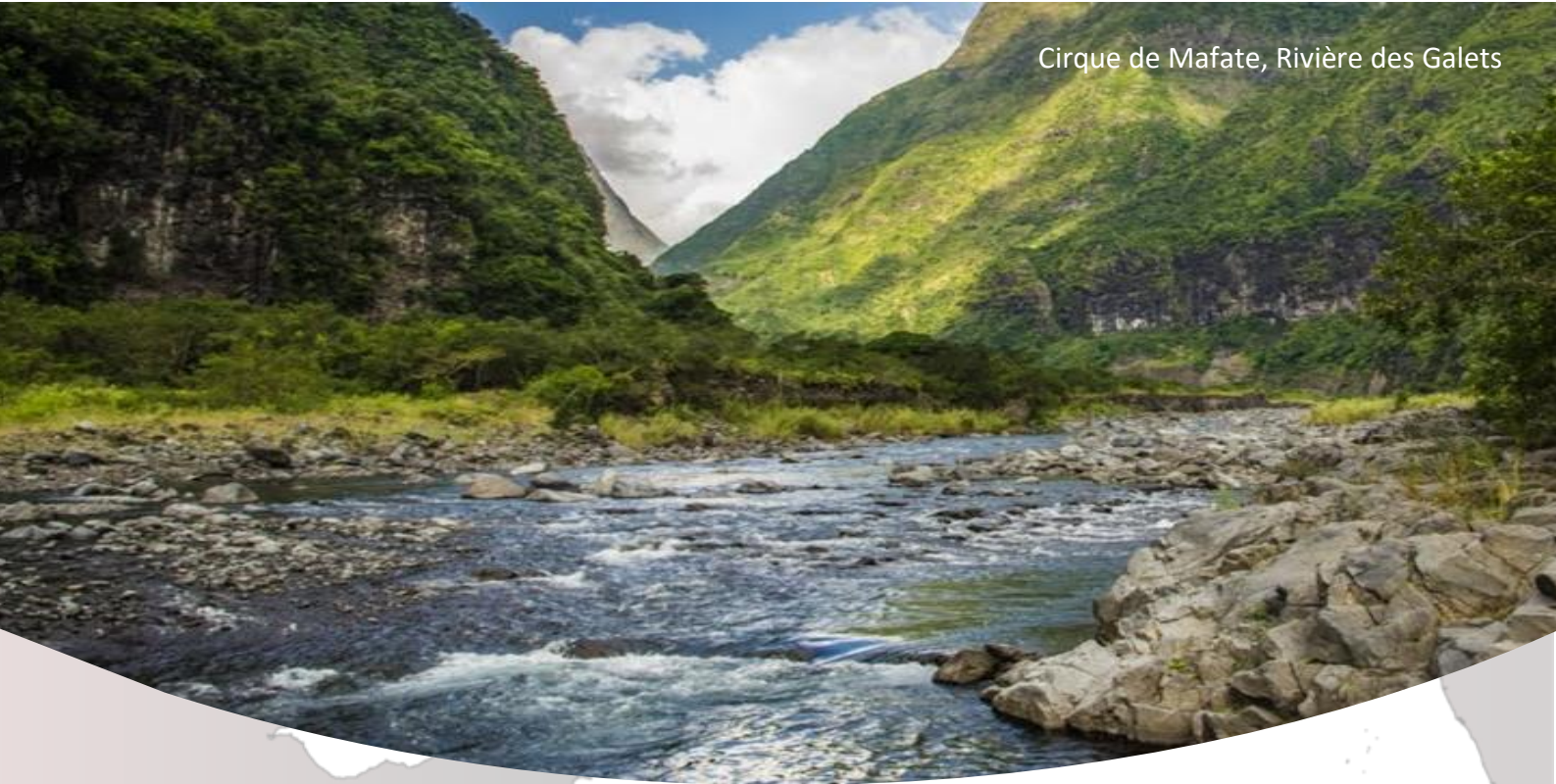
Layers	H (km)	V_S upper (km/s)	V_S lower (km/s)	V_P/V_S
L1	0 - 2	0.5 - 5.5	0.5 - 5.5	1.75 – 2.20
L2	3.5 - 8	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.65 - 1.90
L3	2 - 14	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L4	0 - 32	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L5	30 - 70	2.5 – 5.5	2.5 – 5.5	1.65 - 1.90

Table S2 : *A priori model 1*

A priori model 2: This multidimensional space parameter is applied on terrestrial stations in island context. It is the same as in Fontaine et al. (2015) which permit to modeled a 1D lithospheric structure composed by a sedimentary layer, a volcanic edifice, an oceanic crust, a magmatic underplating layer and finally the lithospheric mantle (Table 3).

Layers	H (km)	V_S upper (km/s)	V_S lower (km/s)	V_P/V_S
L1	0.5 - 2	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.75 – 2.20
L2	3.0 – 8.5	1.5 - 5.5	1.5 - 5.5	1.60 - 2.00
L3	3.5 – 8.0	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L4	6 - 14	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90
L5	30 - 70	1.5 – 5.5	1.5 – 5.5	1.65 - 1.90

Table S3: *A priori model 2*



Chapitre 7 : Structure de la lithosphère aux dorsales sud-ouest et centrale Indiennes

Objectifs : Présentation des résultats et interprétations du chantier dorsales océaniques sud-ouest et centrale Indiennes.

Ce chapitre va s'attacher à présenter les résultats obtenus sur la structure crustale au niveau des dorsales sud-ouest Indienne (SWIR) et centrale Indienne (CIR) par l'analyse en fonction récepteur de signaux sismiques enregistrés par des stations de fond de mer. Des interprétations seront également proposées à partir de ces résultats mais devront être consolidées après la thèse.

I. Introduction

Le long des dorsales, l'activité magmatique est fortement dépendante de la vitesse d'accrétion (référence). Il en résulte des différences importantes en terme de géométrie et d'épaisseur de la croûte. La croûte océanique produite au niveau des dorsales lentes mesure $4,9 \pm 1,5$ km d'épaisseur, alors que celle associée aux dorsales ultra-lentes est fine ($2,1 \pm 0,6$ km) et discontinue (White et al., 1992). Dans l'océan Indien occidental, la dorsale centrale indienne (CIR) et la dorsale sud-ouest indienne (SWIR) appartiennent respectivement aux classes des dorsales lentes et ultra-lentes (Dick et al., 2003 ; La Femina, 2016). Au niveau des dorsales ultra-lentes, le manteau affleure sur le fond océanique lorsque la croûte n'est pas présente. Il est alors serpentinisé au contact de l'eau océanique (e.g. Sauter et al., 2013). La dorsale sud-ouest Indienne (SWIR) est un exemple typique de dorsale ultra-lente, ainsi de nombreuses études se sont attachées à comprendre sa géométrie et sa dynamique (e.g. Patriat et al., 1997 ; Rommevaux-Jestin et al., 1997 ; Muller et al., 1999 ; Cannat et al., 2006 ; Cannat et al., 2008 ; Sauter & Cannat, 2010 ; Zhang et al., 2011 ; Sauter et al., 2013 ; Bronner et al., 2014). Ces études montrent que la structure crustale attendue aux dorsales ultra-lentes est effectivement retrouvée le long de la SWIR. Elles révèlent également des anomalies ponctuelles de la croûte correspondant à des portions de croûte épaisses, qui peuvent atteindre jusqu'à 9 km d'épaisseur (e.g. Minschull et al., 2006 ; Li et al., 2015 ; Ruan et al., 2017). Nous avons profité de la présence de capteurs sismiques au niveau de la SWIR et de la CIR pour caractériser la structure de la partie supérieure de la lithosphère et ainsi comparer ces structures dans le cas d'une dorsale lente et d'une dorsale ultra-lente.

II. Stations et données

Sur 21 stations installées au voisinage des dorsales (Fig. 1), 9 n'ont pas pu bénéficier de la correction à appliquer aux composantes des stations afin de les réorienter selon le repère géographique (RR32, RR33, RR35, RR37, RR39, RR42, RR45, RR49 et RR51 ; Scholz et al., 2017), 7 stations ont des données trop bruitées pour en distinguer le signal (RR36, RR40, RR41, RR46, RR44, RR47 et RR50) et seulement 5 stations (RR34, RR38, RR43, RR48 et RR52) présentent des signaux de qualité suffisante pour être exploités en fonction récepteur (Tableau 1). Parmi ces stations, 4 sont localisées le long de la SWIR et une le long de la CIR. Les stations RR11 et RR10 présentées précédemment dans le Chapitre 6 échantillonnent également la CIR et seront incluses dans cette partie, portant ainsi à 7 le nombre de stations échantillonnant la CIR et la SWIR (Fig. 1).

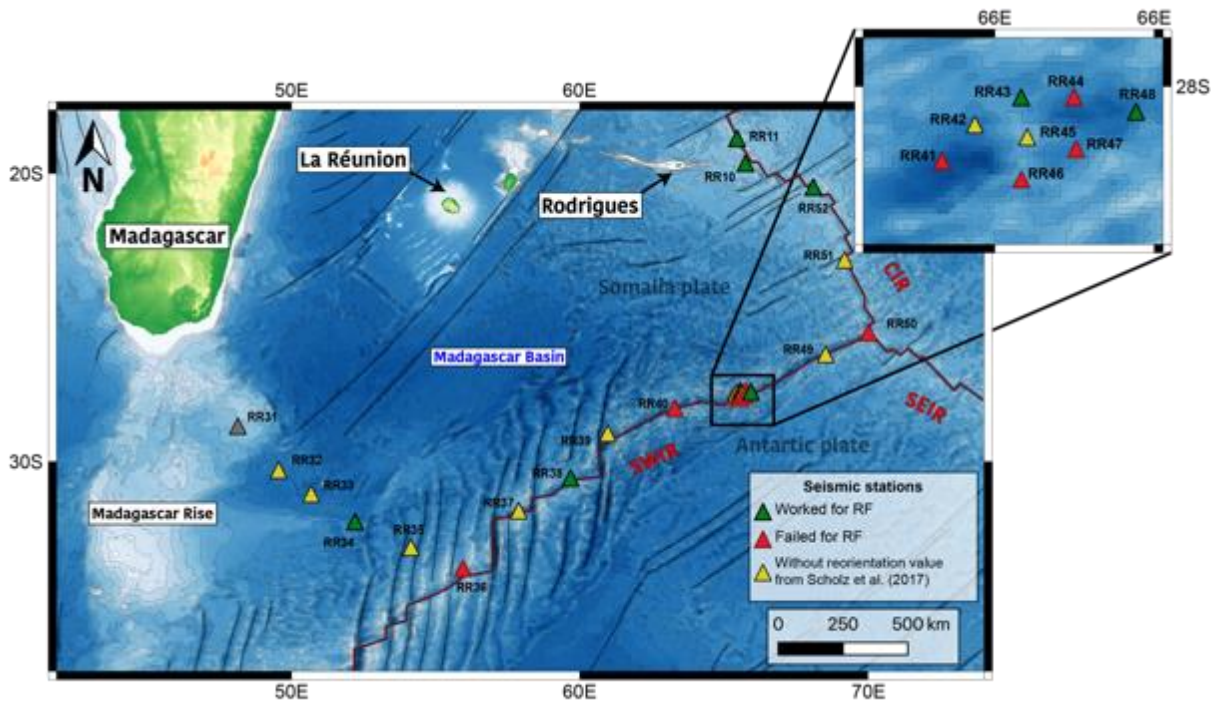


Figure 1 : Stations localisées autour des dorsales en prenant en compte la disponibilité d'une valeur de correction de l'orientation des composantes du sismomètre en fonction du référentiel géographique (Scholz et al. 2017 ; triangles jaunes) et la qualité des données à la station pour calculer des fonctions récepteur (triangles verts, opérationnels ; rouges n'ont pas fonctionné). Au total, 5 stations ont permis de calculer des fonctions récepteurs aux dorsales (triangles verts).

Station	Lat (°)	Long (°)	E (m)	Sensor pool	Start Time	End Time
RR34	-32.078300	52.211400	-4265.0	OBS INSU	2012-11-15T14:21:00	2013-06-23T01:36:00
RR38	-30.564957	59.685803	-4560.0	OBS INSU	2012-10-15T11:00:00	2013-11-19T04:16:01
RR43	-27.533800	65.582600	-4264.0	OBS DEPAS	2012-10-15T10:49:27	2013-06-15T10:25:49
RR48	-27.579200	65.943000	-4830.0	OBS DEPAS	2012-10-16T04:04:36	2013-06-11T00:28:43
RR52	-20.472300	68.109400	-2918.0	OBS INSU	2012-10-19T09:00:00	2013-11-25T05:17:31
RR10	-19.643700	65.755800	-2310.0	OBS DEPAS	2012-09-30T05:05:36	2013-10-26T01:15:42
RR11	-18.778400	65.462900	-3473.0	OBS DEPAS	2012-09-30T08:17:25	2013-10-26T07:47:53

Tableau 1: Latitude (Lat), longitude (Long) et altitude (E) des stations. Type de capteur et durée d'échantillonnage pour les stations RR34, RR38, RR43, RR48, RR52, RR10 et RR11.

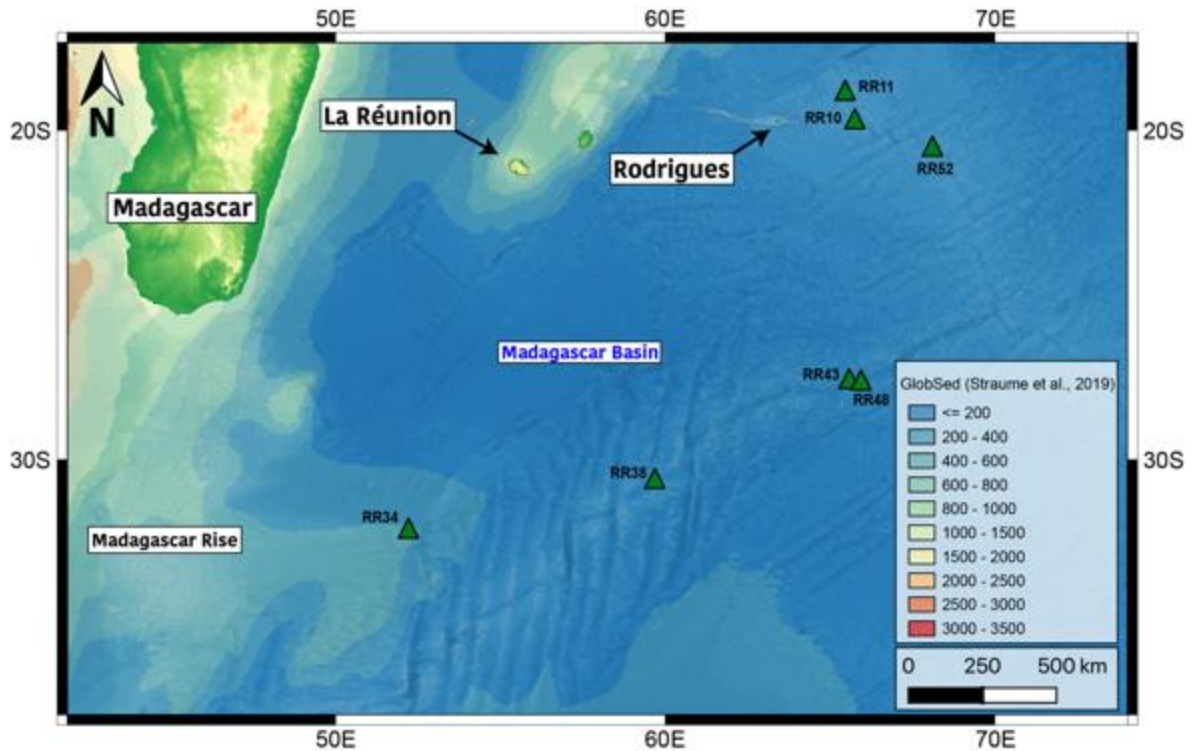


Figure 2 : Épaisseur de la couverture sédimentaire dans le sud-ouest de l'océan Indien et sous le réseau de capteurs sismiques issue du modèle GlobSed (Straume et al., 2019). Les triangles verts correspondent aux stations OBS de l'étude. En transparence, la bathymétrie GEBCO. Les stations RR10, RR11, RR38, RR43, RR48 et RR52 étaient installées au-dessus d'une couche sédimentaire de 10, 10, 13, 9, 9, et 9 m d'épaisseur d'après le modèle GlobSed. Tandis que la station RR34 était déployée au-dessus d'une couche sédimentaire de 355 m. (cf. Chapitre 4- II.4.1).

A l'instar des OBS exploités autour de La Réunion, une vérification de l'épaisseur des sédiments sous les stations a été réalisée afin de s'affranchir des artefacts générés par ces sédiments sur les fonctions récepteur. D'après le modèle GlobSed (Fig. 2 ; Straume et al., 2019), seule la station RR34 pourrait être déposée à l'aplomb d'une couverture sédimentaire. Celle-ci serait d'une épaisseur de 355 m, c'est-à-dire suffisamment épaisse pour présenter des artefacts selon nos modélisations effectuées en Chapitre 4 section II.2. Cela est confirmé par l'observation uniquement à cette station d'artefacts sur les fonctions récepteur. Le filtrage présenté par Yu et al. (2015) (Cf. Chapitre 4- II.3) a été appliqué sur les fonctions récepteur de cette station avant d'être inversées avec le NA.

Le modèle *a priori* utilisé pour La Réunion (Modèle *a priori* 2) a été appliqué pour les inversions des données des 5 stations RR34, RR38, RR43, RR48 et RR52. Ce modèle *a priori* n'est pas paramétré¹⁹ pour les environnements géologiques de dorsale lente et ultra-lente dans lesquels ces stations appartiennent.

¹⁹ Nombre de couches et les gammes de vitesse des ondes de cisaillement, le rapport de vitesses v_p/v_s pour chacune des couches

En effet, le long de la SWIR sont retrouvés des croûtes peu épaisses et discontinues (e.g. 3,8 km en moyenne à l'est de la fracture zone Atlantis II, Muller et al., 2000 ; 4,2 km à l'est de la fracture zone Melville, Minshull et al., 2006 ; Fig. 6) et du manteau exhumé sur les fonds océaniques (e.g. Cannat et al., 2006 ; Dick et al., 2003 ; Sauter et al., 2013) qui ne sont pas pris en compte dans l'élaboration du modèle *a priori*. De plus, la définition du *Moho* sismique peut être biaisée dans un contexte de dorsale ultra-lente. Lorsque le manteau est exhumé et au contact de l'eau océanique, celui-ci est serpentinisé. Un front de serpentinsation (marquant le passage d'un manteau altéré à un manteau sein) se forme et peut être considéré comme un *Moho* du point de vue des vitesses sismiques échantillonnée (e.g. Miller & Christensen, 1997). Cette serpentinsation du manteau peut également avoir lieu sur une épaisseur de 2 à 3 km sous la croûte océanique (Minshull et al., 2006) et la base de cette couche de manteau altéré peut aussi être du point de vue sismique interprétée comme un *Moho*.

Une autre spécificité des stations sismiques installées le long de la CIR et de la SWIR concerne l'absence éventuelle d'une couverture sédimentaire sous les stations. En effet, puisque celles-ci sont éloignées des grandes masses continentales ces stations sont préservées de l'apport détritique provenant des continents (Fig. 2). Or cela n'est pas pris en compte dans le dimensionnement du modèle *a priori*.

Ainsi, le modèle *a priori* devra être adapté après la thèse pour prendre en considération toutes ces différences. L'ensemble des stations présentées ici devra être inversé avec le même modèle *a priori*.

III. Résultats

Les données recueillies aux stations RR38, RR48 et RR52 nous ont permis de calculer 2 RFs pour chacune de ces stations alors qu'une seule RF a été calculée aux stations RR34 et RR43 (Fig. 3). Les résultats de l'inversion de ces RFs avec l'algorithme de voisinage (Sambridge, 1999) sont présentés en Figure 4. Compte tenu de la localisation des stations sismiques le long des dorsales sud-ouest Indienne et centrale Indienne, la nature de la croûte attendue est océanique. Cependant, le long de segments amagmatiques de la SWIR, du manteau exhumé et serpentinisé pourrait être échantillonné par les RFs comme abordé précédemment. Ainsi, un V_P/V_S moyen d'une valeur de 1,88, caractéristique d'une croûte océanique (Christensen, 1996) et un $V_P/V_S \geq 1,9$ typique d'un manteau serpentinisé (Christensen, 2004) seront utilisés pour déterminer les temps d'arrivée théoriques des phases crustales. Cette estimation sera réalisée avec les formules de Zhu & Kanamori (2000).

Station RR34. La RF moyenne correspond à la seule donnée obtenue à cette station située à 500 km de l'axe de la dorsale tout en se situant au sein de la zone d'accrétion océanique de la SWIR (Fig. 6). Cette RF montre un premier pic d'une forte amplitude et présentant un épaulement vers 1 s, suivi d'un creux. Sur le profil de vitesse obtenu de l'inversion de cette RF, une première interface est modélisée vers 1 km de profondeur (Fig. 4F). Ensuite, un gradient de vitesse positif mais moins important que celui observé au-dessus de 1 km de profondeur est modélisé jusqu'à une profondeur d'environ 7 km. Au-delà, un gradient de vitesse différent et sub-constant se poursuit jusqu'à environ 13 km. Les vitesses modélisées à ces deux interfaces (7 et 13 km) dépassent le seuil de vitesse attribué au manteau (4.1 km/s ; e.g. Fontaine et al., 2013a,b ; Lamarque et al., 2015). La RF (Fig. 4A) décrivant le modèle de vitesse moyen (courbe noire en Fig. 4F) ajuste très bien la donnée permettant de conforter les résultats de l'inversion.

Les interfaces à 7 et 13 km pourraient correspondre au *Moho*. Afin de déterminer laquelle de ces interfaces correspond à cette discontinuité, nous avons appliqué les formules de Zhu & Kanamori (2000) et considérant un *Moho* à 7 et 13 km de profondeur avec un V_P/V_S fixé à 1,88. Les temps d'arrivée théoriques de la phase *Pms* et de ses multiples sont respectivement de 1 s, 2,94 s et 3,94 s pour la solution à 7 km de profondeur et de 1,85 s, 5,47 s et 7,32 s pour la solution à 13 km de profondeur. Les temps d'arrivée des phases crustales

décrivant une solution à 7 km de profondeur sont plus en adéquation avec la RF moyenne. Cela permet d'appuyer l'hypothèse d'un *Moho* à 7 km de profondeur sous la station RR34. L'interface à 13 km de profondeur serait alors une discontinuité intra-mantellique.

Station RR38. La RF moyenne calculée à cette station montre un premier pic large et légèrement décalé de son origine, suggérant une convolution de deux pics (Figs. 3, 4B). Cela est appuyé par la fonction récepteur modélisée et par l'enveloppe de l'écart type de $\pm\sigma$. La première interface modélisée par le NA est située à ~ 1 km sous la station RR38. Au-delà de cette interface, un gradient de vitesse positif se poursuit jusqu'à environ 8 km de profondeur et avec une vitesse dépassant 4,1 km/s. En deçà, une zone à moindre vitesse (LVZ) est modélisée vers 10 km de profondeur par le NA avant que les vitesses ne ré-augmentent jusqu'à 15 km de profondeur. Les temps d'arrivée prédictifs des phases crustales pour un *Moho* océanique ($V_P/V_S = 1,88$) de 7 et 15 km de profondeur sont respectivement de 1 s, 2,94 s puis 3,94 s et 2,14 s, 6,31 s puis 8,45 s. Les temps d'arrivée prédictifs obtenus pour un *Moho* océanique vers 7 km de profondeur sont plus en adéquation avec la donnée. Nous considérons alors que le *Moho* est situé à 7 km de profondeur sous la station RR38. Pour des $V_P/V_S > 1,9$, les temps d'arrivée des multiples de la croûte sont trop proches pour permettre de remonter à la nature du milieu sous la station.

Station RR43. La RF modélisée par le NA à cette station ajuste bien la RF calculée (Fig. 4C). Un pic à $\sim 1,3$ s est observé sur les RFs modélisées et calculées, puis vers 2 et 3 s deux creux sont observés et modélisés. D'après le modèle de vitesse moyen, une LVZ superficielle est modélisée vers 1 km de profondeur. Les 1000 meilleurs modèles sont dispersés autour de cette LVZ. On estime alors que cette LVZ n'est pas contrainte. Vers 5 km de profondeur un gradient de vitesse positif se termine marquant une première interface en dessous de laquelle les modèles générés sont moins contraints (Fig. 4H). En appliquant les formules de Zhu & Kanamori (2000), les temps d'arrivée pour un *Moho* océanique à 5 km de profondeur et un rapport de vitesse de 1,88 sont de $t_{Pms} = 0,71$ s, $t_{PpPms} = 2,1$ s et $t_{PpSms + PsPms} = 2,82$ s. Ces temps d'arrivée théoriques des phases crustales ne sont pas cohérents avec la donnée (Fig. 3). Plusieurs tests avec des valeurs de V_P/V_S plus élevées (1,9 ; 2 ; 2,1 et 2,2) ne permettent pas de retrouver les temps d'arrivée observés sur la RF moyenne avec un *Moho* à 5 km. Étant

donné la relation d'interdépendance de ces deux paramètres, il est difficile de déterminer quel couple de paramètres serait le plus optimal sans utiliser la méthode du $H-\kappa$ stacking (Zhu & Kanamori, 2000). Cela est rendu impossible de par l'existence d'une seule RF observée à cette station. Enfin, d'après la dispersion des 1000 meilleurs modèles, nous voyons que l'inversion n'est pas robuste. Le modèle *a priori* utilisé pourrait être la cause de cette dispersion des modèles.

Station RR48. Les deux RFs obtenues à cette station montrent une très bonne cohérence entre elles (Fig. 3). La RF moyenne calculée est bien ajustée par la RF modélisée (Fig. 4I). Le premier pic est très large et décalé de l'origine. D'ailleurs, des convolutions de pics sont observées et modélisées. La courbe de vitesse obtenue de l'inversion montre un premier contraste de vitesse fort vers 2 km de profondeur. Ensuite, jusqu'à 8 km de profondeur la vitesse augmente avec un gradient positif. La fin de ce gradient marque une seconde interface. La vitesse atteinte à la fin de ce gradient positif dépasse le seuil de 4,1 km/s marquant le passage à des vitesses d'un manteau sein. En dessous, une légère LVZ est modélisée. Contrairement à la station RR43, cette LVZ est bien contrainte puisque le modèle de vitesse moyen et l'ensemble des 1000 meilleurs modèles montrent une diminution de vitesse sous cette interface. Vers 12 km de profondeur sous la station, une nouvelle interface est modélisée au-dessus d'une LVZ importante dont la. Les temps d'arrivée théorique des phases crustales Pms , $PpPms$ et $PpSms + PsPms$ déterminés pour un *Moho* à 8 km de profondeur sous la station et un rapport de vitesse de 1,88 sont respectivement de 1,14 s, 3,36 s et 4,51 s. Ces résultats sont globalement cohérents avec la donnée, permettant d'appuyer une interprétation du *Moho* à 8 km de profondeur. A contrario, un *Moho* à une profondeur de 12 km de profondeur génère, pour un V_P/V_S de 1,88, les temps d'arrivée suivants : $t_{Pms} = 1,71$ s, $t_{PpPms} = 5,05$ s et $t_{PpSms + PsPms} = 6,76$ s. Ces temps d'arrivée ne sont pas représentatifs de phases observées sur la RF moyenne.

Station RR52. Le premier pic de la RF moyenne présente un épaulement avant 1 s. La morphologie de ce premier pic est bien retrouvée sur la RF modélisée. Vers 2,5 s un pic est observé et modélisé (Figs. 3, 4I). Le modèle de vitesse obtenu avec le NA montre qu'une première interface est retrouvée vers 6 km de profondeur. En dessous de cette interface, l'ensemble des 1000 meilleurs modèles montrent une LVZ délimitée à sa base par une

interface à environ 21 km de profondeur. Pour un V_p/V_s de 1,88 et un *Moho* localisé à une profondeur de 6 km, les temps d'arrivée des phases *Pms*, *PpPms* et *PpSms + PsPms* sont respectivement de 0,86 s, 2,52 et 3,38 s. Ces temps d'arrivée respectifs sont en adéquation avec les RFs observées et modélisées. Ici les temps théoriques des phases crustales pour une valeur de V_p/V_s associée à une croûte océanique (1,88) et un *Moho* à 6 km de profondeur sont en adéquation avec la donnée observée.

Finalement, les inversions des RFs des stations RR34, RR38, RR48 et RR52 sont bien contraintes puisque l'ensemble des 1000 meilleurs modèles obtenus pour chacune de ces inversions est peu dispersé. Cependant, seule la profondeur des interfaces du milieu sous la station RR48 semble bien contrainte puisque les temps d'arrivée théoriques des phases crustales sont très proches des temps d'arrivée de ces mêmes phases sur la donnée observée. Pour la station RR43, l'ensemble des 1000 meilleurs modèles est plus étendu, le résultat est alors moins contraint.

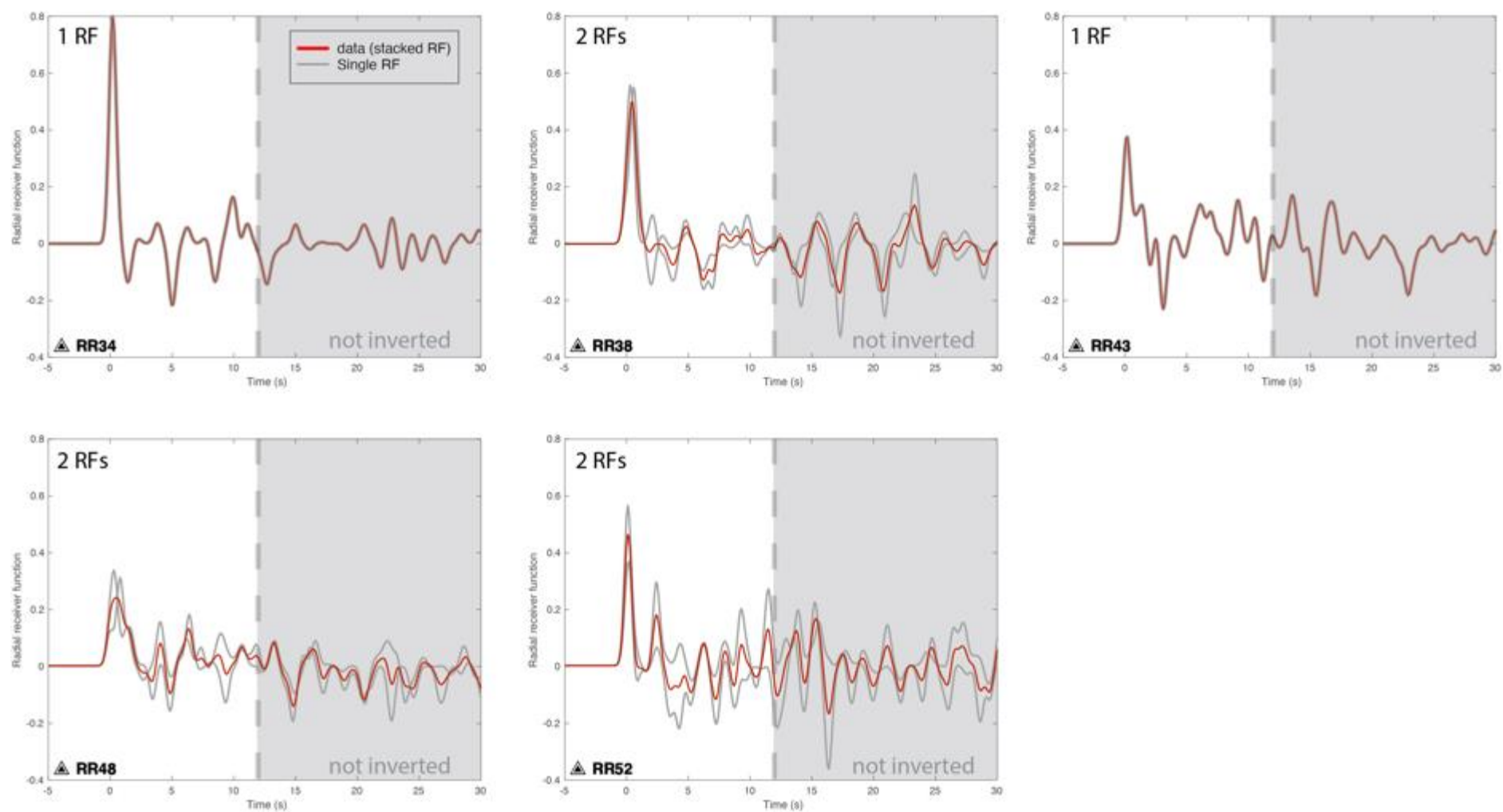


Figure 3 : Comparaison entre la fonction récepteur moyenne calculée (en rouge) et les fonctions récepteur obtenues pour chaque stations (en gris).

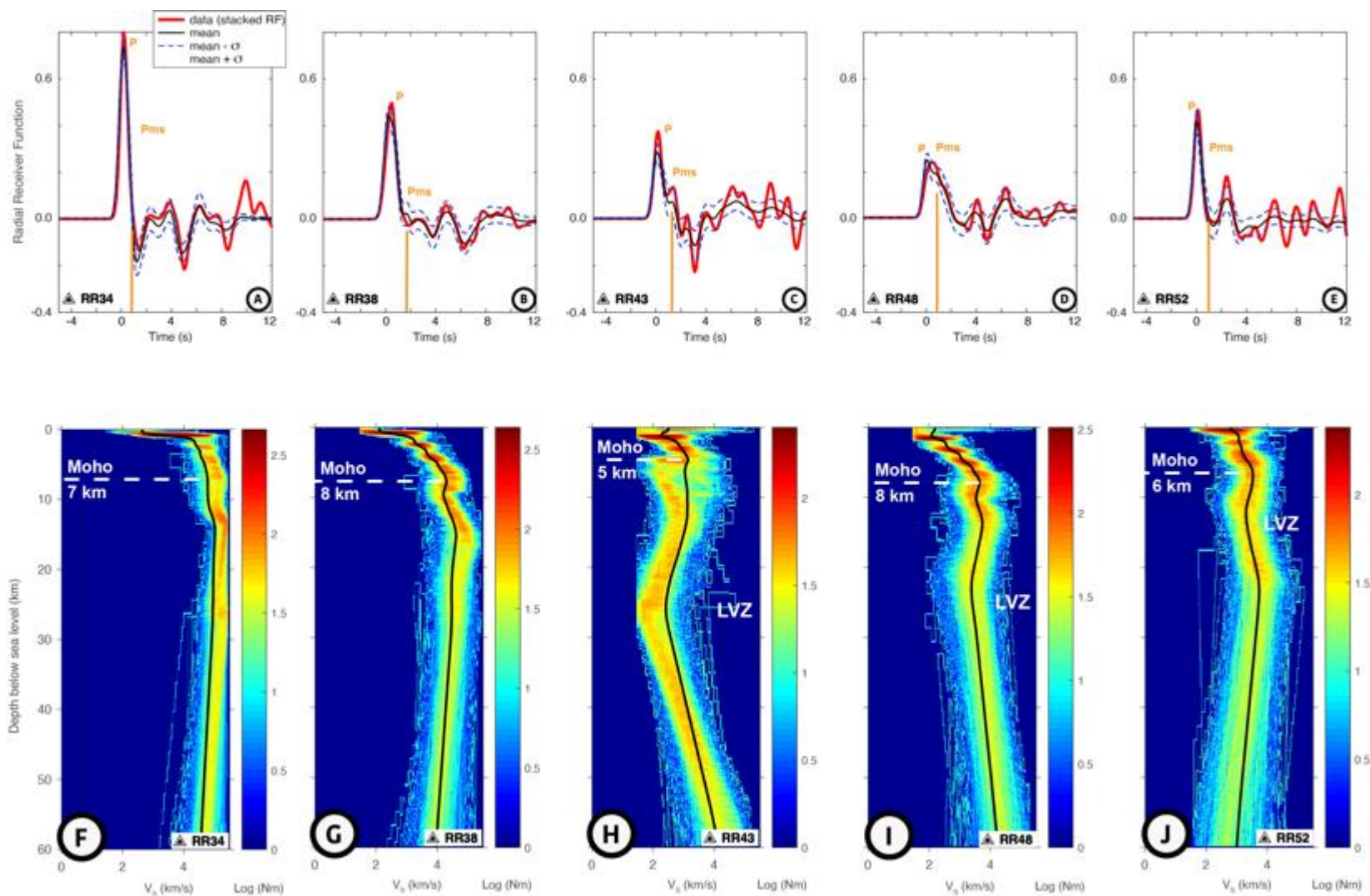


Figure 4 : Résultats de l'inversion des fonctions récepteur avec le NA pour les stations RR34, RR38, RR43, RR48 et RR52. A-E: comparaison entre la RF mesurée en rouge et la RF moyenne déterminée à partir du modèle moyen (en noir) des 1000 meilleurs modèles avec l'écart type de $\pm 1\sigma$ en bleu. Les lignes verticales indiquent le temps d'arrivée de la phase Pms interprétée. F-J: Représentation des 1000 meilleurs modèles de vitesses sur les 45 200 modèles générés à chaque station. L'échelle de couleur est proportionnelle logarithmiquement au nombre de modèles (Nm). La courbe noire montre la moyenne des 1000 meilleurs modèles.

IV. Discussion

IV.1. Dorsale centrale Indienne (RR10, RR11 et RR52)

Bien que les résultats du NA pour les stations RR10 et RR11 ont été obtenus avec un modèle *a priori* différent (modèle *a priori* 1, cf. Chapitre 6) de celui utilisé pour la station RR52 (modèle *a priori* 2), l'ensemble des 1000 meilleurs modèles de ces trois stations est bien contraint (Fig. 5). Une interprétation préliminaire peut donc être faite pour ces stations. Celle-ci devra être confirmée par une inversion de la station RR52 avec le même modèle *a priori* que pour les stations RR10 et RR11. Les stations organisées du nord vers le sud comme suit, RR11, RR10 et RR52, présentent respectivement des profondeurs de *Moho* de 7, 7 et 6 km.

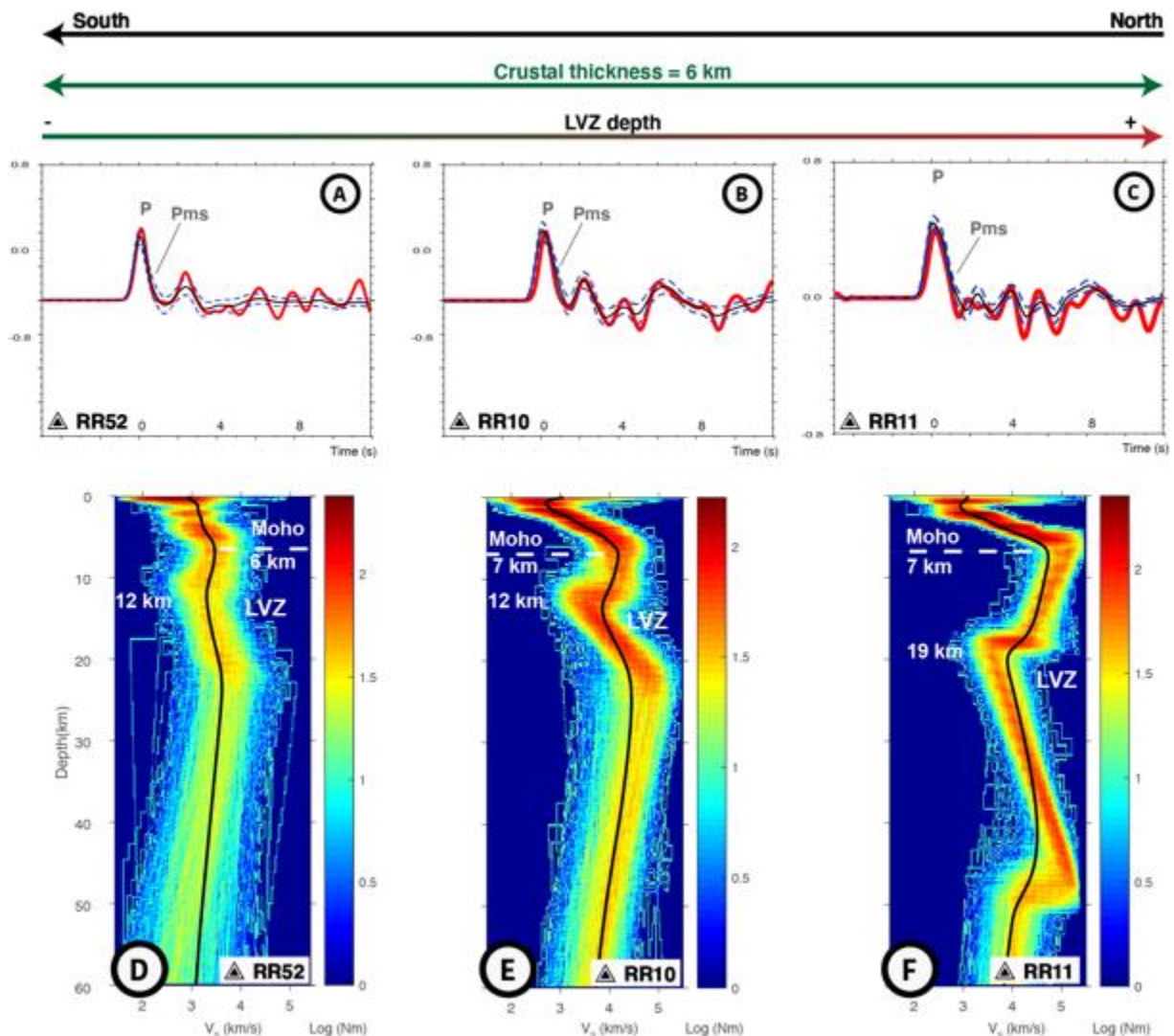


Figure 5 : A-C : Comparaison entre la fonction récepteur moyenne observée (rouge) et la fonction récepteur modélisée (noire) pour les stations RR52, RR10 et RR11. D-F : profils de vitesse en onde S obtenus de par l'algorithme de voisinage. Les profondeurs du *Moho* et la profondeur pour laquelle les vitesses les plus faibles sont atteintes pour les LVZ sont reportées sur les profils de vitesse. A noter que l'épaisseur de la croûte est identique pour toutes ces stations mais que les LVZ s'approfondissent vers le nord.

Les profils de vitesse des stations RR10 et RR11 suggèrent l'existence d'une couche de sédiments d'1 km d'épaisseur sous ces stations. Cela semble peu probable d'après le grain crustal observable sur la bathymétrie haute résolution obtenue le long de la CIR (e.g. Fig. 6). Cette mauvaise modélisation est imputée à un modèle *a priori* non adéquate pour la zone (cf. Chap. 6). Quoiqu'il en soit, les résultats d'inversion ici suggèrent que la croûte océanique pour ces trois stations possède une épaisseur identique de 6 km (Figs. 5, 6). Cette épaisseur se situe à la borne supérieure de la gamme d'épaisseur qu'il est possible de rencontrer le long de dorsales lentes ($4,9 \pm 1,5$ km ; White et al., 1992). Aucune anomalie d'épaisseur de la croûte n'est donc observée dans la continuité de la ride de Rodrigues pour ces inversions, signifiant qu'aucune surproduction magmatique ne résulte de l'interaction du point chaud Réunion avec la CIR malgré des indices témoignant de cette interaction (e.g. Furi et al., 2011 ; Barruol et al., 2019). Ces résultats sont cohérents avec la tomographie crustale de Hable et al. (2020).

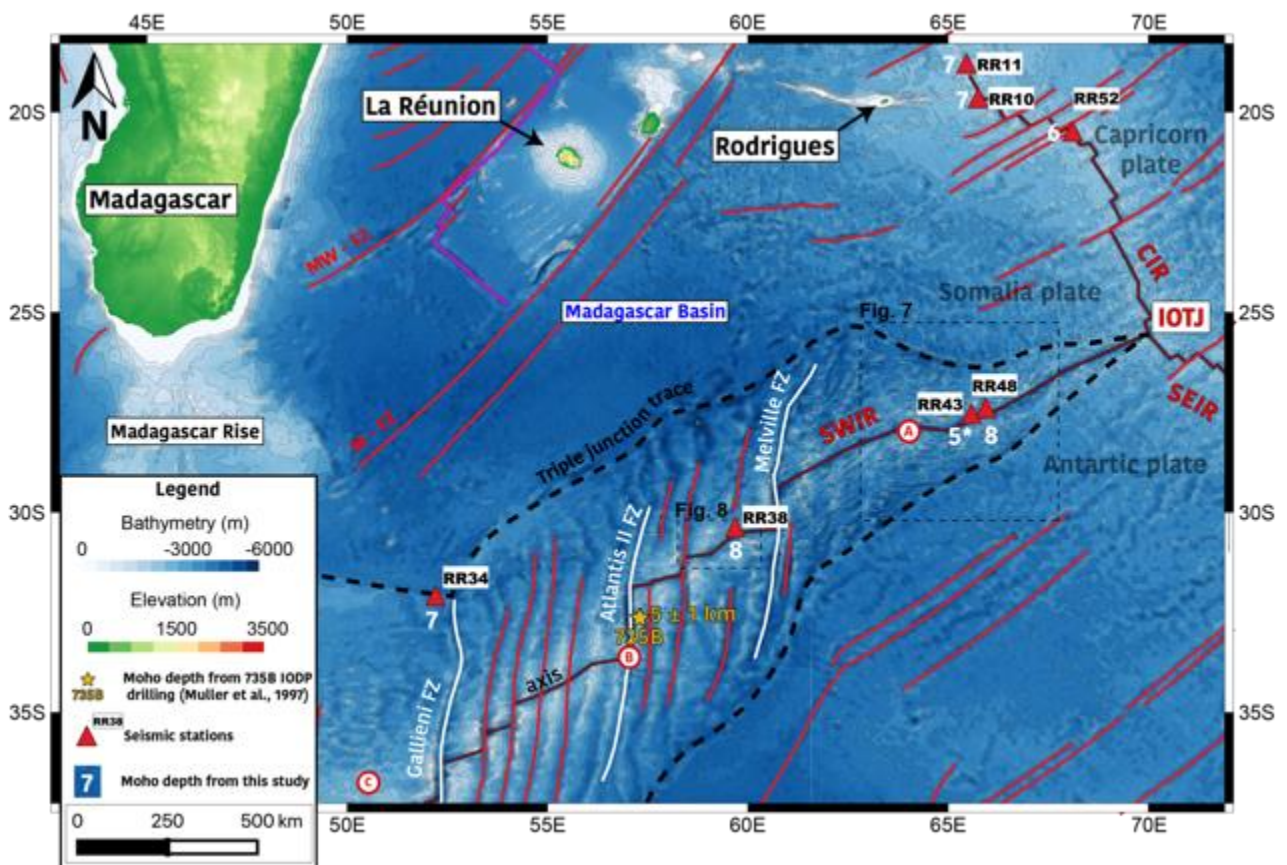


Figure 6 : Structures tectoniques majeures du sud-ouest de l'océan Indien et bathymétrie provenant de la compilation GMRT de Ryan et al. (2009). La ligne en pointillés épais correspond à la trace du point triple de l'océan Indien (IOTJ). Les traits blancs marquent les failles transformantes Gallieni, Atlantis II et de Melville. Les lettres A, B et C correspondent aux segments morphomagnétiques de Patriat et al. (1997) et sont délimités par les failles transformantes de Gallieni et Melville. Les triangles rouges indiquent les stations sismiques RR34, RR38, RR43, RR48, RR52, RR10 et RR11 et les chiffres blancs la profondeur du Moho déterminée à partir de cette étude. Les carrés en pointillés fins indiquent l'emprise des Figs. 7 et 8.

En dessous du *Moho*, une zone à moindre vitesse est modélisée par le NA. Si ces LVZ représentent un même type d'objet, celui-ci est plus profond au nord (RR11) qu'au sud (RR52, Fig. 5). Une chute de la vitesse des ondes S peut marquer la présence d'une anomalie de température (e.g. Tan et al., 1997) et/ou la présence de magma (e.g. Hammond et al., 2012). Ainsi, sous ces stations cette anomalie de vitesse pourrait marquer une zone de stockage locale de magma ou l'asthénosphère (Rychert et al., 2018). Étant donné la localisation de ces stations, au voisinage de l'axe de la CIR, une limite lithosphère – asthénosphère (LAB) peu profonde, voire localisée au niveau du *Moho* est attendue (e.g. Folwer, 1990). Ainsi, nous interprétons les LVZs centrées autour de 19, 12 et 12 km de profondeur (respectivement RR11, RR10 et RR52), comme étant l'asthénosphère. Le LAB pourrait donc être localisé au sommet de ces LVZs proche ou confondu avec le *Moho*.

IV.2. Dorsale sud-ouest Indienne (RR34, RR38, RR43 et RR48)

Patriat et al. (1997) proposent une discrétisation morpho-magnétique de la dorsale sud-ouest indienne en trois segments A, B et C délimités par les failles transformantes de Melville et Gallieni (Fig. 6). Dans le segment C (à l'ouest de la faille transformante de Gallieni), les anomalies magnétiques sont parallèles à l'axe de la dorsale et très bien marquées. Une croissance stable et continue semble caractériser ce segment. Le segment B, délimité à l'ouest par la faille transformante de Gallieni et à l'est par celle de Melville, est défini par des anomalies magnétiques obliques à l'axe de la dorsale, ce qui est souligné par la direction NNE des failles transformantes. Le segment A présente des anomalies magnétiques peu ou pas exprimées et aucune faille transformante ne semble exister. Nous allons nous référer à cette segmentation pour discuter des résultats obtenus à nos stations sismiques.

Segment A. Les stations RR43 et RR48 sont situées au sein du segment A. Le profil de vitesse et la profondeur du *Moho* déterminés pour la station RR43 sont mal contraints et devront faire l'objet d'analyses plus approfondies. Ainsi, ces résultats ne sont pas pris en compte dans cette discussion. Les résultats du NA obtenus à la station RR48 révèle une profondeur de 8 km pour le *Moho*. Cette station est éloignée de masses continentales permettant un apport détritique majeur, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est ici négligeable et cela est confirmé par le modèle GlobSed (Straume et al., 2019 ; Fig. 2). Ainsi, la section qui s'étend de la station sismique au *Moho* peut être attribuée à de la croûte océanique et/ou du manteau puisque du manteau est exhumé dans la zone (e.g. Bronner et

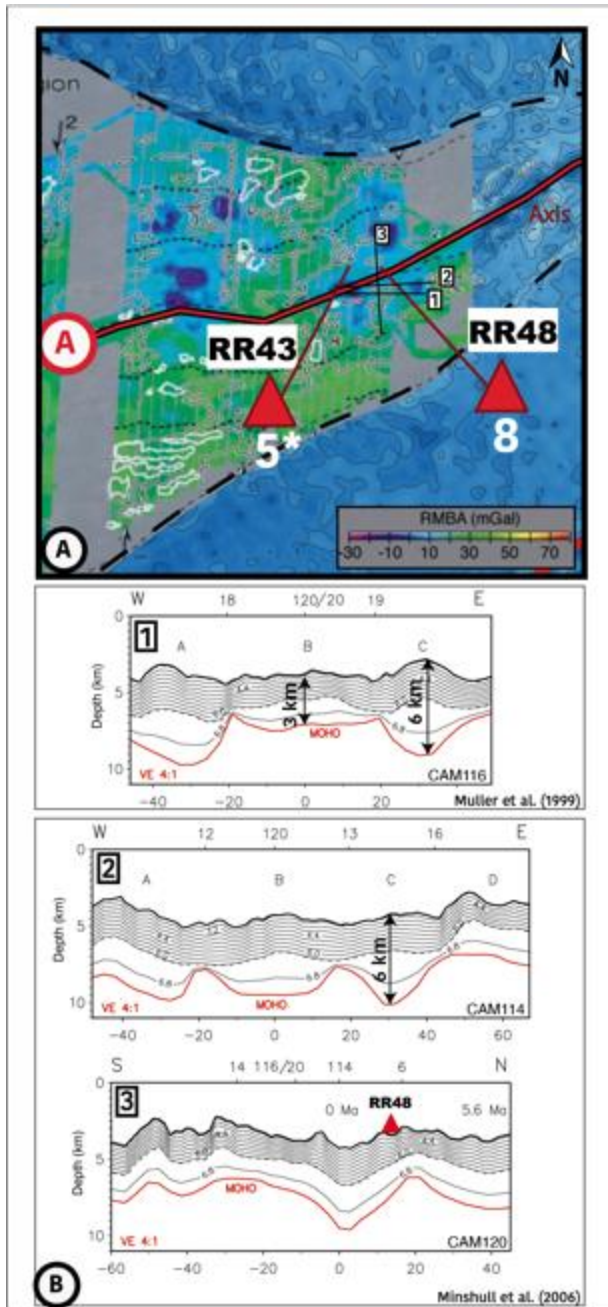


Figure 7 : (A) RMBA (Residual Mantle Bouguer Anomaly) au voisinage des stations RR43 et RR48 issue de Cannat et al. (2006). L'emprise de la carte est reportée sur la Fig. 6. Les chiffres blancs indiquent la profondeur du Moho par rapport à la station considérée. Les chiffres 1, 2 et 3 correspondent aux lignes de sismique réfraction issues de Muller et al. (1999) et Minshull et al. (2006). Ces lignes sont présentées en B.

al., 2014). Précédemment, l'inversion des anomalies résiduelles de Bouguer réduites au manteau (RMBA²⁰) a permis d'estimer l'épaisseur relative de la croûte dans la zone d'étude (Cannat et al., 2006). D'après Cannat et al. (2006), les minimums gravimétriques du RMBA pourraient, d'une part, être les marqueurs d'une croûte relativement épaisse (jusqu'à 8 km en considérant une croûte homogène) ou, d'autre part, marquer la présence de matériaux moins denses. L'observation d'une croûte océanique d'une épaisseur de 8 km sous la station RR48 pourrait donc être cohérent avec la réponse gravimétrique. Cependant, des lignes de sismique réfraction tirées dans cette zones révèlent que l'épaisseur maximale de la croûte est de 6 km (Muller et al., 1999 ; Minshull et al., 2006). Ces deux études ajoutent que la nature du milieu sous la station est principalement d'origine crustale. En effet, les vitesses échantillonnées sur les 3 profils (CAM114, CAM116 et CAM120) sont typiques de la couche 2 de la croûte océanique et la diminution de l'épaisseur de la couche 3 de la croûte océanique est également typique à l'approche des failles transformantes. Enfin, les segments les plus épais de la ligne CAM116 sont éloignés de

²⁰ RMBA : Residual Mantle Bouguer Anomaly, anomalies de Bouguer résiduelles réduites au manteau. Correspond au MBA corrigé de l'anomalie liée au refroidissement de la lithosphère océanique en fonction de son âge. La définition du MBA est donnée en note de bas de page en page suivante.

failles pouvant faciliter la serpentinisation du manteau, ce qui suggère que le matériel au-dessus du *Moho* ne consiste pas en du manteau serpentinisé. Enfin, des pillow-lavas marqueurs d'une nature crustale du milieu sous les stations ont été obtenus par dragage lors de la campagne EDUL (Mével et al., 1997 ; Sauter et al., 2004). Toutes ces informations convergent vers l'existence d'une croûte océanique au-dessus du *Moho* définit jusqu'à 6 km de profondeur dans les études de Muller et al. (1999) et Minshull et al. (2006). Ces résultats suggèrent une croûte océanique avec un *Moho* à 6 km de profondeur.

Cependant, Muller et al. (1997) proposaient que le manteau puisse être serpentinisé sur une épaisseur de 2 à 3 km en dessous de lambeaux de croûte le long de la SWIR. Ainsi la différence d'épaisseur de « croûte » obtenue (2 km) entre notre étude et celles de Muller et al. (1999) et Minshull et al. (2006) pourrait être attribuée à une couche de manteau serpentinisé. C'est-à-dire que le *Moho* échantillonné par cette étude correspondrait au front de serpentinisation au sein du manteau. Ainsi, le milieu qui s'étend de la station jusqu'au *Moho* déterminé par les fonctions récepteur serait composé de 6 km de croûte océanique (V_P/V_S de 1.88 ; Christensen, 1996) et de 2 km de manteau serpentinisé (V_P/V_S de 1.9 ; Christensen, 2004), définissant un couple de paramètres moyen du milieu suivant : $H = 8$ km et V_P/V_S de 1.885. Les temps d'arrivée pour ce couple ($t_{Pms} = 1,17$ s ; $t_{ppPms} = 3,39$ s et $t_{ppSms} = 4.56$ s) seraient cohérents avec les phases observées sur la RF moyenne (Fig. 4D). Quoiqu'il en soit ces résultats confirment l'existence d'une croûte océanique d'une épaisseur équivalente à celle retrouvée aux dorsales rapides dans un segment de la SWIR alors qu'une épaisseur faible voire nulle de la croûte est attendue. La concentration des produits magmatiques en un point serait à l'origine de cette surproduction de croûte (e.g. Cannat et al., 2008 ; Sauter & Cannat, 2010). Enfin, Ruan et al. (2017) suggèrent que la différence de profondeur obtenue par la sismique active (réfraction) et passive (fonction récepteur) puisse être imputée à la manière dont chacune de ces méthodes échantillonnent le *Moho*. En effet, si l'on considère que le *Moho* possède une épaisseur, la sismique réfraction va échantillonner la limite supérieure de la couche du *Moho* alors que les fonctions récepteur échantillonneront sa limite inférieure. Enfin, la différence de profondeur de *Moho* obtenue entre cette étude et celle de Muller et al. (1999) et Minshull et al. (2006) se situe dans la limite de résolution verticale de la méthode (i.e ± 2 km). Cette différence peut donc simplement être liée à cette limite méthodologique.

Segment B. La station RR38 est située au sein du segment B entre les failles transformantes de Melville à l'est et d'Atlantis II à l'ouest (Fig. 6) à environ 4500 m de profondeur dans l'axe de la SWIR (Figs. 6, 8A). Contrairement au segment A, les failles transformantes sont ici bien exprimées et des zones non-transformantes, appelées NTDs (pour Non-Transform Discontinuities) segmentent cette partie de la SWIR (Fig. 8). La profondeur du *Moho* obtenue à cette station est de 8 km et comme pour les stations RR43 et RR48, nous pouvons approximer que le milieu qui s'étend de la station jusqu'au *Moho* soit uniquement composé de croûte océanique et/ou de manteau serpentinsé en l'absence de sédiment.

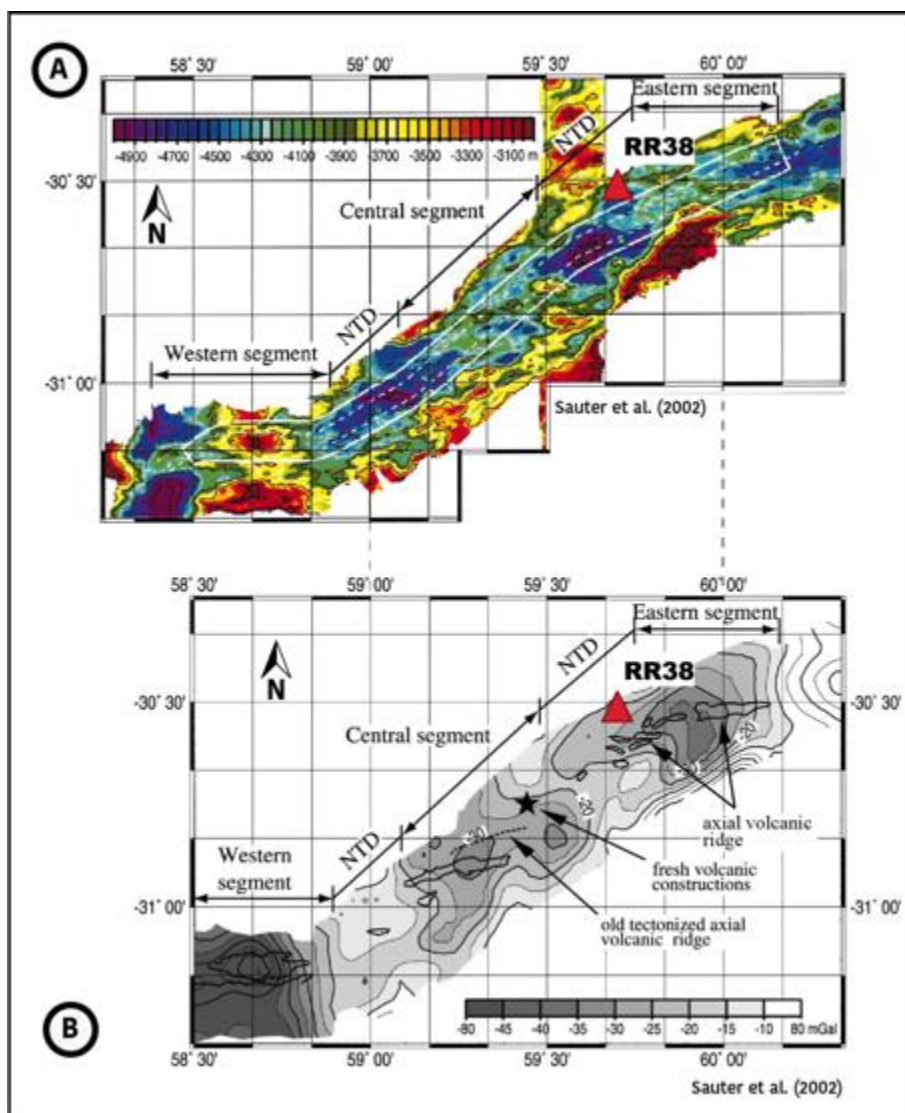


Figure 8 : (A) Bathymétrie compilée par Sauter et al. (2002) à partir des données issues des campagnes océanographiques Capsing, FUJI et Kerimis (respectivement, Patriat et al., 1997 ; Tamaki et al., 1998 et Schlich et al., 1998). La trace blanche délimite la zone imagée par un sonar à balayage latéral dans l'étude de Sauter et al. (2002). (B) Anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA) calculée à partir des données de Rommevaux-Jestin et al. (1997) et de la campagne FUJI (Tamaki et al., 1998). NTD pour Non-Transform Discontinuities. Les triangles rouges indiquent la localisation de la station RR38. L'emprise des figures A et B est reportée sur la Fig. 6.

La station RR38 est située à l'intersection d'une NTD et de l'axe de la dorsale (Fig. 8). La carte d'anomalies de Bouguer réduite au manteau (MBA²¹ ; Fig. 8B) révèle une anomalie positive pour le NTD à 59°00' et une anomalie négative pour le NTD à 59°40'. Cette différence serait expliquée par l'apport de produits magmatiques sous le NTD à l'est qui alimenterait par la suite des édifices volcaniques en surface et notamment la ride volcanique axiale observée dans le segment est de la zone (Fig. 8B ; Sauter et al., 2002). Cet apport magmatique pourrait être compatible avec une épaisseur de croûte plus conséquente que celle attendue le long d'une dorsale lente. Toutefois, des analyses complémentaires devront être effectuées notamment en recherchant un modèle *a priori* plus adéquat à la zone d'étude.

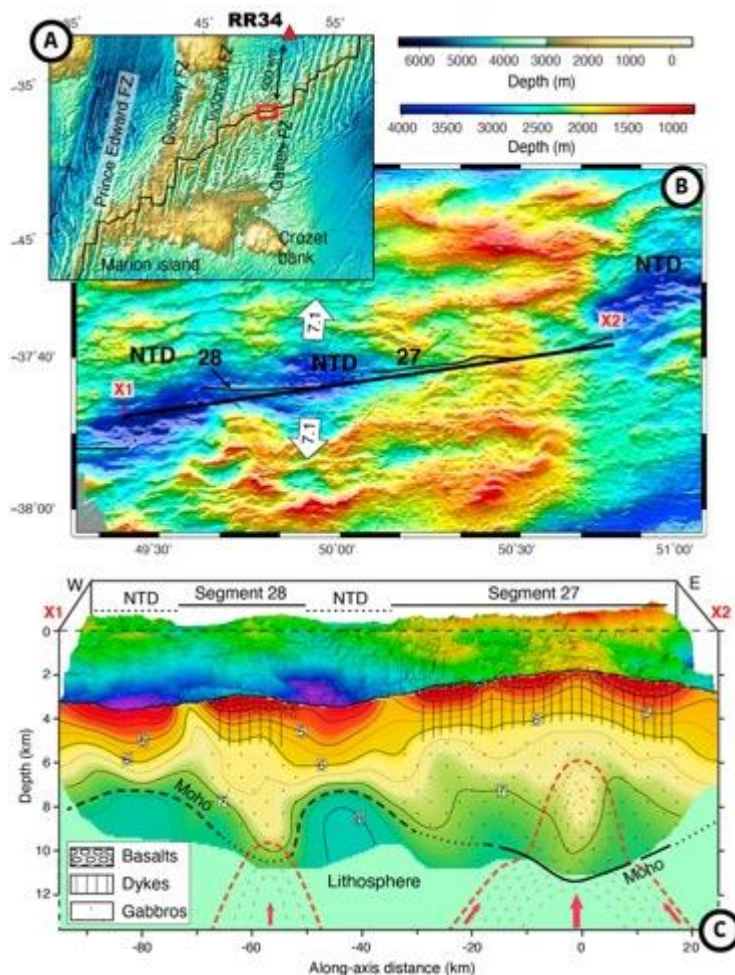


Figure 9 : (A) Localisation de la station RR34 et de la carte bathymétrique présentée en (B). La ligne noire indique la localisation du profil de sismique réfraction présenté en (C). La croûte échantillonnée le long des segments 28 et 27 oscille entre 4 et 9,5 km d'épaisseur. Modifié d'après Li et al. (2015).

Segment C. La station RR34 est située à la limite de la zone géographique attribuée à la SWIR à l'est de la faille transformante de Gallieni (Fig. 9A). Le modèle Globsed d'épaisseur de sédiment révèle que la station RR34 serait déposée à l'aplomb d'une couche de sédiments épaisse de 355 m (Fig. 2). Cela est conforté par le résultat du NA qui révèle une discontinuité superficielle localisée à environ 1 km de profondeur sous la station (Fig. 4). Les 6 derniers kilomètres composant le milieu sous cette station jusqu'au Moho peuvent être attribués à de la croûte océanique. En effet, une telle croûte océanique ne serait

²¹ MBA : Mantle Bouguer Anomaly ; anomalie de Bouguer réduite au manteau. Obtenu à partir de la soustraction de la réponse gravimétrique d'une croûte de composition homogène et d'épaisseur constante à l'anomalie à l'air libre (e.g. Prince & Forsyth, 1988).

pas unique puisqu'à d'autres endroits de ce segment (C) et notamment entre 49°30' et 51°00', l'épaisseur de la croûte océanique reportée par la sismique réfraction est comprise entre 4 et 9,5 km et jusqu'à 9 km d'épaisseur par des fonctions récepteur (Fig. 9 ; respectivement Li et al., 2015 et Ruan et al., 2017). Bien qu'une distance de plus de 500 km sépare la station RR34 de ces études (Fig. 9-A), ceux-ci montrent qu'une croûte parfois très épaisse peut-être retrouvée dans ce segment. Il serait donc envisageable qu'une croûte de 6 km d'épaisseur puisse exister sous la station sismique RR34.

Limite Lithosphère-Asthénosphère (LAB) le long de la SWIR

Schindwein & Schmid (2016) proposent une géométrie variable de la lithosphère océanique aux dorsales ultra-lentes selon que l'on considère les segments magmatiques ou amagmatiques de ces dernières. Ainsi, la lithosphère océanique sera plus épaisse pour les segments amagmatiques que pour les segments magmatiques des dorsales ultra-lentes. Dans le cas des segments sans production magmatique, c'est le refroidissement par l'eau océanique qui circule dans la lithosphère qui est à l'origine de l'épaississement lithosphérique. D'ailleurs, Schindwein & Schmid (2016) avancent que la serpentinisation de la lithosphère serait à l'origine de l'absence de sismicité dans les premiers kilomètres de la lithosphère océanique. À l'inverse, une lithosphère océanique fine, permettrait une production magmatique et ainsi l'accrétion d'une croûte océanique et l'édification d'épais volcans. Des zones de stockage de magma en dessous de la croûte sont également suggérés par le modèle de Schindwein & Schmid (2016).

Dans notre étude, nous avons mis en évidence des anomalies lentes de vitesses significatives pour les stations RR43 et RR48 à respectivement 25 et 23 km de profondeur (Fig. 4). Le toit de ces LVZs (environ 12 km) pourrait correspondre au LAB. Ainsi, un LAB peu profond serait en adéquation avec la présence d'une croûte océanique d'après le modèle proposé par Schindwein & Schmid (2016). Pour la station RR38, une légère diminution de la vitesse est observée vers 20 km de profondeur. Le toit de cette LVZ serait situé à 14 km de profondeur. Si cette LVZ correspondrait à l'asthénosphère, alors le LAB serait localisé à son sommet (i.e 14 km de profondeur sous la station). Pour ces trois stations (RR38, RR43 et RR48), une LVZ est modélisée par le NA en dessous du *Moho*. Cette zone à moindre vitesse pourrait correspondre à la zone de mise en fusion du manteau sous la croûte, qui ensuite permettrait l'accrétion de cette croûte océanique. Une telle zone est suggérée par Schmid et al. (2017) le long de la SWIR

en dessous d'un volcan présent dans la zone A de Patriat et al. (1997). Pour la station RR34, la structure mantellique (i.e sous le *Moho*) est mal optimisée puisque les 1000 meilleurs modèles sont contraints par la bordure supérieure du modèle *a priori* (Fig. 4-F). Le LAB ne peut donc pas être défini sur ce profil de vitesse.

V. Conclusion

Tout d'abord, il convient de rappeler que les résultats obtenus dans cette partie de l'étude ne sont que préliminaires. Ceux-ci devront faire l'objet de vérifications après la thèse en modifiant le modèle *a priori* utilisé dans l'inversion avec le NA.

Le long de la CIR, nos résultats indiquent une épaisseur de croûte normale pour une dorsale lente même si celle-ci se situe à la borne supérieure de gamme d'épaisseur attendue ($4,9 \pm 1,5$ km ; White et al., 1992). Ainsi, il semblerait qu'aucun épaissement crustal ne soit observé malgré une interaction entre le point chaud Réunion et la CIR. Ces résultats sont cohérents avec la tomographie crustale de Hable et al. (2020).

Pour les stations déployées le long sde la SWIR, nos résultats soulignent qu'il n'est pas simple de définir le *Moho* avec l'approche des fonctions récepteur seule. En effet, il semblerait que dès lors qu'un front de serpentisation se forme dans le manteau, la conversion de l'onde P en S se fasse à cette interface et non plus à la base de la croûte. La comparaison avec des données existantes devient alors primordiale. On montre également que certaines zones situées le long de la SWIR peuvent être épaissies de par une activité magmatique localisée, par exemple lors de l'intersection entre une NTD et l'axe de la dorsale (RR38) mais aussi de manière plus surprenante dans un segment amagmatique de la SWIR (RR48).



Chapitre 8 : Le sous-placage magmatique, quels paramètres contrôlent son épaisseur ?

Objectifs : Comprendre les mécanismes qui contrôlent l'épaisseur du sous-placage magmatique et son implication sur la topographie de la lithosphère.

Nous avons précédemment étudié la structure de la partie supérieure de la lithosphère dans un contexte de déformation intraplaque au niveau du Canal du Mozambique, dans un contexte de point chaud au niveau du point chaud Réunion, avant de l'aborder succinctement dans un contexte de dorsale océanique lente ou ultra-lente avec les dorsales centrale (CIR) et sud-ouest Indiennes (SWIR). Dans chacun de ces contextes, le magmatisme semble jouer un rôle prépondérant dans la structuration (Cf. Chapitres 5-6-7) et la topographie de la lithosphère (soulèvement, Cf. Chapitre 6). Dans ce chapitre, nous allons remettre en perspective ces résultats à l'échelle globale et tenter de déterminer quels paramètres peuvent contrôler le sous-placage magmatique (épaississement post-formation de la croûte). Pour cela, nous allons synthétiser nos résultats obtenus à l'aplomb des édifices volcanique du sud-ouest de l'océan Indien (Europa, Mayotte, Glorieuses, Tromelin, La Réunion et Rodrigues) et intégrer les données de huit îles supplémentaires (Açores, Canaries, Cap Vert, Galápagos, Hawaii, Marquises, Tahiti/La Société et Tristan da Cunha) afin d'augmenter la synthèse à 14 îles volcaniques (Fig. 1). Ces sites supplémentaires ont été choisis pour la disponibilité des données et la diversité de leurs contexte régionaux. En effet, ces sites permettent de couvrir un panel de situations géodynamiques varié comme l'interaction entre un point chaud et une dorsale (e.g. Galápagos, Açores), sur des lithosphères à déplacement rapide (e.g. Hawaii) ou lente (e.g. Cap Vert), des lithosphères jeunes (e.g. Açores) ou anciennes (e.g. Tahiti, Réunion) ou encore des édifices volcaniques insulaires dans des contextes de déformation tectonique intraplaque (e.g. Europa, Mayotte).

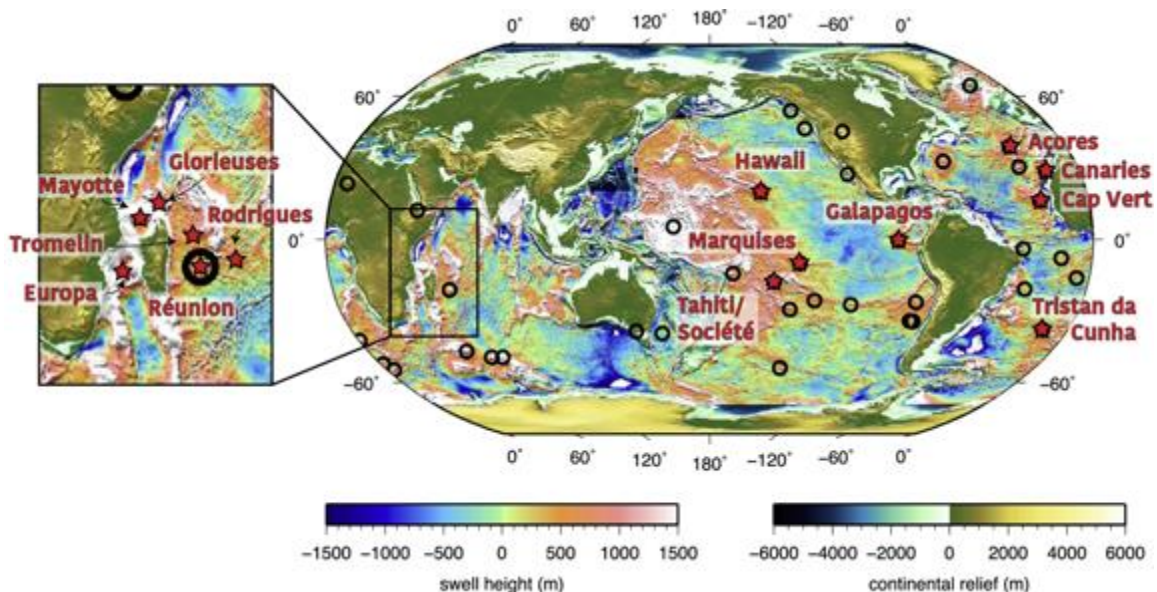


Figure 1 : Localisation des 14 îles volcaniques étudiées (étoiles rouges) et des 49 points chauds de Courtilot et al. (2003 ; cercles noirs). Le fond de carte illustre les anomalies bathymétriques (m) par rapport à la bathymétrie attendue pour l'âge de la lithosphère considérée. Carte modifiée d'après King & Adam (2014).

I. Données

Pour les édifices volcaniques développés en contexte de déformation intraplaque (e.g. Mayotte et Europa), l'épaisseur de sous-placage magmatique est considéré à l'aplomb de l'édifice volcanique. Pour les édifices volcaniques issus de point chaud, cette épaisseur est prise dans la mesure du possible au niveau de l'édifice volcanique le plus récent. Cette précaution a été prise pour nous affranchir de l'effet d'un possible épaissement du sous-placage magmatique lié à l'âge du magmatisme le long de la trace du point chaud. En effet, cet épaissement tardif a été proposé notamment au Cap Vert et aux Canaries à partir d'études de la structure crustale par le biais de fonctions récepteur (Lodge & Hellfrich, 2006 ; Lodge et al., 2012).

Pour les 14 îles étudiées, la présence de sous-placage magmatique à la base de la croûte est proposée à partir de plusieurs méthodes : fonctions récepteur, sismique réfraction, gravimétrie, analyse des paléo-lignes de côtes. Parfois, l'existence même du sous-placage magmatique est en débat comme au Cap Vert, où celle-ci est notamment contestée par Pim et al. (2008) ou Wilson et al. (2010), mais appuyée par Ali et al. (2003), Lodge & Hellfrich (2006), Ramalho et al. (2010) ou encore Marques et al. (2020). Ici, la valeur déterminée par l'étude utilisant les fonctions récepteur (5 km ; Lodge & Hellfrich, 2006) est utilisée pour le Cap Vert, car c'est la seule valeur déterminée sous l'édifice le plus jeune de l'alignement volcanique de Cap Vert. L'épaisseur du sous-placage magmatique présent sous notre panel d'édifices volcaniques oscille entre 0 km pour Glorieuses et 10 ± 2 km pour Mayotte (cette étude, Cf. Chapitre 5). L'épaisseur du sous-placage magmatique pour ces 14 édifices est synthétisée dans le Tableau 1.

Afin d'investiguer quels facteurs contrôlent l'épaisseur du sous-placage magmatique, nous avons synthétisé plusieurs paramètres marqueurs de l'activité volcanique (taux éruptif, hauteur de l'édifice) et de la lithosphère sur laquelle chacun des édifices s'est construit (épaisseur de la lithosphère, vitesse de déplacement des plaques lithosphériques ; Tableau 1). En effet, nous souhaitons investiguer les paramètres liés, d'une part, à la dynamique magmatique, et, d'autre part, à la dynamique lithosphérique.

Chapitre 8: Le sous-placage magmatique, quels paramètres contrôlent son épaisseur ?

Édifices volcaniques	Sous-placage magmatique (km)	Taux éruptif (km ³ /an)	Age (Ma)	Hauteur de l'édifice (km)	Épaisseur de la lithosphère (km)	Déplacement absolu de la plaque au voisinage de l'édifice volcanique (mm/an) ⁶⁰	Bombement lithosphérique, Swell (km)
Açores (Sao Miguel)	2,5 à 6 ^{1,2,3 & 4}	1.10 ⁻³ ¹⁶	4,01±0,50 ²⁵	1,5 à 5 ^{3 & 37}	80 ³	22,71	0,823 ⁵¹
Canaries (La Palma)	4 ⁵	1,4.10 ⁻² ¹⁷	4,01±0.10 ²⁶	8,2 ³⁸	80 ⁴³	24,21	0,8 à 1,5 ^{51 & 52}
Cap Vert (Santo Antão)	5 ^{6A}	3,8.10 ⁻⁵ ¹⁸	7,57±0.56 ¹⁸	7 ³⁹	65 à 70, 80, 81 ^{6, 44 & 45}	25,52	1,2 à 2,2 ^{51, 53 & 54}
Europa	6 à 8 ⁷	-	> 15 ²⁷	2,5 à 3 ^{7 & 39}	70 à 90 ⁴⁶	27,78	-
Galápagos (GSC) ^B	2,3 ⁸	4,4.10 ⁻³ ¹⁹	-	-	80, 91 ^{47 & 48}	52,34	0,7 à 0,9 ^{8 & 51}
Glorieuse	0 ⁷	-	> 60 ²⁷	5 ^{7 & 39}	70 à 90 ⁴⁶	28,71	-
Hawaii (Big Island)	7 ± 2 ⁹	1,07.10 ⁻¹ ²⁰	0,43±0,02 ²⁸	13 ⁴⁰	100	69,54	1,4 à 1,6 ^{55, 56 & 57}
Marquises	2 à 8 ¹⁰	4.10 ⁻² ²¹	1,39±0,05 ²⁹	7 ⁴¹	70 ⁴⁹	73,79	0,693 à 0,843 ^{51 & 58}
Mayotte	10 ± 2 ⁷	1,26.10 ⁻³ ²²	10,6 à 20 ^{30 & 31}	3,5 à 4 ^{7 & 39}	60 ; 50 à 90 ^{7 & 46}	28,63	1 ⁵¹
Réunion	2 à 4 ^{7,11,12 & 13}	9,46.10 ⁻³ ²³	2,77 à 7 ^{32 & 33}	7 ⁴²	70 ¹³	22,51	0,26 à 1 ^{51 & 59}
Rodrigues	1 ⁷	-	8 à 11 ³⁴	3 ^{7 & 39}	25 ¹³	21,12	-
Tahiti/La Société	3 ¹⁴	2.10 ⁻³ ²⁴	1,67±0,05 ³⁵	6,2 ¹⁴	70 ⁴⁹	72,48	1 ^{51 & 58}
Tristan da Cunha	0,5 à 1 ^{15C}	-	1,3±0,2 ³⁶	3,4 ³⁹	61 à 62 ¹⁵	30,74	0,571 ⁵¹
Tromelin	2 ⁷	-	-	5 ^{7 & 39}	50 à 70 ⁴⁶	25,15	0,4 à 0,8 ⁵⁹

Tableau 1 : Valeurs des paramètres testés sur les 14 édifices volcaniques. Lorsqu'un tiret est indiqué cela informe sur la non disponibilité de la donnée. A : une estimation de 15 km d'épaisseur de sous-placage magmatique a été proposée par Vinnik et al. (2012) pour des stations installées sur des îles voisines mais plus anciennes que Santo Antão (l'île la plus récente et investiguée par Lodge & Hellfrich, 2006). B : GSC pour Galápagos Spreading Center, soit le centre d'accrétion de la dorsale à proximité du point chaud des Galápagos. Ce centre d'accrétion est sous l'influence du point chaud des Galápagos. C : cette épaisseur est proposée par les auteurs bien que les résultats n'ont pas permis d'imager cette couche. Pour Mayotte, le taux éruptif indiqué a été déterminé au volcan du Karthala, édifice volcanique de l'archipel des Comores auquel appartient Mayotte (Bachèlery, 1999). Pour Europa, l'âge du volcanisme est celui déterminé à Bassas da India, édifice voisin d'Europa (Courgeon et al., 2016). Ci-après, les références pour chacune des valeurs répertoriées dans le Tableau : 1, Cannat et al. (1999) ; 2, Luis & Neves (2006) ; 3, Spieker et al. (2018) ; 4, Batista et al. (2019) ; 5, Lodge et al. (2012) ; 6, Lodge & Hellfrich (2006) ; 7, cette étude ; 8, Canales et al. (2002) ; 9, Leahy et al. (2010) ; 10, Caress et al. (1995) ; 11, Gallart et al. (1999) ; 12, Charvis et al. (1999) ; 13, Fontaine et al. (2015) ; 14, Leahy & Park (2005) ; 15, Geissler et al. (2017) ; 16, Vogt & Jung (2004) ; 17, Hoernle & Schmincke (1993) ; 18, Plesner et al., (2002) ; 19, Kurz et al. (2014) ; 20, Denlinger (1997) ; 21, Filmer et al. (1993) ; 22, Bachèlery (1999) ; 23, Lénat et al. (1987) ; 24, Hildenbrand et al. (2004) ; 25, Abdel-Monem et al. (1975) ; 26, Staudigel et al. (1986) ; 27, Courgeon et al. (2016) ; 28, Clague & Dalrymple (1987) ; 29, Guillou et al. (2014) ; 30, Deboeuf (2004) ; 31, Michon (2016) ; 32, Smietana (2011) ; 33, Lénat et al. (2001) ; 34, Duncan & Storey (1992) ; 35, Duncan et al. (1994) ; 36, O'Connor & Roex (1992) ; 37, Ferreira et al. (2020) ; 38, Watts (1994) ; 39, Smith & Sandwell (1997) ; 40, Watts et al. (1985) ; 41, Wolfe et al (1994) ; 42, Lebas et al. (2018) ; 43, Miller et al. (2015) ; 44, Vinnik et al. (2012) ; 45, Rychert et al. (2009) ; 46, Barruol et al. (2019) ; 47, Rychert et al. (2014) ; 48, Byrnes et al. (2015) ; 49, Isse et al. (2016) ; 50, Wölbern et al. (2006) ; 51, King & Adam (2014) ; 52, Ranero et al. (1995) ; 53, Crough (1982) ; 54, Marques et al. (2020) ; 55, Dietz & Menard (1953) ; 56, Watts (1976) ; 57, McNutt (1998) ; 58, McNutt & Bonneville (2000) ; 59, Lénat et al. (2009) ; 60, Kreemer et al., (2014).

II. Résultats

II.1. Épaisseur du sous-placage magmatique vs. production volcanique

Si la production volcanique était proportionnelle à la production de sous-placage magmatique, il serait alors possible de déterminer cette dernière depuis la surface. Nous allons donc choisi d'investiguer cette éventuelle relation. La production volcanique des 14 édifices volcaniques oscille entre $3,80 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{an}$ pour Cap Vert et $1,07 \cdot 10^{-1} \text{ km}^3/\text{an}$ pour Hawaii (Plesner et al., 2003 ; Denlinger, 1993 ; Tableau 1). Ainsi, quatre ordres de grandeur séparent les deux extremums de production volcanique des édifices étudiés. La comparaison des taux éruptifs déterminés pour les 14 édifices volcaniques (Tableau 1) avec l'épaisseur de sous-placage magmatique est présentée en Figure 2.

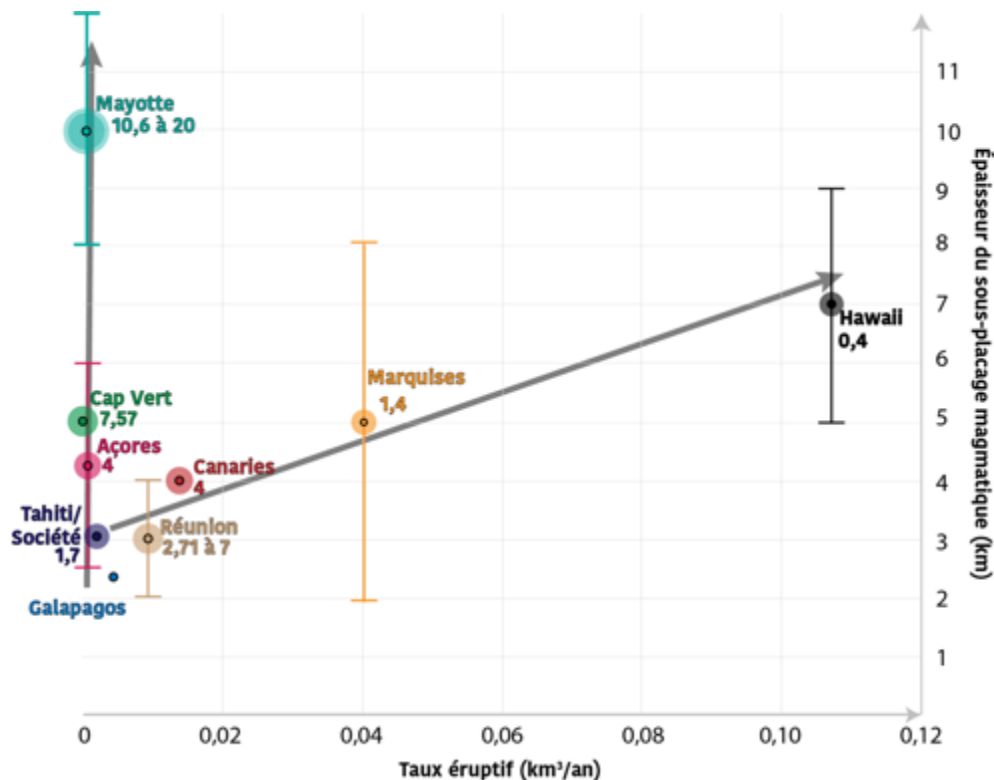


Figure 2 : Évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique (km) en fonction du taux éruptif déterminé pour 14 édifices volcaniques. Les valeurs de ces deux paramètres sont synthétisés dans le Tableau 1. Les barres d'erreur indiquent les estimations hautes et basses du sous-placage magmatique pour chacun des points chauds. La taille des cercles indique l'âge le plus ancien d'activité volcanique connue pour ces édifices. La valeur indiquée sous le nom de chaque édifice correspond à cet âge. Les deux flèches grisées indiquent les évolutions des deux paramètres (taux éruptif et épaisseur du sous-placage magmatique) pour deux groupes d'édifices volcaniques.

Cette comparaison suggère deux comportements différents. D'un côté, plus les taux éruptifs sont importants, plus l'épaisseur de sous-placage magmatique augmente. Les édifices des points chauds des Marquises, des Canaries, de La Réunion et d'Hawaii sont les principaux

exemples qui suggèrent cette relation. D'un autre côté, on remarque un second comportement qui suggère que le taux éruptif n'influence pas l'épaisseur de sous-placage. En effet, des taux éruptifs très faibles caractérisent Mayotte ($1,26 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{an}$; Bachèlery, 1999) et Cap Vert ($3,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{an}$; Plesner et al., 2002) et pourtant, les épaisseurs de sous-placage magmatique respectifs sont de 10 et 5 km (respectivement, cette étude et Lodge & Hellfrich, 2006).

Une autre approche pour tester cette éventuelle relation entre l'activité volcanique et l'épaisseur du sous-placage magmatique est de comparer la hauteur des édifices volcaniques avec l'épaisseur du matériel piégé au niveau du *Moho*. La hauteur des édifices volcaniques peut être considérée comme étant principalement contrôlée par l'activité volcanique (phase de construction) et l'érosion (phase de destruction). Ici, pour les points chauds, nous considérons l'édifice le plus récent des alignements volcaniques afin de s'affranchir au mieux de l'érosion.

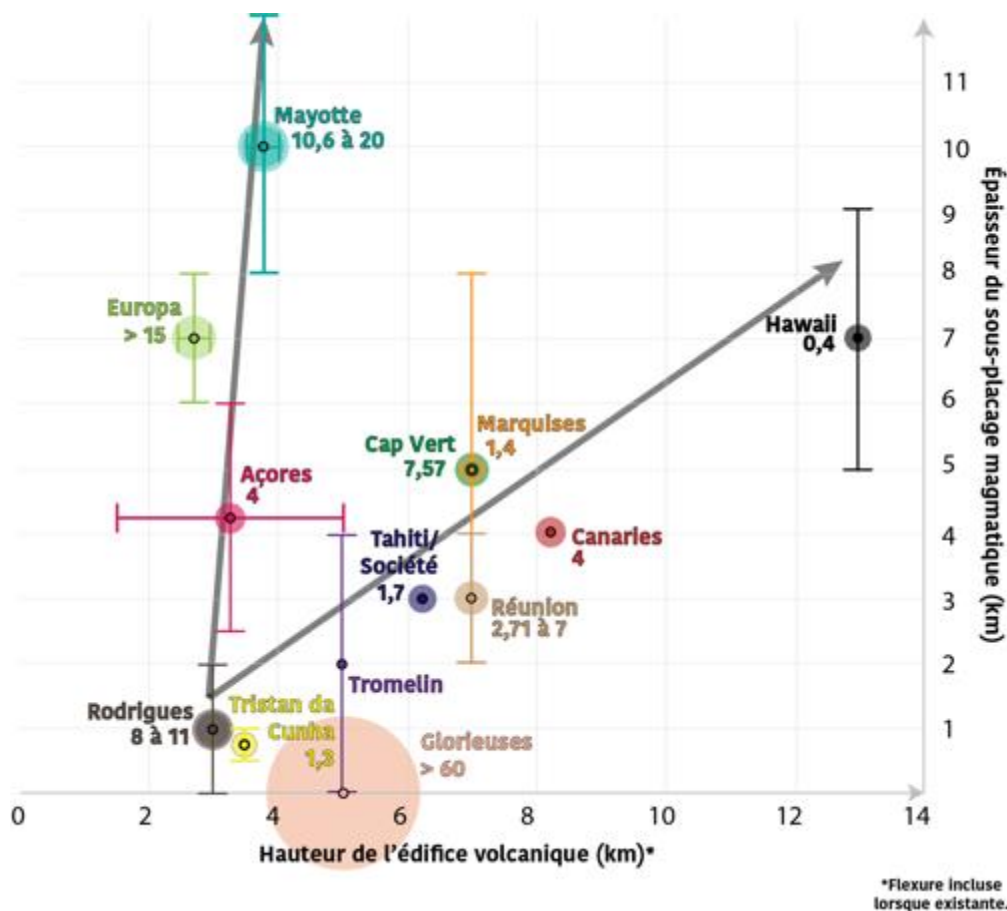


Figure 3: Évolution de la hauteur des édifices en fonction de l'épaisseur de sous-placage magmatique. La taille des cercles indique l'âge le plus ancien connu pour les édifices étudiés. Les valeurs d'âge et de hauteur d'édifice volcanique sont synthétisées dans le Tableau 1. Les deux flèches grises indiquent les évolutions des deux paramètres (hauteur d'édifice et épaisseur du sous-placage magmatique) pour deux groupes d'édifices volcaniques.

De plus, il est intéressant de comparer la hauteur des édifices volcaniques avec l'épaisseur du sous-placage magmatique puisque Hieronymus & Bervovici (2000) proposent que la flexure générée par le poids d'un édifice sur la lithosphère induit des contraintes compressives dans la partie supérieure de la lithosphère, empêchant alors le magma de rejoindre la surface. Cela favoriserait le stockage d'une partie du magma en profondeur sous la forme d'un sous-placage magmatique (Mittelstaedt et al., 2014). Ainsi, plus la flexure de la lithosphère serait importante²², plus la quantité de sous-placage magmatique pourrait augmenter. Afin de tester cette hypothèse, nous avons regardé l'évolution de la hauteur des 14 édifices volcaniques en fonction de l'épaisseur de sous-placage connu. Ici, la hauteur utilisée pour chaque édifice prend en compte l'existence d'une flexure de la lithosphère lorsque celle-ci est documentée. Les valeurs et les études dont celles-ci sont extraites sont indiquées dans le Tableau 1, la comparaison est présentée en Figure 3. La Figure 3 suggère que l'évolution du sous-placage magmatique avec la hauteur de l'édifice volcanique suit deux tendances. La première, concerne les édifices de Tristan da Cunha, Tromelin, Tahiti, La Réunion, Cap Vert, Canaries, Marquises et Hawaii. Cette tendance montre que pour des hauteurs d'édifices croissantes, l'épaisseur de sous-placage magmatique sera également plus importante. La seconde tendance portée par les Açores, Europa et Mayotte montre que l'épaisseur de sous-placage magmatique peut atteindre de fortes épaisseurs, parfois plus importantes que pour la première tendance, sans pour autant dépendre de la taille des édifices volcaniques (Fig. 3).

Une dernière approche permettant d'investiguer la relation production volcanique/épaisseur de sous-placage magmatique, consiste à regarder la durée du volcanisme de chacun des édifices volcaniques avec leurs épaisseurs de sous placage magmatique. Pour cela, nous avons fait une synthèse des âges à la fois des coulées les plus anciennes connues et des dernières éruptions survenues pour chacun des édifices. La période de temps séparant ces deux extremums de temps, correspond alors à la durée du volcanisme de l'édifice volcanique. Ces informations sont synthétisées dans le Tableau 2. La Figure montrant l'évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique avec la durée du volcanisme est présentée en Figure 4.

²² La flexure dépend du poids exercé sur la lithosphère, de sa capacité à se déformer (i.e. l'épaisseur élastique de la lithosphère). Ce paramètre est fonction de l'âge de la lithosphère et de ses propriétés thermiques (e.g. Stein & Stein, 1992).

Édifices volcaniques	Sous-placage magmatique (km)	Age (Ma)	Dernière activité volcanique (Ma)	Durée du volcanisme (Ma)
Açores (Sao Miguel)	2,5 à 6 ^{1,2,3 & 4}	4,01±0,50 ²⁵	actuelle**	4
Canaries (La Palma)	4 ⁵	4,01±0,10 ²⁶	actuelle***	4
Cap Vert (Santo Antão)	5 ^{6A}	7,57±0,56 ¹⁸	0,09±0,03 ¹⁸	7,48
Europa	6 à 8 ⁷	> 15 ²⁷	actuelle ⁷	15
Galápagos (GSC) ^B	2,3 ⁸	-	-	-
Glorieuse	0 ⁷	> 60 ²⁷	60 ⁷	?
Hawaii (Big Island)	7 ± 2 ⁹	0,43±0,02 ²⁸	actuelle ²⁸	0,43
Marquises	2 à 8 ¹⁰	1,81±0,04 ²⁹	1,11±0,02 ²⁹	0,7
Mayotte	10 ± 2 ⁷	10,6 à 20 ^{30 & 31}	actuelle	10,6 à 20
Mayotte	10 ± 2 ⁷	10,6 à 20 ^{30 & 31}	actuelle	10,6 à 20
Réunion	2 à 4 ^{7,11,12 & 13}	2,77 à 7 ^{32 & 33}	actuelle ³³	2,77 à 7
Rodrigues	1 ⁷	8 à 11 ³⁴	1,3 [*]	6,7 à 9,7
Tahiti/La Société	3 ¹⁴	1,67±0,05 ³⁵	0,25±0,05 ³⁵	1,42
Tristan da Cunha	0,5 à 1 ^{15C}	1,3±0,2 ³⁶	actuelle	1,3
Tromelin	2 ⁷	-	-	-

Tableau 2 : Les références indiquées par les chiffres en exposant sont identiques à celles du Tableau 1. Les valeurs marquées d'astérisques sont issues des références suivantes : * McDougall et al. (1965) ; **Wallenstein et al. (2007) ; ***Fernandez et al. (2021).

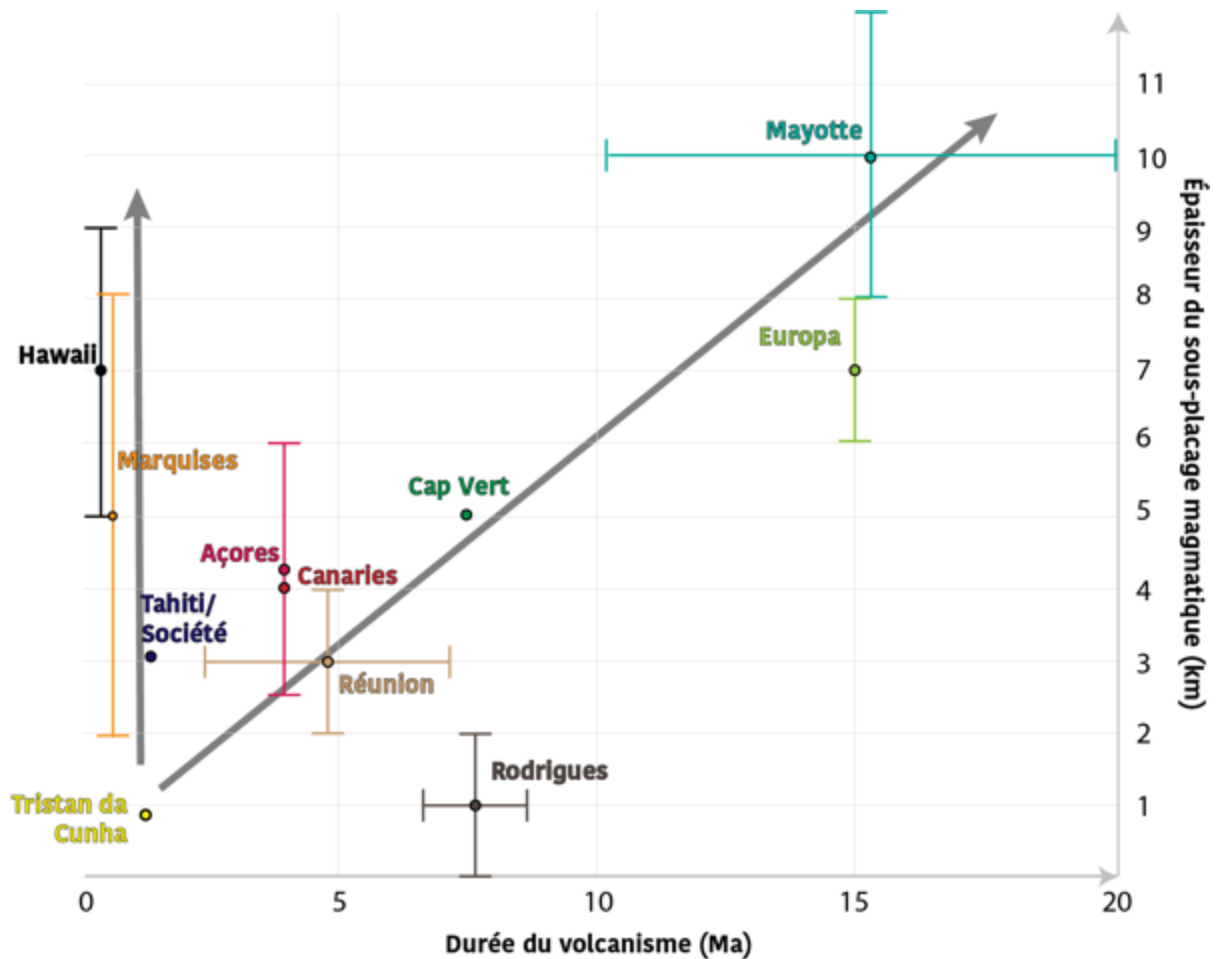


Figure 4 : Évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique en fonction de la durée du volcanisme déterminée à partir des datations des coulées les plus anciennes et l'âge des éruptions les plus récentes pour 11 édifices volcaniques. Ces valeurs sont synthétisées dans le Tableau 2.

Le graphique présenté en Figure 4 révèle l'existence de 2 nouvelles tendances. La première montre qu'une corrélation positive existe entre la durée du volcanisme et l'épaisseur du sous-placage magmatique, la seconde montre l'exact opposé. Les édifices concernés par cette seconde tendance sont les édifices les plus récents de Tahiti, Hawaii et Marquises.

II.2. Épaisseur du sous-placage magmatique vs. âge et dynamique de la lithosphère

La production magmatique totale (exogène et endogène) produite dans un contexte de point chaud est d'abord liée à l'épaisseur de la lithosphère qui se situe au-dessus du panache mantellique (White, 1993). En effet, pour une lithosphère épaisse, la décompression du manteau est insuffisante pour en permettre sa fusion et donc générer une production magmatique importante. A l'inverse, une lithosphère océanique peu épaisse (i.e. jeune ou amincie²³) permettra une décompression importante du manteau et ainsi d'augmenter sa capacité à fondre (Fig. 4A). Watson & McKenzie (1991) montrent que la production magmatique d'un point chaud dépend aussi de la température du panache mantellique en plus de l'épaisseur de la lithosphère. Enfin, White (1993) ajoute que la production magmatique est aussi dépendante de la vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique au-dessus du panache mantellique. Ainsi, pour une plaque rapide, la quantité de produit magmatique attendue sera alors plus élevée que pour une lithosphère à déplacement lent. La genèse des magmas au sein de la lithosphère entraîne un appauvrissement dans le temps en éléments les plus fertiles. Ainsi, lorsqu'une plaque lithosphérique se déplace lentement au-dessus d'une anomalie mantellique, le renouvellement en ces éléments au-dessus de l'anomalie mantellique est faible voire nul ce qui entraîne une diminution de la production magmatique.

Alors, existe-t-il un lien entre l'épaisseur de la lithosphère et celle de sous-placage magmatique ? C'est-à-dire, est-ce que pour une lithosphère peu épaisse, la quantité de sous-placage magmatique attendue sera plus importante que pour une lithosphère fine ? De plus,

²³ L'érosion thermomécanique de la lithosphère par un panache mantellique ou le rifting sont des mécanismes d'amincissement de la lithosphère. Dans le cas de Tahiti, l'érosion de la lithosphère est estimée à 20 km (Isse et al., 2016).

la vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique jouera-t-elle un rôle dans l'épaisseur du sous-placage magmatique ?

Ici, nous considérons que les phénomènes proposés par White (1993) et décrits précédemment (vitesse de déplacement de la plaque, épaisseur de la lithosphère) peuvent influencer la production magmatique également dans des contextes de déformation intraplaque comme à Mayotte ou Europa. La Figure 4B illustre l'évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique pour les 14 édifices en fonction de l'épaisseur de la lithosphère. De manière surprenante et pour le panel d'édifices étudiés, ce graphique montre que pour des lithosphères épaisses, la quantité de sous-placage magmatique observée aura tendance à être plus importante que pour des lithosphères amincies. On remarque également que l'âge de la lithosphère n'est pas corrélé à l'épaisseur du sous-placage magmatique. Enfin, on note que la relation qui lie l'âge de la lithosphère océanique à son épaisseur (Stein & Stein, 1992) n'est pas vérifiée pour le panel d'édifices étudié.

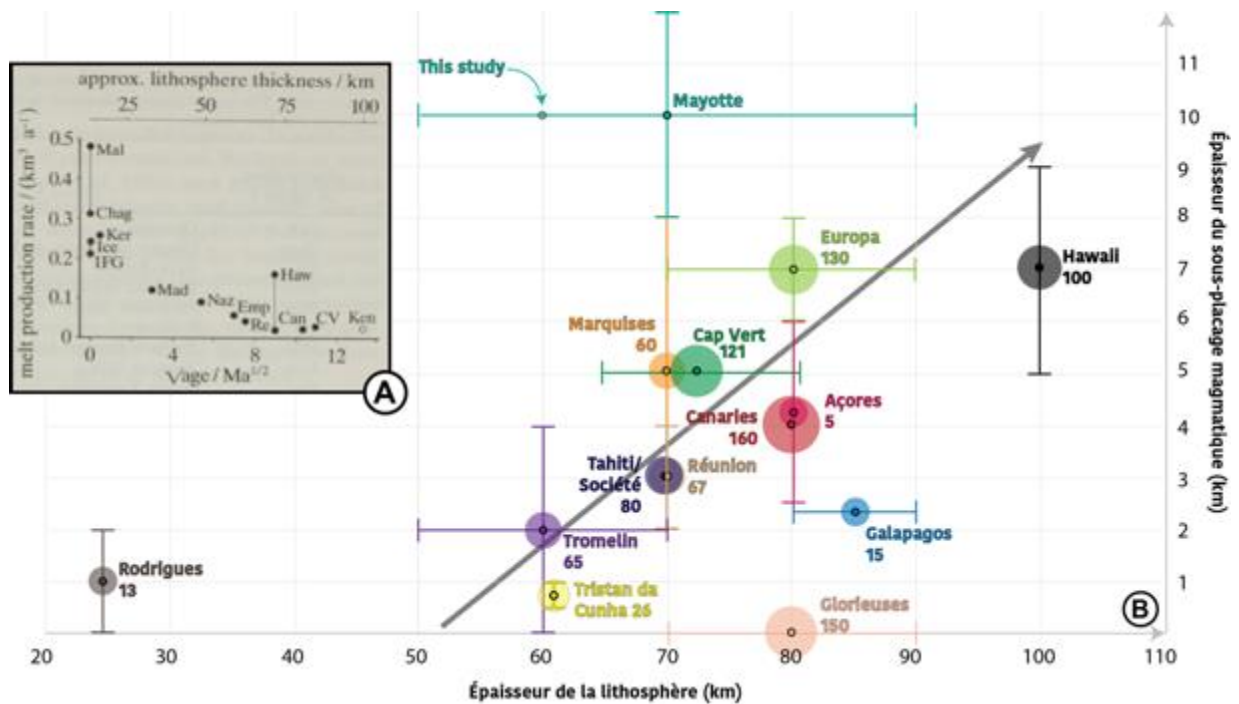


Figure 5: A: Évolution de la quantité de produit magmatique produit (km^3/an) en fonction de l'épaisseur de la lithosphère (km). Modifié d'après White (1993). B: Évolution de l'épaisseur de la lithosphère (km) en fonction de l'épaisseur du sous-placage magmatique (km). Les barres d'erreur horizontales prennent en compte les valeurs d'épaisseurs de la lithosphère disponibles dans la littérature et synthétisées dans le Tableau 1. Les barres verticales indiquent l'épaisseur de sous-placage répertoriée dans plusieurs études. Les cercles indiquent l'âge de la lithosphère présente sous chacun des édifices volcaniques.

En suivant l'hypothèse de White (1993), qui lie une production magmatique augmentée à l'aplomb de lithosphères fines, on s'attend à ce que la production magmatique globale pour un point chaud situé à proximité d'une dorsale océanique soit également augmentée. Ainsi, nous pourrions nous attendre à une épaisseur de sous-placage conséquente sous des édifices volcaniques dans des contextes proches de dorsales océaniques. Cependant, cela n'est pas toujours observée comme pour l'édifice de Tristan da Cunha, qui présente une épaisseur de sous-placage magmatique de 0,5 à 1 km (Geissler et al., 2017), ou encore l'île d'Ascension où aucun sous-placage magmatique n'est observé (e.g. Evangelidis et al., 2004). Un fort sous-placage magmatique est toutefois observé sous les Tuamotu (e.g. 9-10 km ; Ito et al., 1995; Panet et al., 2006) et sous l'Islande (e.g. 8-15 km ; Thayer et al., 1981) qui représentent deux exemples de points chauds mis en place à l'aplomb ou à proximité de dorsales océaniques.

White (1993) propose également que la vitesse de déplacement de la lithosphère au-dessus d'un panache mantellique puisse contrôler la production magmatique. Pour tester cette hypothèse, la vitesse de déplacement des plaques du modèle GRSM v2.1 (Kreemer et al., 2014) ont été extraites à l'endroit des 14 édifices étudiés. Ces valeurs sont répertoriées dans le Tableau 1. L'évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique en fonction de la vitesse de déplacement des plaques lithosphériques est présentée en Figure 5. La Figure 5 révèle qu'il existe deux tendances. La première montre qu'il n'existe pas de relation entre ces deux paramètres pour les édifices de Mayotte, Europa, La Réunion, Canaries, Cap Vert et les Açores. En effet, ces édifices présentent des épaisseurs de sous-placage magmatique de 2 à 10 km d'épaisseur pour des vitesses de plaques relativement proches (2 à 3 cm/an). Une seconde tendance montre qu'il pourrait y avoir une corrélation positive entre la vitesse de déplacement de la plaque et l'épaisseur de sous-placage magmatique. En effet, pour des vitesses de mouvement de plaque lithosphérique élevées (e.g. Hawaii, Marquises), l'épaisseur de sous-placage est plus importante que pour des plaques dont la vitesse de déplacement est plus lente (e.g. Rodrigues, Tromelin).

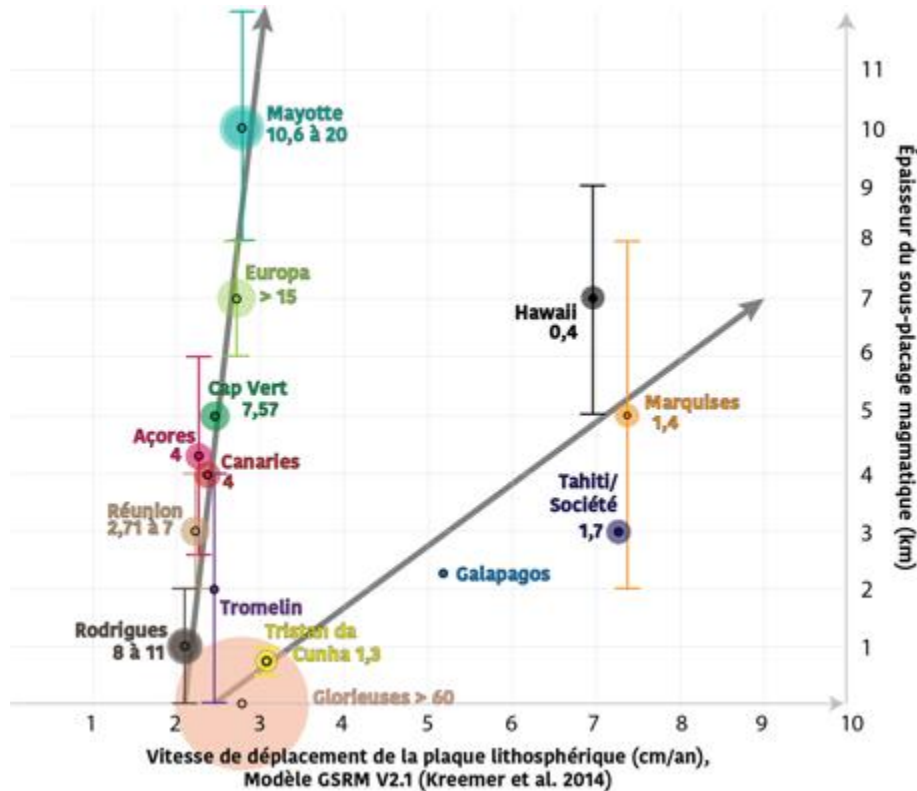


Figure 6: Évolution de l'épaisseur du sous-placage magmatique (km) en fonction de la vitesse de déplacement des plaques lithosphériques auxquelles appartiennent les édifices volcaniques (cm/an). Ces valeurs sont répertoriées dans le Tableau 1. Les deux flèches grisées indiquent les évolutions des deux paramètres (vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique et épaisseur du sous-placage magmatique) pour deux groupes d'édifices volcaniques.

III. Discussion

III.1. Paramètres contrôlant l'épaisseur du sous-placage magmatique

Le taux éruptif, la hauteur des édifices volcaniques et la durée du volcanisme sont des marqueurs de la production volcanique. D'après nos résultats portant sur la production volcanique (Figs. 2,3 et 4), une corrélation positive lie cette dernière et le sous-placage magmatique. Ainsi, pour des taux éruptifs ou des hauteurs d'édifices plus important(e)s, le sous-placage magmatique sera plus épais. Ces résultats suggèrent que le poids d'un édifice sur la lithosphère est favorable au piégeage de magma en profondeur sous la forme de sous-placage magmatique. Cela, vérifie l'hypothèse de Mittelstaedt et al. (2014). Toutefois, certains édifices ne se trouvent pas dans cette configuration (Mayotte, Europa, Açores, Cap Vert). Ces édifices, dont les taux éruptifs sont faibles ($<0,01 \text{ km}^3/\text{an}$) et d'hauteurs modestes ($<4 \text{ km}$) présentent des épaisseurs importantes de sous-placage magmatique (de 2 à 12 km), parfois équivalente ou supérieure à des édifices volcaniques plus grands et/ou caractérisés par des taux éruptifs plus importants. Ces édifices sont relativement anciens (Mayotte $> 10 \text{ Ma}$,

Debeuf, 2004 ; Europa et Glorieuses, respectivement > 15 Ma et > 60 Ma, Courgeon et al., 2016 ; Tableau 2) par rapport aux édifices des Marquises et d'Hawaii par exemple (1,81 et 0,4 Ma ; Tableau 2). L'âge n'est cependant pas suffisant pour expliquer ces épaisseurs de sous-placage important, puisque Glorieuses est un édifice ancien d'au moins 60 Ma (Courgeon et al., 2016) et ne présente pas de sous-placage. Mayotte et Europa ont une activité volcanique sub-actuelle à actuelle (REVOSIMA et Deville et al., 2018 ; Tableau 2) alors que Glorieuse n'en présente aucune trace depuis au moins 60 Ma (Courgeon et al., 2016). Cela suggère qu'une activité volcanique sur un temps long et localisée sous un même édifice pourrait expliquer le développement d'un sous-placage magmatique épais comme celui-ci se développe pour des production volcaniques élevées. Cette tendance est visible en Figure 4, qui montre que pour des durées de volcanisme plus importantes, l'épaisseur du sous-placage magmatique sera accrue.

D'ailleurs, cela est vérifié puisque pour des vitesses de déplacement de plaque lithosphérique faible, certains points chauds comme les Açores, Cap Vert et les Canaries possèdent des épaisseurs de sous-placage importante et similaires à celles retrouvées pour des vitesses élevées (Fig. 5). Ces édifices (Açores, Cap Vert et les Canaries) appartiennent à la plaque Nubienne dont la vitesse de déplacement est très faible (< 3 cm /an ; Kreemer et al., 2014 ; Tableau 1). De plus, le pôle de rotation de cette plaque lithosphérique est localisé au voisinage du point chaud de Cap Vert depuis au moins 6 Ma (Pollitz et al., 1991). Cette proximité du pôle de rotation avec le point chaud de Cap Vert explique un mouvement relatif faible entre l'anomalie mantellique et la plaque lithosphérique. Globalement, ce caractère peu mobile de la plaque Nubienne au-dessus des panaches mantelliques alimentant ces points chauds, expliquerait d'une part une organisation non linéaire avec l'âge des édifices volcaniques (e.g. Wilson et al., 2010) et d'autre part, une accumulation de matériel magmatique au niveau du *Moho* sur un temps long, favorisant alors son épaissement. Cette hypothèse est en accord avec celle formulée par Lodge & Hellfrich (2006) et Lodge et al. (2012) aux Canaries et Cap Vert et qui fut proposée auparavant par Ito & Clift (1998) pour les plateaux sous-marins du Pacifique de Manihiki, Ontong-Java et Shatsky. Selon ces auteurs, l'accumulation de produits magmatiques à la base de la croûte pourrait être liée à un déplacement relatif peu exprimé entre la source mantellique et la plaque lithosphérique sus-jacente. Ce même phénomène s'appliquera également aux édifices d'Europa et Mayotte, qui

bénéficient d'une activité magmatique sur un temps long, liée à un déplacement lent de la micro-plaque lithosphérique de Lwandle à laquelle ces deux îles appartiennent (Fig. 4).

D'après White (1993), la quantité de produit magmatique attendue est plus importante dans le cas d'une lithosphère amincie. Or, nous avons vu que certains édifices volcaniques à proximité immédiate de dorsales océaniques (e.g. Ascension, Tristan da Cunha) présentaient pas ou très peu de sous-placage magmatique. Parfois, l'épaisseur du matériel piégé au niveau du *Moho* est beaucoup plus importante comme aux Tuamotu ou encore l'Islande. Ce qui distingue ces deux configurations de points chauds est le passage de la dorsale à l'aplomb du panache mantellique pour le cas des Tuamotu et de l'Islande, alors que pour Tristan da Cunha, la dorsale est restée à proximité sans passer à l'aplomb du panache mantellique. Dans le cas des Tuamotu et de l'Islande, il en résulte alors une production magmatique globale accrue, qui s'exprime par l'édification d'un plateau sous-marin épais dans le cas des Tuamotu, d'une île dans le cas de l'Islande et de la mise en place d'un épais sous-placage magmatique. Ce n'est donc pas une lithosphère amincie qui jouera en faveur d'un épaissement du sous-placage magmatique. Cela est vérifié par l'observation d'un sous-placage magmatique épais sous Hawaii (5 à 9 km), présentant pourtant la lithosphère la plus épaisse de notre panel d'édifices volcaniques (100 km).

III.2. Effet du sous-placage magmatique sur la lithosphère

Les mouvements verticaux de la lithosphère (subsidence et soulèvement) constituent la réponse isostatique à des variations de densité ou à l'application/suppression de poids s'appliquant sur elle. On distingue les forces qui sont appliquées depuis la surface et s'exercent vers le bas (« *Top-down* »), des forces appliquées depuis la base ou à l'intérieur de la lithosphère et qui s'exercent vers le haut (« *Bottom-up* » ; e.g. Marques et al., 2020). Les édifices volcaniques (e.g. Hawaii ; Walcott, 1970), le développement d'une couverture sédimentaire épaisse (e.g. Golfe du Mexique ; Watts, 1989), la diminution de la charge liée à l'érosion de massifs ou encore la fonte/mise en place de glaciers (e.g. nord de l'Europe ; Lidberg et al., 2010) peuvent constituer des sources de déformation de la lithosphère depuis la surface. Dans un contexte d'îles volcaniques, plusieurs processus sont invoqués par Morgan et al. (1995) pouvant provoquer des mouvements verticaux depuis la base ou au sein de la lithosphère. Ceux-ci sont classés en deux catégories de processus thermiques et compositionnels (Canales et al., 2002). Les processus thermiques invoqués sont liés à un réchauffement de la lithosphère d'une part via l'étalement d'un matériel chaud provenant du panache mantellique à la base de la lithosphère et d'autre part par l'injection de magma à travers celle-ci. Les processus dits « compositionnels » sont provoqués par des changements de densité de lithosphère par une extraction d'éléments lourds lors de la genèse des magmas et lors de l'ajout d'un sous-placage magmatique (moins dense que le manteau lithosphérique normal). Enfin, l'amincissement de la lithosphère peut également être à l'origine d'une élévation de la topographie de la lithosphère (e.g. érosion thermo-mécanique de la lithosphère).

La topographie de la lithosphère océanique est liée en premier ordre à son éloignement de la dorsale et est expliquée par son refroidissement provoquant sa subsidence (Fig. 7 ; Sclater & Francheteau, 1970). Il devient alors possible de comparer la bathymétrie théorique/prédite et observée de la lithosphère afin de générer une carte d'anomalies bathymétriques (Fig. 1 ; e.g. King & Adam, 2014). Autour de certains édifices volcaniques, des

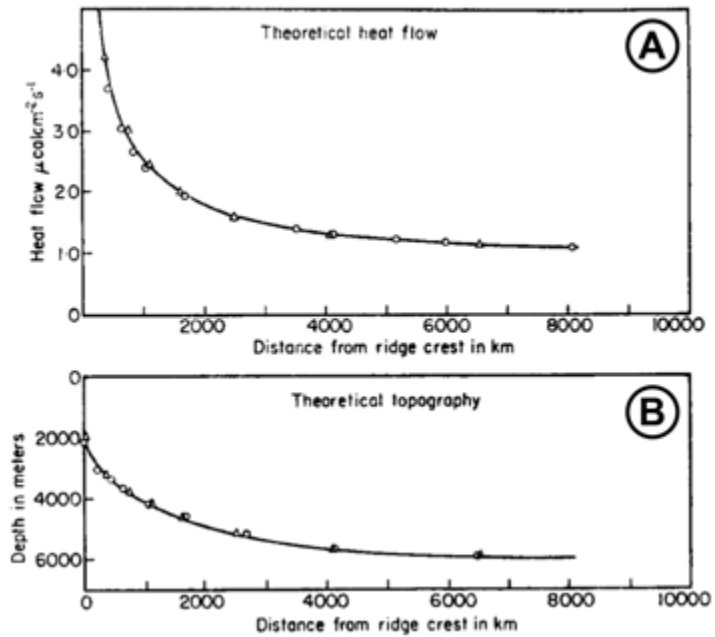


Figure 7: (A) Évolution du flux thermique de la lithosphère océanique en fonction de l'éloignement à la dorsale; (B) Évolution de la bathymétrie de la lithosphère en s'éloignant de la dorsale. Modifié d'après Sclater & Francheteau (1970).

anomalies bathymétriques : bombements topographiques (appelées *swell*) d'une hauteur de 0,5 à 1,2 km et d'une largeur oscillant entre 1000 et 1500 km sont observées (Crough, 1983). Des estimations plus récentes de ces anomalies ont été réalisées par King & Adam (2014) et montrent que la hauteur des bombements peut être étendue jusqu'à 2500 m (Kerguelen). Ici, nous allons regarder l'évolution de la hauteur du bombement en fonction de l'épaisseur du sous-placage magmatique (Fig. 8). Les amplitudes des bombements observés (i.e la hauteur de l'anomalie) pour les 14 édifices volcaniques sont synthétisées dans le Tableau 1.

D'après la Figure 8, il semblerait qu'une corrélation positive existe entre l'épaisseur du sous-placage magmatique et la hauteur du *swell*. Le sous-placage magmatique pourrait contribuer à l'élévation de la lithosphère d'après l'échantillon d'édifices volcaniques utilisés. Des résultats en ce sens ont aussi été obtenus notamment aux Marquises où près de 90% du *swell* observé pourrait être supporté par le sous-placage magmatique (McNutt & Bonneville, 2000). Aux Galápagos, l'épaississement de la croûte est responsable de 52 % du *swell*, soit plus de 350 m (Canales et al., 2002). À Hawaii, Leahy et al. (2010) corrélient l'altitude des stations sismiques de fond de mer (OBS) avec la présence de sous-placage magmatique sous

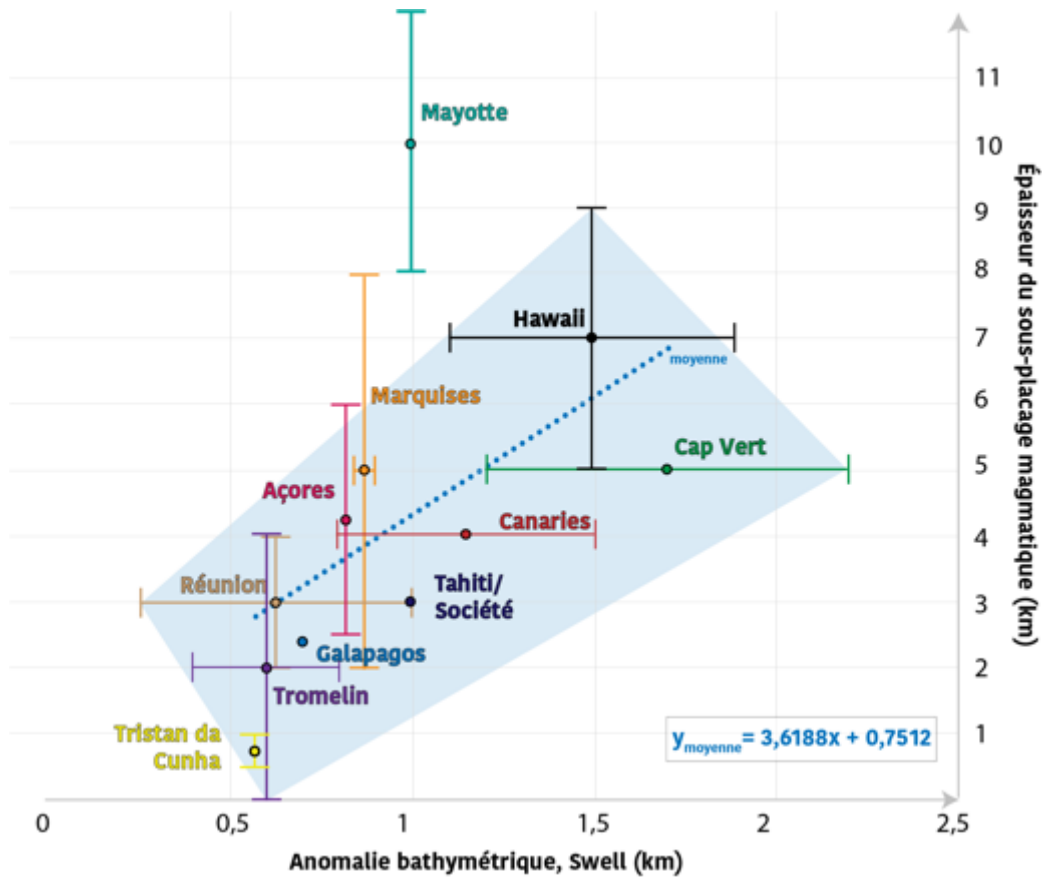


Figure 8: Comparaison entre l'épaisseur de sous-placage magmatique et l'anomalie bathymétrique de la lithosphère autour des édifices volcaniques étudiés. Les valeurs d'anomalies sont répertoriées dans le Tableau 1. La droite correspond à la courbe de tendance des moyennes d'anomalies et d'épaisseur de sous-placage magmatique pour chaque édifice volcanique.

la station, permettant de lier l'existence du *swell* au sous-placage magmatique. Dans le *Chapitre 6*, nous avons montré que les OBS déployés autour de La Réunion et échantillonnant du sous-placage magmatique étaient localisés sur l'anomalie bathymétrique de 0,5 à 1 km délimitée par les anciennes failles transformantes Mahanoro-Wilshaw et Maurice. Indiscutablement, le sous-placage magmatique joue donc un rôle dans la topographie de la lithosphère en participant à son soulèvement sans pour autant l'expliquer entièrement. En effet, c'est la somme des forces (« *Bottom-up* » et « *Top-down* ») qui s'exercent sur la lithosphère qui sont à l'origine de la topographie de la lithosphère.

La relation linéaire qui semble exister entre l'épaisseur du sous-placage magmatique et l'anomalie bathymétrique de la lithosphère peut être déterminée en calculant la courbe de tendance de ce jeu de données (Fig. 8). Celle-ci prend la forme :

$$y = 3,6188x + 0,7512$$

Avec X l'anomalie bathymétrique de la lithosphère (en km)

Il devient alors possible de prédire l'épaisseur du sous-placage magmatique pour une anomalie bathymétrique de la lithosphère donnée. En excluant le point de Mayotte, le cône d'incertitude pour le jeu de données actuel permet de prétendre à une précision de ± 2 km. Nous pouvons exclure le point de Mayotte, car nous avons montré dans le Chapitre 6 que cette dernière et probablement l'ensemble de l'archipel des Comores étaient développés à l'aplomb d'une croûte continentale et la dynamique magmatique est probablement impactée par l'épaisseur et la composition de cette croûte.

IV. Conclusion

Finalement, après avoir testé plusieurs paramètres pouvant contrôler l'épaisseur du sous-placage magmatique sous des édifices volcaniques, nous montrons que son épaisseur est dépendante de plusieurs facteurs. Les paramètres qui permettent de quantifier la production volcanique exogènes (le taux éruptif, la hauteur des édifices) semblent être des indicateurs de l'épaisseur du sous-placage magmatique pour certains édifices volcaniques. En effet, lorsque ces paramètres augmentent, une corrélation positive est retrouvée pour l'échantillon d'édifices étudiés. De même, certains paramètres lithosphériques (épaisseur de la lithosphère, vitesse de déplacement de la lithosphère) semble contrôler l'épaisseur du sous-placage magmatique puisqu'une corrélation positive est aussi retrouvée. Cependant, ces observations ne permettent pas d'expliquer les épaisseurs de sous-placage conséquentes retrouvées sous d'autres édifices (e.g. Mayotte, Europa). Pour ces édifices, c'est une activité magmatique sur un temps long sous un même édifice qui pourrait expliquer ces épaisseurs. Ceci est d'ailleurs appuyé par les déplacements lents des plaques lithosphériques auxquelles appartiennent ces édifices volcaniques.

La proximité d'un édifice volcanique avec une dorsale n'amène pas toujours à une croissance de la croûte par sous-placage magmatique (Ascension et Tristan da Cunha). Nous proposons que cette croissance est dépendante de l'histoire de la dorsale par rapport à l'anomalie thermique, c'est-à-dire si celle-ci est passée à l'aplomb de l'anomalie thermique engendrant l'activité magmatique. Les Tuamotu constituent un parfait exemple de développement d'un sous placage magmatique conséquent sous un édifice volcanique mis en place proche ou sur l'axe d'une dorsale.

Enfin, nous établissons de manière concrète le lien entre la topographie de la lithosphère et la présence de sous-placage. En effet, une corrélation positive est montrée

entre l'épaisseur du sous placage magmatique et le soulèvement de la lithosphère. Cette anomalie pourrait permettre d'estimer l'épaisseur de sous-placage sous-jacent.

D'autres paramètres n'ont pas été investigués dans cette étude comparative d'édifices volcaniques et pourraient également avoir une influence sur l'épaisseur du sous-placage magmatique. À titre d'exemples, la tectonique et notamment la proximité avec des failles lithosphériques (e.g. Açores, Réunion), l'élasticité de la lithosphère (T_e) ou encore la température du panache mantellique pourraient influencer sur l'épaississement du sous-placage magmatique. Enfin, ces interprétations ont été réalisées à partir d'un panel restreint de 14 édifices volcaniques et devraient donc être étoffées de données supplémentaires pour être confirmées.



Conclusion générale et perspectives



I. Conclusion générale

Nos objectifs étaient de comprendre la structure et la nature de la lithosphère dans le sud-ouest de l'océan Indien, ainsi que son interaction avec le magmatisme. Pour cela, nous avons analysé des données sismologiques obtenues par un réseau de capteurs déployés dans le cadre du programme RHUM-RUM. Cette thèse s'inscrit dans la continuité de ce projet ANR initié en 2011 et terminé en 2016 visant à imager le point chaud de La Réunion du noyau à la croûte.

Ici, nous avons donc relevé le défi de calculer des fonctions récepteur sur des données enregistrées principalement en milieu océanique (57 stations OBS sur 77 stations déployées). De nombreuses contraintes ont dû être prises en compte dans cette étude : (1) un niveau de bruit parfois important, limitant le nombre de stations (12 inopérantes et 10 trop bruitées) et le nombre d'événements sismiques exploitables pour le calcul de fonctions récepteur ; (2) une réorientation des OBS ; (3) la prise en compte de l'effet des sédiments sous les stations sismiques sur les fonctions récepteur. Nos travaux ont permis de lever ces contraintes pour 25 OBSs large bande et 13 stations terrestres.

Nous avons investigué la structure de la partie supérieure de la lithosphère dans le Canal du Mozambique (Chapitre 5), autour du point chaud Réunion (Chapitre 6) et le long des dorsales centrale et sud-ouest Indiennes (respectivement CIR et SWIR ; Chapitre 7) en utilisant 3 approches complémentaires des fonctions récepteurs : algorithme de voisinage (Sambridge, 1999), le H - κ stacking (Zhu & Kanamori, 2000) et l'inversion conjointe avec une courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (Julià et al., 2000).

Dans le Canal du Mozambique, nous avons apporté de nouvelles contraintes sur l'étendue des domaines océaniques et continentaux en déterminant que de la croûte océanique était présente sous les îles de Glorieuse et Europa et qu'une croûte continentale amincie constituait le socle sous Juan de Nova et Mayotte. Ces résultats de géophysique sont en accord avec des données ou interprétations déjà connues dans cette région et apportent des contraintes supplémentaires sur ces objets géologiques. Nous avons mis en lumière de nouveaux éléments concernant l'influence du magmatisme sur la structure de la lithosphère

sous ces îles en déterminant des épaisseurs de sous-placage magmatique parfois importantes comme à Mayotte et Europa avec respectivement 10 et 6-8 km d'épaisseur. Ces résultats apportent des réponses sur l'étendue des domaines continental et océanique mais soulèvent aussi de nombreuses questions sur les mécanismes qui, par exemple, auraient pu permettre l'abandon d'un bloc continental sous l'archipel des Comores ou encore sur l'âge du sous-placage magmatique dans le Canal du Mozambique.

Ces travaux de thèse ont également permis d'apporter des contraintes sur les vitesses sismiques au sein de la lithosphère à Mayotte. Le profil de vitesse obtenu à la station MAYO déployée à Mayotte avec l'algorithme de voisinage a ainsi appuyé le REVOSIMA (structure en charge du suivi de la crise sismo-volcanique de Mayotte) dans la gestion et la compréhension de la crise volcano-sismique de Mayotte.

Dans le cadre de cette thèse, la participation à un Pickathon et une embarcation à bord du navire océanographique Marion Dufresne au large de Mayotte pour la campagne Mayobs 4, ont participé activement à l'effort apporté par la communauté scientifique sur la compréhension des phénomènes affectant l'île de Mayotte.

Autour de La Réunion, l'étude de la structure fine de la lithosphère a, pour la première fois, être investiguée à grande échelle. Nous avons apporté des contraintes sur l'épaisseur des sédiments, de la croûte et du sous-placage magmatique autour de La Réunion. Nous avons également proposé un modèle de dynamique magmatique du point chaud Réunion depuis l'extrémité nord du plateau des Mascareignes (Saya de Malha) jusqu'au sud de l'île de La Réunion. En effet, la répartition spatiale et l'épaisseur du sous-placage magmatique, combinées à la répartition géographique et temporelle des édifices volcaniques (édifices isolés ou plateau magmatique), nous permettent de proposer que le sous-placage magmatique épais (environ 10 km) associé au plateau des Mascareignes est la conséquence d'une interaction entre le point chaud et les dorsales environnantes (CIR et dorsale de Carlsberg). Cette première dynamique est appelée D1. À mesure que la dorsale centrale Indienne s'est écartée du point chaud Réunion, de par l'accrétion océanique qui s'y déroule, une nouvelle dynamique magmatique (D2), moins intense, a engendré la mise en place d'un sous-placage magmatique réduit (<4 km) et la construction d'édifices volcaniques isolés (en opposition au plateau des Mascareignes qui est un édifice continu). Enfin, nous avons proposé un nouveau modèle de construction de l'île Maurice en deux étapes consécutives et liées aux

dynamiques successives D1 et D2. Le soubassement de l'île Maurice serait alors le plateau des Mascareignes issu de la dynamique D1, sur lequel l'édifice mauricien aurait pu se former lors de la seconde phase.

Nous avons réalisé une étude préliminaire sur la structure de la lithosphère aux dorsales centrale et sud-ouest Indiennes. Nous avons déterminé des fonctions récepteur à 7 stations dont 3 le long de la CIR et 4 le long de la SWIR. Ces résultats suggèrent que d'un point de vue géophysique, le contraste de vitesse le plus important échantillonné par les fonctions récepteur est localisé dans le manteau lithosphérique, interprété comme un front de serpentinisation. Toutefois, ces résultats ne sont que préliminaires et devront être confortés avec des analyses plus fines, notamment en modifiant les modèles *a priori* utilisés pour les inversions avec l'algorithme de voisinage.

Enfin, nos travaux de synthèse sur le sous-placage magmatique localisé sous les édifices volcaniques insulaires mettent en lumière certains paramètres qui contrôlent le piégeage du matériel magmatique au *Moho*. En effet, nous montrons notamment qu'une production volcanique élevée (marquée par un taux éruptif et une hauteur d'édifice volcanique important) de même qu'une production magmatique importante (marquée par une vitesse élevée de déplacement de plaque lithosphérique) seront favorables à un épaissement crustal par sous-placage magmatique. Les édifices les plus récents des points chauds d'Hawaii et des Marquises en sont les parfaits exemples. Cependant, nous avons démontré que ces processus ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des observations réalisées notamment pour des édifices présents sur des plaques lentes (Canaries, Cap Vert, Açores, Mayotte, Europa). Pour ces édifices, c'est un volcanisme statique et établi sur un temps long qui permettrait un épaissement crustal important. Enfin, nous avons montré l'existence d'une corrélation positive entre l'épaisseur du sous-placage magmatique et la présence d'anomalies bathymétriques de la lithosphère. Cette relation montre que le sous-placage magmatique contribue fortement à l'équilibre qui régit la topographie de la lithosphère.

II. Perspectives

Les résultats apportés par ces travaux de thèse sur la structure de la lithosphère dans le sud-ouest de l'océan Indien ouvrent de nombreuses perspectives de recherches, qui peuvent être organisées par zones de chantier :

Chantier Réunion. Sur les données existantes, l'inversion conjointe des fonctions récepteur avec les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh pourrait être réalisée pour toutes les stations présentes autour de La Réunion et porter ainsi la profondeur d'investigation à 100 km de profondeur. Cela permettrait de cartographier la profondeur du LAB et de contraindre les vitesses absolues autour de La Réunion pour notamment améliorer la localisation des événements sismiques survenant au voisinage de l'île²⁴.

En ce qui concerne l'acquisition de nouvelles données, il pourrait être intéressant de déployer des OBS pour une nouvelle campagne d'acquisition le long du plateau des Mascareignes. En effet, celui-ci reste encore à ce jour peu étudié. En effet, seulement 2 stations OBS (cette étude), quelques lignes de sismiques réflexion dont la profondeur d'investigation reste superficielle (< 1 s TWTT ; e.g. Bonneville et al., 1997) et des données de sismiques réfractions ponctuelles et anciennes (Shor & Pollard, 1963 ; Francis & Shor, 1966). Cela permettrait de faire une vérification du modèle proposé dans cette étude. Enfin, une telle étude permettrait de traiter définitivement l'hypothèse de blocs continentaux sous le plateau des Mascareignes (e.g. Torsvik et al., 2013).

Sur le modèle proposé, une reconstitution géodynamique pourrait être réalisée afin de retracer le déplacement de la trace du point chaud et des dorsales environnantes. Bredow et al. (2020) ont déjà réalisé ce travail sans prendre en compte l'épaisseur des lithosphères qui pourrait être contrainte avec les inversions conjointes.

Enfin, nous avons discuté de la répartition du sous-placage magmatique le long du bloc lithosphérique Réunion-Maurice et invoqué l'existence d'une structure entre La Réunion et Maurice pour expliquer l'absence de ce sous-placage entre les deux îles. Les données existantes de sismique réflexion de la campagne FOREVER pourraient aider à l'observation d'une telle structure. Ce travail sera effectué post-thèse.

²⁴ Par exemple l'événement du 21/09/2020 d'une magnitude M_L 4,4 situé à 22 km au nord-ouest de Saint-Denis, BCSF-RENASS, <https://renass.unistra.fr/fr/evenements/fr2020esvmsz/>).

Chantier Mozambique. Tout comme pour La Réunion, les inversions conjointes de fonctions récepteur et courbes de dispersion pourraient être réalisées sur les stations restantes de ce secteur (JNOV, GLOR et EURO) afin d'aller plus loin dans la caractérisation de la lithosphère (profondeur du LAB et vitesses absolues). Pour ces inversions conjointes, les courbes de vitesse ne pourraient être extraites du modèle de tomographie sismique de Mazzulo et al. (2017) puisque ces secteurs sont peu échantillonnés par ce modèle. Toutefois, les études de Pasyanos & Nyblade (2007) et Pratt et al. (2017) pourraient pallier ce manque de données dans ce secteur.

Dans le cas spécifique de l'île de Mayotte, l'étude de la structure crustale à son proche voisinage, pourrait être réalisée à partir des signaux sismiques enregistrés par les OBS déployés par le REVOSIMA. Une proposition en ce sens a été formulée durant ces travaux de thèse.

Chantier Dorsales. Pour ce chantier, le modèle *a priori* devra être modifié et optimisé pour ce milieu lithosphérique particulier rencontré aux dorsales.

Enfin pour l'ensemble des fonctions récepteur calculées dans cette étude, des tests pourraient être menés afin de mesurer l'impact de l'utilisation des données bénéficiant des nouvelles corrections de la dérive temporelle des horloges des stations (Hable et al., 2018) et de l'orientation des OBS (Trabattoni et al. 2020).



Bibliographie

- Abdel-Monem, A. A., Fernandez, L. A., & Boone, G. M.** (1975). K-Ar ages from the eastern Azores group (Santa Mafia, Miguel and the Formigas Islands). *Lithos*, 8(4), 247–254. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(75\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(75)90008-0)
- Ahmed, A., Tiberi, C., Leroy, S., Stuart, G. W., Keir, D., Sholan, J., et al. (2013). Crustal structure of the rifted volcanic margins and uplifted plateau of Western Yemen from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1673–1690. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt072>
- Ali, M. Y., Watts, A. B., & Hill, I. (2003). A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5), 2239. <https://doi.org/10.1029/2002JB002155>
- Allégre, C. J., Courtillot, V., Tapponnier, P., Hirn, A., Mattauer, M., Coulon, C., et al. (1984). Structure and evolution of the Himalaya–Tibet orogenic belt. *Nature*, 307(5946), 17–22. <https://doi.org/10.1038/307017a0>
- Ammon, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2504–2510.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., & Zandt, G. (1990). On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10), 15303. <https://doi.org/10.1029/JB095iB10p15303>
- Anderson, D. L. (2001). A statistical test of the two reservoir model for helium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1–2), 77–82. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00507-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00507-6)
- Anderson, D. L. (2002). Plate Tectonics as a Far- From- Equilibrium Self-Organized System. In S. Stein & J. T. Freymueller (Eds.), *Geodynamics Series* (pp. 411–425). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GD030p0411>
- Anderson, D. L. (2005). Scoring hotspots: The plume and plate paradigms. In Gillian R. Foulger, J. H. Natland, D. C. Presnall, & D. L. Anderson, *Plates, plumes and paradigms* (Vol. 388, pp. 31–54). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2388-4.31>
- Andriampenanana, F., Nyblade, A. A., Wyssession, M. E., Durrheim, R. J., Tilmann, F., Julià, J., et al. (2017). The structure of the crust and uppermost mantle beneath Madagascar. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1525–1544. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx243>
- Artemieva, I. M. (2011). *The lithosphere: an interdisciplinary approach*. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press.
- Ashwal, L. D., Wiedenbeck, M., & Torsvik, T. H. (2017). Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. *Nature Communications*, 8(1), 14086. <https://doi.org/10.1038/ncomms14086>
- Audru, J.-C., Guennoc, P., Thinon, I., & Abellard, O. (2006). Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(16), 1240–1249. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.07.010>
- Bach, W., & Früh-Green, G. L.** (2010). Alteration of the Oceanic Lithosphere and Implications for Seafloor Processes. *Elements*, 6(3), 173–178. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.3.173>
- Bachelery, P. (1999). Le fonctionnement des volcans boucliers. Exemples des volcans de La Réunion et de la Grande Comore. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de La Réunion.
- Barruol, G., & Sigloch, K. (2013). Investigating La Réunion Hot Spot From Crust to Core. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(23), 205–207. <https://doi.org/10.1002/2013EO230002>
- Barruol, G., Deplus, C., & Singh, S. (2012). MD 192/RHUM-RUM cruise, Marion Dufresne R/V. <https://doi.org/10.17600/12200070>
- Barruol, G., Sigloch, K., RHUM-RUM Group, & RESIF. (2017). RHUM-RUM experiment, 2011-2015, code YV (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunion's Unterer Mantel) funded by ANR, DFG, CNRS-INSU, IPEV, TAAF, instrumented by DEPAS, INSU-OBS, AWI and the Universities of Muenster, Bonn, La Réunion [Data set]. *RESIF - Réseau Sismologique et Géodésique Français*. <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>
- Barruol, G., Sigloch, K., Scholz, J.-R., Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., et al. (2019). Large-scale flow of Indian Ocean asthenosphere driven by Réunion plume. *Nature Geoscience*, 12(12), 1043–1049. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0479-3>

- Bassias, Y. (1992). Petrological and geochemical investigation of rocks from the Davie fracture zone (Mozambique Channel) and some tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 15(3–4), 321–339. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90018-8](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90018-8)
- Bassias, Y., & Leclaire, L. (1990). Bassias, Yannis, and Lucien Leclaire. "The Davie Ridge in the Mozambique Channel: Crystalline basement and intraplate magmatism." (1990): 67–90. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie-Monatshefte*, 67–90. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1990/1990/67>
- Basu, A. R., Renne, P. R., DasGupta, D. K., Teichmann, F., & Poreda, R. J. (1993). Early and Late alkali igneous pulses and a high-³He plume origin for the Deccan flood basalts. *Science*, 261(5123), 902–906. <https://doi.org/10.1126/science.261.5123.902>
- Batista, L., Hübscher, C., Terrinha, P., Matias, L., & Afilhado, A. (2019). Crustal structure across the Sao Miguel Island – Azores. *Geophysical Research Abstract*, 21, 1.
- Baudino, R., & Hermoza, W. (2014). Subduction consequences along the Andean margin: thermal and topographic signature of an ancient ridge subduction in the Marañón Basin of Perú. *Geologica Acta*, 12(4), 287–306. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.4.2>
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216–234. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.008>
- Bernard, A., & Munsch, M. (2000). Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion ? *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(11), 777–783. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00221-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00221-4)
- Bertil, D., & Marc Regnault, J. (1998). Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics*, 294(1–2), 57–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00088-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00088-2)
- Bialas, R. W., Buck, W. R., & Qin, R. (2010). How much magma is required to rift a continent? *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1–2), 68–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.021>
- Bissessur, P. D. (2011). Structure, Âge Et Évolution Du Bassin Des Mascareignes, Océan Indien Occidental. Paris, Institut de Physique du Globe.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougnot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., & Torrent, G. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 23–34. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90166-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90166-1)
- Bonneville, A., Von Herzen, R. P., & Lucazeau, F. (1997). Heat flow over Reunion hot spot track: Additional evidence for thermal rejuvenation of oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22731–22747. <https://doi.org/10.1029/97JB00952>
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., & Sarrailh, M. (2012). World gravity map.
- Boone, S. C., Kohn, B. P., Gleadow, A. J. W., Morley, C. K., Seiler, C., & Foster, D. A. (2019). Birth of the East African Rift System: Nucleation of magmatism and strain in the Turkana Depression. *Geology*, 47(9), 886–890. <https://doi.org/10.1130/G46468.1>
- Boudoire, G., Brugier, Y.-A., Di Muro, A., Wörner, G., Arienzo, I., Metrich, N., Zanon, V., Braukmüller, N., Kronz, A., Michon, L. (2019). Eruptive activity on the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean): insights on magma transfer, storage and evolution at an oceanic volcanic island. *Journal of Petrology*, 60(9), 1717–1752. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz045>
- Bown, J. W., & White, R. S. (1994a). Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3–4), 435–449. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90082-5)
- Bredow, E., Steinberger, B., Gassmüller, R., & Dannberg, J. (2017). How plume-ridge interaction shapes the crustal thickness pattern of the Réunion hotspot track. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(8), 2930–2948. <https://doi.org/10.1002/2017GC006875>
- Briais, A., Sloan, H., Parson, L. M., & Murton, B. J. (2000). Accretionary processes in the axial valley of the Mid-Atlantic Ridge 27° N–30° N from TOBI side-scan sonar images. *Marine Geophysical Researches*, 21(1), 87–119. <https://doi.org/10.1023/A:1004722213652>
- Bronner, A., Sauter, D., Munsch, M., Carlu, J., Searle, R., Cannat, M., & Manatschal, G. (2014). Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge – results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor. *Solid Earth*, 5(1), 339–354. <https://doi.org/10.5194/se-5-339-2014>
- Brown, G. C., & Mussett, A. E. (1993). *The inaccessible earth: an integrated view to its structure and composition* (2nd ed). London ; New York: Chapman & Hall.
- Buck, W. R. (2006). The role of magma in the development of the Afro-Arabian Rift System. *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 43–54. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.259.01.05>

- Burdick, L. J., & Langston, C. A. (1977). Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 677–691.
- Burov, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1402–1443. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008>
- Byrnes, J. S., Hooft, E. E. E., Toomey, D. R., Villagómez, D. R., Geist, D. J., & Solomon, S. C. (2015). An upper mantle seismic discontinuity beneath the Galápagos Archipelago and its implications for studies of the lithosphere-asthenosphere boundary. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(4), 1070–1088. <https://doi.org/10.1002/2014GC005694>
- California Institute of Technology - Tectonics Observatory. (2009). Global background seismicity 1998 - 2009. California Institute of Technology.
- Canales, J. P., Ito, G., Detrick, R. S., & Sinton, J. (2002). Crustal thickness along the western Galápagos Spreading Center and the compensation of the Galápagos hotspot swell. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 311–327. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00843-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00843-9)
- Cande, S. C., & Stegman, D. R. (2011). Indian and African plate motions driven by the push force of the Réunion plume head. *Nature*, 475(7354), 47–52. <https://doi.org/10.1038/nature10174>
- Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4163–4172. <https://doi.org/10.1029/92JB02221>
- Cannat, M., Briais, A., Deplus, C., Escartin, J., Georgen, J., Lin, J., et al. (1999). Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 257–269. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00234-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00234-4)
- Cannat, M., Rommevaux-Jestin, C., & Fujimoto, H. (2003). Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E): melt supply variations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8). <https://doi.org/10.1029/2002GC000480>
- Cannat, M., Sauter, D., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., & Baala, M. (2006). Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, 34(7), 605–608. <https://doi.org/10.1130/G22486.1>
- Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C., Humler, E., & Le Rigoleur, M. (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), Q04002. <https://doi.org/10.1029/2007GC001676>
- Caress, D. W., McNutt, M. K., Detrick, R. S., & Mutter, J. C. (1995). Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373(6515), 600–603. <https://doi.org/10.1038/373600a0>
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., et al. (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1), 87–93. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0505-5>
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., et al. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2875–2893. <https://doi.org/10.1029/98JB02841>
- Chatterjee, S., Goswami, A., & Scotese, C. R. (2013). The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research*, 23(1), 238–267. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.001>
- Chaubey, A. K., Rao Gopala, D., Srinivas, K., Ramprasad, T., Ramana, M. V., & Subrahmanyam, V. (2002). Analyses of multichannel seismic reflection, gravity and magnetic data along a regional profile across the central-western continental margin of India. *Marine Geology*, 182(3–4), 303–323. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00241-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00241-9)
- Chevrot, S., & van der Hilst, R. D. (2000). The Poisson ratio of the Australian crust: geological and geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1–2), 121–132. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00264-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00264-8)
- Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 379–410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019>
- Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139–3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>
- Christensen, N. I. (2004). Serpentinites, Peridotites, and Seismology. *International Geology Review*, 46(9), 795–816. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.795>

- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Class, C., Goldstein, S. L., Altherr, R., & Lery, P. B. (1998). The Process of Plume–Lithosphere Interactions in the Ocean Basins—the Case of Grande Comore. *Journal of Petrology*, 39(5), 881–903. <https://doi.org/10.1093/ptroji/39.5.881>
- Clague, D., & Dalrymple, G. B. (1987). The Hawaiian-Emperor chain Part 1 Geologic evolution. *US Geological Survey Professional Paper*, 1(1350), 5–54.
- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., & Kennett, B. L. N. (2000). The crustal thickness of Australia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6), 13697–13713. <https://doi.org/10.1029/1999JB900317>
- Cochran, J. R. (1988). Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11985–12008. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11985>
- Coffin, M. F., & Rabinowitz, P. D. (1987). Reconstruction of Madagascar and Africa: Evidence from the Davie Fracture Zone and Western Somali Basin. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 9385. <https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09385>
- Coffin, M. F., & Rabinowitz, P. D. (1988). Evolution of the conjugate East African-Madagascan margins and the Western Somali Basin. Boulder, Colo.
- Collier, J. S., Minshull, T. A., Hammond, J. O. S., Whitmarsh, R. B., Kendall, J.-M., Sansom, V., et al. (2009). Factors influencing magmatism during continental breakup: New insights from a wide-angle seismic experiment across the conjugate Seychelles-Indian margins. *Journal of Geophysical Research*, 114(B3), B03101. <https://doi.org/10.1029/2008JB005898>
- Collins, A. S., & Pisarevsky, S. A. (2005). Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth-Science Reviews*, 71(3–4), 229–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004>
- Copley, A., Avouac, J.-P., & Royer, J.-Y. (2010). India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 115(B3), B03410. <https://doi.org/10.1029/2009JB006634>
- Courgeon, S., Jorry, S. J., Camoin, G. F., BouDagher-Fadel, M. K., Jouet, G., Révillon, S., et al. (2016). Growth and demise of Cenozoic isolated carbonate platforms: New insights from the Mozambique Channel seamounts (SW Indian Ocean). *Marine Geology*, 380, 90–105. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.07.006>
- Courgeon, S., Jorry, S. J., Jouet, G., Camoin, G., BouDagher-Fadel, M. K., Bachèlery, P., et al. (2017). Impact of tectonic and volcanism on the Neogene evolution of isolated carbonate platforms (SW Indian Ocean). *Sedimentary Geology*, 355, 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.008>
- Courgeon, Simon, Bachèlery, P., Jouet, G., Jorry, S. J., Bou, E., BouDagher-Fadel, M. K., et al. (2018). The offshore east African rift system: new insights from the Sakalaves seamounts (Davie Ridge, SW Indian Ocean). *Terra Nova*, 30(5), 380–388. <https://doi.org/10.1111/ter.12353>
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J., & Cappetta, H. (1986). Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3–4), 361–374. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90118-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90118-4)
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3–4), 295–308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8)
- Cox, K. G. (1992). Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1), 137–148. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.09>
- Cox, K. G. (1993). Continental magmatic underplating. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342(1663), 155–166. <https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1098/rsta.1993.0011>
- Crisp, J. A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3–4), 177–211. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90039-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90039-8)
- Crough, S. T. (1983). Hotspot swells. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11(1), 165–193.
- Cucciniello, C., Melluso, L., Morra, V., Storey, M., Rocco, I., Franciosi, L., et al. (2011). New Ar ages and petrogenesis of the Massif d'Ambre volcano, northern Madagascar. In: Beccaluva L, Bian-chini G, Wilson M (eds). In L. Beccaluva & G. Bian-chini, M. Wilson (Ed.), *Volcanism and evolution of the African lithosphere* (Vol. 478, pp. 257–281). Spec Pap Geol Soc Am.
- D**arnet, M., Wawrzyniak, P., Tarits, P., Hautot, S., & D'Eu, J. F. (2020). Mapping the geometry of volcanic systems with magnetotelluric soundings: Results from a land and marine magnetotelluric survey performed during the 2018–2019 Mayotte seismovolcanic crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406, 107046. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107046>

- Davis, J. K., Lawver, L. A., Norton, I. O., & Gahagan, L. M. (2016). New Somali Basin magnetic anomalies and a plate model for the early Indian Ocean. *Gondwana Research*, 34, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.010>
- Davy, C., Barruol, G., Fontaine, F. R., Sigloch, K., & Stutzmann, E. (2014). Tracking major storms from microseismic and hydroacoustic observations on the seafloor: Tracking cyclones from OBS observations. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 8825–8831. <https://doi.org/10.1002/2014GL062319>
- De Buyl, M., & Flores, G. (1984). The southern Mozambique Basin: the most promising hydrocarbon province offshore East Africa. In M. T. Halbouty (Ed.), *Future Petroleum Provinces of the World* (American Association of Petroleum Geology, Vol. A131, pp. 399–425).
- Debeuf, D. (2004). Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien: approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique. Université de La Réunion.
- Deniel, C. (1998). Geochemical and isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Nd, Pb/ evidence for plume–lithosphere interactions in the genesis of Grande Comore magmas $^{\text{Indian Ocean}}$. *Chemical Geology*, 144(3–4), 281–303. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00139-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00139-3)
- Denlinger, R. P. (1997). A dynamic balance between magma supply and eruption rate at Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18091–18100. <https://doi.org/10.1029/97JB01071>
- Deplus, C. (2006). FOREVER cruise, RV L'Atalante. <https://doi.org/10.17600/6010050>
- Deshmukh, S. S. (1982). Volcanological and petrological appraisal on Deccan basalts, 1, 30–56.
- Devey, C. W., & Stephens, W. E. (1991). Tholeiitic dykes in the Seychelles and the original spatial extent of the Deccan. *Journal of the Geological Society*, 148(6), 979–983. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.0979>
- Deville, E., Marsset, T., Courceon, S., Jatiault, R., Ponte, J.-P., Thereau, E., et al. (2018). Active fault system across the oceanic lithosphere of the Mozambique Channel: Implications for the Nubia–Somalia southern plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 210–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.052>
- Dewey, J. F., & Burke, K. (1974). Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny., 2(2), 57–60. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<57:HSACBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<57:HSACBI>2.0.CO;2)
- Dewey, J. F., & Horsfield, B. (1970). Plate Tectonics, Orogeny and Continental Growth. *Nature*, 225(5232), 521–525. <https://doi.org/10.1038/225521a0>
- Dick, H. J. B. (1989). Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geological Society, London Special Publications*, 42(1), 71–105. <https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06>
- Dick, H. J. B., Lin, J., & Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426(6965), 405–412. <https://doi.org/10.1038/nature02128>
- Dick, H. J. B., Natland, J., & Ildefonse, B. (2006). Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. *Oceanography*, 19(4), 72–80. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.06>
- Dickin, A. P., Fallick, A. E., Halliday, A. N., Macintyre, R. M., & Stephens, W. E. (1986). An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(1), 46–56. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90099-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90099-3)
- Dietz, R. S. (1952). Geomorphic Evolution of Continental Terrace (Continental Shelf and Slope). *AAPG Bulletin*, 36(9), 1802–1819. <https://doi.org/10.1306/5CEADB99-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Dietz, R. S., & Menard, H. W. (1953). Hawaiian Swell, Deep, and Arch, and Subsidence of the Hawaiian Islands. *The Journal of Geology*, 61(2), 99–113. <https://doi.org/10.1086/626059>
- Doré, T., & Lundin, E. (2015). Research focus: Hyperextended continental margins—Knowns and unknowns. *Geology*, 43(1), 95–96. <https://doi.org/10.1130/focus012015.1>
- Dréo, R., Bouffaut, L., Leroy, E., Barruol, G., & Samaran, F. (2019). Baleen whale distribution and seasonal occurrence revealed by an ocean bottom seismometer network in the Western Indian Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 161, 132–144. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.04.005>
- Duncan, R. A., Hooper, P. R., Rehacek, J., Marsh, J. S., & Duncan, A. R. (1997). The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18127–18138. <https://doi.org/10.1029/97JB00972>
- Duncan, R. A., & Hargraves, R. B. (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, Chagos Bank, and the Maldives Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115, 43–51.
- Duncan, R. A., & Storey, M. (1992). The Life Cycle of Indian Ocean Hotspots. In Robert A. Duncan, D. K. Rea, R. B. Kidd, U. von Rad, & J. K. Weissel (Eds.) (pp. 91–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM070p0091>

- Duncan, R. A., Backman, J., & Peterson, L. C. (1990). The volcanic record of the Reunion hotspot. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115, 3–10.
- Duncan, R. A., Fisk, M. R., White, W. M., & Nielsen, R. L. (1994). Tahiti: Geochemical evolution of a French Polynesian Volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 24341–24357. <https://doi.org/10.1029/94JB00991>
- Duncombe, J. (2019, February 27). The Unsolved Mystery of the Earth Blobs. Retrieved February 16, 2021, from <https://eos.org/features/the-unsolved-mystery-of-the-earth-blobs>
- 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: Solid Earth*, 103(B10), 24067–24084. <https://doi.org/10.1029/98JB01759>
- Dyment, J., Lin, J., & Baker, E. (2007). Ridge-Hotspot Interactions: What Mid-Ocean Ridges Tell Us About Deep Earth Processes. *Oceanography*, 20(1), 102–115. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.84>
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model., 25(4), 297–356. [https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5929–5952. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05929>
- Eagles, G., & König, M. (2008). A model of plate kinematics in Gondwana breakup. *Geophysical Journal International*, 173(2), 703–717. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03753.x>
- Eagles, G., Gloaguen, R., & Ebinger, C. (2002). Kinematics of the Danakil microplate. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), 607–620. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00916-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00916-0)
- Eaton, D. W., Darbyshire, F., Evans, R. L., Grütter, H., Jones, A. G., & Yuan, X. (2009). The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109(1–2), 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.05.009>
- Ebinger, C. (2005). Continental break-up: The East African perspective. *Astronomy and Geophysics*, 46(2), 2.16–2.21. <https://doi.org/10.1111/j.1468-4004.2005.46216.x>
- Efron, B., & Tibshirani, R. (1991). Statistical Data Analysis in the Computer Age. *Science*, 253(5018), 390–395. <https://doi.org/10.1126/science.253.5018.390>
- Emerick, C. M., & Duncan, R. A. (1982). Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 415–428. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90077-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90077-2)
- Esson, J., Flower, M. F. J., Strong, D. F., Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1970). Geology of the Comores Archipelago, Western Indian Ocean. *Geological Magazine*, 107(6), 549–557. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058647>
- Evangelidis, C. P., Minshull, T. A., & Henstock, T. J. (2004). Three-dimensional crustal structure of Ascension Island from active source seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 159(1), 311–325. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02396.x>
- Famin, V., Michon, L., & Bourhane, A. (2020). The Comoros archipelago: a right-lateral transform boundary between the Somalia and Lwandle plates. *Tectonophysics*, 789, 228539. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228539>
- Fernández, J., Escayo, J., Hu, Z., Camacho, A. G., Samsonov, S. V., Prieto, J. F., et al. (2021). Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications. *Scientific Reports*, 11(1), 2540. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-82292-3>
- Ferreira, A. M. G., Marignier, A., Attanayake, J., Frietsch, M., & Berbellini, A. (2020). Crustal structure of the Azores Archipelago from Rayleigh wave ellipticity data. *Geophysical Journal International*, 221(2), 1232–1247. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa076>
- Feuillet, N., Jorry, S. J., Crawford, W. C., Deplus, C., Thinon, I., Jacques, E., et al. (in review). Birth of a large volcanic edifice through lithosphere-scale dyking offshore Mayotte (Indian Ocean).
- Filmer, P. E., McNutt, M. K., Webb, H. F., & Dixon, D. J. (1993). Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Marine Geophysical Researches*, 16(5), 385–406. <https://doi.org/10.1007/BF01203974>
- Flower, M. F. J. (1972). Petrology of volcanic rocks from anjouan, comores archipelago. *Bulletin Volcanologique*, 36(1), 238–250. <https://doi.org/10.1007/BF02596993>
- Flower, M. F. J., & Strong, D. F. (1969). The significance of sandstone inclusions in lavas of the comores archipelago. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(1), 47–50. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90010-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90010-7)

- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 413–430. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.787646>
- Fontaine, F. R., Tkalčić, H., & Kennett, B. L. N. (2013). Imaging crustal structure variation across southeastern Australia. *Tectonophysics*, 582, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.031>
- Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölbern, I., Rumpker, G., Bodin, T., & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. *Geophysical Journal International*, 203(1), 107–126. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv279>
- Foulger, G. R. (2005). *Plates, plumes, and paradigms* (Geological Society of America, Vol. 388).
- Foulger, G. R., & Natland, J. H. (2003). Is “Hotspot” Volcanism a Consequence of Plate Tectonics? *Science*, 300(5621), 921–922. <https://doi.org/10.1126/science.1083376>
- Fowler, C. M. R., Fowler, C. M. R., & Fowler, M. (1990). *The solid earth: an introduction to global geophysics*. (Cambridge University Press.).
- Francis, T. J. G., & Shor, G. G. (1966). Seismic refraction measurements in the northwest Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 71(2), 427–449. <https://doi.org/10.1029/JZ071i002p00427>
- Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 63–87. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>
- Franke, D., Jokat, W., Ladage, S., Stollhofen, H., Klimke, J., Lutz, R., et al. (2015). The offshore East African Rift System: Structural framework at the toe of a juvenile rift: the offshore east african rift. *Tectonics*, 34(10), 2086–2104. <https://doi.org/10.1002/2015TC003922>
- Franken, T., Armitage, J. J., Fuji, N., & Fournier, A. (2020). Seismic Wave-Based Constraints on Geodynamical Processes: An Application to Partial Melting Beneath the Réunion Island. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(5), e2019GC008815. <https://doi.org/10.1029/2019GC008815>
- Freitas, D., Manthilake, G., Chantel, J., Bouhifd, M. A., & Andraut, D. (2019). Simultaneous measurements of electrical conductivity and seismic wave velocity of partially molten geological materials: effect of evolving melt texture. *Physics and Chemistry of Minerals*, 46(6), 535–551. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01021-5>
- French, S. W., & Romanowicz, B. (2015). Broad plumes rooted at the base of the Earth’s mantle beneath major hotspots. *Nature*, 525(7567), 95–99. <https://doi.org/10.1038/nature14876>
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K. A., Bingen, B., Collins, A. S., Fowler, A. R., et al. (2013). Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 86, 65–106. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004>
- Funck, T., & Lykke-Andersen, H. (1998). Seismic structure of the volcanic apron north of Gran Canaria. In P. P. E. Weaver, H.-U. Schmincke, J. V. Firth, & W. Duffield (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 157 *Scientific Results* (Vol. 157, p. 18). Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.157.1998>
- Füri, E., Hilton, D. R., Murton, B. J., Hémond, C., Dymont, J., & Day, J. M. D. (2011). Helium isotope variations between Réunion Island and the Central Indian Ridge (17°–21°S): New evidence for ridge-hot spot interaction. *Journal of Geophysical Research*, 116(B2), B02207. <https://doi.org/10.1029/2010JB007609>
- G**aina, C., Torsvik, T. H., van Hinsbergen, D. J. J., Medvedev, S., Werner, S. C., & Labails, C. (2013). The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics*, 604, 4–25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.037>
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., et al. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B2), 2895–290. <https://doi.org/10.1029/98JB02840>
- Geissler, W. H., Jokat, W., Jegen, M., & Baba, K. (2017). Thickness of the oceanic crust, the lithosphere, and the mantle transition zone in the vicinity of the Tristan da Cunha hot spot estimated from ocean-bottom and ocean-island seismometer receiver functions. *Tectonophysics*, 716, 33–51. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.013>
- Georgen, J. E., Lin, J., & Dick, H. J. B. (2001). Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: ejects of transform oisets. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(3–4), 283–300. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00293-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00293-X)
- Giese, P. (2005). Moho discontinuity. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 645–659). Elsevier Academic Press, Oxford.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J. C., & Nativel, P. E. (n.d.). Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3–4), 291–302. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90003-5)

- Gök, R., Mahdi, H., Al-Shukri, H., & Rodgers, A. J. (2008). Crustal structure of Iraq from receiver functions and surface wave dispersion: implications for understanding the deformation history of the Arabian-Eurasian collision. *Geophysical Journal International*, 172(3), 1179–1187. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03670.x>
- Goslin, J., & Patriat, P. (1984). Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridge in the Indian Ocean, 101(3–4), 221–244. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90115-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90115-X)
- Gouedard, P., Seher, T., McGuire, J. J., Collins, J. A., & van der Hilst, R. D. (2014). Correction of Ocean-Bottom Seismometer Instrumental Clock Errors Using Ambient Seismic Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3), 1276–1288. <https://doi.org/10.1785/0120130157>
- Gray, D. R., Foster, D. A., Meert, J. G., Goscombe, B. D., Armstrong, R., Trouw, R. A. J., & Passchier, C. W. (2008). A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 257–278. <https://doi.org/10.1144/SP294.14>
- Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321–361. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x>
- Guillou, H., Maury, R. C., Guille, G., Chauvel, C., Rossi, P., Pallares, C., et al. (2014). Volcanic successions in Marquesas eruptive centers: A departure from the Hawaiian model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.12.003>
- Gupta, S., Mishra, S., & Rai, S. S. (2010). Magmatic underplating of crust beneath the Laccadive Island, NW Indian Ocean: Magmatic underplating of oceanic crust. *Geophysical Journal International*, 183(2), 536–542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04759.x>
- Gurrola, H., Baker, G. E., & Minster, J. B. (1995). Simultaneous time-domain deconvolution with application to the computation of receiver functions. *Geophysical Journal International*, 120(3), 537–543. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb01837.x>
- Hable, S., Sigloch, K., Barruol, G., Stähler, S. C., & Hadziioannou, C. (2018). Clock errors in land and ocean bottom seismograms: high-accuracy estimates from multiple-component noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 214(3), 2014–2034. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy236>
- Hable, S., Sigloch, K., Stutzmann, E., Kiselev, S., & Barruol, G. (2019). Tomography of crust and lithosphere in the western Indian Ocean from noise cross-correlations of land and ocean bottom seismometers. *Geophysical Journal International*, 219(2), 924–944. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz333>
- Hajash, A., & Armstrong, R. L. (1972). Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores Islands, west central Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 16(2), 231–236. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90195-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90195-1)
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Stuart, G. W., Keir, D., Ebinger, C., Ayele, A., & Belachew, M. (2011). The nature of the crust beneath the Afar triple junction: Evidence from receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12), Q12004. <https://doi.org/10.1029/2011GC003738>
- Hammond, J. O. S., Collier, J. S., Kendall, J.-M., Helffrich, G., & Rüpker, G. (2012). Plume scar in the mantle lithosphere beneath the Seychelles revealed by seismic imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.020>
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Collier, J. S., & Rüpker, G. (2013). The extent of continental crust beneath the Seychelles. *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 166–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.023>
- Hammond, W. C., & Humphreys, E. D. (2000). Upper mantle seismic wave velocity: Effects of realistic partial melt geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10975–10986. <https://doi.org/10.1029/2000JB900041>
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), 665–679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00859-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00859-2)
- Hargraves, R. B. (1986). Faster spreading or greater ridge length in the Archean? *Geology*, 14(9), 3. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<750:FSOGR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<750:FSOGR>2.0.CO;2)
- Hartnady, C. (1990). Seismicity and plate boundary evolution in southeastern Africa. *South African Journal of Geology*, 93(3), 473–484. https://doi.org/10.10520/AJA10120750_853
- Haskell, N. A. (1990). The dispersion of surface waves on multilayered media. In A. Ben-Menahem (Ed.), *Vincit Veritas: A Portrait of the Life and Work of Norman Abraham Haskell, 1905–1970* (pp. 86–103). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/SP030p0086>
- Hawkesworth, C. J., & Kemp, A. I. S. (2006). The differentiation and rates of generation of the continental crust. *Chemical Geology*, 10.

- Heezen, B. C. (1960). The Rift in the Ocean Floor. *Scientific American*, 203(4), 98–114. <https://doi.org/10.1038/scientificamerican1060-98>.
- Heirtzler, J. R., & Burroughs, R. H. (1971). Madagascar's Paleoposition: New Data from the Mozambique Channel. *Science*, 174(4008), 488–490. <https://doi.org/10.1126/science.174.4008.488>
- Henstock, T. J., & Thompson, P. J. (2004). Self-consistent modeling of crustal thickness at Chagos–Laccadive ridge from bathymetry and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3–4), 325–336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.021>
- Herrmann, R. B., & Ammon, C. J. (2002a). Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure. St. Louis University, St. Louis, Mo.
- Hieronymus, C. F., & Bercovici, D. (n.d.). Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 539–554. [https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1016/S0012-821X\(00\)00227-2](https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1016/S0012-821X(00)00227-2)
- Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y., & Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3–4), 349–365. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00599-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00599-5)
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10153–10192. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10153>
- van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S., & Engdahl, E. R. (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386(6625), 578–584. <https://doi.org/10.1038/386578a0>
- Hoernle, K., & Schmincke, H.-U. (1993). The Petrology of the Tholeiites through Melilite Nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: Crystal Fractionation, Accumulation, and Depths of Melting. *Journal of Petrology*, 34(3), 573–597. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.3.573>
- Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., & Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature*, 389(6653), 838–841. <https://doi.org/10.1038/39853>
- Holbrook, W. S. (1995). Underplating over hotspots. *Nature*, 373(6515), 559–559. <https://doi.org/10.1038/373559a0>
- Holmes, A. (1951). The sequence of Precambrian orogenic belts in south and central Africa. K.S. Sandford, F. Blondel (Eds.), 18th International Geological Congress, Association of African Geological Surveys, London (1951), Pp. 254–269, 14, 254–269.
- Hopper, J. R., & Buck, W. R. (1993). The initiation of rifting at constant tectonic force: Role of diffusion creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 16213–16221. <https://doi.org/10.1029/93JB01725>
- Isse, T., Sugioka, H., Ito, A., Shiobara, H., Reymond, D., & Suetsugu, D. (2016). Upper mantle structure beneath the Society hotspot and surrounding region using broadband data from ocean floor and islands. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 33. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0408-2>
- Ito, G., & Clift, P. D. (1998). Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus. *Earth and Planetary Science Letters*, 161(1–4), 85–100. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00139-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00139-3)
- Ito, G., Marcia, M., & Richard, G. (1995). Crustal structure of the Tuamotu Plateau, 15°S, and implications for its origin, 100, 18. <https://doi.org/doi.org/10.1029/95JB00071>
- Jokat, W. (2014). *The expedition of the research vessel "Sonne" to the Mozambique Basin in 2014 (SO230)* (Berichte zur Polar- und Meeresforschung=Reports on polar and marine research No. 676).
- Jokat, W., Boebel, T., König, M., & Meyer, U. (2003). Timing and geometry of early Gondwana breakup: Early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9). <https://doi.org/10.1029/2002JB001802>
- Jorry, S. J., Camoin, G. F., Jouet, G., Roy, P. L., Vella, C., Courgeon, S., et al. (2016). Modern sediments and Pleistocene reefs from isolated carbonate platforms (Iles Eparses, SW Indian Ocean): A preliminary study. *Acta Oecologica*, 72, 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2015.10.014>
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M. K., Kampunzu, A. B., & Le Gall, B. (2006). Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(1–2), 307–322. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.003>
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., & Correig, A. M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, 143(1), 99–112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>
- Kaila, K. L., Tewari, H. C., Krishna, V. G., Dixit, M. M., Sarkar, D., & Reddy, M. S. (1990). Deep seismic sounding studies in the north Cambay and Sanchar basins, India. *Geophysical Journal International*, 103(3), 621–637. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05676.x>

- Karmalkar, N. R., Kale, M. G., Duraiswami, R. A., & Jonalgadda, M. (2008). Magma underplating and storage in the crust-building process beneath the Kutch region, NW India. *Current Science*, *94*(12), 1582–1588.
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, *105*(2), 429–465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Khale, H. G. (2014). Ship-based Trackline Geophysical Data (MGD77) acquired during the Vema expedition V2904 (1972) [Data set]. . *Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA)*. <https://doi.org/10.1594/IEDA/315474>
- King, S. D., & Adam, C. (2014). Hotspot swells revisited. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *235*, 66–83. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.006>
- Klausen, M. B. (2009). The Lebombo monocline and associated feeder dyke swarm: Diagnostic of a successful and highly volcanic rifted margin? *Tectonophysics*, *468*(1–4), 42–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.012>
- Klimke, J., Franke, D., Gaedicke, C., Schreckenberger, B., Schnabel, M., Stollhofen, H., et al. (2016). How to identify oceanic crust—Evidence for a complex break-up in the Mozambique Channel, off East Africa. *Tectonophysics*, *693*, 436–452. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.012>
- Klimke, J., Franke, D., Mahanjane, E. S., & Leitchenkov, G. (2018). Tie points for Gondwana reconstructions from a structural interpretation of the Mozambique Basin, East Africa and the Riiser-Larsen Sea, Antarctica. *Solid Earth*, *9*(1), 25–37. <https://doi.org/10.5194/se-9-25-2018>
- Klügel, A., Hansteen, T. H., & Galipp, K. (2005). Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1–2), 211–226. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.006>
- Knapmeyer-Endrun, B., Bissig, F., Compaire, N., Joshi, R., Garcia, R., Khan, A., et al. (2020). Seismic constraints on the crustal structure of Mars from Insight receiver functions. *51st Lunar and Planetary Science Conference*, (2326), 1914.
- König, M., & Jokat, W. (2010). Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. *Geophysical Journal International*, *180*(1), 158–180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x>
- Kreemer, C. (2009). Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow. *Journal of Geophysical Research*, *114*(B10). <https://doi.org/10.1029/2009JB006416>
- Kreemer, C., Blewitt, G., & Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *15*(10), 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Krishna, K. S., Neprochnov, Y. P., Rao, D. G., & Grinko, B. N. (2001). Crustal structure and tectonics of the Ninetyeast Ridge from seismic and gravity studies. *Tectonics*, *20*(3), 416–433. <https://doi.org/10.1029/2001TC900004>
- Kröner, A. (1991). Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic. *Tectonophysics*, *187*(4), 393–410. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90478-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90478-B)
- Kröner, A., & Layer, P. W. (1992). Crust Formation and Plate Motion in the Early Archaean, *256*(5062), 1405–1411. <https://doi.org/10.1126/science.256.5062.1405>
- Kunnummal, P., Anand, S. P., Haritha, C., & Rama Rao, P. (2018). Moho depth variations over the Maldives Ridge and adjoining Arabian and Central Indian Basins, Western Indian Ocean, from three dimensional inversion of gravity anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences*, *156*, 316–330. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.012>
- Kurz, M. D., Rowland, S. K., Curtice, J., Saal, A. E., & Naumann, T. (2014). Eruption Rates for Fernandina Volcano: A New Chronology at the Galápagos Hotspot Center. In K. S. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d’Ozouville, & D. W. Graham (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 41–54). Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781118852538.ch4>
- LaFemina, P. C. (2015). Plate Tectonics and Volcanism. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 65–92). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00003-1>
- Lamarque, G., Barruol, G., Fontaine, F. R., Bascou, J., & Menot, R.-P. (2015). Crustal and mantle structure beneath the Terre Adelie Craton, East Antarctica: insights from receiver function and seismic anisotropy measurements. *Geophysical Journal International*, *200*(2), 807–821. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu430>
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, Crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S Waves, *67*(3), 713–724.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, *84*(B9), 4749. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>

- Lavier, L. L., & Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082), 324–328. <https://doi.org/10.1038/nature04608>
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B., & Bachèlery, P. (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters*, 38(9), L09312. <https://doi.org/10.1029/2011GL047489>
- Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661–3697. <https://doi.org/10.1029/JB073i012p03661>
- Leahy, G. M., & Park, J. (2005). Hunting for oceanic island Moho. *Geophysical Journal International*, 160(3), 1020–1026. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02562.x>
- Leahy, G. M., Collins, J. A., Wolfe, C. J., Laske, G., & Solomon, S. C. (2010). Underplating of the Hawaiian Swell: evidence from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 183(1), 313–329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04720.x>
- Lebas, E., Le Friant, A., Deplus, C., & de Voogd, B. (2018). Understanding the Evolution of an Oceanic Intraplate Volcano From Seismic Reflection Data: A New Model for La Réunion, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1035–1059. <https://doi.org/10.1002/2017JB014959>
- Leinweber, V. T., & Jokat, W. (2011). Is there continental crust underneath the northern Natal Valley and the Mozambique Coastal Plains?: Crustal nature from Mozambique Ridge. *Geophysical Research Letters*, 38(14). <https://doi.org/10.1029/2011GL047659>
- Leinweber, V. T., & Jokat, W. (2012). The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics*, 530–531, 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.008>
- Leinweber, V. T., Klingelhoefer, F., Neben, S., Reichert, C., Aslanian, D., Matias, L., et al. (2013). The crustal structure of the Central Mozambique continental margin — Wide-angle seismic, gravity and magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. *Tectonophysics*, 599, 170–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.015>
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinon, I., et al. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, 223(1), 22–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa273>
- Lénat, J.-F. (1987). Structure et Dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Clermont-Ferrand 2.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., & Galdéano, A. (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8645–8663. <https://doi.org/10.1029/2000JB900448>
- Lénat, J.-F., Merle, O., & Lespagnol, L. (2009). La réunion: An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.001>
- Leroux, E., Counts, J. W., Jorry, S. J., Jouet, G., Révillon, S., BouDagher-Fadel, M. K., et al. (2020). Evolution of the Glorieuses seamount in the SW Indian Ocean and surrounding deep Somali Basin since the Cretaceous. *Marine Geology*, 427, 106202. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106202>
- Lewi, E., Keir, D., Birhanu, Y., Blundy, J., Stuart, G., Wright, T., & Calais, E. (2016). Use of a high-precision gravity survey to understand the formation of oceanic crust and the role of melt at the southern Red Sea rift in Afar, Ethiopia. *Geological Society, London, Special Publications*, 420(1), 165–180. <https://doi.org/10.1144/SP420.13>
- Li, J., Jian, H., Chen, Y. J., Singh, S. C., Ruan, A., Qiu, X., et al. (2015). Seismic observation of an extremely magmatic accretion at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge: Magmatic accretion at ultraslow ridge. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2656–2663. <https://doi.org/10.1002/2014GL062521>
- Lidberg, M., Johansson, J. M., Scherneck, H.-G., & Milne, G. A. (2010). Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *Journal of Geodynamics*, 50(1), 8–18. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.010>
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3), 246–250. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<246:DFATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2)
- Lodge, A., & Helffrich, G. (2006). Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology*, 34(6), 449–452. <https://doi.org/10.1130/G22030.1>

- Lodge, A., Nippres, S. E. J., Rietbrock, A., García-Yeguas, A., & Ibáñez, J. M. (2012). Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 212–213, 44–54. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.09.004>
- Lort, J. M., Limond, W. Q., Segoufin, J., Patriat, Ph., Delteil, J. R., & Damotte, B. (1979). New seismic data in the Mozambique Channel. *Marine Geophysical Researches*, 4(1), 71–89. <https://doi.org/10.1007/BF00286146>
- Luis, J. F., & Neves, M. C. (2006). The isostatic compensation of the Azores Plateau: A 3D admittance and coherence analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(1–2), 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.010>
- Macdonald, K. C.** (1982). Mid-Ocean Ridges: Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes Within the Plate Boundary Zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1), 155–190. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.001103>
- Macdonald, K. C. (2001). Mid-ocean ridge tectonics, volcanism, and geomorphology. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 3, 1798–1813. <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00094-1>
- Machida, S., Orihashi, Y., Magnani, M., Neo, N., Wilson, S., Tanimizu, M., et al. (2014). Regional mantle heterogeneity regulates melt production along the Réunion hotspot-influenced Central Indian Ridge. *Geochemical Journal*, 48(5), 433–449. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0320>
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., & Turrin, B. D. (2001). The role of detachment faulting in the formation of an ocean- continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 405–428. <https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.20>
- Marques, F. O., Hildenbrand, A., Zeyen, H., Cunha, C., & Victória, S. S. (2020). The Complex Vertical Motion of Intraplate Oceanic Islands Assessed in Santiago Island, Cape Verde. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(3). <https://doi.org/10.1029/2019GC008754>
- Martin, H. (1986). Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas, 4.
- Masce, J., Mougénot, D., Blarez, E., Marinho, M., & Virlogeux, P. (1987). African transform continental margins: Examples from Guinea, the Ivory Coast and Mozambique. *Geological Journal*, 22(S2), 537–561. <https://doi.org/10.1002/gj.3350220632>
- Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Kiselev, S., Maurya, S., Barruol, G., & Sigloch, K. (2017). Anisotropic Tomography Around La Réunion Island From Rayleigh Waves: tomography of the western Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9132–9148. <https://doi.org/10.1002/2017JB014354>
- McDougall, I., Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1965). A geological reconnaissance of Rodriguez Island, Indian Ocean. *Nature*, 206(4979), 26–27. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/206026a0>
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- McKenzie, D. P., Davies, D., & Molnar, P. (1970). Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226(5242), 243–248. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/226243a0>
- McNutt, M. K. (1998). Superswells. *Reviews of Geophysics*, 36(2), 211–244. <https://doi.org/10.1029/98RG00255>
- McNutt, M. K., & Fischer, K. M. (1987). The South Pacific Superswell. *Geophysical Monograph Series*, 43, 25–34. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/GM043p0025>
- McNutt, M. K., & Bonneville, A. (2000). A shallow, chemical origin for the Marquesas Swell. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(6), 1014. <https://doi.org/10.1029/1999GC000028>
- Meert, J. G., & Lieberman, B. S. (2008). The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research*, 14(1–2), 5–21. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.06.007>
- Meissner, R., & Strehlau, J. (1982). Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, 1(1), 73–89. <https://doi.org/10.1029/TC001i001p00073>
- Melekhova, E., Schlaphorst, D., Blundy, J., Kendall, J.-M., Connolly, C., McCarthy, A., & Arculus, R. (2019). Lateral variation in crustal structure along the Lesser Antilles arc from petrology of crustal xenoliths and seismic receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 516, 12–24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.030>
- Melluso, L., Morra, V. (2000). Petrogenesis of Late Cenozoic mafic alkaline rocks of the Nosy Be archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 129–142.

- Menke, W. (1984). *Geophysical data analysis: Discrete* (Academic press).
- Merkouriev, S., & DeMets, C. (2006). Constraints on Indian plate motion since 20 Ma from dense Russian magnetic data: Implications for Indian plate dynamics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2), Q02002. <https://doi.org/10.1029/2005GC001079>
- Mével, C. (1997). EDUL-MD107 cruise, RV Marion Dufresne. <https://doi.org/10.17600/97200020>
- Michon, L. (2016). The Volcanism of the Comoros Archipelago Integrated at a Regional Scale. In P. Bachelery, J.-F. Lenat, A. Di Muro, & L. Michon (Eds.), *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean* (pp. 333–344). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_21
- Miller, D. J., & Christensen, N. I. (1997). Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transform Zone (MARK). In *Proceedings ocean drilling program scientific results* (pp. 437–456). National Science Foundation.
- Miller, M. S., O'Driscoll, L. J., Butcher, A. J., & Thomas, C. (2015). Imaging Canary Island hotspot material beneath the lithosphere of Morocco and southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 186–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.026>
- Minshull, T. A., Muller, M. R., & White, R. S. (2006). Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66°E: seismic constraints. *Geophysical Journal International*, 166(1), 135–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03001.x>
- Mishra, A., Chaubey, A. K., Sreejith, K. M., & Kumar, S. (2018a). Crustal underplating and effective elastic plate thickness of the Laxmi Ridge, northern Arabian Sea, 744, 82–92. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.013>
- Mittelstaedt, E., Soule, A. S., Harpp, K. S., & Fornari, D. (2014). Variations in Crustal Thickness, Plate Rigidity, and Volcanic Processes Throughout the Northern Galápagos Volcanic Province. In K. S. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville, & D. W. Graham (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 263–284). Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781118852538.ch14>
- Mohorovičić, A. (1909). Potres od 8. listopada. *Narodne novine*, 75(237), 5–6.
- Mohr, P. A. (1970). The Afar Triple Junction and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, 75(35), 7340–7352. <https://doi.org/10.1029/JB075i035p07340>
- Molnar, N. E., Cruden, A. R., & Betts, P. G. (2018). Unzipping continents and the birth of microcontinents. *Geology*, 46(5), 451–454. <https://doi.org/10.1130/G40021.1>
- Montaggioni, L. F., & Nougier, J. (1981). Les enclaves de roches detritiques dans les Volcans d'Anjouan (Archipel des Comores); Origine et interpretation dans le cadre de l'évolution du Canal de Mozambique. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, S7-XXIII(6), 595–601. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXIII.6.595>
- Mooney, W. D., Laske, G., & Masters, G. (n.d.). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°, 103(B1), 727–747. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/97JB02122>
- Moore, J., White, W. M., Paul, D., Duncan, R. A., Abouchami, W., & Galer, S. J. G. (2011). Evolution of shield-building and rejuvenescent volcanism of Mauritius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207(1–2), 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.07.005>
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42–43. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/230042a0>
- Morgan, W. J. (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions. *AAPG Bulletin*, 56(2), 203–213. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1306/819A3E50-16C5-11D7-8645000102C1865D>
- Morgan, W. J. (1978). Rodriguez, Darwin, Amsterdam, ..., A second type of Hotspot Island. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11), 6. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/JB083iB11p05355>
- Morgan, W. J. (1983). Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic, 94(1–4), 123–139. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90013-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90013-6)
- Morgan, P. J., Morgan, W. J., & Price, E. (1995). Hotspot melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B5), 8045–8062. <https://doi.org/10.1029/94JB02887>
- Morley, C. K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A., & Wonganan, N. (2004). Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology*, 26(10), 1803–1829. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.014>
- Mougenot, D., Reccq, M., Virlogeux, P., & Lepvrier, C. (1986). Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, 321(6070), 599–603. <https://doi.org/10.1038/321599a0>
- Mueller, C. O., & Jokat, W. (2017). Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique. *Tectonophysics*, 712–713, 684–703. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.007>

- Mueller, C. O., Jokat, W., & Schreckenberger, B. (2016). The crustal structure of Beira High, central Mozambique—Combined investigation of wide-angle seismic and potential field data. *Tectonophysics*, 683, 233–254. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.028>
- Muller, M.R., Robinson, C. J., Minshull, T. A., White, R. S., & Bickle, M. J. (1997). Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian Ridge? *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1–2), 93–107. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00030-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00030-7)
- Muller, M. R., Minshull, T. A., & White, R. S. (1999). Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge. *Geology*, 27(19), 867–870. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0867:SAMSAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0867:SAMSAT%3E2.3.CO;2)
- Muller, M. R., Minshull, T. A., & White, R. S. (2000). Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at the Atlantis II Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25809–25828. <https://doi.org/10.1029/2000JB900262>
- Müller, R. D., Royer, J.-Y., & Lawver, L. A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21(3), 275–278. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0275:RPMRTT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0275:RPMRTT%3E2.3.CO;2)
- Müller, R. D., Gaina, C., Roest, W. R., & Hansen, D. L. (2001). A recipe for microcontinent formation., 29(3), 203–206. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0203:ARFMF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0203:ARFMF%3E2.0.CO;2)
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust: Digital models of the World's Ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), Q04006. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Munsch, M., Antoine, C., & Gachon, A. (1996). Évolution tectonique de la région des Tuamotu, océan Pacifique Central. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, 323(11), 941–948.
- Mutter, C. Z., & Mutter, J. C. (1993). Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1–2), 295–317. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90134-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90134-U)
- Naini, B. R., & Talwani, M. (1982). Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of Western India: rifted margins: field investigations of margin structure and stratigraphy. In J. S. Waktins & C. L. Drake (Eds.), *Studies in Continental Margin Geology* (Vol. AAPG Special Volumes, pp. 167–191). Tulsa.
- N**air, N., Anand, S. P., & Rajaram, M. (2013). Tectonic framework of Laccadive Ridge in Western Continental Margin of India. *Marine Geology*, 346, 79–90. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.08.009>
- Nakanishi, A., Kurashimo, E., Tatsumi, Y., Yamaguchi, H., Miura, S., Kodaira, S., et al. (2009). Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure. *Tectonophysics*, 472(1–4), 105–123. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.003>
- Naliboff, J., & Buiter, S. J. H. (2015). Rift reactivation and migration during multiphase extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 421, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.050>
- Nauret, F., Abouchami, W., Galer, S., Hofmann, A., Hemond, C., Chauvel, C., & Dymant, J. (2006). Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 18–20°S, Central Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1–2), 137–152. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.015>
- Nauret, F., Famin, V., Vlastélic, I., & Gannoun, A. (2019). A trace of recycled continental crust in the Réunion hotspot. *Chemical Geology*, 524, 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.009>
- Nicolas, A. (1995). *The Mid-Oceanic Ridges. Mountains Below Sea Level* (Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag).
- Niu, Y., Shi, X., Li, T., Wu, S., Sun, W., & Zhu, R. (2017). Testing the mantle plume hypothesis: an IODP effort to drill into the Kamchatka-Okhotsk Sea basement. *Science Bulletin*, 62, 1464–1472. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2017.09.019>
- Nougier, J., Cantagrel, J. M., & Kariche, J. P. (1986). The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 5(2), 135–145. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(86\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0899-5362(86)90003-5)
- O**'Connor, J. M., & le Roex, A. P. (1992). South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), 343–364. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90138-L](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90138-L)
- O'Connor, J. M., Jokat, W., Regelous, M., Kuiper, K. F., Miggins, D. P., & Koppers, A. A. P. (2019). Superplume mantle tracked isotopically the length of Africa from the Indian Ocean to the Red Sea. *Nature Communications*, 10(1), 5493. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13181-7>
- O'Donnell, J. P., Selway, K., Nyblade, A. A., Brazier, R. A., Tahir, N. E., & Durrheim, R. J. (2016). Thick lithosphere, deep crustal earthquakes and no melt: a triple challenge to understanding extension in the western

- branch of the East African Rift. *Geophysical Journal International*, 204(2), 985–998. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv492>
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., & Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 717–742. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0163-0>
- O’Neill, C., Müller, D., & Steinberger, B. (2005). On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames: Hot spot reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(Q04003). <https://doi.org/10.1029/2004GC000784>
- O’Reilly, S. Y., & Griffin, W. L. (2013). Mantle Metasomatism. In D. E. Harlov & H. Austrheim, *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* (pp. 471–533). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_12
- P**anet, I., Chambodut, A., Diament, M., Holschneider, M., & Jamet, O. (2006). New insights on intraplate volcanism in French Polynesia from wavelet analysis of GRACE, CHAMP, and sea surface data. *Journal of Geophysical Research*, 111(B9), B09403. <https://doi.org/10.1029/2005JB004141>
- Parsons, B., & Sclater, J. G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803–827. <https://doi.org/10.1029/JB082i005p00803>
- Patriat, M., Klingelhoefer, F., Aslanian, D., Contrucci, I., Gutscher, M.-A., Talandier, J., et al. (2002). Deep crustal structure of the Tuamotu plateau and Tahiti (French Polynesia) based on seismic refraction data. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 1656. <https://doi.org/10.1029/2001GL013913>
- Patriat, P., & Segoufin, J. (1988). Reconstruction of the Central Indian Ocean. *Tectonophysics*, 155(1–4), 211–234. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90267-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90267-3)
- Patriat, P., Sauter, D., Munsch, M., & Parson, L. (1997). A Survey of the Southwest Indian Ridge Axis Between Atlantis II Fracture Zone and the Indian Ocean Triple Junction: Regional Setting and Large Scale Segmentation. *Marine Geophysical Researches*, 19(6), 457–480. <https://doi.org/10.1023/A:1004312623534>
- Pavlenkova, N. I. (1992). The Kola Superdeep Drillhole and the nature of seismic boundaries. *Terra Nova*, 4(1), 117–123. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00456.x>
- Perfit, M. R., & Chadwick, W. W. (2013). Magmatism at Mid-Ocean Ridges: Constraints from Volcanological and Geochemical Investigations. In W. Roger Buck, P. T. Delaney, J. A. Karson, & Y. Lagabriele (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 59–115). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM106p0059>
- Peron-Pinvidic, G. (2006). Morphotectonique et architecture sédimentaire de la transition océan-continent de la marge ibérique. Université de Strasbourg 1.
- Peron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2010). From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience*, 16(3), 189–197. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-903>
- Peron-Pinvidic, G., & Osmundsen, P. T. (2016). Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 280–299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.014>
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & the “IMAGinING RIFTING” Workshop Participants. (2019). Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. *Frontiers in Earth Science*, 7(218). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00218>
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise (No. 93–322) (p. 94).
- Phethean, J. J. J., Kalnins, L. M., van Hunen, J., Biffi, P. G., Davies, R. J., & McCaffrey, K. J. W. (2016). Madagascar’s escape from Africa: A high-resolution plate reconstruction for the Western Somali Basin and implications for supercontinent dispersal: MADAGASCAR’S ESCAPE FROM AFRICA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(12), 5036–5055. <https://doi.org/10.1002/2016GC006624>
- Phinney, R. A. (1964). Structure of the Earth’s crust from spectral behavior of long-period body waves. *Journal of Geophysical Research*, 69(14), 2997–3017. <https://doi.org/10.1029/JZ069i014p02997>
- Pim, J., Peirce, C., Watts, A. B., Grevemeyer, I., & Krabbenhoft, A. (2008). Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), 422–428. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.012>
- Plesner, S., Holm, P. M., & Wilson, J. R. (2003). 40Ar–39Ar geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(1–2), 103–121. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00367-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00367-0)
- Plomerová, J., & Babuška, V. (2010). Long memory of mantle lithosphere fabric — European LAB constrained from seismic anisotropy. *Lithos*, 120(1–2), 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.01.008>

- Pollack, H. N., & Chapman, D. S. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38(3–4), 279–296. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90215-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90215-3)
- Pollitz, F. F. (1991). Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics*, 194(1–2), 91–106. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90274-V](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90274-V)
- Prince, R. A., & Forsyth, D. W. (1988). Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema Fracture Zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93(B7), 8051. <https://doi.org/10.1029/JB093iB07p08051>
- Puchkov, V. N. (2009). The controversy over plumes: Who is actually right? *Geotectonics*, 43(1), 1–17. <https://doi.org/10.1134/S0016852109010014>
- Rabinowitz, P. D., Coffin, M. F., & Falvey, D. (1983). The Separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220(4592), 67–69. <https://doi.org/10.1126/science.220.4592.67>
- Raharjo, W., Palupi, I. R., Nurdian, S. W., Giamboro, W. S., & Soesilo, J. (2016). Poisson's ratio analysis (Vp/Vs) on volcanoes and geothermal potential areas in Central Java using tomography travel time method of grid search relocation hypocenter. *Journal of Physics: Conference Series*, 776, 012114. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/776/1/012114>
- Raillard, S. (1990). Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fractures associées: chaîne Davie et ride du Mozambique. Paris 6.
- Ramalho, R., Helffrich, G., Cosca, M., Vance, D., Hoffmann, D., & Schmidt, D. N. (2010). Episodic swell growth inferred from variable uplift of the Cape Verde hotspot islands. *Nature Geoscience*, 3(11), 774–777. <https://doi.org/10.1038/ngeo982>
- Randall, G. E. (1994). Efficient calculation of complete differential seismograms for laterally homogeneous earth models. *Geophysical Journal International*, 118(1), 245–254. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb04687.x>
- Ranero, C. R., Torne, M., & Banda, E. (1995). Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell. *Marine Geophysical Researches*, 17(6), 519–534. <https://doi.org/10.1007/BF01204342>
- Reading, A. M. (2004). The Seismic Structure of Wilkes Land/Terre Adelie, East Antarctica and Comparison with Australia: First Steps in Reconstructing the Deep Lithosphere of Gondwana. *Gondwana Research*, 7(1), 21–30. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70303-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70303-8)
- Reeves, C. V. (2014). The position of Madagascar within Gondwana and its movements during Gondwana dispersal. *Journal of African Earth Sciences*, 94, 45–57. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.07.011>
- Reeves, C. V., Teasdale, J. P., & Mahanjane, E. S. (2016). Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, 431(1), 299–322. <https://doi.org/10.1144/SP431.12>
- Reichert, C., & Aslanian, D. (2007). MD 163 / MOBAMASIS cruise, RV Marion Dufresne. <https://doi.org/10.17600/7200110>
- Renne, P. R., Sprain, C. J., Richards, M. A., Self, S., Vanderkluyzen, L., & Pande, K. (2015). State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. *Science*, 350(6256), 76–78. <https://doi.org/10.1126/science.aac7549>
- REVOSIMA. (2020). *Bulletin n°25 de l'Activité Sismo-Volcanique à Mayotte. IPGP/BRGM. Sismes*. Retrieved from <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/18001729/>
- Richards, M. A., Duncan, R. A., & Courtillot, V. E. (1989). Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails. *Science*, 246(4926), 103–107. <https://doi.org/10.1126/science.246.4926.103>
- Rindraharisaona, E. J., Guidarelli, M., Aoudia, A., & Rambolamanana, G. (2013). Earth structure and instrumental seismicity of Madagascar: Implications on the seismotectonics. *Tectonophysics*, 594, 165–181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.033>
- Rindraharisaona, E. J., Tilmann, F., Yuan, X., Rumpker, G., Giese, J., Rambolamanana, G., & Barruol, G. (2017). Crustal structure of southern Madagascar from receiver functions and ambient noise correlation: Implications for crustal evolution: crustal structure of the southern Madagascar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1179–1197. <https://doi.org/10.1002/2016JB013565>
- Ringwood, A. E. (1974). The petrological evolution of island arc systems : Twenty-seventh William Smith Lecture, 23.
- Ritsema, J., Jan Van Heijst, H., & Woodhouse, J. H. (1999). Complex Shear Wave Velocity Structure Imaged Beneath Africa and Iceland. *Science*, 286(5446), 1925–1928. <https://doi.org/10.1126/science.286.5446.1925>

- Roach, P., Milsom, J., Toland, C., Matchette-Downes, C., Budden, C., Riaroh, D., & Houmadi, N. (2017). New Evidence Supports Presence of Continental Crust beneath the Comoros. In *Proceedings of the Pesgb/Hgs Africa Conference.*, 2.
- Roberts, N. M. W., Van Kranendonk, M. J., Parman, S., & Clift, P. D. (2015). Continent formation through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 389(1), 1–16. <https://doi.org/10.1144/SP389.13>
- Rodriguez, M., Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., & Delescluse, M. (2018). The Geological Evolution of the Aden-Owen-Carlsberg Triple Junction (NW Indian Ocean) Since the Late Miocene. *Tectonics*, 37(5), 1552–1575. <https://doi.org/10.1029/2017TC004687>
- Rogers, R. R., Hartman, J. H., & Krause, D. W. (2000). Stratigraphic Analysis of Upper Cretaceous Rocks in the Mahajanga Basin, Northwestern Madagascar: Implications for Ancient and Modern Faunas. *The Journal of Geology*, 108(3), 275–301. <https://doi.org/10.1086/314403>
- Rommevaux-Jestin, C., Deplus, C., & Patriat, P. (1997). Mantle Bouguer Anomaly Along an Ultra Slow-Spreading Ridge: Implications for Accretionary Processes and Comparison with Results from Central Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geophysical Researches*, 19(6), 481–503. <https://doi.org/10.1023/A:1004269003009>
- Rosendahl, B. R., Reynolds, D. J., Lorber, P. M., Burgess, C. F., McGill, J., Scott, D., et al. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 25(1), 29–43. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.025.01.04>
- Ruan, A., Hu, H., Li, J., Niu, X., Wei, X., Zhang, J., & Wang, A. (2017). Crustal structure and mantle transition zone thickness beneath a hydrothermal vent at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (49°39'E): a supplementary study based on passive seismic receiver functions. *Marine Geophysical Research*, 38(1–2), 39–46. <https://doi.org/10.1007/s11001-016-9298-8>
- Ruppel, C. (1995). Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24187–24215. <https://doi.org/10.1029/95JB02955>
- Russel, D. R. (1987). Multi-channel processing of dispersed surface waves. Saint Louis.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., et al. (2009). Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3), Q03014. <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>
- Rychert, C. A., & Shearer, P. M. (2009). A Global View of the Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Science*, 324(5926), 495–498. <https://doi.org/10.1126/science.1169754>
- Rychert, C. A., & Shearer, P. M. (2011). Imaging the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Pacific using SS waveform modeling. *Journal of Geophysical Research*, 116(B7), B07307. <https://doi.org/10.1029/2010JB008070>
- Rychert, Catherine A., Harmon, N., & Ebinger, C. (2014). Receiver function imaging of lithospheric structure and the onset of melting beneath the Galápagos Archipelago. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 156–165. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.027>
- Rychert, Catherine A., Harmon, N., & Tharimena, S. (2018). Seismic Imaging of the Base of the Ocean Plates. In H. Yuan & B. Romanowicz (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (1st ed., pp. 71–87). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch4>
- Sambridge, M.** (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- Saurel, J.-M., Aiken, C., Jacques, E., Lemoine, A., Crawford, W., Lemarchand, A., et al. (2020). V431-0220 - High-resolution onboard manual locations of Mayotte seismicity since March 2019, using local land and seafloor stations, 1.
- Saurel, J.-M., Jacques, E., Aiken, C., Lemoine, A., Retailleau, L., Lavayssière, A., Foix, O., Dofal, A. [...], submitted to *Geophysical Journal International*. Mayotte seismic crisis: building knowledge in near real-time by combining land and ocean-bottom seismometers, first results.
- Sauter, D., & Cannat, M. (2010). The ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. In P. A. Rona, C. W. Devey, J. Dymant, & B. J. Murton (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 188, pp. 153–173). Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/2008GM000843>
- Sauter, D., Parson, L., Mendel, V., Rommevaux-Jestin, C., Gomez, O., Briais, A., et al. (2002). TOBI sidescan sonar imagery of the very slow-spreading Southwest Indian Ridge: evidence for along-axis magma distribution. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1–2), 81–95. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00543-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00543-5)
- Sauter, D., Mendel, V., Rommevaux-Jestin, C., Parson, L. M., Fujimoto, H., Mével, C., et al. (2004). Focused magmatism versus amagmatic spreading along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence

- from TOBI side scan sonar imagery. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(10), Q10K09. <https://doi.org/10.1029/2004GC000738>
- Sauter, D., Cannat, M., Rouméjon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., et al. (2013). Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. *Nature Geoscience*, 6(4), 314–320. <https://doi.org/10.1038/ngeo1771>
- Savoie, B. (2006). ERODER 1 cruise, RV Beautemps-Beaupré. <https://doi.org/10.17600/6090020>
- Schlaphorst, D., Melekhova, E., Kendall, J.-M., Blundy, J., & Latchman, J. L. (2018). Probing layered arc crust in the Lesser Antilles using receiver functions. *Royal Society Open Science*, 5(11), 180764. <https://doi.org/10.1098/rsos.180764>
- Schlich, R., Schaming, M., Weis, D., Montigny, R., & Damasceno, D. (1998). New structural and tectonic data in the Northern Kerguelen Plateau. *Eos Trans. AGU*, 79(46), F971.
- Schlindwein, V., & Schmid, F. (2016). Mid-ocean-ridge seismicity reveals extreme types of ocean lithosphere. *Nature*, 535(7611), 276–279. <https://doi.org/10.1038/nature18277>
- Schmid, F., Schlindwein, V., Koulakov, I., Plötz, A., & Scholz, J.-R. (2017). Magma plumbing system and seismicity of an active mid-ocean ridge volcano. *Scientific Reports*, 7(1), 42949. <https://doi.org/10.1038/srep42949>
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F. R., Sigloch, K., Crawford, W. C., & Deen, M. (2017). Orienting ocean-bottom seismometers from P-wave and Rayleigh wave polarizations. *Geophysical Journal International*, 208(3), 1277–1289. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw426>
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F. R., Mazzullo, A., Montagner, J.-P., Stutzmann, E., et al. (2018). SKS splitting in the Western Indian Ocean from land and seafloor seismometers: Plume, plate and ridge signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 169–184. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.033>
- Sclater, J. G., & Francheteau, J. (1970). The Implications of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth. *Geophysical Journal International*, 20(5), 509–542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x>
- Ségoufin, J. (1978). Anomalies magnétiques Mésozoïques dans le bassin de Mozambique. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, 287(3), 109–112.
- Ségoufin, J., & Patriat, P. (1981). Reconstructions de l'Océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34; Paleoposition de Madagascar. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 7(6), 603–607. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXIII.6.603>
- Ségoufin, J., Munschy, M., Bouysse, P., Mendel, G., Grikurov, G., Leitchenkov, G., et al. (2004). Map of the Indian Ocean (1: 20,000,000), sheet 2, structural map.
- Sengör, A. M. C., & Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6), 419–421. <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419>
- Senkans, A., Leroy, S., d'Acremont, E., Castilla, R., & Despinois, F. (2019). Polyphase rifting and break-up of the central Mozambique margin. *Marine and Petroleum Geology*, 100, 412–433. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.10.035>
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., et al. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3–4), 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Shibutani, T., Sambridge, M., & Kennett, B. (1996). Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath eastern Australia. *Geophysical Research Letters*, 23(14), 1829–1832. <https://doi.org/10.1029/96GL01671>
- Shor, G. G., & Pollard, D. D. (1963). Seismic Investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, Northwest Indian Ocean. *Science, New Series*, 142(3588), 48–49. <https://doi.org/10.1126/science.142.3588.48>
- Sigloch, K. (2014). RHUM-RUM - Seismological Imaging of a Mantle Plume under La Réunion, Western Indian Ocean - Cruise No. M101 - October 23 - December 4, 2013 - Port Louis (Mauritius) - Le Port (La Réunion, France) (Version 1.0) [Application/pdf]. METEOR-Berichte (p. 39 pages). DFG-Senatskommission für Ozeanographie. https://doi.org/10.2312/CR_M101
- Simpson, E. S. W., Sclater, J. G., Parsons, B., Norton, I., & Meinke, L. (1979). Mesozoic magnetic lineations in the Mozambique basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 43(2), 260–264. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90209-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90209-7)
- Singh, M., Kaviani, A., & Rumpker, G. (2016). The crustal structure beneath Mauritius from teleseismic P receiver functions: Oceanic or continental?: The Crustal Structure Beneath Mauritius. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9636–9643. <https://doi.org/10.1002/2016GL070529>
- Sleep, N. H. (2005). Evolution of the continental lithosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 369–393. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122643>

- Smietana, M. (2011). Pérologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique. La Réunion.
- Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956–1962. <https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>
- Smithies, R. H., Kranendonk, M. J. V., & Champion, D. C. (2005). It started with a plume – early Archaean basaltic proto-continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(3–4), 284–297. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.023>
- Solomon, S. C., Richardson, R. M., & Bergman, E. A. (1980). Tectonic stress: Models and magnitudes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), 6086–6092. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06086>
- Späth, A., Roex, A. P. L., & Duncan, R. A. (1996). The Geochemistry of Lavas from the Comores Archipelago, Western Indian Ocean: Petrogenesis and Mantle Source Region Characteristics. *Journal of Petrology*, 37(4), 961–991. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.961>
- Spieker, K., Burke, K., Rondenay, S., Ramalho, R., Thomas, C., & Helffrich, G. (2018). Constraints on the structure of the crust and lithosphere beneath the Azores Islands from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 213(2), 824–835. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy022>
- Sreejith, K. M., Unnikrishnan, P., & Radhakrishna, M. (2019). Isostasy and crustal structure of the Chagos–Laccadive Ridge, Western Indian Ocean: Geodynamic implications. *Journal of Earth System Science*, 128(6), 157. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1161-2>
- Stähler, S. C., Sigloch, K., Hosseini, K., Crawford, W. C., Barruol, G., Schmidt-Aursch, M. C., et al. (2016). Performance report of the RHUM-RUM ocean bottom seismometer network around La Réunion, western Indian Ocean. *Advances in Geosciences*, 41, 43–63. <https://doi.org/10.5194/adgeo-41-43-2016>
- Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C. J., & Fernandes, R. M. (2008). A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters*, 35(5), L05304. <https://doi.org/10.1029/2007GL032781>
- Staudigel, H., Feraud, G., & Giannerini, G. (1986). The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(3–4), 299–322. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90018-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90018-1)
- Stein, C. A., & Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359(6391), 123–129. <https://doi.org/10.1038/359123a0>
- Steinhart, J. S. (1967). Mohorovicic discontinuity. *International Dictionary of Geophysics*, 2, 991–994.
- Storey, M., Mahoney, J. J., Saunders, A. D., Duncan, R. A., Kelley, S. P., & Coffin, M. F. (1995). Timing of Hot Spot-Related Volcanism and the Breakup of Madagascar and India. *Science*, 267(5199), 852–855. <https://doi.org/10.1126/science.267.5199.852>
- Straume, E. O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., et al. (2019). GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4), 1756–1772. <https://doi.org/10.1029/2018GC008115>
- Talandier, J., & Okal, E. A. (1987). Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia. *Geophysical Journal International*, 88(3), 499–528. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01644.x>
- Talwani, M. (1962). Gravity measurements on HMS Acheron in South Atlantic and Indian Oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 73(9), 1171–1182. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1962\)73\[1171:GMOHAI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1962)73[1171:GMOHAI]2.0.CO;2)
- Talwani, M., & Reif, C. (1998). Laxmi Ridge – A continental sliver in the Arabian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 20(4), 259–271. <https://doi.org/10.1023/A:1004674909280>
- Tamaki, K., Mével, C., & Party, F. S. (n.d.). Spreading tectonics of the eastern part of the Southwestern Indian Ridge: A synthesis of FUJI expedition. *Eos Trans. AGU*, 79(45), F892.
- Tan, B. H., Jackson, I., & Fitz Gerald, J. D. (1997). Shear wave dispersion and attenuation in fine-grained synthetic olivine aggregates: Preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 24(9), 1055–1058. <https://doi.org/10.1029/97GL00860>
- Teixell, A., Bertotti, G., de Lamotte, D. F., & Charroud, M. (2009). The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics*, 475(1), 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.018>
- Thayer, R. E., Bjornsson, A., Alvarez, L., & Hermance, J. F. (1981). Magma genesis and crustal spreading in the northern neovolcanic zone of Iceland: telluric-magnetotelluric constraints. *Geophysical Journal International*, 65(2), 423–442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02720.x>
- Thomas, R. J., De Waele, B., Schofield, D. I., Goodenough, K. M., Horstwood, M., Tucker, R., et al. (2009). Geological evolution of the Neoproterozoic Bemarivo Belt, northern Madagascar. *Precambrian Research*, 172(3–4), 279–300. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.04.008>

- Thomson, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. <https://doi.org/10.1063/1.1699629>
- Thybo, H. (2006). The heterogeneous upper mantle low velocity zone. *Tectonophysics*, 416(1–4), 53–79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.021>
- Thybo, H., & Artemieva, I. M. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 605–619. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.032>
- Thybo, H., Maguire, P. K. H., Birt, C., & Perčuć, E. (2000). Seismic reflectivity and magmatic underplating beneath the Kenya Rift. *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2745–2748. <https://doi.org/10.1029/1999GL011294>
- dnTikku, A. A., Marks, K. M., & Kovacs, L. C. (2002). An Early Cretaceous extinct spreading center in the northern Natal valley. *Tectonophysics*, 347(1–3), 87–108. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00239-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00239-6)
- Tilmann, F. J., Benz, H. M., Priestley, K. F., & Okubo, P. G. (2001). P-wave velocity structure of the uppermost mantle beneath Hawaii from traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, 146(3), 594–606. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00480.x>
- Tkalčić, H., Chen, Y., Liu, R., Zhibin, H., Sun, L., & Chan, W. (2011). Multistep modelling of teleseismic receiver functions combined with constraints from seismic tomography: crustal structure beneath southeast China: Multistep modelling of crust in SE China. *Geophysical Journal International*, 187(1), 303–326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05132.x>
- Torsvik, T.H., Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Eide, E. A., Rakotosolof, N. A., & de Wit, M. J. (1998). Late Cretaceous magmatism in Madagascar: palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1–2), 221–232. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00206-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00206-4)
- Torsvik, Trond H., Amundsen, H., Hartz, E. H., Corfu, F., Kuznir, N., Gaina, C., et al. (2013). A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. *Nature Geoscience*, 6(3), 223–227. <https://doi.org/10.1038/ngeo1736>
- Trabattani, A., Barruol, G., Dreo, R., Boudraa, A. O., & Fontaine, F. R. (2019). Orienting and locating ocean-bottom seismometers from ship noise analysis. *Geophysical Journal International*, 220, 1774–1790. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz519>
- Trompette, R. (2000). Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(5), 305–315. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00125-7)
- Tsekhmistrenko, M., Sigloch, K., Hosseini, K., & Barruol, G. (in prep). Seismic tomography images a family tree of Indo-African mantle plumes.
- Tsekhmistrenko, Maria, Sigloch, K., Hosseini, K., & Barruol, G. (2016). Finite frequency P-wave traveltimes measurements on ocean bottom seismometers and hydrophones in the western Indian Ocean. *In EGU General Assembly Conference Abstracts*, EPSC2016-5857.
- Tucker, R. D., Roig, J. Y., Moine, B., Delor, C., & Peters, S. G. (2014). A geological synthesis of the Precambrian shield in Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 94, 9–30. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.02.001>
- Tugend, J., Gillard, M., Manatschal, G., Nirrengarten, M., Harkin, C., Epin, M.-E., et al. (2018). Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes. *Geological Society, London, Special Publications*, 476, 23–47. <https://doi.org/10.1144/SP476.9>
- V**an Avendonk, H. J. A., Davis, J. K., Harding, J. L., & Lawver, L. A. (2017). Decrease in oceanic crustal thickness since the breakup of Pangaea. *Nature Geoscience*, 10(1), 58–61. <https://doi.org/10.1038/ngeo2849>
- Vergnes, J. (2002). Imagerie des structures et dynamique de la lithosphère de la marge nord-est du Tibet. Strasbourg 1.
- Vetel, W., & Le Gall, B. (2006). Dynamics of prolonged continental extension in magmatic rifts: the Turkana Rift case study (North Kenya). *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 209–233. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.259.01.17>
- Vink, G. E., Morgan, W. J., & Zhao, W.-L. (1984). Preferential rifting of continents: A source of displaced terranes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B12), 10072–10076. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10072>
- Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Farra, V., Weber, M., & Stutzmann, E. (2012). Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 319–320, 259–268. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.017>
- Vogt, P. R., & Jung, W. Y. (2004). The Terceira Rift as hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: A comparison with other slow-spreading plate boundaries. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1–2), 77–90. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00627-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00627-7)

- de Voogd, B., Palomé, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., et al. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2855–2874. <https://doi.org/10.1029/98JB02842>
- Vormann, M., Franke, D., & Jokat, W. (2020). The crustal structure of the southern Davie Ridge offshore northern Mozambique – A wide-angle seismic and potential field study. *Tectonophysics*, 778, 228370. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228370>
- Voronoi, M. G. (1908). Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. *J. Reine Angew. Math.*, 134, 198–287.
- Voss, M., & Jokat, W. (2007). Continent-ocean transition and voluminous magmatic underplating derived from P-wave velocity modelling of the East Greenland continental margin. *Geophysical Journal International*, 170(2), 580–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03438.x>
- W**alcott, R. I. (1970). Flexure of the lithosphere at Hawaii. *Tectonophysics*, 9(5), 435–446. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90056-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90056-9)
- Wallenstein, N., Duncan, A., Chester, D., & Marques, R. (2007). Fogo Volcano (São Miguel, Azores): a hazardous edifice. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 13(3), 259–270. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.2853>
- Watson, S., & McKenzie, D. (1991). Melt Generation by Plumes: A Study of Hawaiian Volcanism. *Journal of Petrology*, 32(3), 501–537. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.3.501>
- Watts, A. B. (1976). Gravity and bathymetry in the central Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 81(8), 1533–1553. <https://doi.org/10.1029/JB081i008p01533>
- Watts, A. B. (1989). Lithospheric flexure due to prograding sediment loads: implications for the origin of offlap/onlap patterns in sedimentary basins. *Basin Research*, 2(3), 133–144. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1989.tb00031.x>
- Watts, A. B. (1994). Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophysical Journal International*, 119(2), 648–666. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00147.x>
- Watts, A. B., & ten Brink, U. S. (1989). Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8), 10473–10500. <https://doi.org/10.1029/JB094iB08p10473>
- Watts, A. B., ten Brink, U. S., Buhl, P., & Brocher, T. M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain. *Nature*, 315(6015), 105–111. <https://doi.org/10.1038/315105a0>
- Watts, A. B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J. P., & Henstock, T. J. (1997). A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3–4), 431–447. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00249-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00249-X)
- Wegener, A. (1915). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane: Braunschweig. (Friedrich Vieweg und Sohn).
- Wen, Z., Wang, Z., Song, C., He, Z., & Liu, X. (2015). Structural architecture differences and petroleum exploration of passive continental margin basins in east Africa. *Petroleum Exploration and Development*, 42(5), 733–744. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(15\)30070-7](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(15)30070-7)
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108–125. <https://doi.org/10.1139/e85-009>
- White, R., & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7685–7729. <https://doi.org/insu.bib.cnrs.fr/10.1029/JB094iB06p07685>
- White, R. S. (1993). Melt production rates in mantle plumes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342(1663), 137–153. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0010>
- White, Robert S, McKenzie, D., & O’Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19,683–19,715. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1029/92JB01749>
- White, S. M., Crisp, J. A., & Spera, F. J. (2006). Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3), Q03010. <https://doi.org/10.1029/2005GC001002>
- Whittaker, J. M., Williams, S. E., Halpin, J. A., Wild, T. J., Stilwell, J. D., Jourdan, F., & Daczko, N. R. (2016). Eastern Indian Ocean microcontinent formation driven by plate motion changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 203–212. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.019>

- Wilson, D. J., Peirce, C., Watts, A. B., Grevemeyer, I., & Krabbenhoft, A. (2010). Uplift at lithospheric swells-I: seismic and gravity constraints on the crust and uppermost mantle structure of the Cape Verde mid-plate swell: Uplift at lithospheric swells. *Geophysical Journal International*, 182(2), 531–550. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04641.x>
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863–870. <https://doi.org/10.1139/p63-094>
- Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature*, 211(5050), 676–681. <https://doi.org/10.1038/211676a0>
- Wit, M. J. de. (2003). Madagascar : Heads It's a Continent, Tails It's an Island. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 213–248. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141337>
- Wölbern, I., Jacob, A. W. B., Blake, T. A., Kind, R., Li, X., Yuan, X., et al. (2006). Deep origin of the Hawaiian tilted plume conduit derived from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166(2), 767–781. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03036.x>
- Wolfe, C. J., McNutt, M. K., & Detrick, R. S. (1994). The Marquesas archipelagic apron: Seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13591–13608. <https://doi.org/10.1029/94JB00686>
- Wolfe, C. J., VanDecar, J. C., & Solomon, S. C. (1997). Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature*, 385(6613), 245–247. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/385245a0>
- Woods, M. T., & Okal, E. A. (1994). The Structure of the Nazca Ridge and Sala Y Gomez Seamount Chain from the dispersion of rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, 117(1), 205–222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03313.x>
- Yu, Y., Song, J., Liu, K. H., & Gao, S. S. (2015). Determining crustal structure beneath seismic stations overlying a low-velocity sedimentary layer using receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3208–3218. <https://doi.org/10.1002/2014JB011610>
- Zandt, G., Myers, S. C., & Wallace, T. C. (1995). Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10529–10548. <https://doi.org/10.1029/94JB03063>
- Zelt, B. C., & Ellis, R. M. (1999). Receiver-function studies in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(4), 585–603. <https://doi.org/10.1139/e98-109>
- Zhang, T., Lin, J., & Gao, J. (2011). Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: Implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts. *Science China Earth Sciences*, 54(8), 1177–1188. <https://doi.org/10.1007/s11430-011-4219-9>
- Zheng, T., Zhao, L., & Chen, L. (2005). A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(3), 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.06.011>
- Zheng, Y., & Lay, T. (2006). Low Vp/Vs ratios in the crust and upper mantle beneath the Sea of Okhotsk inferred from teleseismic pMP, sMP, and sMS underside reflections from the Moho. *Journal of Geophysical Research*, 111(B1), B01305. <https://doi.org/10.1029/2005JB003724>
- Zhu, L., & Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969–2980. <https://doi.org/10.1029/1999JB900322>
- Zwaan, F., & Schreurs, G. (2017). How oblique extension and structural inheritance influence rift segment interaction: Insights from 4D analog models. *Interpretation*, 5(1), SD119–SD138. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0063.1>

