



HAL
open science

Imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre, en Guadeloupe, par inversion de données sismologiques, gravimétriques et magnétiques

Anne Barnoud

► To cite this version:

Anne Barnoud. Imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre, en Guadeloupe, par inversion de données sismologiques, gravimétriques et magnétiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT: . tel-01529757v1

HAL Id: tel-01529757

<https://theses.hal.science/tel-01529757v1>

Submitted on 23 Jan 2017 (v1), last revised 31 May 2017 (v2)

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Anne Barnoud

Thèse dirigée par **Olivier Coutant** et **Claire Bouligand**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre (ISTerre)**
et de l'**École doctorale Terre, Univers, environnement**

Imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre, en Guadeloupe, par inversion de données sismologiques, gravimétriques et magnétiques

Thèse soutenue publiquement le 17 juin 2016,
devant le jury composé de :

Henri-Claude Nataf

Directeur de recherche CNRS, ISTerre Grenoble

Président

Dominique Gibert

Physicien CNAP, Géosciences Rennes

Rapporteur

Christel Tiberi

Chargée de recherche CNRS, Géosciences Montpellier

Rapporteur

Michel Diament

Physicien CNAP, IPGP Paris

Examineur

Olivier Coutant

Physicien CNAP, ISTerre Grenoble

Directeur de thèse

Claire Bouligand

Maître de conférences UGA, ISTerre Grenoble

Encadrante



Remerciements

Ces belles années de thèse touchent à leur fin. Mes trois ans et demi à Grenoble auront été parsemés de rencontres, de sciences, d'amitiés, de découvertes. Comme je ne suis pas toujours très douée pour exprimer ce que je pense, je vais profiter de ces quelques lignes pour remercier les personnes qui ont rendu cette thèse possible et qui ont fait de ces années de thèse trois années bien agréables.

Merci à Olivier Coutant et Claire Bouligand, pour m'avoir fait confiance pour ce travail de thèse, pour tout ce que j'ai appris en travaillant à leurs côtés pendant ces trois années et quelques, pour leur disponibilité, leurs conseils et leurs encouragements. Merci de m'avoir permis de découvrir la Guadeloupe, avant même le début effectif la thèse. Olivier, merci pour ton aide scientifique, ton regard de sismologue et tes nombreuses astuces informatiques. Merci aussi pour ton soutien dans les moments les plus difficiles. Claire, merci pour ta patience (il en a fallu quand il s'agissait de magnétisme)! Merci pour ton attention et ton sens du détail, tout au long de la thèse et lors de la relecture du manuscrit. J'ai pris beaucoup de plaisir à travailler à vos côtés pendant ces années, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain, et je serais ravie d'avoir à nouveau l'occasion de travailler avec vous!

Merci à Christel Tiberi, Dominique Gibert, Michel Diamant et Henri-Claude Nataf, qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse, pour l'intérêt qu'ils ont manifesté pour mes travaux et pour leurs commentaires.

Merci aux chercheurs de l'équipe "Ondes et structures" avec qui j'ai eu l'occasion d'avoir des discussions très instructives qui m'ont aidée à progresser dans mon travail, notamment Laurent Stehly pour les corrélations de bruit, Jean Virieux pour la tomographie de temps de trajets et l'inversion en général, Ludovic Moreau pour les inversions de type Monte-Carlo et Emmanuel Chaljub pour les polynômes de Tchebychev. Merci tout particulièrement à Laurent et Ludo pour leur intérêt pour la cause étudiante!

Un grand merci à l'équipe "Géodynamo" au complet pour son accueil, pour la vie scientifique et pour la convivialité qui règne au sein de cette équipe.

Merci aussi à toutes celles et tous ceux, chercheurs ou ingénieurs, qui m'ont permis de mener à bien ce travail. Merci à Michel Dietrich et Anna Pourchot pour les deux semaines de terrain passées en Guadeloupe. Merci à Frédéric Massin pour le catalogue de sismicité des Petites Antilles et ses nombreux renseignements. Merci à Glenn Cougoulat pour les notions d'instrumentation qu'il m'a apprises et merci à Albanne Lecointre pour ses conseils en informatique. Merci à Michaël Langlais et Laurent Métral avec qui j'ai eu l'occasion d'approcher des stations sismo le temps d'une journée, hors des murs du labo. Merci à Nathalie Cotte et Andrea Walpersdorf pour leur aide sur le traitement des données GPS et merci à Marc Wathelet pour son aide sur Geopsy.

Merci à celles et ceux toujours prêts à nous faciliter la tâche. En particulier, merci infiniment à Magali Gardes, Karine De Paolo, Christine Bigot et Jean-Noël Bouvier.

Merci beaucoup à Christine Bigot, Guy Delrieu, Emmanuel Cosme et l'équipe des délégués étudiants. Faire partie des délégués pour l'école doctorale aura été une expérience très enrichissante, avec le plaisir de travailler avec une équipe de direction à l'écoute!

J'ai également eu l'occasion de goûter aux joies et aux aléas de l'enseignement. Pour cette formidable expérience, je tiens à remercier Aimie Moulin pour notre découverte des TP d'informatique, Florent Brenguier pour le terrain entre champs de boue, champs de neige, café de Saint-Guillaume et gîte à Saint-Andéol (un concentré de Trièves à la sauce basque). Mille mercis à Isabelle Douste-Bacqué, mais aussi à Jean-Pierre Deslandes et Nicole Hueber, pour leur aide précieuse avant, pendant et après chaque journée de terrain. Merci à Laurent Stehly pour les bons moments passés avec les DUT et la découverte des logiciels antiplagiat. Merci à Claire Bouligand et Mathilde Radiguet pour le partage de nos impressions dans le module géodésie-gravimétrie-géothermie.

Merci aussi aux stagiaires que j'ai eu la chance de co-encadrer, Bastien Milési et Yang Lu, parce qu'ils se sont impliqués avec grand intérêt dans leurs stages respectifs et m'ont bien aidée!

Ces trois ans et demi auraient été bien moroses sans le remue-ménage des nombreux autres doctorants du labo. Merci tout particulièrement à mes cobureaux, parce

que qu'ils sont très chouettes et que ce sont tous mes cobureaux préférés. Merci à Jean (Le Nôtre), notre vénérable aîné, pour nos nombreuses discussions sociologiques, politiques, scientifiques ou autre. Merci à Isa, ma Zaza, toujours motivée pour sortir (hop hop hop!). Merci à Blandine, ma coburotte de toujours, avec qui on forme le duo exclusif 146-039B. Merci à Lauren (court passage, mais riche en gâteaux). Et pour finir, merci à Chloé, notre petite dernière coburotte, toujours de bonne humeur. Merci aussi à tous les thésards géodynamo, ondes et les autres avec qui on a partagé une pause, un repas de midi, une sortie le weekend, un verre au bar, des projets : merci à Bertrand, Capucine, Caroline, Jérémie, Johann, Jonathan, Judith, Marie, Olivier, Romain, Simon, Vincent et tous ceux que j'oublie... Merci aussi à ceux d'avant qu'on n'oublie pas : Afifa, Ainoha, Alex, Anne, Aurore, François, Johannes, les deux Mathieu, les deux Pierre, Sophie...

Enfin, merci à mes amis plus lointains géographiquement parlant, mais toujours présents, et qui ne m'ont pas tenu rigueur de mes longs silences. Merci à ma famille de m'avoir toujours encouragée dans mes choix qui m'ont menée jusqu'ici. Le manuscrit n'aurait pas vu le jour sans les musiques des Balkans qui ont accompagné une partie de mes nuits et sans la fameuse soupe de lentilles corail (mettre dans une casserole un verre de lentilles corail, quatre verres d'eau, un peu d'huile d'olive et de jus de citron, du sel, du cumin en poudre et quelques graines de cardamomes et un oignon coupé en morceaux ; une fois que ça boue, laisser cuire à feu moyen pendant une vingtaine de minutes ; à table!). Merci à mes parents, Benoît, Clara, Philippe, Dom et Mathilde pour être venus jusqu'à Grenoble pour ma soutenance.

Un grand merci à tous !

Résumé

Les volcans sont des édifices complexes et hétérogènes. Imager leur structure demande des méthodes adaptées au contexte ainsi qu'à la nature, à la qualité et à la quantité des données disponibles.

Ce travail porte sur l'imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe, par inversion de données gravimétriques et magnétiques, par tomographie d'ondes de surface extraites de corrélations de bruit sismique et par tomographie de temps d'arrivée des séismes de l'arc des Petites Antilles. Nous obtenons ainsi les premiers modèles tridimensionnels de l'île de Basse-Terre en termes de densité, aimantation et vitesses sismiques. La gravimétrie et le magnétisme conduisent à des modèles de densité et d'aimantation avec une très bonne résolution latérale dans les premiers kilomètres, mais avec une résolution verticale très faible. Les ondes de surface issues des corrélations de bruit présentent une bonne résolution verticale dans les premiers kilomètres, mais résolvent mal les variations latérales de vitesses. La tomographie de temps d'arrivée permet d'imager les vitesses sismiques jusqu'à des profondeurs élevées, avec une bonne résolution latérale, mais une mauvaise résolution verticale. Nous proposons une méthode pour inverser conjointement les données sismologiques et gravimétriques pour produire un modèle de vitesses et de densité qui bénéficie des résolutions complémentaires des différents jeux de données.

Nos résultats soulignent une tendance NNO-SSE, avec des vitesses et des densités qui diminuent vers le sud en moyenne, conformément à la migration du volcanisme du nord vers le sud au cours de l'histoire géologique de l'île. Nous observons de faibles densités, vitesses sismiques et aimantations au niveau du dôme du volcan de la Soufrière ainsi que dans la région de Bouillante sur la côte ouest, reflétant la forte altération hydrothermale de ces zones. Deux anciens centres éruptifs majeurs, caractérisés par de fortes densités et vitesses sismiques, sont identifiés : l'un au niveau de la vallée de Beaugendre, l'autre au nord au niveau de la vallée de Petite Plaine.

Mots-clés : Inversion jointe, sismologie, gravimétrie, magnétisme, volcanologie

Abstract

Geophysical imaging of the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe by inversion of seismological, gravimetric and magnetic data

Volcanoes are complex and heterogeneous edifices. Imaging their structures requires methods that are adapted to the context and to the nature, quality, and quantity of available data.

This work focuses on the geophysical imaging of the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe, by performing inversions of gravimetric and magnetic data, ambient noise based surface wave tomography, and travel time tomography from earthquakes of the Lesser Antilles arc. We therefore obtain the first three-dimensional models of Basse-Terre island in terms of density, magnetisation and seismic velocities. Gravimetry and magnetism lead to density and magnetisation models with a very good lateral resolution within the first kilometres but with a very low vertical resolution. Surface wave tomography from noise correlations shows a good vertical resolution within the first kilometres, but poorly resolves the lateral velocity variations. Travel time tomography allows imaging seismic velocities up to great depths with a good lateral resolution but a poor vertical resolution. We propose a method to invert jointly the seismological and gravimetric data in order to produce a velocity and density model that takes advantage of the complementary resolutions associated with the different datasets.

Our results outline a NNW-SSE trend, with velocities and densities roughly decreasing southwards, in accordance with the southward migration of volcanism across the geological history of the island. We observe low densities, seismic velocities and magnetisations in the area of the dome of the Soufrière volcano as well as in the Bouillante area along the western coast, reflecting the high hydrothermal alteration of these areas. Two major old eruptive centres are identified in the areas of Beaugendre Valley and Petite Plaine Valley.

Keywords: Joint inversion, seismology, gravimetry, magnetism, volcanology

Table des matières

Introduction générale	17
Risques sismique et volcanique en Guadeloupe	18
Imagerie géophysique de Basse-Terre	20
Objectifs de la thèse	21
Organisation du manuscrit	22
1 Cadre géologique et études géophysiques de l'île volcanique de Basse-Terre	25
1.1 Cadre géologique	25
1.1.1 Contexte sismotectonique	25
1.1.2 Histoire géologique	29
1.2 Études géophysiques précédentes de Basse-Terre	37
1.3 Cadre de la thèse et données disponibles	42
2 Méthodes d'imagerie géophysique et d'inversion	45
2.1 Méthodes inverses	45
2.1.1 Introduction aux problèmes inverses	45
2.1.2 Régularisation et approche Bayésienne	48
2.1.3 Algorithmes de résolution	49
2.1.3.1 Méthodes locales d'optimisation	50
2.1.3.2 Méthodes globales de Monte-Carlo	51
2.1.4 Méthodes utilisées dans cette thèse	52
2.2 Méthodes géophysiques	53
2.2.1 Méthodes potentielles	53
2.2.1.1 Introduction aux méthodes potentielles	53
2.2.1.2 Gravimétrie	54
2.2.1.3 Magnétisme	57
2.2.2 Méthodes sismologiques	63
2.2.2.1 Propagation des ondes	63

Table des matières

2.2.2.2	Tomographie de temps d'arrivée ou de temps de trajet	67
2.2.2.3	Tomographie à partir de corrélations de bruit	70
2.3	Inversion jointe	74
2.3.1	Qu'est-ce que l'inversion jointe ?	74
2.3.2	Quelques exemples d'inversion jointe	74
2.3.3	Couplage	75
2.3.4	Relations entre vitesse P, vitesse S et densité	77
2.4	Conclusion	82
3	Inversion des données gravimétriques de Basse-Terre	85
3.1	Campagne gravimétrique d'août 2012 et traitement des données	86
3.1.1	Déroulement de la campagne d'août 2012	86
3.1.2	Traitement des données acquises en 2012	86
3.1.2.1	Localisation des points de mesure	86
3.1.2.2	Traitement des données gravimétriques	89
3.1.3	Modèles numériques de terrain (MNT)	91
3.1.4	Homogénéisation des cinq jeux de données	92
3.1.5	Calcul des anomalies gravimétriques	95
3.1.6	Disponibilité des données	99
3.2	3-D linear inversion of gravity data: method and application to Basse-Terre volcanic island, Guadeloupe, Lesser Antilles	100
3.2.1	Introduction	101
3.2.2	Methodology	103
3.2.2.1	Formulation of the problem	103
3.2.2.2	Gravity modelling	104
3.2.2.3	Inversion methodology	105
3.2.2.4	Resolution	107
3.2.3	Tests on synthetic data	109
3.2.4	Application to Basse-Terre, Guadeloupe, Lesser Antilles	112
3.2.4.1	Geological context and previous geophysical studies	112
3.2.4.2	Data and processing	115
3.2.4.3	Inversion results	118
3.2.4.4	Interpretation and discussion	121
3.2.5	Conclusion	123
3.3	Variation des paramètres d'inversion	125
3.4	Apport des différents jeux de données	126
3.5	Influence du modèle <i>a priori</i>	129
3.6	Conclusion	132

4	Structure magnétique de Basse-Terre	135
4.1	Magnetic structure of Basse-Terre volcanic island inferred from 3D inversion of aeromagnetic data	136
4.1.1	Introduction	137
4.1.2	Data	140
4.1.2.1	Aeromagnetic data	140
4.1.2.2	Magnetic properties of volcanic rocks	142
4.1.3	Inversion method	145
4.1.4	Application to Basse-Terre	147
4.1.4.1	Assumptions and parameters	147
4.1.4.2	Results of the 3D Bayesian inversion	148
4.1.4.3	Comparison with a 2D inversion in the Fourier domain	151
4.1.5	Discussion on the magnetic structure of Basse-Terre	152
4.1.5.1	Magnetization intensities	152
4.1.5.2	Polarities	153
4.1.6	Conclusion	155
4.2	Discussion	156
5	Tomographie d'ondes de surface de Basse-Terre à partir de corrélations de bruit sismique	159
5.1	Corrélations de bruit sismique	161
5.1.1	Données sismologiques continues	161
5.1.2	Prétraitement et calcul des corrélations	163
5.1.3	Extraction des corrélations ZZ et RR	167
5.1.4	Analyse temps-fréquence	170
5.2	Tomographie d'ondes de Rayleigh	172
5.2.1	Méthode utilisée	172
5.2.2	Résultats obtenus	173
5.3	Inversion des courbes de dispersion en vitesses P et S	175
5.3.1	Principe	175
5.3.2	Résultat d'inversion	176
5.4	Discussion	179
5.4.1	Effet de la topographie	179
5.4.2	Comparaison avec la méthode gravimétrique	180
6	Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles	183
6.1	Données	184

Table des matières

6.1.1	Catalogue de sismicité des Petites Antilles	184
6.1.2	Sélection des données	184
6.1.3	Observations du catalogue	190
6.2	Méthode d'inversion	191
6.3	Tomographie de l'arc	192
6.3.1	Paramétrisation	192
6.3.2	Résultats de la tomographie	195
6.3.3	Zoom sur les îles de Guadeloupe	202
6.4	Comparaison avec la gravimétrie	205
6.5	Conclusion	207
7	Imagerie de Basse-Terre par inversion jointe des données sismologiques et gravimétriques	211
7.1	Synthèse des résultats des différentes méthodes	211
7.2	Inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion	214
7.2.1	Méthode	214
7.2.1.1	Choix de l'algorithme	214
7.2.1.2	Paramétrisation avec Lagrange-Tchebychev	215
7.2.1.3	Choix des paramètres	218
7.2.1.4	Algorithme d'inversion	219
7.2.2	Application à Basse-Terre	220
7.2.2.1	Paramètres d'inversion	220
7.2.2.2	Tests de résolution	221
7.2.2.3	Inversion des données réelles	227
7.3	Discussion sur l'apport de l'inversion jointe	230
7.3.1	Intérêt de l'inversion jointe	230
7.3.2	Couplage	231
7.3.3	Paramétrisation	231
	Conclusion générale	233
	Conclusions	233
	Perspectives	237
	Annexes	241
A	Paramètres du système géodésique de référence WGS84	242
B	Données gravimétriques de la campagne Domoscan d'août 2012	243
C	Imagerie gravimétrique du corps d'Ivrée	251
D	Réponses instrumentales des stations sismologiques de Guadeloupe	254

Bibliographie

256

Introduction générale

À la frontière entre la mer des Caraïbes et l’océan Atlantique, l’arc volcanique des Petites Antilles résulte de la subduction des plaques nord-américaine et sud-américaine sous la plaque caraïbe (fig. 1). Les habitants y sont exposés à de nombreux risques naturels : cyclones, séismes, éruptions volcaniques, glissements de terrain, tsunamis.

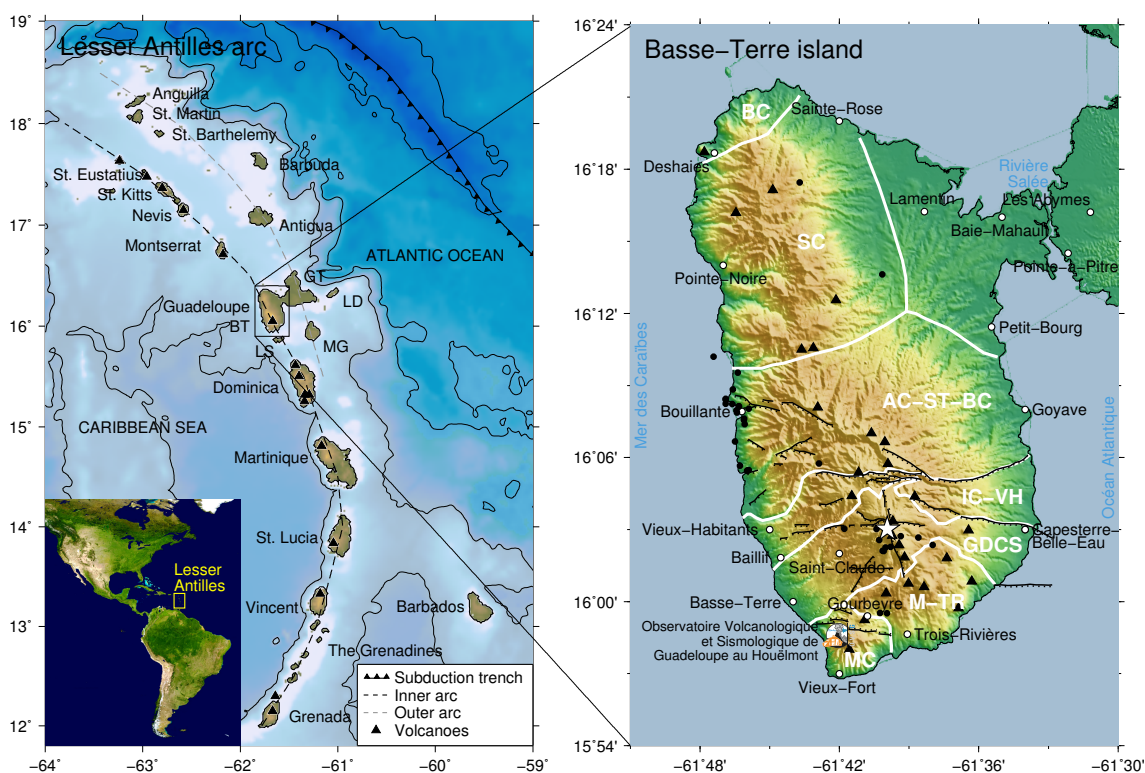


Figure 1 – Situation géographique de l’arc des Petites Antilles, de l’archipel de Guadeloupe et de l’île de Basse-Terre. L’archipel de Guadeloupe est composé des îles de Basse-Terre (BT), Grande-Terre (GT), Les Saintes (LS), Marie-Galante (MG) et La Désirade (LD).

L’archipel de Guadeloupe, situé au cœur de l’arc, est composé des îles volcaniques de Basse-Terre et Les Saintes et des îles sédimentaires plus anciennes de

Grande-Terre, Marie-Galante et La Désirade (fig. 1). Basse-Terre est l'île volcanique principale de l'archipel. Cette île a été construite par épisodes volcaniques successifs, entre -2.79 Ma et aujourd'hui. Au sud de l'île, la Soufrière de Guadeloupe, l'un des dix-sept volcans actifs des Petites Antilles, est le point culminant de l'arc avec son dôme qui s'élève à 1467 m d'altitude.

Risques sismique et volcanique en Guadeloupe

En Guadeloupe, les habitants sont régulièrement exposés au risque sismique et aux glissements de terrain. Le dernier séisme majeur ressenti en Guadeloupe a eu lieu le 21 novembre 2004, sous les îlots des Saintes, zone sismique très active ([Bureau Central Sismologique Français, 2005](#)). Ce séisme a entraîné la mort d'une personne et a causé des dégâts importants aux Saintes, dans le sud de Basse-Terre et en Dominique (fig. 2a).

Plus rarement, les éruptions volcaniques viennent perturber la vie des Guadeloupéens. La dernière éruption magmatique (c'est-à-dire avec extrusion de lave) est datée vers l'an 1530 ([Boudon et al., 2008](#)). Depuis, cinq séries d'éruptions phréatiques (avec expulsion d'eau, sans sortie de magma en surface) ont été répertoriées. Le dernier épisode d'éruptions phréatiques a eu lieu en 1976-77 (fig. 2b, [Hirn & Michel, 1979](#) ; [Dorel & Feuillard, 1980](#) ; [Le Guern et al., 1980](#) ; [Feuillard et al., 1983](#)). La première explosion est survenue le 8 juillet 1976, après plusieurs mois d'augmentation de l'activité sismique. Le potentiel danger de la situation a conduit à l'évacuation de 75000 habitants pour un à quatre mois. La dernière explosion majeure a eu lieu le 1er mars 1977 et l'activité est revenue à la normale en juin 1977. Cette crise sismovolcanique suscita de nombreux débats dans la communauté scientifique et également au niveau politique sur la gestion de la crise¹. Si l'éruption a été causée par la mise sous pression du système hydrothermal superficiel, nous ne savons toujours pas avec certitude si cette éruption était purement phréatique ou si elle était liée à une intrusion magmatique en profondeur qui aurait pu conduire à une éruption magmatique, potentiellement bien plus dangereuse. Cependant, les études géochimiques les plus récentes semblent bien indiquer une activité en profondeur au niveau de la chambre magmatique ([Boichu et al., 2011](#) ; [Villemant et al., 2014](#) ; [Ruzié et al., 2012](#)).

L'épisode de 1976-77 n'a pas causé de victimes humaines, mais les conséquences économiques liées à l'évacuation ont été importantes. Les habitants ne sont pas

1. La page internet de François Beauducel, physicien à l'IPGP et directeur de l'OVSG de 2001 à 2007, est une mine d'information au sujet de la crise de la Soufrière de 1976-77 : <http://www.ipgp.fr/~beaudu/>.

à l'abri de manifestations plus violentes dans le futur, comme en témoignent les éruptions d'autres volcans des Petites Antilles au cours du siècle dernier. Du 30 mars au 6 mai 1902, l'éruption phréatomagmatique de la Soufrière de Saint-Vincent a tué 1680 personnes, bien que la population ait été évacuée auparavant. Le 8 mai 1902, les nuées ardentes de la Montagne Pelée en Martinique ont détruit la ville de Saint-Pierre ([Lacroix, 1904](#)). Ce fut l'éruption la plus meurtrière du XXe siècle. Plus récemment, de 1995 à 1999, c'est au tour de la Soufrière Hills de Montserrat d'entrer en éruption ([Robertson et al., 2000](#) ; [Sparks & Young, 2002](#)). Au cours de sa violente éruption du 25 juin 1997, dix-neuf personnes sont tuées et Plymouth, la capitale évacuée deux ans auparavant, est détruite.



(a) Église de Terre de Bas (Les Saintes) après le séisme du 21 novembre 2004 ([Bureau Central Sismologique Français, 2005](#)).



(b) Photo de l'explosion de la Soufrière de Guadeloupe du 22 septembre 1976 lors de la crise sismovolcanique de 1976-77. Photo de M. Feuillard.

Figure 2 – Dernières manifestations volcaniques et sismiques majeures en Guadeloupe.

Sur l'île de Basse-Terre, les premiers sismographes ont été déployés en 1950 avec la création d'un laboratoire de physique du globe au Parnasse. Après plusieurs déménagements et changements de noms, l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe (OVSG), rattaché à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), est maintenant situé au Houëlmont. Le Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA) a récemment été mis en place pour centraliser et analyser les données des séismes des Petites Antilles.

La surveillance en matière de risques géophysiques a pour but la prévision des éruptions et des séismes. Il s'agit d'une part de surveiller continuellement les manifestations de l'activité sismique et volcanique. Les outils de suivi, essentiellement basés sur des mesures géochimiques et sur la sismicité, permettent d'évaluer l'occurrence d'une éruption. Toutefois, il reste difficile d'en prévoir l'intensité et la durée. Les séismes sont également très difficiles à prévoir en raison du peu de signaux précurseurs mesurables. D'autre part, la géophysique a pour but de connaître notre environnement et de comprendre les mécanismes en jeu grâce à une meilleure connaissance des structures.

Imagerie géophysique de Basse-Terre

L'imagerie géophysique apporte des informations sur la structure de la Terre en profondeur. Le processus d'inversion permet de déterminer quantitativement des paramètres physiques des roches du sous-sol à partir de mesures de géophysiques acquises en surface. Par exemple, la gravimétrie consiste à mesurer le champ de pesanteur externe pour retrouver les densités des roches en profondeurs. Cependant, l'imagerie en région volcanique, en particulier en milieu tropical, présente des difficultés techniques dues au relief accidenté, à l'immersion d'une partie des structures dans le cas des îles, à la présence de végétation dense rendant l'accès difficile pour mener à bien les mesures, aux hétérogénéités des structures en profondeur, au climat pas toujours propice au travail de terrain, etc. Il est donc nécessaire d'adopter des méthodes adaptées aux types de structures à imager en profondeur ainsi qu'à la nature, à la quantité et à la qualité des données.

Jusqu'à présent, les vitesses sismiques pour l'île de Basse-Terre sont connues uniquement grâce aux modèles 2D établis par [Dorel et al. \(1979\)](#) à partir de profils de sismique active. Les études géologiques, géochimiques et géochronologiques ont permis de mieux connaître l'histoire géologique de l'île de Basse-Terre, avec ses épisodes de construction et de destruction d'édifices, en particulier pour la moitié sud de l'île, plus récente (eg. [Carlut et al., 2000](#) ; [Carlut & Quidelleur, 2000](#) ; [Feuillet et al., 2002](#) ; [Samper et al., 2007](#) ; [Lahitte et al., 2012](#) ; [Mathieu et al., 2013](#) ; [Ricci et al., 2015](#)). Des études géophysiques se sont concentrées au niveau du dôme pour la connaissance du système hydrothermal (eg. [Nicollin et al., 2006](#) ; [Zlotnicki et al., 2006](#) ; [Coutant et al., 2012](#) ; [Lesparre et al., 2012, 2014](#) ; [Brothelande et al., 2014](#) ; [Bouligand et al., 2016](#)) ou autour de Bouillante à des fins de prospection géothermique (eg. [Gailler et al., 2014](#)). [Coutant et al. \(2012\)](#) propose un premier modèle 3D du dôme en termes de vitesse sismique et de densité obtenu par inversion jointe

des données de sismique active et de gravimétrie. À l'échelle de l'île, l'acquisition de levés gravimétriques et magnétiques a rendu compte de l'hétérogénéité de l'île (eg. [Coron et al., 1975](#) ; [Le Borgne & Le Mouël, 1976](#) ; [Gailler et al., 2013](#)).

Cependant, aucun modèle 3D de paramètres géophysiques de l'ensemble de Basse-Terre n'a été publié. La structure interne de l'île reste donc mal connue et de nombreuses questions restent en suspens. Quelle est la structure interne de l'île de Basse-Terre ? Quelles sont les variations de vitesse à travers l'île et comment les interpréter ? Quelle est l'étendue du système magmatique et hydrothermal de la Soufrière ? Nous allons tenter de répondre à ces questions dans ce travail de thèse.

Objectifs de la thèse

L'objectif de cette thèse est d'obtenir une image en trois dimensions de la structure de l'île volcanique de Basse-Terre en termes de vitesses d'ondes sismiques, de densité et d'aimantation. Les vitesses sismiques et la densité influent sur la propagation des ondes sismiques. Leurs hétérogénéités ainsi que celles de l'aimantation permettent d'en savoir plus sur la structure de l'île, donc sur sa construction et sur son histoire. En particulier, l'aimantation apporte des informations sur l'âge des centres éruptifs successifs. Mieux comprendre l'histoire éruptive de Basse-Terre pourrait aider à mieux prévoir son évolution future.

Pour mener à bien ce travail, nous utiliserons quatre approches complémentaires, correspondant aux quatre types de données disponibles. Des données gravimétriques terrestres seront inversées pour obtenir les densités. Un levé de données aéromagnétiques permettra de déterminer l'aimantation des roches. Les données gravimétriques et magnétiques résolvent bien les variations latérales peu profondes. La sensibilité de ces méthodes décroît très rapidement avec la profondeur. Les enregistrements continus des stations sismologiques vont nous permettre de faire une tomographie d'ondes de surface à partir de corrélations du bruit sismique ambiant. L'analyse du bruit sismique permet d'obtenir les vitesses sismiques avec une bonne résolution verticale sur les premiers kilomètres de la croûte. Le catalogue de sismicité de l'arc des Petites Antilles sera utilisé pour une tomographie des temps d'arrivée qui apportera une meilleure résolution latérale.

Au cours de cette thèse, nous étudierons les possibilités d'inverser conjointement ces différents types de données. L'intérêt de l'inversion jointe est de tirer profit des résolutions propres à chaque type de données et de réduire ainsi les ambiguïtés dans les modèles associées aux différentes méthodes. Des inversions jointes de vitesses d'ondes P et de densité à partir de temps d'arrivée et de données gravimétriques

ont déjà été effectuées en domaine volcanique : [Onizawa et al. \(2002\)](#) pour le volcan Izu-Oshima au Japon et [Coutant et al. \(2012\)](#) pour le dôme de la Soufrière de Guadeloupe. [Maceira & Ammon \(2009\)](#) proposent une méthode pour inverser conjointement les observations d’ondes de surface et de gravimétrie. Par ailleurs, le formalisme des méthodes gravimétriques et magnétiques facilite leur inversion conjointe (eg. [Shamsipour et al., 2012](#)). À la fin de cette thèse, nous traitons en particulier le cas de l’inversion jointe des données d’ondes de surface et de gravimétrie.

Organisation du manuscrit

Le **premier chapitre** de ce manuscrit présente le contexte géologique et géophysique de l’île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe. À la fin de ce chapitre, nous poserons les objectifs de la thèse au regard des études précédemment menées et nous détaillerons les données disponibles.

Le **deuxième chapitre** donne les bases théoriques sur les méthodes d’inversion et d’imagerie géophysique. Nous passons en revue différentes méthodes d’inversion utilisées en géophysique. Nous présentons également les méthodes géophysiques utilisées dans cette thèse, à savoir la gravimétrie, le magnétisme, la tomographie de temps de trajets de séismes et l’imagerie à partir de bruit sismique. La fin du chapitre se concentre sur les notions d’inversions jointes, leurs intérêts et leurs limites.

Le **troisième chapitre** concerne l’inversion des données gravimétriques pour l’obtention d’un modèle de densité de l’île de Basse-Terre. Ce chapitre comporte un article publié dans *Geophysical Journal International*. L’article est axé sur la méthode d’inversion linéaire Bayésienne d’inversion gravimétrique et son application aux données de Basse-Terre. Des détails supplémentaires sur le traitement des données sont fournis en annexe et des considérations supplémentaires sur la méthode sont proposées après l’article.

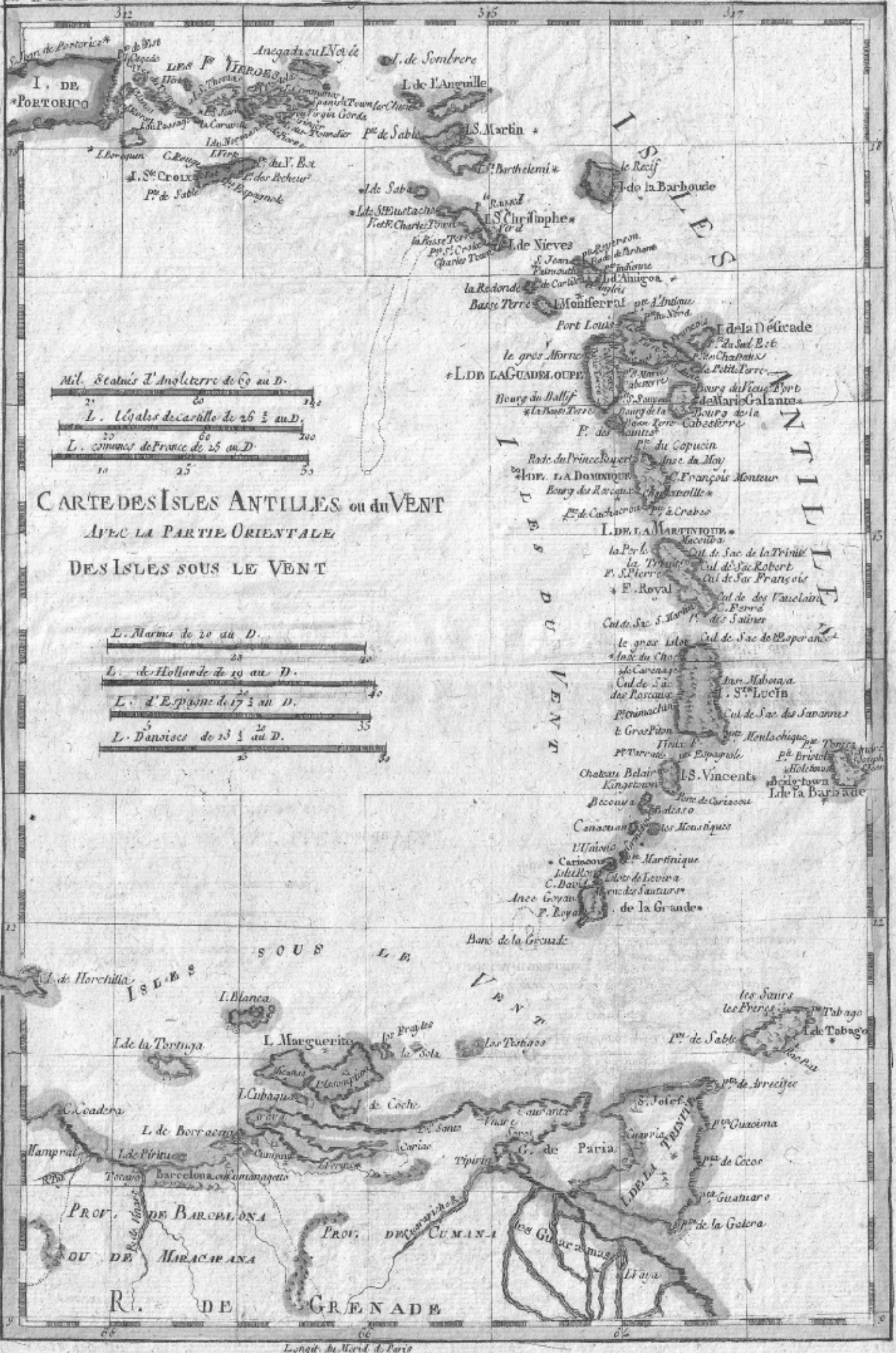
Le **quatrième chapitre** porte sur l’inversion des données aéromagnétiques de Basse-Terre. Ce chapitre est constitué d’un article en préparation, focalisé sur l’apport des données aéromagnétiques à la connaissance de la structure et de l’histoire de l’île, la méthodologie étant identique à celle utilisée en gravimétrie dans le chapitre précédent. Ce travail est également l’occasion de comparer notre méthode d’inversion de champs potentiels conçue pour faciliter l’inversion jointe avec des données de tomographie sismique, avec des inversions dans le domaine spectral, couramment employées en méthodes potentielles pour la simplicité de leur formalisme mathématique.

Le **cinquième chapitre** consiste en l’imagerie de Basse-Terre à partir de l’ana-

lyse des corrélations de bruit sismiques. Les corrélations sont utilisées pour produire une tomographie de vitesses de groupe d'ondes de Rayleigh. Les courbes de dispersion obtenues sont à leur tour inversées en termes de vitesses d'ondes P et S.

Le **sixième chapitre** est consacré à la tomographie des temps de trajets des séismes de l'arc. Les images produites montrent des résultats intéressants au niveau des îles de la Guadeloupe et de la Martinique qui seront observées en détail.

Le **septième chapitre** synthétise les résultats des quatre chapitres précédents en comparant les informations apportées par chaque méthode. Ce chapitre clôt ce travail de thèse par l'inversion jointe des ondes de surface et des données gravimétriques pour obtenir un modèle de vitesses et de densité à haute résolution. Nous terminons par une interprétation géologique des résultats obtenus.



CARTE DES ISLES ANTIILLES ou du VENT
 AVEC LA PARTIE ORIENTALE
 DES ISLES SOUS LE VENT

Mil. Scots de l'Angleterre de 60 au D.
 L. Ligues de cavalle de 26 1/2 au D.
 L. Lignes de France de 25 au D.

L. Mares de 20 au D.
 L. de Hollande de 10 au D.
 L. d'Espagne de 17 1/2 au D.
 L. Danoises de 13 1/2 au D.

Cadre géologique et études géophysiques de l'île volcanique de Basse-Terre

Ce chapitre présente le contexte géologique ainsi que l'état des connaissances géophysiques sur l'île de Basse-Terre, objet de notre étude. À la fin du chapitre, nous détaillons les données disponibles pour notre travail.

1.1 Cadre géologique

1.1.1 Contexte sismotectonique

L'arc volcanique des Petites Antilles résulte de la subduction des plaques Nord-Américaine et Sud-Américaine sous la plaque caraïbe (fig. 1.1). Les plaques convergent actuellement avec une vitesse de 2 cm par an (Deng & Sykes, 1995 ; Dixon et al., 1998 ; DeMets et al., 2000). Cette vitesse de convergence est relativement faible pour une zone de subduction, entraînant une activité sismique et volcanique modérée par rapport à ce que l'on peut observer au niveau d'autres subductions dans le monde (Carlson et al., 1983). La dynamique de la subduction est différente entre le nord et le sud de l'arc et les mécanismes de la zone de transition, entre les rides de Barracuda et de Tiburon, sont encore discutés (fig. 1.1).

Les îles s'alignent le long de deux arcs distincts (Wadge, 1986 ; Macdonald et al., 2000), représentés sur la figure 1. À l'ouest, l'arc interne est composé d'îles volcaniques récentes où l'on trouve les volcans actifs. À l'est, les îles de l'arc externe ont un socle plus ancien recouvert de sédiments calcaires coralliens. Ces deux arcs té-

◀ Carte des Petites Antilles dessinée par Rigobert Bonne pour l'*Atlas de Toutes les Parties Connues du Globe Terrestre, Dressé pour l'Histoire Philosophique et Politique des Établissements et du Commerce des Européens dans les Deux Indes* de Guillaume Raynal (1780).

Chapitre 1

moignent probablement d'un changement de cinématique de la subduction au cours de son histoire géologique ([Bouysse & Westercamp, 1990](#)).

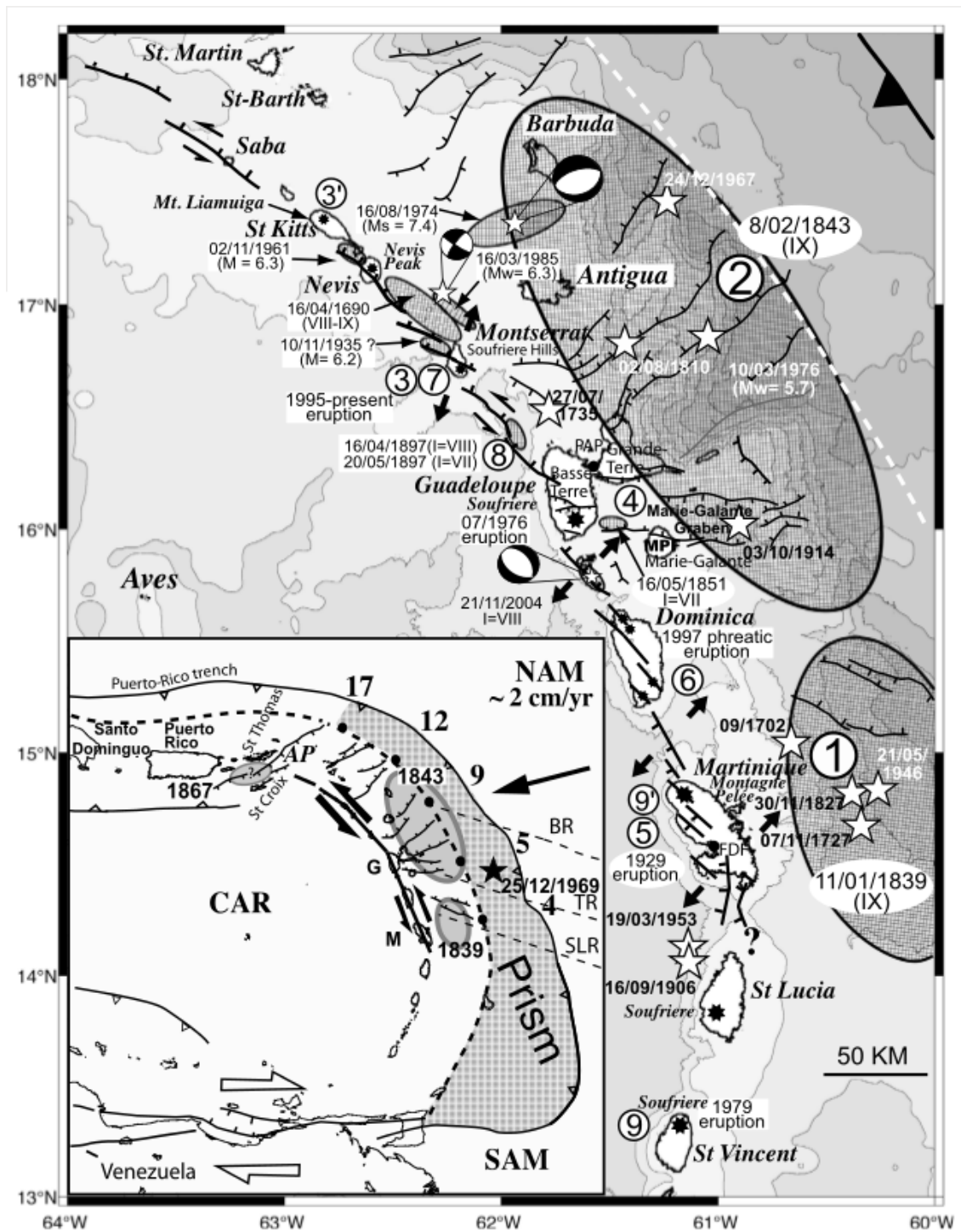


Figure 1.1 – Carte tectonique de l'arc des Petites Antilles (Feuillet et al., 2011b). Étoiles noires : Volcans actifs. Étoiles blanches et ellipses : Épicentres et zones de rupture des séismes de magnitude $M > 6$. Failles actives en noir. Flèches doubles : Extension locale. Encart : Lien entre le système de failles en échelons de l'arc interne et la subduction. NAM : Plaque nord-américaine, SAM : Plaque sud-américaine, CAR : Plaque caraïbes. BR : Ride de Barracuda, TR : Ride Tiburon, SLR : Ride de Sainte-Lucie. Points noirs et nombres associés : Valeur de la composante cisailante du déplacement le long du fossé de subduction, de 4 à 17 mm/an.

La figure 1.1 donne un aperçu de la sismicité de l'arc. Les séismes tectoniques se répartissent en plusieurs catégories, suivant leur mécanisme et leur localisation par rapport aux plaques (fig. 1.2) : les séismes intraplaques de la plaque caraïbe, les séismes intraplaques des plaques américaines, les séismes d'interface de subduction et les séismes profonds au niveau de la plaque subductée à l'aplomb de l'arc volcanique. Citons les séismes majeurs de l'arc des Antilles depuis le XIXe siècle et qui ont eu des conséquences jusqu'en Guadeloupe :

- séisme d'interface de subduction du 8 février 1843 entre Antigua et Grande-Terre, d'intensité IX et de magnitude 8 environ, causant 2000 morts, d'importants dégâts matériels dont la destruction de la ville de Pointe-à-Pitre ;
- séisme intraplaque du 16 mai 1851 proche de Capesterre, d'intensité VII-VIII et de magnitude 5.5 environ, causant des dégâts sur les bâtiments ;
- séisme intraplaque du 29 avril 1897 dans le Petit-Cul-de-Sac marin à proximité de Pointe-à-Pitre, d'intensité VII-VIII et de magnitude 5.5, causant 7 morts, 40 blessés et d'importants dégâts matériels notamment à Pointe-à-Pitre ;
- séisme intraplaque du 16 mars 1985 au nord de Montserrat à très faible profondeur (environ 13 km), d'intensité VI et de magnitude 6.2, causant 6 blessés légers à Pointe-à-Pitre ;
- séisme intraplaque du 21 novembre 2004 au sud de la Guadeloupe entre l'archipel des Saintes et la Dominique (rupture d'une faille normale sur environ 14 km), d'intensité VII-VIII et de magnitude Mw 6.3, causant 1 mort et des dégâts importants aux Saintes, dans le sud de Basse-Terre et en Dominique.

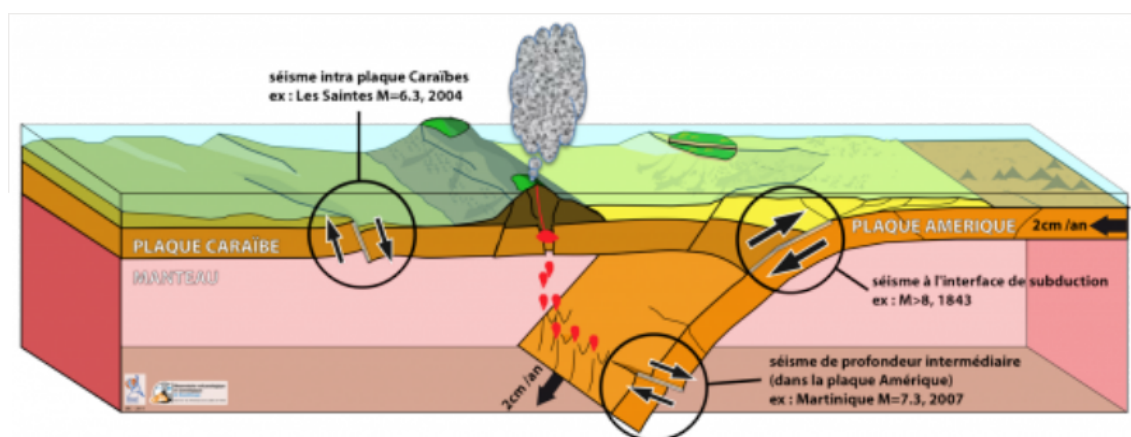


Figure 1.2 – Les différents types de séismes tectoniques aux Petites Antilles (source : IPGP, <http://www.ipgp.fr/fr/ovsm/introduction>).

Les îles de Guadeloupe sont traversées par deux systèmes de failles normales

(fig. 1.3), témoins du régime d'extension au niveau de ces îles (Feuillet et al., 2001, 2002). D'une part, des failles parallèles à l'arc de subduction : la faille Bouillante-Monserrat, au nord-ouest de Basse-Terre qui se prolonge dans la partie sud de l'île de Basse-Terre (Bouysse et al., 1988 ; Feuillet et al., 2002, 2010) et les failles au sud des Saintes, responsables notamment du séisme de 2004 et de ses nombreuses répliques (Feuillet et al., 2011a ; Bazin et al., 2010). D'autre part, les grabens de Marie-Galante et de la Désirade, où de nombreuses failles normales perpendiculaires à l'arc sont impliquées (Feuillet et al., 2002, 2010). Feuillet et al. (2002) montrent que l'activité tectonique et le volcanisme sont liés en raison de transferts de contraintes.

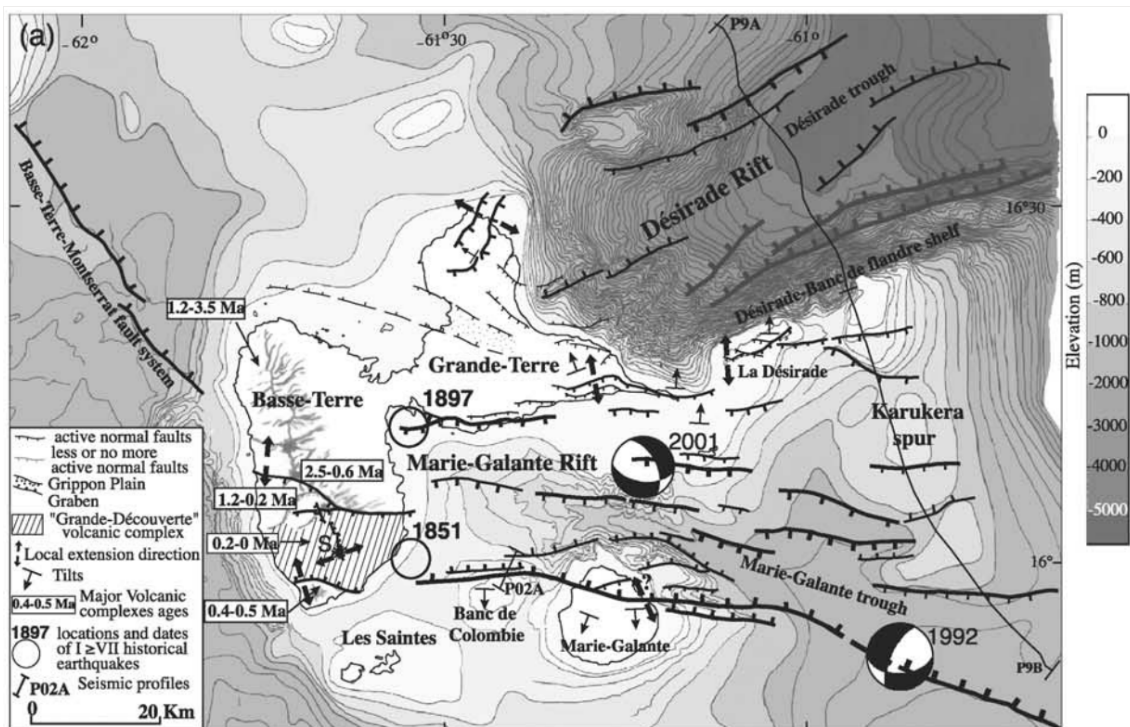


Figure 1.3 – Carte tectonique de l'archipel de Guadeloupe, compilée par Feuillet et al. (2002).

1.1.2 Histoire géologique

L'archipel de Guadeloupe est composé de deux îles principales, Basse-Terre et Grande-Terre, séparées par la Rivière Salée, et d'îles et îlots secondaires, les Saintes (Terre-de-Haut et Terre-de-Bas), Marie-Galante, Petite-Terre (Terre-de-Haut et Terre-de-Bas) et la Désirade. Basse-Terre et les Saintes appartiennent à l'arc volcanique interne à l'ouest tandis que les îles de Grande-Terre, Marie-Galante, Petite-Terre et la Désirade sont des îles calcaires situées à l'est le long de l'arc externe (fig. 1.4). La géologie des îles de Guadeloupe est synthétisée par Komorowski et al. (2005).

Chapitre 1

Grande-Terre (135 m d'altitude), Marie-Galante (204 m d'altitude), Petite-Terre et la Désirade (273 m d'altitude) sont des îles calcaires reposant sur un socle volcanique ancien. Le socle de Grande-Terre, Marie-Galante et Petite-Terre s'est formé antérieurement au Miocène, à l'époque où l'arc externe était actif, puis a été érodé et recouvert de calcaires coralliens au Pleistocène. La Désirade est une île plus ancienne. Elle est composée d'un socle volcanique du Jurassique Supérieur ou du Crétacé Inférieur couvert par des sédiments calcaires du Pliocène Inférieur. Le socle a ensuite été érodé puis recouvert de sédiments coralliens, conduisant aujourd'hui à des îles au relief peu accidenté avec des altitudes modérées.

Basse-Terre et les îlots des Saintes sont des îles volcaniques présentant un fort relief. Les Saintes (309 m d'altitude), archipel dont les principaux îlots sont Terre-de-Haut et Terre-de-Bas, ne sont plus actives à l'heure actuelle mais auraient été formées au cours de ces trois derniers millions d'années (Zami et al., 2014). La formation de Basse-Terre a débuté par le nord-ouest vers -2.79 Ma, puis les épisodes volcaniques se sont succédé en migrant vers le sud-est. Le volcan actif de la Soufrière de Guadeloupe s'élève à 1467 m, point culminant de l'arc des Petites Antilles.

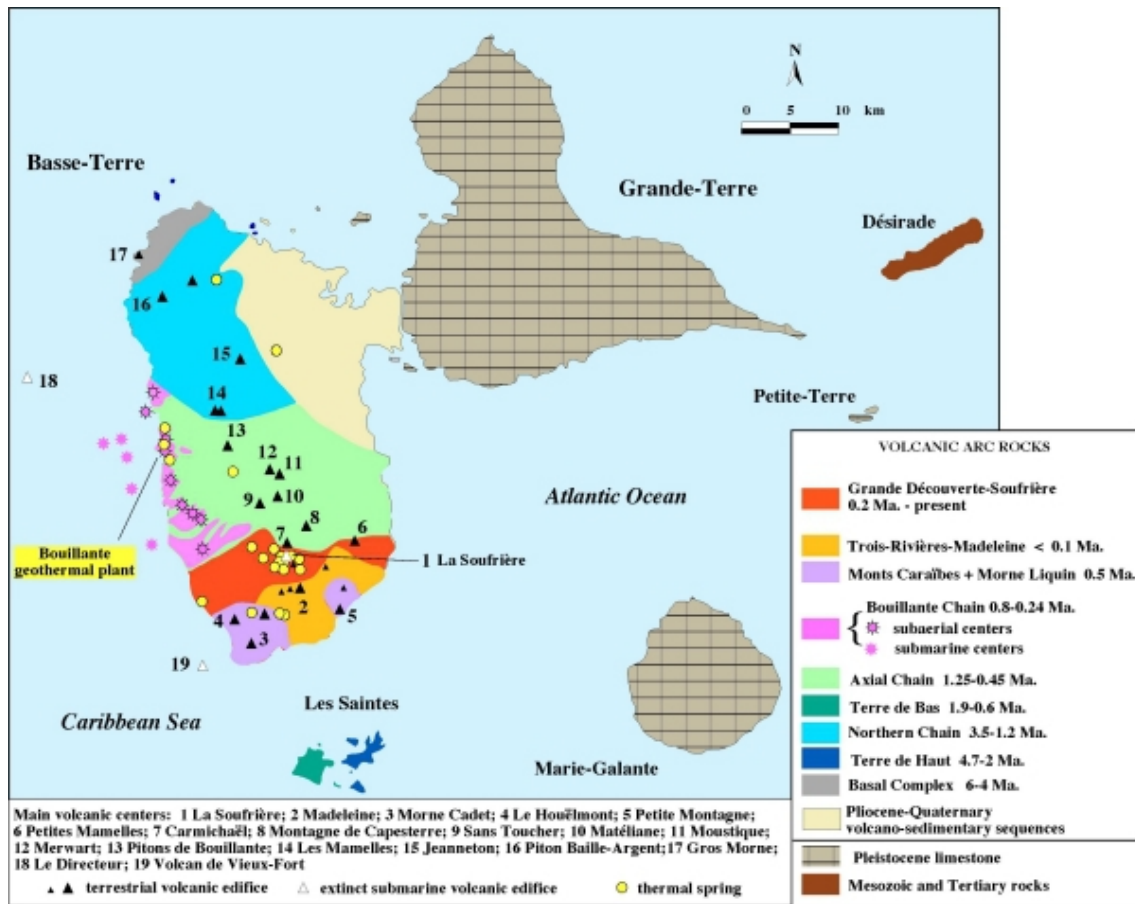


Figure 1.4 – Carte des ensembles géologiques de Guadeloupe (Komorowski et al., 2005).

L'histoire géologique de l'île de Basse-Terre est connue grâce à de nombreuses études géologiques, géochimiques et géochronologiques menées sur l'île (Blanc, 1983 ; Boudon et al., 1988 ; Carlut et al., 2000 ; Carlut & Quidelleur, 2000 ; Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2007, 2009 ; Lahitte et al., 2012 ; Mathieu et al., 2013 ; Ricci et al., 2015). Les études sont beaucoup plus détaillées au sud, dans la partie la plus récente de l'île. Les structures géologiques sont aussi de plus en plus érodées vers le nord. La carte géologique du massif de la Soufrière est détaillée à l'échelle 1:20000 (Boudon et al., 1988). Le BRGM est en train d'élaborer une nouvelle carte géologique pour l'ensemble de l'île de Basse-Terre à l'échelle 1:50000, la carte précédente datée de 1966 étant obsolète.

Nous résumons dans cette section les caractéristiques géologiques des ensembles volcaniques successifs (fig. 1.5). Notons que pour la partie sud de l'île, les auteurs ne choisissent pas systématiquement les mêmes limites d'ensembles (Gadalia et al., 1988 ; Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012). Nous suivons le découpage indiqué sur la figure 1.5). Des descriptions plus détaillées sont compi-

Chapitre 1

lées par [Komorowski et al. \(2005\)](#). Les âges sont donnés d'après [Carlut et al. \(2000\)](#), [Feuillet et al. \(2002\)](#), [Samper et al. \(2007\)](#) et [Lahitte et al. \(2012\)](#). Le volcanisme a globalement migré du NNO vers le SSE avec une vitesse moyenne de 25 km/Ma pour les dernières 1.8 Ma (Complexe Basal exclu) et de 18 km/Ma pour les dernières 2.8 Ma ([Samper et al., 2007](#)). Le nord-est de Basse-Terre est couvert par des sédiments du Pliocène-Quaternaire.

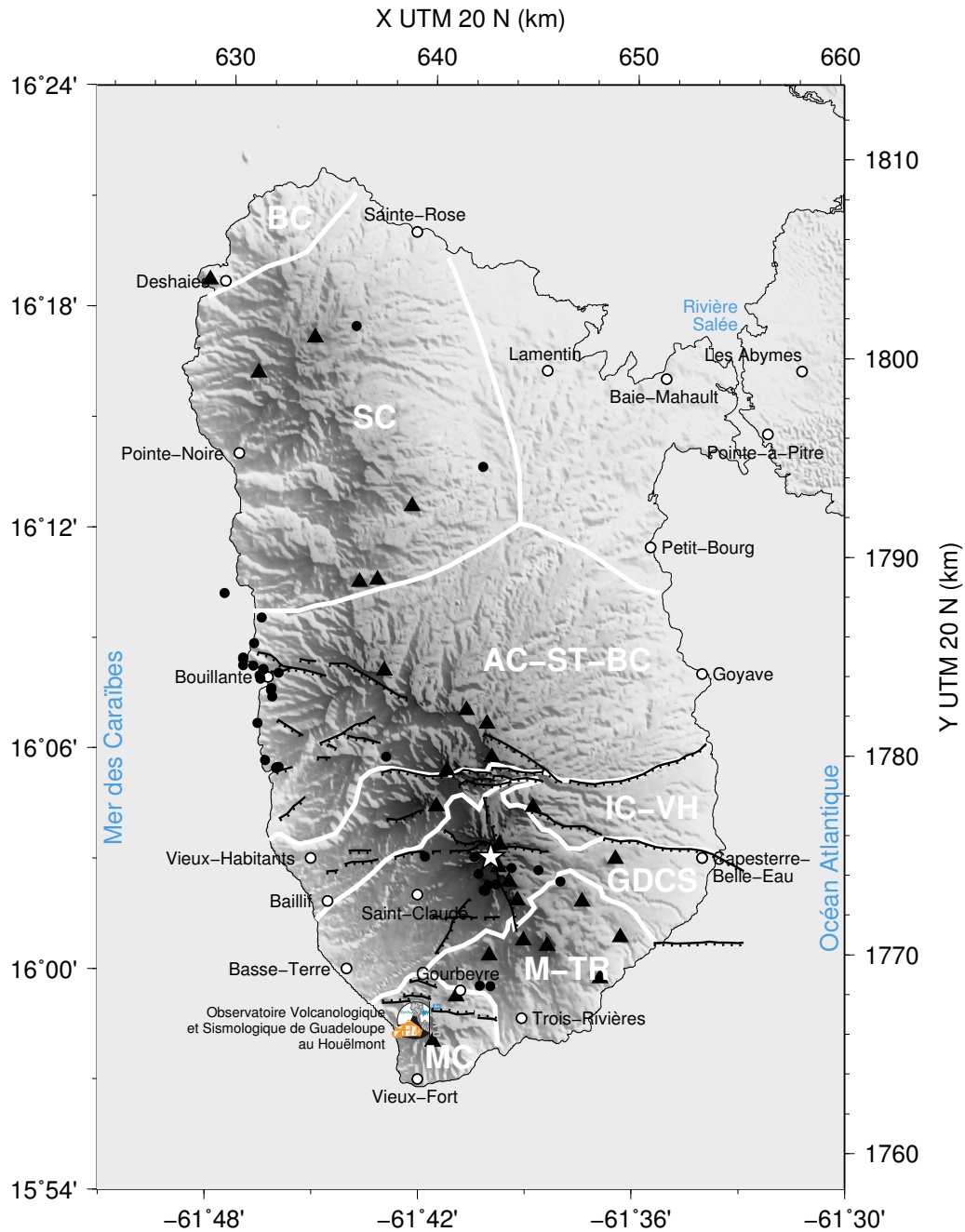


Figure 1.5 – Carte de l'île de Basse-Terre. Cercles blancs : Villes. Étoile : La Soufrière de Guadeloupe. Points noirs : Sources thermales (Bézègues-Courtade & Bes-De-Berc, 2007 ; Brombach et al., 2000 ; Komorowski et al., 2005). Triangles noirs : Édifices volcaniques (Komorowski et al., 2005). Lignes noires : Failles normales (Feuillet et al., 2002). Lignes blanches : Limites des unités géologiques (Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2007). BC : Complexe Basal, SC : Chaîne Septentrionale, AC-ST-BC : Chaîne Axiale, Sans-Toucher et Chaîne de Bouillante, MC : Monts Caraïbes, IG-VH : Complexe Icaques-Capesterre et Vieux-Habitants, M-TR : Complexe de la Madeleine et des Trois-Rivières, GDCS : Complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière.

Le **Complexe Basal (2.79-2.68 Ma)**, situé à l'extrémité nord de Basse-Terre, est le plus ancien complexe volcanique de l'île. Il est constitué de coulées de lave effusives massives largement érodées et de dômes le long du littoral (Maury et al., 1990 ; Samper et al., 2007). Son plus haut relief est le Piton Sainte-Rose à 335 m d'altitude.

La **Chaîne Septentrionale (1.81-1.15 Ma)** est constituée de coulées de lave abondantes et de dômes de composition andésitique à dactitique (Mathieu et al., 2013). La chaîne ne présente pas de direction préférentielle de migration du volcanisme : l'activité semble s'y être manifesté simultanément à différents endroits de la chaîne (Samper et al., 2007). Le dernier épisode volcanique de la chaîne correspondrait aux dômes dacitiques des Mamelles qui dominent la chaîne avec une altitude de 768 m (Westercamp & Tazieff, 1980).

La **Chaîne Axiale, de Bouillante et du Sans-Toucher (1.02-0.435 Ma)** suit la progression NNO-SSE du volcanisme. Nous regroupons ici la Chaîne Axiale initiale (1.02-0.616 Ma), située au nord des failles normales cartographiées (fig. 1.5), la Chaîne de Bouillante (limites spatio-temporelles mal définies) le long de la côte ouest et le volcan du Sans-Toucher (445-435 ka) qui constitue la dépression en fer à cheval au niveau de l'escarpement Vieux-Habitants-Métaliane. Cet ensemble présente un relief important (Pitons de Bouillante à 1088 m d'altitude, Sans-Toucher à 1354 m d'altitude). La chaîne se caractérise par des coulées de lave effusive très abondantes (Mathieu et al., 2013), même si la chaîne a aussi connu des périodes d'activité explosive. Cette étape aurait été la plus active de la formation de l'île, avec un total de 179 km³ de magma extrudé avec un taux de 4.5 10⁻⁴ km³/an (Samper et al., 2007). La fin de la Chaîne Axiale est marquée par la dernière éruption du volcan du Sans-Toucher (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Samper et al., 2007). La chaîne a également connu des épisodes d'effondrements de flancs et d'édifices à plusieurs reprises. L'érosion a marqué les volcans par la suite. Vers Bouillante, l'activité est principalement phréatomagmatique. De nombreux petits édifices ont été formés le long de la côte ouest et en mer (fig. 1.4 et 1.5). Des systèmes hydrothermaux sont encore actifs aujourd'hui. Le sud de la Chaîne Axiale est traversé d'est en ouest par des failles normales du graben de Marie-Galante.

Les **Monts Caraïbes (555-472 ka)** montrent une rupture dans la progression NNO-SSE du volcanisme de Basse-Terre. Ils se trouvent à l'extrême sud de l'île, au large de la Chaîne Axiale à l'époque de leur formation, les complexes plus récents s'étant intercalés par la suite. Leur formation serait contemporaine à la constitution de la Chaîne de Bouillante. Leur activité est essentiellement sous-marine (roches hyaloclastiques) et phréatomagmatique et ils ont connu des épisodes d'éruptions

aériennes explosives à la fin de leur formation, conduisant à la formation de dômes andésitiques. Ils sont constitués de dépôts pyroclastiques avec quelques coulées de lave et s'élèvent aujourd'hui à 687 m d'altitude à l'extrémité sud de Basse-Terre.

Le **Complexe Icaques-Capesterre et Vieux-Habitants (629-554 ka)** a succédé à la Chaîne Axiale (Samper et al., 2007). On y trouve des dômes, des coulées de lave et des édifices érodés ou effondrés (Feuillet et al., 2002). Il est aujourd'hui largement recouvert par les massifs plus récents. Les reliefs de ce complexe s'intercalent aujourd'hui sur une bande de 1 à 4 km entre la Chaîne Axiale et le Complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière. Ce Complexe est limité au nord et au sud par les failles normales du graben de Marie-Galante dont l'activité pourrait avoir joué un rôle dans le volcanisme (Feuillet et al., 2002, 2011b).

Le **Complexe Madeleine et Trois-Rivière (150-11 ka)** est situé au sud-est de l'île. Son activité a été principalement effusive. Le Complexe est constitué d'importantes coulées de laves, de dômes massifs, comme celui de la Madeleine qui s'élève à 981 m, et de cônes de scories. Là encore, les édifices pourraient suivre l'alignement tectonique est-ouest des failles normales du rift de Marie-Galante (Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2009 ; Feuillet et al., 2011b).

Le **Complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière (depuis 200 ka)** est l'ensemble volcanique le plus récent de l'île, et par conséquent le mieux documenté (Boudon et al., 1988). L'activité volcanique serait encore une fois contrôlée par l'activité tectonique du rift de Marie-Galante (Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2009 ; Feuillet et al., 2011b). Trois phases de construction se sont suivies, correspondant à trois volcans successifs (Boudon et al., 1988). (1) La phase Grande-Découverte (200-42 ka) a débutée il y a 200 ka (Boudon et al., 1988 ; Carlut et al., 2000). Le volcan de la Grande-Découverte a été formé par une série d'éruptions effusives. Trois explosions majeures ont ensuite conduit à la formation d'une caldeira. (2) La phase Carmichaël (42-11.5 ka) est la phase intermédiaire pendant laquelle un édifice volcanique a été reconstruit. Le système hydrothermal aurait été développé au cours de cette phase. L'édifice du Carmichaël a ensuite été détruit, laissant place au cratère Carmichaël au nord (cratère en fer à cheval orienté vers l'ouest). (3) La phase Soufrière (depuis 8.5 ka) est la phase actuelle. Elle a commencé par un effondrement qui a produit le cratère Amic au sud (cratère en fer à cheval orienté vers le sud). Les cratères Carmichaël et Amic sont associés à d'importants dépôts d'avalanche atteignant la mer (Boudon et al., 1988). Cette phase a ensuite connu une succession de formation de dômes de lave, de périodes d'éruptions phréatiques explosives ou non et de petits effondrements d'édifices. La dernière éruption magmatique de la Soufrière, datée vers 1530 (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008), a conduit

à la formation du dôme andésitique actuel du volcan de la Soufrière de Guadeloupe. Depuis, le volcan a connu cinq épisodes d'éruptions phréatiques (Feuillard, 2011) :

- 1690 : éruption phréatique mineure (Ballet, 1899) ;
- 1797-98 : éruption phréatique majeure (Hapel-Lachênaie et al., 1977) ;
- 1836-37 : éruption phréatique mineure (Biot, 1837 ; L'Herminier, 1837) ;
- 1956 : éruption phréatique mineure de quatre jours avec deux explosions en surface (Jolivet, 1958) ;
- 1976-77 : éruption phréatique majeure avec 26 explosions majeures entre le 8 août 1976 et le 1er mars 1977, des émanations de gaz acides, des projections de blocs et de cendres, des coulées de boue, environ 16000 séismes enregistrés dont une centaine ressentis, 75000 habitants évacués entre le 15 août 1976 et le 5 janvier 1977 (Feuillard et al., 1983).

Depuis la crise de 1976-77, plusieurs études géochimiques tendent à montrer le rôle du système magmatique lors des événements (eg. Boichu et al., 2011 ; Villemant et al., 2014), avec un réapprovisionnement de la chambre magmatique en profondeur. Les développements récents de ces méthodes devraient permettre de mieux interpréter les signaux précurseurs pour des manifestations futures (Allard et al., 2014). La figure 1.6 représente un schéma du système hydrothermal et magmatique du volcan tel qu'il est connu actuellement grâce aux études géologiques (Komorowski et al., 2008 ; Salaün et al., 2011). Les fluides hydrothermaux circulent le long de surfaces préférentielles, associées à des fragilités de l'édifice (cicatrices laissées par les différents effondrements de flancs).

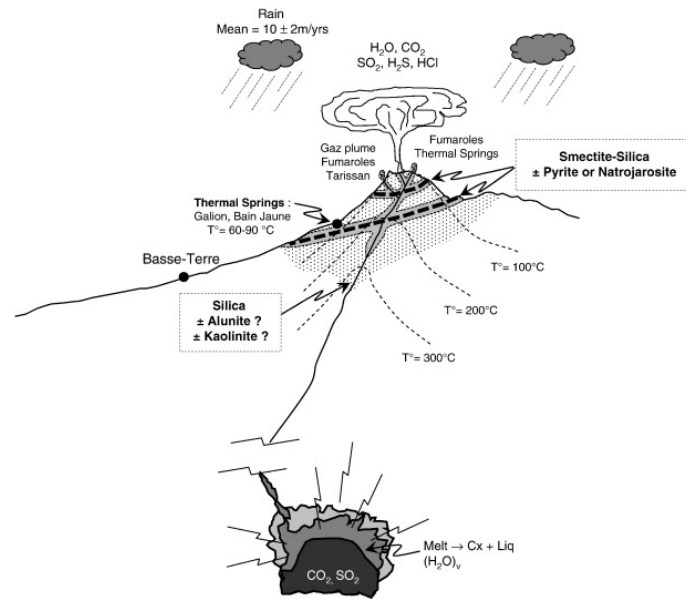


Figure 1.6 – Schéma du système hydrothermal et magmatique de la Soufrière (Sallaün et al., 2011). Lignes pointillées épaisses : Surfaces préférentielles de circulation de fluides correspondant aux surfaces de glissement des anciens effondrements. Zones grisées : Altération hydrothermale superficielle. Zone pointillée : Étendue du système hydrothermal à basse-température (inférieure à 300 °C).

1.2 Études géophysiques précédentes de Basse-Terre

La figure 1.7 récapitule les différentes études géophysiques qui ont été menées sur l'île de Basse-Terre.

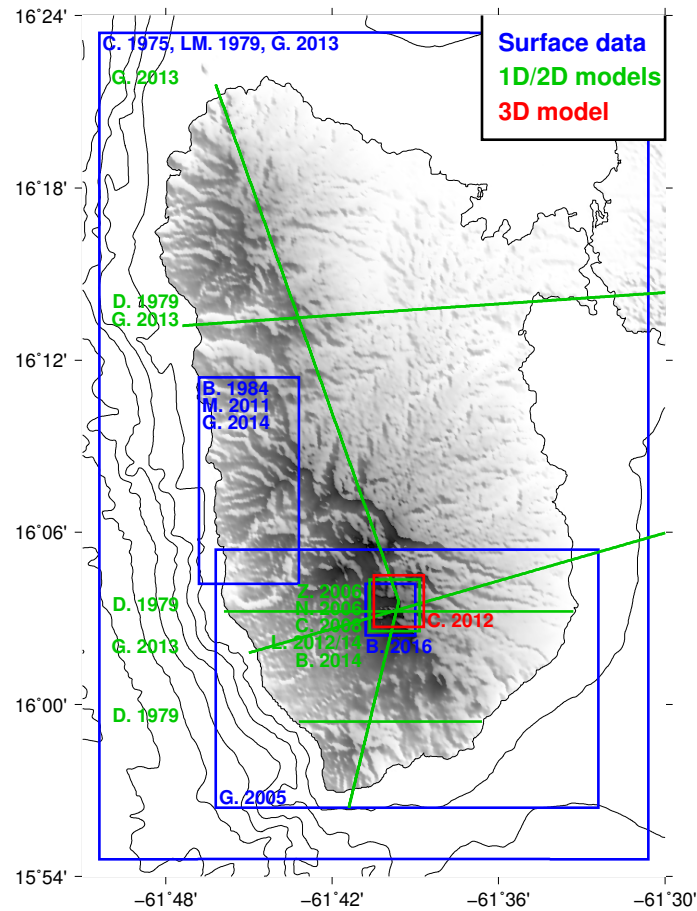


Figure 1.7 – Études précédentes d’imagerie géophysique de l’île de Basse-Terre. Bleu : Analyse de données géophysiques (Coron et al., 1975 ; Le Mouël et al., 1979 ; Barthes et al., 1984 ; Gunawan, 2005 ; Matthieu et al., 2011 ; Gailler et al., 2013, 2014 ; Bouligand et al., 2016). Vert : Modèles 1D ou 2D des paramètres en profondeur (Dorel et al., 1979 ; Nicollin et al., 2006 ; Zlotnicki et al., 2006 ; Coutant et al., 2008 ; Lesparre et al., 2012 ; Gailler et al., 2013 ; Lesparre et al., 2014 ; Brothelande et al., 2014). Rouge : Modèle 3D des paramètres en profondeur (Coutant et al., 2012).

Dorel et al. (1979) proposent trois modèles est-ouest de vitesses sismiques jusqu’à 6 km de profondeur environ, déduits à partir de profils de sismique active (fig. 1.8). Dorel et al. (1979) mettent en évidence deux couches superficielles, de 3 à 5 km d’épaisseur au total, qui reposent sur la croûte proprement dite où les vitesses avoisinent les $6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$. La première couche est identifiée avec une vitesse moyenne de $3.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ et des vitesses plus faibles au niveau de la Soufrière et dans les sédiments au nord. La seconde couche est caractérisée par des vitesses de $4.0 - 4.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$.

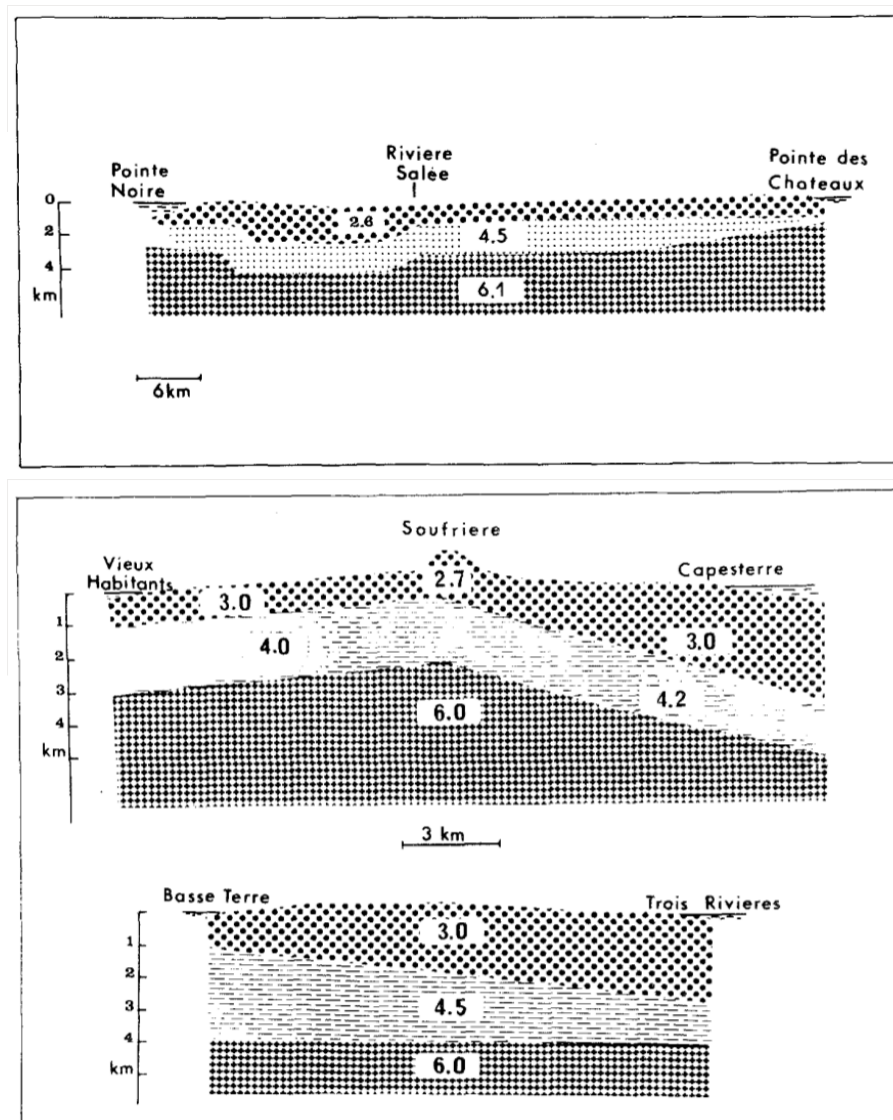
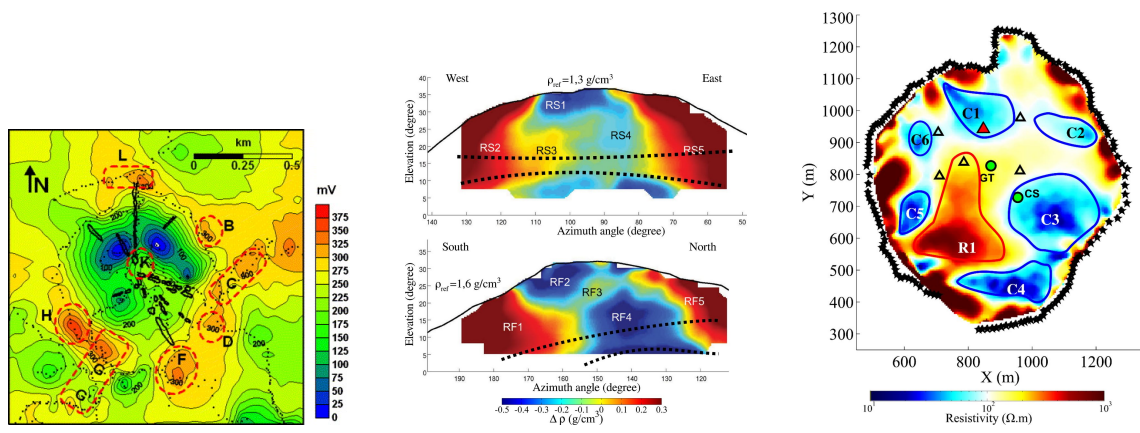


Figure 1.8 – Modèles d'interprétation des coupes sismiques proposés par Dorel et al. (1979). Les coupes, du nord (haut) au sud (bas) de l'île, sont localisées sur la figure 1.7.

Des données gravimétriques terrestres (Coron et al., 1975 ; Barthes et al., 1984 ; Gunawan, 2005 ; Matthieu et al., 2011) et aéromagnétiques (Le Borgne & Le Mouël, 1976 ; Le Mouël et al., 1979) couvrent l'ensemble de l'archipel de Guadeloupe. Gailler et al. (2013) proposent des modèles 2D de densité et d'aimantation expliquant les données gravimétriques et magnétiques existantes en suivant les modèles de vitesses sismiques de Dorel et al. (1979). En 2013, le Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM) a piloté un projet d'acquisition héliportée magnétique et électromagnétique à faible altitude pour la prévention des risques naturels et l'exploration de ressources naturelles (projet GUADEM). À l'échelle de l'île, aucun modèle 3D

n'a été publié jusqu'à présent.

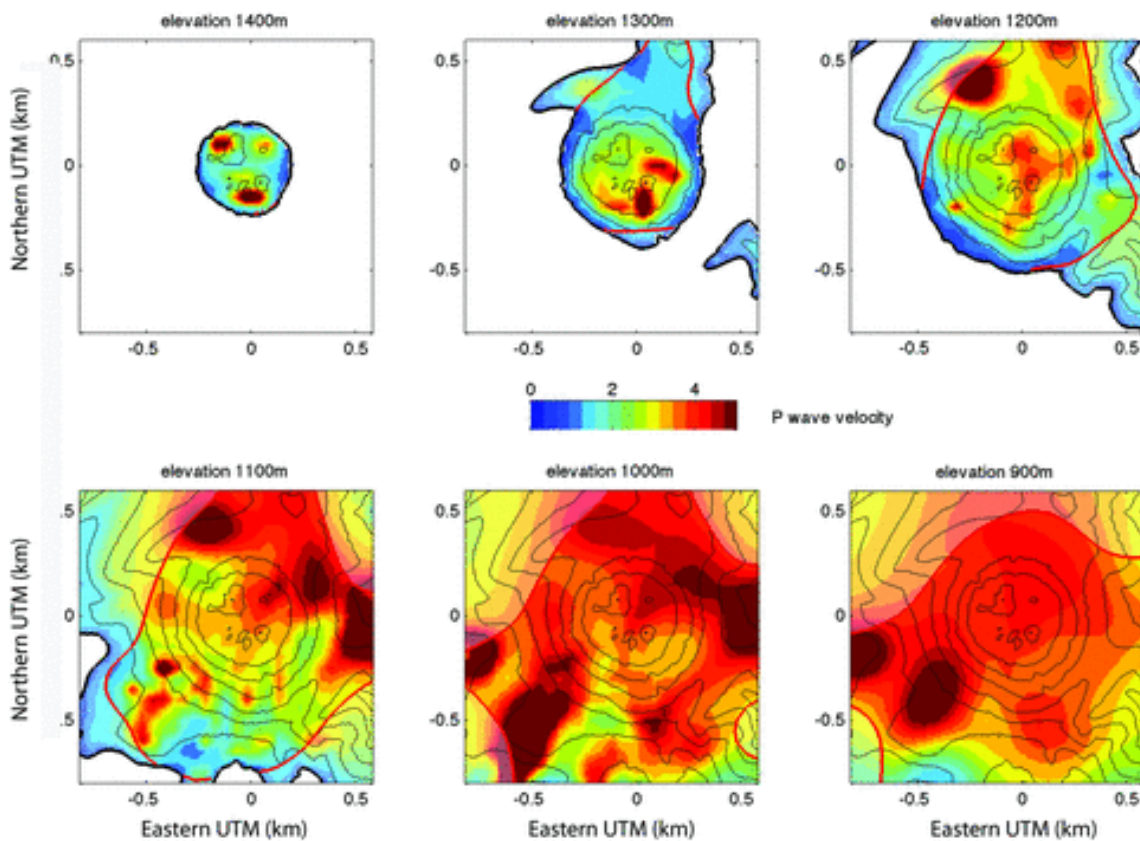
Ces dernières années, de nombreuses études ont porté sur l'imagerie du système hydrothermal de la Soufrière de Guadeloupe. Plusieurs questions motivent ces études. Y a-t-il eu remonté de magma lors de l'éruption de 1976-77? Quels sont les risques d'effondrement du dôme? Quel est l'état actuel du système hydrothermal? Les méthodes électriques informent sur la résistivité du milieu, donc sur la présence de fluides : [Nicollin et al. \(2006\)](#) propose des profils de résistivité à partir de tomographie électrique, [Zlotnicki et al. \(2006\)](#) propose une carte de potentiel spontané à partir d'acquisition très basse fréquence (fig. 1.9a), [Lesparre et al. \(2014\)](#) produisent une coupe de résistivité électrique par tomographie (fig. 1.9c). [Lesparre et al. \(2012\)](#) obtiennent un modèle de densité du dôme à partir de radiographies par muons cosmiques (fig. 1.9b). [Bouligand et al. \(2016\)](#) utilisent des données magnétiques acquises au sol sur le dôme pour mettre en évidence la présence d'altération hydrothermale en profondeur. [Coutant et al. \(2012\)](#) élaborent un modèle tridimensionnel du dôme en termes de vitesse des ondes P et de densité par inversion jointe de temps d'arrivée issus d'une expérience de sismique active ([Coutant et al., 2008](#)) et de données gravimétriques (fig. 1.9d). Les résultats obtenus par ces différentes études ne s'accordent pas toujours sur les localisations et les étendues des différentes structures, mais montrent toutefois certaines similitudes (fig. 1.9). Les différentes méthodes mettent en évidence des zones fragiles fortement altérées (zones à faibles résistivités, densités et vitesses) ainsi que des intrusions andésitiques massives qui pourraient participer à la stabilité de l'édifice (caractérisées par de fortes résistivités, densités et vitesses).



(a) Potentiel spontané en 2000 obtenu par acquisition très basse fréquence (VLF) (Zlotnicki et al., 2006).

(b) Densités obtenues à partir de radiographies par muons cosmiques (Lesparre et al., 2012, 2014). Coupes ouest-est (haut) et sud-nord (bas).

(c) Résistivité obtenue par tomographie électrique (Lesparre et al., 2014).



(d) Coupes horizontales extraites du modèle 3D de vitesse des ondes P obtenu par inversion jointe de temps d'arrivée et de données gravimétriques (Coutant et al., 2012).

Figure 1.9 – Imagerie géophysique du dôme de la Soufrière de Guadeloupe.

1.3 Cadre de la thèse et données disponibles

Projet Domoscan

Cette thèse, débutée en janvier 2013, s'est déroulée suite au projet ANR Domoscan (2009-2012) conduit par Olivier Coutant. L'objectif central de ce projet était l'imagerie et le suivi temporel de l'activité hydrothermale de la Soufrière de Guadeloupe. Les données acquises dans le cadre de ce projet ont notamment permis d'obtenir les premières images du dôme par tomographie de muons cosmiques (Lesparre et al., 2012), de construire un modèle 3D en termes de vitesse P et de densité (Coutant et al., 2012) et d'étudier la structure magnétique du dôme (Bouligand et al., 2016). Ce travail de thèse à l'échelle de l'île bénéficie aussi d'un certain nombre de données acquises dans le cadre de ce projet.

Données disponibles

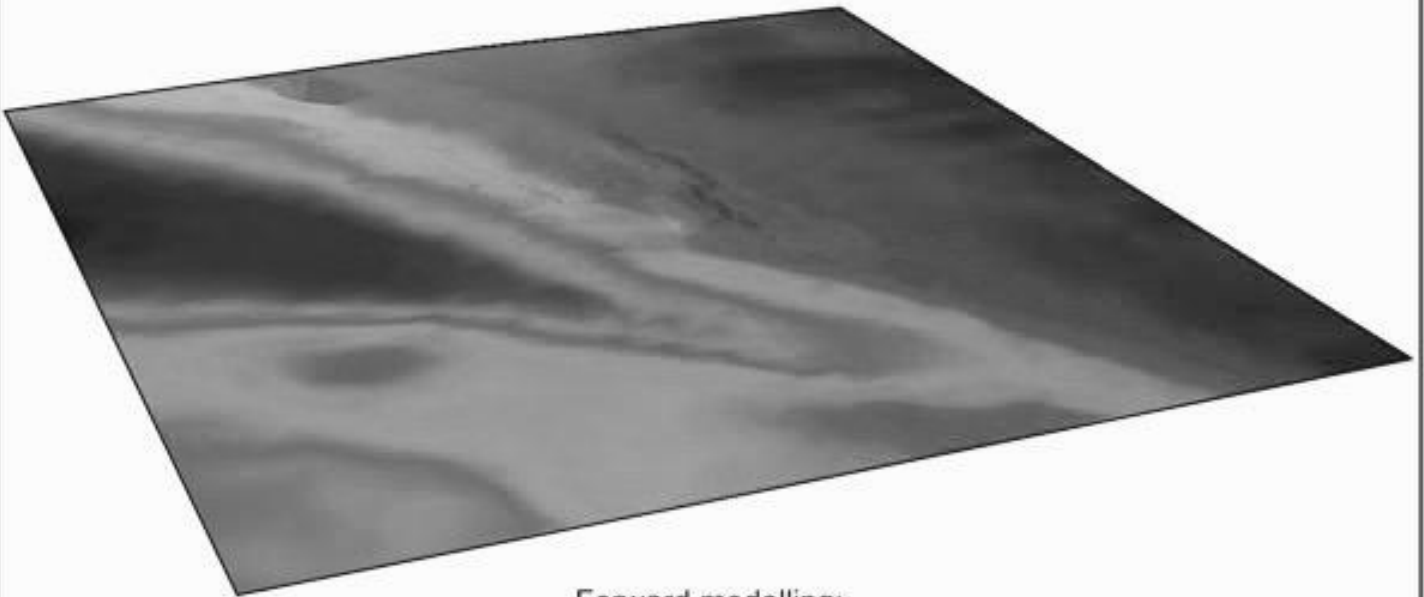
Nous inversons les **données gravimétriques** issues de cinq jeux de données différents. Les données de Coron et al. (1975) couvrent l'ensemble de Basse-Terre, le BRGM nous a fourni des mesures acquises dans la région de Bouillante (Barthes et al., 1984 ; Debeglia et al., 2007 ; Matthieu et al., 2011), les données de Gunawan (2005) couvrent le dôme et le sud de l'île et nous avons acquis un nouveau jeu de données sur l'ensemble de l'île lors d'une campagne de terrain en août 2012 dans le cadre du projet Domoscan.

Nous inversons également les **données magnétiques** issues du levé aéroporté effectué par l'IPGP (Le Borgne & Le Mouël, 1976 ; Le Mouël et al., 1979).

Au total, nous disposons de **données sismologiques continues** de 18 stations larges bandes et de 9 stations courtes périodes pour effectuer une tomographie d'ondes de surface à partir de corrélations de bruit sismique. En plus des stations permanentes de l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe, six stations sismologiques temporaires larges bandes ont été installées dans le cadre du projet Domoscan, améliorant ainsi la couverture spatiale.

Enfin, pour la tomographie de temps d'arrivée, nous utilisons le nouveau **catalogue de sismicité** de l'arc des Petites Antilles produit par le Centre de Données Sismologiques des Antilles (Bengoubou-Valerius et al., 2008 ; Massin et al., 2013, 2014).

Observed gravity or magnetic data

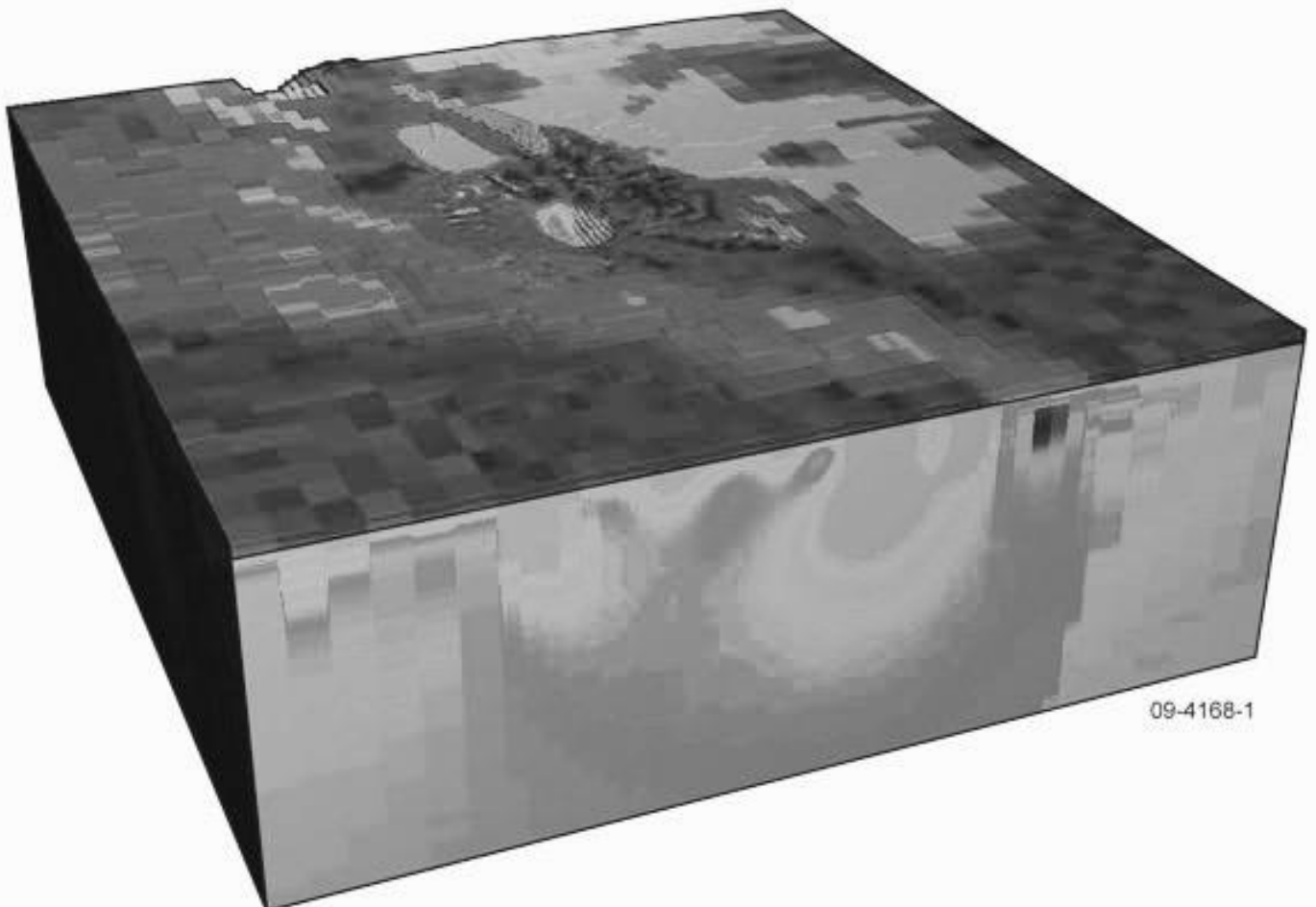


Forward modelling:
Calculate exact response, based on physics



Inverse modelling:
Unstable, non-unique, estimate of physical properties

Predicted model of densities or magnetic susceptibilities



09-4168-1

Méthodes d'imagerie géophysique et d'inversion

Les méthodes géophysiques permettent d'imager l'intérieur de la Terre à la manière d'une échographie. Chaque méthode consiste à acquérir des données en surface, telles que les champs gravimétriques et magnétiques ou les temps d'arrivée des ondes sismiques. Le processus d'inversion permet ensuite de retrouver les paramètres physiques de roches en profondeur, tels que la densité, l'aimantation ou les vitesses sismiques.

Dans un premier temps, ce chapitre présente quelques notions sur la résolution de problèmes inverses en géophysique (section 2.1). Ensuite, nous détaillons le principe des méthodes géophysiques utilisées pour ce travail de thèse, à savoir la gravimétrie, le magnétisme, la tomographie de temps d'arrivée et la tomographie à partir de corrélations de bruit sismique (section 2.2). Enfin, nous abordons le concept d'inversion jointe (section 2.3).

2.1 Méthodes inverses

2.1.1 Introduction aux problèmes inverses

Les données \mathbf{d} observables en surface sont reliées aux paramètres physiques \mathbf{m} du milieu par l'intermédiaire de la relation :

$$g(\mathbf{m}) = \mathbf{d} \tag{2.1}$$

où la fonction g représente la théorie physique.

Connaissant la physique du problème, représentée par la fonction g , le problème

◀ Illustration du problème direct et du problème inverse ([Williams et al., 2009](#)).

direct consiste à calculer les données qui seraient observées en surface à partir d'un modèle de paramètres donné. Le calcul s'effectue alors directement à partir de l'équation 2.1. Le problème inverse se pose lorsque l'on veut déterminer les paramètres d'un modèle inconnu à partir de données mesurées en surface. Le problème inverse en géophysique est souvent mal conditionné, c'est-à-dire que l'inversion est mal contrainte (le résultat n'est pas stable face à de petites variations dans les données) et que le résultat est non unique (les observations ne suffisent pas à déterminer les paramètres du modèle de façon unique). Il faut donc régulariser le problème en lui imposant des contraintes pour obtenir une solution stable et unique.

De nombreux ouvrages traitent des problèmes inverses. Citons [Menke \(1989\)](#) et [Aster et al. \(2013\)](#). Nous donnons ici un aperçu des approches de résolution des problèmes inverses utilisées en géophysique.

Si le problème est linéaire, l'équation 2.1 devient :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \tag{2.2}$$

où \mathbf{G} , appelée matrice de sensibilité, contient les dérivées des données par rapport aux paramètres du modèle. Pour n_d données et n_m paramètres, la matrice \mathbf{G} est de taille $n_d \times n_m$. Une solution possible pour estimer les paramètres \mathbf{m} est de minimiser l'écart entre les données observées et les données calculées au sens des moindres carrés (norme L2) :

$$\phi_d(\mathbf{m}) = \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|^2 = (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d})^t(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}). \tag{2.3}$$

ϕ_d est appelée fonction coût (fig. 2.1a). La solution $\tilde{\mathbf{m}}$ qui minimise la fonction coût $\phi_d(\mathbf{m})$ est alors :

$$\tilde{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^t\mathbf{G})^{-1}\mathbf{G}^t\mathbf{d} \tag{2.4}$$

si $(\mathbf{G}^t\mathbf{G})^{-1}$ existe. C'est la méthode de Newton. Nous verrons dans la section 2.1.2 quelques approches de régularisation pour résoudre le problème linéaire 2.2 dans le cas général. Même si ce n'est théoriquement pas nécessaire, les problèmes linéaires sont parfois résolus avec des algorithmes itératifs tels que LSQR ([Paige & Saunders, 1982](#)) lorsque la taille des matrices est trop importante.

Dans le cas non linéaire, la fonction coût s'écrit :

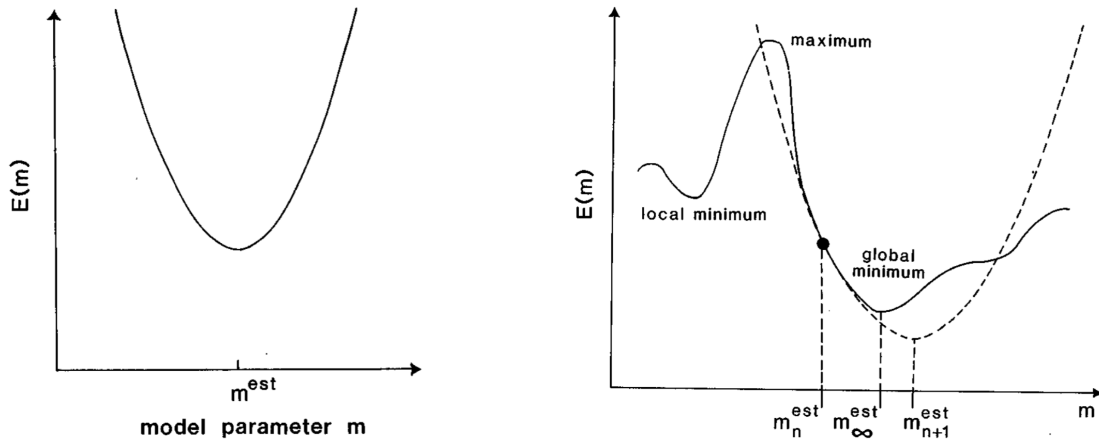
$$\phi_d(\mathbf{m}) = \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}\|^2 = (g(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^t(g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}). \tag{2.5}$$

Si le problème est faiblement non linéaire, il peut être linéarisé localement et être

résolu de façon itérative :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n - \mu \mathbf{H}^{-1} \boldsymbol{\gamma} \quad (2.6)$$

pour l'itération $n + 1$ où $\boldsymbol{\gamma}$ est le gradient de la fonction coût 2.5 et \mathbf{H} sa dérivée seconde, ou Hessien. Le paramètre μ est un coefficient d'amortissement. Il s'agit de la méthode de Gauss-Newton. L'algorithme itératif est illustré sur la figure 2.1. Nous parlerons des algorithmes d'optimisation dans la section 2.1.3.1.



(a) Fonction coût $E(m)$ dans le cas linéaire Gaussien. La méthode de Newton donne le minimum de cette fonction quadratique.

(b) Fonction coût $E(m)$ dans le cas non linéaire et illustration de l'algorithme d'optimisation de type Gauss-Newton. Le modèle optimal est déterminé par linéarisations successives du problème au voisinage du modèle.

Figure 2.1 – Illustration des méthodes de Gauss-Newton (problème linéaire) et de Quasi-Newton (problème linéarisé) (Menke, 1989).

Enfin, certains problèmes sont fortement non linéaires, de telle sorte que la linéarisation n'est pas une approximation satisfaisante. Il faut alors se tourner vers des méthodes globales que nous aborderons dans la section 2.1.3.2.

Résoudre un problème inverse nécessite de faire de nombreux choix qui dépendent fortement de la physique du problème (outils de modélisation, linéarité).

1. Comment modéliser/discrétiser le milieu? La discrétisation est une étape importante pour pouvoir manipuler les données et le modèle à l'aide d'objets mathématiques. Le modèle peut être discrétisé (en nœuds, couches, blocs, cellules tétraédrales pour citer quelques solutions communes) ou modélisé en utilisant une base de fonctions.

2. Quelle paramétrisation adopter ? Le choix de la nature des paramètres n'est pas anodin (Tarantola, 1986 ; Forgues, 1996). Par exemple, en tomographie de temps d'arrivée, il est intéressant de paramétrer le problème en termes de lenteurs plutôt qu'en termes de vitesses pour travailler avec un problème plus linéaire.
3. Comment régulariser le problème ? Quelle fonction coût minimiser ? (section 2.1.2)
4. Quel algorithme de résolution utiliser ? (section 2.1.3)

En géophysique, l'inversion de données permet donc d'obtenir un modèle de la Terre associé à la résolution des données utilisées, à la nature des paramètres inversés, à la paramétrisation du problème et à la méthode de résolution. Ce modèle n'est en aucun cas la Terre réelle. Il s'agit d'une image simplifiée obtenue en fixant certaines hypothèses.

2.1.2 Régularisation et approche Bayésienne

Greenhalgh et al. (2006) comparent les différentes stratégies de régularisation et mettent en évidence leurs similitudes. Des régularisations purement mathématiques sont possibles, par exemple avec la méthode de Levenberg-Marquardt qui consiste à rajouter des valeurs sur la diagonale de la matrice $\mathbf{G}^t\mathbf{G}$ pour la rendre inversible. Cependant, il est également possible de régulariser le problème en utilisant des critères physiques basés sur des informations *a priori* sur les données observées et sur le modèle cherché. Par exemple, la régularisation de Tikhonov propose de minimiser la complexité du modèle final. Cette régularisation consiste à trouver un modèle pour lequel $\phi_d(\mathbf{m})$ (eq. 2.3) est raisonnablement petit et qui minimise la norme du modèle \mathbf{m} (Aster et al., 2013) : $\phi_m(\mathbf{m}) = \mathbf{m}^t\mathbf{m}$. Un modèle *a priori* $\mathbf{m}_{\text{prior}}$ peut aussi être déterminé à partir des connaissances géologiques par exemple. On cherchera alors à minimiser une fonction coût avec un terme du type $\phi_m(\mathbf{m}) = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\text{prior}})^t(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\text{prior}})$. Enfin, l'utilisation de matrices de pondération permet d'ajuster le poids de chaque terme, des différentes données entre elles et des différents paramètres du modèle.

L'approche Bayésienne (Tarantola & Valette, 1982a) se base sur une description statistique des grandeurs du problème. Elle consiste à utiliser des densités de probabilité pour propager les erreurs *a priori* commises sur les données et sur les informations *a priori* sur le modèle (fig. 2.2, gauche) ainsi que sur la physique du problème (fig. 2.2, milieu) pour proposer un modèle lui-même décrit par des densités de probabilité *a posteriori* (fig. 2.2, droite). Dans l'hypothèse où les erreurs sur

les données et la distribution des paramètres du modèle suivent des distributions Gaussiennes, on peut poser la fonction coût suivante :

$$\phi(\mathbf{m}) = (g(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^t \mathbf{C}_D^{-1} (g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\text{prior}})^t \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\text{prior}}) \quad (2.7)$$

où \mathbf{C}_D et \mathbf{C}_M sont les matrices de covariance sur les données et le modèle. Les matrices de covariances sont des matrices de pondération particulières. Ces matrices contiennent les variances σ_d et σ_m des données et des paramètres sur leurs diagonales. De plus, elles peuvent contenir des termes non diagonaux pour rendre compte d'interdépendances entre les données ou entre les paramètres. En particulier, une fonction de corrélation spatiale peut être imposée aux paramètres du modèle.

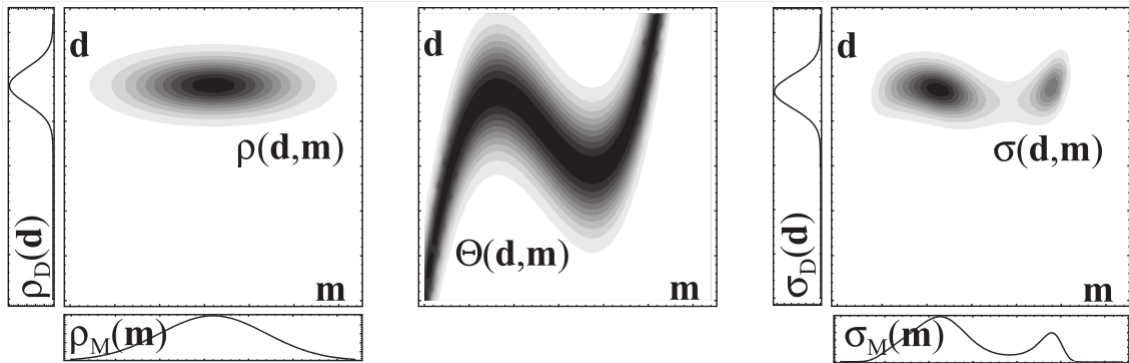


Figure 2.2 – Informations *a priori* sur le problème (Tarantola, 2005). Gauche : Densités de probabilité *a priori* sur les données et sur les paramètres du modèle. Centre : Information *a priori* sur la relation physique entre les données et les paramètres du modèle. Droite : Densités de probabilité *a posteriori* sur les données et sur les paramètres du modèle étant données les informations *a priori*.

2.1.3 Algorithmes de résolution

On distingue deux grandes familles d'algorithmes : les méthodes locales et les méthodes globales. Chaque famille est plus spécifiquement adaptée à certains types de problèmes inverses. La figure 2.3 met en évidence les caractéristiques de différents algorithmes en fonctions de leurs capacités d'exploration des paramètres du modèle et d'exploitation de l'information.

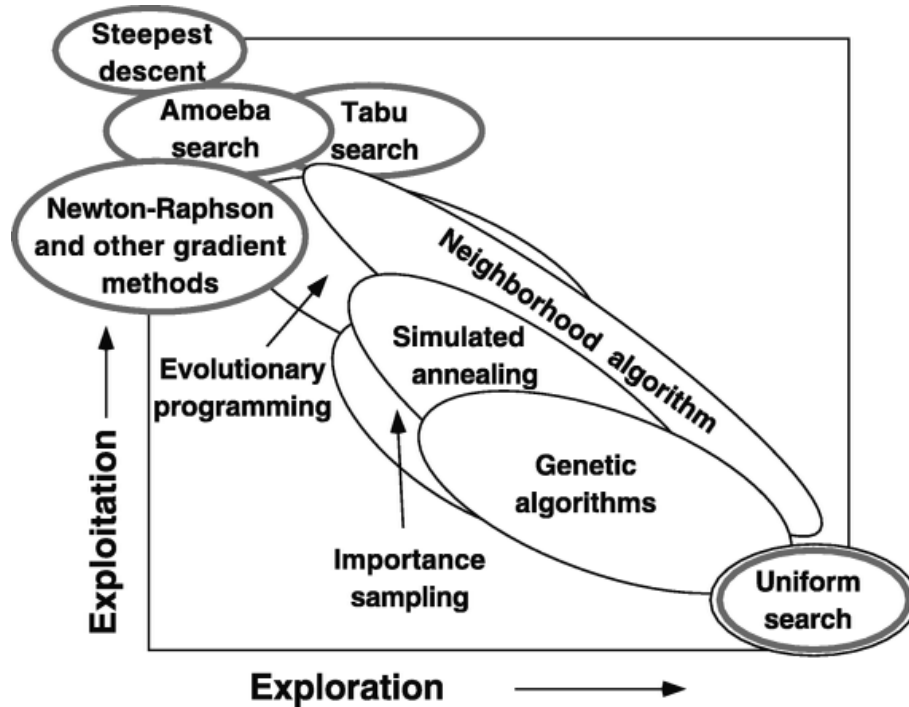


Figure 2.3 – Schéma de différents algorithmes de recherche et d’optimisation en fonction de leur capacité à explorer l’espace des paramètres du modèle et à exploiter l’information (Sambridge & Mosegaard, 2002). Ellipses grises : méthodes déterministes. Ellipses noires : méthodes stochastiques.

2.1.3.1 Méthodes locales d’optimisation

Les méthodes locales (en gris sur la figure 2.3) explorent très peu l’espace des paramètres possibles. À partir d’un modèle initial, elles convergent vers le minimum local par un algorithme itératif en suivant les informations contenues dans la fonction à optimiser. On parle d’optimisation. Elles présentent l’avantage de converger efficacement vers un minimum mais sont fortement dépendantes du modèle initial choisi. Si le modèle initial est trop éloigné du vrai modèle, l’algorithme risque de converger vers un minimum local qui peut être très éloigné du minimum global recherché. Pour un ouvrage très complet sur les méthodes d’optimisation, on peut se référer à Gill et al. (1981).

En principe, il s’agit de suivre l’algorithme donné par l’équation 2.6. En pratique, le Hessien \mathbf{H} , c’est-à-dire la dérivée seconde, est souvent difficile à calculer. Les différentes méthodes d’optimisation se distinguent donc par leur manière de calculer le pas du modèle $\mathbf{m}_{n+1} - \mathbf{m}_n$. La méthode la plus simple à mettre en œuvre, mais pas la plus efficace du point de vue de la convergence, est la méthode de descente maximale ("steepest descent"). Cet algorithme suit simplement la pente maximale donnée par le gradient. Plusieurs variantes de la méthode de Quasi-Newton, comme

la méthode l-BFGS, reposent sur des estimations du Hessien pour éviter d'avoir à le calculer.

2.1.3.2 Méthodes globales de Monte-Carlo

Les méthodes globales dites de Monte Carlo (en noir sur la figure 2.3) sont des algorithmes de recherche élaborés pour explorer au maximum les paramètres possibles du modèle. Cela permet souvent de s'affranchir de la dépendance à un modèle initial et d'éviter de tomber dans un minimum local. Elles ne nécessitent pas d'inverser une matrice ou de résoudre un système. Cependant, la taille de l'espace à explorer augmente très rapidement avec le nombre de paramètres inversés. Ces méthodes sont donc réservées aux problèmes avec un nombre limité de paramètres. [Sambridge & Mosegaard \(2002\)](#) proposent une revue détaillée des méthodes de Monte-Carlo utilisées pour la résolution des problèmes inverses en géophysique.

Citons les méthodes les plus répandues en géophysique :

- La méthode de Monte-Carlo simple consiste à explorer de façon aléatoire un certain nombre de modèles dans l'espace des modèles possibles.
- Les inversions de type Monte-Carlo par chaînes de Markov (MCMC) explorent l'espace des paramètres suivant un chemin aléatoire, sans mémoire du chemin parcouru. Différents échantillonnages existent. Par exemple, l'algorithme de Métropolis-Hastings autorise l'exploration d'une zone potentiellement moins optimale avec une probabilité aléatoire.
- Le recuit simulé est une variante de Métropolis-Hastings pour laquelle le pas de recherche est diminué au cours des itérations pour une meilleure convergence.
- Les algorithmes génétiques explorent les modèles en suivant trois règles d'évolution basées sur le hasard : la sélection, le croisement et la mutation.
- L'algorithme de voisinage, développé par [Sambridge \(1999a\)](#) et [Sambridge \(1999b\)](#), consiste à explorer l'ensemble de l'espace des modèles en raffinant les recherches dans les zones les plus intéressantes. L'espace des modèles est divisé en cellules de Voronoi autour de modèles testés. Les cellules correspondant aux meilleurs modèles sont progressivement subdivisées, comme le montre la figure 2.4.

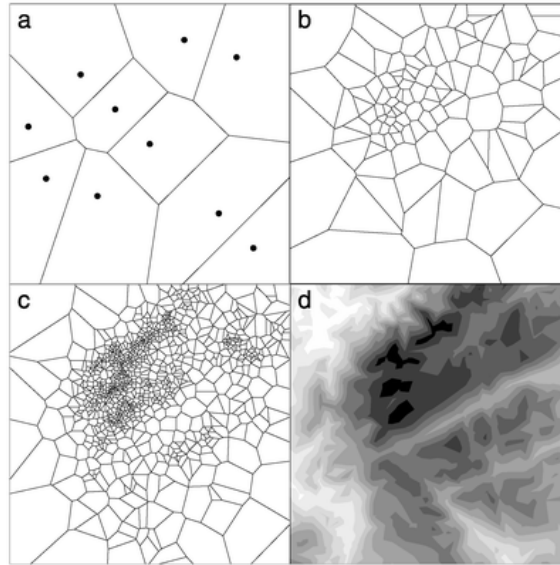


Figure 2.4 – Illustration en 2D de cellules de Voronoi utilisées pour l’algorithme de voisinage (Sambridge, 1999a). Les cellules (a-c) se densifient dans les régions où la fonction coût (d) est la plus faible.

2.1.4 Méthodes utilisées dans cette thèse

Dans ce travail de thèse, face à la diversité des méthodes géophysiques utilisées, nous sommes amenés à utiliser plusieurs techniques d’inversion, aussi bien stochastiques que déterministes. En règle générale, nous cherchons à suivre l’approche Bayésienne (section 2.1.2) qui permet d’avoir une estimation réaliste des erreurs et de la résolution du modèle obtenu. Nous verrons que nous utilisons une méthode Bayésienne linéaire pour les inversions gravimétrique et magnétiques (chapitres 3 et 4). La tomographie des temps de trajet suit aussi l’approche Bayésienne avec un algorithme itératif de type Quasi-Newton pour traiter le problème de façon linéarisée (chapitre 6). Pour la tomographie à partir de corrélations de bruit, nous nous référons à des codes déjà existants : la tomographie d’ondes de surface suit la méthode de Barmin et al. (2001) dont la formulation est très proche de la formulation Bayésienne et les courbes de dispersion sont inversées par profils 1D avec un algorithme de voisinage (Sambridge, 1999a ; Wathelet, 2008). Pour l’inversion jointe de différents jeux de données, une difficulté est de déterminer une méthode adaptée à l’ensemble des méthodes concernées (chapitre 7).

2.2 Méthodes géophysiques

2.2.1 Méthodes potentielles

2.2.1.1 Introduction aux méthodes potentielles

Les méthodes potentielles, comme la gravimétrie et le magnétisme, sont caractérisées par un champ \mathbf{A} qui dérive d'un potentiel ϕ dont le laplacien est nul à l'extérieur des structures :

$$\begin{cases} \mathbf{A} = -\nabla\phi \\ \Delta\phi = 0 \end{cases} . \quad (2.8)$$

Le champ gravimétrique est dû à la présence de masses tandis que le champ magnétique est causé par l'aimantation des roches. Sur le terrain, on mesure souvent uniquement l'intensité de ces champs.

En prospection géophysique, on s'intéresse aux variations locales des champs mesurés, produites par les variations locales des propriétés physiques des roches. On appelle anomalie la différence entre un champ mesuré et sa valeur de référence qui intègre les effets connus (champ global produit par la Terre par exemple). Les anomalies gravimétriques et magnétiques rendent alors compte des variations locales de densité et d'aimantation.

La figure 2.5 schématise les anomalies causées par des variations de densité et d'aimantation dans la croûte. En gravimétrie, une anomalie positive est due à un excès de masse, tandis qu'une anomalie négative est due à un défaut de masse. Les anomalies se situent à l'aplomb des structures, leur position dépendant de l'orientation de l'aimantation et du champ magnétique. En magnétisme, une anomalie comprend une partie positive et une partie négative. Les maxima locaux des anomalies ne sont pas situés à l'aplomb des structures. Les anomalies dépendent fortement de la distance aux sources : le champ gravimétrique décroît avec le carré de la distance et le champ magnétique décroît avec le cube de la distance pour des sources ponctuelles. Mathématiquement parlant, l'anomalie magnétique se comporte comme la dérivée spatiale de l'anomalie gravimétrique (relation de Poisson). Le champ magnétique contient donc un signal de plus petite longueur d'onde que le champ gravimétrique, ce qui le rend plus sensible à la très proche surface.

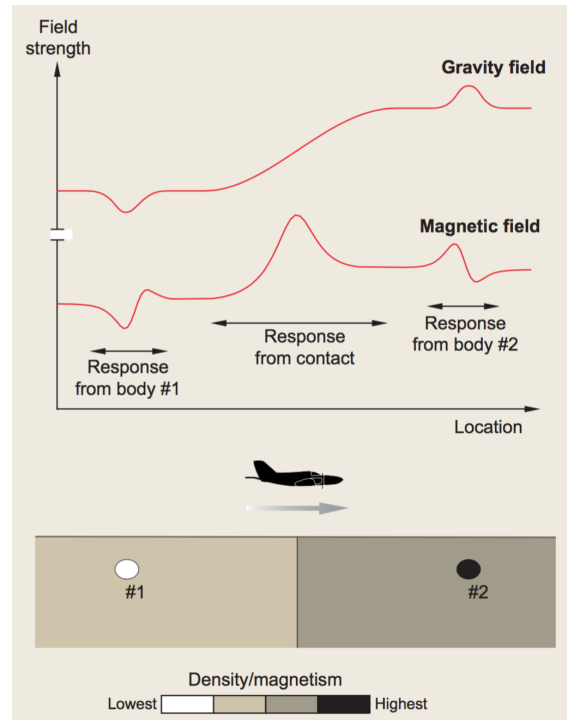


Figure 2.5 – Schéma des anomalies gravimétriques et magnétiques produites par des variations de densité et aimantation dans la croûte (Dentith & Mudge, 2014).

Notons que les méthodes électriques et électromagnétiques sont également des méthodes potentielles. À l'échelle qui nous intéresse (quelques kilomètres de profondeur), nous utilisons la gravimétrie et le magnétisme. La magnétotellurique pourrait également apporter des résultats très intéressants (eg. Desissa et al., 2013 ; Dentith & Mudge, 2014) : sa profondeur d'investigation peut aller jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en fonction de la durée d'acquisition et elle mesure la résistivité qui est un paramètre très utile en milieu volcanique de par sa sensibilité à la présence de fluides. Cependant, nous ne disposons pas de telles données pour Basse-Terre.

Dans la suite, nous détaillons les particularités des méthodes gravimétrique (section 2.2.1.2) et magnétique (section 2.2.1.3). Pour des descriptions complètes de ces méthodes, citons Telford et al. (1990), Blakely (1995) et Dentith & Mudge (2014).

2.2.1.2 Gravimétrie

Principe

À partir de la loi de gravitation universelle et du principe fondamental de la dynamique, on peut montrer que l'accélération produite par un corps de masse m est le champ gravimétrique :

$$\mathbf{g} = \mathcal{G} \frac{m}{r^2} \mathbf{u} \tag{2.9}$$

où $\mathcal{G} = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ est la constante de gravitation universelle, r la distance entre la source massive et le point d'observation et \mathbf{u} est le vecteur unitaire dirigé de la source vers le point d'observation. Ce champ dérive du potentiel de gravité :

$$U = -\mathcal{G} \frac{m}{r}. \quad (2.10)$$

En géophysique, on utilise souvent le mGal comme unité pour l'accélération de gravité et ses variations : $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$. L'attraction moyenne à la surface de la Terre est de $9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} = 981000 \text{ mGal}$. En réalité, cette valeur varie dans le temps et dans l'espace. Le champ gravimétrique ainsi défini (eq. 2.9) est celui d'un corps sphérique homogène. On peut généraliser cette formule à un volume V quelconque de densité ρ variable :

$$\mathbf{g} = \mathcal{G} \int_V \frac{\rho dV}{r^2} \mathbf{u}. \quad (2.11)$$

Anomalie gravimétrique

En pratique, on mesure le champ de pesanteur terrestre qui résulte de l'attraction de l'ensemble des masses qui constituent la Terre, mais également de la rotation de la Terre et de l'attraction d'autres astres (Soleil et Lune). La prospection gravimétrique s'intéresse aux variations locales de densité. Pour isoler l'effet des variations locales et s'affranchir des autres effets, une série de corrections est appliquée (LaFehr, 1991 ; Chapin, 1996 ; Nowell, 1999 ; Li & Götze, 2001 ; Hackney & Featherstone, 2003).

- La mesure est d'abord corrigée d'effets propres à l'instrument : compensation de légères inclinaisons et variations de température, correction de la dérive mécanique de l'instrument.
- La correction de marée retranche l'effet de l'attraction des astres (Lune et Soleil) sur le champ de gravité mesuré. Cette correction est appliquée connaissant les orbites respectives des astres et l'heure de la mesure.
- La correction de latitude retire l'effet de la rotation de la Terre et de sa forme ellipsoïdale à partir d'un système géodésique de référence.
- La correction à l'air libre prend en compte la distance du point de mesure au centre de masse de la Terre. Il en résulte l'anomalie à l'air libre, corrélée avec la topographie.
- Les corrections de Bouguer corrigent l'effet des masses dues à la topographie par rapport à la surface ellipsoïdale de référence. On obtient l'anomalie de Bouguer qui traduit les variations locales de densité en profondeur.

Ces corrections sont détaillées dans le chapitre 3 où nous décrivons le traitement des données acquises lors de la campagne gravimétrique d'août 2012 (section 3.1).

La figure 2.6 illustre l'anomalie gravimétrique produite par une sphère de densité homogène en profondeur.

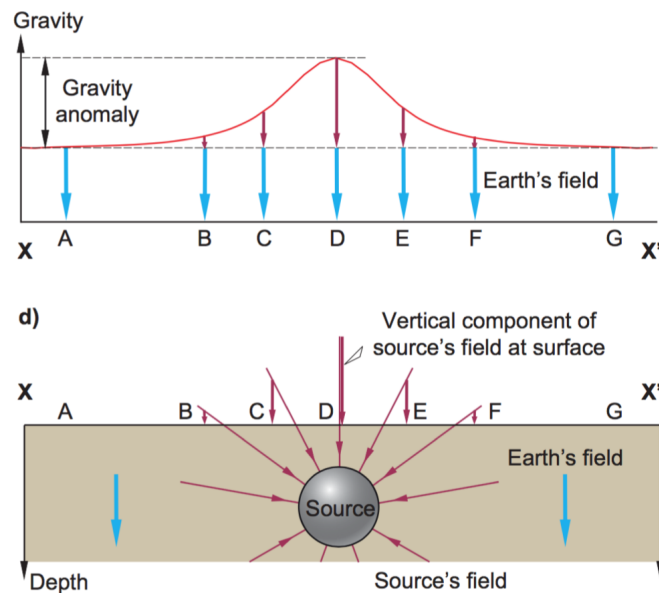


Figure 2.6 – Anomalie gravimétrique produite par une sphère (Dentith & Mudge, 2014).

Inversion et densités

L'inversion de données gravimétriques permet de quantifier les variations de densité en profondeur à partir des anomalies gravimétriques. Différentes stratégies d'inversions sont présentées dans le chapitre sur l'inversion des données gravimétriques de Basse-Terre (voir chapitre 3, section 3.2.1). Dans notre cas, nous effectuons une inversion linéaire (chapitre 3). En effet, l'équation 2.11 montre que le champ gravimétrique est relié linéairement à la densité dans le modèle avec une paramétrisation adéquate.

De manière générale, la densité d'un milieu est affectée par la nature de la roche et de l'ensemble des minéraux qui la compose ainsi que par sa porosité. Les densités dépendent également des conditions de pression et de température, de la même façon que les vitesses sismiques. Nous verrons plus loin que les variations de densités et de vitesses sismiques peuvent être liées (section 2.3.4).

Application en contexte volcanique

La figure 2.7 montre quelques exemples de résultats d'inversion gravimétrique en contexte volcanique. Les milieux denses correspondent à des roches compactes,

comme des coulées de lave, tandis que les milieux moins denses peuvent témoigner de la présence de débris, de roches très poreuses ou de l'altération due à un système hydrothermal (eg. Cella et al., 2007 ; Linde et al., 2014). Des densités élevées à l'aplomb des édifices sont souvent interprétées comme d'anciennes intrusions magmatiques refroidies (eg. Camacho et al., 2007, 2009 ; Liuni et al., 2010 ; Linde et al., 2014).

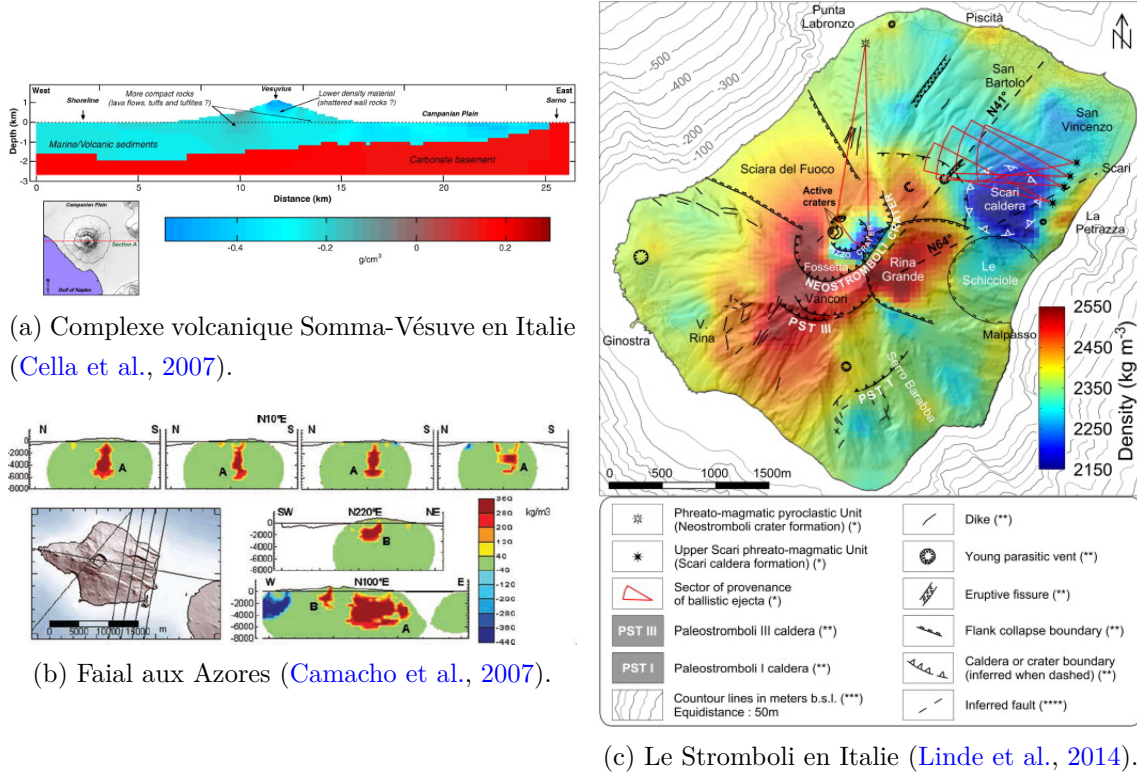


Figure 2.7 – Exemples de distributions de densité de structures volcaniques obtenus par inversion de données gravimétriques.

2.2.1.3 Magnétisme

Principe

L'aimantation \mathbf{J} est une grandeur vectorielle, contrairement à la densité qui est un scalaire. Elle correspond à une densité volumique de moment magnétique.

Le potentiel magnétique V dû au moment magnétique \mathbf{M} d'un dipôle est donné par (Blakely, 1995) :

$$V = C_m \frac{\mathbf{M} \cdot \mathbf{u}}{r^2} \quad (2.12)$$

où r est la distance au point d'observation, \mathbf{u} est le vecteur unitaire dirigé de la source dipolaire vers le point d'observation et $C_m = \frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7}$ henry/m si on

travaille en unités SI. L'équation 2.12 est l'analogie magnétique du potentiel 2.10 en gravimétrie.

À partir de là, le vecteur champ magnétique \mathbf{F} produit par une distribution d'aimantations \mathbf{J} dans un volume V s'écrit :

$$\mathbf{F} = -C_m \nabla \int_V \frac{\mathbf{J} \cdot \mathbf{u}}{r^2} dV \quad (2.13)$$

où ∇ désigne le gradient par rapport aux coordonnées du point d'observation. L'équation 2.13 correspond à l'équation 2.11 en gravimétrie.

En géophysique, on utilise souvent le nanotesla (nT) comme unité pour mesurer le champ magnétique et ses variations.

Anomalie magnétique

Le champ magnétique à la surface de la Terre a différentes sources : la géodynamo du noyau, les courants électriques dans la haute atmosphère, l'aimantation des roches de la croûte et éventuellement du manteau superficiel. Le champ magnétique total \mathbf{T} corrigé des variations temporelles d'origine externe est alors la somme du champ \mathbf{F} produit par le noyau de la Terre et du champ $\Delta\mathbf{F}$ produit par l'aimantation \mathbf{J} des roches (Blakely, 1995). En pratique, on mesure souvent l'intensité du champ magnétique total \mathbf{T} à laquelle on retranche les variations temporelles d'origine externe connues grâce aux mesures à une station fixe. Le champ régional \mathbf{F} est connu grâce aux modèles géomagnétiques globaux comme l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field, Thébaud et al., 2015) qui permettent de calculer la valeur du champ régional pour une position et une date données. L'anomalie magnétique de champ total, appelée aussi anomalie d'intensité, est définie par $\Delta T = \|\mathbf{T}\| - \|\mathbf{F}\|$ (fig. 2.8).

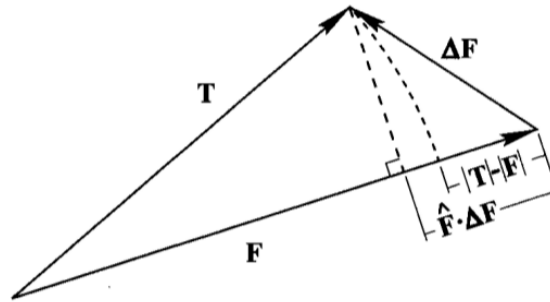


Figure 2.8 – Décomposition du champ magnétique mesuré (Blakely, 1995). Le champ magnétique total \mathbf{T} est la somme vectorielle du champ régional \mathbf{F} et du champ d'anomalie $\Delta\mathbf{F}$. L'anomalie de champ total est définie par $\|\mathbf{T}\| - \|\mathbf{F}\|$ et approximée par $\frac{\mathbf{F} \cdot \Delta\mathbf{F}}{\|\mathbf{F}\|}$ si $\|\Delta\mathbf{F}\| \ll \|\mathbf{F}\|$.

La figure 2.9 illustre l'anomalie magnétique produite par une source aimantée. Pour une localisation quelconque à la surface de la Terre (fig. 2.9, droite), on retrouve le fait qu'une anomalie magnétique est composée d'une partie positive et d'une partie négative. Pour faciliter l'interprétation, la transformation dite de réduction au pôle replace les maxima des anomalies à l'aplomb des structures, comme si l'on se trouvait au pôle Nord (fig. 2.9, gauche).

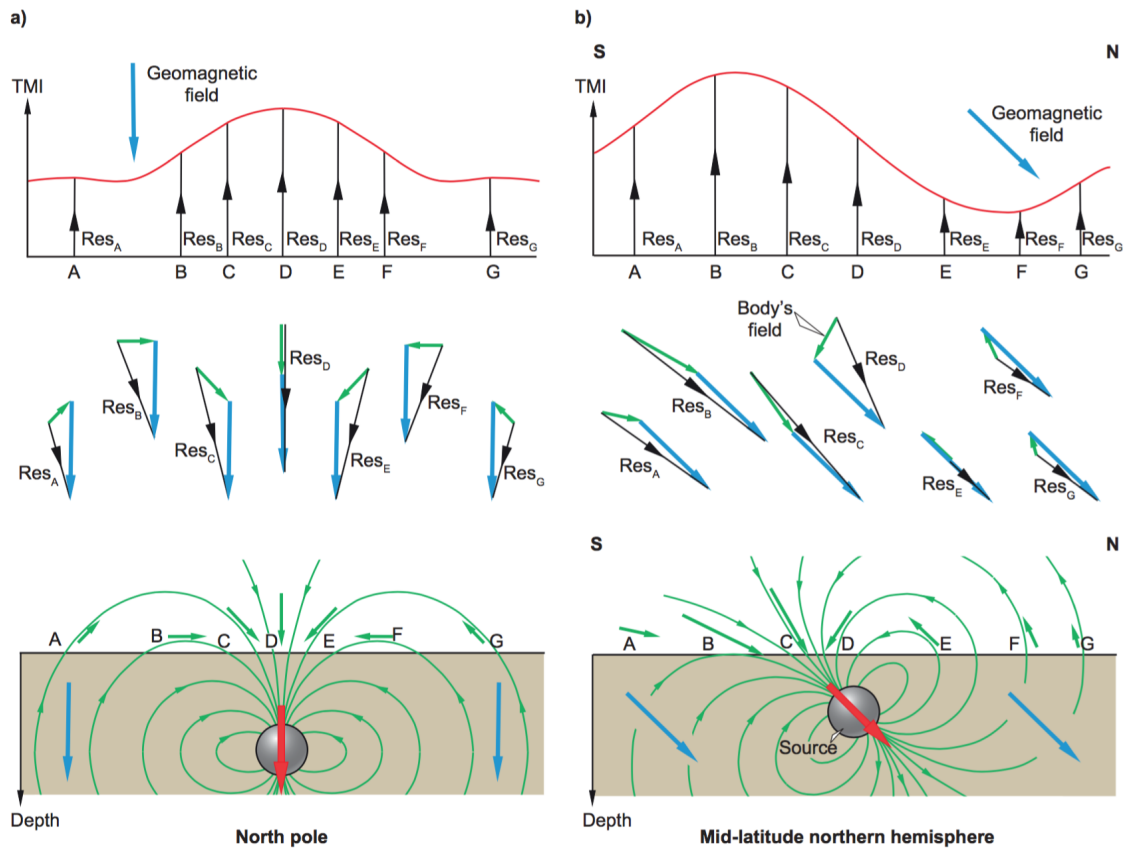


Figure 2.9 – Champ magnétique produit par un dipôle d’aimantation induite (Den-tith & Mudge, 2014) au pôle Nord (gauche) et pour une latitude moyenne dans l’hémisphère nord (droite). Bleu : Champ magnétique régional de la Terre. Rouge : Aimantation induite. Vert : Champ induit. Noir : Champ magnétique total.

Inversion et aimantations

L’inversion des données magnétiques permet d’obtenir la distribution des aimantations des roches en profondeur. En raison du formalisme mathématique commun entre la gravimétrie et le magnétisme (section 2.8), on retrouve souvent les mêmes types d’inversions pour ces deux méthodes.

En fonction de la description du problème, les aimantations des roches en profondeur peuvent être linéairement reliées au champ magnétique qu’elles produisent (eq. 2.13). Comme $\|\Delta\mathbf{F}\| \ll \|\mathbf{F}\|$, l’anomalie du champ total peut être approximée par la projection de l’anomalie vectorielle $\Delta\mathbf{F}$ dans la direction du champ régional \mathbf{F} (fig. 2.8) :

$$\Delta T \approx \frac{\mathbf{F} \cdot \Delta\mathbf{F}}{\|\mathbf{F}\|} \quad (2.14)$$

de sorte que l’on peut considérer que l’anomalie ΔT dépend linéairement de l’aiman-

tation \mathbf{J} . Notons que, si l'orientation du champ ambiant est connue par les modèles comme l'IGRF, l'orientation de l'aimantation des roches est inconnue. Nous verrons que des hypothèses peuvent être formulées sur les directions d'aimantation.

Clark (1997) propose une revue complète des propriétés magnétiques des roches. L'aimantation des roches est majoritairement due à la présence de minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite. L'aimantation est donc une propriété qui concerne seulement une fraction de la roche, contrairement à la densité qui est liée à la roche dans son ensemble. Une propriété importante de l'aimantation est qu'elle disparaît au-delà d'une certaine température appelée température de Curie. Pour la magnétite, cette température est de 580 °C environ.

L'aimantation \mathbf{J} d'une roche est la somme de son aimantation \mathbf{J}_{ind} induite par le champ ambiant et de son aimantation rémanente \mathbf{J}_{rem} . L'aimantation induite est proportionnelle au champ ambiant par l'intermédiaire de la susceptibilité magnétique χ . Cette aimantation s'annule lorsque le champ ambiant est supprimé. Suivant le contexte et le type de roches, l'aimantation peut être dominée par l'aimantation induite ou l'aimantation rémanente. Dans le cas où l'aimantation induite est dominante, les données magnétiques peuvent être inversées pour retrouver la susceptibilité magnétique plutôt que l'aimantation. Dans notre cas, nous nous attendons plutôt à une aimantation rémanente dominante. L'aimantation rémanente persiste en absence de tout champ extérieur. Le rapport entre l'aimantation rémanente et l'aimantation induite s'appelle le rapport de Königsberger :

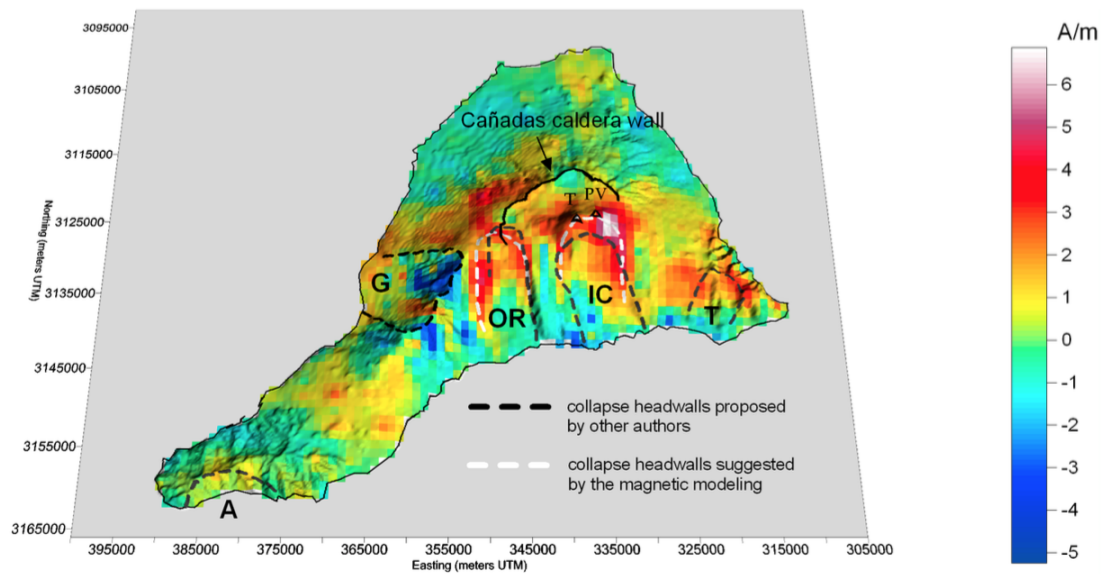
$$Q = \frac{J_{rem}}{J_{ind}}. \quad (2.15)$$

Si $Q > 1$, l'aimantation rémanente est prépondérante et si $Q < 1$, l'aimantation induite domine. En fonction du rapport de Königsberger, différentes hypothèses sur l'orientation des aimantations peuvent être formulées. Pour des roches présentant des âges s'étalant sur une longue durée, si $Q > 1$ et que le milieu n'a pas été déformé après la mise en place des roches, la direction de l'aimantation peut être approximée par la direction du champ émis par le dipôle géomagnétique axial (GAD) qui représente le champ magnétique moyen produit par le noyau terrestre (eg. Tauxe, 2005). Si $Q < 1$, l'aimantation est plutôt alignée dans la direction du champ magnétique au moment de l'acquisition des mesures. Cette direction est donnée par les modèles géomagnétiques comme l'IGRF.

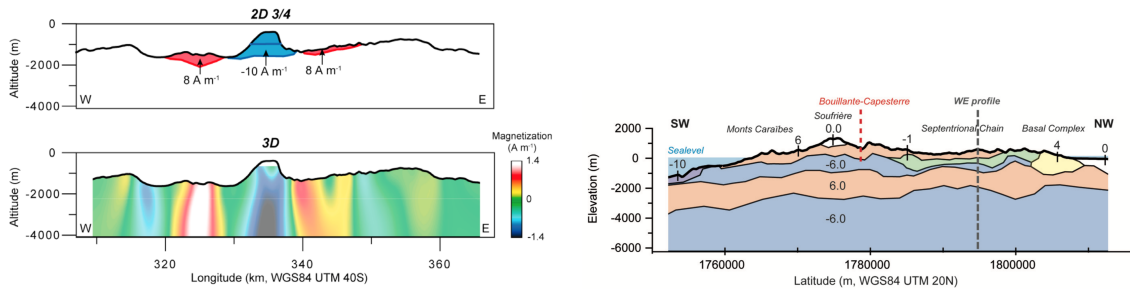
Application en contexte volcanique

Pour l'île de Basse-Terre en Guadeloupe, nous allons notamment rencontrer des andésites, pour lesquelles l'aimantation rémanente domine en général, tandis que les sédiments que l'on peut trouver au nord-est de l'île devraient être faiblement aimantés.

La figure 2.10 montre quelques exemples de modèles d'aimantations proposés pour des structures volcaniques à partir de données magnétiques. Des aimantations fortes peuvent être assimilées à des intrusions magmatiques (eg. [Blanco-Montenegro et al., 2011](#)). Les contrastes d'aimantation permettent de délimiter certaines structures, comme des effondrements d'édifices ([Blanco-Montenegro et al., 2011](#)). La polarité de l'aimantation rémanente peut également délimiter des roches d'âges différents et servir ainsi de témoins de l'histoire de la construction des structures volcaniques (eg. [Gailler & Lénat, 2010](#) ; [Gailler et al., 2013](#)). En particulier, la dernière inversion de la polarité du champ géomagnétique a eu lieu il y a 780 000 ans.



(a) Ténérife aux Canaries (Blanco-Montenegro et al., 2011).



(b) Profil au nord de l'île de la Réunion (Gailler & Lénat, 2010). (c) Basse-Terre en Guadeloupe (Gailler et al., 2013).

Figure 2.10 – Exemples de modèles d'aimantations obtenues par inversion de données magnétiques en contexte volcanique.

2.2.2 Méthodes sismologiques

2.2.2.1 Propagation des ondes

La sismologie s'intéresse à la propagation des ondes à l'intérieur de la Terre d'une part pour l'étude des séismes, d'autre part pour l'étude de la structure de la Terre. En effet, la propagation des ondes dépend des propriétés élastiques des milieux traversés. C'est cette deuxième application qui nous intéresse pour faire de la tomographie (ou imagerie) sismique. Pour des ouvrages complets en sismologie, citons Aki & Richards (2002) et Stein & Wysession (2009).

La figure 2.11 montre les trois composantes de l'enregistrement d'un séisme. On y observe les arrivées de différentes phases, en fonction des différents types d'ondes

et des couches de la Terre traversées. Un tel signal correspond à l'effet de la source (fonction source) convolué à la réponse impulsionnelle du milieu traversé (fonction de Green).

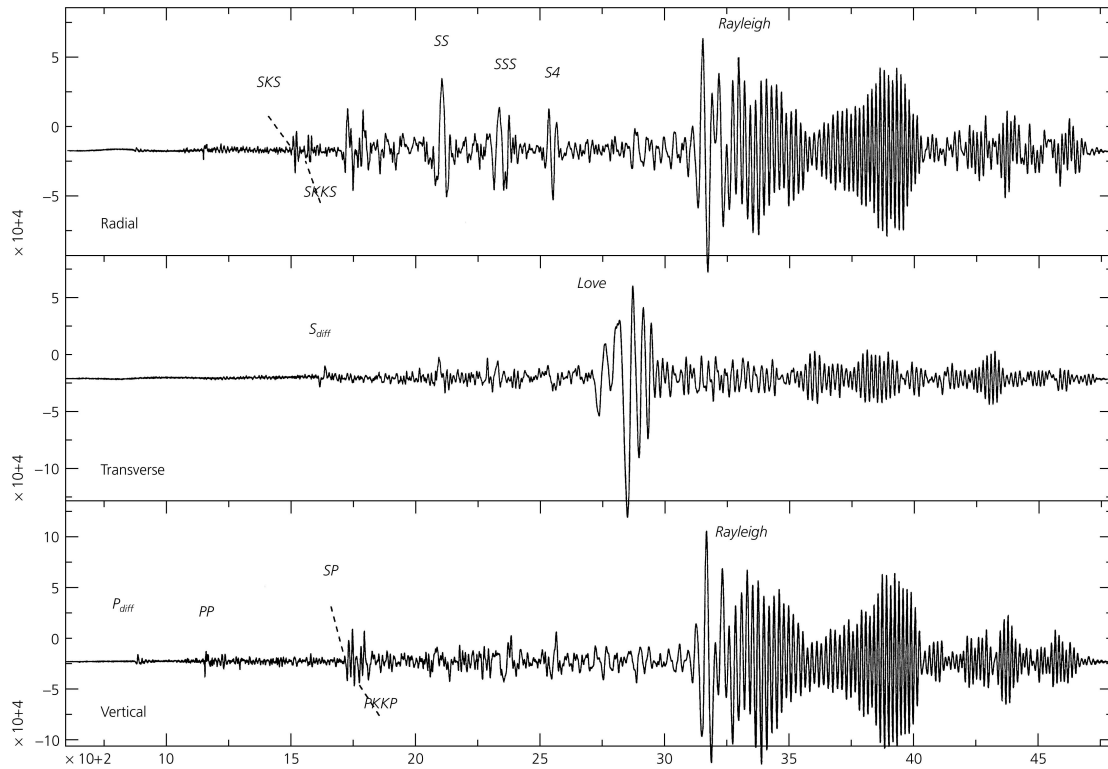


Figure 2.11 – Sismogrammes enregistrés à une distance de 100° (Stein & Wysession, 2009). Haut : Composante radiale. Milieu : Composante transverse. Bas : Composante verticale.

Types d'onde

Deux types d'ondes de volume se propagent sous l'effet d'une perturbation dans un milieu :

- Les ondes P sont des ondes de compression : les particules se déplacent par compression et dilation dans la direction de propagation de l'onde (fig. 2.12, en haut à gauche).
- Les ondes S sont des ondes de cisaillement : les particules se déplacent dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation (fig. 2.12, en bas à gauche).

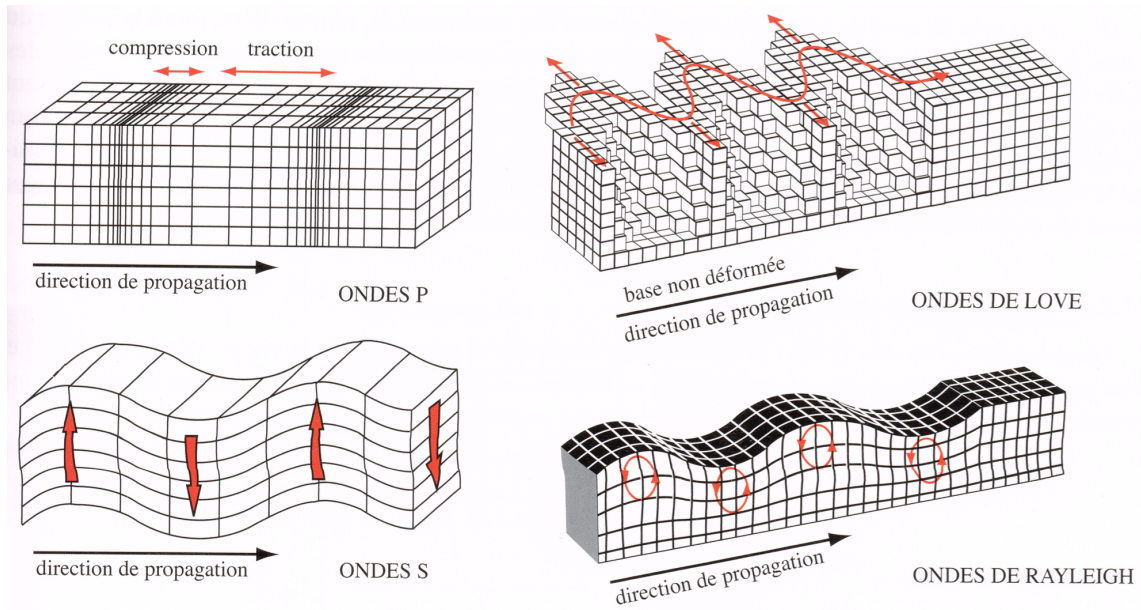


Figure 2.12 – Propagation des différents types d'ondes (figure de Parriaux, 2009).

À cela s'ajoutent deux types d'ondes de surface :

- Les ondes de Rayleigh se propagent le long d'une surface libre. Les particules ont un mouvement elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface libre et parallèle à la direction de propagation (fig. 2.12). Elles résultent de l'interaction des ondes P et de la composante verticale SV des ondes S avec la surface. On peut les observer principalement sur les composantes radiale et verticale d'un sismogramme (fig. 2.11).
- Les ondes de Love sont des ondes piégées dans une couche hétérogène. Les particules se déplacent dans la direction perpendiculairement à la direction de propagation dans le plan parallèle à l'interface (fig. 2.12, en haut à droite). On les observe surtout sur la composante transverse d'un sismogramme (fig. 2.11).

Les ondes de surface sont dispersives. Leur vitesse dépend de la fréquence et elles se propagent par train d'ondes (fig. 2.11 et 2.13). Deux vitesses les caractérisent. (1) La vitesse de phase, correspondant à la vitesse des ondes elles-mêmes (notée c sur la figure 2.13). (2) La vitesse de groupe, correspondant à la vitesse des trains d'ondes (notée U sur la figure 2.13).

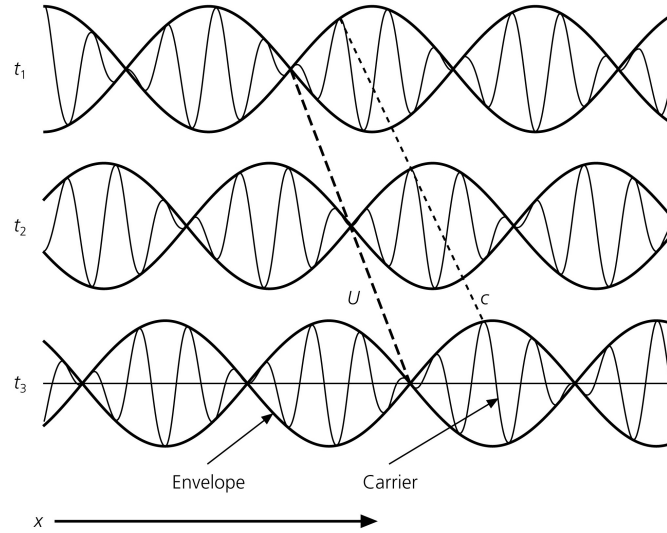


Figure 2.13 – Illustration de la vitesse de phase c et de la vitesse de groupe U (Stein & Wysession, 2009). L'onde dispersive a été obtenue par superposition de deux sinusoides de fréquences différentes.

Vitesses sismiques

Dans un milieu élastique isotrope, deux modules élastiques indépendants suffisent à décrire le comportement mécanique des roches (contre 21 dans un milieu élastique quelconque). Par exemple, on peut utiliser le module de compressibilité K et le module de cisaillement G . Les vitesses V_P et V_S des ondes P et S dépendent des paramètres élastiques et de la densité ρ :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}G}{\rho}} \quad (2.16)$$

et

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}}. \quad (2.17)$$

Les coefficients d'élasticité et la densité, donc les vitesses sismiques, dépendent de la lithologie, de la porosité, de la saturation en fluides, de la pression et de la température.

2.2.2.2 Tomographie de temps d'arrivée ou de temps de trajet

Principe

Dans l'approximation de la théorie des rais, le temps de trajet t^{ij} d'une onde entre une source i et un récepteur j est donné par :

$$t^{ij} = \int_1 \frac{1}{v} dl = \int_1 s dl \quad (2.18)$$

où l est l'abscisse curviligne le long du rai parcouru par l'onde à la vitesse v , ou à la lenteur $s = \frac{1}{v}$. Pour un évènement i qui a lieu à une date T_0^i , le temps d'arrivée du rai au récepteur j est $T^{ij} = T_0^i + t^{ij}$. Les sources peuvent être des séismes (locaux ou télé-séismes) ou des sources sismiques actives (eg. marteau, dynamite).

La tomographie de temps de trajet cherche à déterminer un modèle de vitesses d'ondes P et S qui minimise l'écart entre le temps de trajet calculé t_{cal}^{ij} et le temps de trajet observé t_{obs}^{ij} . Cet écart est nommé résidu de temps de trajet :

$$r^{ij} = t_{\text{obs}}^{ij} - t_{\text{cal}}^{ij}. \quad (2.19)$$

En pratique, la tomographie de temps de trajet s'effectue avec un processus itératif à partir d'un modèle initial. Un résidu positif signifie que les vitesses réelles du milieu traversé sont plus faibles dans l'ensemble que les vitesses du modèle initial tandis qu'un résidu négatif signifie que les vitesses réelles sont plus élevées que le modèle initial.

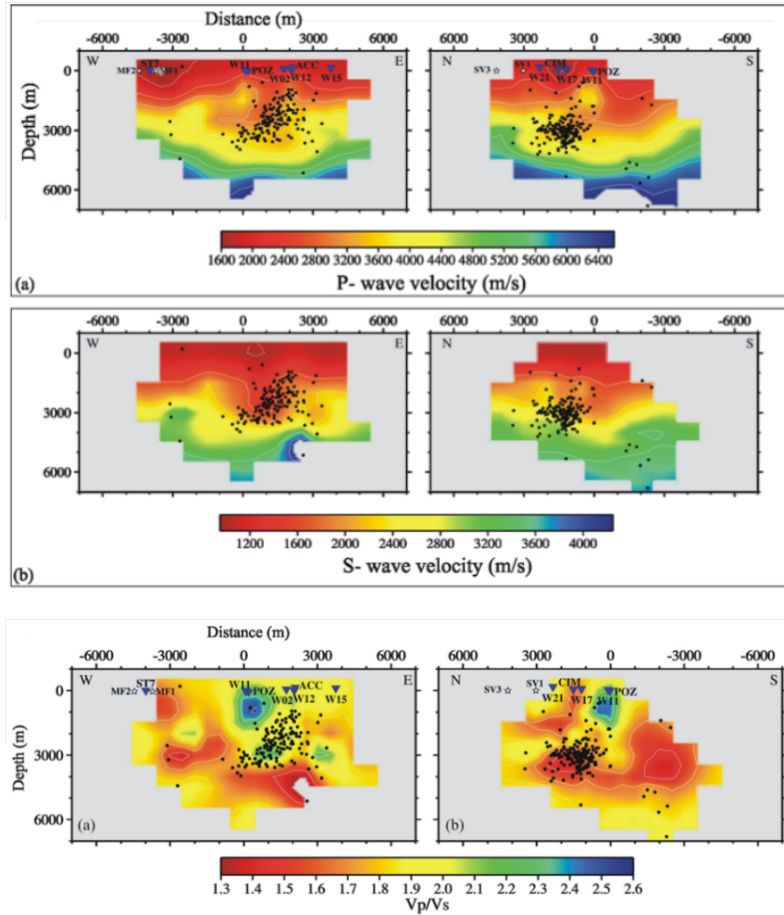
Dans le cas où les sources sont les séismes locaux, les paramètres hypocentaux (localisation et temps d'origine du séisme) peuvent être inversés simultanément aux vitesses du milieu. En effet, la détermination des vitesses d'un milieu et la localisation des séismes sont deux problèmes inverses intrinsèquement liés. La tomographie utilise alors les résidus $R^{ij} = T_{\text{cal}}^{ij} - T_{\text{obs}}^{ij}$ entre les temps d'arrivée calculés T_{cal}^{ij} et observés T_{obs}^{ij} .

La tomographie de temps de trajets permet d'imager le milieu en profondeur. Elle présente une bonne résolution latérale là où la densité de rais est importante et que les rais se croisent. Cependant, pour le cas de la tomographie à partir de la sismicité de l'arc des Petites Antilles, les rais auront tendance à arriver verticalement au niveau des stations (fig. 2.14b, bas), ce qui limite la résolution verticale. Avec des séismes, la méthode est tributaire de la distribution spatiale des séismes et des erreurs sur les paramètres hypocentaux. De plus, si les paramètres hypocentaux des séismes ne sont pas inversés, leurs erreurs se répercutent sur les vitesses.

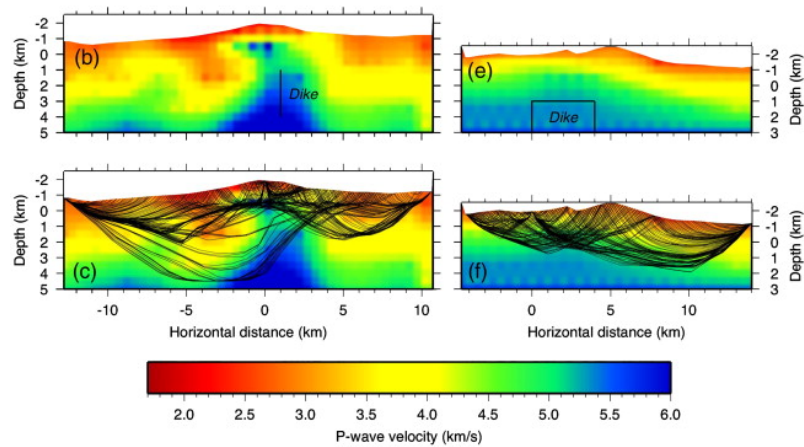
Application en contexte volcanique

La figure 2.14 montre deux exemples de tomographie de temps d'arrivée pour des structures volcaniques, l'un à partir de temps d'arrivée de microséismes (fig. 2.14a, Vanorio et al., 2005), l'autre avec de la sismique active (fig. 2.14b, Aoki et al., 2009). On retrouve les mêmes types d'interprétation que pour les densités (section 2.2.1.2). En particulier, de nombreuses études identifient des structures à fortes vitesses et les interprètent comme des intrusions magmatiques solidifiées (eg. Zollo et al., 1996 ; Okubo et al., 1997 ; Aoki et al., 2009).

Les ondes P et S sont toutes les deux affectées par la lithologie et la porosité. Par contre, seules les ondes P sont affectées par la saturation en fluides. Le rapport V_P/V_S est donc un indicateur de la saturation en fluides tandis que le produit $V_P \times V_S$ rend compte de la lithologie et de la porosité. En milieu volcanique, le rapport des vitesses peut par exemple permettre de discriminer entre un milieu avec des roches qui ont des vitesses élevées ou la présence d'eau ou de magma tandis que leur produit peut indiquer des zones fracturées (eg. Vanorio et al., 2005).



(a) Tomographie 3D à partir de la microsismicité des champs Phlégréens en Italie (Vanorio et al., 2005).



(b) Tomographie active 2D du Mont Asama au Japon (Aoki et al., 2009).

Figure 2.14 – Exemples de tomographie de temps d'arrivée de structures volcaniques.

2.2.2.3 Tomographie à partir de corrélations de bruit

Principe

La tomographie à partir de corrélations de bruit permet de sonder le milieu sans avoir recours à des sources (ni séisme ni source active). Le principe de la méthode est que la corrélation du bruit sismique enregistré en continu à deux stations A et B permet de reconstruire la fonction de Green du milieu entre ces deux stations. Tout se passe comme si le signal généré par une impulsion A était enregistré en B, et inversement. La théorie suppose que les sources de bruit sont réparties de façon homogène et isotrope, tel un champ diffus.

La méthode a vu le jour en héliosismologie (Duvall et al., 1993). En sismologie, Campillo & Paul (2003) retrouvent l'onde de Rayleigh à partir de corrélations de coda de séismes (champ diffus enregistré après l'arrivée des ondes balistiques d'un séisme) et Shapiro & Campillo (2004) montrent que la corrélation du bruit sismique ambiant permet également de reconstruire le séisme. Shapiro et al. (2005) propose une première tomographie de vitesses de groupe d'ondes de Rayleigh de la Californie à partir de corrélations de bruit. Depuis ces premiers travaux, l'étude des corrélations de bruit sismique s'est considérablement développée. Une revue de la méthode est proposée par Campillo & Roux (2015).

À partir des enregistrements de bruit de deux stations, on peut calculer le tenseur des corrélations complet qui comporte neuf composantes, issues de la corrélation des trois composantes de chaque station entre elles. Pour les études locales, les corrélations de bruit s'avèrent principalement sensibles aux ondes de surface. En raison de la polarité des ondes (fig. 2.15 et 2.11), les ondes de Rayleigh sont reconstruites sur les composantes ZZ, RR, RZ et ZR du tenseur des corrélations tandis que les ondes de Love sont principalement reconstruites sur sa composante TT.

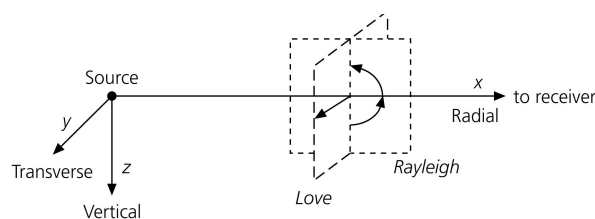


Figure 2.15 – Mouvement des particules lors de la propagation des ondes de surface (Stein & Wysession, 2009). Les ondes de Love ont une composante sur l'axe transverse. Les ondes de Rayleigh ont une composante sur l'axe vertical et une composante sur l'axe radial.

Les vitesses d'ondes de surface dépendent des vitesses des ondes P et S et de la

densité du milieu. Elles sont principalement sensibles à la vitesse des ondes S, puis à celle des ondes P et à la densité. La sensibilité des ondes de surface aux paramètres du milieu en profondeur dépend de leur période. Au premier ordre, plus la période est élevée, plus les ondes de surface seront sensibles à des profondeurs élevées.

Deux approches sont possibles pour inverser les informations contenues dans les corrélations de bruit et obtenir des modèles de vitesses.

La première approche est la plus légère en calculs. Elle considère un front d'onde cylindrique, hypothèse forte en présence de topographie ou de variations latérales de vitesses qui affectent la propagation du front d'onde. C'est l'approche généralement utilisée dans les études d'analyse de corrélations de bruit et c'est celle que nous avons suivie pour notre travail sur Basse-Terre (chapitre 5). Elle consiste à faire une analyse temps-fréquence des corrélations pour extraire les courbes de dispersions interstations des vitesses de groupe ou de phase des ondes de surface en fonction de la période. Une tomographie (eg. [Barmin et al., 2001](#)) permet alors d'obtenir des cartes de vitesses d'ondes de surface par période (fig. 2.16a, en haut à gauche). Il est ensuite possible d'inverser des courbes de vitesses d'ondes de surface en fonction de la période pour obtenir des profils 1D de paramètres du milieu (fig. 2.16a, en bas à gauche). Cette inversion 1D est facilement réalisée avec des méthodes de type Monte-Carlo car le problème est non linéaire et une dizaine de paramètres suffisent à décrire un tel milieu 1D (eg. [Brenguier et al., 2007](#) ; [Stehly et al., 2009](#)).

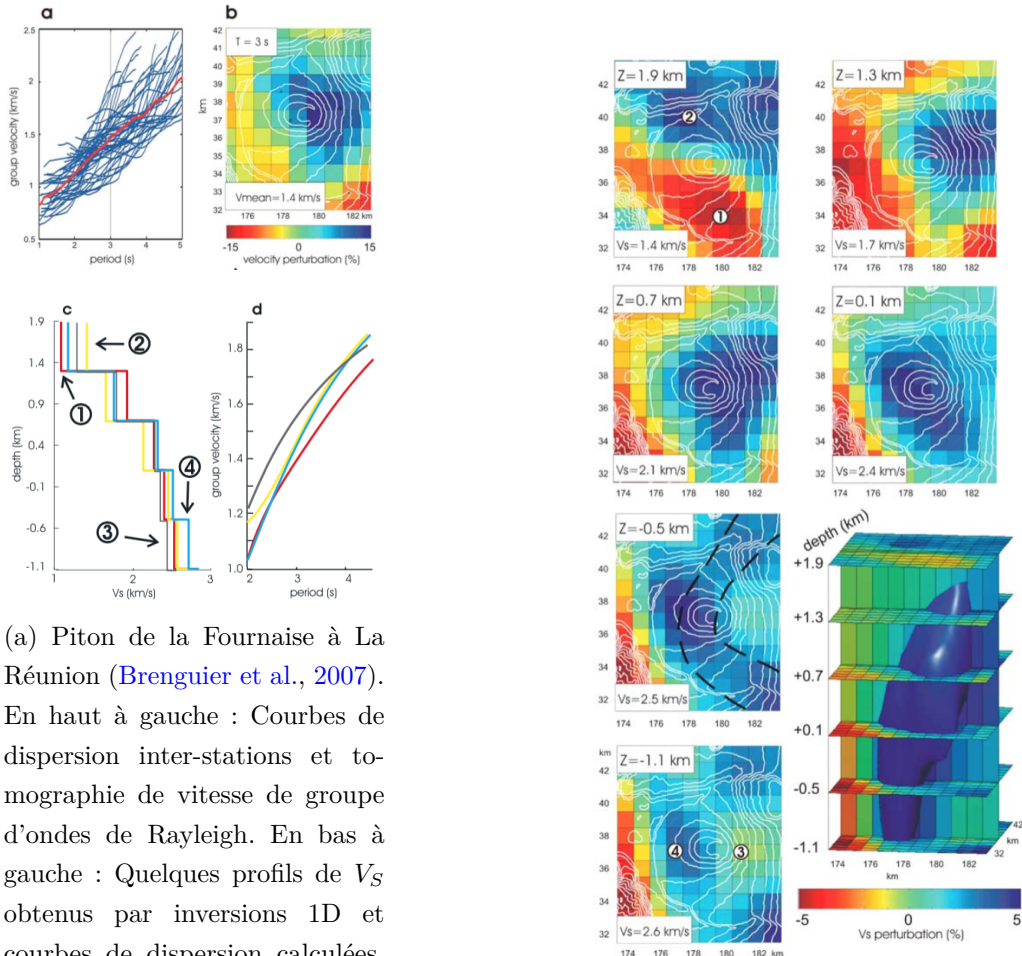
La seconde approche consisterait à modéliser la propagation des ondes de surface ([Lin et al., 2009](#)) pour comparer directement les formes d'ondes avec les fonctions de Green reconstruites par corrélation de bruit. La modélisation est beaucoup plus coûteuse en mémoire et en temps de calcul, mais les moyens de calcul actuels permettent de se tourner vers cette solution.

La tomographie à partir de corrélations de bruit est complémentaire à la tomographie de temps d'arrivée pour plusieurs aspects :

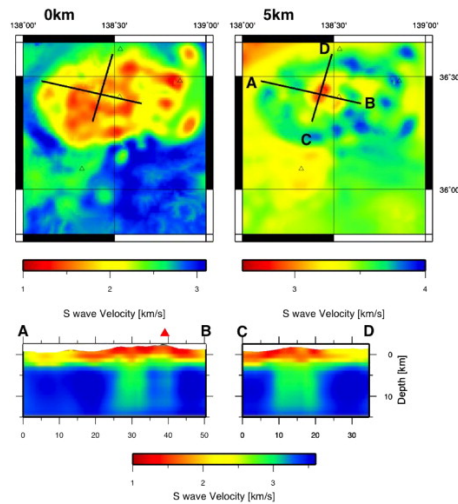
- La couverture des données dépend uniquement du réseau de stations et pas de la distribution des séismes contrairement à la tomographie de temps d'arrivée.
- La résolution latérale est moins bonne qu'en tomographie de temps d'arrivée car les vitesses sont intégrées le long des trajets interstations, mais la résolution verticale est meilleure.
- La résolution est améliorée en proche surface là où la sensibilité des ondes de surface est importante.

Application en contexte volcanique

La figure 2.16 montre les résultats de deux tomographies de volcans effectuées à partir de l'analyse de corrélations du bruit sismique ambiant. [Brenquier et al. \(2007\)](#) sont les premiers à exploiter cette technique pour l'imagerie d'un volcan. Encore une fois, les auteurs mettent en évidence une structure de vitesse d'onde S élevée. [Nagaoka et al. \(2012\)](#) identifient une zone à faible vitesse en profondeur, qu'ils assimilent à la chambre magmatique avec le système d'alimentation du volcan.



(a) Piton de la Fournaise à La Réunion (Brenguier et al., 2007). En haut à gauche : Courbes de dispersion inter-stations et tomographie de vitesse de groupe d'ondes de Rayleigh. En bas à gauche : Quelques profils de V_S obtenus par inversions 1D et courbes de dispersion calculées. À droite : Modèle 3D de V_S .



(b) Mont Asama au Japon (Nagaoka et al., 2012).

Figure 2.16 – Exemples de tomographie de structures volcaniques à partir de corrélations de bruit sismique.

2.3 Inversion jointe

2.3.1 Qu'est-ce que l'inversion jointe ?

Nous avons vu avec les exemples d'applications que les différentes méthodes permettent souvent d'identifier les mêmes structures, comme les intrusions magmatiques, avec des paramètres différents, comme la densité et la vitesse (section 2.2).

[Lines et al. \(1988\)](#) définissent l'inversion jointe comme une inversion simultanée de jeux de données géophysiques indépendantes pour diminuer les ambiguïtés et la non-unicité des inversions indépendantes. Ils opposent les inversions jointes aux inversions séquentielles où le résultat d'une inversion peut servir de modèle initial ou *a priori* pour une seconde inversion.

Les inversions jointes de plusieurs types de données géophysiques sont de plus en plus utilisées pour tirer profit de la complémentarité de différents jeux de données en termes de nature physique, de résolution intrinsèque et de couverture d'acquisition. Le but est d'obtenir un modèle de paramètres physiques du sous-sol qui soit cohérent avec un maximum de jeux de données distincts, de sorte que le modèle final s'approche au mieux de la réalité géologique du milieu.

2.3.2 Quelques exemples d'inversion jointe

Des inversions jointes sont utilisées dans tous les domaines de la géophysique. [Vozoff & Jupp \(1975\)](#) sont les premiers à proposer une inversion jointe en utilisant des données électriques et magnétotelluriques pour imager la résistivité du milieu. [Li & Oldenburg \(2000\)](#) inversent des données magnétiques acquises en surface et en forage pour retrouver la susceptibilité magnétique. Les méthodes électriques sont variées et s'intéressent toutes au même paramètre, la résistivité électrique du milieu. Elles sont faciles à coupler dans un schéma commun d'inversion : [de la Vega et al. \(2003\)](#) combinent des acquisitions électriques Wenner et dipôle-dipôle pour obtenir la résistivité, [Commer & Newman \(2009\)](#) obtiennent également la résistivité électrique à partir d'acquisition électromagnétique à source contrôlée et de données magnétotelluriques. L'inversion jointe de données gravimétriques et magnétiques s'avère intéressante pour l'étude de bassins ([Gallardo-Delgado et al., 2003](#)) et la prospection minière ([Bosch et al., 2006](#) ; [Shamsipour et al., 2012](#)).

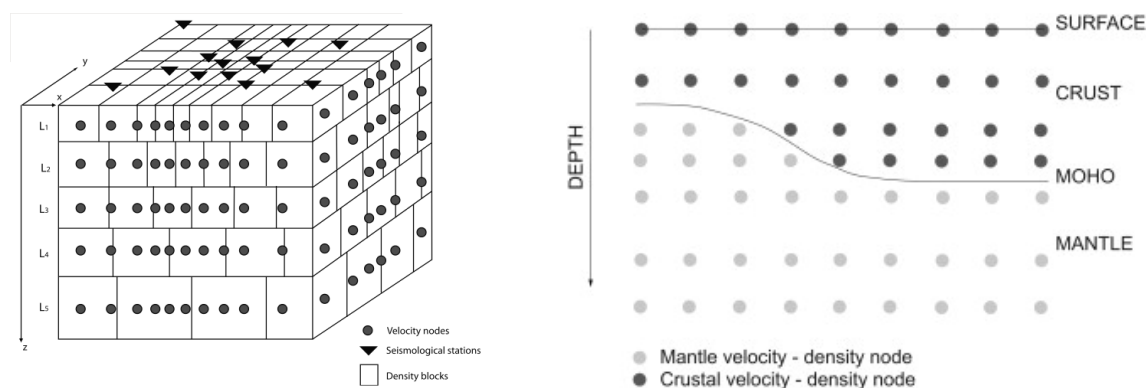
En sismologie, l'inversion jointe se développe également, soit au travers d'une combinaison de méthodes sismiques (temps d'arrivée, fonctions récepteurs, ondes de surface), soit en couplant une méthode sismique avec une méthode potentielle (gravimétrie, magnétotellurique). L'inversion de temps d'arrivée et de données gra-

vimétriques a porté ses fruits en prospection (Lees & VanDecar, 1991 ; Lelièvre et al., 2012), pour l'imagerie de volcans (Onizawa et al., 2002 ; Coutant et al., 2012) ou dans des études à l'échelle lithosphérique (Tiberi et al., 2003). Pour l'imagerie de la lithosphère et de l'asthénosphère, les fonctions récepteurs sont souvent utilisées pour apporter des contraintes sur les interfaces (notamment le Moho) dans des inversions jointes avec l'observation d'ondes de surface (Julia et al., 2000), des données gravimétriques (Maceira & Ammon, 2009), avec des ondes de surface et des données magnétotelluriques (Moorkamp et al., 2010) ou encore avec des données télésismiques et gravimétriques (Basuyau, 2010 ; Basuyau & Tiberi, 2011).

2.3.3 Couplage

Avec l'inversion jointe, on cherche donc à inverser simultanément des jeux de données indépendants pour retrouver des paramètres physiques qui, eux, ne sont pas forcément indépendants. Quelques questions se posent.

Comment discrétiser et paramétriser le modèle ? Même pour l'inversion d'un paramètre commun, deux méthodes géophysiques peuvent nécessiter différentes stratégies de modélisation. La figure 2.3.3 montre deux exemples de discrétisation en inversion jointe. Le choix des paramètres est aussi important. Par exemple, ils peuvent être choisis de façon à favoriser des relations linéaires.



(a) Nœuds de vitesse et blocs de densité pour l'inversion jointe de données gravimétriques et télésismiques (Tiberi et al., 2003).

(b) Nœuds de vitesse et de densité associés à des couches avec interface de profondeur variable pour l'inversion de fonctions récepteurs, de données gravimétriques et d'arrivées télésismiques (Basuyau & Tiberi, 2011).

Figure 2.17 – Exemples de discrétisation de l'espace pour des problèmes joints.

Comment pondérer les différents jeux de données ? La pondération est une étape importante de l'inversion jointe, vu qu'elle détermine le poids de chaque jeu de

données dans la résolution du modèle final. Il est très difficile de déterminer la pondération de façon automatique. Elle doit donc généralement être ajustée à la main pour chaque inversion. Toutefois, des inversions de type Monte-Carlo pour lesquelles l'algorithme itératif ne nécessite pas forcément une fonction coût unique peuvent s'affranchir de la pondération. Une méthode émergente est la détermination des meilleurs modèles grâce à l'identification du front de Pareto pour deux fonctions coût (eg. Dal Moro, 2008). Par exemple, avec un problème d'inversion jointe de données électriques et de données magnétotelluriques, il s'agit de définir deux fonctions coût $\phi_{\text{élec}}$ et $\phi_{\text{magnéto}}$ correspondant à chacun des jeux de données. Chaque modèle envisagé est placé sur un graphique de $\phi_{\text{élec}}$ en fonction de $\phi_{\text{magnéto}}$ (fig. 2.18). Le front de Pareto décrit l'ensemble des modèles qui présentent un bon compromis entre les fonctions coût $\phi_{\text{élec}}$ et $\phi_{\text{magnéto}}$. Le concept de front de Pareto est schématisé sur la figure 2.18.

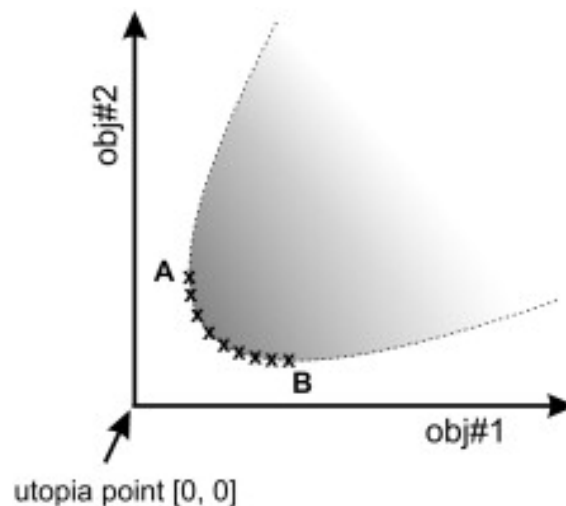


Figure 2.18 – Illustration du front de Pareto pour une inversion jointe avec deux jeux de données (Dal Moro, 2008). Les modèles envisagés sont situés dans la zone grisée. Le front de Pareto (croix noires) indique l'ensemble des modèles qui présentent le meilleur compromis entre les fonctions coût correspondant aux deux jeux de données.

Quel couplage relie les différents paramètres physiques ? En pratique, l'inversion jointe revient souvent à ajouter à la fonction coût un terme qui mesure la similarité entre les modèles des différents paramètres physiques. Il faut donc que les paramètres soit comparables. Cette question ne se pose pas si les différentes méthodes retrouvent les mêmes paramètres ou si les différents paramètres sont liés au niveau du problème direct (comme dans le cas de l'inversion de vitesses d'ondes P et S à partir de temps d'arrivée d'une part et d'ondes de surface d'autre part). Cependant, il est possible d'inverser conjointement deux paramètres différents à partir de méthodes *a priori*

indépendantes, comme la densité à partir de la gravimétrie et la vitesse à partir de temps d'arrivée, à condition d'établir un couplage entre ces paramètres. Deux types de couplage sont possibles : le couplage compositionnel (ou pétrophysique) et le couplage structural (ou géométrique). [Lelièvre et al. \(2012\)](#) proposent une méthode pour combiner les approches compositionnelle et structurelle pour l'inversion de temps d'arrivée et de données gravimétriques.

Le couplage le plus immédiat, et également le plus contraignant, est le couplage pétrophysique explicite. Dans ce cas, une relation est utilisée entre les propriétés physiques considérées, comme dans le cas d'une loi densité/vitesse (section 2.3.4). La relation peut être explicitement définie de façon empirique à partir de mesures sur échantillons. Le couplage peut être relâché en imposant un type de loi (relation linéaire par exemple), sans en fixer les coefficients qui sont considérés comme des paramètres à inverser, mais cela rend également l'inversion très non-linéaire et moins stable ([Tiberi et al., 2003](#)).

Un couplage structural contraint la géométrie de variation des paramètres physiques. L'hypothèse consiste à dire que les paramètres géométriques varient aux mêmes endroits mais indépendamment l'un de l'autre. [Haber & Oldenburg \(1997\)](#) utilisent la courbure comme mesure de la structure géométrique. [Gallardo & Meju \(2003\)](#) et [Gallardo & Meju \(2004\)](#) proposent une nouvelle méthode qui se base sur la minimisation des gradients croisés. L'idée est que quand le produit vectoriel des gradients de deux modèles sont nuls, soit les paramètres varient dans la même direction, soit l'un des deux ne varie pas. Le couplage structural impose moins de contraintes au système qu'un couplage pétrophysique. Cette approche est à favoriser pour les cas où il n'existe pas de relation évidente entre les différents paramètres physiques (eg. [Fregoso & Gallardo, 2009](#) ; [Moorkamp et al., 2011](#)).

2.3.4 Relations entre vitesse P, vitesse S et densité

Cette partie détaille les relations entre vitesses sismiques et densité pour choisir les relations dont nous aurons besoin pour l'inversion jointe de données sismologiques et gravimétriques de Basse-Terre (chapitre 7). Nous avons vu que les vitesses sismiques dépendent des modèles élastiques et de la densité (section 2.2.2.1). Les modules d'élasticité et la densité ne sont pas des paramètres indépendants. Il existe des relations qui dépendent de la masse atomique moyenne des minéraux. La diversité des masses atomiques moyennes des minéraux constitutifs des roches explique la diversité des relations vitesses-densité. Une étude très complète des différentes relations entre paramètres élastiques et densité dans la croûte est proposée par [Brocher \(2005\)](#).

Relations entre V_P , V_S et ρ

Une relation entre les vitesses sismiques V_P et V_S des ondes P et S et la densité ρ présenterait l'avantage de prendre en compte les interdépendances entre ces trois paramètres. Très peu de relations empiriques entre les trois paramètres V_P , V_S et ρ ont été établies. Une loi est proposée par [Ludwig et al. \(1970\)](#) pour des roches sédimentaires, mais les auteurs disposent de très peu d'échantillons. En sismique active et passive, la grande majorité des études se base sur l'étude des ondes P uniquement en raison de la faible qualité de pointé des ondes S. Cependant, les nouvelles techniques d'imagerie exploitent de plus en plus des ondes S. Lorsqu'une relation entre V_S et V_P et/ou ρ est nécessaire, la solution retenue est d'utiliser un rapport $\frac{V_P}{V_S}$ et une relation entre V_P et ρ (eg. [Maceira & Ammon, 2009](#)).

Relations entre V_P et ρ

La figure 2.19 compile quelques relations entre vitesse V_P ou lenteur S_P des ondes P et densité ρ . En vert sont représentées les relations plus spécifiques aux roches volcaniques qui nous intéressent, en particulier à partir de mesures dans la croûte océanique ([Carlson & Raskin, 1984](#)). En rouge sont représentées les données d'études qui concernent directement Basse-Terre ([Bernard, 1999](#) ; [Bernard et al., 2014](#) ; [Coutant et al., 2012](#)).

[Birch \(1961\)](#) propose une loi linéaire de la forme

$$V_P = a + b\rho \quad (2.20)$$

où a dépend de la masse atomique moyenne des minéraux constitutifs des roches. Il détaille les résultats pour les roches magmatiques de la croûte et du manteau, de densité élevée (supérieure à 2.6). La loi de Birch est donc surtout appropriée pour les roches denses et profondes. [Nafe & Drake \(1961\)](#) proposent une courbe à partir de mesures effectuées sur des roches sédimentaires continentales et marines. Les mesures peuvent être ajustées par une fonction polynomiale

$$V_P = a + b\rho + c\rho^2 + \dots \quad (2.21)$$

Les échantillons incluent des roches très poreuses, de densité inférieure à $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. [Onizawa et al. \(2002\)](#) utilise un polynôme ajusté sur les données des échantillons de [Nafe & Drake \(1961\)](#) qui ont l'avantage d'atteindre des densités faibles, comparables à celles des couches superficielles du volcan Izu-Oshima. Il propose les coefficients suivants : $a = 6.86$, $b = -7.55$ et $c = 2.64$. [Maceira & Ammon \(2009\)](#) utilisent une

combinaison entre la loi de [Birch \(1961\)](#) et la loi de [Nafe & Drake \(1961\)](#) (coefficients de [Onizawa et al., 2002](#)) pour une inversion jointe à l'échelle lithosphérique. [Gardner et al. \(1974\)](#) définissent une loi de la forme

$$\rho = aV_P^b. \quad (2.22)$$

Pour des roches sédimentaires, les auteurs donnent $\rho = 1.74V_P^{0.25}$ pour ρ en g/cm^3 et V_P en km/s . Ces trois lois (eq. [2.20](#), [2.21](#) et [2.22](#)) sont largement utilisées dans la littérature, mais ne sont pas particulièrement adaptées à notre cas : la loi de [Birch \(1961\)](#) est valable pour des densités relativement élevées et les lois de [Nafe & Drake \(1961\)](#) et [Gardner et al. \(1974\)](#) sont établies pour des roches sédimentaires.

[Carlson & Raskin \(1984\)](#) proposent deux lois linéaires entre la lenteur et la densité pour les roches de la croûte océanique : l'une à partir de mesures sur échantillons en laboratoire (trait vert clair plein sur la figure [2.19](#) :

$$\rho = 3.81 - \frac{5.99}{V_P}, \quad (2.23)$$

l'autre à partir de mesures en forage (trait vert clair pointillé sur la figure [2.19](#))

$$\rho = 3.50 - \frac{3.79}{V_P}. \quad (2.24)$$

Ces relations sont définies pour des densités de 1.8 à $3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ environ. La différence entre ces deux relations est due à la sensibilité de la vitesse P aux gammes de fréquences utilisées pour les mesures ([Batzle et al., 2006](#) ; [Adelinet, 2010](#)). Cela rappelle que des valeurs déterminées en laboratoire à haute fréquence (échelle du MHz) peuvent ne pas correspondre aux valeurs observées en sismologie (échelle du Hz). De manière générale, les mesures en laboratoire auront tendance à surestimer légèrement les vitesses.

Pour le volcan de la Soufrière de Guadeloupe, [Coutant et al. \(2012\)](#) utilise une relation basée sur des mesures d'échantillons saturés de la Montagne Pelée en Martinique ([Bernard, 1999](#) ; [Bernard et al., 2014](#)). La relation est linéaire entre la lenteur et la densité pour les roches puis non linéaire pour prendre en compte l'eau et l'air présents dans le système hydrothermal imagé. Cette relation se situe dans les mêmes gammes de valeurs que les relations de [Carlson & Raskin \(1984\)](#). Notons l'importance d'effectuer les mesures sur échantillons saturés car la saturation en fluides est un facteur majeur sur la vitesse des ondes P.

À l'échelle de l'île volcanique de Basse-Terre, en première approximation, nous pouvons faire l'hypothèse que les roches sont complètement saturées. Pour notre

Chapitre 2

étude, nous choisissons d'utiliser la relation 2.24 de [Carlson & Raskin \(1984\)](#), en supposant que les mesures in situ en forage sont plus représentatives des vitesses observées en sismologiques que les mesures sur échantillons. De plus, le forage correspondant est situé dans la croûte océanique et fournit des mesures en profondeur, tandis que les mesures sur échantillons sont limitées à la proche surface dans la zone du volcan actif. Cette relation présente aussi l'avantage d'être linéaire entre la densité et la lenteur des ondes P.

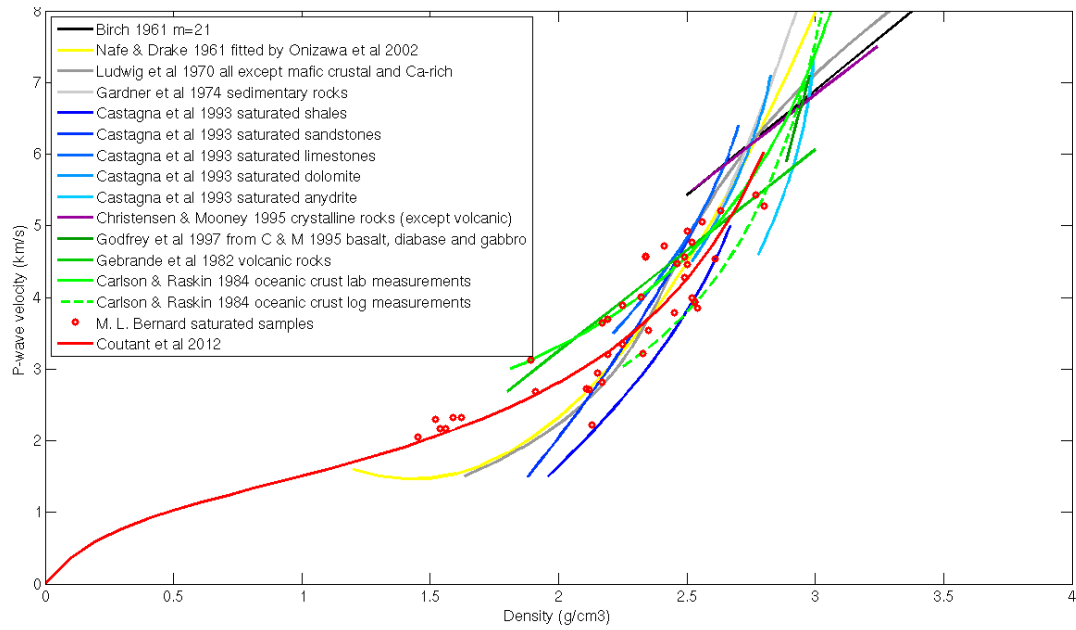
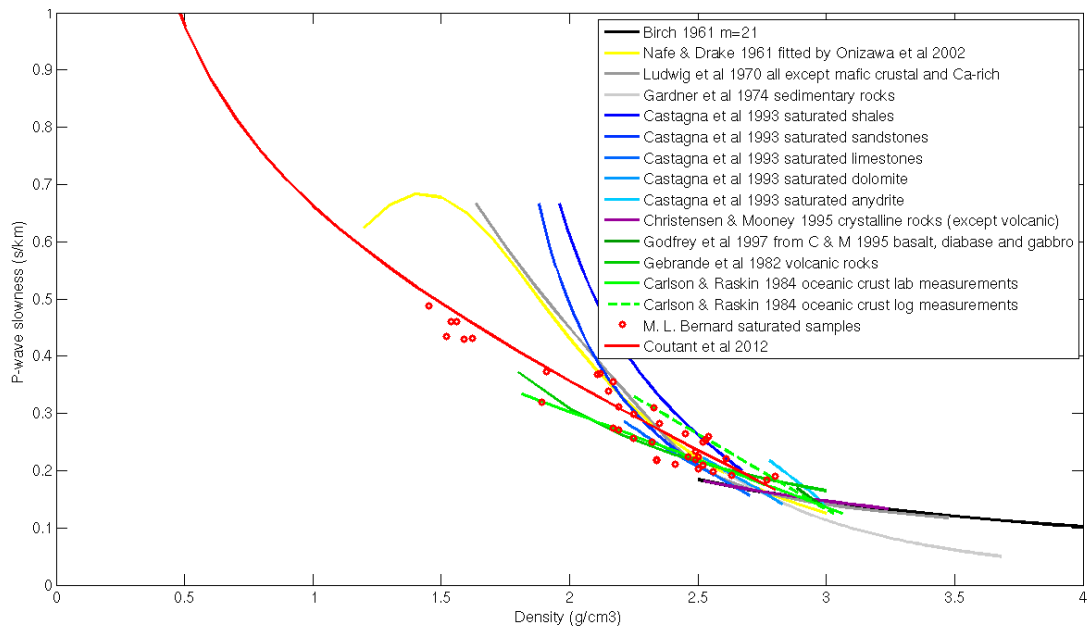
(a) Relations $V_p - \rho$.(b) Relations $S_p - \rho$.

Figure 2.19 – Relations entre vitesse P et densité proposées dans la littérature (Birch, 1961 ; Ludwig et al., 1970 ; Gardner et al., 1974 ; Godfrey et al., 1997 ; Castagna et al., 1993 ; Christensen & Mooney, 1995 ; Carlson & Raskin, 1984). Rouge : Mesures sur échantillons saturés de la Montagne Pelée en Martinique (Bernard, 1999 ; Bernard et al., 2014) et relation utilisée par Coutant et al. (2012) pour l'inversion jointe de temps d'arrivée et de gravimétrie sur le dôme de la Soufrière de Guadeloupe.

Relations entre V_P et V_S

Le lien entre vitesse d'ondes P et vitesse d'ondes S est généralement effectué via un simple coefficient de proportionnalité. Pour l'inversion jointe d'ondes de surface et de densité en contexte lithosphérique, [Maceira & Ammon \(2009\)](#) fixent ce rapport à partir d'un modèle *a priori* et le garde constant pour toute l'inversion. En milieu volcanique, [Onizawa et al. \(2002\)](#) définit un rapport V_P/V_S en fonction de la profondeur à partir d'une inversion à une dimension.

Pour l'étude de l'île volcanique de Basse-Terre, nous chercherons dans la mesure du possible à ne pas fixer le rapport V_P/V_S car ce paramètre est un indicateur de la présence de fluides.

2.4 Conclusion

Pour l'imagerie de Basse-Terre, nous allons chercher à exploiter au maximum les données disponibles (section 1.3). Dans un premier temps, nous allons inverser indépendamment chaque jeu de données : inversion gravimétrique (chapitre 3), inversion des données aéromagnétiques (chapitre 4), tomographie à partir des corrélations de bruit (chapitre 5) et tomographie à partir des temps d'arrivée des séismes de l'arc (chapitre 6). Dans un second temps, nous allons chercher à inverser conjointement les données sismologiques (corrélations de bruit et temps d'arrivée) et gravimétriques (chapitre 7) qui imagent le sous-sol avec des résolutions complémentaires. Nous proposerons des solutions pour discrétiser et paramétrer le modèle pour rendre possible l'inversion jointe de ces trois types de données.



Inversion des données gravimétriques de Basse-Terre

Dans ce chapitre, nous présentons l'inversion des données gravimétriques qui conduit à l'obtention de modèles 3D de densité de l'île de Basse-Terre.

Cinq jeux de données ont été compilés pour cette étude : [Coron et al. \(1975\)](#), [Barthes et al. \(1984\)](#), [Gunawan \(2005\)](#), [Matthieu et al. \(2011\)](#) et de nouvelles données acquises en août 2012 dans le cadre du projet ANR Domoscan. La section 3.1 détaille l'acquisition et le prétraitement des données de 2012 puis l'homogénéisation avec les jeux précédents et le calcul des anomalies gravimétriques. Le chapitre se poursuit avec l'article intitulé "3-D linear inversion of gravity data : method and application to Basse-Terre island, Guadeloupe, Lesser Antilles" (section 3.2), publié dans *Geophysical Journal International* ([Barnoud et al., 2016](#)). L'article présente d'une part la méthodologie d'inversion linéaire Bayésienne des données gravimétriques, appuyée par l'inversion de quelques modèles synthétiques, d'autre part l'application à Basse-Terre et l'interprétation des résultats. En fin de chapitre, nous testons plus particulièrement l'effet des paramètres d'inversion (section 3.3), l'apport des différents jeux de données (section 3.4) et l'influence du modèle *a priori* choisi (section 3.5).

Avant d'appliquer notre méthodologie aux données de Basse-Terre, pour laquelle peu de connaissances existent au préalable, nous l'avons testée sur des données de l'arc alpin couvrant la zone du corps d'Ivrée, partie du manteau supérieur africain qui remonte localement à la surface, produisant une signature caractéristique sur les cartes d'anomalies gravimétriques. Les résultats de ce travail sont présentés en annexe C.

◀ Photo du point de mesure gravimétrique 3230663.

3.1 Campagne gravimétrique d'août 2012 et traitement des données

3.1.1 Déroulement de la campagne d'août 2012

Une campagne de mesures gravimétriques couvrant l'ensemble de Basse-Terre a été effectuée en août 2012. Cette campagne s'inscrit dans le cadre du projet ANR Domoscan¹ conduit par Olivier Coutant. Le levé a été effectué du 14/08/12 au 28/08/12 par Olivier Coutant, Claire Bouligand, Anne Barnoud, Michel Dietrich et Anna Pourchot.

Le but de la campagne était de renforcer les jeux de données déjà existants (Coron et al., 1975 ; Barthes et al., 1984 ; Gunawan, 2005 ; Matthieu et al., 2011) en vue de travaux d'inversion.

Notre matériel était constitué de deux gravimètres relatifs Scintrex CG5 du parc instrumental de l'INSU (numéros 323 et 424), de trois récepteurs GPS Topcon GB-1000 (deux stations mobiles S1 et S2 et une station fixe à l'observatoire actuel du Houëlmont) et d'un tachéomètre Leica TCR805.

3.1.2 Traitement des données acquises en 2012

3.1.2.1 Localisation des points de mesure

La méthode de localisation des mesures a été adaptée en fonction de la situation :

- par GPS différentiel si l'ouverture le permettait ;
- grâce aux bornes géodésiques ou aux repères de nivellement de l'IGN ;

Le tachéomètre complète les mesures de positionnement lorsque la localisation ne pouvait pas être effectuée directement à l'aplomb de la mesure gravimétrique (couverture végétale trop importante pour le GPS ou point IGN inaccessible).

Traitement des données GPS

Dans un premier temps, nous avons déterminé les localisations des quatre stations qui nous servaient de bases (fig. 3.1) :

- la base des Aymes (ABMF) de l'IGN ;
- une base temporaire installée pour la durée de la mission à l'observatoire du Houëlmont (HOUL = HOUL1 + HOUL2²) ;

1. Projet ANR Domoscan 2009-2013 : <http://sites.google.com/site/domoscan/>

2. La base HOUL a été désinstallée et réinstallée au cours de la mission, le temps de laisser passer une tempête...

- la base permanente située à Morne Mazeau près de Deshaies (DHS) ;
- la base permanente du Piton Sanner (PSA).

La localisation d'ABMF fournie par l'IGN est utilisée comme référence. Nous avons localisé les bases HOUL, DHS et PSA par rapport à ABMF avec les données disponibles sur l'ensemble de la période, sous-échantillonnées à 30 s. Il convient de déterminer les positions absolues des bases avec la plus faible erreur possible. Nous avons essayé de nombreuses configurations de traitement et nous avons conservé la configuration qui donnait les erreurs les plus faibles (erreurs estimées par GNSS Solutions). DHS et PSA ont été localisées par rapport à ABMF. HOUL1 et HOUL2 ont ensuite été localisées par rapport à ABMF, DHS et PSA. Toutes les bases sont localisées avec une erreur inférieure à 1 cm (estimation de GNSS Solutions). Les bases ayant été localisées grâce à des séries temporelles échantillonnées à 30 s sur une période de plusieurs semaines, une erreur de cet ordre est crédible. Même en cas de sous-estimation de cette erreur par le logiciel, l'erreur sur la localisation des bases reste négligeable par rapport aux erreurs obtenues par la suite pour la localisation des stations.

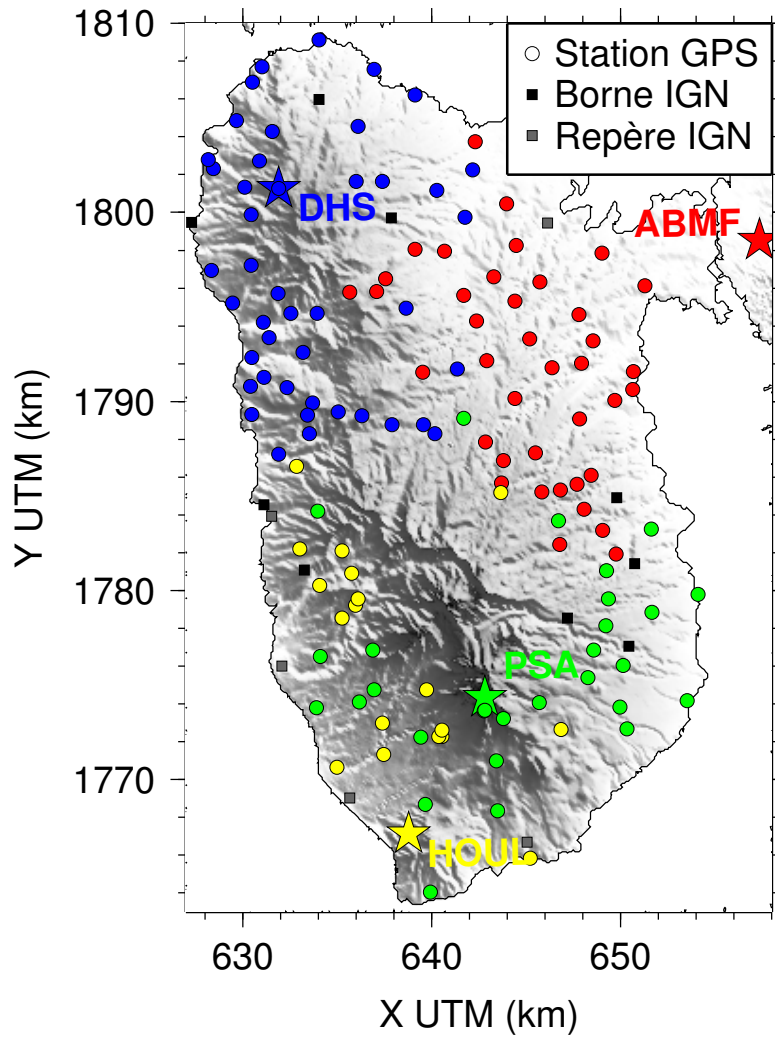


Figure 3.1 – Localisation des 144 points de mesures de la campagne d’août 2012. Les étoiles sont les bases GPS fixes ABMF, DHS, PSA et HOUL utilisées pour localiser les stations GPS mobiles. Les cercles sont les points localisés par GPS, leur couleur correspondant à la base utilisée pour chaque point. Les carrés sont les points localisés en utilisant les bornes ou les points de nivellement IGN.

Dans un second temps, nous avons localisé les stations (récepteurs S1 et S2). La durée d’acquisition par station varie d’une vingtaine à une trentaine de minutes, pour des séries temporelles échantillonnées à 1 Hz. Ici aussi, nous avons testé plusieurs configurations de localisation pour retenir le résultat avec l’erreur la plus faible. Il s’agit systématiquement de la localisation par rapport à une seule base, généralement la plus proche géographiquement comme l’indiquent les couleurs sur la figure 3.1.

Les erreurs données par GNSS Solutions sur la hauteur ellipsoïdale sont toutes inférieures au mètre. Afin d’obtenir une estimation fiable des erreurs sur les hauteurs, nous avons extrait 75 séries temporelles des bases HOUL, DHS et PSA sur des durées de 20 à 30 min (durées caractéristiques d’acquisition pour les stations mobiles). Ces

séries temporelles, échantillonnées à 1 Hz, ont alors été localisées individuellement par rapport à ABMF et aux autres bases comme s'il s'agissait de stations mobiles. La différence entre les hauteurs obtenues et les hauteurs de références sur l'ensemble des 75 tests est représentée sur la figure 3.2. L'écart-type de 17 cm nous donne l'erreur sur les hauteurs obtenues par GPS.

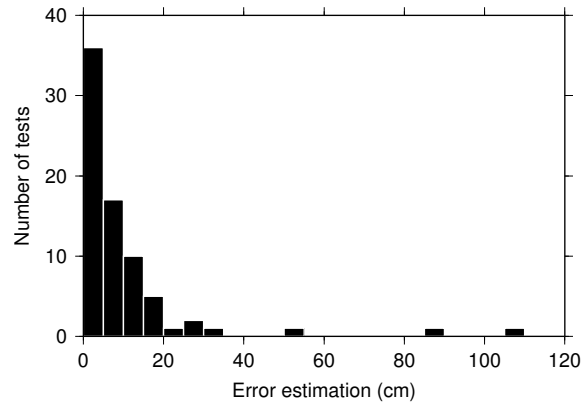


Figure 3.2 – Estimation de l'erreur sur les hauteurs après localisation avec le logiciel GNSS Solutions.

Localisations IGN : bornes et repères de nivellement

Nous avons parfois utilisé des bornes géodésiques et des repères de nivellement de l'IGN dont les coordonnées des bornes et repères sont disponibles sur le site internet de l'IGN³.

Les repères de nivellement ont une meilleure précision en altitude que les sites géodésiques. Par contre, la précision horizontale est meilleure au niveau des sites géodésiques. Au cours de la campagne d'août 2012, nous avons doublé quelques points IGN par une mesure GPS pour comparaison. La différence de hauteur entre les informations IGN et les hauteurs obtenues par GPS est de 7 cm en moyenne pour les quatre sites géodésiques et de 23 cm pour l'unique repère de nivellement répété. Le faible nombre d'éléments de comparaison ne permet pas de tirer de conclusions mais donne une idée des ordres de grandeur.

3.1.2.2 Traitement des données gravimétriques

Corrections automatiques effectuées par l'instrument

Le logiciel intégré aux gravimètres CG5 effectue automatiquement certaines corrections (Scintrex, 2006). Il s'agit d'une part de corriger des effets externes (ma-

3. <http://geodesie.ign.fr> (dernière consultation le 13 mars 2016)

rées terrestres) et d'autre part de corriger certains comportements mécaniques de l'instrument (corrections de température, d'inclinaison et suppression des mesures aberrantes). L'effet des marées terrestres est corrigé avec la formule de [Longman \(1959\)](#). Pour cela, l'heure de l'instrument doit être réglée. Le gravimètre mesure la composante verticale du champ de gravité. Au moment de la mesure, les instruments sont donc positionnés à l'horizontal grâce à un niveau à bulle. De faibles inclinaisons persistant au cours de la mesure, une correction d'inclinaison est appliquée. La correction de température compense les éventuelles variations de températures à l'intérieur de l'instrument. En effet, le capteur consiste en un ressort à quartz qui est extrêmement sensible à la température (approximativement $-130 \text{ mGal}/^\circ\text{C}$). Il est maintenu à une température proche de 50°C , mais de légères variations restent possibles. La réponse du ressort aux variations de température est prédéterminée par calibration. Enfin, la mesure gravimétrique finale est une moyenne de mesures acquises pendant 85 s, après suppression des valeurs aberrantes.

Correction de la dérive instrumentale

La mécanique même du capteur (ressort à quartz) induit une dérive de l'instrument : les valeurs du gravimètre au repos augmentent légèrement avec le temps. Les causes sont variées : élongation mécanique du ressort avec le temps, secousses lors des transports, faibles variations de température. Cette dérive mécanique doit être soustraite des mesures. Nous avons choisi une base gravimétrique de référence dans la cave de l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe (OVSG) au Houëlmon. Nous y avons fait des mesures chaque matin et chaque soir au cours de la campagne pour corriger l'ensemble des mesures gravimétriques de cet effet de dérive.

Le 24 août, des variations relativement importantes de températures (quelques millièmes de degrés Celsius) ont été observées sur le gravimètre 323. Ces variations étaient associées à une forte dérive instrumentale. Il est difficile de discriminer entre les variations dues à la dérive instrumentale seule et celles induites par les écarts de température. Les effets dus aux variations de températures sont corrigés implicitement par la correction de la dérive instrumentale.

Correction de la hauteur de l'instrument

Les mesures gravimétriques ont été ramenées au niveau du sol en appliquant une correction à l'air libre. Nous avons mesuré la hauteur de l'instrument avec une erreur estimée à 1 cm, prenant en compte la précision de la mesure et les irrégularités du sol.

Détermination des valeurs absolues

Jusqu'à présent, nous disposons de valeurs gravimétriques au sol, relatives à la base située à l'observatoire.

Des mesures de gravimétrie absolues ont été effectuées en 2011 par Sébastien Deroussi avec un gravimètre Micro-g LaCoste A10. Trois bases absolues sont ainsi disponibles avec une erreur de 0.01 mGal :

- dans la cave de l'observatoire du Houëlmont sur le socle des sismomètres (fig. 3.3a) ;
- devant l'église de Gourbeyre (fig. 3.3b) ;
- sur le parking de la Savane à Mulets (fig. 3.3c).



(a) Cave de l'observatoire, (b) Église de Gourbeyre. (c) Parking de la Savane à Houëlmont. Photo de Claire Bouligand. Photo de Michel Dietrich. Mulets.

Figure 3.3 – Emplacements des mesures de gravimétrie absolue effectuées en 2011 par Sébastien Deroussi. Les photos ont été prises au cours de la campagne d'août 2012, lors de la répétition de ces points avec les gravimètres relatifs.

Nous avons répété ces points avec nos gravimètres relatifs lors de la campagne. Les points absolus de l'observatoire et de Gourbeyre ont été répétés avec les deux gravimètres relatifs 323 et 424 tandis que le point de la Savane à Mulets a été répété avec le gravimètre 424 uniquement. Nous avons ensuite recalé nos valeurs relatives par rapport à ces trois valeurs absolues.

3.1.3 Modèles numériques de terrain (MNT)

Ondulation du géoïde

Le GPS donne la hauteur ellipsoïdale (par rapport à l'ellipsoïde WGS84) tandis que les repères IGN sont en altitude (au-dessus du niveau de la mer). Les modèles numériques de terrain (MNT) sont en altitude car il est d'usage de se repérer par rapport au niveau de la mer qui est une limite physique et non mathématique.

La conversion entre hauteurs ellipsoïdales et altitudes nécessite de connaître l'ondulation du géoïde, donnée sous forme d'une grille appelé modèle de géoïde ou grille de conversion altimétrique. L'IGN met à disposition une telle grille pour l'ensemble de l'archipel de Guadeloupe⁴, basée sur le modèle de géoïde global EGM2008 (Pavlis et al., 2008) ainsi que des points GPS nivelés, qui permet d'obtenir des altitudes dans le système d'altitudes IGN 1988.

MNT topographiques et bathymétriques

Des données Litto3D⁵, MNT très haute résolution obtenu grâce à la technologie Lidar, donnent la topographie proche (îles de Grande-Terre et Basse-Terre) avec une résolution horizontale de 1 m et une précision verticale métrique voire centimétrique. Les différences entre les localisations GPS et les hauteurs données par le MNT Lidar présentent un écart-type $\sigma_{GPS-MNT} = 33$ cm. Sachant que l'erreur de localisation verticale du GPS est estimée à $\sigma_{GPS} = 17$ cm, nous en avons déduit un écart-type sur les erreurs verticales du MNT Lidar σ_{MNT} :

$$\sigma_{MNT} = \sqrt{\sigma_{GPS-MNT}^2 - \sigma_{GPS}^2} = \sqrt{33^2 - 17^2} = 28 \text{ cm.} \quad (3.1)$$

La topographie des îles plus éloignées est connue grâce au modèle mondial SRTM3 (Farr & Kobrick, 2000), échantillonné au pas de 100 m.

La bathymétrie est donnée par le modèle ETOPO1 échantillonnée au pas de 100 m.

3.1.4 Homogénéisation des cinq jeux de données

Sélection des données

Toutes les mesures, après éventuelle conversion de hauteurs en altitude, sont projetées sur le MNT Lidar de 1 m de résolution pour comparer leur altitude à l'altitude donnée par le MNT Lidar. La figure 3.4 montre les histogrammes des différences d'altitude pour les cinq jeux de données dont nous disposons. Pour les données de 2012, nous conservons les positions obtenues par GPS d'une précision estimée à 17 cm (section 3.1.2.1), sauf lorsque l'écart au MNT Lidar dépasse 1 m. Tous les points dont l'écart au MNT Lidar est supérieur à 1 m sont des points pour lesquels la mesure GPS est certainement mauvaise (forte couverture d'arbres par exemple). Ces quelques points sont donc projetés sur le MNT Lidar. Nous conservons également

4. <http://geodesie.ign.fr/index.php?page=grilles> (dernière consultation le 13 mars 2016)

5. Les données Litto3D ont été acquises dans le cadre d'un partenariat État, Shom, IGN et Agence des Aires Marines Protégées, et cofinancées par l'Europe.

tous les points de mesure de [Matthieu et al. \(2011\)](#), en utilisant leur projection sur le MNT Lidar. En effet, la distribution des écarts au MNT est étroite, montrant une précision de 35 cm sur les altitudes, mais on observe un décalage systématique par rapport aux altitudes du MNT Lidar que nous n'expliquons pas (cet écart ne correspond vraisemblablement pas à un changement de référence altimétrique). Nous supprimons des données des trois jeux de données les moins récents ([Coron et al., 1975](#) ; [Barthes et al., 1984](#) ; [Gunawan, 2005](#)) lorsque la différence d'altitude est supérieure à la médiane plus ou moins la moitié de l'écart-type (définis pour chaque jeu de donnée indépendamment). Après cette sélection des données, nous obtenons des erreurs de 1.94 m ([Gunawan, 2005](#)), 3.38 m ([Barthes et al., 1984](#)) et 4.42 m ([Coron et al., 1975](#)). Pour ces trois jeux de données, nous utilisons donc les projections sur le MNT Lidar pour lequel une précision 28 cm est attendue (section [3.1.3](#)).

Au total, 999 mesures sont conservées pour travailler : 338/399 (85 %) de [Coron et al. \(1975\)](#), 323/423 (76 %) de [Barthes et al. \(1984\)](#), 157/174 (90 %) de [Gunawan \(2005\)](#), 37 (100 %) de [Matthieu et al. \(2011\)](#) et 144 (100 %) de la campagne de 2012.

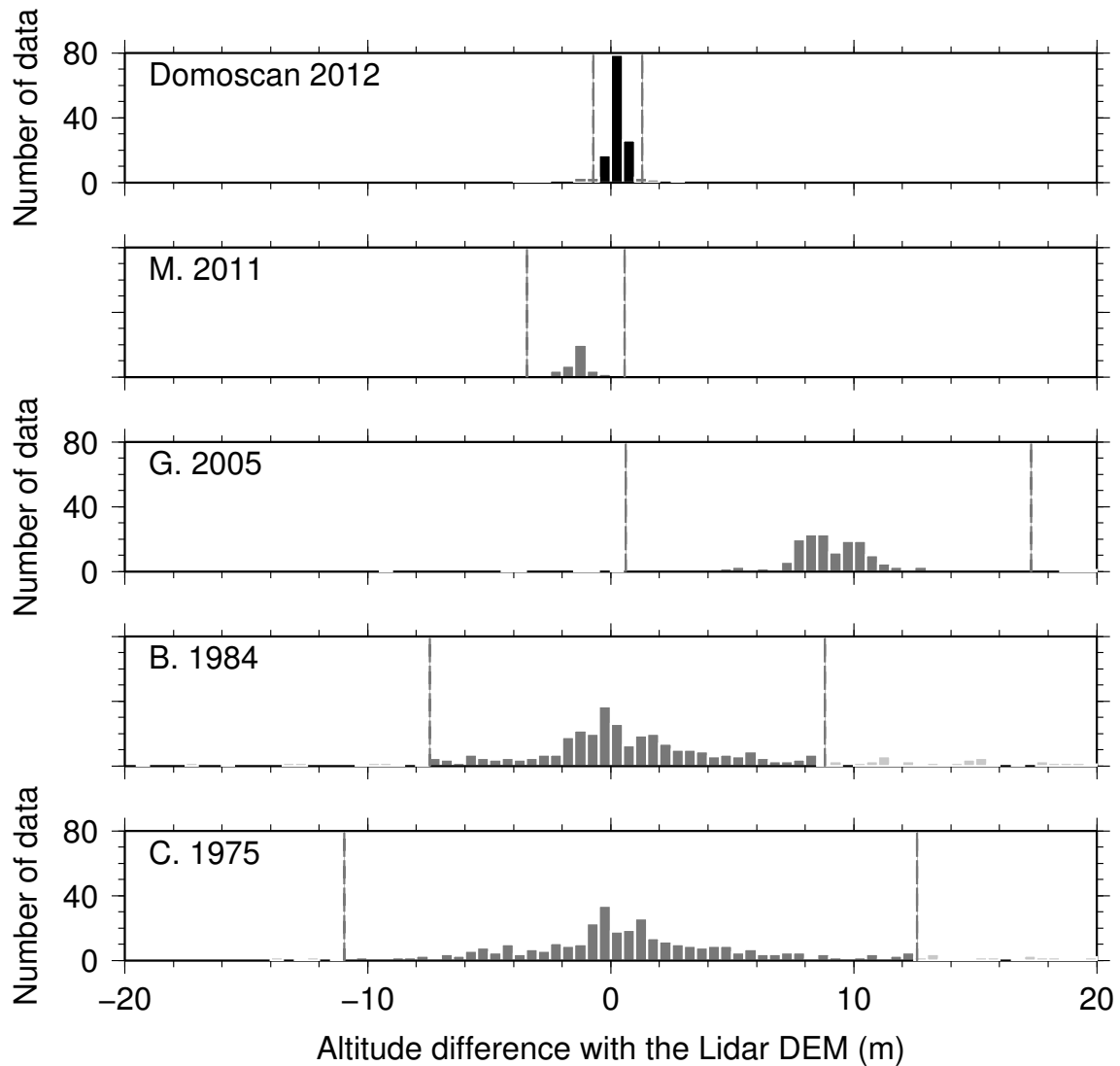


Figure 3.4 – Histogrammes des différences entre les altitudes fournies par les jeux de données et les altitudes obtenues par projection des points sur le MNT Lidar. Domoscan 2012 : nouvelles données. M. 2011 : [Matthieu et al. \(2011\)](#). G. 2005 : [Gunawan \(2005\)](#). B. 1984 : [Barthes et al. \(1984\)](#). C. 1975 : [Coron et al. \(1975\)](#). Noir : données conservées avec leur altitude d’origine. Gris foncé : données conservées et projetées sur le MNT Lidar. Gris clair : données écartées. Les barres verticales indiquent les limites des données projetées (Domoscan 2012) ou écartées (autres jeux de données).

Gravimétrie absolue

Nous disposons à présent d’un nouveau jeu de données gravimétriques pour l’île de Basse-Terre et de quatre jeux de données antérieurs ([Coron et al., 1975](#) ; [Barthes et al., 1984](#) ; [Gunawan, 2005](#) ; [Matthieu et al., 2011](#)). Nous choisissons nos valeurs comme référence car elles sont ajustées par rapport à des mesures gravimétriques

absolues effectuées sur l'île. De la même façon que nous avons répété les points de mesures absolues lors de la campagne, nous avons également répété un certain nombre de points acquis lors des campagnes précédentes. Nous avons ainsi pu homogénéiser les cinq jeux de données en ramenant les moyennes de la différence des points répétés à zéro pour chaque jeu. Les 999 valeurs de gravimétrie absolue sont représentées sur la figure 3.5a. Cette carte présente des valeurs fortement corrélées avec la topographie de l'île. Les corrections gravimétriques vont notamment permettre de s'affranchir de cet effet (section 3.1.5).

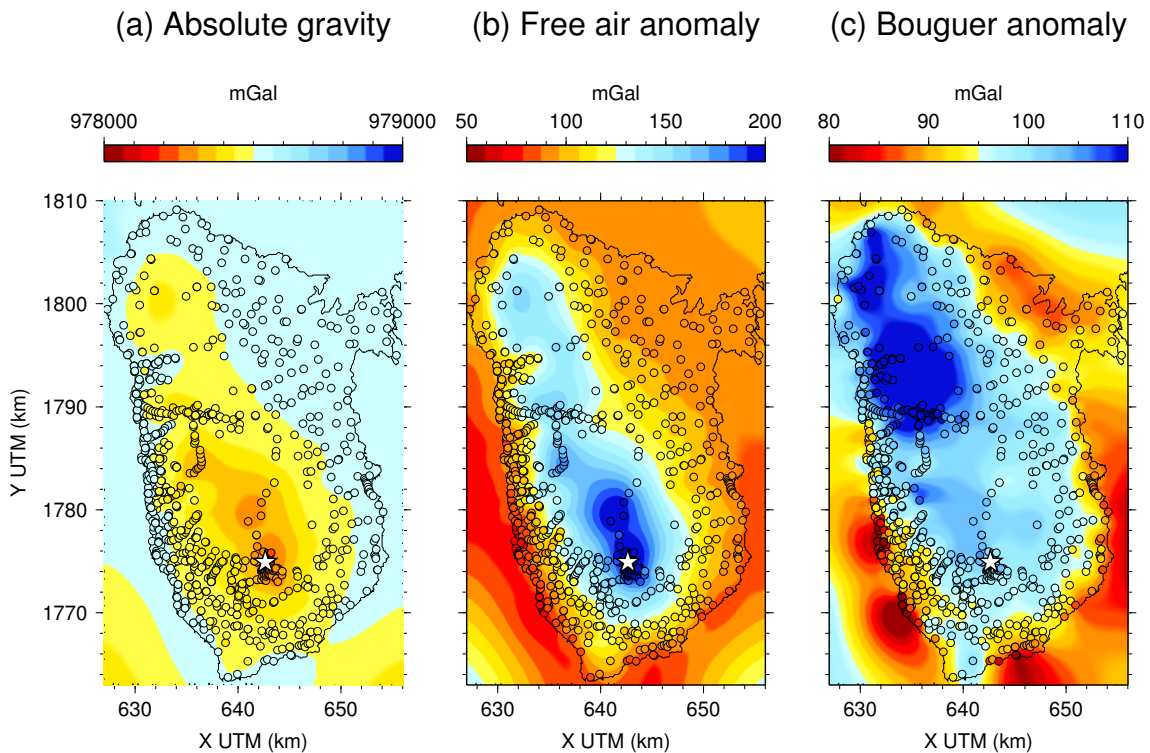


Figure 3.5 – Données gravimétriques de Basse-Terre. (a) Gravimétrie absolue. (b) Anomalie à l'air libre. (c) Anomalie de Bouguer, calculée pour une densité moyenne de $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

3.1.5 Calcul des anomalies gravimétriques

Les valeurs gravimétriques absolues g_{obs} ne sont pas interprétables telles quelles en raison de la contribution de nombreux paramètres. Elles doivent être nettoyées des effets connus afin de ne représenter que les anomalies dues aux variations de densité du milieu. L'anomalie à l'air libre Δg_{fa} est due à des variations de densité ou de topographie entraînant des anomalies de masse. L'anomalie de Bouguer Δg_b n'est due qu'aux variations de densité. Enfin, l'anomalie de Bouguer résiduelle Δg_{res} ne doit tenir compte que des variations de densités locales, dans le milieu étudié.

Obtenir ces anomalies est l'objectif des différentes corrections gravimétriques :

$$\Delta g_{\text{res}} = g_{\text{obs}} - \underbrace{g_0}_{\Delta g_{\text{fa}}} - \underbrace{g_{\text{fa}} - g_{\text{b}}}_{\Delta g_{\text{b}}} - g_{\text{reg}} \quad (3.2)$$

où g_0 est le champ produit par l'ellipsoïde de référence, g_{fa} est la correction à l'air libre, g_{b} est la correction de Bouguer et g_{reg} est la composante du champ à l'échelle régionale. Ces corrections sont détaillées dans les paragraphes qui suivent.

Valeur théorique de l'ellipsoïde de référence

La gravité théorique à la surface d'un ellipsoïde g_0 est calculée à partir de la formule analytique déterminée par Somigliana en 1929 (eg. [Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005](#)) :

$$g_0 = g_e \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}, \quad (3.3)$$

avec

$$k = \frac{b g_p}{a g_e} - 1 \quad (3.4)$$

et

$$e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}} \text{ l'excentricité,} \quad (3.5)$$

où a et b sont les demi-grand et demi-petit axes de l'ellipsoïde respectivement, g_e et g_p sont les valeurs théoriques de la gravité à l'équateur et aux pôles respectivement et ϕ est la latitude géodésique.

Nous utilisons le système WGS84. Les paramètres de définition de ce système ainsi que les paramètres dérivés utilisés dans la formule de Somigliana (3.3) sont donnés dans l'annexe [A](#).

Anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre, ou correction d'altitude, prolonge la valeur théorique connue sur l'ellipsoïde de référence à la cote du point de mesure. Il s'agit là de corriger la différence de distance au centre de masse de la Terre, avec l'hypothèse qu'il n'y a aucune masse en dehors de l'ellipsoïde.

Dans le cas d'une Terre ellipsoïdale, un développement en série de Taylor au second ordre permet d'obtenir une approximation de la correction d'altitude g_{fa} ([Li](#)

& Götze, 2001) :

$$g_{fa} \simeq -\frac{2g_e}{a} \left[1 + f + m + \left(\frac{5}{2}m - 3f \right) \sin^2 \phi \right] h + \frac{3g_e}{a^2} h^2, \quad (3.6)$$

où

$$m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM} \quad (3.7)$$

et h est la hauteur ellipsoïdale mesurée de façon positive vers le bas.

Aux latitudes de Basse-Terre ($\phi \simeq 16.16^\circ$), la correction au premier ordre s'écrit

$$g_{fa} \simeq -0.308 \, 7h + 0.000 \, 000 \, 07h^2 \quad (3.8)$$

où g_{fa} est en mGal quand h est donné en m.

Une variation de hauteur de 1 m entraîne une variation de correction à l'air libre de -0.3 mGal environ, d'où la nécessité de connaître la hauteur des points de mesures avec une très grande précision.

Le terme en h^2 étant très faible devant le terme en h , il est très souvent négligé. Pourtant, une hauteur h de 1 000 m correspond à un terme en h^2 de l'ordre de 0.07 mGal non négligeable devant la précision espérée sur nos données (c'est-à-dire inférieure au mGal) bien que le terme en h s'élève à -308.74 mGal

L'anomalie à l'air libre obtenue est représentée sur la figure 3.5b. La carte d'anomalie est maintenant anti-corrélée à la topographie. La correction de Bouguer va corriger cet effet.

Anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer est habituellement obtenue par une série de corrections dites de Bouguer, ou Bullard A, B et C (Bullard, 1936). Ces corrections sont expliquées par Chapin (1996) et Nowell (1999). Bullard A compense l'effet d'un plateau infini de densité constante entre le point de mesure et la surface de référence. Bullard B s'affranchit de la courbure de la Terre, négligeable pour des études locales comme celle que nous menons à la Guadeloupe. Bullard C corrige l'effet des variations topographiques par rapport à l'hypothèse du plateau infini utilisé pour la correction de Bullard A.

Les corrections de Bullard A et C peuvent être effectuées simultanément en calculant directement au niveau du point de mesure l'effet de toutes les masses situées entre la surface topographique et la surface de référence. Nous avons effectué ces corrections en utilisant le programme de modélisation gravi8 écrit par Olivier Coutant. Ce programme permet d'utiliser un MNT à haute résolution proche des

points de mesures et à plus basse résolution loin des points. Pour choisir le rayon du MNT haute résolution et le pas du MNT basse résolution, nous avons effectué la modélisation pour le point 3230624 situé au centre de l'île avec une résolution de 1 m sur l'ensemble du MNT Lidar. Ce calcul sert de référence car il est le plus précis compte tenu des MNT à disposition. Le calcul a ensuite été reproduit avec des rayons et des pas de MNT variés. La figure 3.6 montre l'écart entre la valeur de référence et les calculs pour différents paramètres.

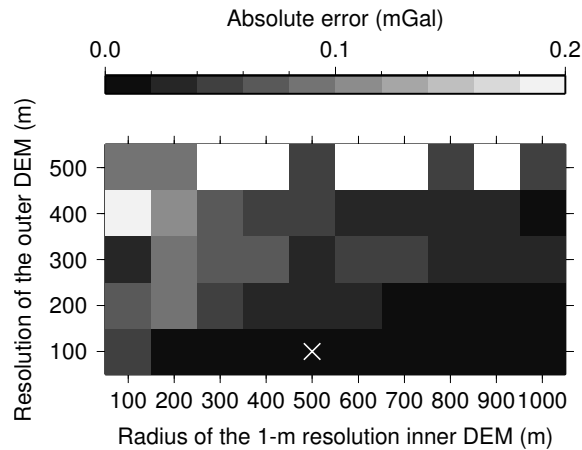


Figure 3.6 – Écart entre l'effet gravimétrique au point 3230624 obtenu pour différents rayons et pas de MNT et la valeur de référence de 26.607 mGal obtenue avec une résolution de 1 m partout. La croix blanche indique les paramètres choisis pour travailler par la suite.

Nous choisissons d'effectuer les calculs gravimétriques en utilisant le MNT Lidar avec sa résolution initiale de 1 m jusqu'à 500 m des stations, plus avec une résolution de 100 m au-delà. L'eau est corrigée avec une densité de $1026 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Wang et al., 2010). Nous avons déterminé une valeur de densité moyenne des roches en utilisant la méthode de Parasnis (Parasnis, 1972) qui exploite la relation de proportionnalité entre l'anomalie à l'air libre et la correction de Bouguer calculée pour une densité unitaire. La pente observée sur la figure 3.7 donne une densité de $\sim 2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

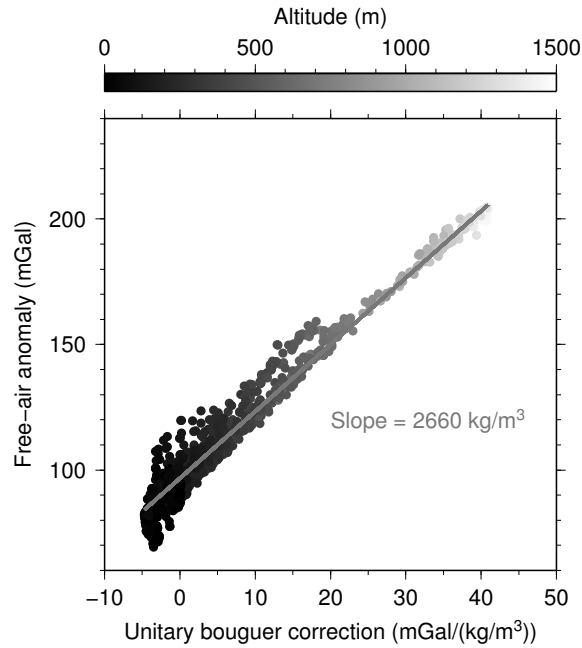


Figure 3.7 – Estimation de la densité moyenne par la méthode de Parasnis.

L'anomalie de Bouguer est représentée sur la figure 3.5c. Cette anomalie n'est plus corrélée avec la topographie car tous les effets dus à la topographie ont été retirés.

Anomalie de Bouguer résiduelle

La dernière étape du traitement des données gravimétriques consiste à enlever la valeur du champ régional qui contient les grandes longueurs d'onde du signal. Celle-ci doit rendre compte des structures profondes ou des variations de longueur d'onde supérieure à celles considérées par la suite. Elle est habituellement estimée par ajustement d'une tendance bilinéaire ou polynomiale (eg. [Dentith & Mudge, 2014](#)). Nous proposons une méthode alternative au cours du processus d'inversion dans l'article (section 3.2.2.1).

3.1.6 Disponibilité des données

Les 144 données de la campagne d'août 2012 sont disponibles dans la base de données du BGI. Un récapitulatif des anomalies gravimétriques et les photos des lieux d'acquisition correspondants sont regroupées dans les tableaux [B.1](#) et [B.2](#) de l'annexe B.

3.2 3-D linear inversion of gravity data: method and application to Basse-Terre volcanic island, Guadeloupe, Lesser Antilles

Article publié dans *Geophysical Journal International*, 2016, 205(1), 562-574, par Barnoud A.^{1,2}, Coutant O.^{1,2}, Bouligand C.^{1,2}, Gunawan H.³ and Deroussi S.⁴.

Summary

We use a Bayesian formalism combined with a grid node discretization for the linear inversion of gravimetric data in terms of 3-D density distribution. The forward modelling and the inversion method are derived from seismological inversion techniques in order to facilitate joint inversion or interpretation of density and seismic velocity models. The Bayesian formulation introduces covariance matrices on model parameters to regularize the ill-posed problem and reduce the non-uniqueness of the solution. This formalism favours smooth solutions and allows us to specify a spatial correlation length and to perform inversions at multiple scales. We also extract resolution parameters from the resolution matrix to discuss how well our density models are resolved. This method is applied to the inversion of data from the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe, Lesser Antilles. A series of synthetic tests are performed to investigate advantages and limitations of the methodology in this context. This study results in the first 3-D density models of the island of Basse-Terre for which we identify: i) a southward decrease of densities parallel to the migration of volcanic activity within the island, ii) three dense anomalies beneath Petite Plaine Valley, Beaugendre Valley and the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex that may reflect the trace of former major volcanic feeding systems, iii) shallow low-density anomalies in the southern part of Basse-Terre, especially around La Soufrière active volcano, Piton de Bouillante edifice and along the western coast, reflecting the presence of hydrothermal systems and fractured and altered rocks.

Key words: Inverse theory; Gravity anomalies and Earth structure; Volcanic hazards and risks.

-
1. Université Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.
 2. CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.
 3. Center for Volcanology and Geological Hazard Mitigation (PVMBG), JI Diponegoro No 57 Bandung Indonesia.
 4. Observatoire volcanologique et sismologique de Guadeloupe, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, UMR 7154, F-75005 Paris, France.

3.2.1 Introduction

Geophysical imaging of volcanoes and volcanic islands is a particularly challenging exercise because of their structural complexities and potential difficult accesses. Distribution of geophysical data is usually uneven and often displays large gaps such as over the highest peaks. Geological constraints that would help the interpretation are often lacking. On the other hand, interpretation of geophysical data is complicated by the effect of the rugged topography, the 3-D geometry of structures, and the existence of strong heterogeneities in the subsurface. In addition, inversion of gravimetric data suffers from the intrinsic non uniqueness of the solution. Nevertheless, gravity inversions have been widely used in volcanic areas and gave convincing results about the structures of the edifices. To do so, authors used diverse approaches to regularize the inverse problem and achieve uniqueness.

A common strategy to invert gravity data is to produce smooth density models by including different types of *a priori* information in weighting matrices (eg. [Green, 1975](#) ; [Li & Oldenburg, 1998](#) ; [Boulangier & Chouteau, 2001](#)). Looking for compact solutions can also be used as a constraint with criteria of minimum volume ([Last & Kubik, 1983](#)) or minimum moment of inertia ([Guillen & Menichetti, 1984](#)). Another method is to fix the density contrasts and seek for geometrical features such as interfaces or extent and shape of causative bodies (eg. [Pedersen, 1979](#) ; [Barbosa & Silva, 1994](#) ; [Camacho et al., 2000](#)). These different regularization methods have been applied to many volcanic areas. [Camacho et al. \(1997\)](#) used probability density functions as in [Tarantola & Valette \(1982b\)](#) to obtain a smooth model of São Miguel island (Azores). [Cella et al. \(2007\)](#) followed the method proposed by [Li & Oldenburg \(1998\)](#) adapted for their datasets from the Somma-Vesuvius volcano (Italy). [Linde et al. \(2014\)](#) successively minimized L2 and L1 norms to recover sharp transitions within the Stromboli volcano (Italy) in addition to a first smooth model. In other studies, authors predefined density contrasts and sought for interfaces ([Camacho et al., 2011](#)) or shapes ([Montesinos et al., 2006](#) ; [Camacho et al., 2007, 2009](#) ; [Represas et al., 2012](#)). This solution is appropriate when looking for particular structures such as dykes or layers.

In this paper, we adopt a Bayesian regularization approach combined with a grid node discretization of the space to linearly invert for 3-D density distributions. The Bayesian approach has also been used to introduce *a priori* knowledge on the density distribution ([Boulangier & Chouteau, 2001](#) ; [Shamsipour et al., 2010](#)) together with grid discretization ([Marcotte et al., 2014](#)). The parametrization of the problem and the inversion method are derived from seismological travel-time inversion techniques in order to facilitate joint inversion or comparison of density and seismic velocity

models (eg. [Onizawa et al., 2002](#) ; [Tiberi et al., 2003](#) ; [Maceira & Ammon, 2009](#)). In particular, the formulation includes smoothing via explicit correlation functions that control the wavelengths of the recovered features and allow for multi-scale interpretation of the non-unique problem. The purpose of this paper is twofold. First, we detail and improve the approach for the inversion of gravity data that was used by [Coutant et al. \(2012\)](#) in a joint inversion scheme of seismic travel-time and gravimetric data. Second, we show that the methodology is useful for the inversion of gravity data alone using both synthetic and real datasets from the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe.

The Guadeloupe archipelago is located in the Lesser Antilles arc resulting from the subduction of the Atlantic oceanic lithosphere beneath the Caribbean plate (Fig. 3.8 left). Basse-Terre is the main volcanic island of Guadeloupe and hosts the Soufrière active volcano, whose last magmatic eruption is dated around 1530 A.D. ([Boudon et al., 2008](#)). Since then, five series of phreatic eruptions occurred with the last one in 1976-1977 (eg. [Komorowski et al., 2005](#)). Despite the numerous geological and geophysical studies performed on Basse-Terre island (eg. [Coron et al., 1975](#) ; [Dorel et al., 1979](#) ; [Brombach et al., 2000](#) ; [Feuillet et al., 2002](#) ; [Komorowski et al., 2005](#) ; [Samper et al., 2007](#) ; [Gailler et al., 2013](#) ; [Mathieu et al., 2013](#)), very few of these studies brought constraints on the structure of the island at depth and no 3-D density model has yet been published. Our inverse methodology is well-designed to overcome difficulties associated to the rugged topography of the island, the 3-D geometry of structures at depth, and the uneven distribution of data with measurement errors (Fig. 3.8 right). Before applying the methodology to the volcanic island of Basse-Terre, we designed synthetic datasets sharing similar characteristics with the real gravimetric dataset of Basse-Terre in order to assess the advantages and limitations of the approach.

The paper is organized as follows: the second section details the gravity inversion methodology we use, the third section shows tests of the inversion on synthetic datasets and the fourth section presents the inversion of real data from the volcanic island of Basse-Terre and discusses the results with respect to the local geology and other geophysical studies.

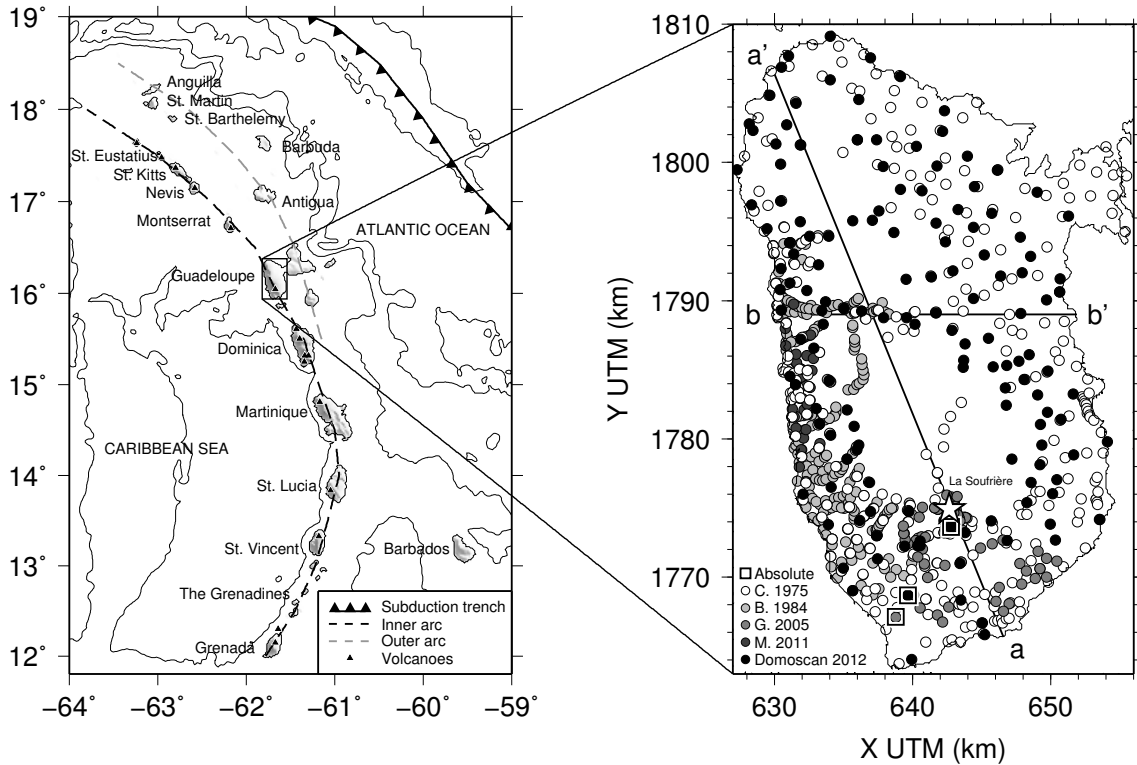


Figure 3.8 – Left: Lesser Antilles map with bathymetry and shaded topography. Inner and outer arcs from Bouysse et al. (1988). Right: Basse-Terre island, Guadeloupe. Gravimetric data are indicated and sorted based on the first reference that used each dataset—C. 1975 (Coron et al., 1975), B. 1984 (Barthes et al., 1984), G. 2005 (Gunawan, 2005), M. 2011 (Matthieu et al., 2011) and Domoscan 2012 (new data from the 2012 campaign detailed in Section 3.2.4.2). Line aa’ (resp. bb’) shows the location of the sections of Fig. 3.10 (resp. Fig. 3.9). Squares indicate reference absolute gravity measurements (see Section 3.2.4.2).

3.2.2 Methodology

3.2.2.1 Formulation of the problem

Our objective is to invert for a 3-D heterogeneous distribution of density in a volume V given the observed vertical gravity field. As detailed in Section 3.2.2.2, the density ρ is discretized at nodes in the volume V and is related to the produced gravimetric field \mathbf{g} by the linear expression:

$$\mathbf{g} = \mathbf{G}\rho \quad (3.9)$$

where \mathbf{G} is the sensitivity kernel matrix.

Since we observe the gravity field resulting from the whole rotating Earth, we need to isolate the contribution of local density heterogeneities. To do so, corrections

are traditionally applied to gravity observations to obtain the residual Bouguer anomaly $\Delta\mathbf{g}_{\text{res}}$ expressed here using notations similar to [Blakely \(1995\)](#):

$$\Delta\mathbf{g}_{\text{res}} = \mathbf{g}_{\text{obs}} - \mathbf{g}_0 - \mathbf{g}_{\text{fa}} - \mathbf{g}_{\text{b}} - \mathbf{g}_{\text{reg}} \quad (3.10)$$

where \mathbf{g}_{obs} is the observed gravity, \mathbf{g}_0 the theoretical gravity field predicted for a reference geodetic system, \mathbf{g}_{fa} the free air correction accounting for the variations of distance from the reference ellipsoid, \mathbf{g}_{b} the Bouguer correction that corrects for the presence or absence of water and land masses compared to the reference ellipsoid and \mathbf{g}_{reg} the estimated regional field. The Bouguer correction is computed using a density for land masses, noted ρ_{prior} . The residual Bouguer anomaly $\Delta\mathbf{g}_{\text{res}}$ thus reflects the effect of local density variations in V with respect to a reference density ρ_{prior} .

The regional field \mathbf{g}_{reg} is a qualitative estimation of the effect of remote sources outside the volume V and is thus composed of long wavelength signals. It is usually estimated by fitting a bilinear or polynomial trend (eg. [Dentith & Mudge, 2014](#)). Here, we assume instead a constant value for the regional field \mathbf{g}_{reg} . Since we are able to perform inversions at different wavelengths, we split the inversion process in two steps: a long-wavelength inversion that will account for regional field variations,

$$\Delta\mathbf{g}_{\text{res}} = \mathbf{G}(\rho_{\text{long}} - \rho_{\text{prior}}) \quad (3.11)$$

and a short-wavelength inversion that will account for density heterogeneities in V ,

$$\Delta\mathbf{g}_{\text{res}} - \mathbf{G}(\rho_{\text{long}} - \rho_{\text{prior}}) = \mathbf{G}(\rho_{\text{short}} - \rho_{\text{prior}}). \quad (3.12)$$

The following Section [3.2.2.2](#) details the computation of the sensitivity kernel \mathbf{G} defined in eq. [\(3.9\)](#) as well as the Bouguer corrections \mathbf{g}_{b} that appears in eq. [\(3.10\)](#).

3.2.2.2 Gravity modelling

We detail here the computation of the contribution of densities inside and outside the volume V to the gravity field. Our motivation is to use a model description and discretization that is compatible with a seismic velocity model and can easily be used either for direct comparison or for joint gravity and seismic inversion.

The volume V that we invert is a rectangular parallelepiped where density is given at $n_x * n_y * n_z$ nodes spaced by a constant step Δx . In the case of a joint inversion, the volume V is identical in size and node discretization for both density and velocity models. This volume is surrounded by a layered medium with vertical

density gradients. The model is upper bounded by the topography which is taken into account with an arbitrary constant grid step δx .

The vertical gravitational field at point i is computed by integration over vertical prisms Ω_k of width $\Delta\Omega$, centered in (x_k, y_k) where $\delta x \leq \Delta\Omega \leq \Delta x$. This integration is performed numerically with respect to (x, y) assuming no lateral variation of density inside the prism, and analytically with respect to z . We assume linear variations of the density $\rho(z) = a + bz$ where a and b are linear combination of node densities in volume V and of layer densities outside volume V :

$$g(x_i, y_i, z_i) = \Delta\Omega^2 \mathcal{G} \sum_{\Omega_k} \int_{z_a}^{z_b} \frac{\rho(x_k, y_k, z)(z_i - z) dz}{((x_k - x_i)^2 + (y_k - y_i)^2 + (z - z_i)^2)^{3/2}} \quad (3.13)$$

where \mathcal{G} is the gravitational constant. The topography is taken into account with its δx grid step in the vicinity of the gravity measurements and averaged over $\Delta\Omega \geq \delta x$ farther away.

This approach is similar to [Banerjee & Gupta \(1977\)](#) or [García-Abdeslem & Martín-Atienza \(2001\)](#) except that it can take into account linear variations of density. The validity of our code is tested following the strategy proposed by [García-Abdeslem & Martín-Atienza \(2001\)](#). We numerically compute the gravity field at the apex of a cone of constant density whose analytical solution is given by [Tsuboi \(1983\)](#). For a 1000 m width and 45° slope cone, we obtain absolute errors of 0.003, 0.003, 0.006 and 0.01 mGal with prism widths of 5, 10, 20 and 40 m respectively. According to this test, a small enough prism width will guarantee a relative error smaller than 1 %. The precision is similar to those obtained by [García-Abdeslem & Martín-Atienza \(2001\)](#).

The Bouguer correction term g_b is computed by mean of eq. (3.13) using digital elevation models (DEMs) for topography and bathymetry, and prior density values for land and water as detailed in Section 3.2.4.2. Eq. (3.13) has linear contributions from the density nodes in volume V and from the surrounding layers. The sensitivity kernel \mathbf{G} contains the contribution of the nodes to all observation locations.

3.2.2.3 Inversion methodology

The linear inverse problem $\mathbf{d} = \mathbf{G}\boldsymbol{\rho}$ (eq. 3.9) is well known to be non-unique, ill-conditioned and in our case, underdetermined (eg. [Aster et al., 2013](#)). To solve the problem, we use the Bayesian approach of [Tarantola & Valette \(1982b\)](#) and [Tarantola \(2005\)](#). We assume all *a priori* probability densities are Gaussian functions so that we can use the least-squares criterion to solve the problem in a deterministic

way. We seek the density model $\tilde{\boldsymbol{\rho}}$ that minimizes the objective function (Tarantola, 2005):

$$\phi(\tilde{\boldsymbol{\rho}}) = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\tilde{\boldsymbol{\rho}})^t \mathbf{C}_D^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{G}\tilde{\boldsymbol{\rho}}) + (\tilde{\boldsymbol{\rho}} - \boldsymbol{\rho}_{prior})^t \mathbf{C}_P^{-1} (\tilde{\boldsymbol{\rho}} - \boldsymbol{\rho}_{prior}) \quad (3.14)$$

where $\boldsymbol{\rho}_{prior}$ is the *a priori* density model and \mathbf{C}_D and \mathbf{C}_P are the data and *a priori* model covariance matrices. The second term in the objective function (eq. 3.14) is a regularization term. It plays two roles: first it forces the solution to remain close to the prior model when it is not constrained by the data (controlled by the diagonal terms of \mathbf{C}_P); second it forces the solution to be spatially correlated or smoothed (controlled by the off-diagonal terms of \mathbf{C}_P).

The solution of the problem can be written as

$$\tilde{\boldsymbol{\rho}} = \boldsymbol{\rho}_{prior} + \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t (\mathbf{G} \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t + \mathbf{C}_D)^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{G} \boldsymbol{\rho}_{prior}) \quad (3.15)$$

when the inverse problem is solved in the data space, or as

$$\tilde{\boldsymbol{\rho}} = \boldsymbol{\rho}_{prior} + (\mathbf{G}^t \mathbf{C}_D^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{C}_P^{-1})^{-1} \mathbf{G}^t \mathbf{C}_D^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{G} \boldsymbol{\rho}_{prior}) \quad (3.16)$$

for inversion in the model space (Tarantola, 2005).

In a problem with n data and m parameters, \mathbf{C}_D and \mathbf{C}_P are square matrices of sizes $n \times n$ and $m \times m$ respectively. We assume that data are independent. The data covariance matrix \mathbf{C}_D is therefore diagonal and its diagonal of data variances σ_d^2 is based on estimated errors on the input data. The model covariance matrix \mathbf{C}_P is a full matrix that includes a variance on density as well as a spatial correlation function, or covariance function, used to smooth the result. This approach is particularly suitable in case studies where very little prior information is available (geological or geophysical constraints). Using a correlation function f_λ , the matrix element ij is written $\mathbf{C}_{P,ij} = \sigma_\rho^2 f_\lambda(D_{ij})$ where D_{ij} is the distance between model parameters i and j and λ is the spatial correlation length. We use here a Gaussian correlation function $f_\lambda(D_{ij}) = \exp\left(-\frac{D_{ij}^2}{\lambda^2}\right)$ which leads to smoother models than when using an exponential function. The choice of the correlation length λ constrains the depth and minimum size of the structures that can be recovered by the inversion process. Therefore, inversions with different correlation lengths produce density models at different wavelengths, or scales. No trade-off factor is applied between the data and model terms of the objective function since the relative importance of the two terms can be adjusted by tuning the σ_ρ parameter until realistic densities are obtained in the resulting model.

Depending on the problem and on the size of the model and data spaces, it may be easier to solve the problem in the data space (eq. 3.15) or in the model space (eq. 3.16). We invert for m model parameters from n gravity data, with $n \ll m$. We recall that the sensitivity kernel \mathbf{G} in gravimetry is a full $n * m$ matrix. Within the data space formulation (eq. 3.15), the largest matrix to compute is the full $m * m$ matrix \mathbf{C}_P but we only need to store the full $m * n$ matrix product $\mathbf{C}_P \mathbf{G}^t$. This formulation requires solving a linear system of n equations. Within the model space formulation (eq. 3.16), covariance matrices appear in their inverse forms where \mathbf{C}_P^{-1} is a sparse matrix that can be estimated directly (Oliver, 1998 ; Monteiller, 2005 ; Coutant et al., 2012). The largest full matrix to store is therefore \mathbf{G} of size $m * n$. Using this formulation, a linear system of m equations needs to be solved. In our gravimetric problem (with moderate m and $n \ll m$), we use here the data space formulation (eq. 3.15) because less equations need to be resolved. Note that one could also favour the model space formulation (eq. 3.16) to avoid the computation of the full model covariance matrix.

3.2.2.4 Resolution

Resolution indicates to which extent the solution is meaningful, yet it is rarely analysed in the inversion of potential fields (An, 2012). The resolution matrix \mathbf{R} relates the estimated parameters $\tilde{\boldsymbol{\rho}}$ and the real parameters $\boldsymbol{\rho}_{true}$ (Menke, 1989 ; Tarantola, 2005):

$$(\tilde{\boldsymbol{\rho}} - \boldsymbol{\rho}_{prior}) = \mathbf{R}(\boldsymbol{\rho}_{true} - \boldsymbol{\rho}_{prior}). \quad (3.17)$$

The resolution matrix \mathbf{R} can be seen as the filter between the true model and the recovered model (Backus & Gilbert, 1968 ; Tarantola, 2005). A column gives the spreading of a parameter on its surrounding parameters while a row of the resolution matrix gives the linear dependency of the corresponding parameter to all of the other parameters of the model (eg. Trampert et al., 2013). Backus & Gilbert (1968) introduced the concept of averaging kernel: appropriate elements extracted from the rows of the resolution matrix form bell-shaped curves (Backus & Gilbert, 1968 ; An, 2012) whose widths indicate the resolution lengths. However, \mathbf{R} is an $m * m$ matrix expensive to compute and store. In seismic tomography, checkerboard and spike tests are commonly used to avoid expensive computations, but they can be misinterpreted (Lévêque et al., 1993 ; Trampert et al., 2013). One can prefer to compute and store only some meaningful resolution information for each model parameter. Some authors advocate the use of stochastic methods to efficiently estimate characteristics of the resolution matrix such as diagonals or spatial resolution lengths that quantify the size of the smallest recovered features (e.g. MacCarthy

et al., 2011 ; An, 2012 ; Trampert et al., 2013).

Our development allows to estimate spatial resolution lengths of the inverted models with a reasonable computational cost. In a Bayesian framework, each resulting model is an estimation of the densities with their a posteriori covariances $\tilde{\mathbf{C}}_P$ (Tarantola, 2005):

$$\tilde{\mathbf{C}}_P = \mathbf{C}_P - \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t (\mathbf{G} \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t + \mathbf{C}_D)^{-1} \mathbf{G} \mathbf{C}_P. \quad (3.18)$$

While the *a priori* model covariance only depends on the chosen density distribution (density variance and smoothing), the a posteriori model covariance matrix also includes constraints from the geometry of the problem (contained in the sensitivity kernel \mathbf{G} itself) and from the *a priori* error on the data. The explicit formulation of the resolution matrix with the Bayesian formalism is (Tarantola, 2005):

$$\mathbf{R} = \mathbf{I} - \tilde{\mathbf{C}}_P \mathbf{C}_P^{-1} = \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t (\mathbf{G} \mathbf{C}_P \mathbf{G}^t + \mathbf{C}_D)^{-1} \mathbf{G}. \quad (3.19)$$

Here, we choose to estimate vertical and lateral resolution lengths following Backus & Gilbert (1968). For each node i of coordinates (x_i, y_i, z_i) , we use the resolution parameters $r_i(x, y, z)$ between node i and nodes of coordinates (x, y, z) from the i th row of the resolution matrix \mathbf{R} . We numerically estimate the vertical resolution length L_z defined as:

$$L_z(x_i, y_i, z_i) = \frac{2 \int |z - z_i| |r_i(x_i, y_i, z)| dz}{\int |r_i(x_i, y_i, z)| dz}. \quad (3.20)$$

Resolution lengths L_x and L_y along the horizontal axes can be computed similarly. We rather compute a lateral resolution length L_{xy} defined as:

$$L_{xy}(x_i, y_i, z_i) = \frac{2 \int s \overline{|r_i|}(s, z_i) ds}{\int \overline{|r_i|}(s, z_i) ds} \quad (3.21)$$

where $\overline{|r_i|}(s, z_i)$ is the average value of $|r_i|$ for nodes situated at the same distance s from node i on the horizontal plane $z = z_i$. In the end, we only store the estimated vertical and lateral resolution lengths for all density nodes. Fig. 3.9 illustrates the computation of resolution lengths L_x and L_z , along one horizontal axis for simplicity (Fig. 3.9b) and along the vertical axis (Fig. 3.9c), for density nodes at various depths. The example is based on the acquisition geometry and topography of Basse-Terre island (see Fig. 3.8 for data locations) and corresponds to an inversion with a correlation length of 4 km. As expected from the sensitivity kernel \mathbf{G} , we observe on Fig. 3.9(b) and (c) that resolution decreases rapidly with depth, that is, resolution

lengths increase with depth. In addition, vertical resolution lengths increase faster than lateral resolution lengths. This illustrates the fact that gravimetric inversions better constrain horizontal locations than vertical positions at depth.

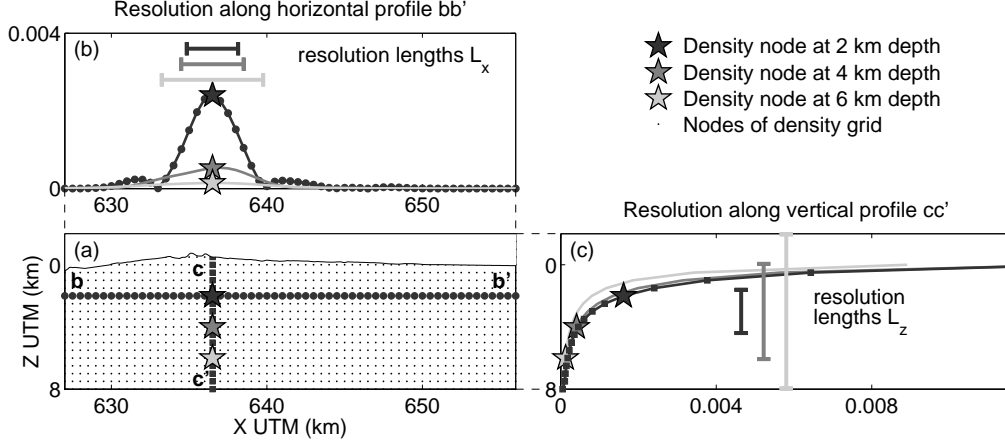


Figure 3.9 – Resolution lengths for a 4 km correlation length inversion and density nodes at 2, 4 and 6 km depth. (a) Sketch of the node discretization along profile bb' (see Fig. 3.8). (b) Resolution along the x -axis and resolution lengths L_x for density nodes at 2, 4 and 6 km depth. (c) Resolution along the z -axis and resolution lengths L_z for density nodes at 2, 4 and 6 km depth. Axes of panels (a-c) share the same kilometre and resolution scales.

3.2.3 Tests on synthetic data

We perform a series of 3-D synthetic tests in order to demonstrate the potential and limitations of the methodology and assess the results of Basse-Terre data inversion (part 3.2.4). We use the same 3-D configuration (topography, data distribution) as the real data. We compute the gravity data for four density models (Fig. 3.10a): (A) a thin shallow layer, (B) a thick deep layer, (C) a small shallow spherical body above a thick deep layer and (D) a thick deep layer beneath a thin shallow layer. A white noise with 1% relative standard deviation is added to all gravity data. All models are inverted using a constant node spacing of 500 m, a constant ratio σ_ρ/σ_d of $50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mGal}^{-1}$ and a correlation length of 2, 4 or 8 km (Fig. 3.10b). Lateral resolution lengths L_{xy} for inversions with correlation lengths of 2, 4 and 8 km are displayed on Fig. 3.10c. Contours on Fig. 3.10c show where the densities are well resolved by the data (predominance of the first term in eq. 3.14).

The inversions of single layer models (A and B) performed with correlation length of 4 km, yield density anomalies that spread over the entire volume and are maximum at the surface for A, and around 4 km depth for B (Fig. 3.10b). In both cases,

density amplitudes are smaller than original values due to this spreading. The thin shallow layer of model A cannot be recovered due to grid spacing and correlation length, the inversion gives high relative RMS of data residuals (tab. 3.1).

Results for model D (Fig. 3.10b) and plots of lateral resolution length L_{xy} (Fig. 3.10c) show how the correlation length affects the inversion results. Increasing the correlation length λ induces larger resolution length L_{xy} at shallow layer, and smaller resolution length at depth. Thus, larger λ values favour resolution at larger depth and move anomalies deeper, with increasing size. The use of various smoothing correlation length can therefore be seen as an alternative to Li & Oldenburg (1998) depth weighting to counteract the decrease of sensitivity with depth. On the other end, for short correlation lengths, the anomalies are concentrated where resolution is higher (small L_{xy} length), that is, towards the surface and below areas with good data coverage. As a result, lateral variations of density in the 2 km correlation length inversion of model D might be misinterpreted with the presence of anomalous bodies, as in model C, instead of continuous layers. Increasing the correlation length allows to distinguish between layers and bodies: inversion of model D at 4 km is no longer similar to inversion of model C. Finally, RMS of data residuals increases with the correlation length (tab. 3.1) since we add more constraints to regularize the inversion. Contours on Fig. 3.10c delineate where data allow to resolve structures smaller than the correlation length. The minimum correlation length to be used can be inferred from the minimum resolution length. Here L_{xy} is always larger than 2 km, so smaller λ values would not bring any additional information.

These synthetic tests show, as expected, that the inversion produces smooth density models and does not recover sharp discontinuities or thin layers. However, inversions at different correlation lengths outline the evolution of the model with scale and avoid misinterpreting the recovered features. We therefore advocate the use of multi-scale inversions to better interpret the resulting models with respect to the intrinsic non uniqueness of gravity inversions. It is worth noting that this approach shares some ideas with wavelet decomposition applied in potential field studies (eg. Sailhac & Gibert, 2003). Finally, resolution analysis is necessary to understand the effect of the distribution of data and of the spatial correlation length on the inverted densities.

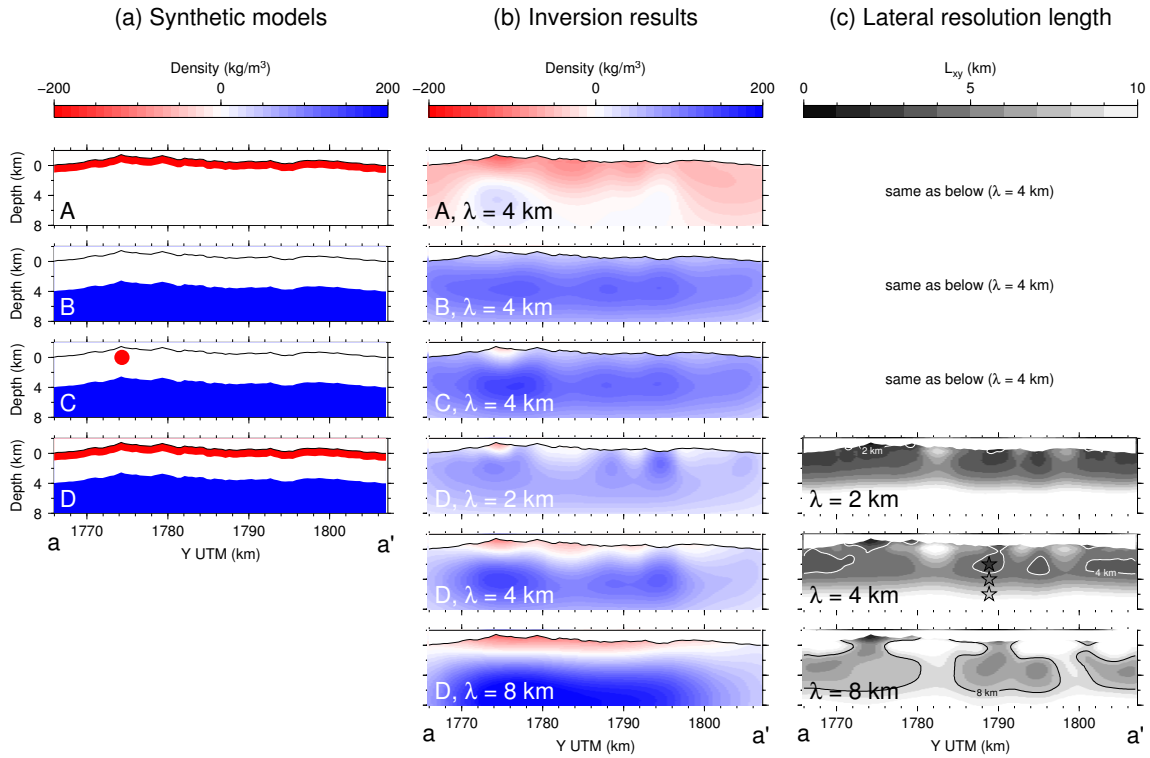


Figure 3.10 – Section of 3-D inversions for synthetic models A, B, C and D. (see Fig. 3.8 for data disposition and location of section aa'). (a) Synthetic density models. (b) Density models resulting from the inversions with correlation lengths λ . (c) Lateral resolution lengths L_{xy} for correlation lengths λ .

Model	Data amplitude	Correlation length	RMS of data residuals
A	5.02 mGal	4 km	0.30 mGal (6.0 %)
B	11.85 mGal	4 km	0.14 mGal (1.2 %)
C	11.78 mGal	4 km	0.19 mGal (1.6 %)
D	11.66 mGal	2 km	0.34 mGal (3.0 %)
D	11.66 mGal	4 km	0.36 mGal (3.1 %)
D	11.66 mGal	8 km	0.37 mGal (3.2 %)

Table 3.1 – Amplitude of data variations and RMS of data residuals for the synthetic tests (Fig. 3.10). RMS are given both in mGal and in percentage of the amplitude of the synthetic data variations.

3.2.4 Application to Basse-Terre, Guadeloupe, Lesser Antilles

3.2.4.1 Geological context and previous geophysical studies

The Lesser Antilles subduction arc includes an inner arc composed of active volcanic islands and an outer arc corresponding to former volcanic islands now covered by sediments (Fig. 3.8). The Guadeloupe archipelago overlaps the two arcs. Basse-Terre is the main volcanic island of Guadeloupe and is part the inner arc. This island displays several eruptive fields, each containing several eruptive centres that form a continuous chain trending NNW-SSE (see Fig. 3.11). A southward migration of volcanism is observed across geological times, forming, in the chronological order (ages from [Carlut et al., 2000](#) ; [Feuillet et al., 2002](#) ; [Samper et al., 2007](#) ; [Lahitte et al., 2012](#)): the Basal Complex (2.79-2.68 Myr), the Septentrional Chain (1.81-1.15 Myr), the Axial Chain, Sans-Toucher and Bouillante Chain (1.02-0.435 Myr), the Monts Caraïbes (555-472 kyr), the Itacques-Capesterre and Vieux-Habitants volcanics (600-200 kyr), the Madeleine vents and Trois Rivière Complex (150-11 kyr) and the Grande-Découverte Carmichael Complex and Soufrière Complex (200 kyr-present) that hosts the active Soufrière of Guadeloupe active volcano (Fig. 3.11). These volcanic fields include mainly lava flows and domes of andesitic to basaltic-andesitic composition but also scoria domes and pyroclastic deposits and acidic rocks of dacitic or rhyolitic composition. Threnortheastern part of the island is covered by sediments. Figure 3.11 also displays the main known tectonic features such as faults and flank collapse scars. Note that the higher density of mapped structures in the recent southern part of Basse-Terre might simply reflect the larger number of studies focusing in this area and difficulties to map structures that have been eroded or covered by sediments in the north. Intense hydrothermal activity is currently observed in the Bouillante geothermal area and within the Soufrière volcano (see the location of thermal springs in Fig. 3.11).

Very few geophysical studies have been performed at the scale of the island of Basse-Terre, while many surveys have been conducted at the scale of the dome of the Soufrière of Guadeloupe volcano. Geophysical works at the scale of the dome focused on an area of $2 \times 2 \text{ km}^2$ at most using various methods: electrical resistivity imaging ([Zlotnicki & Nishida, 2003](#) ; [Nicollin et al., 2006](#) ; [Zlotnicki et al., 2006](#) ; [Lesparre et al., 2014](#)), seismic velocity imaging ([Coutant et al., 2012](#)) and density imaging ([Lesparre et al., 2012](#) ; [Coutant et al., 2012](#)). [Coutant et al. \(2012\)](#) produced 3-D velocity and density models of the dome by joint inversion of active seismic and gravimetric data. These studies aimed to provide a better understand-

ing of the structure and activity of the superficial hydrothermal system. Some other local studies were performed in the area of Bouillante for geothermal exploration purposes (Barthes et al., 1984 ; Debeglia et al., 2007 ; Matthieu et al., 2011 ; Gailler et al., 2014). At the scale of the island of Basse-Terre ($30 \times 40 \text{ km}^2$ approximately), geophysical surveys were used for either qualitative interpretation of local anomalies or inversions along 2-D profiles. Aeromagnetic data were acquired in 1975 (Le Borgne & Le Mouël, 1976 ; Le Mouël et al., 1979). Three active seismic profiles were shot across the island (Dorel et al., 1979). Several sets of gravimetric data were analyzed: Coron et al. (1975) provided a gravimetric database over all the islands of the Guadeloupe archipelago, Gunawan (2005) focused on the south of Basse-Terre corresponding to the most recent volcanic complex. Gailler et al. (2013) compiled gravimetric and magnetic datasets from previous land and marine surveys to produce maps of the Bouguer anomaly and of the reduced to the pole magnetic anomaly. The authors constructed 2-D vertical layered models of densities and magnetizations along profiles based on the 2-D seismic velocity structures provided by Dorel et al. (1979). However, volcanic structures are highly heterogeneous media and 2-D models do not account for multi-dimensional variations. No geophysical study has yet led to a 3-D model of the whole island of Basse-Terre. In the followings, the methodology developed in part 3.2.2 is applied to gravimetric datasets from Basse-Terre to produce 3-D density models of the island.

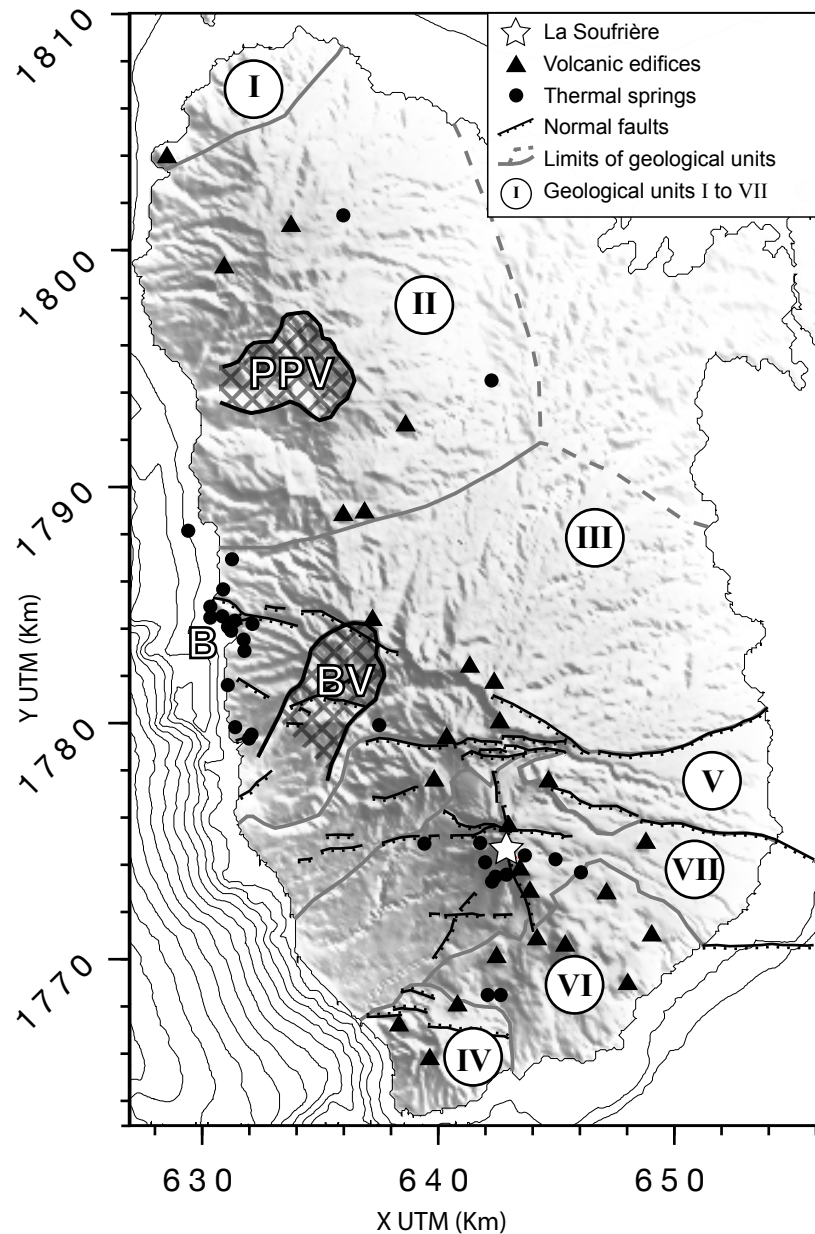


Figure 3.11 – Main geological features of the island of Basse-Terre after [Bézègues-Courtade & Bes-De-Berc \(2007\)](#), [Brombach et al. \(2000\)](#), [Feuillet et al. \(2002\)](#), [Komorowski et al. \(2005\)](#), [Mathieu et al. \(2011\)](#), [Mathieu et al. \(2013\)](#) and [Samper et al. \(2007\)](#). Geological units numbered in chronological order: I = Basal Complex, II = Septentrional Chain, III = Axial Chain, Sans-Toucher and Bouillante Chain, IV = Monts Caraïbes, V = Icaques-Capesterre and Vieux-Habitants volcanics, VI = Madeleine vents and Trois-Rivières Complex, VII = Grande-Découverte Carmichaël Complex and Soufrière Complex. Other places mentioned in the article: B = Bouillante, PPV = Petite Plaine Valley, BV = Beaugendre Valley.

3.2.4.2 Data and processing

The methodology is applied to a composite dataset of gravimetric data from the island of Basse-Terre in Guadeloupe. We compiled land data from previous studies (Coron et al., 1975 ; Gunawan, 2005 ; Barthes et al., 1984 ; Matthieu et al., 2011) and acquired new data in 2012 within the frame of the Domoscan ANR project (see Fig. 3.8). The scope of the 2012 gravimetric campaign was to provide data covering the whole island of Basse-Terre with high precision measurements and localizations which are necessary for the inversion. The data were acquired with two Scintrex CG5 relative gravimeters and localized using differential GPS. A tide correction is applied using the Longman (1959) formula implemented in the Scintrex CG5 gravimeters. We then correct these relative measurements for instrumental drift and convert them to absolute values based on absolute measurements performed with a Micro-g LaCoste A10 gravimeter at three locations close to the Soufrière of Guadeloupe volcano: at the Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe on the Houëlmont, in front of the church of Gourbeyre and on the parking of the Savane-à-Mulets (see localizations on Fig. 3.8). Note that the reference used for absolute values does not impact the inversion results as only amplitude variations matter. Finally, the four other datasets were adjusted with our measurements by comparing collocated gravity values.

Altitudes of all measurements are compared with a 1 m resolution Lidar DEM available for the whole island (Litto3D data). For the data acquired in 2012, we estimate the error on altitudes from differential GPS to 17 cm. The difference between these GPS altitudes and their projections on the DEM indicates a standard error for DEM altitudes of 28 cm. We use all the data from the 2012 campaign and from Matthieu et al. (2011) as the comparison with the DEM shows accurate localizations. We discard data from the three previous datasets (Gunawan, 2005 ; Barthes et al., 1984 ; Coron et al., 1975) when the difference between the provided altitude and the projection onto the DEM is greater than the median plus or minus half of the standard deviation of the altitude differences. We then estimate the standard errors for the remaining altitudes from the previous datasets: 35 cm (Matthieu et al., 2011), 1.94 m (Gunawan, 2005), 3.38 m (Barthes et al., 1984) and 4.42 m (Coron et al., 1975). We use the GPS altitudes for the data of the 2012 campaign and the Lidar DEM altitudes for anterior measurements whose altitudes are less accurate. In total, 999 values are used for the inversion: 338 from Coron et al. (1975), 323 from Barthes et al. (1984), 157 from Gunawan (2005), 37 from Matthieu et al. (2011) and 144 from the new measurement campaign. The full dataset is then processed to compute the complete Bouguer anomalies as detailed in the next two

paragraphs.

The theoretical gravity produced by the World Geodetic System 1984 (WGS84) is derived using the closed-form formula proposed by Somigliana in 1929 (Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005). The free-air correction is computed up to the second order in terms of ellipsoidal height, following the recommendations of Li & Götze (2001) and Hackney & Featherstone (2003).

DEMs of various resolutions are used to take into account the topography and the bathymetry. We used: Litto3D data for the topography of Guadeloupe and its coastal bathymetry, bathymetry from the Aguadomar marine survey conducted in the central part of the Lesser Antilles arc (Deplus et al., 2001) and ETOPO1 bathymetry and topography elsewhere. Topography and bathymetry are taken into account with a resolution of 1 m up to a distance of 500 m away from the station when available. Farther away and up to 120 km, a resolution of 100 m is used. These parameters were adjusted by convergence analysis of the modeled gravity field. The ocean surface is considered with a resolution of 100 m based on the altimetric grid of the IGN in the Guadeloupe archipelago area and on the Earth Gravitational Model 2008 (Pavlis et al., 2008) further away. The Bouguer anomaly is computed assuming a density of $1026 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for sea water (Wang et al., 2010) and a mean density of $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for land masses estimated via the Parasnis method (Parasnis, 1972). Using the same method, Gunawan (2005) proposed a mean density of $2500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for the southern part of Basse-Terre, resulting from an average density of $2210 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for the dome and of $2710 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for the surrounding rocks. Coron et al. (1975) corrected their gravimetric data from the Guadeloupe archipelago with a density of $2670 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ except for the area of La Soufrière where they used a density of $2500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Our mean value of $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ for Basse-Terre island is in accordance with these density ranges. The average value of the Bouguer anomaly is subtracted to obtain a zero-mean anomaly (Fig. 3.12a).

The Bouguer anomaly map represented on Fig. 3.12a shows long-wavelength and short-wavelength features. We globally observe negative anomalies near the coast and in the southern part and positive anomalies inland. Short wavelength anomalies locally display some correlations with topography. This is obvious in the SW part of Basse-Terre near the Bouillante geothermal area (see Bouillante location on Fig. 3.11), where dense measurements are available. In this area, measurements acquired at high elevation (along the crests) provide negative anomalies whereas measurements acquired at low elevation (in valleys) provide positive anomalies. Such correlation with topography suggests that, in this area, the real density is different from the density that we used to compute the Bouguer anomaly.

Our Bouguer, regional and residual Bouguer anomaly maps (Figs. 3.12(a-c) are similar to the corresponding maps obtained by [Coron et al. \(1975\)](#) but include more details, mainly in the southeast part of Basse-Terre where dense surveys are now available ([Barthes et al., 1984](#) ; [Gunawan, 2005](#)). Compared to the residual Bouguer anomaly map presented by [Gailler et al. \(2013\)](#), our map contains only the shortest wavelengths needed for the inversion (Fig. 3.12c).

Errors on Bouguer anomalies are estimated step by step throughout the acquisition and processing as summarized in Table 3.2. Precision of gravity measurements (including errors on the estimation of instrumental drift) is evaluated by comparison of collocated acquisitions. Errors on latitude and free air corrections combine the numerical precision of formulas and the propagation of localization errors. Finally, we estimate errors on Bouguer corrections from localization errors and the numerical precision of the modelling code. Note however that Bouguer corrections are also affected by the DEM precision, which is not taken into account in the value displayed in Table 3.2. Highest uncertainties come from the precision of gravity measurements and from the propagation of elevation errors in the free air correction computation. The total error on processed data from the 2012 campaign is estimated to about 0.3 mGal. [Gunawan \(2005\)](#) estimated an error of 0.4 mGal for his data. We expect the data from [Matthieu et al. \(2011\)](#) to reach the same quality and assign them an error of 0.4 mGal as well. Errors on anterior data ([Barthes et al., 1984](#) ; [Coron et al., 1975](#)) are significantly higher mostly due to higher uncertainties in their localizations so we use an error of 1 mGal, in accordance with the estimations of the authors.

To summarize, our new dataset provides a good coverage of the island with precise estimations of the Bouguer anomaly with measurement errors estimated to about 1% of the anomaly amplitude (Fig. 3.12a). Note however that the distribution of data after merging the five datasets remains uneven with large gaps over inaccessible areas, mainly in the central part of the island (Fig. 3.8).

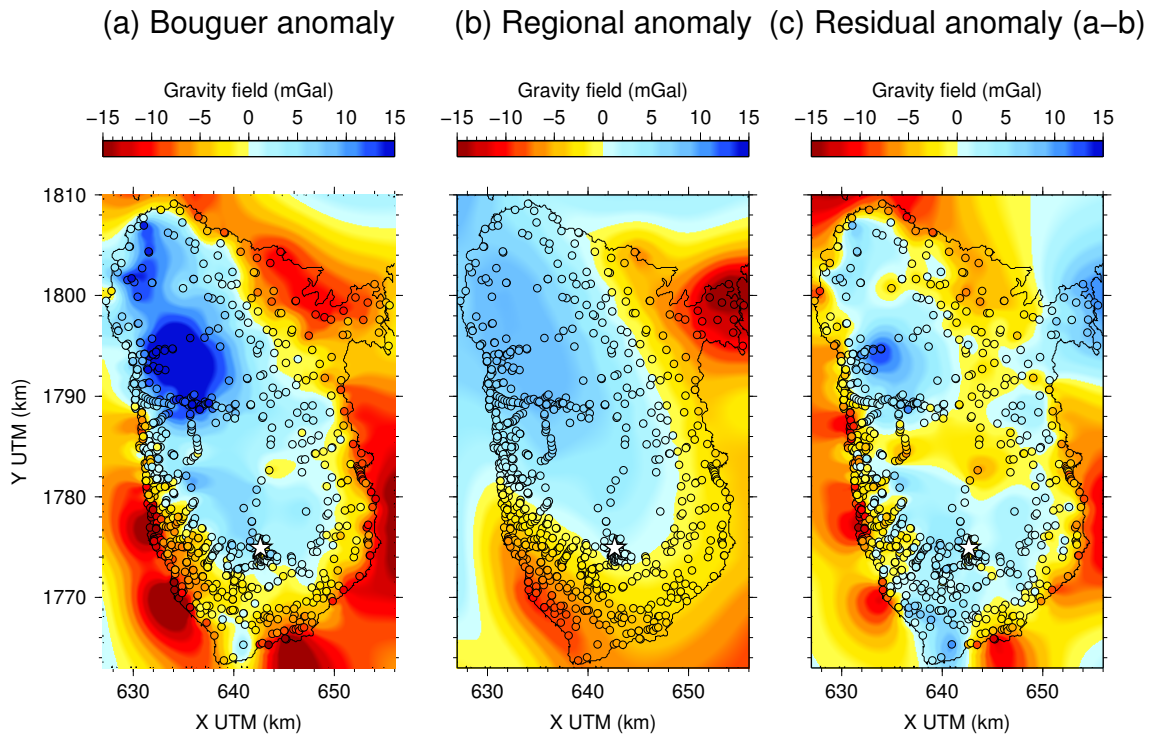


Figure 3.12 – Gravity anomaly. Gridded data are represented along with the original data used as input and output for the inversions (filled circles). White star: La Soufrière. (a) Gravity anomaly used as input for the long-wavelength inversion ($\lambda = 80$ km) providing an estimation of the regional field. (b) Regional gravity anomaly deduced from the result of the long-wavelength inversion. (c) Residual gravity anomaly (a-b) used as input for the short-wavelength inversions.

Source of error	Error (mGal)
Measurements and drift correction	≤ 0.2
Latitude correction	≤ 0.01
Free air correction	0.08
Bouguer corrections	≤ 0.2
Total	0.3

Table 3.2 – Summary of errors associated to data acquisition and processing.

3.2.4.3 Inversion results

The inversion is performed using a 3-D grid that encompasses the whole island of Basse-Terre (boundaries are the limits of Fig. 3.12), down to 8 km depth. We use a grid node spacing of 500 m, approximately corresponding to the mean distance

between gravimetric stations, which satisfies the criteria proposed by [Boulanger & Chouteau \(2001\)](#). The data are assigned a standard deviation of 0.3 mGal (newly acquired data), 0.4 mGal ([Matthieu et al., 2011](#) ; [Gunawan, 2005](#)) or 1 mGal ([Barthes et al., 1984](#) ; [Coron et al., 1975](#)), as explained in Section 3.2.4.2. The *a priori* densities are centred on the value of $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, used for the Bouguer corrections, with a standard deviation set to $20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. This value is tuned to obtain realistic density ranges in the final models.

A preliminary inversion is performed using a long correlation length λ of 80 km in order to extract the regional gravity field variations from the data (Fig. 3.12b). The residual Bouguer anomaly (Fig. 3.12c) is then used as input for short-wavelength inversions. Figure 3.13 shows vertical sections and maps extracted from the 3-D inversion results using correlation lengths of 2, 4, and 8 km. RMS of data residuals are given in table 3.3. We observe that when the correlation length increases, anomalous bodies are recovered at larger depths and with larger wavelengths. The RMS of data residuals also becomes larger as we add constraints to the model. These behaviours have already been observed with the inversion of the synthetic model D (Section 3.2.3, Fig. 3.10 and Table. 3.1).

Chapter 3

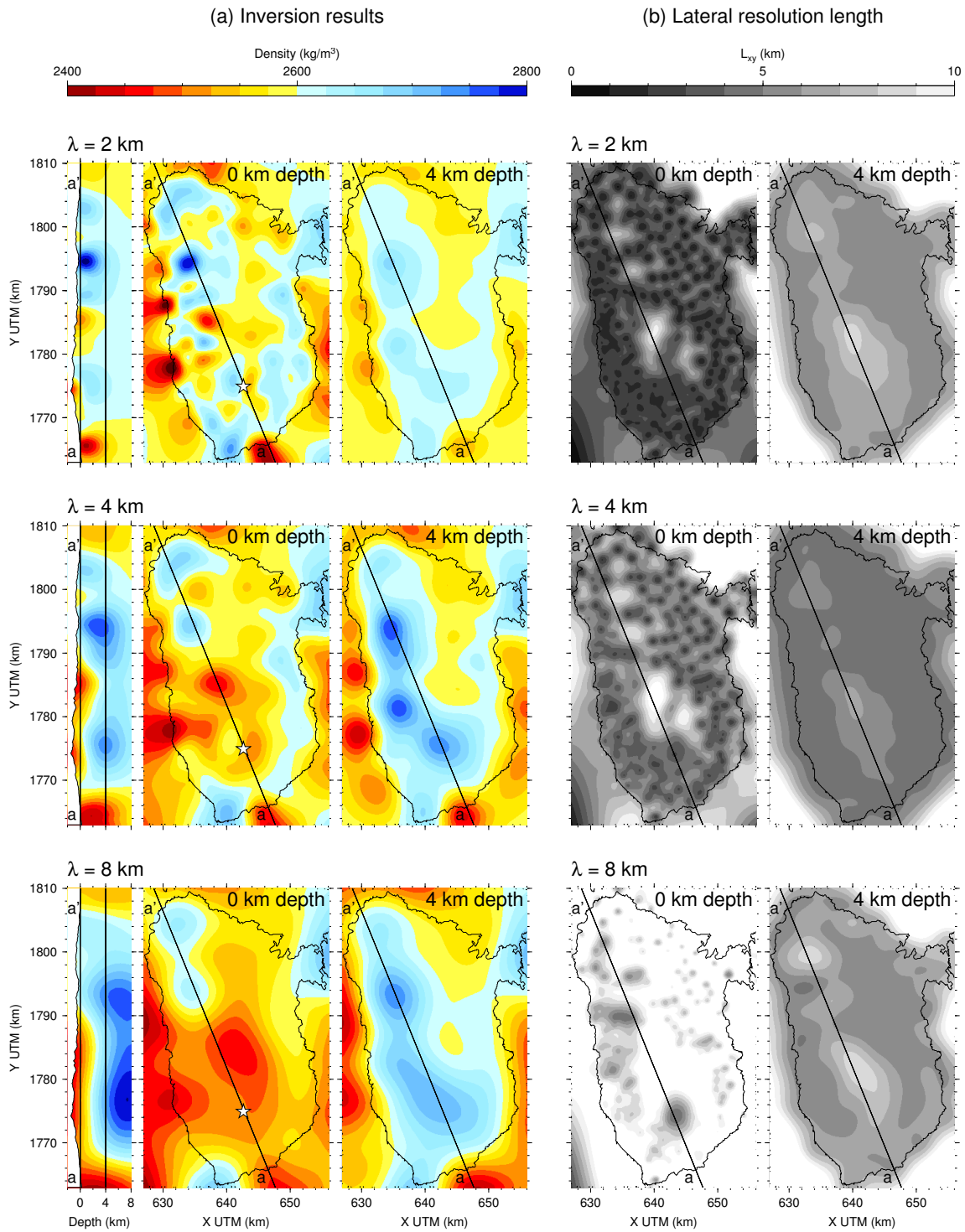


Figure 3.13 – Results for inversions with correlation lengths λ of 2 km (top), 4 km (middle) and 8 km (bottom). (a) 2-D sections extracted from the 3-D density models. White star: La Soufrière. (b) Lateral resolution lengths L_{xy} for the horizontal sections.

Correlation length	RMS of data residuals
2 km	1.8 mGal (6.5 %)
4 km	1.9 mGal (7.1 %)
8 km	2.2 mGal (8.3 %)

Table 3.3 – RMS of data residuals for the inversions of Bouguer anomalies with different spatial correlation lengths. RMS are given both in mGal and in percentage relative to the amplitude of the data variations (30 mGal).

3.2.4.4 Interpretation and discussion

We adjust the choice of standard deviation for the *a priori* density model in order to keep the density values in the range $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \pm 200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Rock sample density values obtained by [Feuillard \(1976\)](#), [Bernard et al. \(2014\)](#) and [Gailler et al. \(2014\)](#) range between $1500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ and $2800 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ at surface or in shallow boreholes. The lowest densities were found for superficial material around the dome of La Soufrière or Bouillante hydrothermal systems. However, data resolution and the associated node discretization step (500 m) cannot reproduce shallow structures and $2400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ is a reasonable lower bound value.

The structure of Basse-Terre island presents two key issues associated with La Soufrière active volcano: i) the depth of the expected magmatic chamber and ii) the extent of the hydrothermal system. For the first point, the superficial magma chamber is thought to lie around 6 km below sea level with an approximate radius of 1 km (eg. [Pozzi et al., 1979](#) ; [Boichu et al., 2011](#) ; [Allard et al., 2014](#)). We cannot expect to find a signature of this chamber considering its size and our data distribution. We identify three main characteristics in our inversion results (Fig. 3.13): first, most of the anomalies are aligned along the NNW-SSE axis of volcanic edifices that form the island (see Fig. 3.13a and 3.11) associated with generally decreasing densities southwards; second, three high density anomalies lie at depth (especially well distinguished on Fig. 3.13a, middle); third, shallow low-density material is present in the southern part of Basse-Terre. We discuss these features below.

The NNW-SSE alignment of density anomalies following the axis of volcanic edifices suggests heterogeneities in the volcanic material produced by the successive eruptive episodes. This trend is also consistent with the regional tectonic setting, as it is parallel to the Bouillante-Montserrat offshore active fault system ([Bouysse et al., 1988](#)). We also observe that density globally decreases southwards at the scale of Basse-Terre. The local geology is in accordance with this trend: based on

geomorphological observations and geochemistry data, [Mathieu et al. \(2013\)](#) suggest an increase towards the south in the proportion of acidic and viscous volcanic rocks which have lower density than andesite and basaltic andesite. Our inversion also suggests that dense material compose the Basal Complex in the northwest (see location on [Fig. 3.11](#)), in agreement with the overall decreasing density southwards, and the Monts Caraïbes at the very south of the island. As for the northeast part of the island characterized by low gravity values, the inversion recovers low-density material corresponding to the sedimentary cover.

Low-density anomalies lie at shallow depths in the southern part of the island. The low-density zone is concentrated in the graben bounded to the north by the major fault at the south of the Axial Chain ([Fig. 3.11](#)), interpreted as the prolongation of the offshore Bouillante-Montserrat fault system ([Bouysse et al., 1988](#) ; [Feuillet et al., 2002, 2010](#)). Low-density anomalies of high amplitude are well distinct in the inversion results as long as the lateral resolution length ([Fig. 3.13b](#)) is much shorter than the distance between the two anomalies (about 10 km). One is situated in the area of La Soufrière volcano and La Ty fault at shallow depths. It is a signature of the underlying hydrothermal system. This observation is consistent with the lower seismic wave velocities of the shallow layers in the area of the dome of the Soufrière volcano as outlined in the velocity models by [Dorel et al. \(1979\)](#) and in the low surface wave velocities determined by [Collet \(2010\)](#) in the vicinity of the dome. However, the precise extent of the hydrothermal system cannot be determined from gravity data alone. Other very low density anomalies are located near Piton de Bouillante edifice and along the western coast, reflecting high level of alteration. The low densities are therefore due to a combination of faulting, hydrothermal alteration, and deposition of debris flows ([Brombach et al., 2000](#) ; [Feuillet et al., 2002](#) ; [Lahitte et al., 2012](#)). Thermal springs across the island ([Fig. 3.11](#)) are well correlated with shallow low-density anomalies. In particular, the Bouillante Chain along the western coast is famous for geothermal exploration and exploitation (eg. [Gailler et al., 2014](#)). The high-porosity of these structures explains the inferred low densities, similarly to the conclusion of [Linde et al. \(2014\)](#) in the case of the Stromboli volcano.

Three high-density anomalies are identified at depth beneath Petite Plaine Valley in the north, beneath Beaugendre Valley dominated by Piton de Bouillante and beneath the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex in the south (see locations on [Fig. 3.11](#)). This observation is consistent with the density of $2750 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ measured by [Gailler et al. \(2014\)](#) in massive lava flows in the Beaugendre area. [Mathieu et al. \(2013\)](#) outlined abundant lava flows in Petite Plaine Valley and Beaugendre

Valley areas. The Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex is the most recent volcanic complex of the island (eg. [Komorowski et al., 2005](#) ; [Lahitte et al., 2012](#)). The three dense anomalies could therefore correspond to major eruptive centres that were active in the past on Basse-Terre. Dense structures at depth in volcanic areas have been reported many times and interpreted as solidified intruded magma from earlier volcanic activity (eg. [Aoki et al., 2009](#) ; [Camacho et al., 2009](#) ; [Liuni et al., 2010](#) ; [Aoki et al., 2013](#)). The structures we identify might therefore correspond to the solidified superficial magma chamber of the associated eruptive centres.

3.2.5 Conclusion

We have followed the Bayesian approach of [Tarantola & Valette \(1982b\)](#) combined with a grid node discretization of the space to linearly invert for 3-D density distribution. The method and discretization of the problem present the advantage to be compatible with seismic tomography to favour the comparison and joint inversion of density and velocity models. The forward modelling takes into account the topography and expresses the gravimetric field as a linear combination of node densities. The inverse methodology includes covariances matrices that force the solutions to be spatially correlated, hence smoothed. The choice of the correlation length constrains the minimum size of the structures that can be recovered. Our developments include the quantitative estimation of lateral and vertical resolution lengths with a reasonable computational cost and allow for resolution analysis that is rarely performed in the inversion of potential field data. A preliminary inversion with a large correlation length allows to isolate the large wavelength component of the gravity field, that is, the regional field. Short wavelength inversions can then be performed and interpreted.

Tests on synthetic data were performed to show the potential and limitations of the methodology. We observed that spatial spreading of causative bodies prevents from properly recovering amplitudes of density variations. Node discretization and smoothing prevent from recovering structures such as a thin shallow layer. Synthetic models inverted with various correlation lengths outlined the advantages of the method as resolution at depth varies with the correlation length used in the inversion. Confronting results at different scales helps identifying anomalous structures to be interpreted. Resolution lengths allow to outline areas where features are better or less resolved depending on the data distribution and the correlation length.

We inverted gravimetric data of the volcanic island of Basse-Terre. We benefited

from a new high quality dataset (errors of about 1 % of the amplitude of gravity anomaly variations, 1 m resolution Litto3D DEM). Despite the dense data coverage in accessible areas, large parts remain uncovered inside the island. Our inversion approach provided smooth 3-D density models of the volcanic island of Basse-Terre at various scales to overcome difficulties associated to the uneven distribution of data and the few available geological or geophysical constraints. Results showed an obvious NNW-SSE trend with densities generally decreasing southwards and anomalies located along the axis of successive volcanic centres. These observations are consistent with the geological history of the island (eg. [Samper et al., 2007](#) ; [Mathieu et al., 2013](#)) and suggest that density anomalies reflect variations in the characteristics of different eruptive episodes. Dense anomalies beneath Petite Plaine Valley, Beaugendre Valley and the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex are interpreted as solidified magmatic intrusions from major eruptive centres. Shallow depth low-density anomalies are observed in the Soufrière and Piton de Bouillante areas and along the western coast and reflect the presence of hydrothermal systems and the high porosity of fractured and altered rocks. These first 3-D models of Basse-Terre bring new insights about the internal structure of the island. Further geological and geophysical studies would help comforting our interpretations.

Acknowledgements

We thank Michel Diament and an anonymous reviewer for their comments that greatly help improving the manuscript. We benefited from invaluable help from the staff of the ‘Observatoire Volcanologique et Sismologique’ de Guadeloupe (OVSG-IPGP) and we especially thank Michel Dietrich and Anna Pourchot for their help in the field. The gravimeters were provided by the French national pool of mobile gravimeters Gmob (CNRS-INSU). Financial supports were provided through ANR contracts CATEL/RISK-VOLCAN, RISK-2008/DOMOSCAN and CNRS-INSU PN-RN program. [The International Gravimetric Bureau \(2012, <http://bgi.obs-mip.fr>, last accessed 8 February 2016\)](#) and the Bureau des Recherches Géologiques et Minières provided gravimetric datasets. The Litto3D data are provided by the Service hydrographique et océanographique de la marine (SHOM) and the Institut national de l’information géographique et forestière (IGN). Most of the computations presented in this paper were performed using the Froggy platform of the CIMENT infrastructure, which is supported by the Rhône-Alpes region (GRANT CPER07_13 CIRA) and the Equip@Meso project (ANR-10-EQPX-29-01) of the programme Investissements d’Avenir supervised by the Agence Nationale pour la Recherche. ISTERre is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

3.3 Variation des paramètres d'inversion

L'inversion présentée dans la section 3.2.2.3 est contrôlée par deux paramètres : (1) le rapport entre l'écart-type sur les densités *a priori* σ_ρ et l'écart-type donnant l'erreur des données gravimétriques σ_d et (2) la longueur de corrélation spatiale λ . Nous avons déjà montré l'effet et l'intérêt de la longueur d'onde dans l'article (sections 3.2.3 et 3.2.4).

Pour mieux observer l'influence de ces deux paramètres sur le résultat, nous avons inversé les données pour un σ_ρ compris entre 5 et 50 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (en conservant le σ_d correspondant aux erreurs des données réelles) et une longueur de corrélation de 1000 à 10000 m. Les "l-curves" représentant les écarts au modèle *a priori* en fonction des écarts aux données sont reportés sur la figure 3.14.

À longueur de corrélation constante, on observe que l'écart quadratique moyen (RMS) entre les données réelles et les données calculées diminue tandis que la distance aux densités *a priori* augmente avec σ_ρ . Comme attendu, plus σ_ρ (donc le rapport σ_ρ/σ_d) est élevé, plus l'importance des données est élevée, et moins l'inversion donne de poids au modèle *a priori*.

À rapport σ_ρ/σ_d constant, l'écart aux données augmente avec la longueur d'onde λ . En effet, plus le modèle est lisse, moins l'inversion peut utiliser des petites variations de densité pour expliquer les variations de courte longueur d'onde dans les données gravimétriques. En revanche, l'écart au modèle *a priori* ne varie pas de façon monotone avec la longueur d'onde. Un comportement particulier est à noter. Pour des λ et des σ_ρ faibles, l'écart aux données augmente brutalement par rapport à des longueurs d'onde plus élevées (points en bas à droite de la figure 3.14). Dans ce cas, la longueur d'onde est trop faible pour régulariser correctement l'inversion qui est alors mal conditionnée. Il apparaît donc important de lisser suffisamment le modèle par rapport au pas du maillage. Ici, le pas de la grille est de 500 m et une longueur d'onde de 2 km semble être un minimum pour régulariser le problème correctement.

Pour les résultats d'inversion présentés dans l'article (section 3.2.4), nous avons choisi d'utiliser $\sigma_\rho = 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (valeur identifiée par la ligne pointillée sur la figure 3.14). Cette valeur présente un équilibre raisonnable entre écart aux données et écart aux densités *a priori*. Elle a été choisie de façon à obtenir des intervalles de densité réaliste dans les résultats d'inversion (section 3.2.4.3).

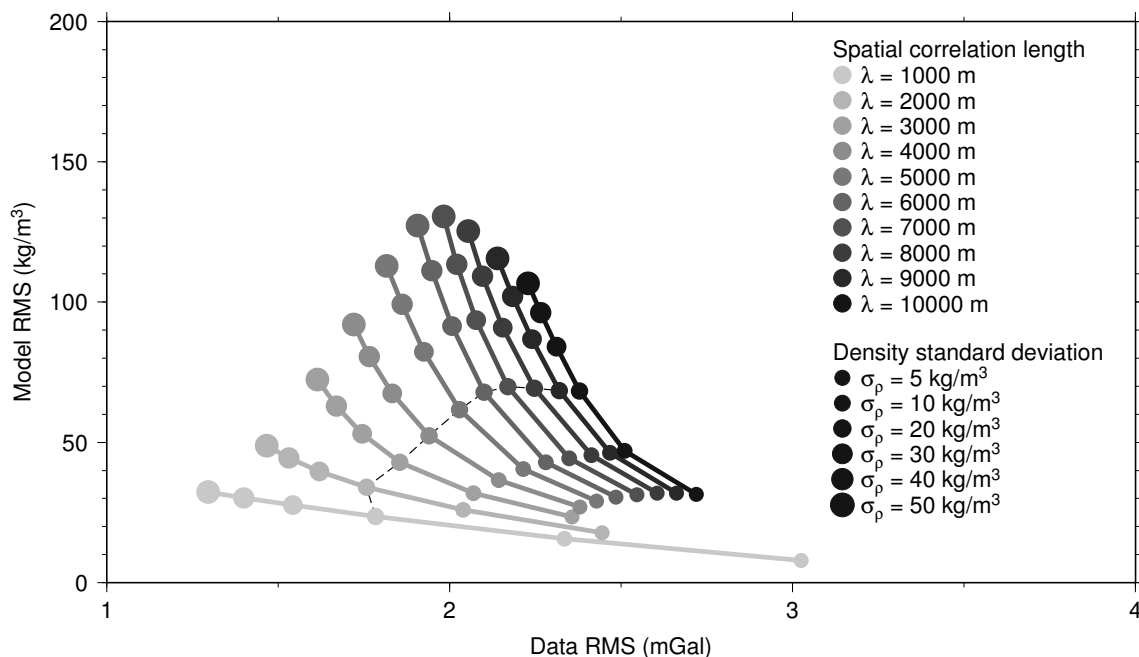


Figure 3.14 – Écart quadratique moyen aux densités *a priori* en fonction de la distance aux données gravimétriques pour différents couples (λ, σ_ρ) . La ligne pointillée relie les points obtenus pour $\sigma_\rho = 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, utilisé dans les résultats d’inversion présentés dans l’article (section 3.2.4).

3.4 Apport des différents jeux de données

Rappelons que les données inversées proviennent de quatre jeux de données déjà existants (Coron et al., 1975 ; Barthes et al., 1984 ; Gunawan, 2005 ; Matthieu et al., 2011) et d’un nouveau jeu de données que nous avons acquis en 2012. Comme expliqué dans l’article (section 3.2.4), ces jeux de données ne sont pas pris en compte avec le même poids dans l’inversion (écarts-types différents).

Pour identifier l’apport de chaque jeu de données aux résultats de l’inversion, nous avons inversé différentes configurations de ces jeux de données : les données de Coron et al. (1975) seules, les données de 2012 seules et les données de 1975, 2005 et 2012, c’est-à-dire toutes les données sauf les données du BRGM qui sont très denses mais limitées à une zone restreinte. Les sous-jeux de données et le résultat de leur inversion sont présentés sur la figure 3.15. L’inversion des données de Coron et al. (1975) permet déjà d’identifier les principales anomalies (fig. 3.15, haut) mais l’anomalie superficielle peu dense à l’est de Bouillante reste peu marquée. Ces données présentent une couverture très homogène de l’ensemble de l’île de Basse-Terre (mis à part les zones fortement inaccessibles). Le résultat de l’inversion des données

que nous avons acquises en 2012 est plus éloigné du résultat de l'inversion complète (fig. 3.15, milieu et fig. 3.13, milieu) en raison de la faible densité de données, voire de leur absence dans certaines zones. En particulier, nous n'avons acquis de données ni sur le dôme ni le long de la trace Victor Hugues (chemin au-delà du dôme en direction du Nord). Cependant, ces données bénéficient d'une erreur estimée plus faible que les données de [Coron et al. \(1975\)](#). L'inversion des données de [Coron et al. \(1975\)](#), de [Gunawan \(2005\)](#) et de nos données montre l'influence de la densité des données sur l'amplitude des anomalies observées. Les faibles densités constituant le dôme sont plus marquées lorsque les jeux de données sont superposés. L'apport des données du BRGM ([Barthes et al., 1984](#) ; [Matthieu et al., 2011](#)) est évident lorsque l'on compare les amplitudes des anomalies des figures 3.15 (bas) et 3.13a (milieu). Les données de [Barthes et al. \(1984\)](#) couvrent aussi la trace des Crêtes (à l'est de la région de Bouillante), apportant des informations précieuses dans la zone des Pitons de Bouillante.

En résumé, chaque jeu de données apporte des informations précieuses à certains endroits : la trace Victor Hugues est couverte par les données de [Coron et al. \(1975\)](#), le dôme est densément couvert par les données de [Coron et al. \(1975\)](#) et de [Gunawan \(2005\)](#), la trace des Crêtes est couverte par les données de [Barthes et al. \(1984\)](#) et le chemin des Contrebandiers a été couvert lors de la campagne de 2012⁶. L'intérêt principal des nouvelles données est de densifier la couverture déjà existante sur l'ensemble de l'île avec des erreurs de mesure et de positionnement plus faibles.

6. Merci à Michel et Anna !

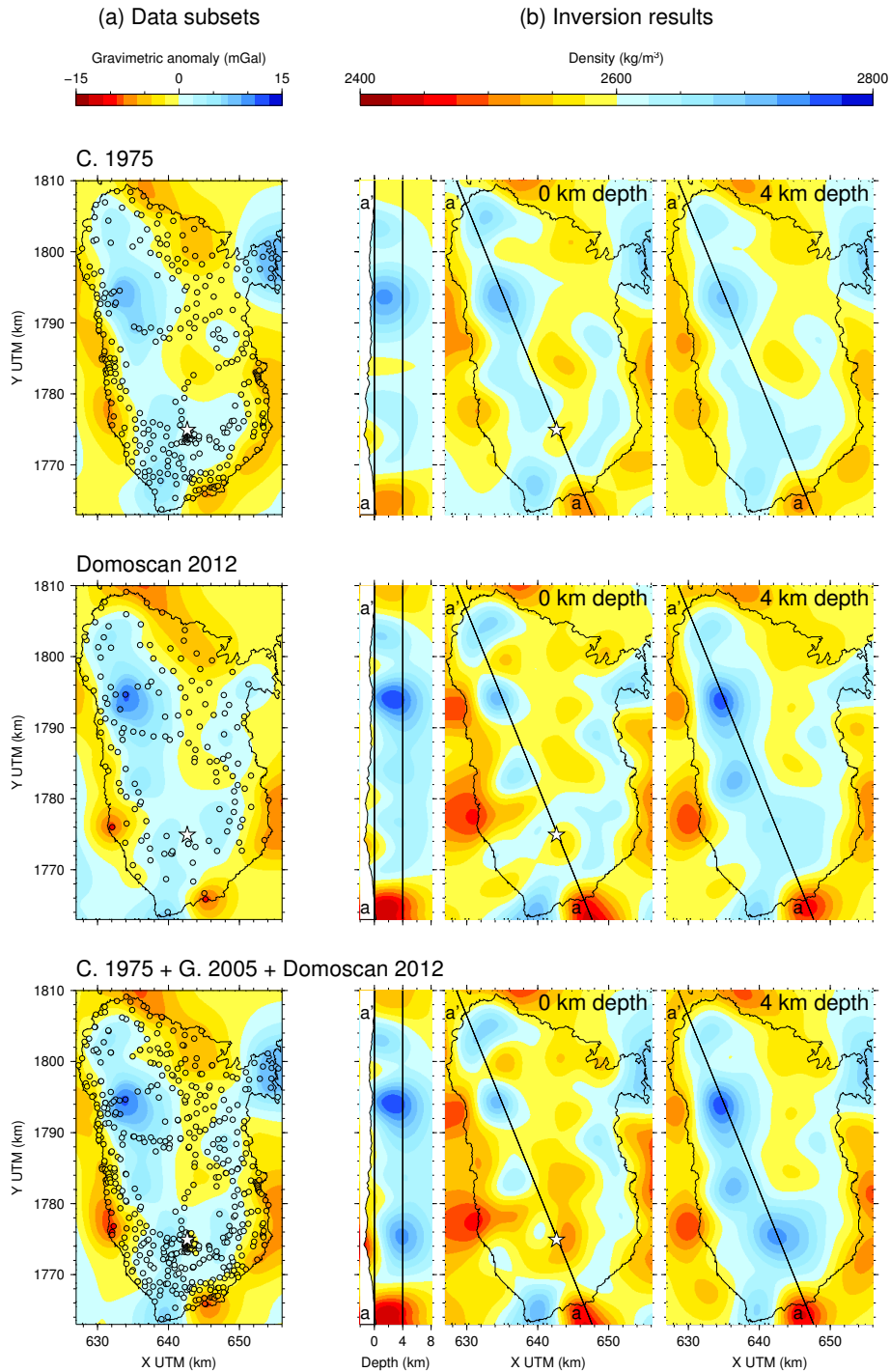


Figure 3.15 – Inversion de différents jeux de données. Haut : données de [Coron et al. \(1975\)](#). Milieu : données de la campagne d’août 2012. Bas : données de [Coron et al. \(1975\)](#), de [Gunawan \(2005\)](#) et de la campagne d’août 2012. (a) Sous-jeu inversé, à comparer avec les données de l’inversion complète (fig. 3.12c). (b) Résultat de l’inversion avec une longueur d’onde de 4 km, à comparer avec les résultats de l’inversion complète (fig. 3.13a, milieu).

3.5 Influence du modèle *a priori*

Le résultat d'inversion présenté dans le papier a été obtenu à partir d'un modèle *a priori* homogène. Des similitudes sont visibles entre ce résultat (fig. 3.13a) et les inversions du modèle synthétique à deux couches (fig. 3.10b). En effet, le résultat de l'inversion avec un modèle homogène intègre les variations de densité locales ainsi que l'augmentation de la densité avec la profondeur.

Pour mieux différencier les anomalies locales de l'effet de l'augmentation de la densité en profondeur, nous inversons les données en utilisant des gradients verticaux linéaires comme modèles *a priori* (fig. 3.16a). Les gradients sont établis en fonction des densités des profils proposés par Gailler et al. (2013) sur la base des modèles de vitesses sismiques de Dorel et al. (1979). La figure 3.16b représente les résultats de l'inversion en termes de différence par rapport au modèle *a priori* utilisé. Les résidus obtenus sont indiqués dans le tableau 3.4. Notons que les inversions avec les modèles *a priori* en gradient sont réalisées pour $\sigma_\rho = 10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, soit une valeur deux fois plus faible que les inversions avec le modèle *a priori* homogène ($\sigma_\rho = 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Cette diminution est nécessaire pour retrouver des intervalles de densité similaires dans les résultats.

Nous testons deux modèles *a priori* avec des gradients verticaux qui ont pour référence le niveau de la mer (fig. 3.16, milieu) et la surface topographique (fig. 3.16). Les résultats d'inversion pour ces deux modèles *a priori* sont très proches, au regard de la différence par rapport aux modèles *a priori*. Cependant, les résidus montrent que le modèle dont le gradient suit la topographie est plus à même d'expliquer les données (tab. 3.4).

La comparaison entre les inversions obtenues avec ou sans gradient vertical dans le modèle *a priori* montre de nombreuses similitudes : zones plus denses aux mêmes endroits sur les sections à 0 km de profondeur et sections à 4 km de profondeur presque identiques (fig. 3.16). Rappelons que les modèles *a priori* ont été retirés sur la figure 3.16b. L'inversion avec les gradients verticaux conduit à des RMS sur les données plus élevés que pour l'inversion avec un modèle *a priori* homogène. Ceci suggère que le gradient imposé est incorrect. Un gradient *a priori* plus élevé amène par ailleurs à des RMS encore plus élevés (résultats non présentés ici). Contrairement à ce qui était attendu, nous ne pouvons pas simplement décrire le modèle final comme la superposition des anomalies locales et des variations de densité avec la profondeur. Ceci peut notamment être dû à la faible sensibilité de la gravimétrie avec la profondeur qui ne permettrait pas de reconstruire correctement un gradient. Nous en concluons que le modèle *a priori* homogène est plus raisonnable et que

Chapitre 3

les anomalies sont causées par des structures plus complexes, comme des structures locales ou des variations de densité non linéaires avec la profondeur.

Inversion des données gravimétriques de Basse-Terre

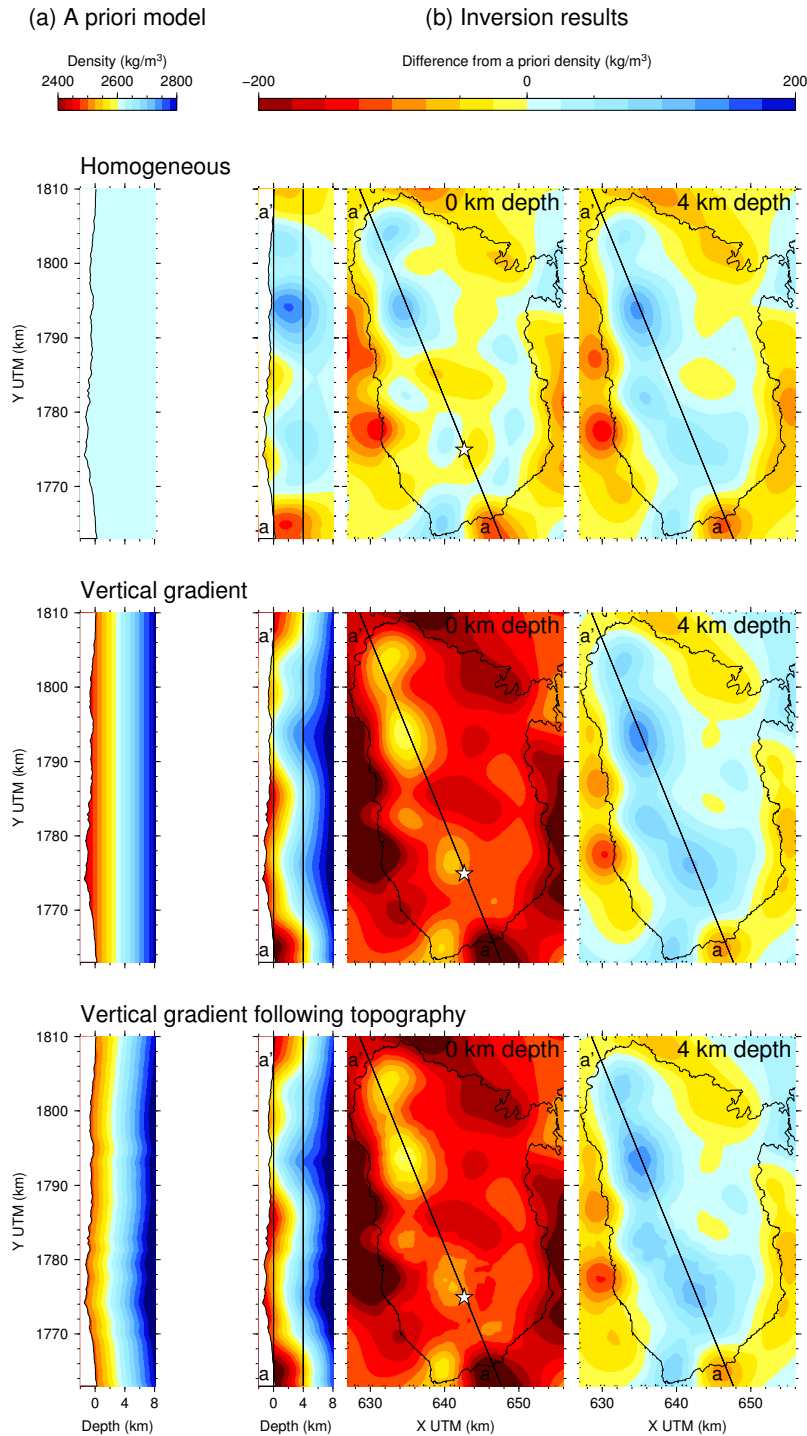


Figure 3.16 – Inversion à partir de différents modèles *a priori* pour une longueur d'onde de 4 km. Haut : modèle *a priori* homogène à $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (résultat de la fig. 3.13, milieu). Milieu : modèle *a priori* avec un gradient de $2400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à 2 km d'altitude au-dessus du niveau de la mer à $2800 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à 8 km de profondeur. Bas : modèle *a priori* avec un gradient suivant la topographie de $2400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à une altitude de 2 km au-dessus de la surface topographique à $2800 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à 8 km sous la surface topographique. (a) Modèle *a priori*. (b) Écart entre le résultat d'inversion et le modèle *a priori*.

Modèle <i>a priori</i>	Écart-type sur la densité	RMS des résidus
Homogène	20 kg · m ⁻³	1.9 mGal (7.1 %)
Gradient	10 kg · m ⁻³	2.8 mGal (9.0 %)
Gradient suivant la topographie	10 kg · m ⁻³	2.4 mGal (7.8 %)

Table 3.4 – Écart quadratique moyen des résidus pour les inversions avec différents modèles *a priori* et écart-type sur la densité utilisée pour les inversions (fig. 3.16).

3.6 Conclusion

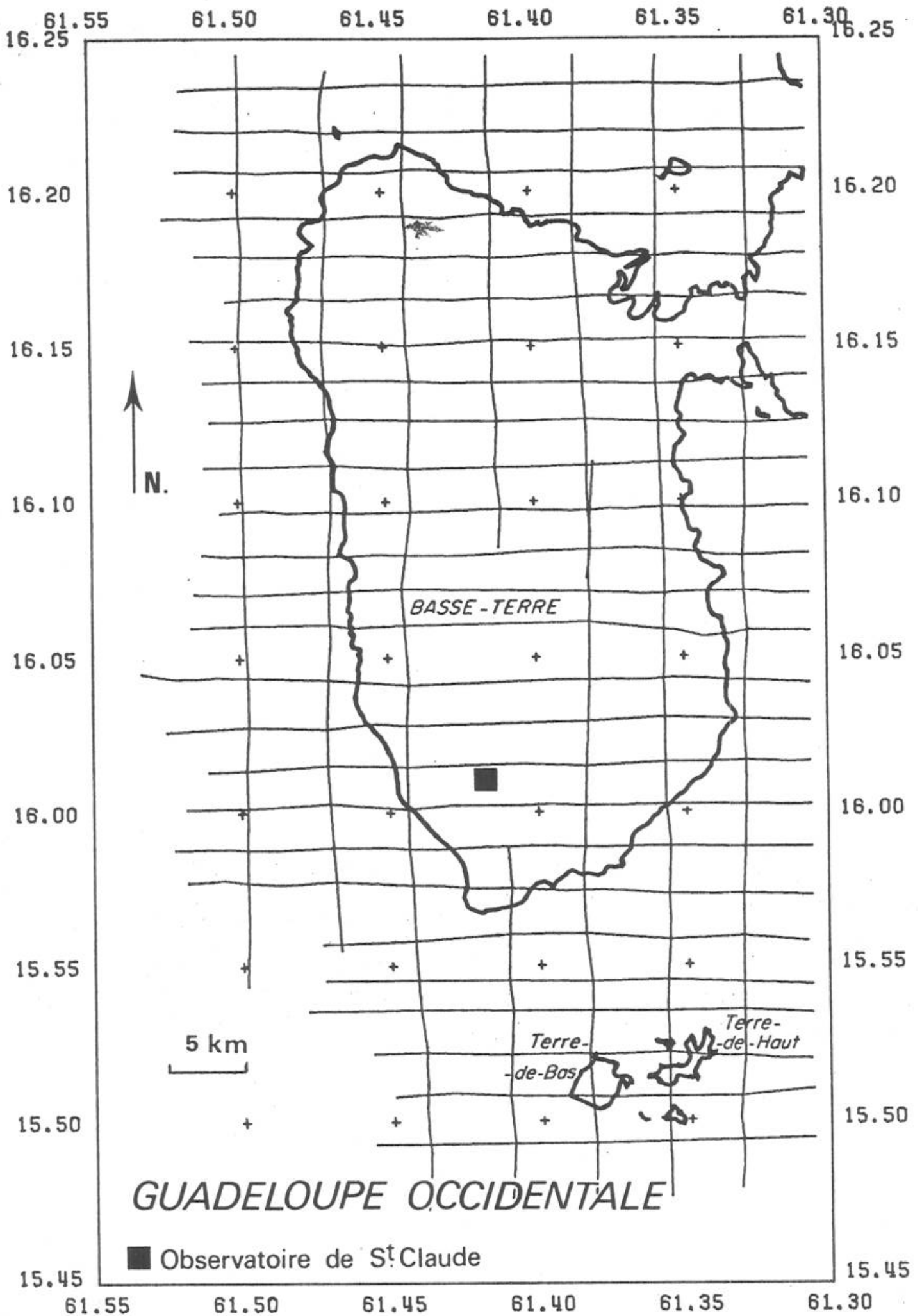
L'inversion des données gravimétriques de Basse-Terre a conduit à l'élaboration des premiers modèles 3D publiés de l'île. Les résultats montrent une diminution générale des densités vers le sud, suivant la direction NNO-SSE. Les anomalies principales sont aussi alignées le long de cet axe, témoignant des différences entre les centres éruptifs successifs qui ont construit l'île. Nous interprétons les anomalies denses à l'aplomb de la Vallée de Petite Plaine, de la Vallée de Beaugendre et du Complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière comme des intrusions magmatiques solidifiées de centres éruptifs majeurs par le passé. Les anomalies superficielles peu denses sont présentes au niveau de la Soufrière, du Piton de Bouillante et le long de la côte ouest en raison des systèmes hydrothermaux et de la forte porosité des roches altérées.

Nous avons vu l'importance de la couverture assurée par les données (sections 3.2.4.3 et 3.4). Il ne faut pas oublier que certaines zones restent vierges de toutes données gravimétriques. La résolution des modèles obtenus est donc limitée par la distribution non homogène des données. L'absence de données dans certaines zones inaccessibles aux véhicules, voire très difficiles d'accès à pied (notamment au cœur du parc national de Guadeloupe), laisse un doute sur d'éventuelles anomalies superficielles dans ces zones.

La méthode d'inversion présentée dans l'article (section 3.2) présente une discrétisation du milieu en termes de nœuds, de la même façon qu'en tomographie sismique. Cette approche utilisée par Coutant et al. (2012) pour l'inversion jointe de vitesses sismiques et de densités à l'échelle du dôme de la Soufrière de Guadeloupe est également adaptée à l'inversion gravimétrique seule. Ce chapitre a illustré l'application de cette méthode dans le contexte volcanique que nous étudions. D'autres applications pourraient bénéficier de cette méthode. Par exemple, nous avons inversé

Inversion des données gravimétriques de Basse-Terre

quelques données gravimétriques de l'arc alpin qui présente des anomalies intéressantes du point de vue des densités, notamment le corps d'Ivrée, partie du manteau de la plaque africaine remontant localement jusqu'à la surface. Ce travail sur un ensemble de données de l'arc alpin est présenté dans l'annexe [C](#).



Structure magnétique de Basse-Terre

Ce chapitre présente l'inversion des données aéromagnétiques de Basse-Terre acquises en 1975 ([Le Borgne & Le Mouël, 1976](#) ; [Le Mouël et al., 1979](#)). Avec l'inversion des données magnétiques, nous cherchons notamment à contraindre l'âge des roches en profondeur pour mieux connaître l'histoire de la formation de l'île, comme [Gailler & Lénat \(2010\)](#) et [Gailler & Lénat \(2012\)](#) pour l'île de la Réunion. En Guadeloupe, [Gailler et al. \(2013\)](#) proposent des modélisations simultanées 2D le long de profils gravimétriques et magnétiques avec des modèles en couches de densité et d'aimantation homogènes, correspondant à des empilements successifs de laves. Ici, nous inversons un modèle 3D de l'aimantation avec une formulation Bayésienne. Une approche jointe à partir des données gravimétriques et magnétiques pourrait être envisagée si nos modèles d'aimantation et de densité obtenus par inversions indépendantes présentent des similitudes, mais nous verrons que cela n'est pas le cas (section 4.2).

Le chapitre est constitué d'un article en préparation intitulé "Magnetic structure of Basse-Terre volcanic island inferred from 3D inversion of aeromagnetic data" (section 4.1). La méthode est la même que pour l'inversion gravimétrique présentée au chapitre 3. Il a suffi d'adapter la modélisation gravimétrique au calcul du champ magnétique. Le code d'inversion est le même que pour l'inversion des données gravimétriques. La méthode de modélisation et d'inversion est donc moins détaillée ici. En revanche, nous comparons nos résultats à une inversion effectuée en 2D dans le domaine de Fourier suivant la méthode fréquemment utilisée de [Parker & Huestis \(1974\)](#).

Cependant, l'inversion des données magnétiques ne répond pas aux mêmes problématiques que l'inversion des données gravimétriques. Comme nous l'avons vu au

◀ Plan de vol réel du levé aéromagnétique de l'île de Basse-Terre ([Le Mouël et al., 1979](#)).

chapitre 2, l'aimantation présente la particularité d'être un vecteur, contrairement à la densité qui est un scalaire. En théorie, il faudrait donc inverser trois fois plus de paramètres. En pratique, nous inversons deux types de paramètres, en formulant l'hypothèse que l'aimantation s'aligne dans une direction donnée. Le premier paramètre inversé est l'intensité de l'aimantation. Paramètre physique des roches au même titre que la densité, l'intensité de l'aimantation est principalement liée à la concentration des minéraux ferromagnétiques présents dans les roches. Le second paramètre inversé est le sens de l'aimantation, soit la polarité du champ géomagnétique au moment de la formation des roches. Croisée avec une échelle des temps géomagnétiques, la polarité fournit des contraintes sur l'âge des roches.

L'article montre l'apport des données magnétiques à la connaissance de la structure et de la construction de l'île. À la fin du chapitre, nous expliquerons pourquoi nous n'intégrerons pas la méthode magnétique dans le processus d'inversion jointe à la fin de ce travail (section 4.2).

4.1 Magnetic structure of Basse-Terre volcanic island inferred from 3D inversion of aeromagnetic data

Article en préparation par Barnoud A.^{1,2}, Bouligand C.^{1,2}, Coutant O.^{1,2} et Carlut J.³.

Abstract

We explore the information provided by aeromagnetic data to constrain the magnetic structure of the island of Basse-Terre, Guadeloupe, Lesser Antilles. Aeromagnetic data are inverted in the spatial domain with a Bayesian formulation to retrieve the 3D distribution of rock magnetization intensity and polarity. The inversion is regularized using a correlation length and standard deviation for magnetization chosen to be consistent with results from paleomagnetic measurements on lava flow samples from Basse-Terre. The resulting 3D model of magnetization is consistent at the surface with observed polarities and at depth with a 2D model obtained from a Parker and Huestis inversion in the Fourier domain. The inferred

1. Université Grenoble Alpes, ISTerre, F-38058 Grenoble, France.

2. CNRS, ISTerre, F-38058 Grenoble, France.

3. Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154, CNRS, F-75238 Paris, France.

magnetic structure is compared with the geological structure deduced from published geological, geomorphological and geochronological observations. Demagnetization is observed around the dome, characterized by a high level of hydrothermal alteration. Low-magnetizations in the South-West coincide with the location of debris avalanche deposits associated with the collapse of the former Carmichaël volcano. High-magnetizations in the South-East might reflect the presence of massive lava flows and domes from the Madeleine vents. Using the volume of normal polarity in the South part of Basse-Terre recovered in our 3D model of rock magnetization, we estimate an average construction rate of $\sim 8 \times 10^{-4}$ km³/yr during the Brunhes chron which is significantly higher than published estimations obtained considering subaerial material only.

4.1.1 Introduction

Basse-Terre is the main volcanic island of the Guadeloupe archipelago. It is located in the central part of the Lesser Antilles arc resulting from the subduction of the Atlantic oceanic lithosphere beneath the Caribbean plate. The volcanic history of the island is now well established thanks to paleomagnetic, geological, geochronological and geomorphological studies (Carlut et al., 2000 ; Carlut & Quidelleur, 2000 ; Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012 ; Mathieu et al., 2013 ; Ricci et al., 2015). A southward migration of volcanism is observed across geological times, forming, in the chronological order (fig. 4.1 ; ages from Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Feuillet et al., 2002 ; Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012) : the Basal Complex (2.79-2.68 Myr), the Septentrional Chain (1.81-1.15 Myr), the Axial Chain, Sans-Toucher and Bouillante Chain (1.02-0.435 Myr), the Monts Carraïbes (555-472 kyr), the Itacques-Capesterre and Vieux-Habitants volcanics (600-200 kyr), the Madeleine vents and Trois Rivière Complex (150-11 kyr) and the Grande-Découverte Carmichaël Complex and Soufrière Complex (200 kyr-present) that hosts the Soufrière of Guadeloupe active volcano. Since the last magmatic eruption of the Soufrière volcano, around 1530 A.D. (Boudon et al., 2008), intense hydrothermal activity is observed over the Soufrière dome and in the Bouillante thermal area (Komorowski et al., 2005). These volcanic complexes are mainly composed of andesitic to basaltic-andesitic lava flows and domes but also include acid rocks forming scoria domes and pyroclastic deposits. Recent studies have attempted to provide 3D reconstructions of the island at various stages of its history (Samper et al., 2007, 2009 ; Lahitte et al., 2012 ; Ricci et al., 2015). These studies show that the island of Basse-Terre underwent various episodes of extrusion of magmatic material and destruction through erosion and flank collapse. In addition, these studies

provide estimates of volumes or rates of construction and destruction, which are key quantities for hazards assessment in a volcanic area.

Geophysical studies at the scale of the Basse-Terre island provide constrains on its subsurface structure. [Dorel et al. \(1979\)](#) built layered models of compressional velocity along East-West profiles accross the island. Compilations of gravimetric measurements ([Coron et al., 1975](#) ; [Barthes et al., 1984](#) ; [Gunawan, 2005](#) ; [Matthieu et al., 2011](#) ; [Barnoud et al., 2016](#)) were used to construct 2D layered models ([Gailler et al., 2013](#)) and 3D models ([Barnoud et al., 2016](#)) of rock density. 2D layered models of rock magnetization were also constructed by [Gailler et al. \(2013\)](#) using an aeromagnetic survey flown over Guadeloupe ([Le Mouël et al., 1979](#)). These various models allow to identify dense anomalies at depth that may correspond to cooled magmatic intrusions possibly associated with former volcanic feeding systems. On the other hand, shallow low density and low magnetization are observed in areas characterised by high level of hydrothermal alteration such as around the Soufriere dome or the Bouillante thermal area. The models of rock magnetization also indicate a possible distribution of magnetic polarities recorded in the sub-surface. Knowing the location of polarity reversals at depth may be of particular interest for studies attempting to reconstruct the evolution of a volcanic island. Indeed, polarity reversal provide a chronological constraint that could help to constrain construction rates of volcanic edifices.

Various methodologies can be used to construct models of rock magnetization that account for magnetic anomalies measured during the course of an airborne survey. Because potential field methods suffer from the problem of non-uniqueness, simplifying assumptions are necessary to converge to a unique model. Magnetic problems are even less constrained than gravity problems as the magnetic field is a vector than could potentially be oriented in various directions. However, the direction of the magnetic field is generally assumed constant and only the distribution of magnetization intensity and sign is recovered. Many methods are based on the discretisation of the volume into cells where magnetization is evaluated (e.g., [Li & Oldenburg, 1996](#) ; [Portniaguine & Zhdanov, 2002](#) ; [Caratori Tontini et al., 2012](#)). Other methods assume a fixed magnetization intensity of the source and search for its geometry (e.g., [Blanco-Montenegro et al., 2011](#)). These methods can provide 3D or 2D distributions of magnetization, which amount to assume invariance in the third direction for the latter case. The distribution of magnetization can be recovered using forward modelling. In this case, an initial model is constructed based on independent geophysical and geological information and then progressively modified to better account for observed magnetic anomalies (e.g., [Guillen et al., 2008](#)).

Magnetization can also be recovered using inversions with only little independent geophysical or geological data introduced through a regularization term. Such inversions may be performed either in the spatial domain (e.g., [Li & Oldenburg, 1996](#) ; [Portniaguine & Zhdanov, 2002](#) ; [Caratori Tontini et al., 2012](#)) or in the Fourier domain (e.g., [Parker & Huestis, 1974](#) ; [Pilkington & Crossley, 1986](#)).

In the context of a volcanic island, the distribution of magnetization is likely to be in the three directions and very little *a priori* information is available on the distribution at depth. Nevertheless, in order to reduce the number of unknown to recover, [Blanco-Montenegro et al. \(2011\)](#) made successive simplifying assumptions to image the sub-surface of Tenerife (Canary Islands). They first performed a linear inversion of the distribution of magnetization intensity within a layer of prisms beneath topography to investigate the lateral variations of magnetization. They second performed a non linear inversion of the geometry of the magnetic sources characterized by a constant magnetization intensity to image deep intrusive body. On the other hand, [Okuma et al. \(2014\)](#) performed a fully 3D regularized inversion of the distribution of magnetization intensity in the Usu Volcano in Japan. On Basse-Terre island, 2D layered magnetization models from [Gailler et al. \(2013\)](#) are available. These models were constructed using forward modelling starting with initial models based on the seismic layers defined by [Dorel et al. \(1979\)](#).

In this paper, we perform a linear inversion of aeromagnetic data available above Basse-Terre to provide a 3D image of the distribution of the magnetization intensity and polarity, assuming remanent magnetization is dominant. As we have few information on the actual distribution of magnetization at depth, this inversion is performed using a Bayesian formalism with an *a priori* model defined using a Gaussian correlation function to impose a smooth magnetization model. Existing paleomagnetic and geochronological data from rock samples ([Blanc, 1983](#) ; [Carlut et al., 2000](#) ; [Carlut & Quidelleur, 2000](#) ; [Samper et al., 2007](#)) provide us with the polarity and intensity of rock natural remanent magnetization at a few locations at the surface of the island (fig. 4.1). These data are used to guide our choice of regularizing *a priori* model. The purpose of this study is to improve our understanding of the subsurface structure of the island. We are particularly interested in the location of normal and reverse polarities at depth to provide age constraints and delineate various stages of the island construction.

The paper is organized as follows. In section 2, we detail the magnetic data that we use, including aeromagnetic data and paleomagnetic measurements. In section 3, we describe our inversion method. In section 4, this inversion method is applied to data from Basse-Terre island. In section 5, we discuss our results in terms of

structure and age of the subsurface of the island.

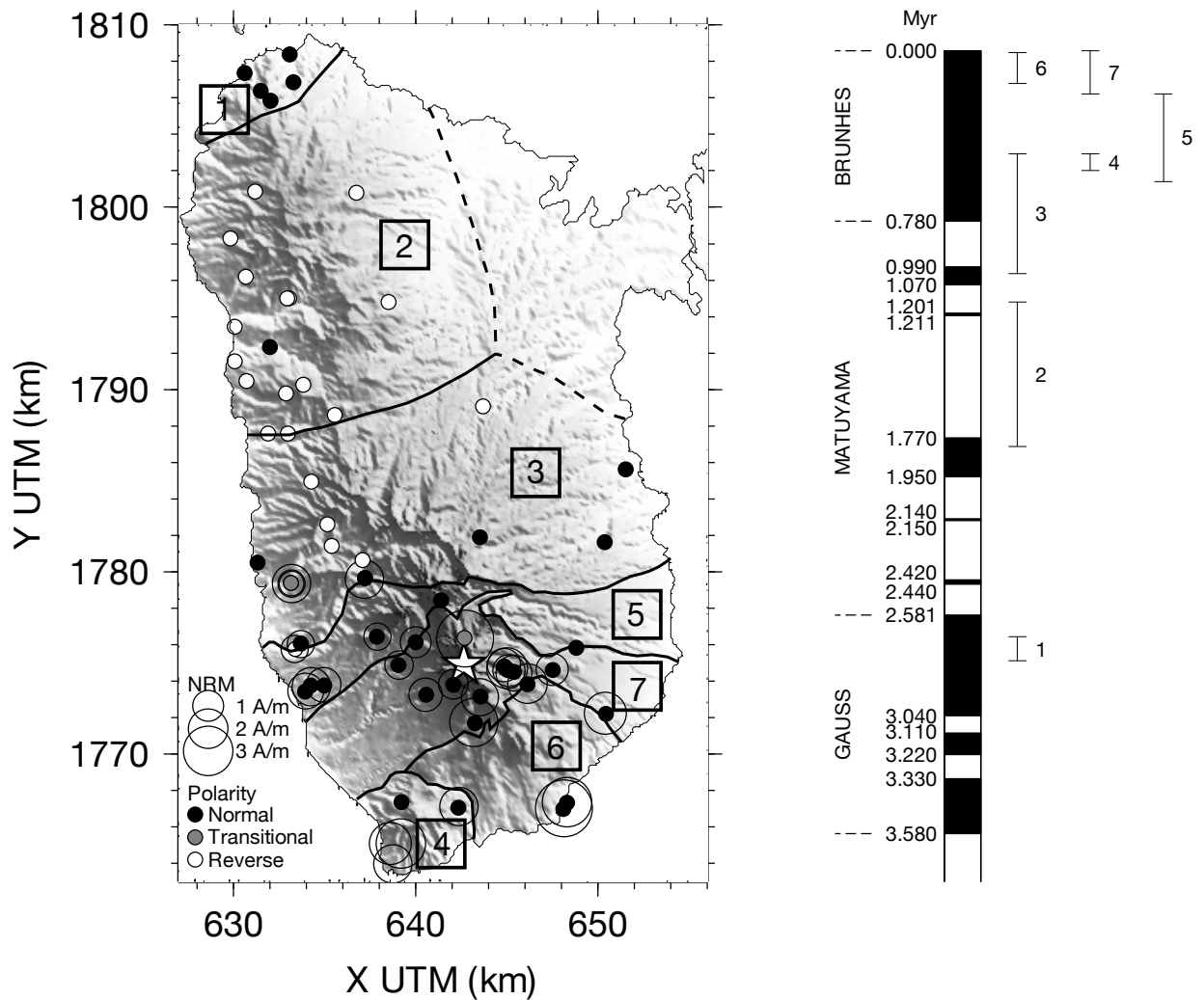


Figure 4.1 – Left : Localisation of remanent magnetization intensity and polarity measurements (polarities from Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Carlut & Quidelleur, 2000 ; Samper et al., 2007). White star : La Soufrière. Right : Geomagnetic time scale (Cande & Kent, 1995) and correspondence with successive volcanic edifices of Basse-Terre. By chronological order : 1 = Basal Complex, 2 = Septentrional Chain, 3 = Axial Chain, Sans-Toucher and Bouillante Chain, 4 = Monts Caraïbes, 5 = Icaques-Capesterre and Vieux-Habitants volcanics, 6 = Madeleine vents and Trois-Rivières Complex, 7 = Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex.

4.1.2 Data

4.1.2.1 Aeromagnetic data

We use here aeromagnetic data acquired over the Basse-Terre island in 1975 at a constant altitude of 1800 m above sea level (Le Borgne & Le Mouël, 1976 ; Le Mouël

et al., 1979). The acquisition and processing of the data is detailed in [Le Borgne & Le Mouél \(1976\)](#) and [Le Mouél et al. \(1979\)](#). We recall here the main information. These data consist of measurements of the magnetic field intensity performed using a proton magnetometer tracted with a 100 m-long cable. Data were acquired with a sampling rate of 1 s (corresponding to ~ 70 m) along East-West flight lines spaced 2.5 km apart and along a few North-South tie-lines leading to more than 14600 data.

Horizontal localization of data was obtained using visual navigation on land, resulting in uncertainties of ~ 100 m, and doppler navigation on sea, resulting in uncertainties of $\sim 1\%$ of the distance from the coast. Elevation of data was estimated using both radar and barometric altimeters yielding uncertainties lower than 30 m. Given orders of magnitude for vertical and horizontal gradients of the magnetic field intensity in the area, these location uncertainties result into a maximum error on the intensity of about 8 nT.

Data were corrected for diurnal variations using measurements from the St François observatory on the Grande Terre island. A survey adjustment was performed to minimize residuals at lines and tie lines intersections. From these residuals, accuracy of measurements are estimated to ~ 4 -5 nT. Finally, a North-South linear trend estimated from surveys over the Guadeloupe and Martinique islands was removed from the intensity data to compute magnetic anomalies.

For this study, we have only access to anomaly data along the East-West lines. We keep the 8336 data located within the studied area. Location of flight lines and interpolated anomalies using a grid spacing of 100 m are represented on [fig. 4.2](#). As the flight line spacing is larger than the flight elevation above the ground, the interpolated map is likely to be much smoother than the real fluctuations of the magnetic field, especially in the NS direction perpendicular to flight lines. Also, the distance between magnetic data and topography varies across the island as the survey was flown at constant elevation above sea level. For this reason, larger anomaly amplitudes are observed along the NNW-SSE alignment of highest peaks across the island. Moreover, magnetic anomalies display a sort of discontinuity along this topographic ridge suggesting observed magnetic anomalies are strongly influenced by topography. On the other hand, low-amplitude and long-wavelength anomalies are observed over the NE part of Basse-Terre where the volcanic substratum is recovered by sediments (see NE part of [fig. 4.1](#) limited by dash lines) that are most probably characterized by very low magnetization.

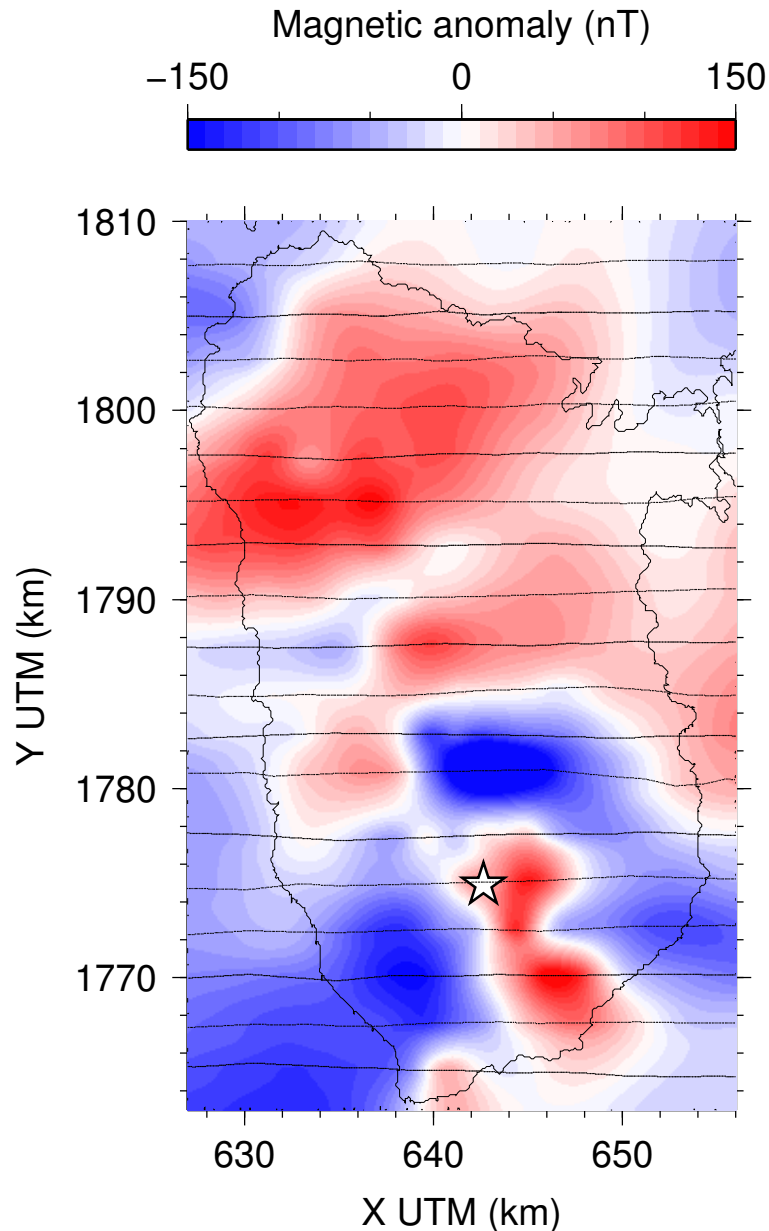


Figure 4.2 – Interpolated aeromagnetic data from [Le Borgne & Le Mouël \(1976\)](#) and [Le Mouël et al. \(1979\)](#). Lines indicate the locations of data used for the Bayesian inversion (see section 4.1.4). White star : La Soufrière.

4.1.2.2 Magnetic properties of volcanic rocks

In order to help interpretation of aeromagnetic data, we also use paleomagnetic, geochronological and geothermal data to obtain *a priori* information on the distribution of magnetization direction and intensity in the subsurface. Since remanent magnetization is generally dominant in volcanic rocks (Koënisberger ratio larger than 1; e.g., [Hunt et al., 1995](#)), we neglect induced magnetization. Furthermore,

because the rocks from the Basse-Terre were formed during a period of time much larger than the characteristic time of secular variation (~ 500 years), we assume that the average direction of magnetization in the volcanic substratum is close to the direction of the magnetic field predicted by a Geocentric Axial Dipole (GAD), which is characterized at the latitude of Guadeloupe by a declination $D=0^\circ$ and an inclination $I=30^\circ$. Such direction is indeed close to the averaged direction measured by [Carlut et al. \(2000\)](#) in lava flows from 27 sites of the South part of Basse-Terre ($D=0.0^\circ$ and $I=29.6^\circ$). Note that these directions are different from natural remanent magnetization (NRM) directions as they have been obtained after removing magnetic overprints. If the rock magnetization includes a certain amount of viscous overprint and/or induced magnetization, the magnetization direction might deviate from the GAD field direction and be shifted toward the regional magnetic field, which was $D=-11.5^\circ$ and $I=45.5^\circ$ at 1800 a.s.l. above the Soufrière volcano in 1975 during the acquisition of the aeromagnetic survey (as predicted by the International Geomagnetic Reference Field, IGRF; [Thébault et al., 2015](#)). Nevertheless, the difference between the GAD field direction and the regional magnetic field being only of the order of 10 degrees, the results of our inversion would not be significantly modified if we had assumed that rock magnetization is close to the regional field because of the existence of viscous overprint or induced magnetization.

Geochronological and paleomagnetic measurements from [Carlut et al. \(2000\)](#) and [Samper et al. \(2007\)](#) provide us with the polarities of the geomagnetic field recorded in lava flows over the volcanic island (see fig. 4.1). The geomagnetic time scale and the ages of the successive volcanic edifices that form the island is also displayed on fig. 4.1. The most recent volcanic complexes in the South of Basse-Terre were formed during the current normal polarity event (Brunhes). Several polarity reversals occurred during the formation of the Axial Chain, Sans-Toucher and Bouillante Chain (labeled 3) and the Septentrional Chain (labeled 2). The Basal Complex emerged during a positive polarity interval.

In addition, intensity of natural remanent magnetization (NRM) of andesite lava flows were measured at the 30 sites from [Carlut et al. \(2000\)](#) in the South part of Basse-Terre (see locations on fig. 4.1). Two to five paleomagnetic cores of 11 cm^3 were sampled and measured for each site. The histogram of NRM on fig. 4.3 shows a unimodal and almost symmetric distribution with values ranging from 0.1 to 4.9 A/m with a mean value of 1.6 A/m and a standard deviation of 1.0 A/m. The location of these values on a map shows that the largest values are mostly observed near the South coast of Basse-Terre in the Mont Caraïbes and in the Madeleine vents and Trois-Rivières Complex. These estimates are in the same range of values than

values obtained by [Bouligand et al. \(2016\)](#) with samples from the soufrière dome (0.1 to 3 A/m). Independent estimates of rock magnetization intensity were also obtained by [Bouligand et al. \(2016\)](#) using magnetic anomalies caused by topography observed on a ground magnetic survey over the Soufrière dome. They obtained a best-fit magnetization of ~ 6 A/m at the summit of the dome where massive rocks are observed with a maximum value of ~ 10 A/m and a minimum value of 0 A/m on the flanks of the dome composed of randomly oriented altered boulders and debris. These estimates are significantly larger than estimates from rock samples suggesting that the lower magnetization of sampled rocks is due to a certain amount of alteration. Nevertheless, because the study of [Bouligand et al. \(2016\)](#) concerned only a very small area, we preferred to rely on the distribution of magnetization intensity deduced from samples displayed on [fig. 4.3](#).

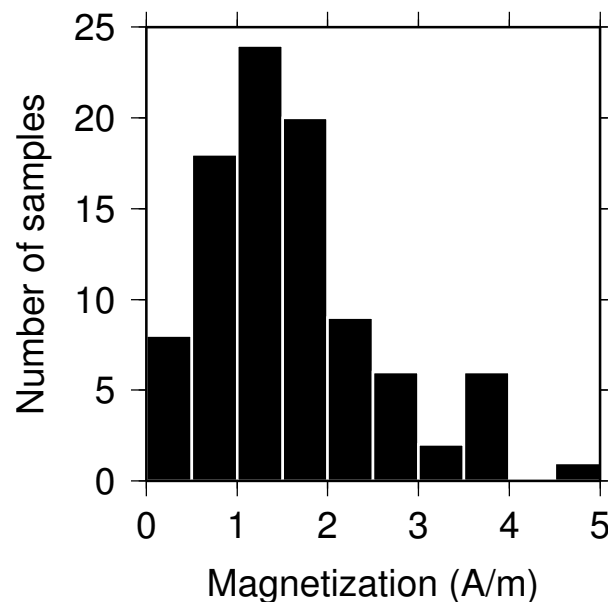


Figure 4.3 – Histogram of natural remanent magnetizations (NRM intensities) measured on lava flow samples from the Southern part of Basse-Terre. Samples are located on [fig. 4.1](#).

Minerals lose their magnetization above their Curie temperature ($\sim 580^\circ\text{C}$ for magnetite, usually assumed to be representative of crustal magnetization ; e.g., [Hunt et al., 1995](#)). An estimation of the depth to the Curie temperature isotherm would provide us with a lower bound of the model to invert. The depth to the bottom of magnetic sources can be estimated by analyzing the spectral content of magnetic anomalies ([Spector & Grant, 1970](#) ; [Maus et al., 1997](#) ; [Bouligand et al., 2009](#) ; [Bansal et al., 2011](#)). However, a single depth estimation requires the use of a very large map of aeromagnetic anomaly (with a width of the order of several hundreds

of kilometers) and is therefore able to recover only spatial variations at very long lengthscales. Moreover these methods do not take into account magnetic anomalies due to topography, which are important in the case of a volcanic island. Nevertheless, [Arnaiz-Rodríguez & Orihuela \(2013\)](#) constructed a map of the depth to the bottom of magnetic sources for the Caribbean suggesting a depth of ~ 20 km near the Guadeloupe island. The depth to the Curie temperature isotherm can also be estimated using heat flow measurements. A thermal flux of ~ 101 mW/m² was estimated by [Manga et al. \(2012\)](#) from a drill hole in sediments in the Lesser Antilles Arc between Basse-Terre and the Montserrat island. Assuming a crustal thermal conductivity of 3 W/m/K and a steady state 1D conduction equation (i.e., a linear temperature vertical profile) or a half-space cooling model ([Parsons & Sclater, 1977](#)) yield in both cases to a depth to the Curie isotherm of ~ 18 km (similar to the estimated depth to the bottom of magnetic sources mentioned above). The Curie temperature isotherm is however likely to be shallower beneath the volcanic island of Basse-Terre and especially below the Soufrière volcano where a magma chamber has been inferred at a depth of ~ 6 km (eg. [Pozzi et al., 1979](#) ; [Boichu et al., 2011](#) ; [Allard et al., 2014](#)). Indeed, assuming a temperature of $\sim 900^\circ\text{C}$ for the magma chamber and a linear vertical temperature profile yield a depth to the Curie temperature isotherm of ~ 5 km as suggested by [Bouligand et al. \(2016\)](#). A shallower Curie temperature isotherm is also suggested by the locally very high heat flows ($\sim 900\text{-}1000$ mW/m²) measured by [Feuillard \(1976\)](#) in shallow borehole near the Soufrière dome. However, these estimates cannot be used to estimate a depth to the Curie temperature isotherm as the borehole temperature profile show clear evidences of fluid flow. These various estimates indicate that we do not expect the existence of magnetized material below a maximum depth that may vary in the Basse-Terre island between ~ 5 km (below the Soufrière volcano) and ~ 20 km.

4.1.3 Inversion method

We describe below the inversion method used in this study : the forward model and the Bayesian inversion algorithm. This method is largely similar to the method developed by [Barnoud et al. \(2016\)](#) for the inversion of gravity data. The method was adapted for the inversion of total-field magnetic anomaly data to obtain a 3D model of the magnetization intensity and sign (i.e., polarity), assuming constant directions for the geomagnetic field and for the rock magnetizations.

We use a grid of nodes to describe the magnetizations in the volume. For the forward modelling, the volume is divided into prisms whose magnetizations are constant, interpolated from the magnetizations assigned at the grid nodes. The to-

pography is taken into account with a precision that is consistent with the elevation of data acquisition above topography. The magnetic field produced by each prism is computed following [Bhattacharyya \(1964\)](#) and is proportional to its magnetization intensity. The vector magnetic anomaly at a given location is therefore linearly related to the grid nodes magnetization. The total-field magnetic anomaly ΔT , which is defined as the difference between the intensities of the observed field and of a regional magnetic field can be obtained by projecting the magnetic anomaly vector $\Delta \mathbf{F}$ along the direction of the regional field \mathbf{F} (eg. given by an IGRF model such as [Thébault et al., 2015](#)) :

$$\Delta T \approx \frac{\mathbf{F} \cdot \Delta \mathbf{F}}{\|\mathbf{F}\|} \quad (4.1)$$

This approximation is valid because the intensity of the crustal field is generally much smaller than the intensity of the regional field (e.g., [Blakely, 1995](#)). In doing so, we obtain a linear relationship between the total-field anomaly data contained in vector $\Delta \mathbf{T}$ and the rock magnetization intensity at grid nodes \mathbf{J} :

$$\mathbf{G}\mathbf{J} = \Delta \mathbf{T} \quad (4.2)$$

where \mathbf{G} is the linear operator.

We use a Bayesian formulation to solve eq. 4.2 and minimize the following objective function containing a misfit and a regularization term ([Tarantola & Valette, 1982a](#) ; [Tarantola, 2005](#)) :

$$\phi(\mathbf{J}) = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{J})^t \mathbf{C}_{\Delta T}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{J}) + (\mathbf{J} - \mathbf{J}_{prior})^t \mathbf{C}_J^{-1} (\mathbf{J} - \mathbf{J}_{prior}) \quad (4.3)$$

where \mathbf{J}_{prior} and \mathbf{C}_J are the expectation vector and covariance matrix defining the *a priori* model for magnetization intensities and $\mathbf{C}_{\Delta T}$ is the data error covariance matrix. $\mathbf{C}_{\Delta T}$ is a diagonal matrix constituted of the variance of the magnetic anomaly, σ_T^2 . \mathbf{C}_J is a full matrix including the variance of the node magnetizations, σ_M^2 , and a Gaussian correlation function controlled by a spatial correlation length λ , $\mathbf{C}_{J_{ij}} = \sigma_M^2 \exp\left(-\frac{d_{ij}^2}{\lambda^2}\right)$, where d_{ij} is the distance between nodes i and j . This *a priori* model imposes a smooth solution to the problem. The derivation of the best estimator minimizing eq. 4.3 and its a posteriori covariance matrix are detailed in [Tarantola \(2005\)](#). The a posteriori covariance matrix allows us to compute the resolution matrix and associated resolution parameters. We choose to compute and display the horizontal resolution length that quantifies the width of the smallest recovered feature in the horizontal direction.

The unique solution of eq. 4.3 is imposed by our choices of grid node discretisation and *a priori* model. These choices need therefore to be carried out with caution and in consideration of the expected geologic structures to be imaged in the study area. However, the dimensions of the model and the number of parameters are also limited by computer memory requirements associated to the storage of matrices involved in the resolution of the problem.

Two main hypotheses are formulated when using this method. First we assumed that the direction of magnetization is constant and known beforehand. There are various geological contexts where this might not be the case. Second, the Bayesian formalism of Tarantola (2005) assumes that model parameters follow a unimodal normal distribution. In study areas including rocks formed during several polarity event like over Basse-Terre, we expect instead a bimodal distribution of magnetization intensities (with one lobe on the positive side and one lobe on the negative side). We assumed here that the standard deviation of magnetization intensity is large enough with respect to the averaged absolute intensity so that the bimodal distribution can be assimilated to a zero-mean unimodal distribution, in which case, the *a priori* expectation for magnetization \mathbf{J}_{prior} is set to zero.

Our approach is relatively similar to the one from Li & Oldenburg (1996), although they used a different regularization term to impose smoothness of the solution and performed a non-linear iterative inversion algorithm. On the other hand, Portniaguine & Zhdanov (2002) ; Caratori Tontini et al. (2012) used different regularization terms to obtain a focused model with sharp contrasts of magnetization. Because of the non-uniqueness of the problem, other studies prefers to invert a 2D horizontal distribution of magnetization within a layer below topography. Such inversions are classically done in the Fourier domain (Parker & Huestis, 1974) but can also be performed in the spatial domain (Blanco-Montenegro et al., 2011 ; Honsho et al., 2012).

4.1.4 Application to Basse-Terre

4.1.4.1 Assumptions and parameters

The data vector that we invert is composed of 8336 total-field magnetic anomalies acquired above the Basse-Terre island at an elevation of 1800 m above sea level (see fig. 4.2). Measurement errors are of the order of $\sigma_T = 6$ nT (see section 4.1.2.1 ; Le Borgne & Le Mouël, 1976 ; Le Mouël et al., 1979).

The model that we invert covers the same area as the aeromagnetic data (see fig. 4.2) and extends at depth up to 4 km below the topographic surface. We choose

to stop the model below this depth for computer memory reasons but also because we expected 1) the bottom of magnetic sources to be close to 4 km below the Soufrière dome and 2) magnetic anomalies to be almost insensitive to spatial variations of magnetization at a depth larger than 4 km below topography (see sections 4.1.4.2 and 4.1.4.3). In this model, grid nodes are spaced 500 m apart in the three directions. The topography is taken into account with a precision of 100 m which is smaller than the minimum distance of the data to the ground (350 m above the Soufrière dome).

The magnetic field and the magnetization are assumed to have constant directions in the study area. The magnetic field direction predicted by the IGRF model (Thébaud et al., 2015) at the time and location of the aeromagnetic survey is ($D=-11.5^\circ$, $I=45.5^\circ$). We assume that the rock magnetization is dominated by remanent magnetization and that it is characterized by a GAD field direction ($D=0^\circ$, $I=30^\circ$).

We set the *a priori* mean magnetization \mathbf{J}_{prior} to zero, as the volcanic units of Basse-Terre have recorded both normal and reverse polarities (fig. 4.1). The spatial correlation length λ is chosen based on the spatial distribution of positive and negative polarities measured on rock samples (fig. 4.1) and the standard deviation of magnetization intensity σ_M is chosen based on the histogram of magnetization (fig. 4.3). However, instead of fixing these parameters before the inversion, we performed several inversions and retained the combination (λ, σ_M) that yields an a posteriori model with an histogram of magnetization intensities and a shallow distribution of polarities consistent with paleomagnetic measurements from lava flow samples (fig. 4.3 and 4.1). In doing so, we choose a standard deviation σ_M of 1 A/m (i.e., a ratio $\sigma_M/\sigma_T = 1/6$ (A/m)/nT) and a correlation length $\lambda = 8$ km. Note that this correlation length is larger than the flight line spacing (~ 2.5 km) and prevents therefore the existence of artefactual short-wavelength structures in the inverted model associated to the uneven distribution of data.

4.1.4.2 Results of the 3D Bayesian inversion

Cross-sections of the 3D model of magnetization intensity and polarities resulting from our 3D linear Bayesian inversion are shown on fig. 4.4a. We observe that the distribution of magnetizations varies significantly with depth. The recovered structures are of relatively long wavelength as imposed by the correlation length of 8 km. Magnetization intensities varies between 0 and 3 A/m. There are also obvious artefacts near the north and south edges of the study area where we observe strong intensities. These large values are probably due to edge effects and the absence of data beyond these edges (see fig. 4.2). The magnetic data computed from the resulting model show no visible differences with the aeromagnetic data except for a

slight smoothing induced by the spatial correlation length of the model. The data RMS reaches ~ 9.6 nT for the scattered data that are inverted and ~ 7.2 nT when considering the interpolated maps.

Cross-sections of the lateral resolution associated to our model are represented on fig. 4.4b. This lateral resolution takes into account the geometry of the model discretization, the distribution of data, and the data errors and *a priori* model covariances but is not influenced by the actual values of the magnetic anomaly data. As expected, lateral structures are better resolved (i.e., smaller resolution length) near the surface and especially in areas of high elevation which are close to the survey elevation. We also observe that the lateral resolution length increases faster with depth in areas of high topography (such as below the Soufrière dome) than in areas of low topography (such as below the axial chain). This might be due to the fact that superficial rocks in areas of high topography are very close to the survey elevation and dominate the magnetic anomaly signal (i.e., masking the signal associated to deeper sources). The comparison of fig. 4.4a and 4.4b is useful to delineate artefacts that result from poor resolution. For instance, the obvious artefacts at the Northern and Southern edges of our study area correspond to a part of the model that is not resolved (very large resolution lengths of ~ 20 km). We also notice that the deep sub-surface below a large portion of the South part of Basse-Terre encompassing the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière complex is not well resolved. This suggests that the strong magnetization intensities displayed at this location on the cross-sections at depths 1 and 2 km on fig. 4.4a are not well constrained. On the other hand, we observe relatively low intensities at depth in the central and northern part of Basse-Terre where lateral resolution remains larger than ~ 15 km

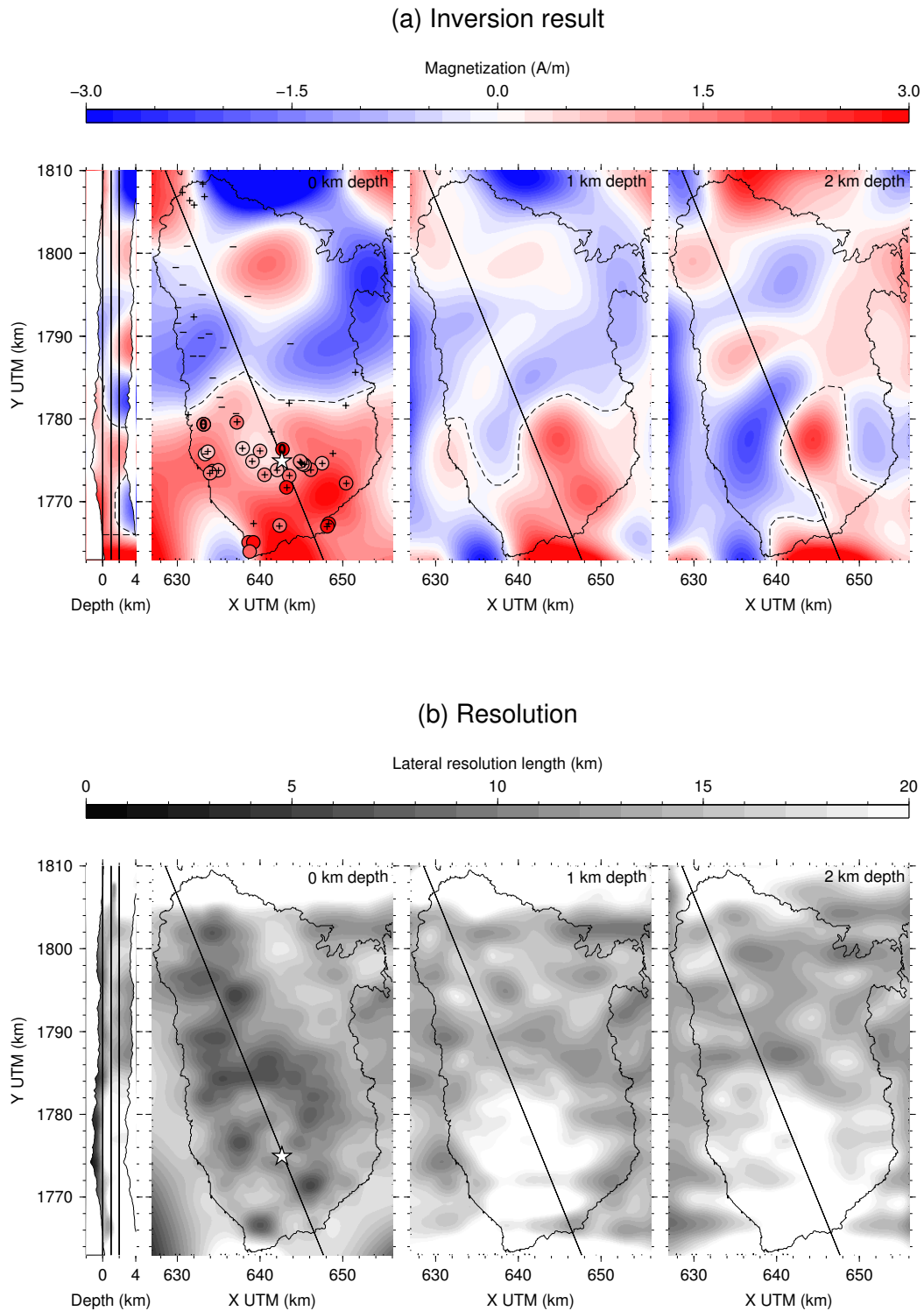


Figure 4.4 – Sections extracted from the 3D Bayesian inversion of aeromagnetic data. White star : La Soufrière. (a) Magnetizations. On the 0 km depth section, plus and minus signs indicate normal and reverse polarities measured on rock samples, zeros indicate transitional polarities and filled circle give known magnetizations with the same colorscale as the inverted magnetizations (same information as in fig. 4.1). The dotted line delineates the volume used to estimate the construction rate. (b) Lateral resolution length.

4.1.4.3 Comparison with a 2D inversion in the Fourier domain

For comparison, we also use the [Parker & Huestis \(1974\)](#) method to estimate the lateral distribution of equivalent magnetization within a layer of constant thickness below topography. To this end, magnetic anomaly data are interpolated using a 100 m grid-spacing. The distribution of magnetization is obtained through an iterative algorithm in the Fourier domain and by applying a low-pass filter at each iteration to prevent the enhancement of short-wavelength noise. The layer thickness is set to 4 km as used for the Bayesian inversion. The low-pass filter suppresses signal with wavenumbers larger than 0.8 rad/km (i.e., wavelengths shorter than ~ 8 km as used for the correlation length in our Bayesian inversion).

The resulting magnetization distribution (fig. 4.5a) displays similar patterns as the magnetization extracted at 1 km depth from the 3D Bayesian inversion (fig. 4.4a) but with amplitudes that are about twice as low as amplitudes obtained for the 3D inversion. The data RMS associated to the [Parker & Huestis \(1974\)](#) model is ~ 11.6 nT, larger than the ~ 7.2 nT for the interpolated data from our 3D Bayesian inversion. This data RMS is larger than data errors estimated by [Le Borgne & Le Mouél \(1976\)](#) and [Le Mouél et al. \(1979\)](#) but this is not surprising as this inversion and the data RMS are based on interpolated data which are likely to be less accurate than original data and also as the low-path filter prevents the inversion of reproducing the shortest wavelengths.

We also used the [Parker & Huestis \(1974\)](#) inversion to select the thickness of our bayesian model. To this end, we performed various [Parker & Huestis \(1974\)](#) inversions with different layer thicknesses and looked at the evolution of the data RMS and the RMS of differences between magnetization maps obtained for a given thickness and a half space (fig. 4.5b). We observe that data RMS decreases with the layer thickness but that this decrease becomes negligible for thicknesses larger than 4 km. The RMS of magnetization with respect to a half-space model also decreases with the layer thickness and is equal to ~ 0.15 A/m for a 4 km thick layer, which corresponds to only $\sim 10\%$ of the amplitude of the spatial variations of magnetization intensities represented on fig. 4.4a. We therefore concluded that rock magnetization below 4 km has a negligible contribution to observed magnetic anomalies.

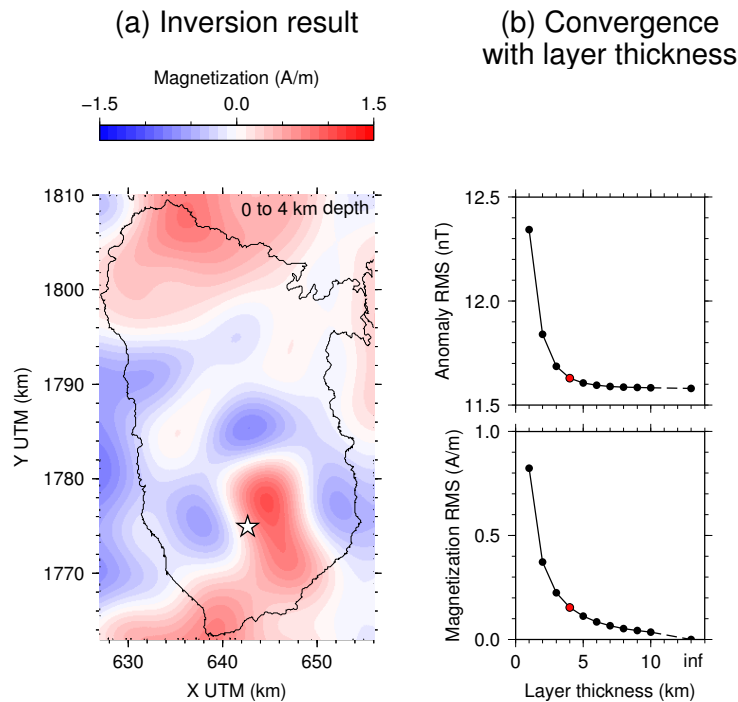


Figure 4.5 – 2D inversion using Parker & Huestis (1974) method assuming constant magnetization within a layer. (a) Result for an inversion with a 4 km thick layer. White star : La Soufrière. (b) Convergence of the inversion result with the layer thickness. Top : RMS of the data residuals. Bottom : RMS between resulting magnetization maps with various layer thicknesses and resulting map with an infinite medium. The red dot corresponds to the result displayed on panel (a).

4.1.5 Discussion on the magnetic structure of Basse-Terre

4.1.5.1 Magnetization intensities

The cross-sections of our 3D model on fig. 4.4a shows strong spatial variations of magnetization intensities. In the southern part of Basse-Terre, the distribution of magnetization intensities in the shallow sub-surface can be compared with sample measurements (see the magnetization map at 0 km depth on fig. 4.4a).

Very low magnetization intensities are observed around the Soufrière volcano both in our model and in samples measurements. This area is not exactly centered on the Soufrière volcano but also extends further to the North-West. This very low magnetization might result from high level of hydrothermal alteration in the volcanic substratum that transformed magnetic minerals into non-magnetic minerals (e.g., Komorowski et al., 2005 ; Salaün et al., 2011). This is consistent with the study of Gailler et al. (2013) which modeled the Soufrière volcano as a demagnetized structure. Bouligand et al. (2016) at a smaller scale also evidenced the existence of

a large volume of non-magnetic material within and below the Soufrière dome.

Relatively low magnetizations are observed in the South-West of the island in our model as well as in sample measurements. These low values might reflect the existence of debris avalanche deposits associated with the collapse of the former Carnichaël volcano, before the Soufrière volcano phase (Boudon et al., 1988, 2008). These debris avalanche are composed of randomly oriented blocks inside a strongly altered matrix and might therefore be characterized by an overall weak magnetization.

High magnetizations are on the other hand observed near the South-East coast of Basse-Terre both in our model and in sample measurements. These large intensities might indicate the presence of massive lava flows and domes constituting the Madeleine vents.

4.1.5.2 Polarities

We use the sign of magnetization in our 3D model to infer the polarity of the geomagnetic field recorded in the volcanic substratum. Inverted polarities near the surface (fig. 4.4a, 0 km depth) are relatively consistent with ages and polarities measured from lava flow samples (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Carlut & Quidelleur, 2000 ; Samper et al., 2007). We recall that this consistency is partly due to the fact that the spatial correlation length was chosen to obtain spatial variations of magnetization at the same lengthscale as polarities deduced from sample measurements. Discrepancies are nevertheless observed. The northern limit of the area of normal polarity (positive magnetization) in the South part of Basse-Terre in our model does not exactly coincide with the limit deduced from sample measurements. A region of normal polarity is inferred in the North part of the Septentrional Chain in our model but is not observed in the few sample measurements available close to this area. The normal polarity of the Basal Chain, clearly indicated by sample measurements, is only partly recovered in our model, possibly because of edge effects already mentioned above. Some of these discrepancies might also be due to the geometry of polarity limits at depth that are smoother in our 3D model than in the reality.

The pattern of polarities significantly differs at the surface and at depth (fig. 4.4a), showing the advantage of using a 3D inversion. Isovalues of 0 A/m (white color on fig. 4.4a) correspond to contacts between volcanic units of normal and reverse polarities but do not necessarily correspond to substratum formed during a polarity reversal as there might be a gap in the volcanic activity between the formation of two volcanic units. The polarities recovered in our model can be used with the geomagnetic time scale to extrapolate ages deduced from sample measurements and

give a lower and an upper bound for the age of a volcanic unit. In the following, we attempt to use our 3D model as a tool to delineate edifices at depth. The Axial Chain (See 3 on fig. 4.1) was partly formed during a period of reverse polarity (0.990-0.780 Myr) and partly during the Brunhes chron (0.780-0 Myr). We observe in our 3D model that the reverse polarity coinciding near the surface with the Axial Chain extends more to the South at depth, suggesting that the early Axial Chain used to extend more to the South, up to the Monts Caraïbes. The material formed during the Brunhes chron (i.e., the current normal polarity period) encompasses the latest edifices of the Axial Chain (in particular Piton de Bouillante area), the Monts Caraïbes, the Icaques-Capesterre and Vieux-Habitants volcanics and the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complex. This normal polarity domain is rather well delineated in our inversion results (fig. 4.4a) as it overlays a domain of reverse polarity, except below the Soufrière volcano, where we can infer the location of the most recent feeding system.

We can also use our model to provide an estimate of the volume and averaged rate of construction during the Brunhes period. We assume that the volume of rocks formed during the Brunhes period is delimited by the coastline and the dotted lines marking the polarity change on fig. 4.4a. The subaerial volume of rocks is estimated to 139 km^3 , corresponding to an average construction rate of $1.8 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$. The total volume, including both subaerial and submarine material, is estimated to 650 km^3 , corresponding to an average construction rate of $8.3 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$. Our first estimate is lower but of the same order of magnitude than construction rates usually obtained for subaerial volumes by previous studies based on geochronological and geomorphological studies : $4.5 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$ for the Axial Chain (Samper et al., 2007), $5\text{-}7 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$ for Piton de Bouillante (Ricci et al., 2015), $0.9\text{-}1.2 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$ for the Monts Caraïbes (Ricci et al., 2015), $2.4 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$ as an average over the Axial Chain, the Monts Caraïbes and the Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière Complexe (Lahitte et al., 2012) and $1.8 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$ for the whole island of Basse-Terre (Lahitte et al., 2012). Our approach might underestimate construction rates because it does not take destruction phases into account and delineates a volume of rock corresponding to a geomagnetic period instead of the geological edifices themselves. On the other hand, our estimation of the total volume including submarine material is significantly higher than the values usually found in the literature. Hence, the volume of submarine material should not be neglected and the magnetic structure could be used to bring information about the geometry of volcanic edifices at depth. The main limitation of this approach is that it only provides orders of magnitudes as the model of magnetization is smoothed with a

relatively long correlation length. An additional pitfall is that we cannot determine precise errors on the volume estimations.

4.1.6 Conclusion

In this study, we built the first 3D model of magnetization intensity and polarity that accounts for airborne magnetic anomalies over the Basse-Terre island. The model was constructed using grid-node discretisation and a Bayesian inversion including an *a priori* model of magnetization that impose a correlation length. The *a priori* model was chosen based on paleomagnetic and geochronological data.

Results of our inversion are consistent with magnetization intensities and polarities deduced from paleomagnetic and geochronological measurements on rock samples. Our model brings insight on the structure of the island at depth and allows to extend information provided by sample measurements, which are sparsely distributed and restricted to the uppermost meters. The image provided by our model is however smoothed and provides only long-wavelength structures. Our model shows that the Soufrière volcano is characterized by demagnetized material, possibly as a result of the intense hydrothermal alteration of the volcanic substratum. Low magnetizations are observed in the South-West, probably due to the presence of debris avalanche deposits associated with the collapse of the Carmichaël volcano. High magnetizations are found in the region of the Madeleine vents, suggesting that these edifices are composed of very massive lava. Our model also allows us to delineate the limits of material formed during the Brunhes chron and to estimate an average construction rate of $8.3 \times 10^{-4} \text{ km}^3/\text{yr}$, which is significantly higher than rates published in the literature and estimated from subaerial material only.

Acknowledgements

We thank the IPGP for providing us with the aeromagnetic data. Most of the computations presented in this paper were performed using the Froggy platform of the CIMENT infrastructure, which is supported by the Rhône-Alpes region (GRANT CPER07_13 CIRA) and the Equip@Meso project (ANR-10-EQPX-29-01) of the programme Investissements d’Avenir supervised by the Agence Nationale pour la Recherche. ISTerre is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

4.2 Discussion

L'inversion des données aéromagnétiques apporte un point de vue original sur la structure de Basse-Terre. En particulier, cette méthode nous a permis de délimiter des étapes de construction de l'île.

Cependant, nous n'incluons pas l'inversion des données aéromagnétiques dans le processus d'inversion jointe à terme. L'approche que nous avons adoptée pour l'inversion des données aéromagnétiques inclut deux informations : l'intensité de l'aimantation d'une part et la polarité de l'aimantation (reliée à l'âge des roches) d'autre part. Si des études ont déjà permis d'inverser conjointement des données gravimétriques et magnétiques, une telle inversion n'est pas envisageable dans notre cas pour deux raisons.

D'une part, il serait nécessaire d'imposer un couplage pétrophysique ou structural entre les densités et les aimantations. Un couplage pétrophysique ne serait possible qu'après une étude de roches pour vérifier s'il est possible de déterminer des ensembles de roches présents sur l'île avec des propriétés distinctes en termes de densité et d'aimantation. Un couplage structural serait envisageable si nous observions des structures communes dans les résultats d'inversion des données gravimétriques et magnétiques. Or les inversions indépendantes conduisent à identifier des structures distinctes (hormis pour le dôme lui-même). Ceci peut être dû au fait que les données magnétiques rendent principalement compte des structures plus superficielles que les données gravimétriques.

D'autre part, nos résultats d'inversion de données aéromagnétiques sont surtout interprétables au premier ordre, en termes de polarité normale ou inverse. Ce paramètre est lié à l'époque à laquelle la roche a été formée et ne correspond pas à une propriété intrinsèque de la roche elle-même. Cela nous apporte donc essentiellement des informations sur l'histoire de la formation de l'île, plus que sur les propriétés physiques des roches.



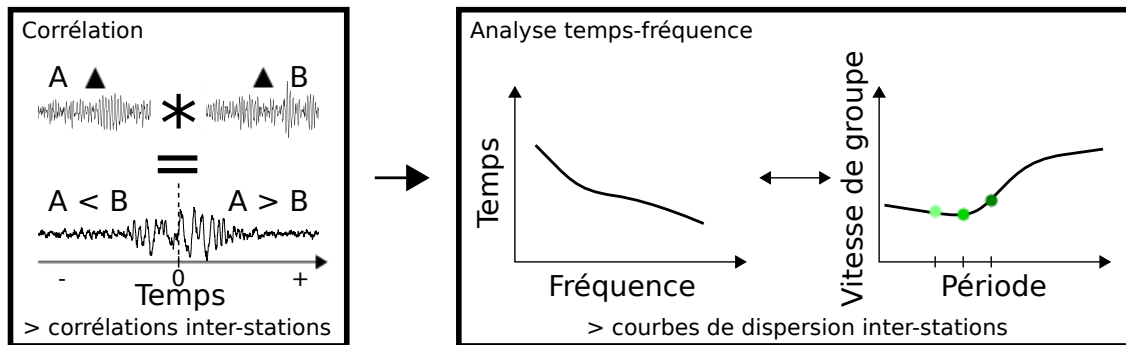
Tomographie d'ondes de surface de Basse-Terre à partir de corrélations de bruit sismique

Ce chapitre présente nos travaux de tomographie d'ondes de surface par analyse du bruit sismique ambiant pour obtenir des modèles de vitesses de Basse-Terre. L'analyse des ondes de surface, obtenues à partir du bruit sismique ambiant, présente l'intérêt de sonder le milieu avec une bonne résolution verticale sur les premiers kilomètres. Toute la difficulté de la méthode est de passer d'une structure 1D déterminée par les méthodes usuelles de tomographie d'ondes de surface à une paramétrisation 3D compatible avec l'inversion jointe.

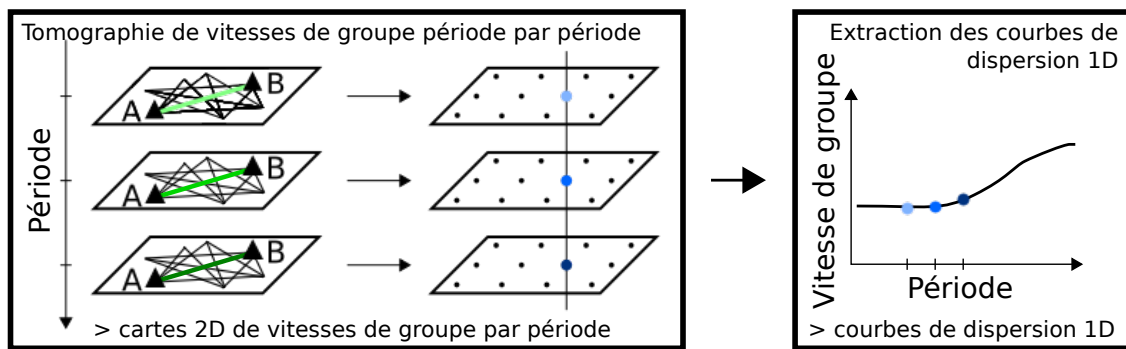
Les données sont les enregistrements sismiques continus des stations permanentes installées en Guadeloupe ainsi que de stations installées pendant des projets temporaires, dont le projet Domoscan (voir l'annexe D pour la liste des stations et leurs caractéristiques techniques). La figure 5.1 résume les étapes suivies au cours de ce chapitre. Après une présentation des données, nous détaillons leur traitement pour l'obtention des corrélations puis des courbes de dispersions interstations (fig. 5.1a, section 5.1). Deux tomographies sont ensuite effectuées successivement. Dans un premier temps, une tomographie en ondes de surface est réalisée suivant la méthodologie de Barmin et al. (2001) (fig. 5.1b, section 5.2). Nous nous intéressons plus précisément à la vitesse de groupe d'ondes de Rayleigh. Le résultat de cette tomographie consiste en des cartes de vitesse de groupe à différentes périodes. Dans un second temps, nous présentons l'inversion pour obtenir les vitesses P et S en profondeur (fig. 5.1c, section 5.3). Pour cette dernière, nous utilisons le code `dinver` de Geopsy (Wathelet, 2008) pour inverser les courbes de dispersions 1D extraites de la tomographie d'ondes de surface. L'ensemble des inversions 1D constitue un modèle

◀ Photo de la station sismologique large bande de Bois Riant (BRGL) installée dans le cadre du projet Domoscan. Le trépied en bas à droite situe le point de mesure gravimétrique 4241012.

(a) Corrélations de bruit sismique par trajet inter-stations



(b) Tomographie d'ondes de surface par période



(c) Inversion des courbes de dispersion 1D

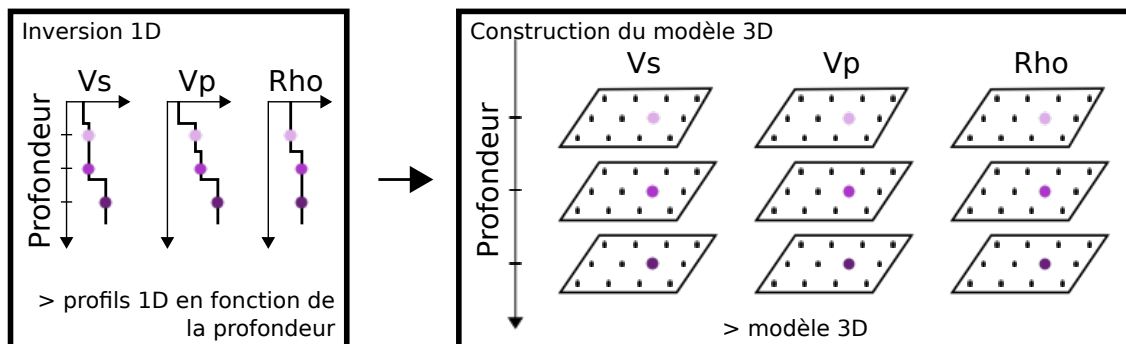


Figure 5.1 – Schéma simplifié des étapes successives d'analyse du bruit sismique suivies dans ce chapitre. (a) Corrélations de bruit sismique, détaillées dans la section 5.1. (b) Tomographie d'ondes de surface par période, présentée dans la section 5.2. (c) Inversion des courbes de dispersion 1D pour obtenir des modèles de vitesses P et S et de densité. Dans la section 5.3, nous inverserons les vitesses P et S uniquement.

5.1 Corrélations de bruit sismique

5.1.1 Données sismologiques continues

Nous disposons d'enregistrements continus de 18 stations sismologiques large bande et de 9 stations courte période situées en Guadeloupe et couvrant les années 2007 à 2012.

La figure 5.2 montre la carte de répartition de ces stations. La couverture est hétérogène, avec une forte concentration de stations aux abords du volcan actif et une absence de stations dans les zones difficiles d'accès (forêts denses, forte topographie). Cependant, l'absence de stations au centre de l'île ne signifie pas absence de données puisque les corrélations de bruit renseignent sur le milieu entre chaque paire de stations, comme en témoignent les trajets interstations représentés sur la figure 5.2.

La couverture temporelle est aussi irrégulière. La figure 5.3 montre la disponibilité des données de chaque station au cours des cinq années d'enregistrement considérées. Certaines paires de stations n'enregistrent jamais simultanément (AMCL et BDTL par exemple). Notons qu'aucune donnée n'est disponible pour les stations CBE et TDBA (station située sur l'îlot des Saintes au sud). De plus, les données des stations VHDL et ZANL se sont avérées être inexploitable et ont été écartées lors du prétraitement (section 5.1.2). La disponibilité des données au cours du temps réduit donc le nombre de trajets où il est possible d'obtenir des corrélations (fig. 5.2).

Comme en témoigne la couverture spatio-temporelle des données, l'acquisition des données sismologiques n'est pas aisée sur Basse-Terre. Nous allons donc chercher à extraire un maximum d'information de ces données. Dans cet objectif, nous allons utiliser le tenseur complet des corrélations (XX, YY, ZZ, XY, XZ, YX, YX, ZX, ZY) lorsque les trois composantes sont disponibles pour en extraire les corrélations ZZ (entre deux composantes verticales) et RR (entre deux composantes radiales, c'est-à-dire alignées dans la direction interstations).

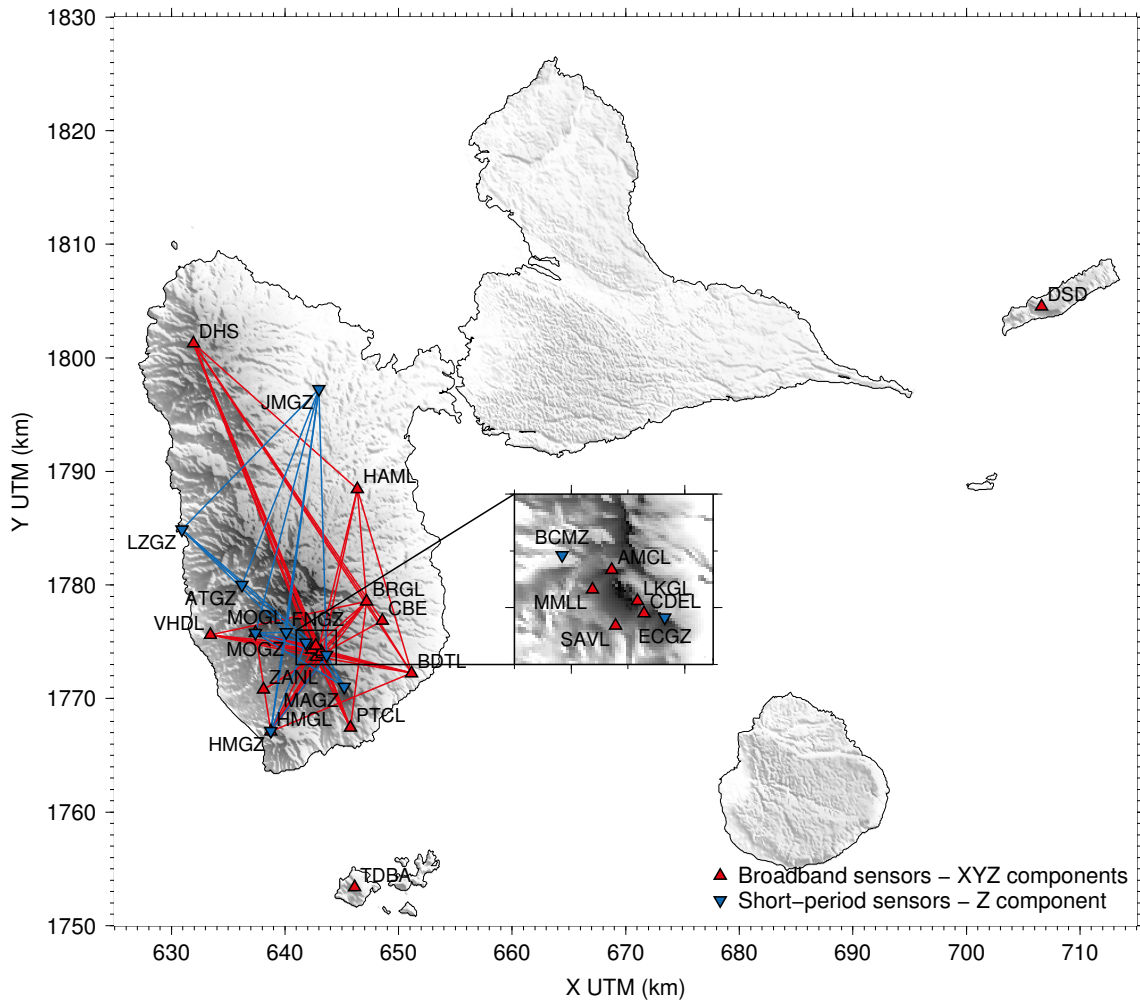


Figure 5.2 – Carte des stations sismologiques larges bandes (rouge) et courtes périodes (bleu) en Guadeloupe. Les traits rouges et bleus représentent les trajets interstations pour lesquels les corrélations sont disponibles.

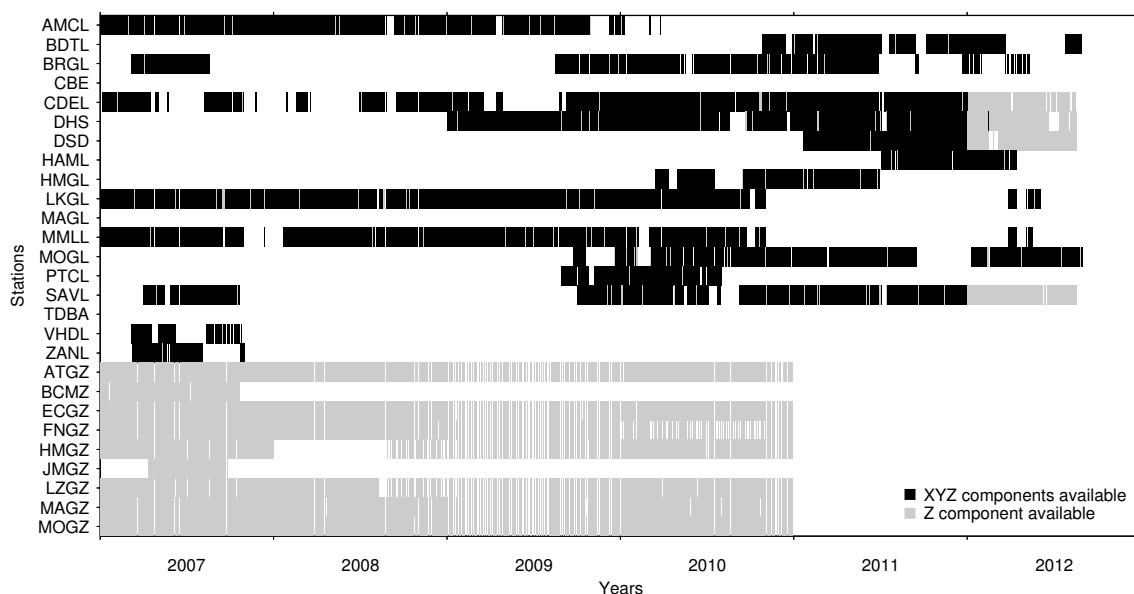


Figure 5.3 – Calendrier de disponibilité des données des stations entre 2007 et 2012. Noir : Trois composantes XYZ disponibles. Gris : Seule la composante verticale est disponible. Blanc : Absence de données.

5.1.2 Prétraitement et calcul des corrélations

Les données sismologiques continues ont été extraites et redécoupées en fichiers journaliers. Les données sont corrigées de la réponse instrumentale. L'annexe D liste les capteurs de chaque station et leur réponse instrumentale. L'effet des séismes est filtré en saturant les amplitudes à deux fois l'écart-type du niveau de bruit. Le spectre des données est blanchi pour donner une même importance à toutes les fréquences présentes dans le signal. Les données sont ensuite corrélées par tranches d'une heure.

La figure 5.4a montre le corrélogramme ZZ obtenu pour la paire de stations DHS-BRGL ainsi que la corrélation moyenne. Les ondes de surface apparaissent, mais nous ne pouvons pas les suivre sur toutes les corrélations (variations temporelles). Plusieurs raisons peuvent expliquer cela, dont des mauvaises données (problèmes d'électronique ou de connectique par exemple) ou des décalages d'horloge. Nous trions les corrélogrammes pour nous affranchir de ces mauvaises corrélations. Pour cela, nous regardons la corrélation entre chaque corrélation d'une heure et la moyenne des corrélations. Les corrélations pour lesquelles le maximum de la corrélation est obtenu pour un décalage supérieur à la distance interstations en kilomètres divisée par $100 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ sont rejetées (fig. 5.4b). Ce seuil a été choisi empiriquement de façon à ce que les corrélations qui ne semblent pas pertinentes à l'œil (décalage temporel dû à des erreurs d'horloges, absence de signal sur la corrélation en raison de

mauvaises données) soient rejetées. La figure 5.4c montre les corrélations conservées pour la paire DHS-BRGL et la nouvelle moyenne. L'amplitude est environ deux fois plus élevée et le rapport signal-sur-bruit est amélioré. Nous pouvons observer une asymétrie entre les parties causale et acausale. La partie causale (temps positifs) correspond au trajet des ondes de BRGL vers DHS (trajet NNO-SSE) tandis que la partie acausale (temps négatifs) correspond au trajet des ondes de DHS vers BRGL (trajet SSE-NNO). Cette différence est due à la direction préférentielle du vent et de la houle dans cette région. Les courants marins et atmosphériques provenant de l'Atlantique (les Alizés) sont bien plus forts que ceux provenant de la mer des Caraïbes. La côte Atlantique est d'ailleurs surnommée "côte au vent" tandis que la côte Caraïbe est appelée "côte sous le vent".

L'ensemble des corrélations verticales obtenues est représenté en fonction de la distance interstations sur la figure 5.5. Les corrélations montrent une propagation des ondes de surface cohérente avec la distance. Pour faciliter la lecture de la figure 5.5, les hodochrones correspondants à une vitesse de $2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ ont été ajoutés. Les corrélations obtenues entre les stations courtes périodes (en bleu sur la figure 5.5) ont un rapport signal-sur-bruit généralement moins bon que les corrélations entre stations larges bandes (en rouge sur la figure 5.5).

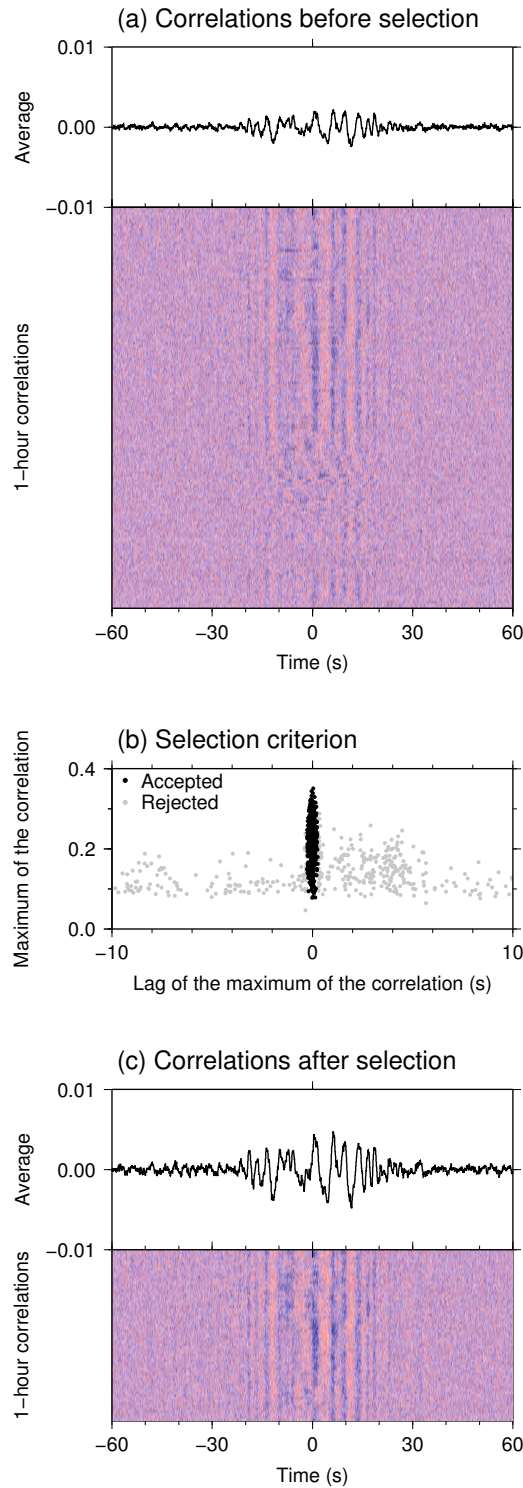


Figure 5.4 – Corrélogrammes ZZ pour la paire de stations DHS-BRGL. (a) Corrélogramme des corrélations sur 1 heure et moyenne des corrélations avant sélection. (b) Maximum de la corrélation entre chaque corrélation et la moyenne en fonction du décalage obtenu pour le maximum de cette corrélation. Les corrélations sont gardées quand le décalage en secondes est inférieur à un centième de la distance en km (critère empirique). (c) Corrélogramme des corrélations sur 1 heure et moyenne des corrélations après sélection.

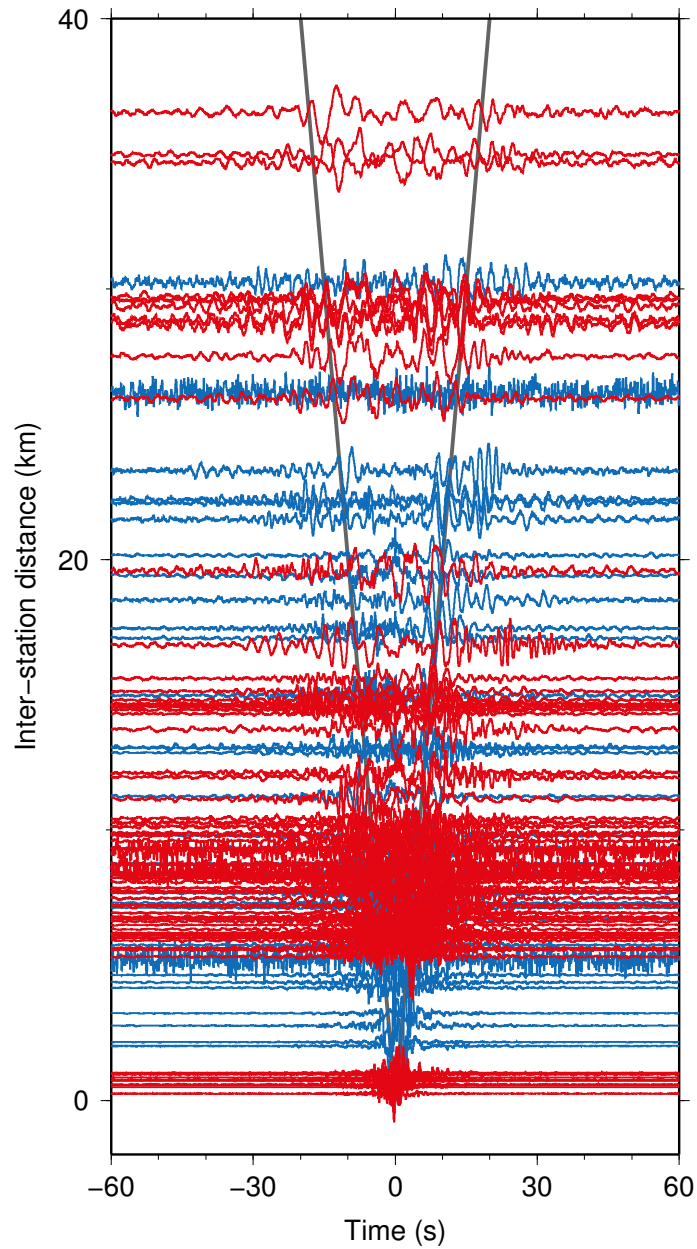


Figure 5.5 – Corrélations ZZ en fonction de la distance interstations. Rouge : Stations larges bandes. Bleu : Stations courtes périodes. Gris : Hodochrones pour une vitesse de $2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$.

5.1.3 Extraction des corrélations ZZ et RR

Afin de disposer de davantage de signaux, toutes les corrélations ZZ ont été calculées, ainsi que les neuf composantes du tenseur complet

$$\underline{\underline{C}} = \begin{bmatrix} XX & XY & XZ \\ YX & YY & YZ \\ ZX & ZY & ZZ \end{bmatrix}_{XYZ} \quad (5.1)$$

lorsque les données étaient disponibles (fig. 5.3).

En plus des corrélations verticales ZZ, nous avons extrait les corrélations RR entre les composantes radiales, c'est-à-dire dans la direction interstations, afin de renforcer les données pour la tomographie. Vu la polarité des ondes de surface (chapitre 2), les corrélations ZZ et RR doivent contenir les mêmes ondes de surface, à savoir les ondes de Rayleigh, sous l'hypothèse que les vitesses des ondes SH et des ondes SV soient similaires (milieu isotrope).

Pour obtenir les corrélations RR, les repères des stations doivent subir une rotation pour que leurs composantes horizontales soient orientées selon les directions radiale R et transverse T à la direction de propagation des ondes. Le tenseur des corrélations peut alors être calculé en fonction de ces nouveaux repères :

$$\underline{\underline{C}} = \begin{bmatrix} RR & RT & RZ \\ TR & TT & TZ \\ ZR & ZT & ZZ \end{bmatrix}_{RTZ} . \quad (5.2)$$

L'orientation des stations installées en Guadeloupe est généralement connue avec une incertitude assez large, en raison de la précision de la mesure du nord magnétique et de la difficulté de maintenance des capteurs, et certaines stations ne sont pas orientées. Dans les repères XYZ des stations (eq. 5.1), Z représente la composante verticale mais X et Y ne correspondent pas forcément à des directions données (comme l'est et le nord). Nous avons déterminé les rotations des repères grâce à l'information contenue dans les corrélations elles-mêmes. En effet, on connaît la polarité théorique des ondes de Love et de Rayleigh (chapitre 2). On sait donc que les ondes de Loves doivent être enregistrées sur les composantes T uniquement, tandis que les ondes de Rayleigh sont censées être présente sur les composantes R et Z. Aucune énergie n'est théoriquement attendue sur les corrélations RT, TR, TZ et ZT. Nous avons utilisé la méthode de (Roux, 2009) qui exploite cette propriété pour aligner des corrélations dans la direction du bruit. Dans notre étude, nous supposons

que les sources de bruit ne sont pas directionnelles et nous utilisons cette approche pour aligner les stations dans la direction interstations, donc dans la direction des ondes de surface propagées entre les deux stations. Suivant (Roux, 2009), nous avons calculé le tenseur des corrélations pour toutes les orientations possibles des stations par pas de 1° et cherchons à minimiser l'énergie sur les composantes RT, TR, ZT et TZ. Nous retenons ensuite les angles qui maximisent l'énergie sur les composantes RR, TT, ZR et RZ lorsqu'il est nécessaire de départager entre plusieurs angles. L'analyse de l'énergie ne permet pas de lever l'indétermination de 180° entre deux composantes orientées dans le même sens ou en sens inverse. Nous conservons la corrélation RR en phase avec la corrélation ZZ (ce qui explique les angles entre 180 et 360° sur la figure 5.7). Pour cette analyse, nous travaillons sur les basses fréquences des corrélations (filtre passe-bas 9-100 s). La figure 5.6 montre les résultats obtenus pour BRGL-DHS et les angles adoptés. Les corrélations avant et après rotation sont représentées sur la figure 5.7 en gris et noir respectivement. Les amplitudes des corrélations ZT, TZ, RT et TR sont bien diminuées alors qu'elles sont augmentées sur les autres composantes, en particulier sur RR et TT. Cette approche permet d'extraire les corrélations RR chaque fois que les données des trois composantes sont disponibles.

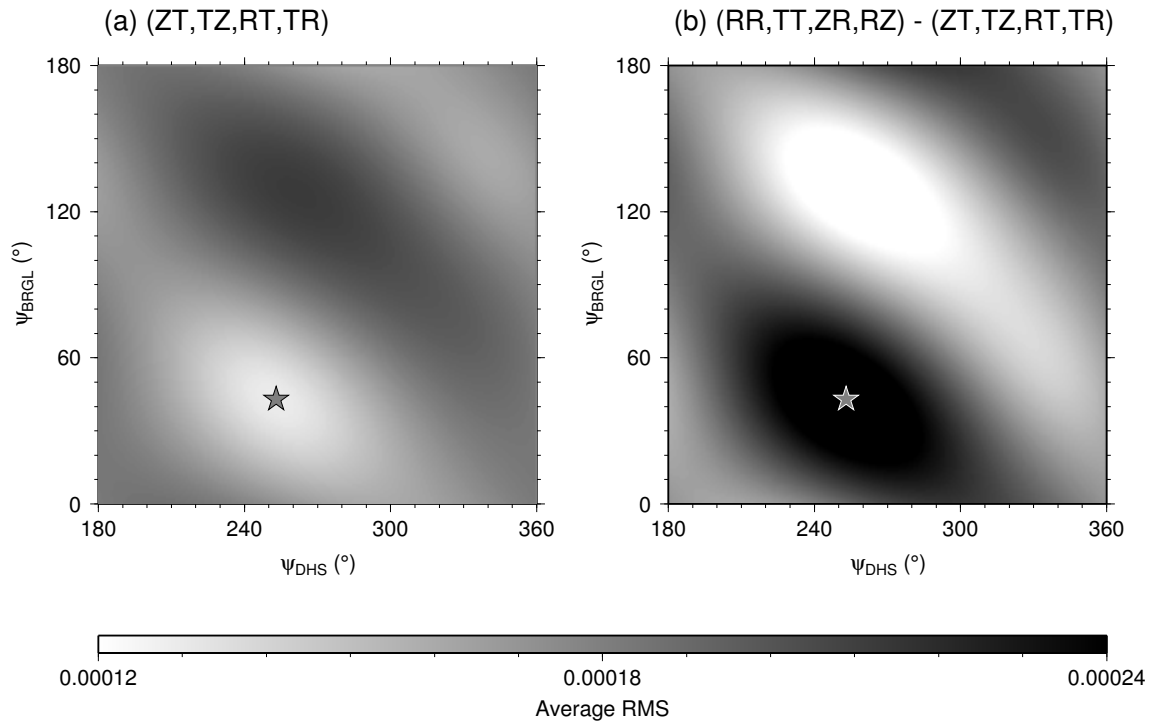


Figure 5.6 – Détermination des angles de rotation des stations BRGL et DHS pour les aligner dans la direction interstations. Les étoiles situent les angles optimaux. (a) Énergie quadratique moyenne des composantes ZT, TZ, RT et TR qui doit être minimale. (b) Différence entre l'énergie quadratique moyenne des composantes RR, TT, ZR et RZ et l'énergie quadratique moyenne des composantes ZT, TZ, RT et TR qui doit être maximale.

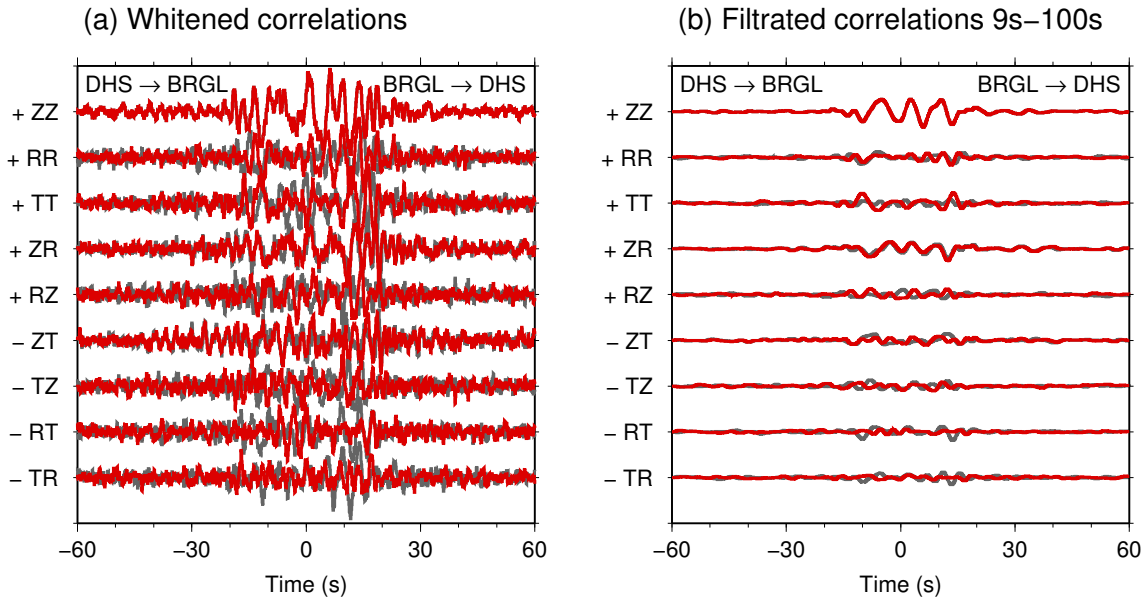


Figure 5.7 – Corrélations BRGL-DHS avant et après alignement des repères des stations dans la direction interstations. Gris : Avant rotation. Rouge : Après rotation. (a) Corrélations blanchies utilisées pour la détermination des courbes de dispersion. (b) Corrélations filtrées en basses fréquences pour la détermination des angles de rotation des stations.

5.1.4 Analyse temps-fréquence

Nous disposons désormais de deux ou quatre signaux par trajet interstations, correspondants aux parties causale et acausale de la corrélation ZZ et aux parties causale et acausale de la corrélation RR lorsque les enregistrements horizontaux sont disponibles. Ces signaux contiennent, au premier ordre, la même information relative à la propagation des ondes de Rayleigh. Nous allons les combiner pour obtenir une seule courbe de dispersion de vitesse de groupe de Rayleigh par trajet. L'analyse temps-fréquence permet d'identifier les temps d'arrivées de l'énergie en fonction de la fréquence. En pratique, nous convertissons les spectrogrammes (diagrammes temps-fréquence) en diagrammes vitesse-période. La vitesse est obtenue en divisant la distance interstations par le temps. Nous négligeons donc les irrégularités de la propagation le long de la topographie dans notre estimation de la distance. Cette approximation est discutée par la suite (section 5.4.1).

La figure 5.8(a-d) représente les quatre signaux disponibles pour la paire BRGL-DHS avec leur spectrogramme. L'analyse temps-fréquence a été effectuée par transformée en S (Stockwell et al., 1996). La transformée en S (ST) permet d'obtenir efficacement les courbes de dispersion des vitesses de groupe et de phase d'ondes de surface (eg. Askari & Ferguson, 2012). Les amplitudes de ces analyses temps-

fréquences sont normalisées par périodes, pour obtenir des densités de probabilité de l'énergie pour chaque période échantillonnée. Les quatre spectrogrammes sont moyennés avec une pondération en fonction du rapport signal-sur-bruit de chaque signal (amplitude maximale divisée par l'écart quadratique moyen du bruit). Le spectrogramme résultant est présenté sur la figure 5.8.

La courbe de dispersion des vitesses de groupe est pointée automatiquement sur le spectrogramme. Pour cela, nous pointons le maximum d'énergie du spectrogramme. Celui-ci se situe généralement aux alentours de 2-3 s. À partir du maximum, la courbe de dispersion est pointée en cherchant le maximum d'énergie de période en période, avec un saut de vitesse maximal de $0.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ autorisé (fig. 5.8e). Enfin, la courbe de dispersion est lissée par moyenne glissante pour éviter les sauts de vitesses. Nous disposons à présent de 71 courbes de dispersion pointées sur des périodes de 1.5 s à 6 s.

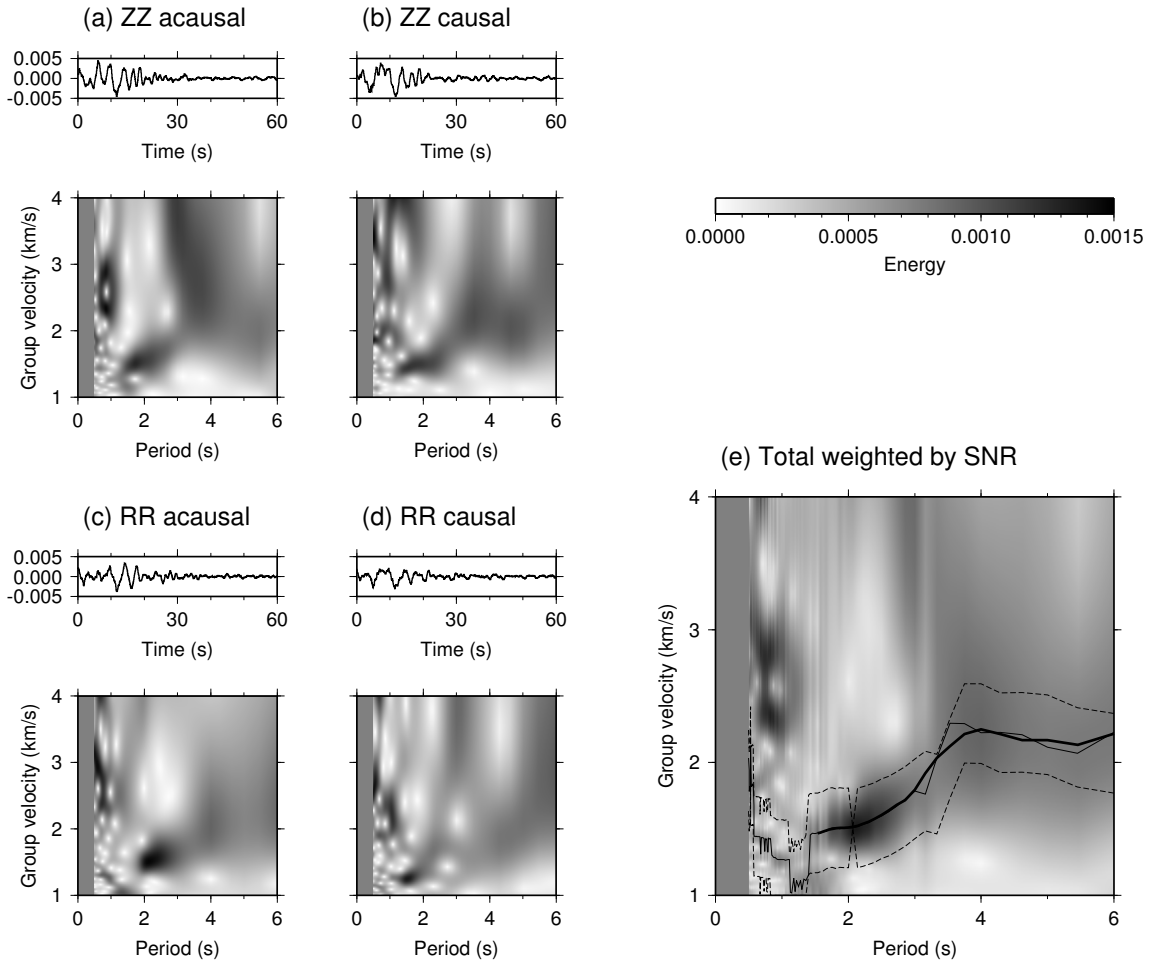


Figure 5.8 – Analyse temps-fréquence par transformée de Stockwell (ST) et pointé de la courbe de dispersion pour la paire de stations BRGL-DHS. (a-d) ST des traces ZZ acausale, ZZ causale, RR acausale et RR causale. (e) ST totale pondérée par les rapports signal-sur-bruit de (a-d). Trait noir fin : Pointé depuis le maximum d'énergie. Traits noirs pointillés : Bornes pour le pointé. Trait noir épais : Courbe de dispersion finale lissée de 1.5 à 6 s.

5.2 Tomographie d'ondes de Rayleigh

5.2.1 Méthode utilisée

Nous avons effectué une tomographie d'ondes de surface à partir des corrélations interstations suivant la méthode de [Barmin et al. \(2001\)](#) pour produire une carte 2D lissée de vitesses d'ondes de surface pour chaque période. Les auteurs proposent de trouver les variations de vitesses de groupe \mathbf{m} qui minimisent la fonction coût :

$$\phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^t \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) + \alpha^2 \|\mathbf{F}(\mathbf{m})\|^2 + \beta^2 \|\mathbf{H}(\mathbf{m})\|^2 \quad (5.3)$$

où \mathbf{d} sont les données contenant les différences entre les temps de trajet des ondes observés et calculés et \mathbf{C}_d est la matrice de covariance sur les données. Dans le deuxième terme, \mathbf{F} est un opérateur de lissage gaussien avec une longueur de corrélation. Le troisième terme \mathbf{H} est une pondération en fonction de la densité de rai. Les expressions de \mathbf{F} et \mathbf{H} sont détaillées par [Barmin et al. \(2001\)](#). Les paramètres α et β permettent de pondérer chacun des termes de l'équation 5.3. La solution est essentiellement contrôlée par le paramètre α , le troisième terme étant négligeable sauf dans les zones dépourvues de données. Nous avons utilisé le code de [Stehly et al. \(2009\)](#) basé sur cette méthode.

5.2.2 Résultats obtenus

Nous inversons, période par période, les vitesses de groupe des trajets interstations (fig. 5.9, haut). L'inversion est effectuée sur une grille de mailles de 500 m, identique à la grille utilisée en gravimétrie (chapitre 3) dans une perspective d'inversion jointe. Après plusieurs tests d'inversion, nous avons retenu les valeurs de paramètres $\alpha = 10$, $\beta = 100$ et $\lambda = 400$ m. Nous obtenons des cartes de vitesse pour chaque période de 1.5 s à 6 s par pas de 0.1 s (fig. 5.9, milieu) avec une résolution accrue le long des trajets interstations (fig. 5.9, bas). À certaines périodes, plus de détails pourraient être obtenus en diminuant le lissage utilisé (α et/ou λ). Cependant, nous avons choisi de conserver le même lissage à toutes les périodes pour assurer une meilleure continuité des vitesses d'une période à l'autre pour chaque profil.

Sur les cartes de vitesses (fig. 5.9, milieu), des vitesses élevées sont identifiables au nord, à l'ouest et au niveau du complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière.

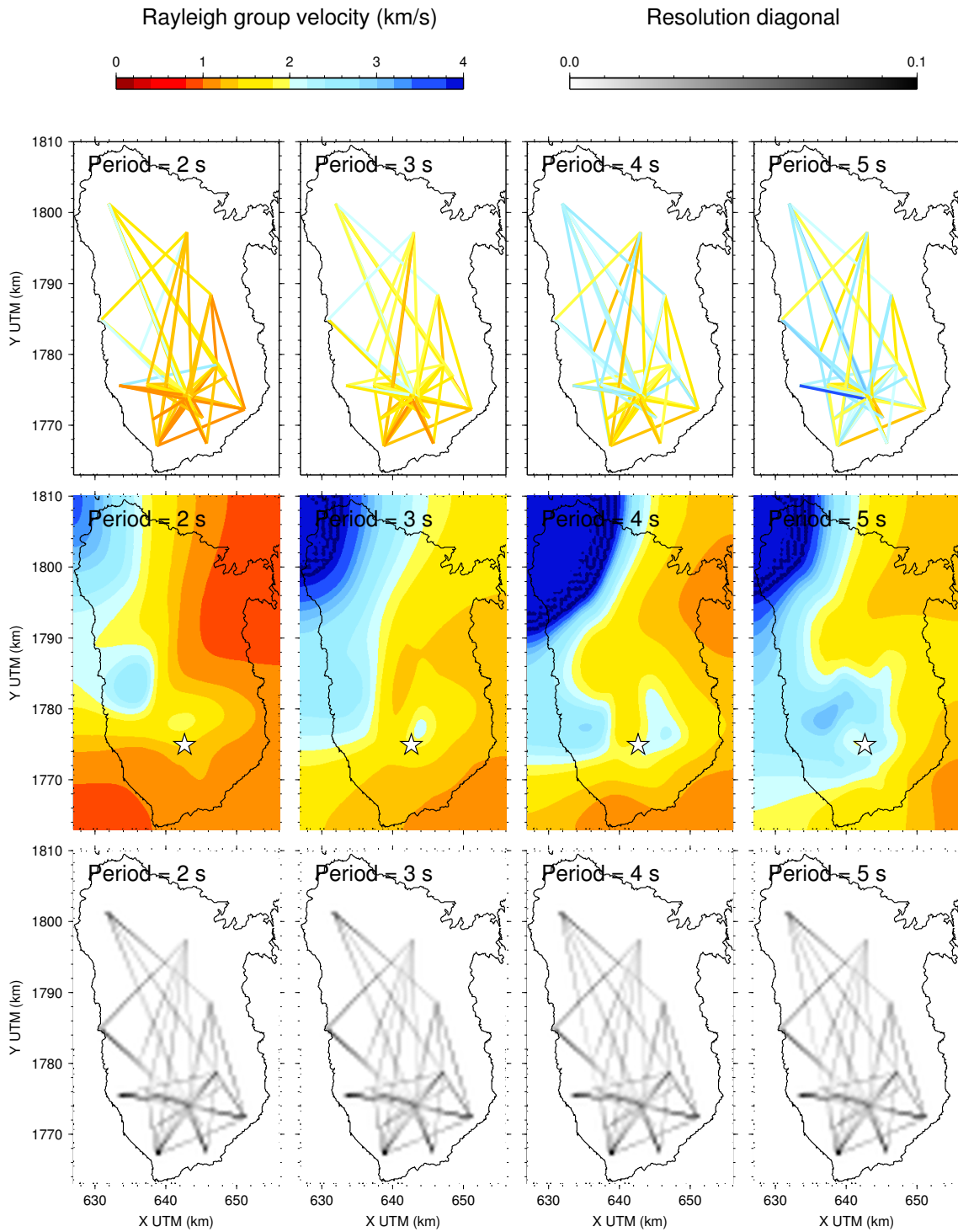


Figure 5.9 – Résultat de la tomographie en vitesses de groupe d’ondes de Rayleigh pour des périodes de 2, 3, 4 et 5 s. Étoile blanche : La Soufrière. Haut : Vitesses par trajet interstations. Milieu : Cartes obtenues après inversion. Bas : Résolution associée.

5.3 Inversion des courbes de dispersion en vitesses P et S

5.3.1 Principe

Le but de l'inversion des courbes de dispersion d'ondes de surface est de retrouver les vitesses sismiques P et S et la densité du milieu. Cette inversion se fait sur des courbes de dispersion 1D. L'inversion d'un volume 3D demanderait des modélisations beaucoup plus lourdes.

Nous inversons les courbes de dispersion, extraites par profils 1D en fonction de la période à partir des résultats de la tomographie d'ondes de Rayleigh (fig. 5.9), avec le programme `dinver` de la suite `Geopsy` (Wathelet, 2005, 2008). Ce code repose sur l'algorithme de voisinage développé par Sambridge (1999a,b) et présenté dans le chapitre 2. Une méthode de Monte Carlo est particulièrement adaptée à l'inversion 1D des courbes de dispersion qui est non linéaire et contient relativement peu de paramètres (une dizaine).

La figure 5.10 montre les dérivées normalisées de la vitesse de groupe de Rayleigh par rapport aux vitesses P et S et à la densité du milieu en fonction de la période. La simulation a été réalisée avec le code `senskernel` (Rodi et al., 1975 ; Aki & Richards, 2002 ; Yanovskaya et al., 2012 ; Herrmann, 2013) pour des paramètres basés sur les modèles de Dorel et al. (1979) pour l'île de Basse-Terre, pour des périodes de 1 s à 10 s. Comme vu au chapitre 2, on observe sur la figure 5.10 que les ondes de surface, ici Rayleigh, sont principalement sensibles à la vitesse des ondes S, puis à la densité et enfin à la vitesse des ondes P. Nos données nous permettent de disposer de courbes de dispersion entre 1.5 s et 6 s. D'après la profondeur de sensibilité des ondes de surface (fig. 5.10, bas), l'inversion des courbes de dispersion doit nous apporter des informations significatives jusqu'aux alentours de 4 km.

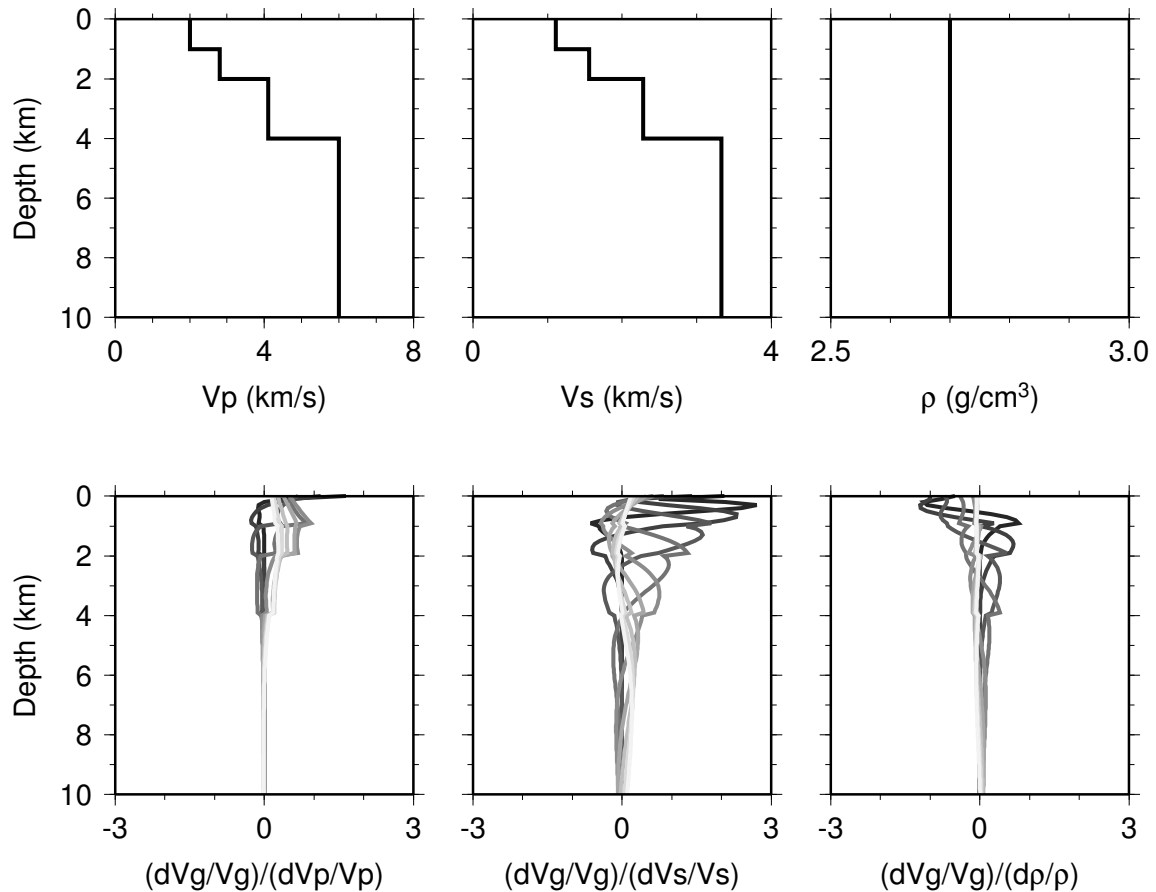


Figure 5.10 – Sensibilité de la vitesse des ondes de Rayleigh aux paramètres du milieu. Les calculs ont été effectués avec la suite de codes senskernel de l’University of Colorado Boulder (Aki & Richards, 2002 ; Yanovskaya et al., 2012 ; Herrmann, 2013). Haut : Modèle 1D de Basse-Terre d’après Dorel et al. (1979). Bas : Dérivées de la vitesse de groupe V_g des ondes de Rayleigh par rapport aux paramètres V_P , V_S et ρ pour des périodes de 1 s (noir) à 10 s (gris clair).

5.3.2 Résultat d’inversion

Nous ajustons les paramètres d’inversion sur quelques courbes 1D de Basse-Terre grâce à l’interface graphique de Geopsy. Nous paramétrons le modèle en quatre couches (tableau 5.1). Ces couches ne sont pas définies pour correspondre à des couches géologiques particulières mais elles sont définies pour s’ajuster aux potentielles particularités locales telles que des zones à faible vitesse, d’où les bornes relativement libres pour les paramètres dans les trois premières couches (tableau 5.1). Pour améliorer la stabilité de l’inversion, nous n’inversons que les vitesses P et S. La densité, quant à elle, est fixée à une valeur constante de $2.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Profondeur (km)	Vp (km · s ⁻¹)	Vs (km · s ⁻¹)	Densité (kg · m ⁻³)	Vp/Vs
0.5-6.0	1.1-6.0	0.5-4.0	2.6	1.50-2.14
1.0-6.0	1.1-6.0	0.5-4.0	2.6	1.50-2.14
1.0-6.0	1.1-6.0	0.5-4.0	2.6	1.50-2.14
demi-espace	5.0-7.0	2.5-4.5	2.6	1.50-2.14

Table 5.1 – Paramètres du modèle à quatre couches pour l'inversion des courbes de dispersion avec *dinver*. Les bornes minimale et maximale sont données pour chaque paramètre.

L'assemblage des profils 1D inversés permet d'obtenir un modèle en trois dimensions de l'île de Basse-Terre en termes de vitesses d'ondes P et S. Le modèle produit est représenté sur la figure 5.11. Ce modèle n'est pas lisse car les profils 1D ont été inversés indépendamment. Cela traduit un manque de stabilité de l'inversion et la non-unicité de la solution. En effet, le modèle à couches que nous utilisons est peut-être trop simple par rapport aux hétérogénéités du milieu, mais la qualité des données ne nous permet pas d'inverser plus de paramètres. Cependant, des variations de vitesse restent identifiables à l'échelle de l'île. Une zone à faible vitesse est visible vers 1 km de profondeur vers la côte ouest au centre de l'île. À partir de 2 km de profondeur, les vitesses sont relativement faibles au niveau du complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière, puis augmentent autour de cette zone pour diminuer à nouveau en s'éloignant. Ces variations radiales depuis le complexe volcanique récent se traduit sur le rapport V_P/V_S par des valeurs élevées au niveau du complexe et au loin, et des valeurs plus faibles autour du complexe. Des vitesses élevées sont présentes vers le nord de l'île, du moins vers la station DHS qui est la station la plus septentrionale dont nous disposons. Remarquons que les variations verticales sont concentrées dans les deux premiers kilomètres, les cartes de vitesses à 2, 3 et 4 km étant très proches.

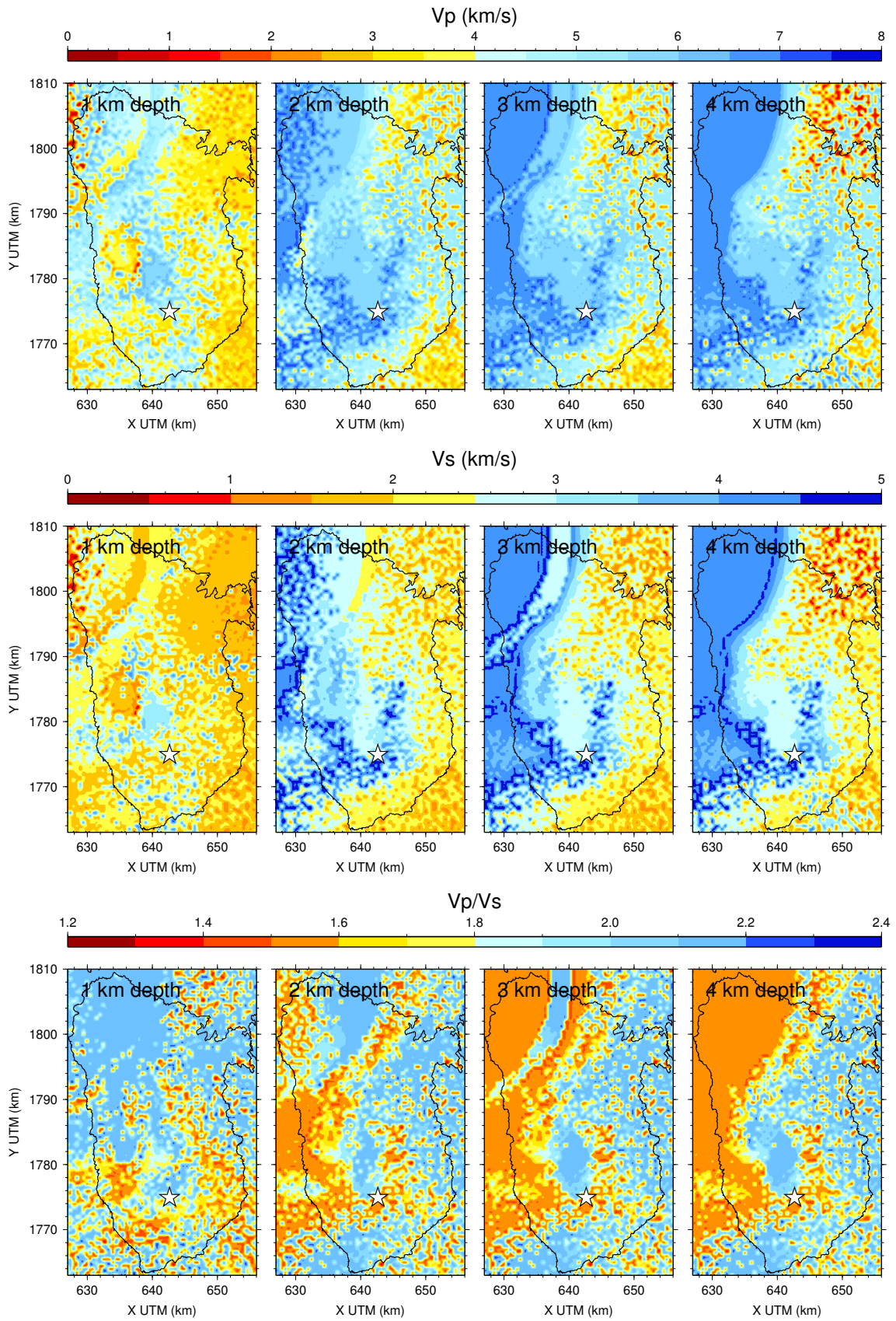


Figure 5.11 – Résultat de l'inversion des courbes de dispersion par profil 1D. Étoile blanche : La Soufrière.

5.4 Discussion

5.4.1 Effet de la topographie

Une hypothèse forte est formulée pour mener la tomographie de bruit présentée dans ce chapitre : le front d'onde se propage de façon cylindrique. Les irrégularités de la topographie entre deux stations sont négligées au moment de l'extraction des courbes de dispersion interstations (section 5.1.4) et les variations latérales de vitesse sont ignorées par l'inversion 1D des courbes de dispersion pour l'obtention des vitesses P et S (section 5.3).

Lu (2015) a modélisé la propagation des ondes dans l'île de Basse-Terre par une méthode en éléments Galerkin discontinus (Etienne et al., 2010). La figure 5.12 montre le comportement des ondes qui se propagent dans un milieu homogène sans topographie (en rouge) et avec la topographie de Basse-Terre (en bleu). La diminution de l'amplitude de la transformée de Fourier montre que la topographie atténue les hautes fréquences des ondes. La vitesse de phase diminue d'environ 1 % (Lu, 2015) avec la topographie. Cette valeur est en accord avec les ordres de grandeur déterminés par Köhler et al. (2012) : environ -0.7 % pour le sud de la Norvège et jusqu'à 2 à 3 % pour des régions très montagneuses à travers le monde. Köhler et al. (2012) constatent que l'erreur sur les vitesses de phase serait davantage due au relief dans le voisinage des récepteurs plutôt qu'à l'augmentation de la distance avec la topographie. L'approximation linéaire que nous utilisons pour la distance parcourue est donc justifiée.

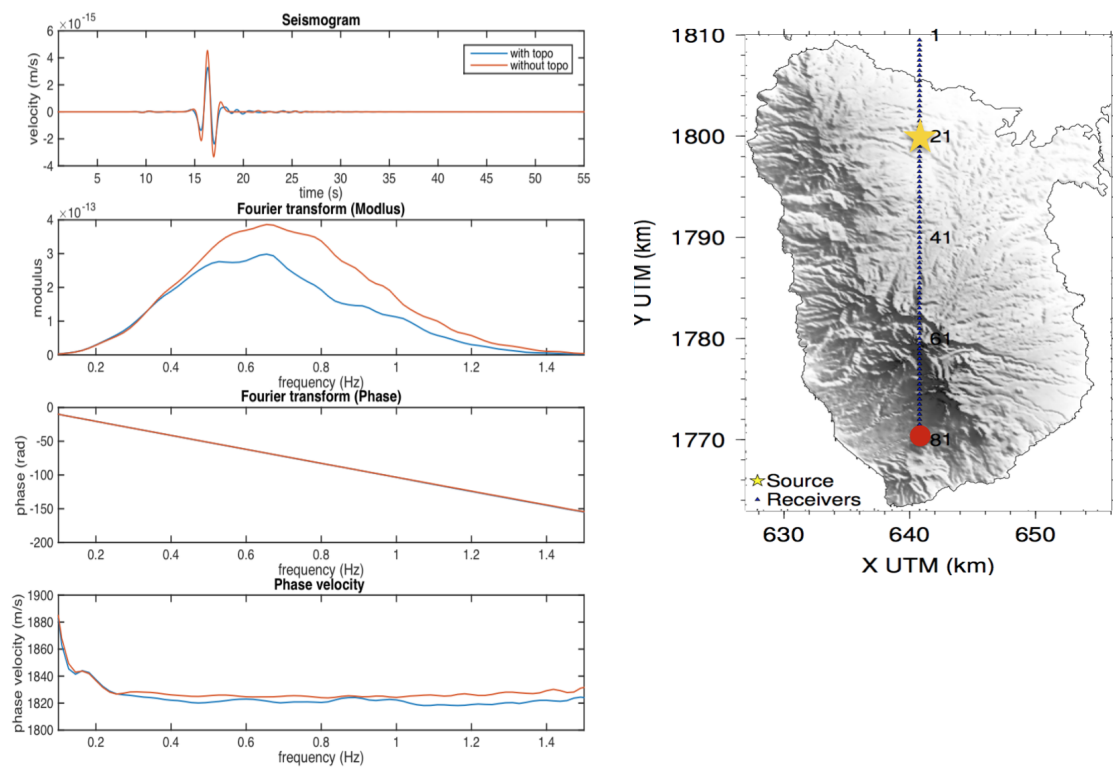
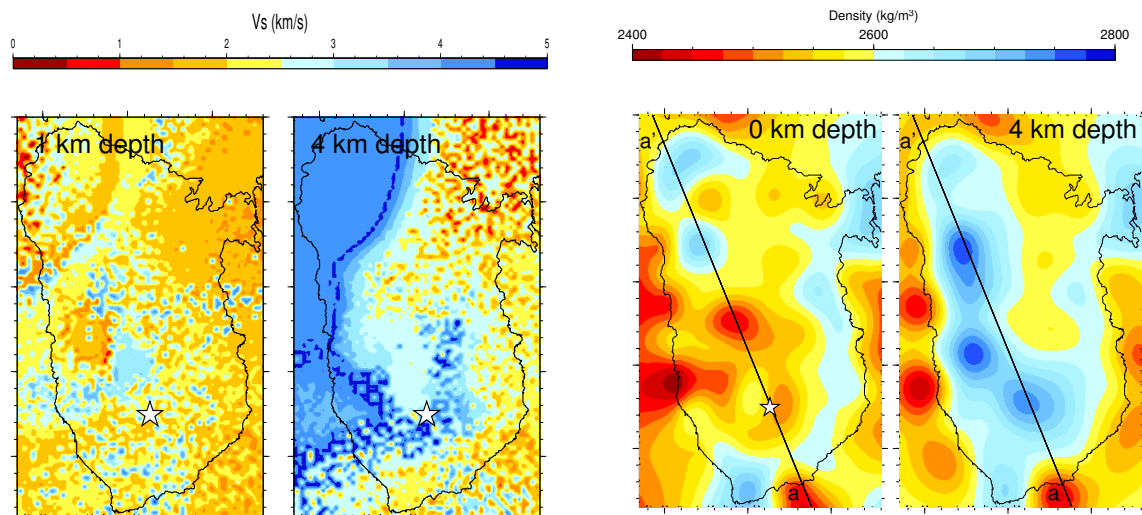


Figure 5.12 – Comparaison de la propagation des ondes avec (bleu) et sans (rouge) topographie dans un milieu homogène (Lu, 2015). La carte de droite indique la localisation de la source (étoile jaune) et du récepteur (point rouge) utilisés pour la modélisation.

5.4.2 Comparaison avec la méthode gravimétrique

Comparons les modèles de vitesses obtenus par tomographie de bruit (fig. 5.13a) aux modèles de densité obtenus par inversion des données gravimétriques (fig. 5.13b). Les faibles vitesses en proche surface à l’ouest sont cohérentes avec les faibles densités observées sur la côte ouest que nous avons interprétées comme des témoins de l’altération des roches et de l’activité hydrothermale (section 3.2.4.4). Les vitesses élevées au nord sont compatibles avec les fortes densités observées sous la vallée de Petite Plaine. Cela pourrait témoigner de l’emplacement d’un ancien centre éruptif majeur lors de la formation de la Chaîne Septentrionale. Les couvertures des données gravimétriques et des corrélations de bruit sont complémentaires. Des données gravimétriques sont présentes dans le nord de l’île au-delà de la station DHS. Au nord du dôme du volcan actif, les trajets interstations couvrent une zone vierge de données gravimétriques. La cohérence entre les modèles obtenus et la complémentarité de la couverture de ces deux jeux de données confortent nos résultats et interprétations et sont encourageantes pour l’inversion jointe que nous allons développer au chapitre 7.

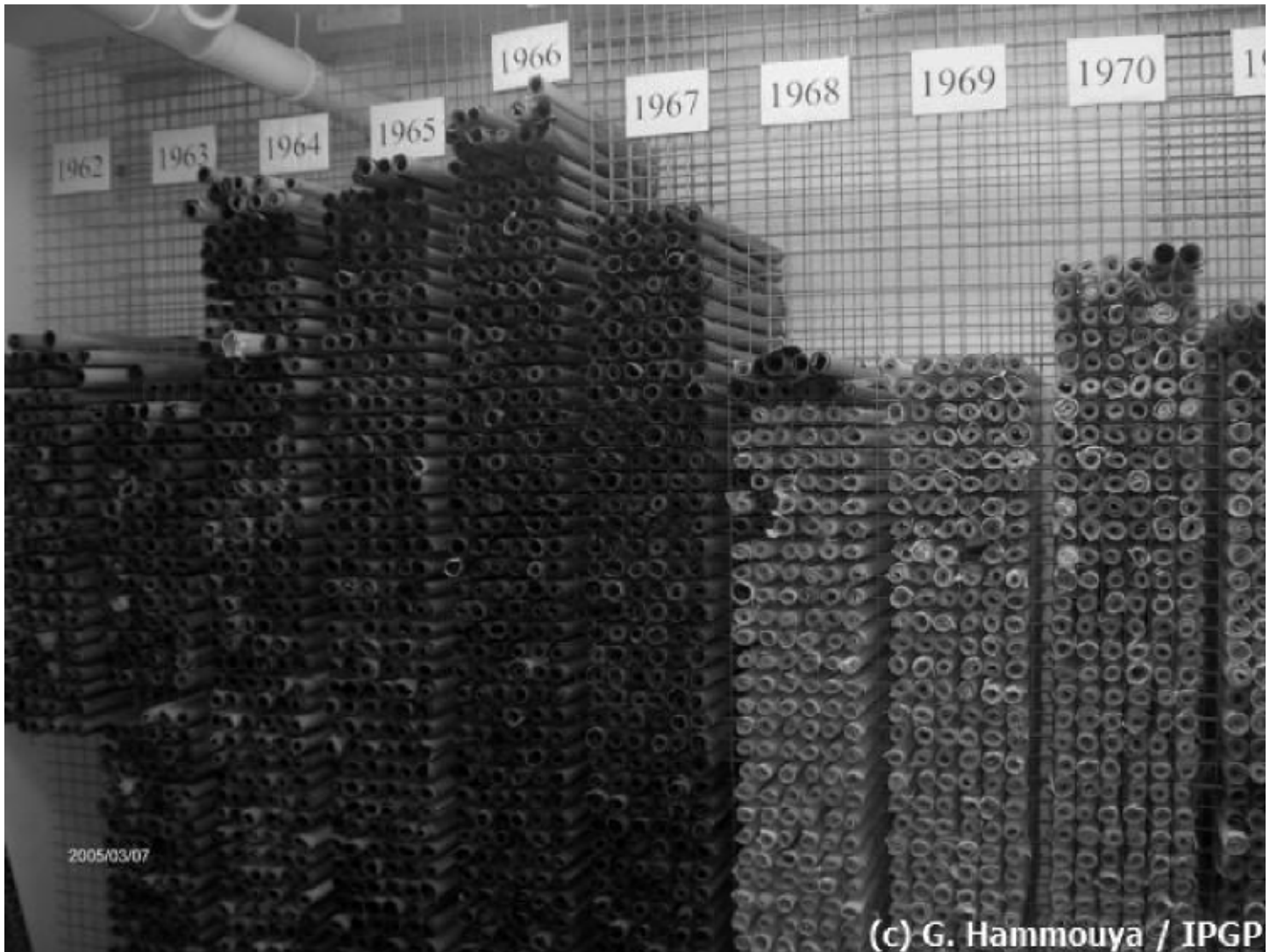
Tomographie d'ondes de surface de Basse-Terre à partir de corrélations de bruit sismique



(a) Vitesses S issues de la tomographie d'ondes de surface (extrait de la fig. 5.11).

(b) Densités issues de l'inversion des données gravimétriques (extrait de la fig. 3.13).

Figure 5.13 – Comparaisons des modèles de vitesses obtenus par tomographie de bruit et des modèles de densité obtenus par inversion des données gravimétriques (chapitre 3).



Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles

Dans ce chapitre, notre objectif est d'imager les îles de l'arc des Petites Antilles, en particulier la Guadeloupe, et éventuellement l'ensemble de l'arc. Pour cela, nous effectuons une tomographie de temps de trajet à l'aide du nouveau catalogue de sismicité de l'arc des Petites Antilles mis à disposition par le CDSA ([Bengoubou-Valerius et al., 2008](#) ; [Massin et al., 2013, 2014](#)). L'intérêt pour l'île de Basse-Terre est d'améliorer la résolution latérale par rapport à la tomographie à partir de corrélations de bruit. Les rais issus de séismes locaux permettent également d'imager les vitesses à des profondeurs plus élevées que 4 km, limite observée pour la résolution avec les ondes de surface (chapitre 5). Avant d'obtenir un modèle à l'échelle de Basse-Terre, il est nécessaire d'effectuer la tomographie à l'échelle de l'arc. Nous travaillons donc sur l'ensemble de la partie centrale des Petites Antilles, incluant, du sud au nord, les îles de Sainte Lucie, de la Martinique, de la Dominique, de la Guadeloupe, de Montserrat et d'Antigua.

Après la présentation des données de sismicité issues du catalogue, nous inversons ces données pour obtenir des modèles de vitesses d'ondes P et S. Nous concluons ce chapitre par une discussion sur l'apport de la sismicité locale à l'imagerie de la structure des îles de Guadeloupe.

◀ Archives des sismogrammes de l'Observatoire de Volcanologie et Sismologie de Guadeloupe. Photo de Gilbert Hammouya. L'année 1972 signe la fin de l'ère du papier et le début du catalogue de sismicité du CDSA.

6.1 Données

6.1.1 Catalogue de sismicité des Petites Antilles

Le Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA), en partenariat avec l'IPGP et les observatoires volcanologiques et sismologiques situés aux Petites Antilles, a récemment compilé un nouveau catalogue de la sismicité de la région depuis 1972 (Bengoubou-Valerius et al., 2008 ; Massin et al., 2013, 2014).

Ce catalogue nous fournit le pointé des temps d'arrivée effectué automatiquement avec la Component Energy Correlation Method (CECM) qui détecte les arrivées des phases P et S avec une grande précision et présente l'avantage de fournir une erreur réaliste sur le pointé (Massin et al., 2013). Les séismes ont été localisés avec les programmes NonLinLoc et Hypo71 (Massin et al., 2014). Pour travailler avec un catalogue homogène, nous avons utilisé uniquement les résultats de NonLinLoc qui produit des résidus plus faibles en moyenne. Trois modèles 1D basés sur l'étude de Dorel et al. (1979) ont été utilisés pour la localisation : un pour l'arc en général, un modèle spécifique à la région très sismique des Saintes et un modèle spécifique à la partie sud de l'île de Basse-Terre en Guadeloupe (Massin et al., 2014).

Nous disposons ainsi de plus de 510000 résidus obtenus sur 284 stations réparties sur l'ensemble de l'arc.

6.1.2 Sélection des données

Critères sur la qualité des données

Un premier tri est effectué sur la qualité des données. Nous conservons les événements, localisés à une profondeur z , qui répondent aux critères suivants :

- RMS sur les résidus inférieur à 1.5 s ;
- erreurs de localisation horizontale et verticale inférieures à $4z + 5$ km ;
- minimum de 5 observations P et S confondues ;
- seuls les résidus inférieurs à 3 s en valeur absolue sont conservés.

Suite à ce tri, il reste 7777 séismes enregistrés sur 284 stations avec un total de 164310 observations.

La carte de la figure 6.1 représente les stations d'enregistrement et les séismes sélectionnés sur l'ensemble de l'arc. La couleur indique la profondeur des séismes, mettant en évidence la subduction d'est en ouest.

Sélection géographique

Pour la tomographie, nous avons choisi de nous concentrer sur la partie centrale de l'arc, de l'île de Sainte Lucie au sud à l'île d'Antigua au nord, où la densité des données est la plus conséquente. La zone d'étude s'étend sur $200 \times 400 \text{ km}^2$, jusqu'à une profondeur de 200 km. À cette échelle, nous pouvons encore négliger l'effet de la courbure de la Terre. Le rectangle noir représenté sur la figure 6.1 délimite la zone d'étude et définit le repère local qui est utilisé dans la suite de ce chapitre. Nous conservons uniquement les séismes et observations aux stations situées dans le volume défini. Après la sélection géographique des données, nous travaillons avec un total de 123169 observations de 6105 séismes à 152 stations.

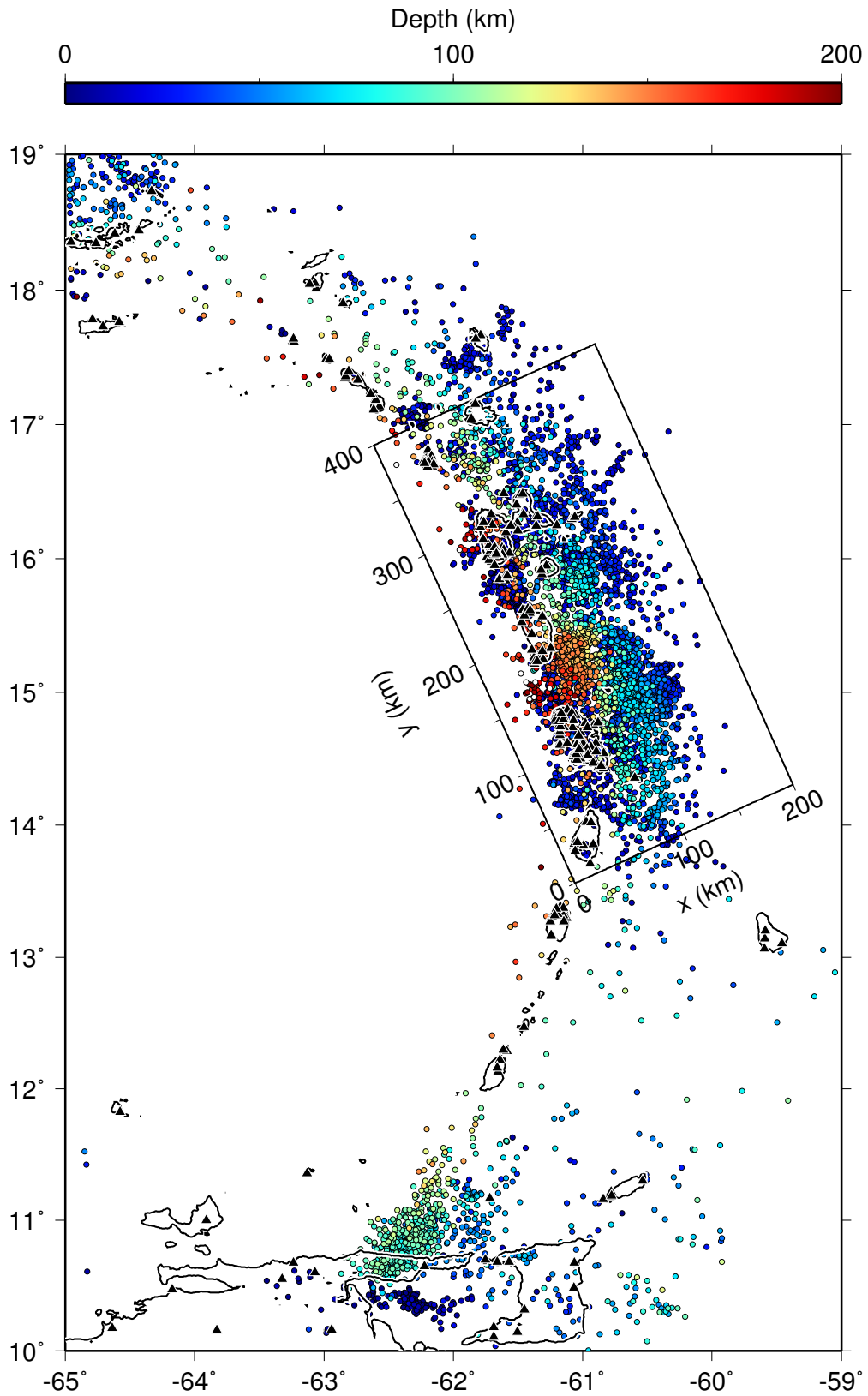


Figure 6.1 – Sismicité de l’arc des Petites Antilles de 1972 à 2012, d’après les localisations du CDSA et après tri. Les stations d’enregistrement sont indiquées par des triangles noirs. Le rectangle noir délimite la zone étudiée et indique le repère local utilisé dans la suite du chapitre.

Qualité des données

La sismicité de la région étudiée est représentée sur la figure 6.2 en fonction de la profondeur des séismes (fig. 6.2a), de leur distance moyenne au réseau (fig. 6.2b) et de l'angle horizontal maximal entre deux stations d'enregistrement (fig. 6.2c).

Grâce aux sections verticales, deux zones de sismicité se distinguent : d'une part les séismes localisés dans les 30 premiers kilomètres correspondants aux séismes de la plaque caraïbe, d'autre part les séismes localisés jusqu'à plus de 200 km de profondeur et situés le long de la subduction des plaque américaines. Notons que les séismes profonds sont répartis de façon très inégale, avec concentration entre la Dominique et la Martinique et une absence presque totale autre part (fig. 6.2a). L'éclairage du volume que nous voulons tomographier est donc très irrégulier. De plus, les stations étant installées exclusivement sur les îles, les événements sismiques sont très souvent situés en dehors du réseau d'acquisition. Cette configuration géométrique, propre aux zones de subduction, conduit donc à une localisation parfois difficile des séismes.

La figure 6.2b montre la distance moyenne de chaque séisme aux stations qui l'ont enregistré. Cette figure souligne l'avantage des séismes intraplaques de la plaque caraïbe de par leur proximité aux stations. Une bonne localisation des séismes repose principalement sur la couverture azimutale offerte par les stations d'enregistrement. La figure 6.2c montre que la majorité des événements souffrent d'absence d'enregistrement sur plus de 180° (seule la couverture dans un plan horizontale est représentée ici).

Pour se donner une idée plus concrète de la qualité des données utilisées, quelques statistiques sur les observations sont représentées sur la figure 6.3. Chaque séisme est accompagné de 5 à plusieurs dizaines de résidus, avec un pic entre 10 et 30 résidus. Les résidus moyens sont généralement inférieurs à 0.4 s. Enfin, les séismes sont localisés avec des erreurs majoritairement inférieures à 100 m. Rappelons que d'après nos critères de tri, l'erreur acceptée augmente avec la profondeur (section 6.1.2).

En théorie, la tomographie de temps d'arrivée permet d'inverser les vitesses des ondes P et S ainsi que les paramètres hypocentaux des séismes (localisation et temps d'origine). Cela permet d'ajuster les paramètres hypocentaux aux modèles de vitesses qui évoluent au cours de l'inversion. La vitesse P est contrainte par les résidus des ondes P, la vitesse S par les résidus des ondes S et les paramètres hypocentaux par les résidus P et S réunis. Les informations relatives à la qualité des données pourraient être utilisées pour donner des contraintes lors de l'inversion (écart-type sur les localisations et sur les temps d'origine des séismes). Cependant, nous avons choisi des critères de tri très sélectif sur les données. Nos critères de sélection font

Chapitre 6

baisser le nombre de résidus par séisme par rapport au catalogue initial. La quantité de données restantes n'est plus suffisante pour contraindre à la fois l'inversion des vitesses et des paramètres de source des séismes (localisation et temps d'origine). Nous avons donc choisi de conserver les localisations proposées dans le catalogue du CDSA et d'inverser uniquement les vitesses des ondes P et S. Notons que lorsque les paramètres hypocentaux ne sont pas inversés, les vitesses des ondes P et S ne sont plus liées car les résidus P et S ne contraignent plus de paramètres communs. Même si les deux vitesses sont inversées simultanément, elles restent indépendantes, chaque vitesse étant contrainte par les résidus correspondants.

Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles

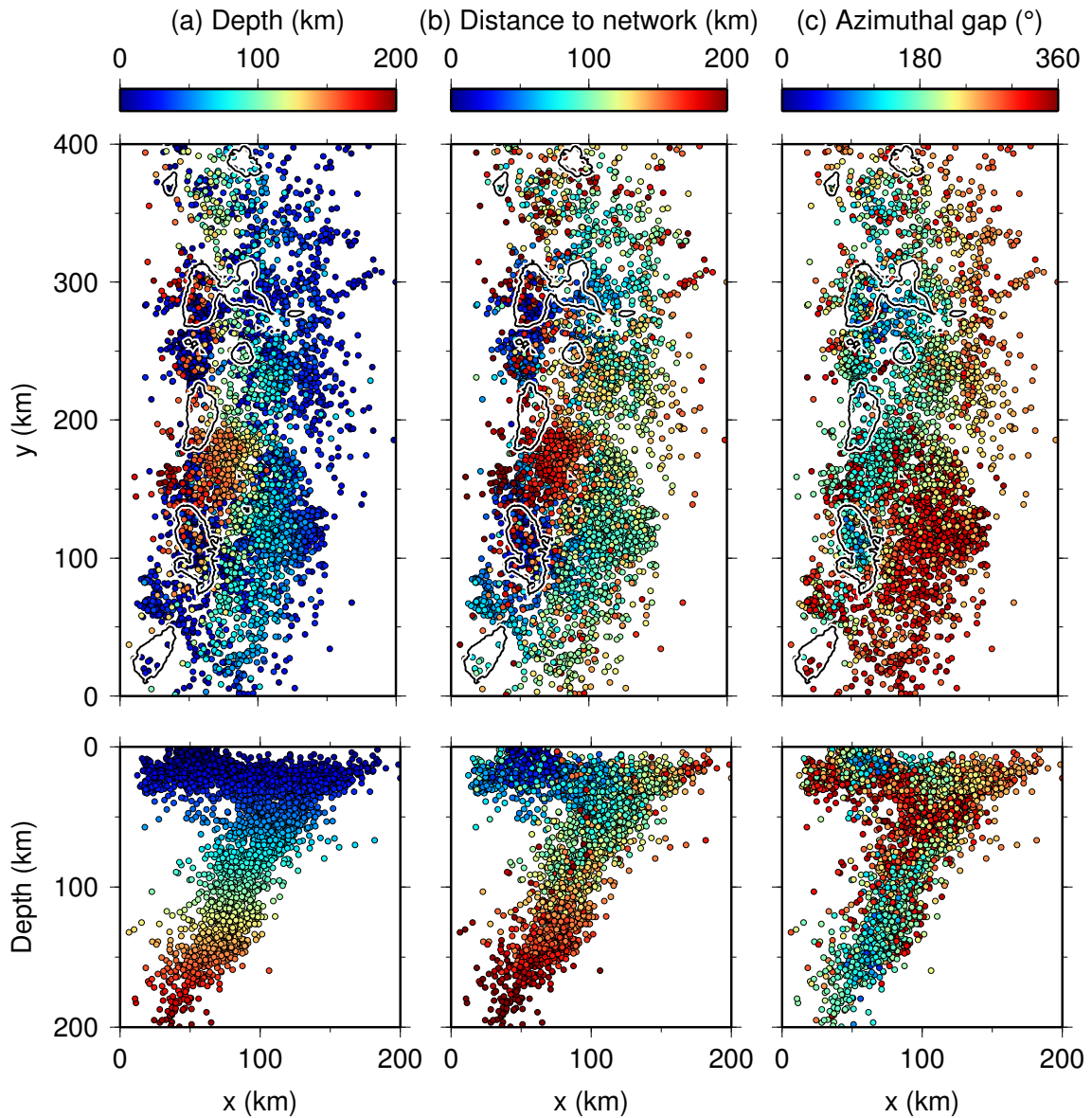


Figure 6.2 – Configuration de la sismicité dans le volume sélectionné. Haut : Vue de dessus. Les séismes les plus profonds sont affichés par-dessus. Bas : Vue de côté, perpendiculairement à la subduction. (a) Profondeur. (b) Distance moyenne des séismes aux stations d'enregistrement. (c) Angle maximal, dans le plan horizontal, entre deux stations d'enregistrement.

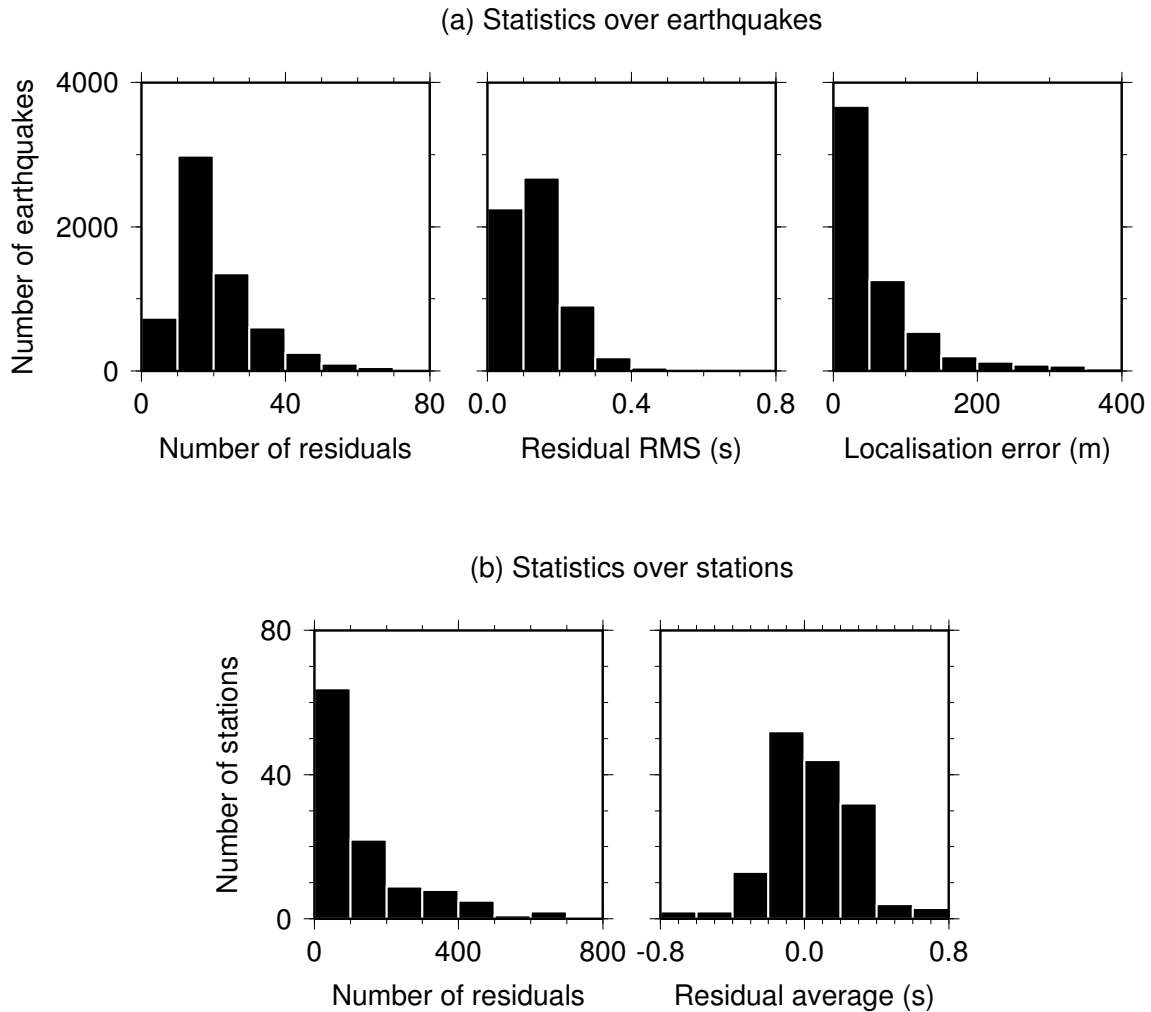


Figure 6.3 – Statistiques sur la qualité des données d’après les informations du catalogue du CDSA. (a) Statistiques relatives aux séismes. (b) Statistiques relatives aux stations.

6.1.3 Observations du catalogue

La finalité de la tomographie est d’imager les variations de vitesse sismique du milieu. La seule observation des informations contenues dans le catalogue donne une première idée de la distribution de ces variations de vitesse. [Milési \(2014\)](#) a mis en évidence une certaine régionalisation des vitesses à partir de l’étude du catalogue.

En Guadeloupe, les résidus de temps de trajets sont faibles en moyenne au niveau du dôme, tandis qu’ils prennent des valeurs négatives plus élevées en s’éloignant du dôme (fig. 6.4). Cela montre que les vitesses sismiques du sud de Basse-Terre, à l’écart du dôme, devraient être plus faibles qu’à l’aplomb du dôme. Les données gravimétriques et l’analyse des ondes de surface montraient des densités et des vitesses plus faibles au niveau du dôme (chapitres 3 et 5). Ces observations ne sont pas

contradictoires dans la mesure où les temps d'arrivée sont sensibles à des variations de vitesse à des profondeurs élevées alors que la gravimétrie et les ondes de surface résolvent surtout les structures des premiers kilomètres.

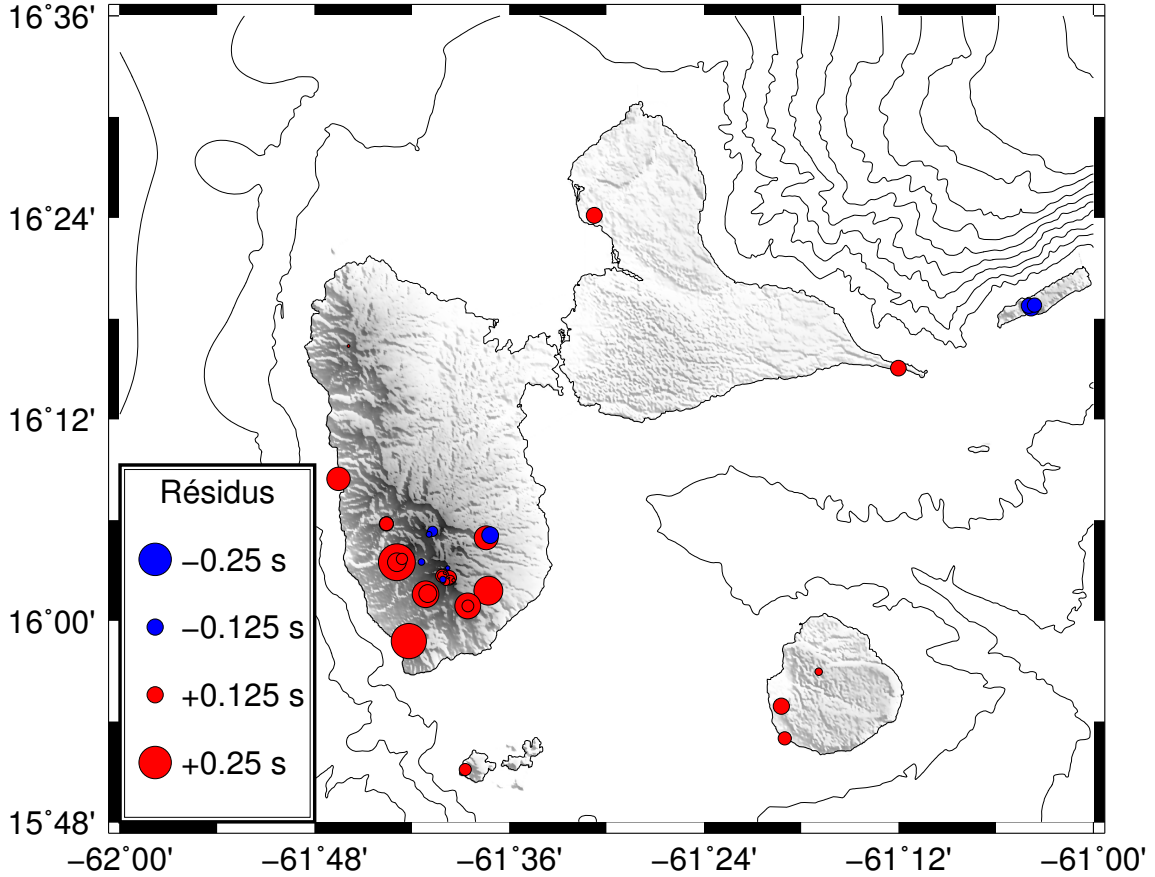


Figure 6.4 – Résidus de temps de trajet moyens enregistrés aux stations de Guadeloupe (Milési, 2014). On ne retrouve pas ici les mêmes stations que sur la carte de la figure 6.1 car cette analyse a été effectuée à partir d'une version antérieure du catalogue.

6.2 Méthode d'inversion

Nous inversons les temps de trajets par un algorithme d'inversion linéarisé, avec une formulation Bayésienne. L'idée est d'avoir la même approche que pour l'inversion gravimétrique dans l'hypothèse d'une inversion jointe de ces deux jeux de données.

Suivant Tarantola & Valette (1982b), nous minimisons la fonction coût :

$$\phi(S) = (g(S) - T_{\text{obs}})^t \mathbf{C}_T^{-1} (g(S) - T_{\text{obs}}) + (S - S_{\text{prior}})^t \mathbf{C}_S^{-1} (S - S_{\text{prior}}) \quad (6.1)$$

où S est la lenteur des ondes P ou S, S_{prior} la lenteur *a priori*, T_{obs} les temps de trajets

observés, $g(S)$ les temps de trajets calculés et \mathbf{C}_T et \mathbf{C}_S les matrices de covariance sur les données et les lenteurs. Comme très peu de contraintes sont disponibles sur la zone étudiée, nous utilisons le modèle obtenu à l’itération précédente comme modèle *a priori* pour chaque nouvelle itération. Avec un algorithme itératif de type Quasi-Newton, les lenteurs à l’itération $n + 1$ sont alors obtenues par :

$$S_{n+1} = S_n - \mu(\mathbf{G}_n^t \mathbf{C}_T^{-1} \mathbf{G}_n + \mathbf{C}_S^{-1})^{-1} \mathbf{G}_n^t \mathbf{C}_T^{-1} (g(S_n) - T_{\text{obs}}) \quad (6.2)$$

où \mathbf{G}_n sont les dérivées des temps d’arrivées par rapport aux lenteurs à l’itération n et μ le paramètre d’amortissement.

La matrice \mathbf{C}_T est supposée diagonale et contient les variances sur les temps de trajets observés. La matrice \mathbf{C}_S contient les variances sur les lenteurs sur la diagonale ainsi qu’une fonction de corrélation spatiale exponentielle sur les termes non diagonaux. La matrice inverse \mathbf{C}_S^{-1} peut être approximée par une matrice creuse qui peut être construite directement (Oliver, 1998 ; Monteiller, 2005 ; Coutant et al., 2012).

Le calcul des temps de trajet $g(S_n)$ et des dérivés \mathbf{G}_n est effectué avec le code TOMO TV (Jean Virieux, communication personnelle), basé sur le code de résolution de l’équation eikonale en différences finies de Podvin & Lecomte (1991).

6.3 Tomographie de l’arc

6.3.1 Paramétrisation

Grilles

Nous utilisons une grille d’inversion de $53 \times 103 \times 54 = 294786$ nœuds avec un pas constant de 4 km. La modélisation est effectuée sur une grille suréchantillonnée à un pas de 500 m. Les rais sont eux-mêmes réévalués avec un pas dix fois plus faible.

Détermination d’un modèle initial

Dorel et al. (1979) et Eschenbrenner et al. (1980) proposent des modèles de vitesses pour différents endroits le long de l’arc, mais ces modèles sont limités en profondeur aux premiers kilomètres. Pour un modèle plus étendu en profondeur, on peut se référer aux différents travaux d’imagerie sismique menés dans l’arc des Petites Antilles (Kopp et al., 2011 ; Evain et al., 2013 ; Laigle et al., 2013). Il est aussi possible de s’orienter vers des modèles globaux tels que l’Oceanic Parametric Earth Model (PEM-O) établi par Dziewonski et al. (1975). Cependant, le modèle

initial est contraint de décrire le milieu avec la résolution verticale de 4 km imposée par notre grille d'inversion, ce qui ne nous permet pas de reproduire fidèlement les modèles existants. Nous nous sommes donc inspirés de ces différents modèles pour construire quelques modèles que nous avons testés sur une itération pour choisir un modèle initial pour la tomographie. Nous recherchons un modèle qui explique au mieux les résidus de temps de trajet (moyenne et écart-type les plus faibles possibles), demandant des variations de vitesses modérées à la première itération de l'inversion.

La figure 6.5 montre les vitesses P de sept modèles testés et l'évolution à l'issue de la première itération. Le rapport V_P/V_S est fixé à 1.75. L'inversion est effectuée avec une longueur d'onde isotrope imposée de 96 km, un écart-type sur les données de 1 s et de $5 \times 10^{-3} \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$ pour les lenteurs. Les modèles rouge et orange foncé conduisent à des variations modérées, notamment dans les 50 premiers kilomètres. Les résidus moyens les plus faibles sont obtenus pour le modèle vert foncé (0.22 s) avec un écart-type de 1.01 s. Le modèle rouge présente une moyenne des résidus de 0.36 s avec l'écart-type le plus faible, à 0.69 s. Nous retenons donc le modèle rouge qui est le meilleur compromis parmi les modèles testés.

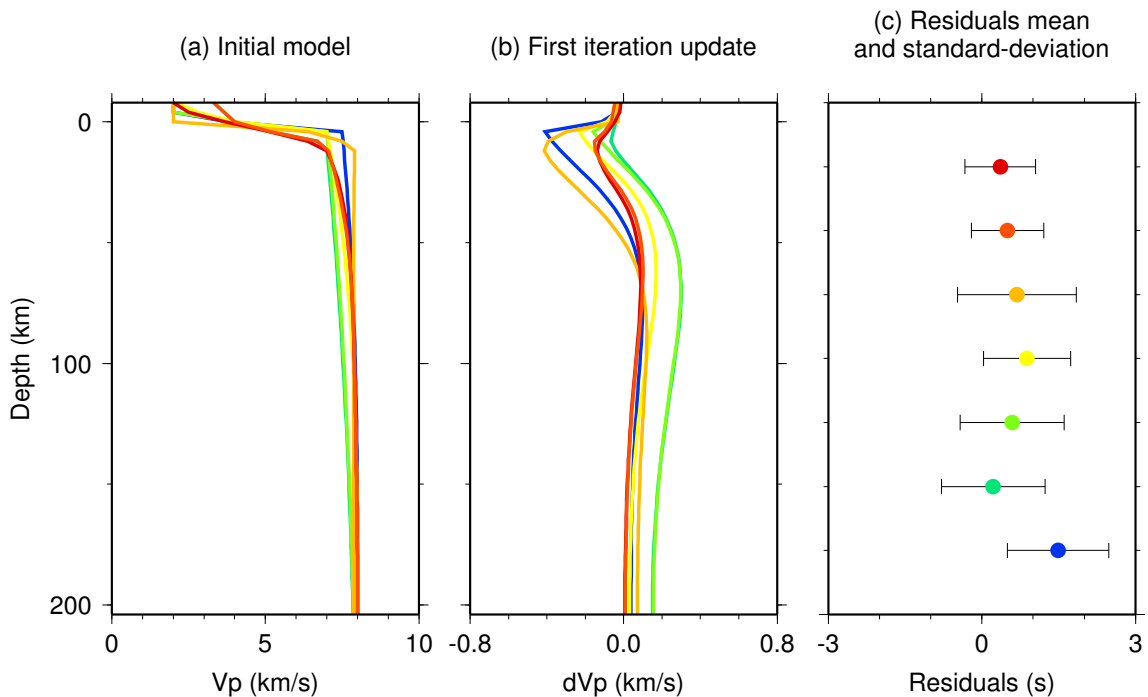


Figure 6.5 – Choix du modèle initial. (a) Modèles de vitesses V_P initiales testés. (b) Variations de vitesses dV_P moyennées par profondeur obtenues après la première itération. (c) Moyenne et variance des résidus après la première itération.

Écart-types sur les données et sur les paramètres du modèle

Un écart-type de 1 s est utilisé pour les données. L'écart-type sur les lenteurs est déterminé à l'aide d'une "l-curve" (fig. 6.6) obtenue pour des inversions avec une longueur de corrélation de 96 km (5 itérations par inversion). Nous adoptons un écart-type sur les lenteurs de $5 \times 10^{-3} \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$ qui présente un bon compromis entre le RMS sur les données et sur les lenteurs.

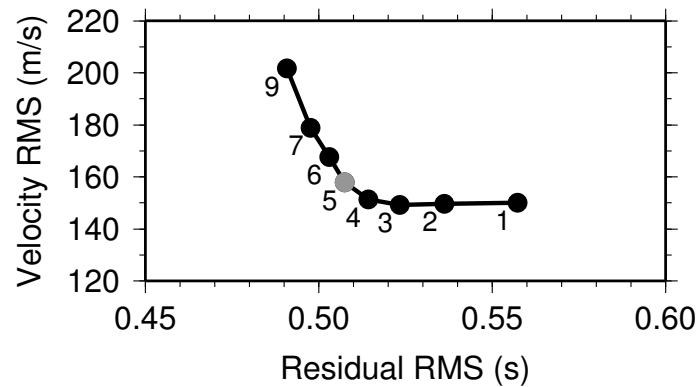


Figure 6.6 – Écart quadratique moyen des vitesses par rapport au modèle initial en fonction de l'écart quadratique moyen des résidus de temps de trajets pour différentes valeurs d'écart-types sur les lenteurs. Les nombres donnent les écarts-types sur les lenteurs en $\times 10^{-3} \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$. Le point gris correspond à la valeur de $5 \times 10^{-3} \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$ adoptée pour la tomographie.

Longueur de corrélation

Pour obtenir un résultat bien contraint, il est parfois nécessaire d'effectuer les tomographies sismiques suivant une approche multigrille. Une première tomographie est effectuée avec un pas de grille élevé pour obtenir les variations grandes longueurs d'onde du modèle. Le pas de la grille est ensuite diminué progressivement pour obtenir des variations à plus petite échelle de façon mieux contrainte. Dans notre cas, le pas de grille est constant, l'algorithme d'inversion permettant d'imposer une longueur de corrélation qui lisse le modèle (section 6.2). Nous inversons donc par étapes successives en imposant des longueurs de corrélation décroissantes : 96 km, 48 km, 24 km, 12 km puis 4 km. À chaque étape, le résultat obtenu avec la longueur de corrélation supérieure est utilisé comme nouveau modèle initial. Les résultats présentés par la suite résultent de cette succession d'inversions. Cependant, nous avons observé qu'une inversion effectuée directement à une longueur d'onde de 4 km était pratiquement identique à celle obtenue après inversions successives. Il semble donc que la régularisation associée à la formulation Bayésienne (section 6.2) soit suffisamment robuste pour ne pas nécessiter d'approche multigrille.

6.3.2 Résultats de la tomographie

Résidus

La figure 6.7 montre l'évolution des résidus sur les temps de trajet au cours de l'inversion. L'inversion permet de bien recentrer les résidus en zéro et de diminuer leur variance d'un facteur 2. Notons que l'essentiel de la réduction des résidus s'effectue au cours des cinq premières itérations obtenues pour une longueur d'onde de 96 km.

Les itérations suivantes, pour les longueurs d'ondes décroissantes, ne permettent pas de gagner significativement en termes de résidus. Leur intérêt réside dans la possibilité d'obtenir des détails plus fins dans les images produites.

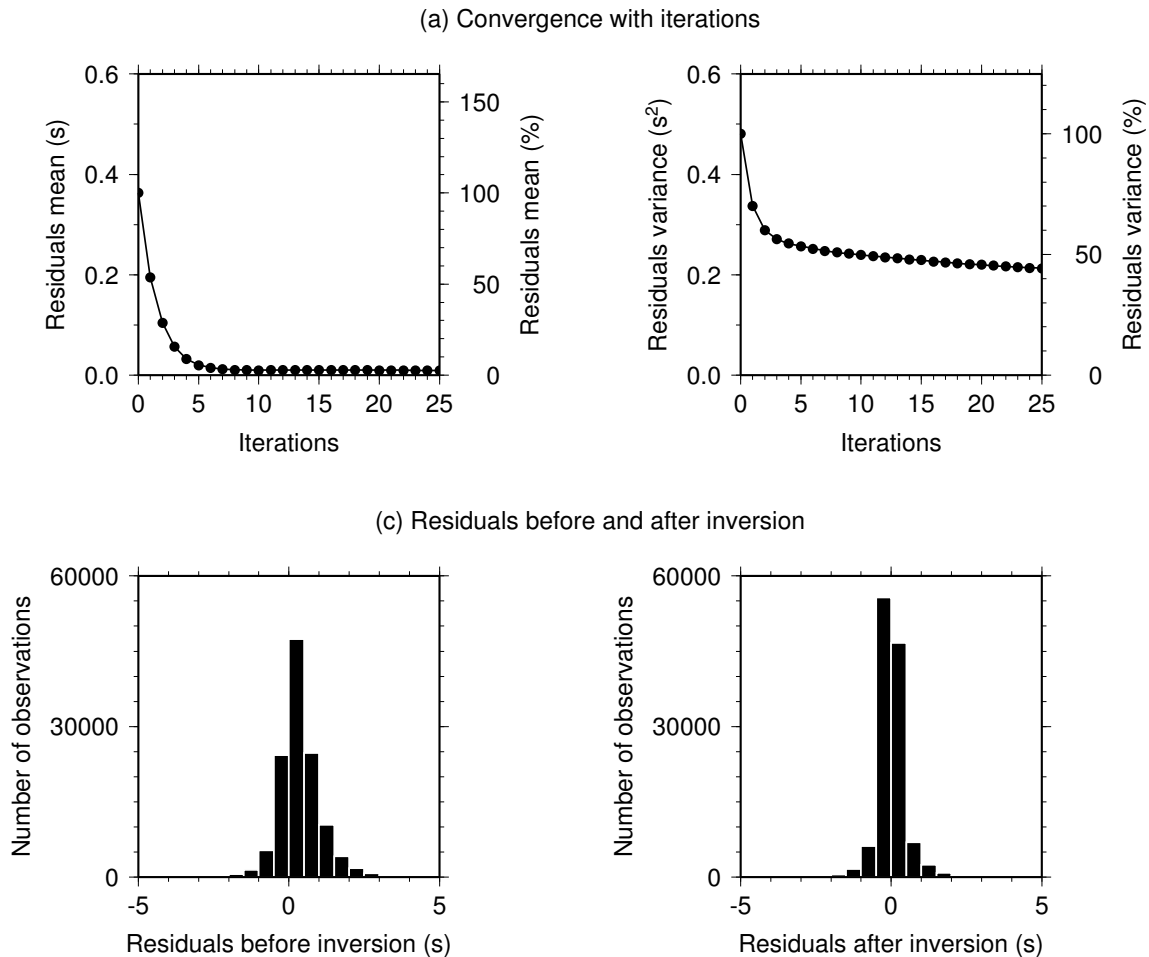


Figure 6.7 – Évolution des résidus au cours de l'inversion. (a) Convergence avec les itérations. 5 itérations sont effectuées par longueur d'onde. Gauche : Moyenne des résidus. Droite : Variance des résidus. (b) Histogrammes des résidus avant (gauche) et après (droite) inversion.

La moyenne des résidus à chaque station avant et après l'inversion est repré-

sentée sur les cartes de la figure 6.8. Les résidus moyens par stations permettent de visualiser les zones où les vitesses sont dans l'ensemble plus élevées (résidus négatifs) ou plus faibles (résidus positifs) que le modèle utilisé. Avant inversion (fig. 6.8a), les résidus moyens sont positifs à toutes les stations, ce qui est cohérent avec les observations précédentes liées au modèle initial choisi (fig. 6.5 et 6.7c). Les résidus sont généralement plus faibles sur les îles anciennes de Grande-Terre, Marie-Galante et Antigua situées au nord-ouest le long de l'arc externe. Après inversion (fig. 6.8b), on observe une nette diminution des résidus moyens par station. Notons que sur Basse-Terre, les stations situées proches du dôme affichent des résidus particulièrement faibles.

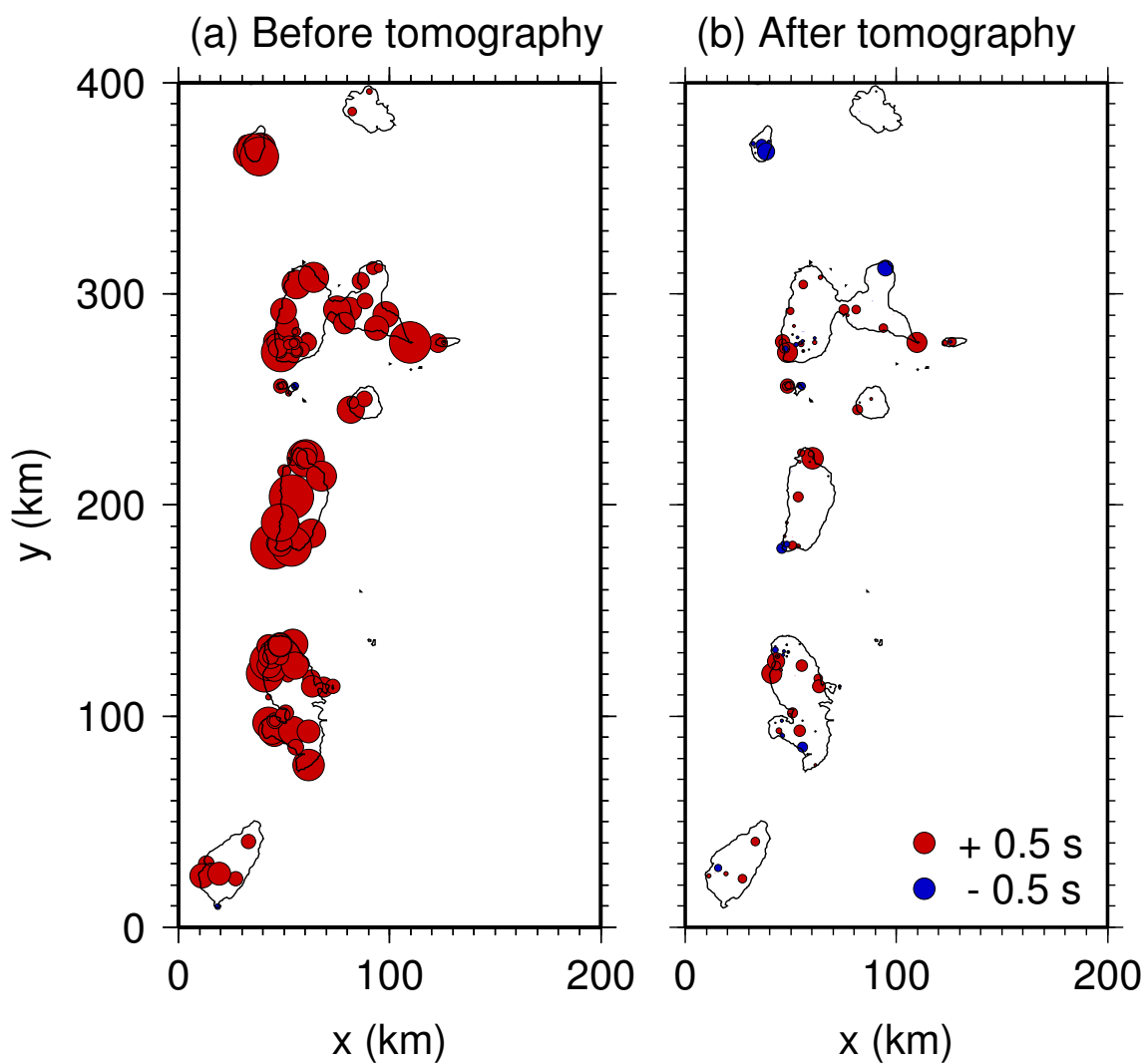


Figure 6.8 – Résidus moyens aux stations. (a) Avant inversion. (b) Après inversion.

Sections

Les figures 6.9 et 6.10 montrent des coupes extraites du modèle 3D obtenu en fin d'inversion, avec une longueur d'onde de 4 km. La tomographie est très mal contrainte en profondeur, la subduction n'est par exemple pas correctement identifiable sur les coupes transversales (fig. 6.10). Cela n'est pas surprenant vu la répartition de nos données en profondeur, comme nous l'avons vu à la section 6.1.2). Cependant, à profondeurs modérées, on observe des variations de vitesses intéressantes (fig. 6.9). Les sections montrent des anomalies particulièrement marquées au niveau des îles de Guadeloupe et de Martinique. Nous reviendrons plus en détail sur la Guadeloupe dans la section 6.3.3.

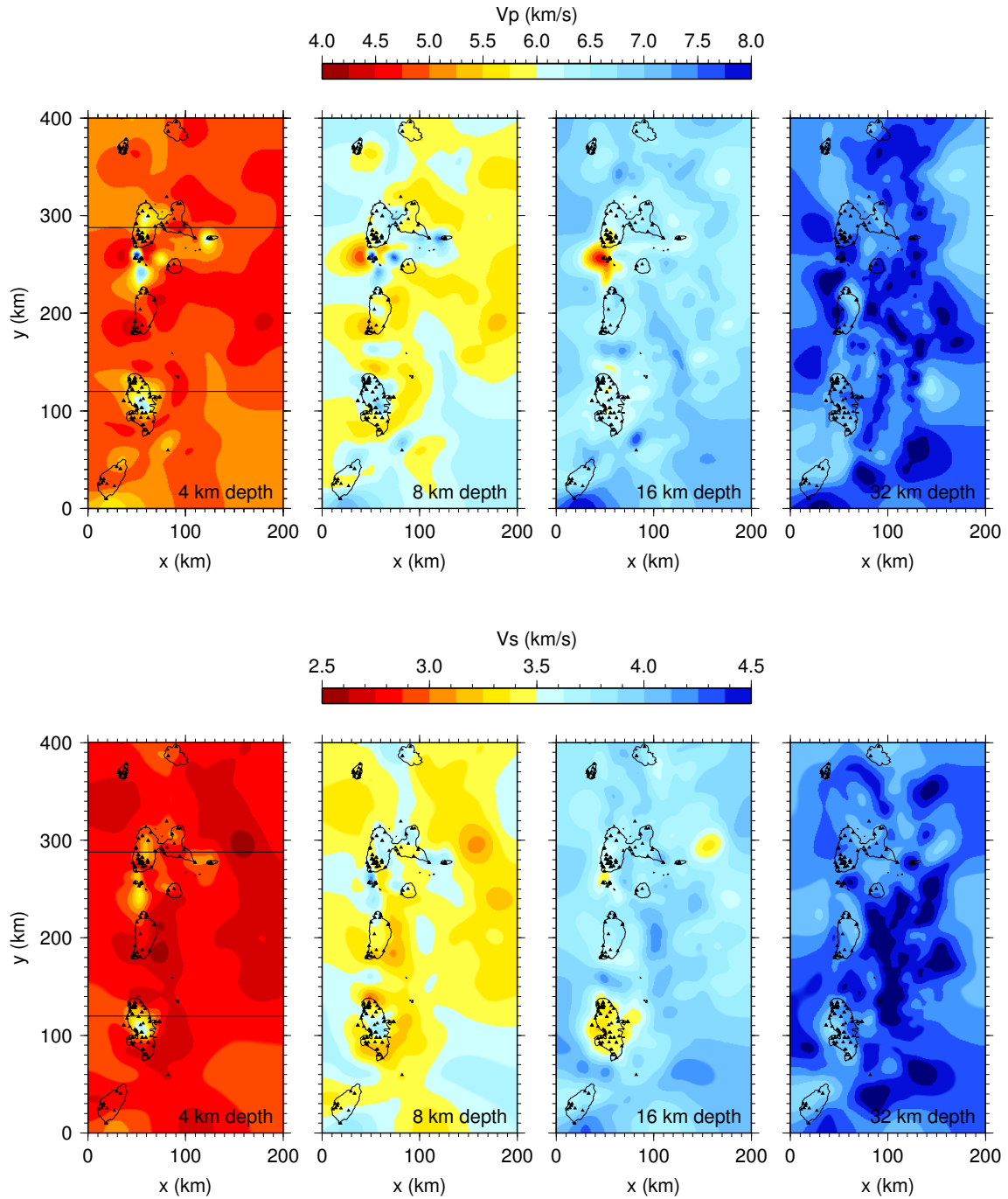


Figure 6.9 – Coupes horizontales extraites du résultat de tomographie sismique de l'arc des Petites Antilles. Triangles noirs : stations sismiques.

Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles

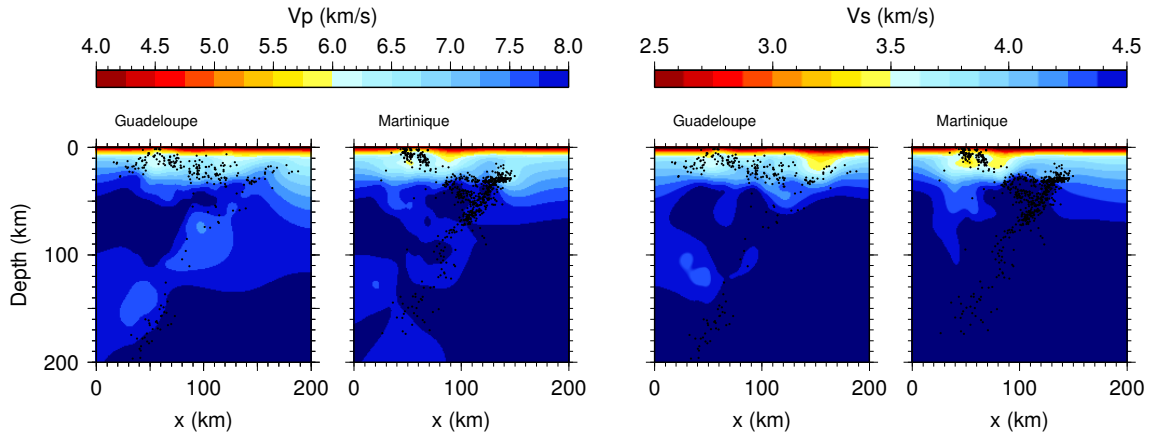


Figure 6.10 – Coupes verticales perpendiculaires à la subduction extraites du résultat de tomographie sismique de l'arc des Petites Antilles. Points noirs : séismes localisés dans une tranche de ± 10 km.

Résolution

La densité des rais sismiques est représentée sur les figures 6.11 et 6.12, correspondants aux coupes des figures 6.9 et 6.10 respectivement. La plus grande quantité de données de temps d'arrivée des ondes P permet d'obtenir une meilleure résolution pour les vitesses P que pour les vitesses S. Ces cartes soulignent les fortes hétérogénéités de l'illumination du volume tomographié. La plupart du temps, les rais arrivent quasiment verticalement aux stations. Ainsi, la proche surface est illuminée seulement au niveau des îles, là où se trouvent les stations. Du côté de la mer des Caraïbes, la tomographie ne peut pas être contrainte en raison de l'absence de données au-delà des îles (fig. 6.11). Les séismes en profondeur que nous avons sélectionnés sont peu nombreux et ne permettent pas d'obtenir des images au-delà de 50 km de profondeur, et a fortiori de la subduction en elle-même.

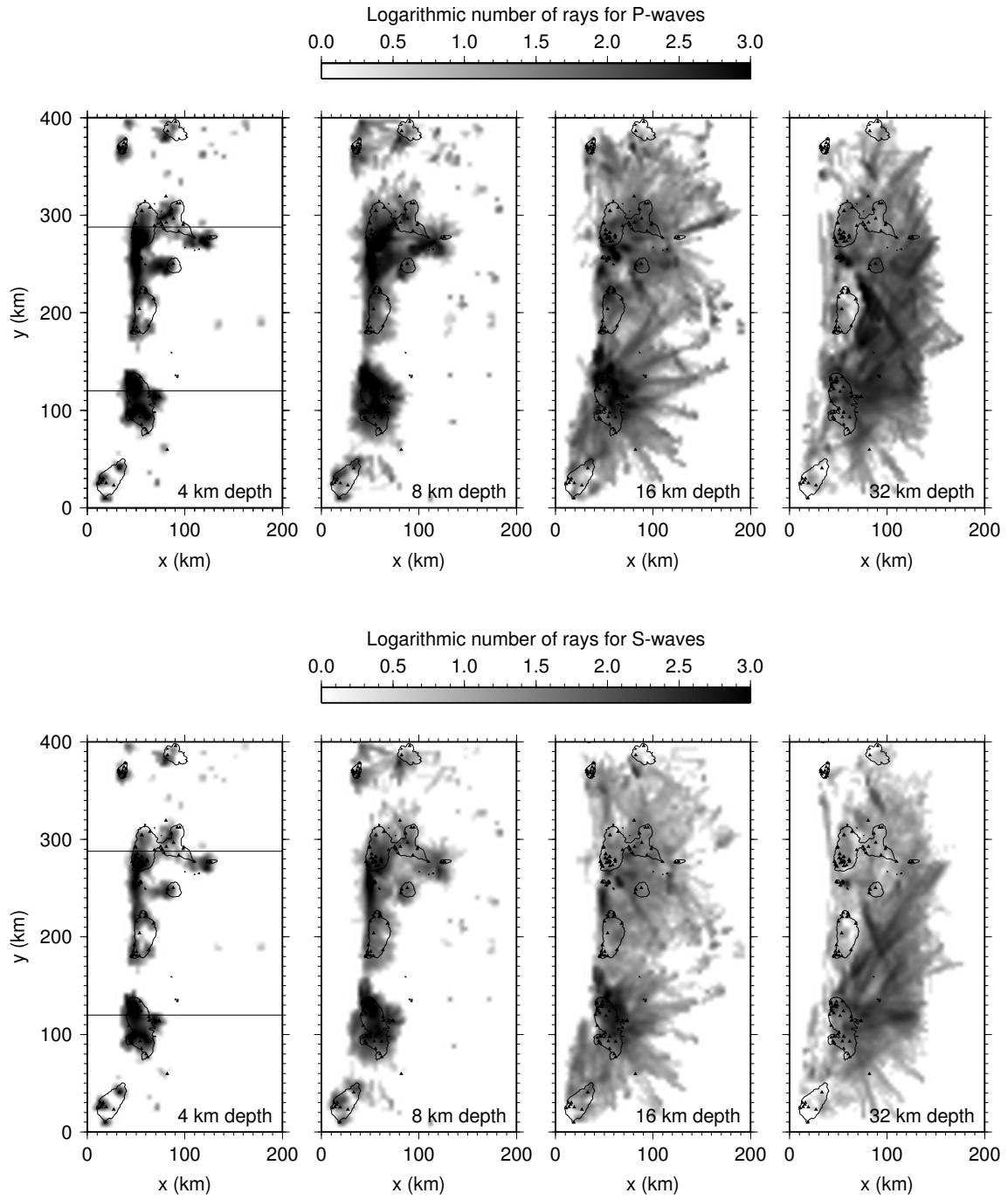


Figure 6.11 – Nombre de rais au voisinage de chaque nœud pour les cartes de la figure 6.9.

Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles

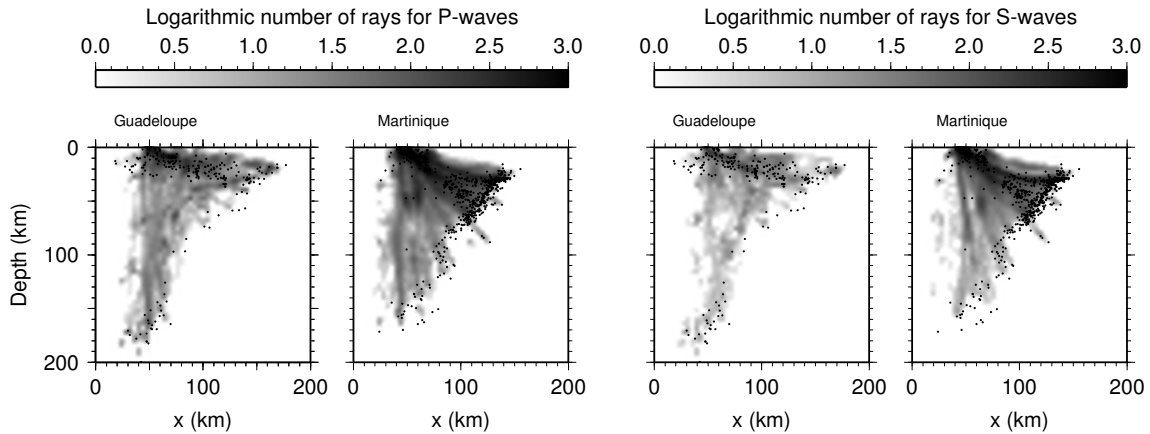


Figure 6.12 – Nombre de rais au voisinage de chaque nœud pour les coupes de la figure 6.10.

Stabilité vis-à-vis des localisations

Nous avons fait le choix de ne pas inverser les localisations des séismes (section 6.1.2). Pour observer l'effet des erreurs de localisation des séismes sur les résultats, nous avons effectué des tomographies avec une longueur de corrélation de 24 km en perturbant les positions des séismes. Nous avons assimilé les erreurs à des distributions normales avec des écarts-types de 2, 4 et 8 km.

Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 6.13. Nous observons que des erreurs de 2 km n'affectent pas les résultats de façon visible (fig. 6.13b), de légères variations commencent à apparaître avec des erreurs de 4 km (fig. 6.13c) et on perd la stabilité du résultat pour des erreurs de 8 km. Les résultats de la tomographie restent donc valables à condition que les séismes soient localisés avec une précision d'au moins 4 km.

Ces tests ont été effectués pour une inversion avec une longueur de corrélation de 24 km. Les erreurs des localisations doivent être d'autant plus faibles que la longueur de corrélation de l'inversion est faible. Les erreurs estimées par le CDSA s'élèvent à quelques centaines de mètres tout au plus pour les séismes que nous avons sélectionnés (fig. 6.3a). Ces erreurs sont donc tout à fait acceptables pour la tomographie avec une longueur de corrélation de 4 km.

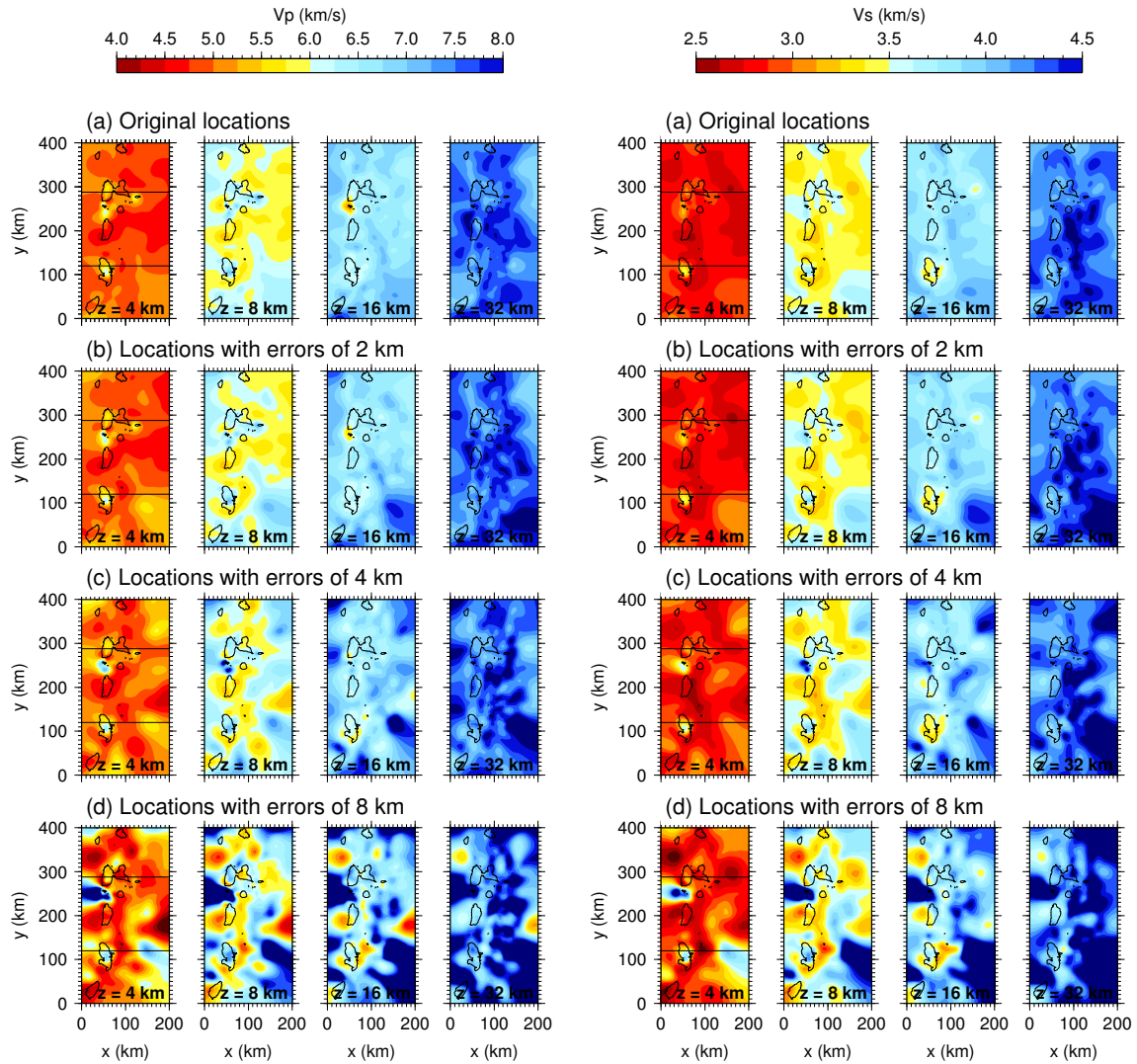


Figure 6.13 – Tests de stabilité de la tomographie avec une longueur de corrélation de 24 km par rapport aux localisations. Les erreurs sont assimilées à des distributions normales avec des écarts-types de 2, 4 et 8 km.

6.3.3 Zoom sur les îles de Guadeloupe

Le résultat de la tomographie (section 6.3.2) présente des variations intéressantes au niveau des îles de Guadeloupe.

La figure 6.14 montre les résidus aux stations en fonction de la direction du séisme pour quatre stations de Guadeloupe avant et après l'inversion. L'inversion permet de diminuer l'essentiel des résidus. Les diagrammes montrent quelques groupes de résidus similaires pouvant correspondre à des clusters d'événements. Par exemple, au niveau de la station DHS, nous distinguons deux groupes de résidus associés à des vitesses rapides.

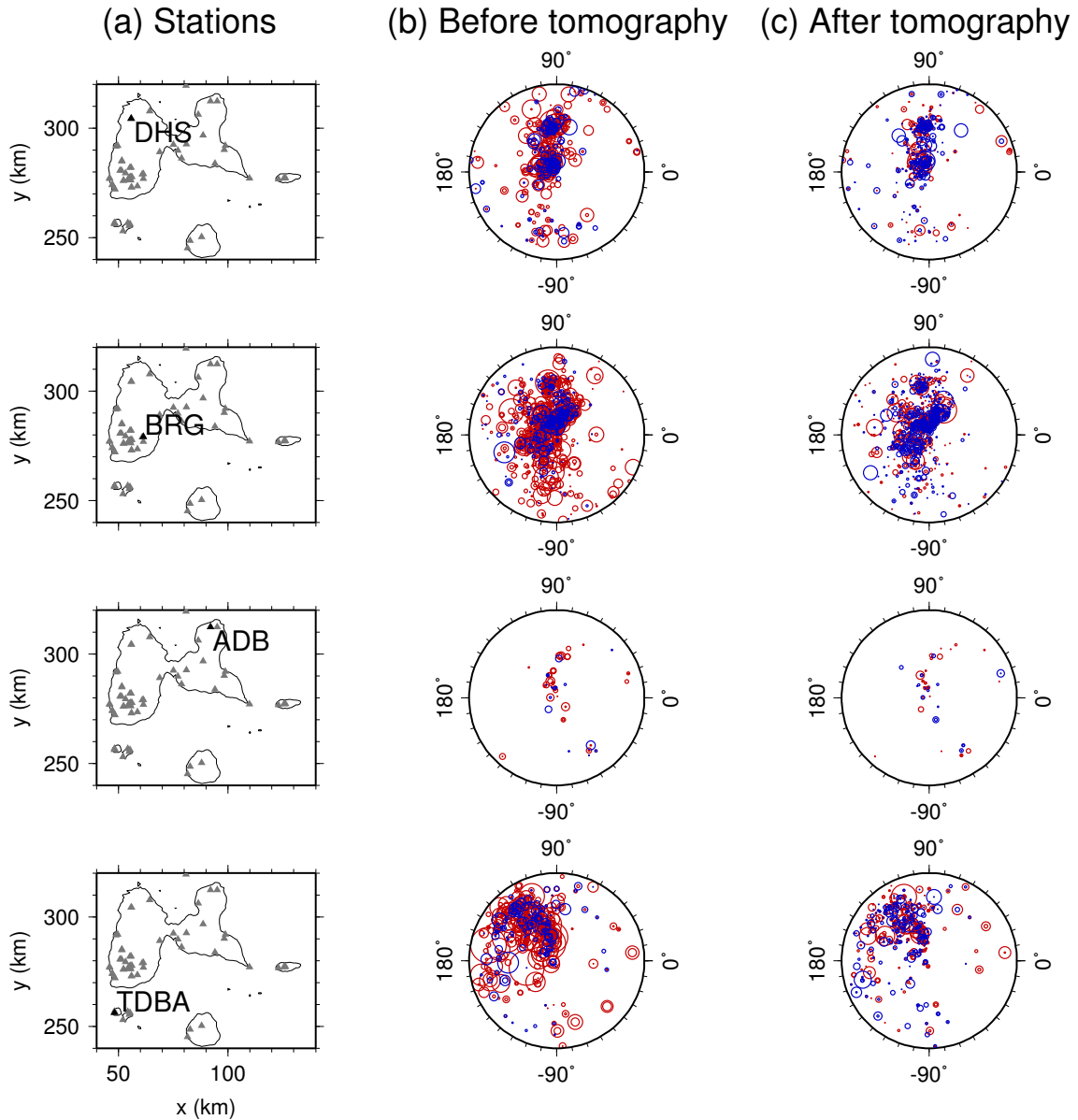


Figure 6.14 – Évolution des résidus pour quelques stations de Guadeloupe : DHS (Basse-Terre), BRG (Basse-Terre), ABD (Grande-Terre) et TDBA (Les Saintes). (a) Localisation des stations. (b) Résidus avant tomographie. (c) Résidus après tomographie. Les projections stéréographiques représentent la position des séismes par rapport à la station (le rayon va de 0° au centre à 90° au bord du cercle). Le diamètre des cercles est proportionnel à la valeur absolue des résidus. Bleu : Résidus négatifs. Rouge : Résidus positifs.

Les variations de vitesse au niveau de l'archipel de Guadeloupe (fig. 6.15) mettent en évidence quelques caractéristiques de l'île. À faibles profondeurs, l'île volcanique de Basse-Terre présente des vitesses généralement plus élevées que l'île sédimentaire de Grande-Terre. Les îlots des Saintes se distinguent par des vitesses plus élevées dans les premiers kilomètres et plus faibles au-delà. Enfin, on observe des vitesses

Chapitre 6

plus faibles dans la partie sud de Basse-Terre, autour du dôme de la Soufrière de Guadeloupe.

Au large des îles, le rapport V_P/V_S (fig. 6.15, droite) semble pollué par les différences de résolution spatiale entre les vitesses P et S. Cependant, des valeurs élevées de V_P/V_S sont à noter à faibles profondeurs au niveau des Saintes et du dôme de la Soufrière. Ces valeurs peuvent témoigner de la présence de fluides qui circulent dans le système de failles actives des Saintes et dans le système hydrothermal superficiel de la Soufrière.

Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles

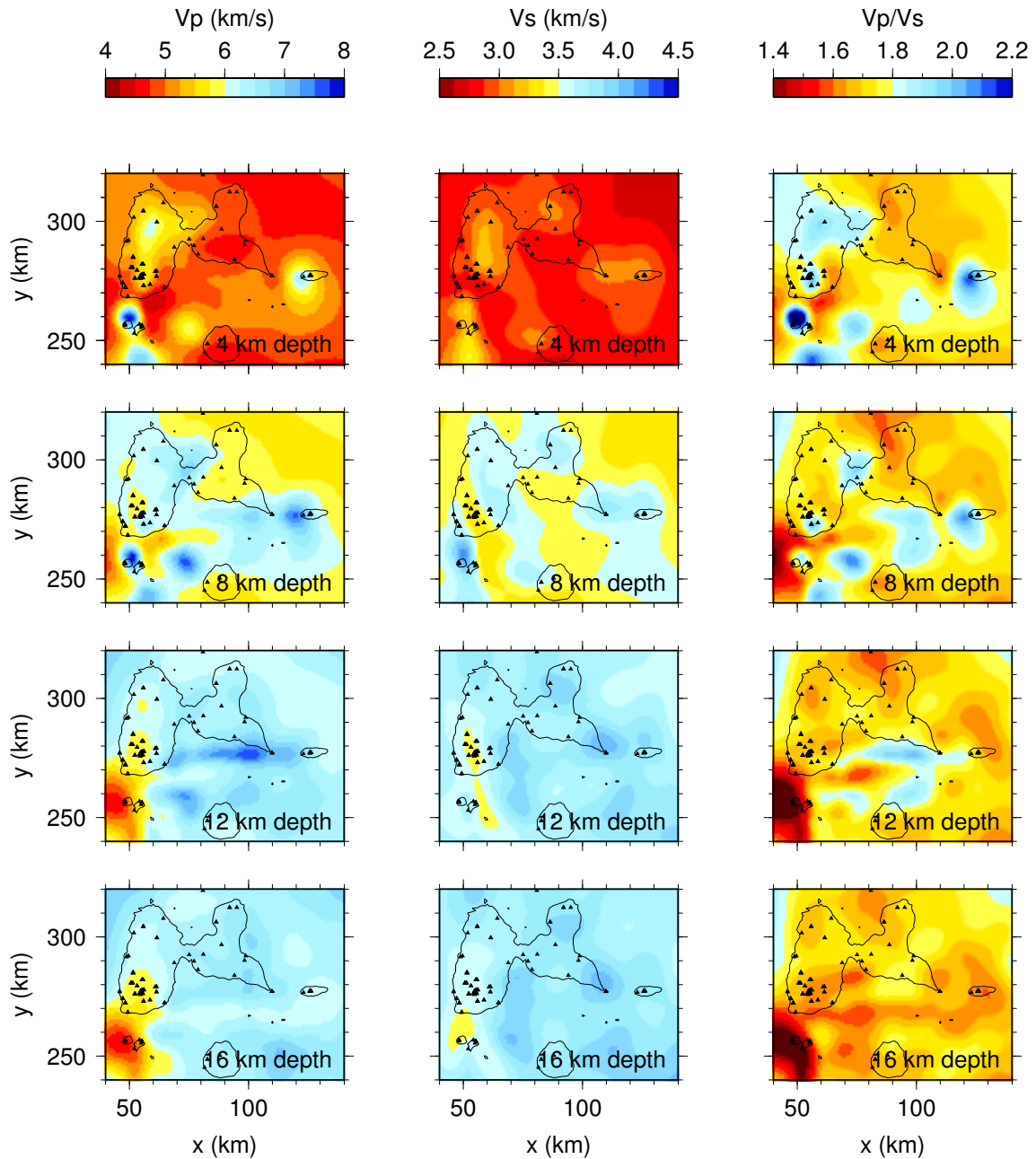


Figure 6.15 – Résultat de la tomographie sismique à l'échelle de l'archipel de Guadeloupe. Triangles noirs : stations sismiques.

6.4 Comparaison avec la gravimétrie

Pour comparer avec les données gravimétriques, nous avons calculé l'effet gravimétrique dû aux variations de vitesse obtenues à l'issue de la tomographie des temps d'arrivée. Les vitesses V_p sont converties en densités ρ par la relation $\rho = 3.5 - 3.79/V_p$ (Carlson & Raskin, 1984). La figure 6.16 montre l'effet gravimétrique

ainsi calculé (a) et la carte d'anomalies proposée par Gailler et al. (2013) (b).

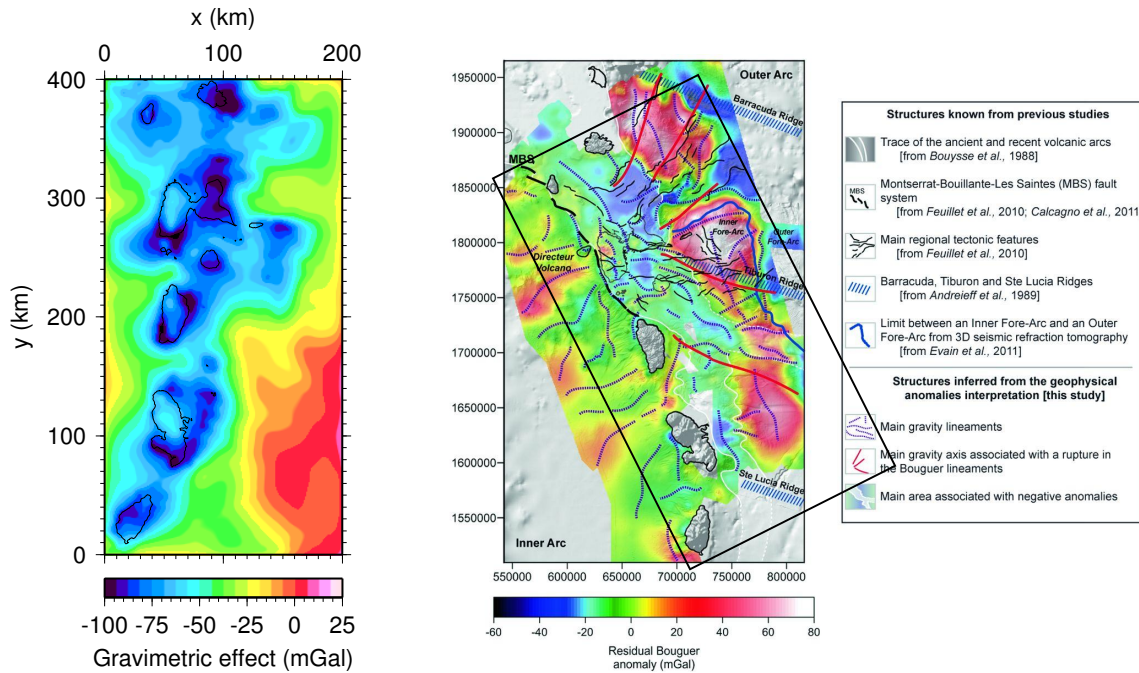
Au premier ordre, on retrouve sur les deux cartes des anomalies négatives qui suivent les îles et l'apparition d'anomalies positives à l'est (en particulier au sud-est). Les anomalies négatives se retrouvent au niveau des sédiments coralliens comme sur Grande-Terre (Gailler et al., 2013) mais aussi au niveau des îles volcaniques elles-mêmes. Les îles de la Guadeloupe et de la Martinique sont particulièrement marquées par les anomalies négatives observées en gravimétrie. Les anomalies positives seraient quant à elles associées au soulèvement du socle par endroits (Kopp et al., 2011 ; Gailler et al., 2013). Au niveau de Basse-Terre, nous retrouvons la tendance NNO-SSE avec des anomalies de plus en plus faibles vers le sud de l'île.

Nous observons une différence notable au large à l'est d'Antigua et de la Guadeloupe : nous obtenons des valeurs relativement faibles (fig. 6.16a) là où les données gravimétriques montrent deux anomalies élevées majeures (fig. 6.16b). Ces zones sont très mal couvertes par les données de temps d'arrivée, comme en témoignent les cartes de densité de rais (section 6.3.2, fig. 6.11).

Notons que pour obtenir cette carte de l'effet gravimétrique (fig. 6.16a), nous avons utilisé une densité moyenne de $3.00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, plus élevée que la densité moyenne de $2.67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ utilisée par Gailler et al. (2013). Cela pourrait traduire une surestimation des vitesses dans les premiers kilomètres où le maillage que nous utilisons pour la tomographie (mailles de 4 km) n'est pas assez fin pour rendre compte des variations rapides de densité. Notons aussi que la carte de Gailler et al. (2013) présentée sur la figure 6.16b a été obtenue après avoir retiré une tendance régionale.

Au vu de cette comparaison, une inversion jointe des temps d'arrivée et des données gravimétriques à l'échelle de l'arc serait envisageable, mais ce n'est pas l'objet de ce travail.

Tomographie de temps de trajets de séismes de l'arc des Petites Antilles



(a) Effet gravimétrique calculé par rapport à une densité moyenne de $3.00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Les vitesses V_P sont converties en densités ρ avec la relation $\rho = 3.5 - 3.79/V_P$ (Carlson & Raskin, 1984).

(b) Anomalie de Bouguer résiduelle pour une densité moyenne de $2.67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Gailler et al., 2013). Le rectangle noir correspond à la zone de la tomographie représentée sur la figure (a).

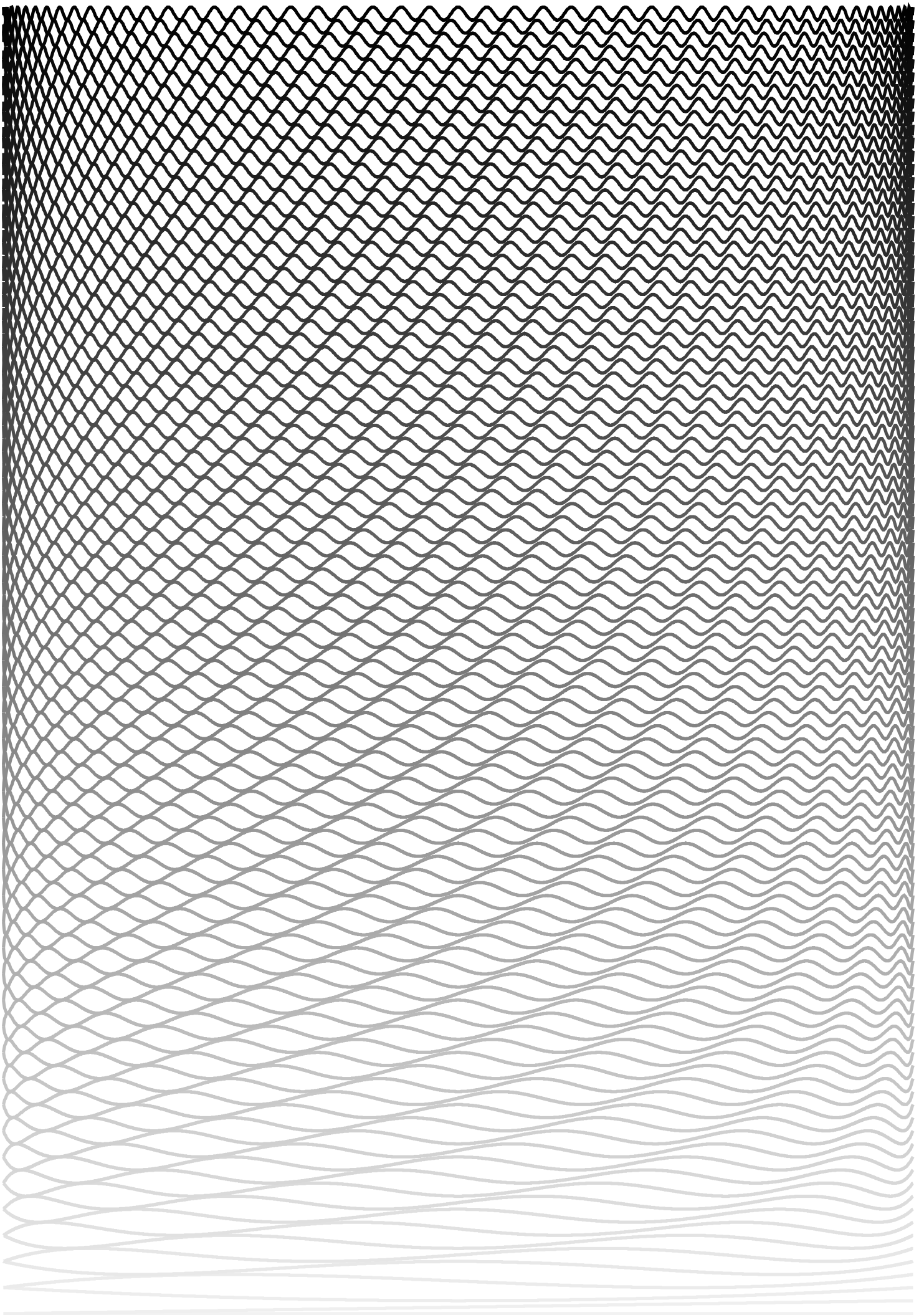
Figure 6.16 – Comparaison entre l'effet gravimétrique produit par les variations de vitesse obtenues par tomographie et la carte de l'anomalie de Bouguer résiduelle des Petites Antilles. Attention : Contrairement aux autres figures de ce manuscrit, les échelles de couleur indiquent les anomalies négatives en bleu (liées à des densités plus faibles) et les anomalies positives en rose (liées à des densités plus élevées).

6.5 Conclusion

La tomographie des temps d'arrivée n'est pas bien contrainte sur l'ensemble de la zone de subduction, mais des variations intéressantes sont observées au niveau des îles de la Guadeloupe et de la Martinique. Une étude plus fine pourrait apporter plus de détails. Il serait notamment intéressant d'inverser des sous-volumes au niveau des îles de la Guadeloupe et de la Martinique avec un maillage beaucoup plus fin que celui de 4 km utilisé pour l'ensemble de l'arc. Des développements sont en cours pour extraire les temps d'arrivée aux limites des sous-volumes et permettre de telles inversions. Ces développements seront nécessaires avant de pouvoir inclure les temps

Chapitre 6

d'arrivée dans un processus d'inversion jointe pour l'imagerie de Basse-Terre.



Imagerie de Basse-Terre par inversion jointe des données sismologiques et gravimétriques

Ce chapitre fait le lien entre les images de Basse-Terre obtenues avec les différentes méthodes. Après avoir comparé les résultats des inversions indépendantes, nous étudions les possibilités d'inversion jointe des données sismologiques et des données gravimétriques pour produire un modèle final de l'île en termes de vitesses sismiques et de densité avec la meilleure résolution possible. Pour l'instant, nous proposons un algorithme pour inverser conjointement les ondes de surface et les données gravimétriques. Les temps de trajet pourront être intégrés dans un futur proche. Les résultats de tests synthétiques sont encourageants (section 7.2.2.2), même si les résultats sur les données réelles ne sont pas encore concluants (section 7.2.2.3).

7.1 Synthèse des résultats des différentes méthodes

Jusqu'à présent, nous avons obtenu des images de l'île de Basse-Terre par quatre méthodes différentes : inversion gravimétrique (chapitre 3), inversion de données aéromagnétiques (chapitre 4), tomographie à partir de corrélations de bruit (chapitre 5) et tomographie à partir de temps d'arrivée de l'arc (chapitre 6). Nous avons expliqué que, dans notre cas, la méthode magnétique apporte un point de vue particulier par rapport aux autres méthodes (section 4.2), de sorte que nous ne l'incluons pas dans cette synthèse.

La figure 7.1 récapitule les résultats obtenus pour la densité et les vitesses sismiques avec l'inversion des données gravimétriques et les tomographies sismiques. La

◀ Polynômes de Tchebychev de l'ordre 0 (en bas) à l'ordre 100 (en haut). La largeur de l'image couvre l'intervalle $[-1, 1]$. Les amplitudes des polynômes sont comprises dans $[-1, 1]$.

gravimétrie fournit un modèle de densité avec une résolution latérale satisfaisante, mais une non-unicité des solutions qui ne peut être levée avec les données gravimétriques seules. L'inversion des courbes de dispersion produit un modèle de vitesses V_P et V_S avec une bonne résolution verticale sur les quatre premiers kilomètres. La tomographie de temps d'arrivée apporte des informations à des profondeurs plus élevées. Les résultats obtenus par gravimétrie et temps d'arrivée présentent tous les deux des anomalies vitesses plus élevées en profondeur, en particulier vers le nord-ouest. Toutes les méthodes montrent une anomalie au niveau du Complexe volcanique Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière dans la partie sud de l'île, avec des vitesses qui seraient plus faibles en proche surface (gravimétrie et ondes de surface) et plus élevées en profondeur (gravimétrie et temps de trajets). La gravimétrie et les ondes de surface mettent également en évidence des anomalies le long de la côte ouest, vers la Chaîne de Bouillante.

Ces résultats montrent donc une certaine cohérence mais apportent des informations différentes en raison de leurs résolutions respectives. Notre objectif initial était de proposer un algorithme pour inverser conjointement les données sismologiques d'ondes de surface et de temps d'arrivée et les données gravimétriques pour obtenir un modèle de vitesses de Basse-Terre avec une meilleure résolution. À ce stade, les images de la tomographie de temps d'arrivée de Basse-Terre consistent en un zoom sur la tomographie de l'arc effectué avec une grille de nœuds espacés de 4 km. L'apport de la tomographie au niveau de l'île de Basse-Terre sera bien plus intéressant après une tomographie d'un sous-volume suréchantillonné sous Basse-Terre. Ce travail nécessite de nouveaux développements en cours. Nous proposons à présent d'inverser conjointement les données gravimétriques et les courbes de dispersion avec un algorithme qui permettra d'ajouter les temps de trajets par la suite.

Imagerie de Basse-Terre par inversion jointe des données sismologiques et gravimétriques

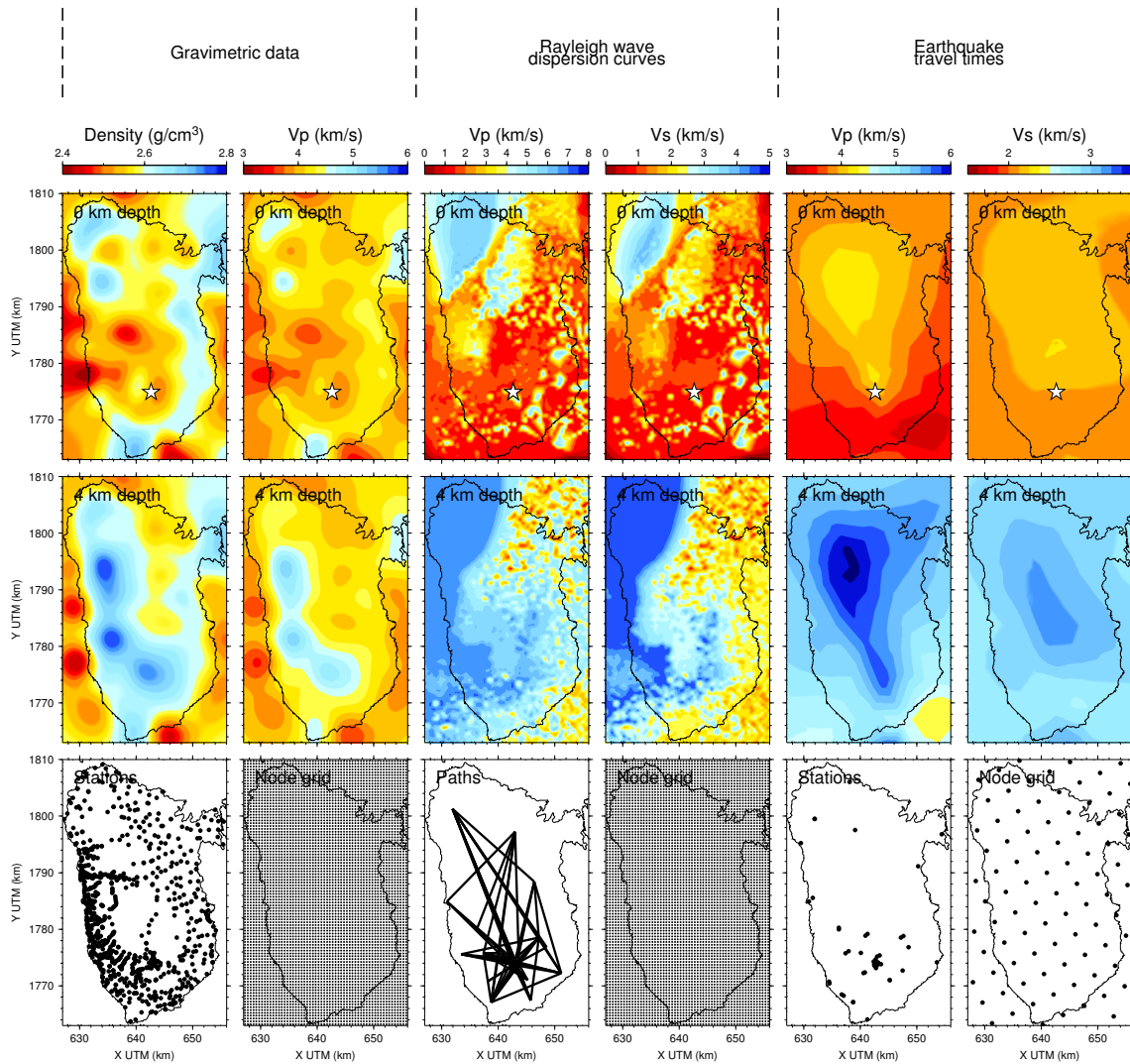


Figure 7.1 – Comparaison des modèles de densité et de vitesses obtenus par les différentes méthodes à 0 et 4 km de profondeur. Étoile blanche : La Soufrière. Les cartes du bas rappellent la distribution des données et les grilles de nœuds utilisées (pas de 500 m pour la gravimétrie et les ondes de surface et pas de 4 km pour les temps d’arrivée). Gauche : Résultat de l’inversion des données gravimétriques. Les densités ρ sont converties en vitesses V_P par la relation $V_P = 3.79/(3.5 - \rho)$ (Carlson & Raskin, 1984). Milieu : Résultat de l’inversion des courbes de dispersion d’ondes de Rayleigh obtenues par tomographie à partir de corrélations de bruit. Le modèle est recalé le long de la surface topographique. Droite : Résultat de l’inversion des temps d’arrivée des séismes de l’arc.

7.2 Inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion

7.2.1 Méthode

7.2.1.1 Choix de l'algorithme

Les temps d'arrivée sont inversés avec une formulation Bayésienne en utilisant un algorithme itératif de type Quasi-Newton pour résoudre le problème linéarisé (chapitre 6). Le milieu est discrétisé en nœuds de vitesse, description classique en tomographie de temps d'arrivée. Les données gravimétriques sont inversées linéairement selon le même schéma, avec une formulation Bayésienne et une discrétisation en nœuds (chapitre 3). Les courbes de dispersion, quant à elles, sont inversées par profil 1D avec une méthode de type Monte-Carlo pour obtenir un modèle discrétisé en couches homogènes. Dans notre cas, le code d'inversion `gpd` (Wathelet, 2005, 2008) utilise un algorithme de voisinage (chapitre 5).

Les méthodes de Monte-Carlo sont intéressantes pour l'inversion des courbes de dispersion 1D, problème non linéaire avec peu de paramètres (une dizaine). Cependant, les inversions de données gravimétriques et de temps d'arrivée de séismes imposent de travailler en trois dimensions. La grille utilisée au pas de 500 m sur Basse-Terre contient $59 \times 95 \times 20 = 112100$ nœuds, à multiplier par le nombre de types de paramètres à inverser (V_P , V_S , ρ). Avec ce nombre, les méthodes de Monte-Carlo ne permettent pas d'explorer l'espace des paramètres possibles de façon satisfaisante. Cependant, l'avantage de ce type de méthode est d'éviter de dépendre trop fortement d'un modèle initial. Dans un premier temps, nous avons pris le parti d'adopter un algorithme de Monte-Carlo par chaînes de Markov (Métropolis-Hastings puis recuit simulé) tout en réduisant le nombre de paramètres du modèle au maximum. Pour cela, nous avons utilisé une base de fonctions pour décrire notre milieu, en l'occurrence des polynômes de Tchebychev (cette paramétrisation est décrite dans la section 7.2.1.2). Avec des ordres de polynômes relativement faibles, il était ainsi possible de réduire le problème à quelques centaines ou milliers de paramètres. Malheureusement, cette approche était bien trop optimiste ! Malgré la réduction du nombre de paramètres, l'algorithme ne parvient pas à explorer l'ensemble des paramètres possibles. En effet, pour explorer une dizaine de valeurs (ce qui est un minimum) pour chaque paramètre (environ un millier pour le seul paramètre V_S), cela demanderait un minimum de 10^{1000} itérations, ce qui est bien trop élevé pour être réaliste. Pour l'instant, les applications des méthodes de Monte-Carlo semblent

limitées aux inversions de modèles à une ou deux dimensions.

Nous avons finalement choisi d'inverser les données sismologiques et gravimétriques de façon linéarisée. C'est également la solution retenue par [Maceira & Ammon \(2009\)](#) pour l'inversion jointe d'ondes de surface et de données gravimétriques. Nous adoptons un algorithme itératif de Quasi-Newton (chapitre 2). L'algorithme implique l'utilisation d'une matrice de taille égale au carré du nombre de paramètres total, c'est-à-dire le nombre de nœuds multiplié par le nombre de types de paramètres. Nous avons donc conservé l'idée d'une description du modèle par des polynômes de Tchebychev (section 7.2.1.2).

7.2.1.2 Paramétrisation avec Lagrange-Tchebychev

Pour diminuer le temps de calcul et la mémoire requise pour gérer tous les paramètres du modèle, nous avons cherché à minimiser le nombre de paramètres, tout en conservant suffisamment d'informations pour décrire le volume de façon réaliste. Une solution courante pour réduire le nombre de paramètres est d'utiliser une base de polynômes et de décrire l'espace à l'aide d'une combinaison linéaire de ces polynômes. Notre choix s'est porté sur les polynômes de Tchebychev. Cette base de polynômes est une généralisation des séries de Fourier aux fonctions non périodiques et présente l'avantage d'être les meilleurs polynômes pour approximer des fonctions continues C^0 , avec une convergence optimale quand l'ordre des polynômes augmente ([Boyd, 2001](#)). Dans notre cas, cette description du milieu présente deux avantages principaux : (1) l'utilisation de fonctions de base impose le lissage du modèle et (2) le choix de polynômes de Tchebychev assure un nombre optimal de paramètres.

Les polynômes de Tchebychev (fig. 7.2a) sont décrits par la relation de récurrence suivante ([Boyd, 2001](#)) :

$$\begin{aligned} T_0(x) &= 1 \\ T_1(x) &= x \\ T_{n+1}(x) &= 2xT_n(x) - T_{n-1}(x) \end{aligned} \tag{7.1}$$

pour x dans $[-1, 1]$ et n entier naturel supérieur ou égal à 1. La description d'un paramètre variable f du milieu à l'ordre $N_x - 1$, $N_y - 1$ et $N_z - 1$ en x , y et z consiste donc à déterminer les coefficients α_{ijk} tels que :

$$f(x, y, z) = \sum_{i=0}^{N_x-1} \sum_{j=0}^{N_y-1} \sum_{k=0}^{N_z-1} \alpha_{ijk} T_i(x) T_j(y) T_k(z). \tag{7.2}$$

Cette description (eq. 7.2) est exactement équivalente à une interpolation de

Lagrange étant données les valeurs f_{ijk} de la fonction f à des points de collocation de Gauss-Tchebychev (x_i, y_j, z_k) (Boyd, 2001) :

$$f(x, y, z) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sum_{k=1}^{N_z} f_{ijk} C_i(x) C_j(y) C_k(z) \quad (7.3)$$

où les fonctions cardinales :

$$\begin{aligned} C_i(x) &= \prod_{ii=1, ii \neq i}^{N_x} \frac{x - x_{ii}}{x_i - x_{ii}} \\ C_j(y) &= \prod_{jj=1, jj \neq j}^{N_y} \frac{y - y_{jj}}{y_j - y_{jj}} \\ C_z(z) &= \prod_{kk=1, kk \neq k}^{N_z} \frac{z - z_{kk}}{z_k - z_{kk}} \end{aligned} \quad (7.4)$$

utilisent les points de Gauss-Tchebychev comme points de collocation :

$$\begin{aligned} x_i &= \cos \frac{(2i-1)\pi}{2N_x}, \quad i = 1, \dots, N_x \\ y_j &= \cos \frac{(2j-1)\pi}{2N_y}, \quad j = 1, \dots, N_y \\ z_k &= \cos \frac{(2k-1)\pi}{2N_z}, \quad k = 1, \dots, N_z. \end{aligned} \quad (7.5)$$

Une fonction cardinale donnée prend la valeur de 1 au niveau du point de collocation correspondant et la valeur 0 au niveau de tous les autres points de collocation (fig 7.2b). Avec le formalisme de Lagrange (eq. 7.3), les paramètres à retrouver sont les valeurs aux points de collocation du modèle $f_{ijk} = f(x_i, y_j, z_k)$. Ces valeurs f_{ijk} sont directement les paramètres physiques du modèle (eg. vitesses, lenteurs, densité), contrairement à la combinaison linéaire de polynômes de Tchebychev (eq. 7.2) où les coefficients α_{ijk} ne correspondent pas à une grandeur physique que nous maîtrisons (impossibilité de contraindre les valeurs extrêmes par exemple).

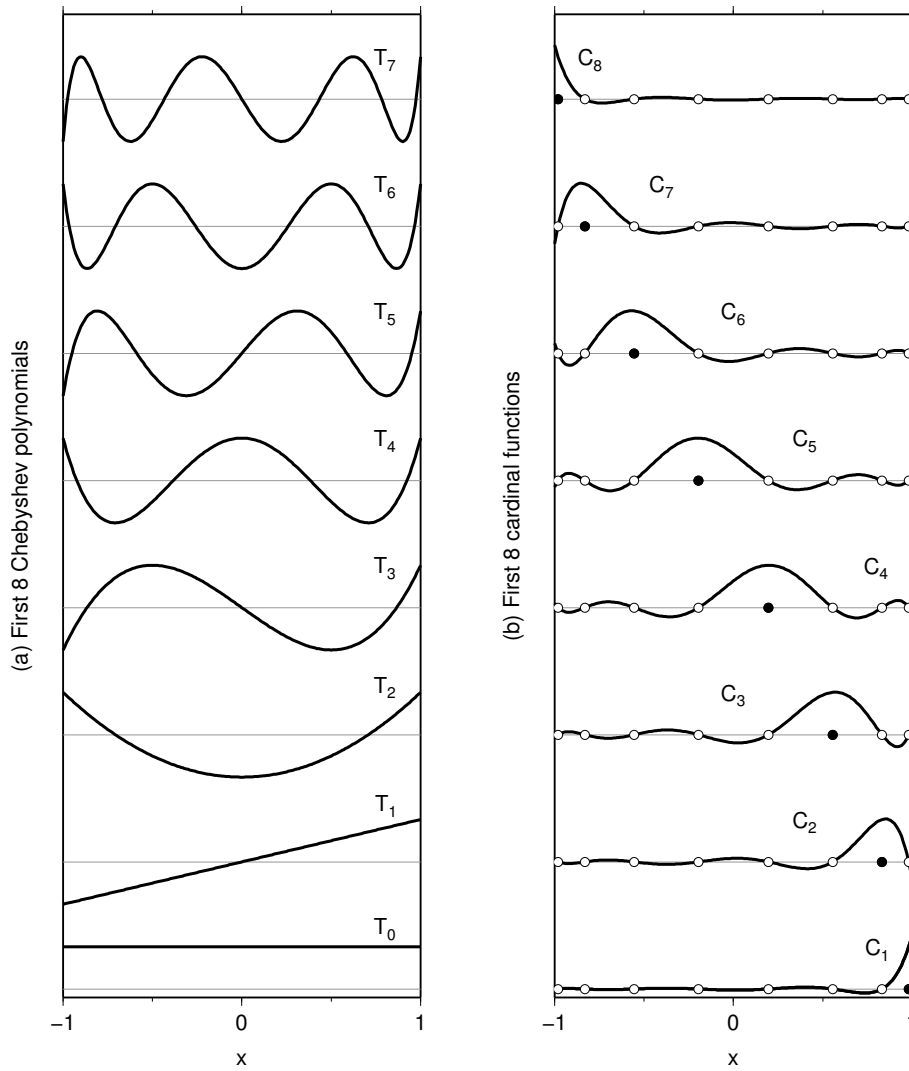


Figure 7.2 – (a) Polynômes de Tchebychev jusqu'à l'ordre 7. Les polynômes prennent des valeurs dans l'intervalle $[-1, 1]$, les lignes grises matérialisant la valeur zéro pour chaque polynôme. (b) Fonctions cardinales pour l'interpolation de Lagrange avec une grille de 8 points de Gauss-Tchebychev. Même échelle que pour la figure (a). Points noirs : Points associés à chaque fonction cardinale. Points blancs : Autres points de collocation.

Nous choisissons donc d'inverser les valeurs aux points de collocation de Gauss-Tchebychev et de décrire le modèle par interpolation de Lagrange (eq. 7.3). La grille des points de Tchebychev est représentée par les gros points noirs sur la figure 7.3. La modélisation pour la gravimétrie est effectuée suivant la grille de nœuds régulièrement espacés de 500 m (petits points gris foncé sur la figure 7.3). La modélisation pour les courbes de dispersion est effectuée par profil 1D de couches homogènes de 100 m jusqu'à 8 km sous la surface topographique (gris clair sur la figure 7.3).

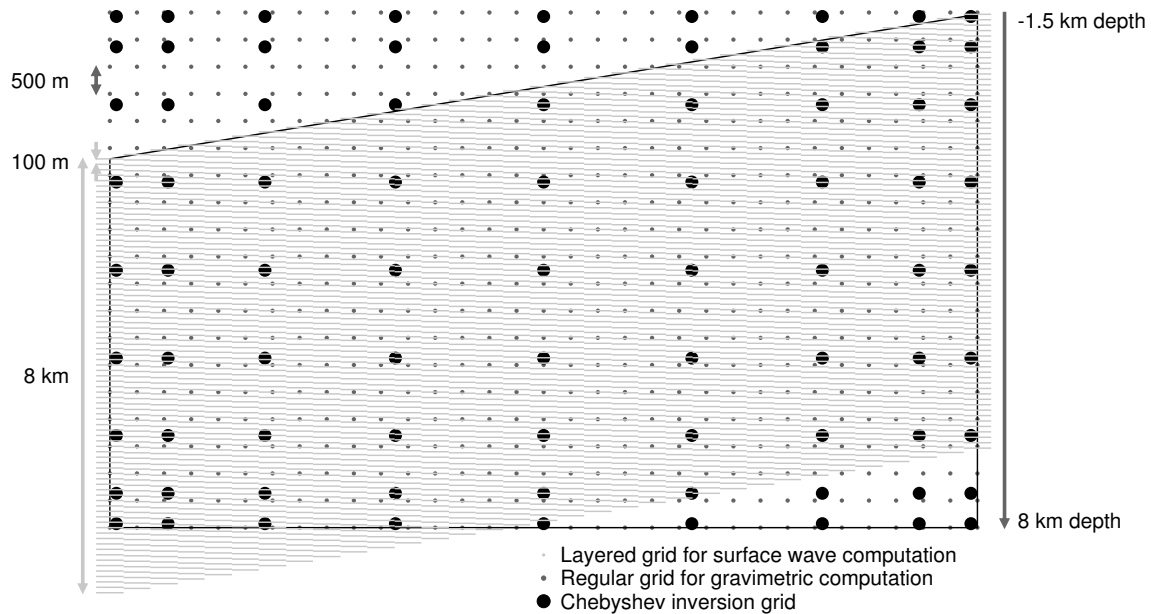


Figure 7.3 – Discretisation du milieu. Les courbes de dispersion d’onde de surface sont modélisées par profil 1D de couches de 100 m (gris clair). L’effet gravimétrique est modélisé en fonction des densités attribuées aux nœuds d’une grille régulière (gris foncé). Nous inversons les vitesses aux points de collocation de la Lagrange-Tchebychev (noir).

Une règle empirique propose que là où l’on utiliserait 6 points par longueur d’onde pour décrire une fonction avec une grille régulière, 3.5 points par longueur d’onde suffisent avec une approche Lagrange-Tchebychev (Boyd, 2001). Pour obtenir un niveau de détail égal, en trois dimensions, l’approche Lagrange-Tchebychev nécessiterait donc environ huit fois moins de points.

7.2.1.3 Choix des paramètres

Nous choisissons de paramétrer le problème en termes de lenteurs S_P et S_S , en fixant une relation entre la densité ρ et la lenteur S_P pour la prise en compte de la gravimétrie. L’inversion de la lenteur S_P est donc directement contrainte pour la gravimétrie et les ondes de surface tandis que la lenteur S_S est uniquement contrainte par les ondes de surface. Ces choix pourraient bien sûr être différents. Par exemple, il serait possible de ne pas forcer le couplage entre densité et lenteur P en considérant que le couplage intervient au niveau de la densité au travers de la sensibilité de la gravimétrie et des ondes de surface.

7.2.1.4 Algorithme d'inversion

Nous présentons ici l'algorithme pour une paramétrisation en termes de lenteurs S_P et S_S .

Nous minimisons la fonction coût :

$$\phi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}(\|\mathbf{d}_{\text{cal}} - \mathbf{d}_{\text{obs}}\|_D^2 + \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\text{prior}}\|_M^2) \quad (7.6)$$

avec un algorithme de Quasi-Newton :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n - \mu(\mathbf{G}^t \mathbf{C}_D^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{C}_M^{-1})^{-1}(\mathbf{G}^t \mathbf{C}_D^{-1}(\mathbf{d}_{\text{cal}} - \mathbf{d}_{\text{obs}}) + \mathbf{C}_M^{-1}(\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_{\text{prior}})). \quad (7.7)$$

Les données \mathbf{d} contiennent les profils de vitesse de groupe de Rayleigh \mathbf{V}_G et les données gravimétriques \mathbf{g} :

$$\mathbf{d} = \begin{bmatrix} \mathbf{V}_G \\ \mathbf{g} \end{bmatrix} \quad (7.8)$$

et les paramètres \mathbf{m} sont les lenteurs \mathbf{S}_P et \mathbf{S}_S aux points de collocation Gauss-Tchebychev du modèle :

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{S}_P \\ \mathbf{S}_S \end{bmatrix}. \quad (7.9)$$

La matrice des dérivées \mathbf{G} :

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{V_G, S_P} & \mathbf{G}_{V_G, S_S} \\ \mathbf{G}_{g, S_P} & 0 \end{bmatrix} \quad (7.10)$$

contient les dérivées des données par rapport aux lenteurs :

$$\begin{cases} G_{V_G, S_P} = \frac{\partial V_G}{\partial S_{P,i}} = \left(\frac{\partial V_G}{\partial V_{P,l}} \frac{dV_{P,l}}{dS_{P,l}} + \frac{\partial V_G}{\partial \rho_l} \frac{d\rho_l}{dS_{P,l}} \right) \frac{dS_{P,l}}{dS_{P,i}} = 2 \frac{\partial V_G}{\partial V_{P,l}} \frac{dV_{P,l}}{dS_{P,l}} \frac{dS_{P,l}}{dS_{P,i}} \\ G_{V_G, S_S} = \frac{\partial V_G}{\partial S_{S,i}} = \frac{\partial V_G}{\partial V_{S,l}} \frac{dV_{S,l}}{dS_{S,l}} \frac{dS_{S,l}}{dS_{S,i}} \\ G_{g, S_P} = \frac{dg}{dS_{P,i}} = \frac{dg}{d\rho_n} \frac{d\rho_n}{dV_{P,n}} \frac{dV_{P,n}}{dV_{P,i}} \frac{dV_{P,i}}{dS_{P,i}} \end{cases} \quad (7.11)$$

où les indices n , l et i correspondent respectivement à la grille régulière, au modèle en couche et aux points de collocation de Tchebychev (fig. 7.3). Les dérivées $\frac{dS_{P,l}}{dS_{P,i}} = \frac{dS_{S,l}}{dS_{S,i}}$ et $\frac{dV_{P,n}}{dV_{P,i}}$ sont les produits des fonctions cardinales (eq. 7.4). Les dérivées des vitesses de groupe par rapport aux vitesses des couches sont obtenues avec les programmes de Herrmann (2013). Les dérivées des mesures gravimétriques par rapport aux vitesses P sont calculées avec notre programme de modélisation (chapitre 3). La loi de conversion entre vitesse P et densité intervient dans la dérivée de

la densité par rapport à la vitesse P.

Les matrices \mathbf{C}_D et \mathbf{C}_M sont ici de simples matrices de pondération contenant les variances des données et des paramètres sur leurs diagonales. Nous n'incluons pas de termes de covariance car les liens entre les paramètres sont déjà définis par les fonctions polynomiales.

7.2.2 Application à Basse-Terre

7.2.2.1 Paramètres d'inversion

La relation entre la densité ρ et la lenteur S_P est fixée par la relation linéaire obtenue par [Carlson & Raskin \(1984\)](#) à partir de forage dans la croûte océanique atlantique (chapitre 2, section 2.3.4) :

$$\rho = 3.50 - 3.79S_P. \quad (7.12)$$

Dans la suite, pour les tests de résolution synthétiques (section 7.2.2.2) et les inversions de données réelles (section 7.2.2.3), nous utilisons les paramètres suivants : écart-type sur les lenteurs P et S de $0.01 \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$, écart-type sur les données gravimétriques de 1, 0.4 ou 0.3 mGal en fonction de l'erreur attribuée à chaque jeu de données (chapitre 3), écart-type sur les vitesses de groupe de $0.1 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les données synthétiques et de $0.2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les données réelles. Ces paramètres ont été ajustés sur la base des tests synthétiques et de façon à obtenir la convergence des inversions.

Nous utilisons des polynômes à l'ordre 16 dans les directions horizontales et à l'ordre 8 dans la direction verticale. Nous inversons donc deux fois $17 \times 17 \times 9 = 2601$ paramètres pour les lenteurs S_P et S_S . D'après la règle empirique de 3.5 points par longueur d'onde (section 7.2.1.2) et compte tenu des dimensions du volume inversé ($29 \text{ km} \times 47 \text{ km} \times 9.5 \text{ km}$), les ordres utilisés permettraient d'obtenir des résolutions d'environ 6, 10 et 4 km dans les directions x, y et z respectivement. Les tests de résolution nous en diront plus à ce sujet (section 7.2.2.2).

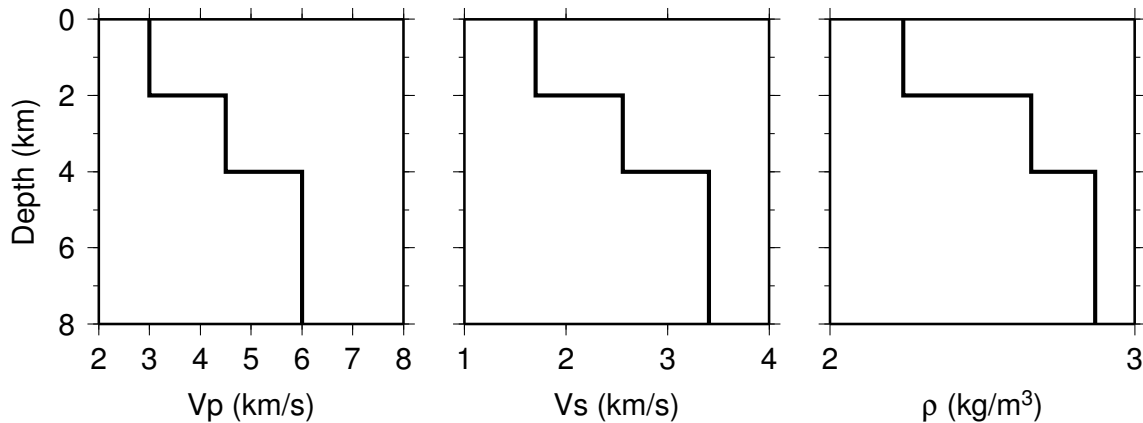


Figure 7.4 – Modèle 1D d’après le modèle proposé par [Dorel et al. \(1979\)](#) pour le sud de Basse-Terre.

7.2.2.2 Tests de résolution

Pour tester la résolution latérale, nous générons des tests synthétiques en damiers avec des variations de vitesse V_P de $\pm 10\%$ suivant des prismes verticaux de 5 et 10 km de côté (fig. 7.5a et 7.7a). Les variations sont appliquées à V_P par rapport à un modèle en trois couches définies d’après les modèles proposés par [Dorel et al. \(1979\)](#) (fig. 7.4). Le rapport V_P/V_S est fixé à 1.76 et la densité est déterminée à partir de la relation 7.12. Le modèle de la figure 7.4 est utilisé comme modèle initial. Nous calculons les données synthétiques avec la même distribution que les données réelles.

Les figures 7.5 et 7.7 montrent les résultats obtenus après inversion des données gravimétriques seules (b), des courbes de dispersion seules (c) et des données gravimétriques et des courbes de dispersion conjointement (d). La gravimétrie (fig. 7.5b et 7.7b) permet de retrouver le damier de façon satisfaisante sur les tout premiers kilomètres, jusqu’au niveau de la mer environ (les coupes à 0 km correspondent au niveau de la mer et non à la surface topographique). Les ondes de surface (fig. 7.5c et 7.7c) aident à retrouver le modèle de vitesse P jusqu’à 4 km de profondeur, ce qui est cohérent avec notre observation sur leur sensibilité (chapitre 5, section 5.3.1). Les amplitudes sont bien retrouvées dans la partie sud de l’île où la densité de trajets interstations est dense, mais elles sont beaucoup plus faibles aux bords du réseau. Avec l’inversion jointe, le modèle de vitesse P obtenu est finalement contraint par la gravimétrie jusqu’à 0 – 1 km de profondeur, puis par les ondes de surface jusqu’à 4 km de profondeur (fig. 7.5c et 7.7c). Quant à la vitesse S qui n’est contrainte que par les ondes de surface, elle est retrouvée de façon satisfaisante jusqu’à 6 km environ (fig. 7.5c et 7.7c). Les très légères variations sur les vitesses S entre l’inversion

indépendante et l'inversion jointe (fig. 7.5c-d et 7.7c-d) sont dues aux variations des vitesses P contraintes par l'ajout des données gravimétriques car V_P et V_S influent l'un sur l'autre lors de l'inversion des courbes de dispersion. Ces observations se retrouvent sur la figure 7.9 qui représente des sections des termes diagonaux extraits des matrices de résolution pour les inversions indépendantes et pour l'inversion jointe.

Notons que le damier avec des prismes de 5 km de côté (fig. 7.5) est dans l'ensemble mieux retrouvé que le damier avec des prismes de 10 km de côté (fig. 7.7). Cela est dû à la capacité des polynômes, en fonction de l'ordre utilisé, à reproduire telles ou telles échelles. Le modèle synthétique du damier avec les prismes de 10 km de côté montre déjà des artefacts dus à la description avec les polynômes : les prismes semblent "coupés en deux" le long des longitudes (fig. 7.7a).

Les figures 7.6 et 7.8 montrent la convergence des fonctions coût sur les données gravimétriques et les courbes de dispersion pour les inversions des tests synthétiques en damier. En raison de la linéarité du problème gravimétrique, l'écart aux données gravimétriques converge dès la première itération. L'influence des données gravimétriques dans l'inversion est donc concentrée sur cette première itération. Cela pourrait être modulé en diminuant le coefficient d'amortissement μ .

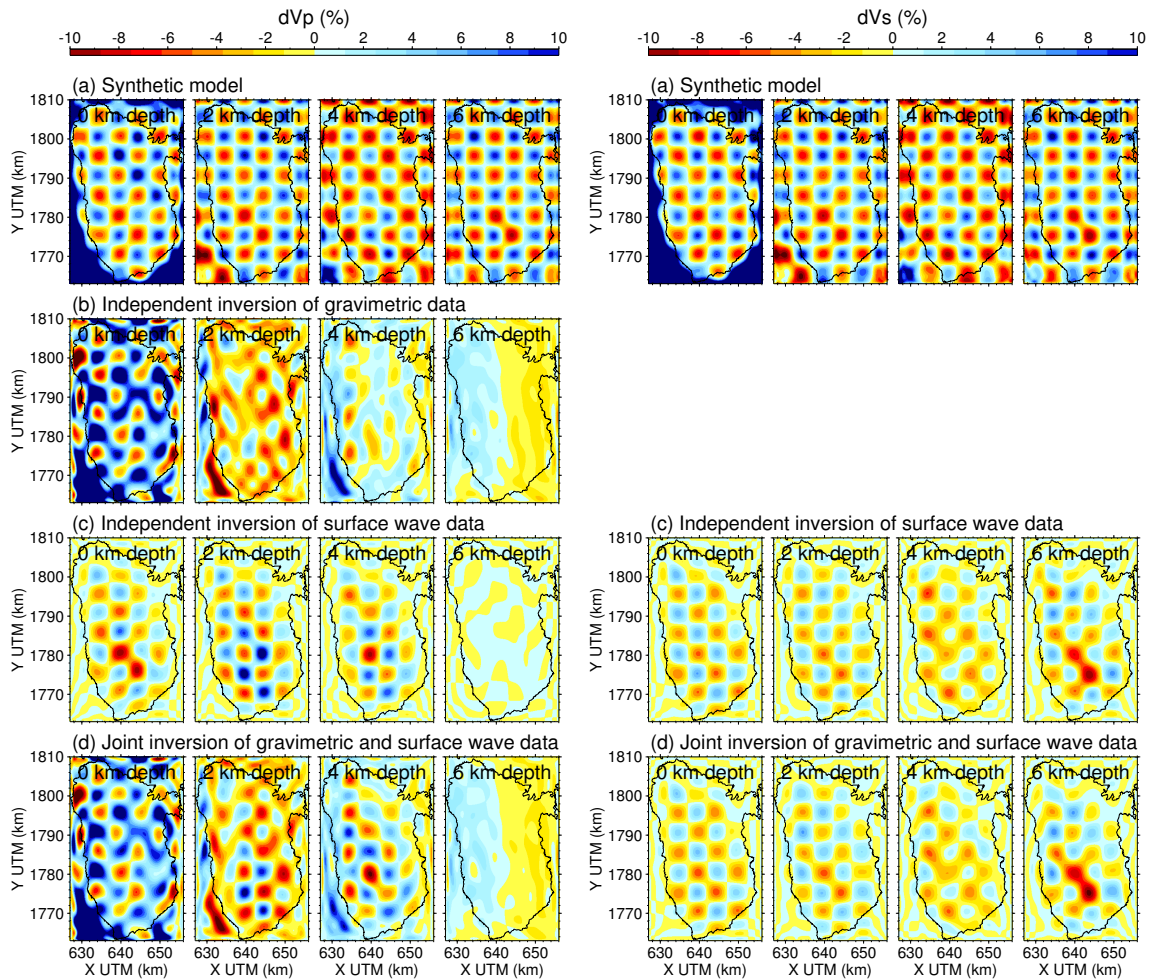


Figure 7.5 – Tests synthétiques en damier avec des prismes verticaux de 5 km de côté. Sections extraites à 0, 2, 4 et 6 km de profondeur. Quatre colonnes de gauche : Variations de V_P par rapport au modèle en gradient. Quatre colonnes de droite : Variations de V_S par rapport au modèle en gradient. (a) Modèle synthétique. (b) Résultat de l'inversion indépendante des données gravimétriques. (c) Résultat de l'inversion indépendante des courbes de dispersion. (d) Résultat de l'inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion.

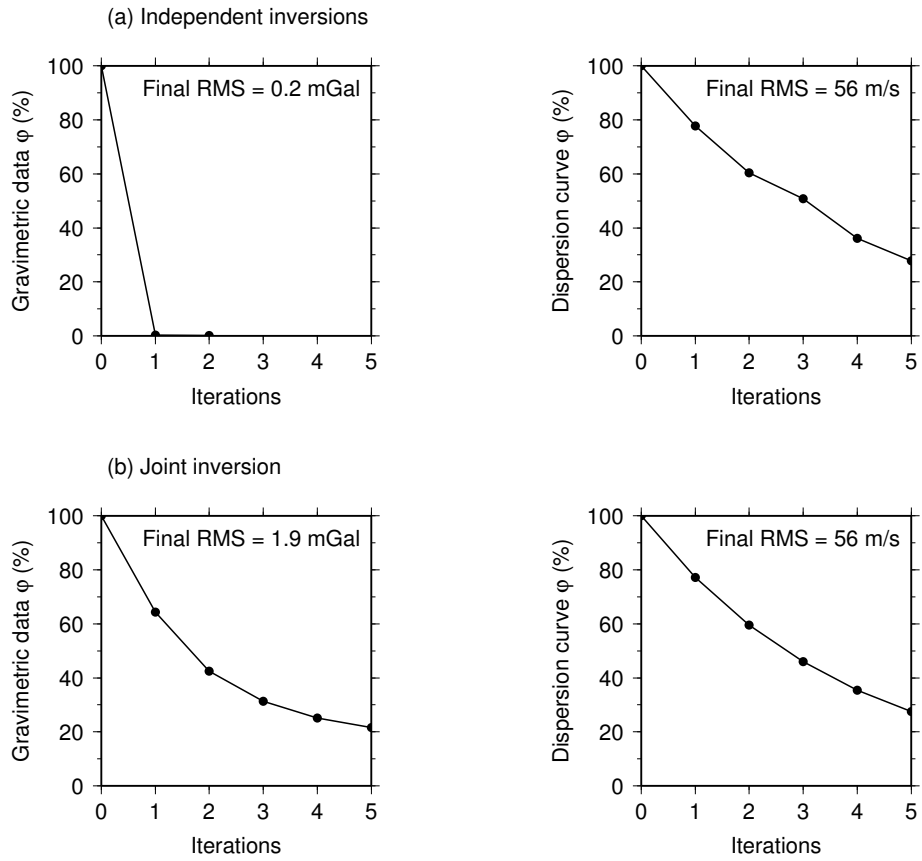


Figure 7.6 – Convergence des fonctions coût ϕ sur les données pour les tests synthétiques en damier avec des prismes verticaux de 5 km de côté.

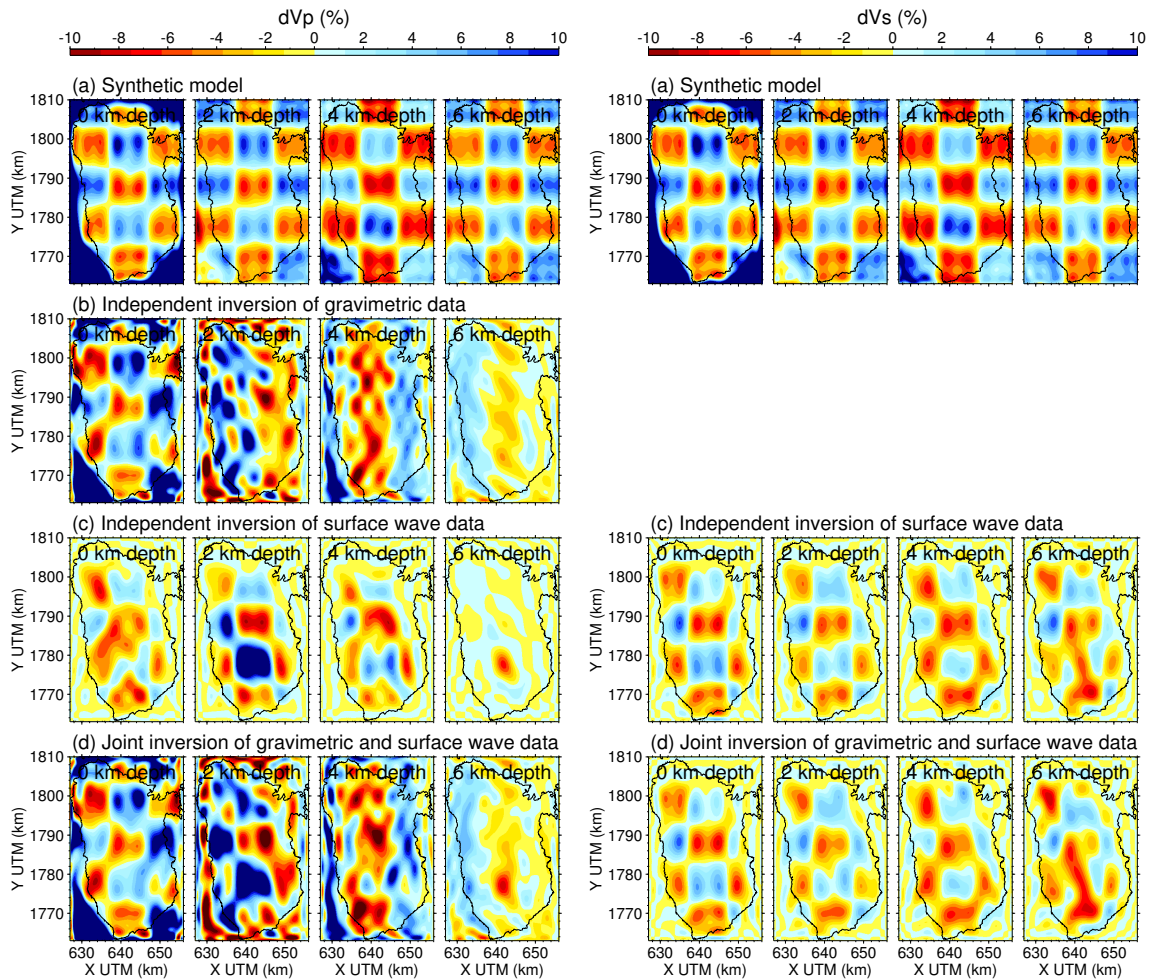


Figure 7.7 – Tests synthétiques en damier avec des prismes verticaux de 10 km de côté. Sections extraites à 0, 2, 4 et 6 km de profondeur. Quatre colonnes de gauche : Variations de V_P par rapport au modèle en gradient. Quatre colonnes de droite : Variations de V_S par rapport au modèle en gradient. (a) Modèle synthétique. (b) Résultat de l'inversion indépendante des données gravimétriques. (c) Résultat de l'inversion indépendante des courbes de dispersion. (d) Résultat de l'inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion.

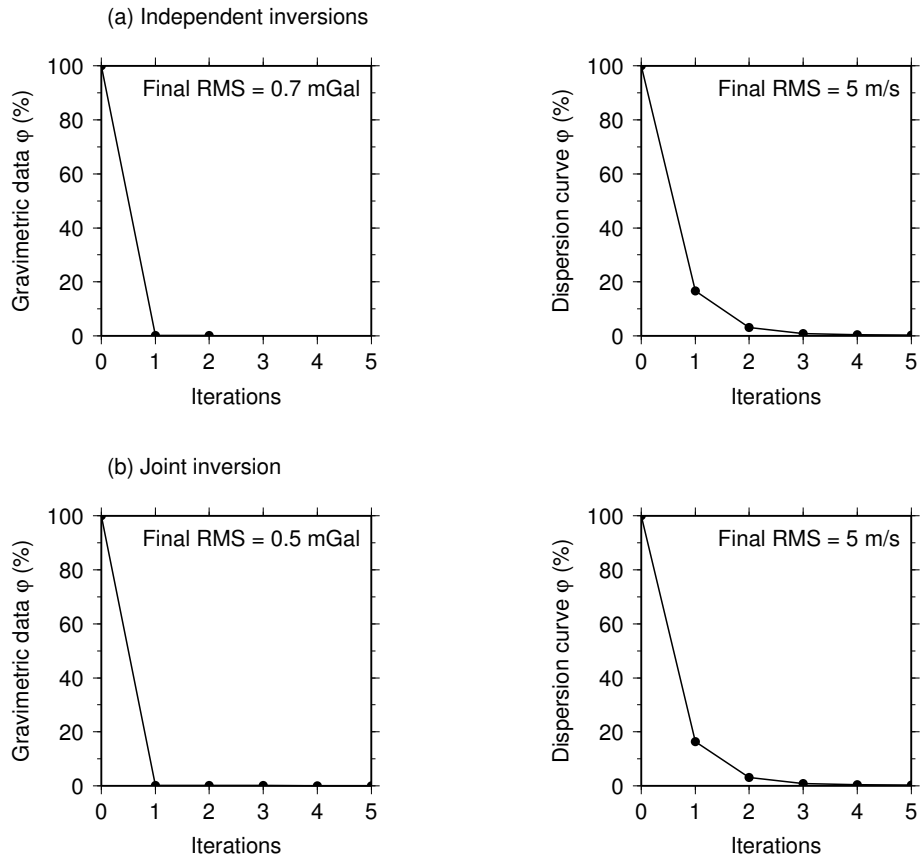


Figure 7.8 – Convergence des fonctions coût ϕ sur les données pour les tests synthétiques en damier avec des prismes verticaux de 10 km de côté.

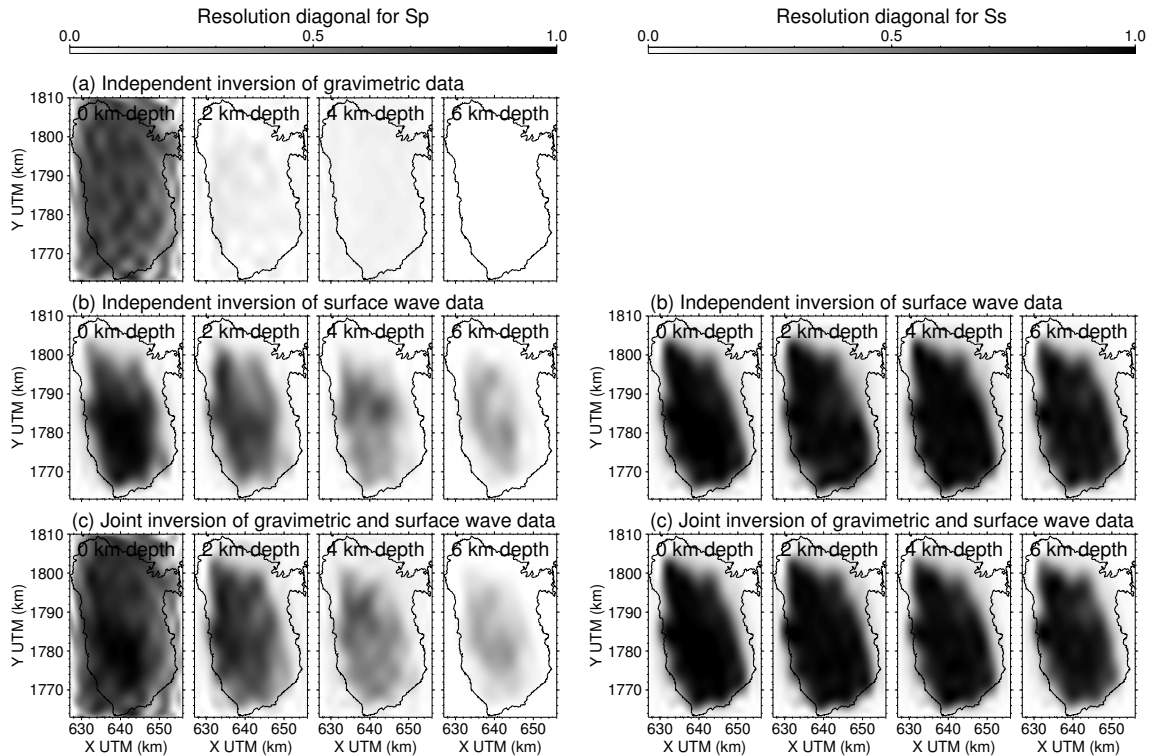


Figure 7.9 – Terme diagonal de la matrice de résolution pour les lenteurs P (quatre colonnes de gauche) et pour les lenteurs S (quatre colonnes de droite) extrait sur des sections horizontales à 0, 2, 4 et 6 km de profondeur. (a) Inversion indépendante des données gravimétriques. (b) Inversion indépendante des courbes de dispersion. (c) Inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion.

7.2.2.3 Inversion des données réelles

En utilisant une inversion linéarisée, nous nous attendons à ce que notre résultat final soit très dépendant de notre modèle initial. Nous inversons nos données avec deux modèles initiaux différents : le modèle final obtenu par l'inversion des courbes de dispersion seules et indépendamment les unes des autres (chapitre 5, fig. 5.11) et un modèle 1D construit d'après les modèles de [Dorel et al. \(1979\)](#).

Pour le modèle issu de l'inversion des courbes de dispersion seules, nous considérons uniquement les courbes de dispersion des profils situés à l'intérieur du réseau de stations. Cela nous permet de ne pas prendre en compte les zones où il n'y a pas de données et où les valeurs peuvent être aberrantes, comme dans le nord-ouest de l'île. Ce modèle est constitué des vitesses localisées au centre de couches fines (100 m d'épaisseur), jusqu'à 8 km de profondeur sous la surface topographique. Or nous avons choisi d'inverser les valeurs des paramètres au niveau des points de collocation de Gauss-Tchebychev. Une étape préliminaire à l'inversion consiste donc à décrire le modèle initial avec la paramétrisation en polynômes de Lagrange. Cette

transformation induit une erreur sur les vitesses de 10 % environ par rapport au modèle décrit en couches fines. Cet écart est relativement élevé, mais tient compte des valeurs aberrantes non lissées dans le résultat de l'inversion indépendante des courbes de dispersion. La transformation induit un lissage, ce qui est d'ailleurs un des effets recherchés avec l'utilisation des polynômes (section 7.2.1.2).

L'utilisation d'un modèle initial 1D conduit à des résultats très similaires par rapport au modèle issu de l'inversion des courbes de dispersion. Cela suggère que notre modèle final dépend peu du modèle initial. Le choix d'un algorithme linéarisé est donc tout à fait raisonnable. Nous présentons dans la suite les résultats obtenus avec un modèle initial 1D.

Le résultat de l'inversion des données réelles est présenté sur la figure 7.10 et la convergence des fonctions coût sur les données est montrée sur la figure 7.11. L'inversion des données gravimétriques conduit à des anomalies similaires à celles obtenues au chapitre 3 (fig. 7.1), en particulier des faibles densités le long de la côte ouest et des densités élevées en profondeur au nord et sous le complexe de la Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière. L'inversion des courbes de dispersion montre bien des vitesses d'onde S généralement plus élevées au nord et plus faibles au sud (fig. 7.10c, droite), même si la tendance est moins évidente sur les vitesses d'onde P (fig. 7.10c, gauche). L'inversion jointe des données réelles ne semble pas très bien contrainte : les résultats montrent des artefacts importants (fig. 7.10d). De simples variations des paramètres d'inversion ne permettent pas d'améliorer sensiblement les résultats. Une possibilité pour mieux contraindre l'inversion serait de diminuer l'ordre des polynômes, mais cette solution risquerait de ne plus permettre d'obtenir un modèle avec un niveau de détail suffisant. Il est possible que la relation utilisée entre la densité et la vitesse des ondes P ne soit pas adaptée, empêchant l'algorithme d'inverser correctement les données gravimétriques. On observe que l'ajout de la gravimétrie affecte peu les résultats des ondes de surface (fig. 7.10c-d). L'inversion jointe est donc dominée par les ondes de surface, ce qui n'était pas le cas pour les tests synthétiques (section 7.2.2.2). Là encore, des modifications des paramètres d'inversion ne permettent pas de mieux calibrer l'inversion tout en gardant des résidus raisonnables sur les données.

Imagerie de Basse-Terre par inversion jointe des données sismologiques et gravimétriques

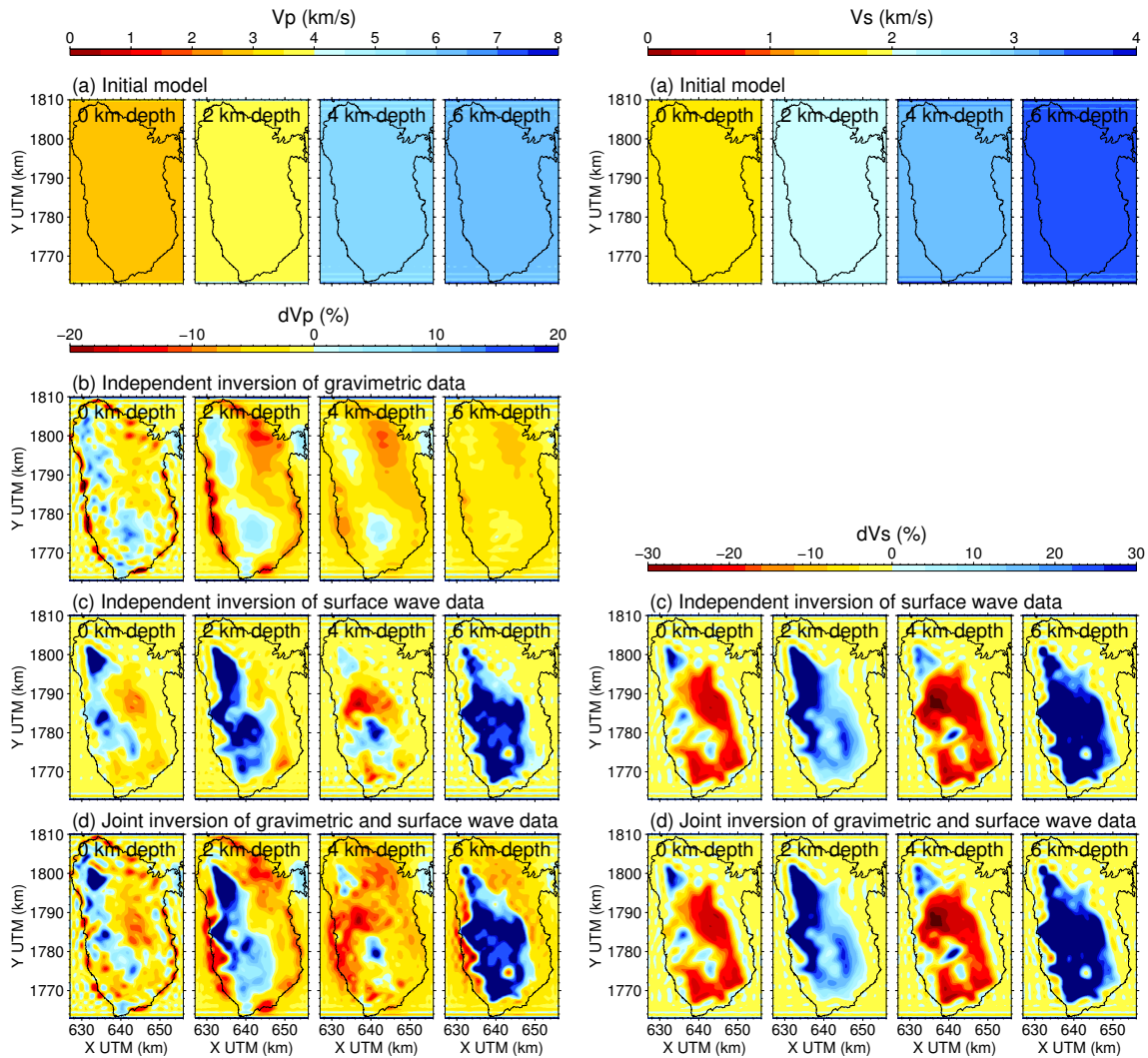


Figure 7.10 – Résultats de l'inversion des données réelles suivant des sections horizontales extraites à 0, 2, 4 et 6 km de profondeur. (a) Modèle initial d'après Dorel et al. (1979). (b) Résultat de l'inversion indépendante des données gravimétriques. (c) Résultat de l'inversion indépendante des courbes de dispersion. (d) Résultat de l'inversion jointe des données gravimétriques et des courbes de dispersion.

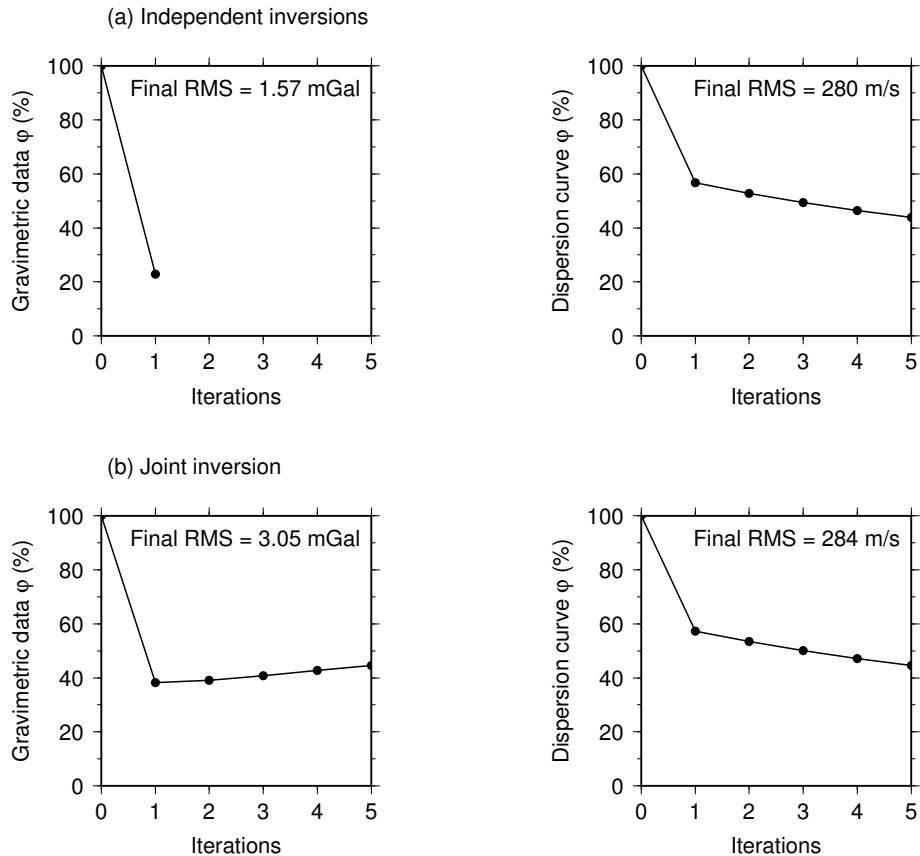


Figure 7.11 – Convergence des fonctions coût ϕ sur les données pour les inversions des données réelles.

7.3 Discussion sur l’apport de l’inversion jointe

7.3.1 Intérêt de l’inversion jointe

Les tests synthétiques en damiers sont convaincants quant à l’intérêt de l’inversion jointe (section 7.2.2.2). L’inversion jointe des données gravimétriques et des ondes de surface permet d’obtenir un modèle de vitesses avec une résolution satisfaisante jusqu’à 4 km de profondeur pour V_P et 6 km de profondeur pour V_S . L’ajout ultérieur des temps de trajets de séismes de l’arc dans l’algorithme d’inversion jointe devrait améliorer la résolution latérale des vitesses P et S et apporter des informations complémentaires au-delà de 4 km de profondeur.

L’inversion des données réelles n’est pas encore concluante. Les résultats sont dominés par les ondes de surface et montrent des artefacts qui pourraient être liés à la paramétrisation en polynômes et/ou à la distribution des données (section 7.2.2.3).

Ces résultats sont préliminaires et des évolutions de l'algorithme sont encore nécessaires pour obtenir un résultat d'inversion jointe satisfaisant.

7.3.2 Couplage

Dans la méthode d'inversion jointe proposée ici, la relation entre vitesse P et densité est forcée. Le couplage permet alors de contraindre les vitesses P, les vitesses S étant uniquement contraintes par les ondes de surface.

La méthode peut aisément être adaptée à d'autres situations. Le rapport V_P/V_S peut être contraint. La relation densité-vitesse peut être modifiée, voire supprimée. Le couplage se ferait alors uniquement à travers la sensibilité des données gravimétriques et des ondes de surface à la densité. Cette option implique que les données d'ondes de surface soient suffisamment robustes pour contraindre les trois paramètres que sont les vitesses P et S et la densité.

En plus d'apporter des résolutions spatiales complémentaires, l'ajout des temps de trajets a l'avantage de contraindre les vitesses P et S. L'inversion simultanée des ondes de surface et des temps de trajets est donc un processus réellement joint qui ne nécessite pas de couplage vu que les paramètres inversés sont les mêmes.

7.3.3 Paramétrisation

Les inversions effectuées dans ce chapitre sont effectuées pour des polynômes de Tchebychev correspondant à $17 \times 17 \times 8 = 2601$ nœuds. Nous avons également essayé les mêmes inversions pour des ordres qui correspondraient à des longueurs d'onde de 4 km selon la règle des 3.5 points par longueur d'onde. Cela correspond à un total de $25 \times 41 \times 8 = 8200$ nœuds. L'inversion est alors très mal contrainte : la fonction coût ne converge pas et les paramètres prennent des valeurs extrêmes. Le potentiel de la paramétrisation du modèle avec des polynômes de Tchebyshev doit donc être nuancé. Le gain en termes de paramètres est réel. Cependant, il est possible que cette description rende l'inversion instable et difficile à contraindre.

À terme, il ne faut donc pas exclure de revenir à une paramétrisation en grille de nœuds régulière. Toutefois, des modifications et probablement une parallélisation du code sera nécessaire pour gérer le nombre élevé de paramètres.

Conclusion générale

Conclusions

Structure de l'île de Basse-Terre

Ce travail a conduit à l'élaboration des premiers modèles 3D de l'île volcanique de Basse-Terre en termes de densité, aimantation et vitesses sismiques. Ces modèles apportent des connaissances nouvelles sur la structure de l'île. Les résultats sont présentés sur la figure 7.12.

Tous les résultats montrent une tendance NNO-SSE avec des vitesses et densités qui augmentent vers le nord. Cette tendance est particulièrement visible sur les résultats de la tomographie de temps d'arrivée (fig. 7.12) et sur la composante régionale des données gravimétriques, ce qui laisse penser qu'il s'agit de l'effet de structures à relativement grande échelle, et en profondeur. Cela est moins visible sur les vitesses obtenues à partir des ondes de surface, mais des vitesses plus élevées sont tout de même constatées au nord de l'île, notamment aux alentours de la station de Dehaies (fig. 7.12). L'observation de cette tendance est cohérente avec l'évolution du volcanisme du nord au sud, avec des magmas de plus en plus différenciés, donc de moins en moins denses (Mathieu et al., 2013).

La distribution de l'aimantation, et en particulier de sa polarité, obtenue par inversion de données aéromagnétiques, nous renseigne notamment sur l'histoire éruptive de Basse-Terre. Les changements de polarité permettent de délimiter les volumes de roche formée au cours d'un intervalle de temps de même polarité. Cela nous a permis d'estimer un taux de construction de l'île de 8.3×10^{-4} km³/an environ au cours de la période du Brunhes (période actuelle de polarité normale). Le volume correspondant est délimité sur les coupes d'aimantations de la figure 7.12 (pointillés). Cette estimation est deux à quatre fois supérieure aux taux estimés en considérant uniquement les roches émergées (Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012 ; Ricci et al., 2015). Cela montre l'importance de prendre en compte les roches en profondeur, y compris sous le niveau de la mer, pour mieux connaître l'histoire éruptive

Conclusion générale

passée.

Le dôme de la Soufrière est caractérisé par une faible densité, des vitesses modérées observées en proche surface avec les ondes de surface et une faible aimantation (fig. 7.12, S), témoins de la forte altération hydrothermale du dôme (eg. Komorowski et al., 2008 ; Salaün et al., 2011 ; Brothelande et al., 2014 ; Bouligand et al., 2016). Plus en profondeur, une augmentation des vitesses et des densités (fig. 7.12, S') peut refléter la présence d'intrusions magmatiques refroidies sous la Soufrière (eg. Boichu et al., 2011 ; Coutant et al., 2012 ; Villemant et al., 2014) ou d'anciens systèmes d'alimentation du complexe de la Grande-Découverte-Carmichaël.

Le long de la côte ouest, sur une dizaine de kilomètres dans la région de Bouillante, les données gravimétriques montrent de faibles densités en surface (fig. 7.12, B), probablement liées à l'activité hydrothermale de la région (eg. Gailler et al., 2014), et des densités plus élevées en profondeur, en particulier sous la vallée de Beaugendre. Les ondes de surface conduisent à des vitesses élevées dans cette zone. Cela traduirait la présence d'un ancien centre éruptif majeur dans la région du Piton de Bouillante et du Sans-Toucher (fig. 7.12, BV). Ce résultat est en accord avec le taux élevé d'extrusion de magma estimé par Samper et al. (2007) et avec l'abondance de laves massives observée par Mathieu et al. (2013). Entre le dôme et la côte, l'intensité des aimantations superficielles est plutôt faible (fig. 7.12, C). Cela peut s'expliquer par la présence de dépôts d'avalanche de débris dus à l'effondrement du volcan Carmichaël (Boudon et al., 1988, 2008).

Dans le sud de l'île, les aimantations présentent des intensités particulièrement fortes au niveau des édifices de la Madeleine, en raison des laves massives qui les constituent (fig. 7.12, M Boudon et al., 1988). Cette observation ne se retrouve pas dans les autres résultats, sauf peut-être quelques vitesses élevées retrouvées à partir des ondes de surface. Cela s'explique par la sensibilité du magnétisme aux structures très superficielles par rapport aux autres méthodes.

Enfin, au nord, des densités plus élevées sont à noter en profondeur au niveau de la vallée de Petite Plaine (fig. 7.12, PPV) tandis que l'inversion des ondes de surface montre des vitesses élevées autour de la vallée de Madelonnette (fig. 7.12, MV), à la même latitude que la vallée de Petite Plaine, à l'est de la Morne Jeanneton. Mathieu et al. (2013) observent des laves massives dans cette zone. Là encore, nous interprétons ce résultat comme la trace d'un ancien centre éruptif majeur.

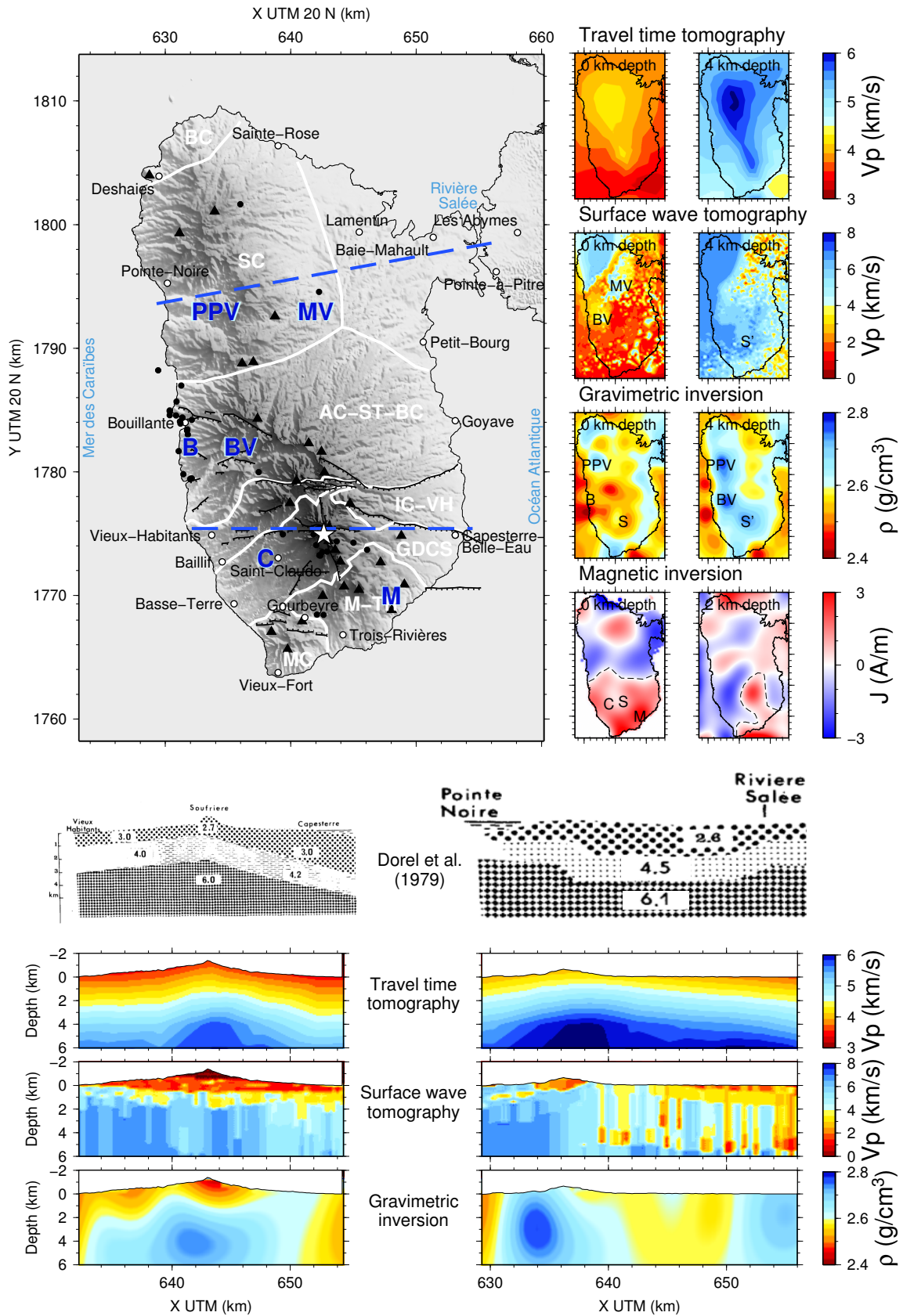


Figure 7.12 – Synthèse des résultats de l’imagerie géophysique de Basse-Terre. Les lignes pointillées situent les coupes le long des profils sismiques de [Dorel et al. \(1979\)](#).

Conclusion générale

Comparons les modèles de vitesses sismiques proposés par [Dorel et al. \(1979\)](#) à des coupes extraites de nos modèles 3D (fig. 7.12, bas). Les ordres de grandeur des vitesses obtenues par tomographie de temps de trajet sont similaires à celles proposées par [Dorel et al. \(1979\)](#), même si nos modèles atteignent une vitesse de $6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ à des profondeurs légèrement plus élevées que dans les modèles proposés par [Dorel et al. \(1979\)](#). Cela peut s'expliquer par le lissage de nos modèles. Par contre, les vitesses retrouvées par les ondes de surface couvrent une gamme de valeurs plus large. Le dôme de la Soufrière n'est pas résolu par les temps de trajet en raison de la grande longueur d'onde sur résultat, mais l'inversion des données gravimétriques et la tomographie d'ondes de surface montrent bien des densités et des vitesses faibles au niveau du dôme (fig. 7.12, coupe Vieux-Habitants/Capesterre). En profondeur, les temps de trajet comme la gravimétrie sont en accord avec les variations latérales observées par [Dorel et al. \(1979\)](#). Sous le dôme de la Soufrière, les vitesses augmentent en profondeur (fig. 7.12, coupe B). Au nord de l'île, nos modèles retrouvent des vitesses et des densités élevées à l'ouest et des valeurs plus faibles dans les sédiments à l'est (fig. 7.12, coupe Pointe-Noire/Rivière Salée). Par contre, la gravimétrie ne résout pas le gradient vertical.

Dans l'ensemble, nos résultats sont donc en accord avec les coupes sismiques de [Dorel et al. \(1979\)](#) et fournissent pour la première fois des modèles tridimensionnels de vitesses pour l'île de Basse-Terre. Cependant, de nombreuses différences sont constatées d'un modèle à l'autre. L'inversion jointe devrait permettre de résoudre les ambiguïtés liées aux inversions indépendantes.

Méthodologie d'inversion jointe

Les modèles de Basse-Terre, obtenus par inversions indépendantes des différents jeux de données, montrent des structures communes, mais restent très différents les uns des autres. L'intérêt de l'inversion jointe des différents jeux de données est de tirer profit des résolutions de chaque type de données pour construire un modèle plus réaliste, avec une meilleure résolution qu'en inversant les jeux de données indépendamment les uns des autres.

Nous avons proposé une méthode pour inverser conjointement les courbes de dispersion d'ondes de surface et les données gravimétriques. Les tests synthétiques sont encourageants et montrent l'intérêt de cette approche, même si le résultat n'est pas encore convaincant sur les données réelles. La méthode doit encore être améliorée, et les temps de trajet seront intégrés au processus dans un futur proche.

Perspectives

Imagerie de l'île de Basse-Terre

Notre travail sur l'île de Basse-Terre doit être poursuivi pour améliorer les résultats de l'inversion jointe des données gravimétriques et des ondes de surface, puis intégrer les temps d'arrivée au processus. À court terme, la priorité est de stabiliser l'inversion jointe des données gravimétriques et des ondes de surface. D'autres relations de couplage densité-vitesse pourraient notamment être testées. L'intégration des temps d'arrivée nécessite au préalable encore quelques développements (en cours), pour pouvoir travailler à l'échelle de l'île de Basse-Terre, suite à la tomographie de l'arc des Petites Antilles.

Notons que l'inversion des courbes de dispersion d'ondes de Rayleigh s'est avérée relativement peu stable (chapitre 5). Le passage des corrélations de bruit aux vitesses P et S finales implique de nombreuses étapes, accumulant les erreurs (anisotropie du bruit, couverture hétérogène, topographie et variations latérales de vitesses ignorées, précision de l'analyse temps-fréquence du signal, erreurs propagées lors des deux inversions successives). Un meilleur résultat pourrait être obtenu par modélisation directe des fonctions de Green et inversion des formes d'ondes complètes. Ce travail a été initié par [Lu \(2015\)](#). Cependant, cette approche requiert des ressources importantes en mémoire et temps de calcul.

Au-delà de la finalisation des modèles, il serait possible d'aller plus loin dans l'interprétation des résultats. En particulier, les vitesses et densités obtenues pourraient être inversées à leur tour pour obtenir des modèles des paramètres poroélastiques du milieu, tels que la porosité et la saturation ([Dupuy, 2011](#)).

Imagerie du système hydrothermal et magmatique de la Soufrière

Ce travail a donné une première vision tridimensionnelle de l'île de Basse-Terre et a ainsi permis de mieux en connaître sa structure en profondeur. Cependant, la résolution de nos modèles à l'échelle de Basse-Terre n'est pas adaptée à l'imagerie fine du système hydrothermal et magmatique de la Soufrière de Guadeloupe. Si le système hydrothermal a déjà fait l'objet de nombreuses études géophysiques (eg. [Nicollin et al., 2006](#) ; [Zlotnicki et al., 2006](#) ; [Coutant et al., 2012](#) ; [Lesparre et al., 2012, 2014](#)), le système magmatique est difficile à imager. La chambre magmatique superficielle se situerait à environ 6 km de profondeur avec un rayon de 1 km (eg. [Pozzi et al., 1979](#) ; [Boichu et al., 2011](#) ; [Allard et al., 2014](#)).

Il serait intéressant de se concentrer sur une zone de taille intermédiaire, entre

Conclusion générale

l'échelle du dôme et de son système hydrothermal et l'échelle de l'île. Par exemple, on pourrait considérer une zone de $10 \times 10 \times 10 \text{ km}^3$ centrée sur le complexe Grande-Découverte-Carmichaël-Soufrière. Cette zone comporte un bon nombre de stations sismologiques et permettrait de sonder jusqu'aux profondeurs du système magmatique avec une résolution de 100 m environ.

Cela suppose bien sûr que les données le permettent. Comme mentionné au-dessus, on peut envisager une modélisation de la fonction de Green pour l'analyse des corrélations de bruit. Cela permettrait de s'affranchir des problèmes liés aux distances interstations très courtes autour du dôme, insuffisantes pour obtenir des fonctions de Green symétriques par corrélation de bruit. De plus, les données de sismicité volcanique, analysée par [Ucciani \(2015\)](#), pourraient être intégrées dans le processus. Enfin, il serait intéressant de considérer le potentiel de l'acquisition de données magnétotelluriques. Ce type de données, acquises sur une période suffisamment longue, permettrait d'obtenir la résistivité du milieu jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur. [Moorkamp et al. \(2010\)](#) ont montré la possibilité d'inverser conjointement des données magnétotelluriques et sismologiques.

Imagerie de l'arc des Petites Antilles et de ses îles

Nous avons montré, à la fin du chapitre 6, que l'inversion des temps d'arrivée des séismes de l'arc présente des résultats intéressants au niveau des îles de la Martinique et de la Guadeloupe. De plus, le modèle de vitesses obtenu pour l'arc montre une certaine cohérence avec les données gravimétriques marines de la campagne Aguadomar qui couvrent la même zone. Ce travail pourrait être approfondi, à l'échelle de l'arc ou de certaines îles, comme nous voulons le faire pour la Guadeloupe. À l'échelle de l'île, une inversion jointe des temps d'arrivée et des données gravimétriques marines serait tout à fait envisageable. Notons que des institutions britanniques pilotent actuellement le projet VOILA (Volatile recycling in the Lesser Antilles arc) sur la structure et la dynamique de l'arc. Ce projet inclut l'acquisition de nouvelles données sismiques à l'échelle de l'arc, en particulier du côté mer des Caraïbes, peu exploré jusque là.

Autres applications

La méthode d'inversion jointe que nous développons pourrait être améliorée et valorisée en l'appliquant à d'autres jeux de données. Toujours en contexte volcanique, des applications sont d'ores et déjà envisagées sur des volcans de Java en Indonésie (volcan du Merapi et volcan de boue de Lusi) et au Japon (Mont Asama).

La méthode trouverait également son utilité pour l'imagerie des chaînes de montagnes telles que les Alpes ou les Pyrénées. Les méthodes de tomographie, bien que permettant d'obtenir des images de vitesses de mieux en mieux résolues (eg. [Macquet et al., 2014](#) ; [Potin et al., 2015](#) ; [Beller et al., 2015](#)), peinent encore à résoudre la densité. De plus, la gravimétrie montre des anomalies intéressantes à travers ces chaînes de montagnes (corps d'Ivrée pour l'arc alpin et Labourd-Mauléon dans les Pyrénées par exemple).

Annexes

A Paramètres du système géodésique de référence WGS84

Pour le traitement des données gravimétriques (section 3.1), nous utilisons le système WGS84 défini par les paramètres donnés dans le tableau A.1. Le tableau A.2 donne les paramètres dérivés utilisés dans la formule de Somigliana (3.3).

Paramètre	Notation	Valeur
Demi-grand axe	a	6 378 137.0 m
Aplatissement	$f = \frac{a-b}{a}$	$\frac{1}{298.257\ 223\ 563}$
Constante gravitationnelle*	GM	$(3\ 986\ 004.418 \pm 0.008) \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$
Vitesse angulaire	ω	$7\ 292\ 115.0 \times 10^{-11} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$

*atmosphère comprise

Table A.1 – Paramètres géométriques et physiques de définition du système WGS84 (National Imagery and Mapping Agency, 2000).

Paramètre	Notation	Valeur
Demi-petit axe	b	6 356 752.314 2 m
Première excentricité	e	$8.181\ 919\ 084\ 262\ 2 \times 10^{-2}$
Gravité théorique à l'équateur	g_e	$9.780\ 325\ 335\ 9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
Gravité théorique aux pôles	g_p	$9.832\ 184\ 937\ 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
Constante de gravité théorique	k	0.001 931 852 652 41
$m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM}$	m	0.003 449 786 506 84

Table A.2 – Quelques paramètres dérivés du système WGS84 (National Imagery and Mapping Agency, 2000).

B Données gravimétriques de la campagne Domoscan d'août 2012

Les 144 données gravimétriques de la campagne d'août 2012 sont disponibles dans la base de données du BGI. Un récapitulatif des anomalies gravimétriques est donné dans le tableau B.1. Les photos des lieux d'acquisition sont regroupées dans le tableau B.2.

Table B.1 – Données gravimétriques de la campagne de 2012. Les points sont numérotés sous la forme XXXYYYY où XXX correspond au gravimètre utilisé pour la mesure (323, 424 ou 100 pour les deux) et YYYY est le numéro du point attribué lors de la campagne de terrain. Les coordonnées sont projetées en UTM 20 N. L'ellipsoïde de référence pour les hauteurs est le WGS84. Les altitudes sont données dans le système d'altitude IGN 1988. g_{obs} est la valeur de gravité absolue, Δg_{fa} est l'anomalie à l'air libre, Δg_{b} est l'anomalie de Bouguer obtenue pour une densité moyenne de $2600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et Δg_{res} est l'anomalie de Bouguer résiduelle.

Point	Latitude (°)	Longitude (°)	X UTM (m)	Y UTM (m)	Hauteur (m)	Altitude (m)	g_{obs} (mGal)	Δg_{fa} (mGal)	Δg_{b} (mGal)	Δg_{res} (mGal)
1000200	16.13197	-61.76986	631536	1783926	-36.131	3.786	978531.203	88.784	92.795	-4.670
1000300	16.18593	-61.74937	633691	1789909	702.701	742.431	978376.617	159.664	107.265	9.800
1000400	16.02626	-61.68635	640542	1772285	603.352	642.887	978390.803	150.863	96.860	-0.604
1000500	15.99374	-61.69464	639677	1768681	277.248	316.988	978454.779	115.734	94.258	-3.206
1000640	16.02615	-61.68776	640391	1772272	600.143	639.687	978390.315	149.389	96.098	-1.367
1000641	16.02926	-61.68616	640560	1772617	579.766	619.288	978398.822	151.458	99.363	1.899
1000642	16.02601	-61.69680	639423	1772250	453.352	492.947	978422.490	136.263	96.589	-0.875
1000648	16.34532	-61.71787	636948	1807565	-33.775	6.669	978543.353	91.331	90.729	-6.736
1000656	16.33292	-61.69754	639130	1806207	-24.397	16.008	978539.850	91.326	91.602	-5.862
1000659	16.29707	-61.66942	642160	1802259	-24.907	15.386	978538.612	91.675	91.637	-5.827
1001037	16.08929	-61.72868	635969	1779230	543.388	583.011	978402.481	141.011	98.700	1.236
1001068	15.99708	-61.73219	635656	1769026	-36.030	3.920	978517.560	81.642	85.513	-11.951
3230601	15.99052	-61.65894	643500	1768349	361.144	400.825	978434.840	121.847	93.688	-3.776
3230603	16.14270	-61.63608	645836	1785202	247.045	286.747	978475.992	120.479	98.712	1.247
3230604	16.14378	-61.62702	646803	1785329	207.135	246.881	978485.050	117.164	98.982	1.518
3230605	16.14633	-61.61875	647686	1785616	158.795	198.593	978494.810	111.879	98.547	1.082
3230606	16.15062	-61.61183	648423	1786097	123.863	163.715	978502.361	108.439	98.623	1.159
3230607	16.16701	-61.66394	642839	1787873	185.414	225.111	978493.027	117.316	101.732	4.267
3230608	16.18749	-61.64901	644421	1790150	119.940	159.785	978506.265	109.353	100.043	2.579
3230609	16.20227	-61.63058	646379	1791798	44.012	83.991	978519.904	98.837	97.288	-0.176
3230610	16.20416	-61.61594	647944	1792017	26.850	66.896	978522.065	95.609	95.898	-1.566
3230611	16.20003	-61.59056	650661	1791579	-17.208	22.933	978532.548	92.689	93.459	-4.005
3230612	16.18638	-61.59972	649691	1790062	13.774	53.820	978524.307	94.673	96.287	-1.177
3230613	16.22895	-61.74665	633953	1794670	103.889	143.736	978525.762	121.891	119.506	22.041
3230614	16.22470	-61.77325	631113	1794183	-15.817	24.127	978543.561	102.939	109.077	11.613
3230615	16.22909	-61.75987	632540	1794677	131.153	171.050	978517.402	121.941	115.178	17.714
3230616	16.20805	-61.77910	630499	1792337	-34.386	5.566	978543.283	97.733	99.997	2.533
3230617	16.19429	-61.77976	630436	1790814	73.782	113.723	978515.295	103.805	102.948	5.484
3230618	16.18026	-61.75168	633448	1789280	446.031	485.765	978441.396	145.496	107.458	9.993
3230619	16.17968	-61.72489	636313	1789233	465.115	504.741	978442.871	152.890	110.879	13.414
3230620	16.17519	-61.69436	639580	1788757	194.415	234.045	978496.011	122.684	106.595	9.130
3230621	16.17768	-61.61736	647812	1789086	14.611	54.544	978527.869	98.913	100.555	3.091
3230622	16.16149	-61.63932	645476	1787280	173.231	213.001	978494.322	115.116	100.357	2.893
3230623	16.21503	-61.61020	648549	1793224	-5.528	34.589	978530.056	93.078	95.312	-2.152
3230624	16.17105	-61.68888	640170	1788302	205.042	244.675	978492.460	122.614	105.315	7.851
3230625	16.18179	-61.73671	635047	1789459	547.922	587.597	978424.631	160.107	111.739	14.275
3230626	16.24509	-61.71288	637552	1796479	350.887	390.784	978465.861	137.457	107.581	10.117
3230627	16.23917	-61.71717	637098	1795820	466.452	506.316	978442.911	150.466	109.195	11.731

Données gravimétriques de la campagne Domoscan d'août 2012

4241042	16.10610	-61.75382	633269	1781073	460.210	500.020	978416.522	128.570	95.098	-2.366
4241043	16.23853	-61.76595	631884	1795718	421.593	461.548	978450.728	144.467	110.057	12.593
4241044	16.25203	-61.77909	630471	1797203	375.957	416.010	978458.900	137.898	106.649	9.185
4241045	16.27264	-61.80857	627306	1799465	-9.686	30.603	978534.701	93.649	98.975	1.510
4241046	16.27616	-61.77912	630451	1799873	378.341	418.493	978462.850	141.414	109.864	12.399
4241047	16.28948	-61.78215	630119	1801345	265.339	305.568	978486.737	129.772	109.459	11.995
4241048	16.28871	-61.76538	631911	1801271	574.986	615.154	978418.825	157.477	109.046	11.582
4241049	16.30194	-61.77481	630895	1802728	348.762	389.021	978469.339	137.521	110.080	12.616
4241050	16.31827	-61.72587	636113	1804566	66.240	106.514	978525.720	105.892	102.820	5.355
4241051	16.27443	-61.70954	637888	1799726	186.390	226.443	978498.674	118.068	103.385	5.920
4241053	16.24969	-61.79898	628346	1796932	53.002	93.158	978522.810	102.224	103.301	5.836
4241054	16.30282	-61.80029	628172	1802809	-24.985	15.387	978546.571	99.330	102.521	5.057
4241055	16.33952	-61.77799	630530	1806883	-35.849	4.618	978554.238	101.858	102.521	5.057
4241056	16.31609	-61.76824	631588	1804297	325.548	365.865	978474.981	135.309	108.813	11.348
4241057	16.33104	-61.74521	634038	1805966	107.270	147.625	978519.285	111.503	104.452	6.988
4241058	16.25679	-61.60565	649004	1797848	-34.598	5.750	978535.821	87.846	86.564	-10.900
4241059	16.24092	-61.58440	651288	1796107	-16.158	24.197	978533.068	91.555	92.348	-5.117
4241060	16.19155	-61.59090	650631	1790641	-38.262	1.846	978536.729	90.779	89.266	-8.198
4241062	16.12465	-61.58196	651637	1783245	1.078	41.009	978521.875	91.296	94.537	-2.928
4241063	16.09325	-61.55924	654091	1779787	-38.391	1.617	978528.489	87.234	86.064	-11.400
4241064	16.04254	-61.56483	653532	1774172	-29.936	9.999	978522.962	86.749	86.739	-10.725
4241065	16.05393	-61.61384	648280	1775397	278.599	318.185	978465.613	124.105	99.781	2.316
4241067	15.97531	-61.64467	645038	1766677	66.732	106.516	978493.108	89.954	88.634	-8.830
4241070	16.31044	-61.66795	642306	1803739	-34.904	5.467	978540.930	90.256	89.076	-8.388
4241072	16.29171	-61.71399	637401	1801636	192.284	232.425	978496.042	116.416	100.384	2.919
4241073	16.28080	-61.65254	643975	1800471	-27.937	12.344	978538.041	90.958	90.518	-6.946
4241074	16.27150	-61.63236	646139	1799456	-29.733	10.589	978535.723	88.537	87.802	-9.662
4241075	16.23113	-61.70269	638650	1794940	185.353	225.192	978501.730	122.902	108.426	10.962
4241076	16.23715	-61.67413	641699	1795626	-1.657	38.290	978534.901	98.048	101.088	3.624
4241077	16.20199	-61.67752	641362	1791734	173.074	212.853	978499.596	118.386	104.099	6.635
4241078	16.13444	-61.74707	633972	1784214	348.632	388.357	978453.215	129.458	103.322	5.858
4241079	16.17828	-61.67464	641687	1789112	190.843	230.543	978494.572	119.993	103.338	5.873
4241080	16.20056	-61.69476	639520	1791564	231.832	271.552	978490.691	127.690	107.750	10.286
4241081	16.03821	-61.66538	642777	1773622	1093.281	1132.708	978281.834	192.520	97.388	-0.076
4241082	16.03855	-61.66487	642831	1773659	1098.517	1137.943	978280.583	192.868	97.586	0.121
4241083	16.03457	-61.65587	643797	1773226	1095.911	1135.346	978278.289	189.961	96.886	-0.578

Table B.2 – Photo des points de mesures gravimétrique de la campagne d'août 2012. Photos prises par Michel Dietrich (MD), Anna Pourchot (AP), Claire Bouligand (CB) ou moi-même (AB).



Annexe B

3230601



AP

3230603



MD

3230604



MD

3230605



MD

3230606



MD

3230607



MD

3230608



MD

3230609



MD

3230610



CB

3230611



MD

3230612



MD

3230613



MD

3230614



MD

3230615



MD

3230616



AP

3230617



MD

3230618



MD

3230619



MD

3230620



MD

3230621



MD

3230622



AP

3230623



MD

323024



MD

3230625



MD

3230626



MD

3230627



MD

3230628



MD

3230629



MD

Données gravimétriques de la campagne Domoscan d'août 2012



Annexe B

3230670



3231091

3230671



4241001

3230672



4241002

3231090



4241003



AB



4241004



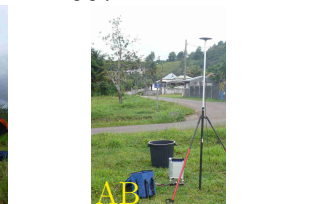
4241008



4241009



4241010



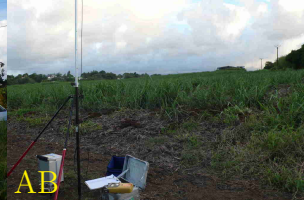
4241011



4241012



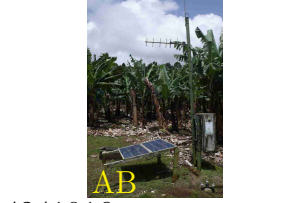
4241013



4241014



4241015



4241016



4241017



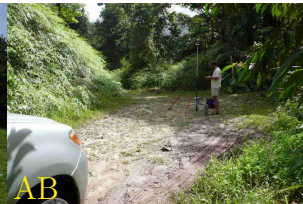
4241020



4241022



4241023



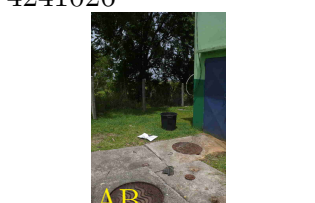
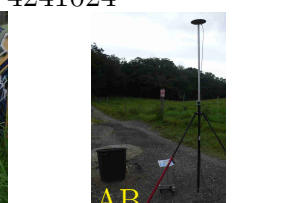
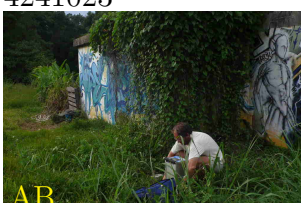
4241024



4241025



4241026



Données gravimétriques de la campagne Domoscan d'août 2012

4241027



4241028



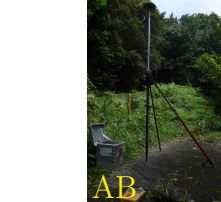
4241029



4241030



4241032



4241033



4241034



4241035



4241038



4241039



4241040



4241041



4241042



4241043



4241044



4241045



4241046



4241047



4241048



4241049



4241050



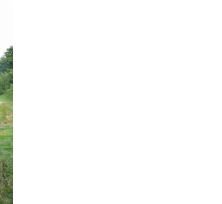
4241051



4241053



4241054



4241055



4241056



4241057



4241058



Annexe B

4241059



4241060



4241062



4241063



4241064



4241065



4241067



4241070

4241072

4241073

4241074

4241075

4241076

4241077

4241078

4241079



4241080

4241081

4241082

4241083



C Imagerie gravimétrique du corps d'Ivrée

Situé à l'intérieur de l'arc alpin, dans le nord-ouest de l'Italie, le corps d'Ivrée est une partie de manteau supérieur qui remonte jusqu'à la surface, produisant une anomalie positive de vitesses sismiques et de densité (par exemple [Ménard & Thouvenot, 1984](#) ; [Bayer et al., 1989](#) ; [Masson et al., 1999](#) ; [Paul et al., 2001](#) ; [Vernant et al., 2002](#) ; [Schreiber et al., 2010](#)).

Nous avons inversé 464 données récupérées sur le site du BGI (fig. C.1). Nous avons utilisé une grille de $23 \times 31 \times 14$ nœuds régulièrement espacés de 5 km. La topographie est prise en compte en utilisant le modèle SRTM3 ([Farr & Kobrick, 2000](#)) et la bathymétrie est donnée par le modèle ETOPO1 ([Amante & Eakins, 2009](#)). Nous avons retiré un champ régional obtenu par une inversion à longueur d'onde de 500 km. Le résultat présenté ici a été obtenu par inversion avec une longueur d'onde de 50 km. Nous avons appliqué un écart-type sur les données de 5 mGal. Le modèle *a priori* est constitué d'un modèle homogène de densité $3000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ([Bayer et al., 1989](#) ; [Schreiber et al., 2010](#)) avec un écart-type de $50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Les résidus après inversion ont un RMS de 20 mGal.

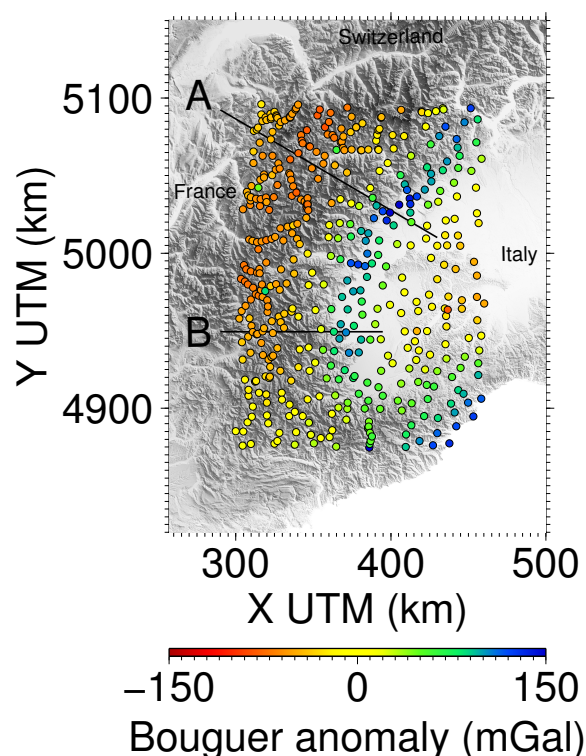


Figure C.1 – Anomalie de Bouguer utilisée pour l'inversion. Les lignes noires indiquent les localisations des sections A et B représentées sur la figure C.2.

La figure C.2 compare des sections extraites de notre résultat d'inversion 3D aux

Annexe C

modèles proposés à partir de profils sismiques à travers l'arc alpin. On observe bien du matériel très dense au niveau du corps d'Ivrée. L'inversion est de très grande longueur d'onde. Le fort lissage a été imposé par la faible densité du réseau de données utilisé. Cependant, un réseau dense de données gravimétriques existe sur le territoire italien (fig. C.3), notamment à l'aplomb du corps d'Ivrée. Leur utilisation améliorerait significativement la résolution du modèle de densité.

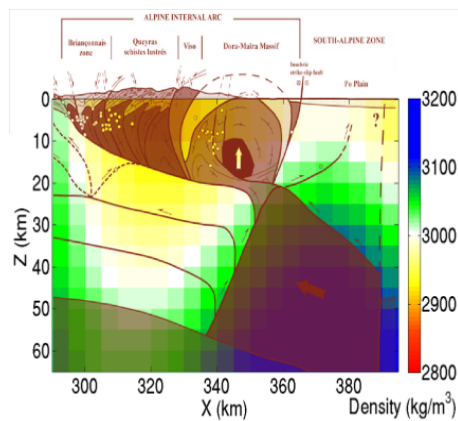
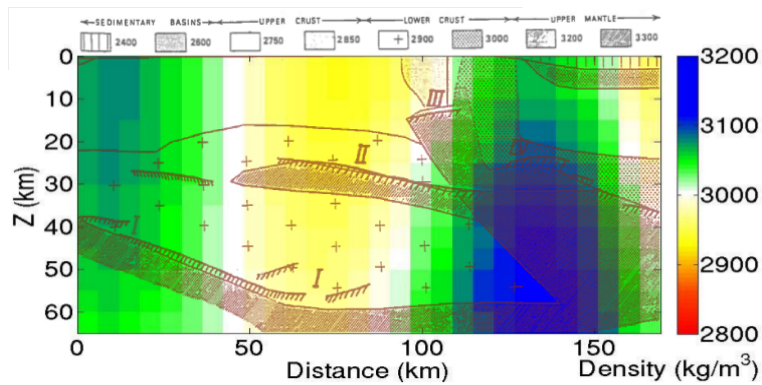


Figure C.2 – Sections A et B extraites du résultat de l'inversion 3D (en couleurs) superposées avec des modèles proposés par Bayer et al. (1989) et Schreiber et al. (2010) respectivement (en gris). Les sections A et B sont localisées sur la figure C.1.

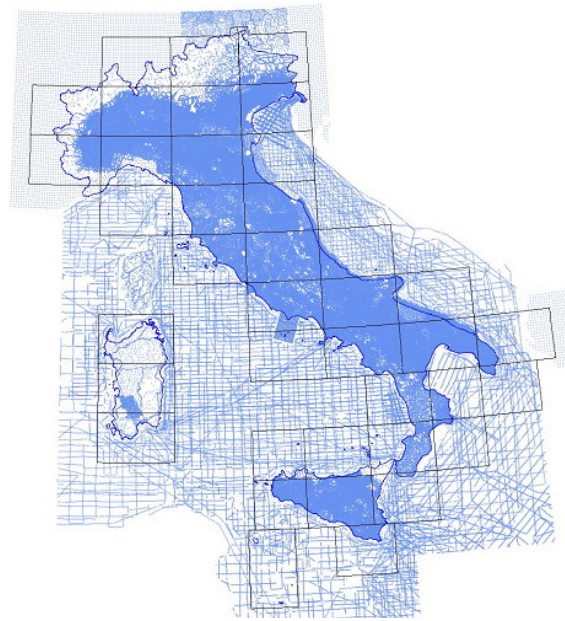


Figure C.3 – Distribution des données gravimétriques en Italie (ISPRA, 2009).

De nouvelles études sismologiques conduisent à des tomographies des Alpes de plus en plus précises, par exemple par tomographie de temps d'arrivée de séismes locaux (Potin et al., 2015) ou par inversion de forme d'onde de télé-séismes (Beller et al., 2015). Cependant, si les vitesses sismiques sont de mieux en mieux contraintes, les ondes sismiques ne sont que faiblement sensibles à la densité du milieu. Ainsi, intégrer des données gravimétriques à de telles tomographies permettrait d'obtenir un modèle plus réaliste, particulièrement en termes de densité.

D Réponses instrumentales des stations sismologiques de Guadeloupe

La liste des stations sismologiques de Guadeloupe utilisées dans ce travail est donnée dans le tableau D.1. Chaque capteur a une réponse instrumentale décrite par les zéros z_i , les pôles p_i et la constante k de sa transformée de Laplace H :

$$H(s) = k \frac{\prod_i (s - z_i)}{\prod_i (s - p_i)} \quad (\text{D.1})$$

où $s = j\omega$ avec ω la pulsation et $j^2 = -1$. Les réponses instrumentales associées à chaque type de capteur sont détaillées dans le tableau D.2 et représentées sur la figure D.1.

Code	Nom de la station	Lon. (°)	Lat. (°)	Alt. (m)	Début	Fin	Capteur
BDDL	Habitation Bois Debout *	-61.58733	16.02515	99	27/10/10	28/08/12	Trillium 40 s
HMGL	Houelmont *	-61.70344	15.97960	420	11/03/10	30/06/11	Guralp 60 s
PTCL	Petit Carbet *	-61.63778	15.98205	167	28/08/09	27/10/09	Guralp 60 s
PTCL	Petit Carbet *	-61.63778	15.98205	167	31/10/09	04/06/10	Trillium 240 s
PTCL	Petit Carbet *	-61.63778	15.98205	167	04/06/10	15/09/10	Trillium 40 s
SAVL	Savane à Mulets	-61.66532	16.03877	1058	09/03/07	22/10/07	Guralp 30 s
SAVL	Savane à Mulets *	-61.66532	16.03877	1058	29/09/09	06/01/14	Trillium 40 s
MOGL	Mont D'Or *	-61.71545	16.05804	613	24/08/09	29/08/12	Guralp 60 s
HAML	Habitation de Gilbert Hamouya *	-61.63090	16.17190	125	01/07/11	31/12/13	Guralp 60 s
BRGL	Bois Riant	-61.62386	16.08236	433	06/03/07	24/10/07	Guralp 20 s
BRGL	Bois Riant *	-61.62386	16.08236	433	20/08/09	28/08/12	Guralp 60 s
ZANL	Maison Beauducel, cité Zanella	-61.70916	16.01280	273	09/03/07	31/10/07	Guralp 30 s
VHBL	Maison Lurel, Vieux-Habitants	-61.75261	16.05655	60	09/01/07	25/10/07	Guralp 20 s
CDEL	Col de l'Échelle	-61.66064	16.04069	1250	01/02/03	14/08/09	Guralp 60 s
CDEL	Col de l'Échelle	-61.66064	16.04069	1250	14/08/09		Guralp 60 s
MMLL	Mamelle	-61.66907	16.04454	1197	26/03/03	20/03/07	Guralp 30 s
MMLL	Mamelle	-61.66907	16.04454	1197	20/03/07	29/01/08	Guralp 60 s
MMLL	Mamelle	-61.66907	16.04454	1197	29/01/08	02/12/09	Guralp 30 s
MMLL	Mamelle	-61.66907	16.04454	1197	02/12/09		Guralp 60 s
LKGL	Plateau Breislack	-61.66168	16.04270	1374	01/02/03		Guralp 30 s
AMCL	Morne Amic	-61.66590	16.04768	1346	01/02/03		Guralp 60 s
DHS	Morne Mazeau, Deshaies	-61.76520	16.28870	618	21/06/08		Trillium 240 s
DSD	Désirade	-61.06605	16.31277	272	10/12/10		Trillium 240 s
CBE	Capesterre Belle Eau	-61.61107	16.06696	373	01/10/12		Trillium 120 s
MAGL	Marie Galante	-61.28223	15.94935	150	14/09/12		Trillium 240 s
TDBA	Terre de Bas	-61.63540	15.85500	176	31/10/12		Trillium 240/120 s ?
ATGZ	Alberto Tarchini MSG	-61.72632	16.09621	865	12/01/04		Sercel 1 Hz
BCMZ	Bains chauds du Matouba **	-61.67408	16.05003	1052	01/01/07	23/10/07	Sercel 2 Hz
ECGZ	Échelle	-61.65724	16.04001	1406	25/09/92		Sercel 1 Hz
FNGZ	Fonds Bernard	-61.69033	16.05839	968	06/08/89		Sercel 1 Hz
HMGZ	Houëlmont - cave	-61.70332	15.97981	420	23/03/94		Sercel 1 Hz
JMGZ	Maison Antenor Habazac Philippe **	-61.66192	16.25160	64	26/03/07	08/11/07	Sercel 2 Hz
LZGZ	Morne Lézard	-61.77550	16.14079	116	12/06/98		Sercel 1 Hz
MAGZ	Madeleine	-61.64262	16.01464	981	30/03/04		Sercel 1 Hz
MOGZ	Mont d'Or	-61.71545	16.05804	613	08/06/78	09/01/14	Sercel 1 Hz

Table D.1 – Liste des stations sismologiques de Guadeloupe et les capteurs utilisés.
* Projet Domoscan. ** Projet Sismantilles II.

Réponses instrumentales des stations sismologiques de Guadeloupe

Capteur	Zéros		Pôles						
	Constante								
Gurapl 20 s	0.0	0.0							
	-0.2221-0.2221j	-0.2221+0.2221j	-502.6548	-1005.308734	-1130.8734				
	571428571								
Gurapl 30 s	0.0	0.0							
	-0.1480-0.1480j	-0.1480+0.1480j	-502.6548	-1005.308734	-1130.8734				
	571428571								
Gurapl 60 s	0.0	0.0							
	-0.0740-0.0740j	-0.0740+0.0740j	-502.6548	-1005.308734	-1130.8734				
	571428571								
Trillium 40 s	0.0	0.0	-68.8	-323.0	-2530.0				
	-0.1103-0.1110j	-0.1103+0.1110j	-86.3	-241.0-178.0j	-241+178.0j	-535.0-719.0j	-535.0+719.0j		
	110497								
Trillium 120 s	0.0	0.0	-90.0	-160.7	-3108.0				
	-0.03852-0.03658j	-0.03852+0.03658j	-178.0	-135.0-160.0j	-135+160.0j	-671.0-1154.0j	-671.0+1154.0j		
	1322751								
Trillium 240 s	0.0	0.0	-91.66	-160.1	-3207.0				
	-0.0177-0.0176j	-0.0177+0.0176j	-126.0	-192.0-259.0j	-192+259.0j	-557.7-1143.0j	-557.7+1143.0j		
	452489								
Sercel 1 Hz	0.0	0.0							
	-27.8973-27.8973j	-27.8973+27.8973j							
	1								
Sercel 2 Hz	0.0	0.0							
	-55.8324-55.8324j	-55.8324+55.8324j							
	1								

Table D.2 – Réponses instrumentales des capteurs des stations sismologiques de Guadeloupe.

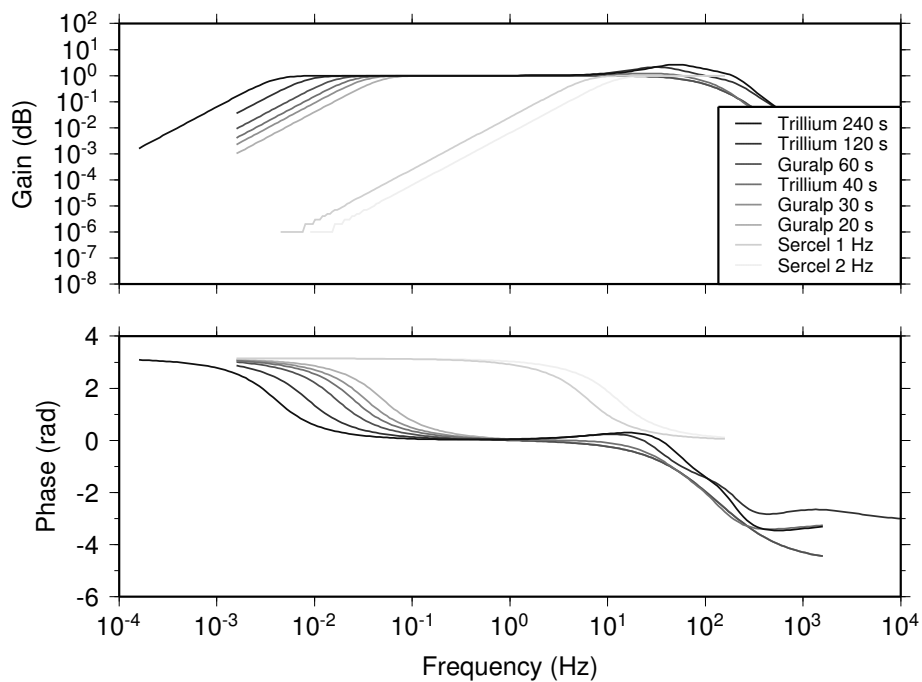


Figure D.1 – Réponses instrumentales des capteurs des stations sismologiques de Guadeloupe.

Bibliographie

- Adelinet, M., 2010. *Du terrain au laboratoire, étude des propriétés élastiques du basalte*, Phd thesis, Université de Maine.
- Aki, K. & Richards, P. G., 2002. *Quantitative seismology*, vol. 1.
- Allard, P., Aiuppa, A., Beauducel, F., Gaudin, D., Di Napoli, R., Calabrese, S., Parello, F., Crispi, O., Hammouya, G., & Tamburello, G., 2014. Steam and gas emission rate from La Soufrière volcano, Guadeloupe (Lesser Antilles) : Implications for the magmatic supply during degassing unrest, *Chemical Geology*, **384**, 76–93.
- Amante, C. & Eakins, B. W., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis, NOAA technical memorandum nesdis ngdc-24, National Geophysical Data Center, NOAA.
- An, M., 2012. A simple method for determining the spatial resolution of a general inverse problem, *Geophysical Journal International*, **191**, 849–864.
- Aoki, Y., Takeo, M., Aoyama, H., Fujimatsu, J., Matsumoto, S., Miyamachi, H., Nakamichi, H., Ohkura, T., Ohminato, T., Oikawa, J., Tanada, R., Tsutsui, T., Yamamoto, K., Yamamoto, M., Yamasato, H., & Yamawaki, T., 2009. P-wave velocity structure beneath Asama Volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **187**, 272–277.
- Aoki, Y., Takeo, M., Ohminato, T., Nagaoka, Y., & Nishida, K., 2013. Magma pathway and its structural controls of Asama Volcano, Japan, *Geological Society, London, Special Publications*, **380**, 67–84.
- Arnaiz-Rodríguez, M. S. & Orihuela, N., 2013. Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean, *Tectonophysics*, **590**, 38–51.

Bibliographie

- Askari, R. & Ferguson, R. J., 2012. Dispersion and the dissipative characteristics of surface waves in the generalized S-transform domain, *Geophysics*, **77**(1), V11–V20.
- Aster, R. C., Borchers, B., & Thurber, C. H., 2013. *Parameter Estimation and Inverse Problem, Second Edition*, Academic Press, USA.
- Backus, G. E. & Gilbert, J. F., 1968. The resolving power of gross Earth data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **16**, 169–205.
- Ballet, J., 1899. *La Guadeloupe : renseignements sur l'histoire, la flore, la faune, la géologie, la minéralogie, l'agriculture, le commerce, l'industrie, la législation, l'administration*, Imprimerie du gouvernement.
- Banerjee, B. & Gupta, S. P. D., 1977. Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped, *Geophysics*, **42**(5), 1053–1055.
- Bansal, A. R., Gabriel, G., Dimri, V. P., & Krawczyk, C. M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources : An application to aeromagnetic data in Germany, *Geophysics*, **76**, L11–L22.
- Barbosa, V. C. F. & Silva, J. B. C., 1994. Generalized compact gravity inversion, *Geophysics*, **59**(1), 57–68.
- Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H., & Levshin, A. L., 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 1351–1375.
- Barnoud, A., Coutant, O., Bouligand, C., Gunawan, H., & Deroussi, S., 2016. 3-D linear inversion of gravimetric data : method and application to Basse-Terre volcanic island, Guadeloupe, Lesser Antilles, *Geophysical Journal International*, **205**(1), 562–574.
- Barthes, V., Mennechet, C., & Honegger, J. L., 1984. Prospection géothermique, La région de Bouillante - Vieux Habitants, Guadeloupe : Étude gravimétrique, Technical report, Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
- Basuyau, C., 2010. *Inversion conjointe fonctions récepteurs - gravimétrie - tomographie télésismique : Développement et applications*, Phd thesis, Université Paris VI.

- Basuyau, C. & Tiberi, C., 2011. Imaging lithospheric interfaces and 3D structures using receiver functions, gravity, and tomography in a common inversion scheme, *Computers & Geosciences*, **37**(9), 1381–1390.
- Batzle, M. L., D.-H., H., & Hofmann, R., 2006. Fluid mobility and frequency-dependent seismic velocity - Direct measurements, *Geophysics*, **71**(1), N1–N9.
- Bayer, R., Carozzo, M. T., Lanza, R., Miletto, M., & Rey, D., 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Westren Alps, *Tectonophysics*, **162**, 203–218.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Bengoubou-Valérius, M., Beauducel, F., & Singh, S., 2010. The 2004–2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers, *Tectonophysics*, **489**(1), 91–103.
- Beller, S., Monteiller, V., Operto, S., Nolet, G., Virieux, J., Paul, A., & Zhao, L., 2015. The Western Alps lithospheric structure, preliminary results from full-waveform inversion of CIFALPS data, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Copernicus Publications.
- Bengoubou-Valerius, M., Bazin, S., Bertil, D., Beauducel, F., & Bosson, A., 2008. CDSA : a new seismological data center for the French Lesser Antilles, *Seismological Research Letters*, **79**(1), 90–102.
- Bernard, M.-L., 1999. *Étude expérimentale des propriétés physiques des roches pyroclastiques de la montagne Pelée*, Phd thesis, Université Paris Diderot, Paris 7.
- Bernard, M.-L., Coutant, O., & Beauducel, F., 2014. New insights on the structure of La Soufrière dome from joint inversion of P-wave velocity and density, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 16, p. 13205, Copernicus Publications.
- Bhattacharyya, B. K., 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, **29**, 517–513.
- Biot, M., 1837. Note sur la dernière éruption boueuse du volcan de la Guadeloupe, *CR Acad. Sci. Paris*, pp. 651–654.
- Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2, *Journal of Geophysical Research*, **66**(7), 2199–2224.

Bibliographie

- Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, USA.
- Blanc, F., 1983. *Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles), Début du cycle récent*, Phd thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., García, A., & Chiappini, M., 2011. New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic data : The case of Tenerife, Canary Islands, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **116**(B3), B03102, B03102.
- Boichu, M., Villemant, B., & Boudon, G., 2011. Degassing at La Soufrière de Guadeloupe volcano (Lesser Antilles) since the last eruptive crisis in 1975-77 : Result of a shallow magma intrusion ?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **203**, 102–112.
- Bosch, M., Meza, R., Jiménez, R., & Hönl, C., 2006. Joint gravity and magnetic inversion in 3D using Monte Carlo methods, *Geophysics*.
- Boudon, G., Dagain, J., Semet, M. P., & Westercamp, D., 1988. *Notice explicative de la carte géologique à 1/20000e du massif volcanique de la Soufrière*, Éditions BRGM, Orléans, France.
- Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., & Semet, M. P., 2008. A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D. Evidence from stratigraphy radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **178**, 474–490.
- Boulangier, O. & Chouteau, M., 2001. Constraints in 3D gravity inversion, *Geophysical Prospecting*, **49**, 265–280.
- Bouligand, C., Glen, J. M., & Blakely, R. J., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B11104.
- Bouligand, C., Coutant, O., & Glen, J. M. G., 2016. Sub-surface structure of La Soufrière of Guadeloupe lava dome deduced from a ground-based magnetic survey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

- Bouysse, P. & Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc, *Tectonophysics*, **175**(4), 349357–355380.
- Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., Mercier de Lepinay, B., Jany, I., Leclere-Vanhoeve, A., & Montjaret, M.-C., 1988. Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, Nord-Ouest de la Guadeloupe), *Marine Geology*, **81**, 261–287.
- Boyd, J. P., 2001. *Chebyshev and Fourier Spectral Methods, Second Edition*, Dover Publications Inc., New York.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., & Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophysical Research Letters*, **34**, L02305.
- Brocher, T. M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(6), 2081–2092.
- Brombach, T., Marini, L., & Hunziker, J. C., 2000. Geochemistry of the thermal springs and fumaroles of Basse-Terre island, Guadeloupe, Lesser Antilles, *Bulletin of Volcanology*, **61**, 477–490.
- Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.-C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C., & Legendre, Y., 2014. Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **288**, 105–122.
- Bullard, E. C., 1936. Measurements in East Africa, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **235**(757), 445–531.
- Bureau Central Sismologique Français, 2005. Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 novembre 2004 : Note préliminaire, Tech. rep., Bureau Central Sismologique Français.
- Bézèlgues-Courtade, S. & Bes-De-Berc, S., 2007. Inventaire et caractérisation des sources thermales de Guadeloupe, Tech. rep., Bureau des Recherches Géologiques et Minières.

Bibliographie

- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., & Vieira, R., 1997. A three-dimensional gravity inversion applied to São Miguel island (Azores), *Journal of Geophysical Research*, **102**(B4), 7717–7730.
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., & Vieira, R., 2000. Gravity inversion by means of growing bodies, *Geophysics*, **65**(1), 95–101.
- Camacho, A. G., Nunes, J. C., Ortiz, E., França, Z., & Vieira, R., 2007. Gravimetric determination of an intrusive complex under the Island of Faial (Azores) : some methodological improvements, *Geophysical Journal International*, **171**, 478–494.
- Camacho, A. G., Fernández, J., González, P. J., Rundle, J. B., Prieto, J. F., & Arjona, A., 2009. Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B05411, B05411.
- Camacho, A. G., Fernández, J., & Gottsmann, J., 2011. A new gravity inversion method for multiple subhorizontal discontinuity interfaces and shallow basins, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B02413.
- Campillo, M. & Paul, A., 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**(5606), 547–549.
- Campillo, M. & Roux, P., 2015. Seismic imaging and monitoring with ambient noise correlations, *Treatise on Geophysics, Second edition*, **1**, 391–417.
- Cande, S. C. & Kent, D. V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093–6095.
- Caratori Tontini, F., Ronde, C., Yoerger, D., Kinsey, J., & Tivey, M., 2012. 3-D focused inversion of near-seafloor magnetic data with application to the Brothers volcano hydrothermal system, Southern Pacific Ocean, New Zealand, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **117**(B10).
- Carlson, R., Hilde, T., & Uyeda, S., 1983. The driving mechanism of plate tectonics : relation to age of the lithosphere at trenches, *Geophysical Research Letters*, **10**(4), 297–300.
- Carlson, R. L. & Raskin, G. S., 1984. Density of the ocean crust, *Nature*, **311**, 555–558.

- Carlut, J. & Quidelleur, X., 2000. Absolute paleointensities recorded during the Brunhes chron at La Guadeloupe Island, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **120**, 255–269.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., & Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies) : Implications for time-averaged field models, *Journal of Geophysical Research*, **105**(B1), 835–849.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., & Kan, T. K., 1993. *Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis*, chap. Rock physics; the link between rock properties and AVO response, pp. 135–171, Investigations in Geophysics, No. 8, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Cella, F., Fedi, M., Florio, G., Grimaldi, M., & Rapolla, A., 2007. Shallow structure of the Somma–Vesuvius volcano from 3D inversion of gravity data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **161**, 303 – 317.
- Chapin, D. A., 1996. The theory of the Bouguer gravity anomaly : A tutorial, *The Leading Edge*, **15**, 361–363.
- 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.
- Clark, D. A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology : aids to geological interpretation of magnetic surveys, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2), 83–103.
- Collet, O., 2010. *Utilisation de la corrélation de bruit sismique pour l'inversion d'un modèle de vitesse du dôme de la Soufrière, Guadeloupe*, Master thesis, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Université de Strasbourg et Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Commer, M. & Newman, G. A., 2009. Three-dimensional controlled-source electromagnetic and magnetotelluric joint inversion, *Geophysical Journal International*, **178**(3), 1305–1316.
- Coron, S., Feuillard, M., & Lubart, J. M., 1975. Études gravimétriques en Guadeloupe et dans les îles de son archipel - Petites Antilles, *Annales de Géophysique*, **31**, 531–548.

Bibliographie

- Coutant, O., Doré, F., Brenguier, F., Fels, J. F., Brunel, D., Judenherc, S., & Dietrich, M., 2008. The High-Resolution Imaging (IHR) portable array : A seismic (and internet) network dedicated to kilometric-scale seismic imaging, *Seismological Research Letters*, **79**(1), 47–54.
- Coutant, O., Bernard, M. L., Beauducel, F., Nicollin, F., Bouin, M. P., & Roussel, S., 2012. Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system, *Geophysical Journal International*, **191**, 723–742.
- Dal Moro, G., 2008. Vs and Vp vertical profiling via joint inversion of Rayleigh waves and refraction travel times by means of bi-objective evolutionary algorithm, *Journal of Applied Geophysics*, **66**(1), 15–24.
- de la Vega, M., Osella, A., & Lascano, E., 2003. Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil, *Journal of Applied Geophysics*, **54**(1), 97–109.
- Debeglia, N., Dupont, F., & Jousset, P., 2007. Surveillance gravimétrique du réservoir géothermique de Bouillante (Guadeloupe), Années 2006-2007, Technical report, Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., & Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophysical Research Letters*, **27**(3), 437–440.
- Deng, J. & Sykes, L. R., 1995. Determination of Euler pole for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes, *Tectonics*, **14**(1), 39–53.
- Dentith, M. & Mudge, S. T., 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., & Cheminée, J.-L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**(2), 145–157.
- Desissa, M., Johnson, N. E., Whaler, K. A., Hautot, S., Fisseha, S., & Dawes, G. J. K., 2013. A mantle magma reservoir beneath an incipient mid-ocean ridge in Afar, Ethiopia, **6**, 861–865.

- Dixon, T. H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P., & Calais, E., 1998. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **103**(B7), 15157–15182.
- Dorel, J. & Feuillard, M., 1980. Note sur la crise sismo-volcanique à la Soufrière de La Guadeloupe 1975-1977, *Bulletin of Volcanology*, **43**(2), 419–430.
- Dorel, J., Eschenbrenner, S., & Feuillard, M., 1979. Coupes sismiques des structures superficielles dans les Petites Antilles - I : Guadeloupe, *Pageoph*, **117**, 1050–1063.
- Dupuy, B., 2011. *Propagation des ondes sismiques dans les milieux multiphasiques hétérogènes : modélisation numérique, sensibilité et inversion des paramètres poroélastiques*, Phd thesis, Université de Grenoble, ISTerre.
- Duvall, T., Jefferies, S., Harvey, J., & Pomerantz, M., 1993. Time-distance helioseismology, *Nature*, **362**, 430–432.
- Dziewonski, A., Hales, A., & Lapwood, E., 1975. Parametrically simple earth models consistent with geophysical data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **10**(1), 12–48.
- Eschenbrenner, S., Dorel, J., & Viode, J.-P., 1980. Coupes sismiques des structures superficielles dans les Petites Antilles - II : Martinique, *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 807–822.
- Etienne, V., Chaljub, E., Virieux, J., & Glinsky, N., 2010. An hp-adaptive discontinuous Galerkin and finite-element method and for 3-D and elastic wave modelling, *Geophysical Journal International*, **183**, 941–962.
- Evain, M., Galve, A., Charvis, P., Laigle, M., Kopp, H., Bécél, A., Weinzierl, W., Hirn, A., Flueh, E. R., Gallart, J., & the Lesser Antilles Thales scientific party, 2013. Structure of the Lesser Antilles subduction forearc and backstop from 3D seismic refraction tomography, *Tectonophysics*, **603**, 55–67.
- Farr, T. G. & Kobrick, M., 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **81**, 583–585.
- Feuillard, M., 1976. Études thermiques à la Soufrière de la Guadeloupe, *Bulletin du BRGM*, **IV**(4), 375–388.
- Feuillard, M., 2011. *La Soufrière de la Guadeloupe : un volcan et un peuple*, Éd. Jasor.

Bibliographie

- Feuillard, M., Allègre, C. J., Brandeis, G., Gaulon, R., Le Mouél, J. L., Mercier, J. C., Pozzi, J. P., & Semet, M. P., 1983. The 1975-1977 crisis of La Soufrière de Guadeloupe (F.W.I.) : A still-born magmatic eruption, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **16**, 317–334.
- Feuillet, N., Manighetti, I., & Tapponnier, P., 2001. Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **333**, 583–590.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., & Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B12), 2331.
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J.-F., Necessian, A., Saurel, J.-M., & Clément, V., 2010. Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity : New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data, *Geophysical Research Letters*, **37**, L00E15.
- Feuillet, N., Beauducel, F., Jacques, E., Tapponnier, P., Delouis, B., Bazin, S., Vallée, M., & King, G., 2011a. The Mw= 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe) : Tectonic setting, slip model and static stress changes, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **116**(B10).
- Feuillet, N., Beauducel, F., & Tapponnier, P., 2011b. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B10308.
- Forgues, E., 1996. *Inversion linéarisée multi-paramètres via la théorie des rais (application aux données de sismique réflexion de surface)*, Ph.D. thesis, Université Paris VII, IFP.
- Fregoso, E. & Gallardo, L. A., 2009. Cross-gradients joint 3D inversion with applications to gravity and magnetic data, *Geophysics*, **74**(4), L31–L42.
- Gadalia, A., Gstalter, N., & Westercamp, D., 1988. La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, (Petites Antilles) : Identité pétrographique, volcanologique et géodynamique, *Géologie de la France*, **2-3**, 101–130.

- Gailler, L.-S. & Lénat, J.-F., 2010. Three-dimensional structure of the submarine flanks and of La Réunion inferred from geophysical data, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B12105.
- Gailler, L.-S. & Lénat, J.-F., 2012. Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **221-222**, 83–98.
- Gailler, L.-S., Martelet, G., Thinon, I., Bouchot, V., Lebrun, J.-F., & Munch, P., 2013. Crustal structure of Guadeloupe island and the Lesser Antilles arc from a new gravity and magnetic synthesis, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **184**(1-2), 77–97.
- Gailler, L.-S., Bouchot, V., Martelet, G., Thinon, I., Coppo, N., Baltassat, J.-M., & Bourgeois, B., 2014. Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province : the Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **275**, 34–50.
- Gallardo, L. A. & Meju, M. A., 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data, *Geophysical Research Letters*, **30**(13), 1658.
- Gallardo, L. A. & Meju, M. A., 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **109**(B3).
- Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A., & Gómez-Treviño, E., 2003. A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data, *Geophysics*, **68**(3), 949–959.
- García-Abdeslem, J. & Martín-Atienza, B., 2001. A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model, *Geophysics*, **66**(4), 1110–1115.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., & Gregory, A. R., 1974. Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, **39**(6), 770–780.
- Gill, P. E., Murray, W., & Wright, M. H., 1981. *Practical Optimization*, Academic Press, Londres, United Kingdom.

Bibliographie

- Godfrey, N., Beaudoin, B., Klemperer, S., Group, M. W., et al., 1997. Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data : Implications for crustal growth at the North American continental margin, *Geological Society of America Bulletin*, **109**(12), 1536–1562.
- Green, W. R., 1975. Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach, *Geophysics*, **40**(5), 763–772.
- Greenhalgh, S. A., Bing, Z., & Green, A., 2006. Solutions, algorithms and inter-relations for local minimization search geophysical inversion, *Journal of Geophysics and Engineering*, **3**, 101–113.
- Guillen, A. & Menichetti, V., 1984. Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional, *Geophysics*, **49**(8), 1354–1360.
- Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A., & Ledru, P., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge : Part ii. modelling validation using gravity and magnetic data inversion, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **171**(1), 158–169.
- Gunawan, H., 2005. *Gravimétrie et microgravimétrie appliquées à la volcanologie : Exemples de la Soufrière de Guadeloupe et du Mépari*, Phd thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France.
- Haber, E. & Oldenburg, D., 1997. Joint inversion : a structural approach, *Inverse Problems*, **13**, 63.
- Hackney, R. I. & Featherstone, W. E., 2003. Geodetic versus geophysical perspectives of the ‘gravity anomaly’, *Geophysical Journal International*, **154**, 35–43.
- Hapel-Lachênaie, T., Peyre, A., & Fontelliau, C., 1977. Rapport fait aux citoyens Victor Hugues et Lebas, agents particuliers du directoire exécutif aux isles du vent, par la commission établie en vertu de leur arrêté du 12 vendémiaire, an 6 de la république, pour examiner la situation du Volcan de la Guadeloupe, et les effets de l’éruption qui a eu lieu dans la nuit du 7 au 8 du même mois, *Au port de la Liberté-Guadeloupe. An VI. Facsimile, Société d ‘Histoire De la Guadeloupe, Basse-Terre*.
- Heirtzler, J. R., Le Pichon, X., & Gregory, J., 1966. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge, *Deep-Sea Research*, **13**, 427–443.
- Herrmann, R. B., 2013. Computer Programs in Seismology : An evolving tool for instruction and research, *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081–1088.

- Hirn, A. & Michel, B., 1979. Evidence of migration of main shocks during major seismo-volcanic crises of La Soufrière (Guadeloupe, Lesser Antilles) in 1976, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **6**, 295–304.
- Hofmann-Wellenhof, B. & Moritz, H., 2005. *Physical Geodesy*, SpringerWien-NewYork, Austria.
- Honsho, C., Ura, T., & Tamaki, K., 2012. The inversion of deep-sea magnetic anomalies using Akaike's Bayesian information criterion, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B01105.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., & Banerjee, S. K., 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, *Rock physics & phase relations : a handbook of physical constants*, pp. 189–204.
- ISPRA, ENI, O., 2009. Cartografia Gravimetrica Digitale d'Italia alla scala 1 :250000, Tech. rep.
- Jolivet, J., 1958. La crise volcanique de 1956 à la Soufrière de la Guadeloupe, *Annales de Géophysique*, **14**(3), 305–322.
- Julia, J., Ammon, C., Herrmann, R., & Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, *Geophysical Journal International*, **143**(1), 99–112.
- Köhler, A., Weidle, C., & Maupin, V., 2012. On the effect of topography on surface wave propagation in the ambient noise frequency range, *Journal of Seismology*, **16**(2), 221–231.
- Komorowski, J.-C., Boudon, G., Semet, M., Beauducel, F., Anténor-Habazac, C., Bazin, S., & Hammouya, G., 2005. *Volcanic Hazard Atlas of The Lesser Antilles*, chap. Guadeloupe, pp. 65–102.
- Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Caron, B., & Boudon, G., 2008. Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption : Implications for scenario definition and hazards assessment, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **178**, 491–515.
- Kopp, H., Weinzierl, W., Bécel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E. R., Gailler, A., Galve, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., Roux, E., Trail, & teams, T., 2011. Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc : Relevance for the formation of continental crust, *Earth and Planetary Science Letters*, **304**, 121–134.

Bibliographie

- Lacroix, A., 1904. *La Montagne Pelée et ses éruptions*, vol. 1, Masson.
- LaFehr, T., 1991. Standardization in gravity reduction, *Geophysics*, **56**(8), 1170–1178.
- Lahitte, P., Samper, A., & Quidelleur, X., 2012. DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI) : Contribution to the Lesser Antilles Arc construction rates and magma production, *Geomorphology*, **136**, 148–164.
- Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Bécél, A., Charvis, P., Flueh, E., Diaz, J., Lebrun, J.-F., Gesret, A., Raffaele, R., Galvé, A., Evain, M., Ruiz, M., Kopp, H., Bayrakci, G., Weinzierl, W., Hello, Y., Lépine, J.-C., Viodé, J.-P., Sachpazi, M., Gallart, J., Kissling, E., & Nicolich, R., 2013. Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach : Similarities with the Tohoku forearc, *Tectonophysics*, **603**, 1–20.
- Last, B. J. & Kubik, K., 1983. Compact gravity inversion, *Geophysics*, **48**(6), 713–721.
- Le Borgne, E. & Le Mouél, J. L., 1976. Le levé aéromagnétique des Antilles françaises, observations magnétiques, *Publications IPGP*, **26**.
- Le Guern, F., Bernard, A., & Chevrier, R. M., 1980. Soufrière of Guadeloupe 1976–1977 eruption - Mass and energy transfer and volcanic health hazards, *Bulletin of Volcanology*, **43**(3), 577–593.
- Le Mouél, J. L., Pozzi, J. P., Rossignol, J.-C., & Feuillard, M., 1979. Le levé aéromagnétique de l'archipel de Guadeloupe : description et implications tectoniques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **21**(2), 135–148.
- Lees, J. M. & VanDecar, J. C., 1991. Seismic tomography constrained by Bouguer gravity anomalies : Applications in Western Washington, *Pageoph*, **135**(1), 31–52.
- Lelièvre, P. G., Farquharson, C. G., & Hurich, C. A., 2012. Joint inversion of seismic traveltimes and gravity data on unstructured grids with application to mineral exploration, *Geophysics*, **77**(1), K1–K15.
- Lesparre, N., Gibert, D., & Marteau, J., 2012. Density muon radiography of La Soufrière of Guadeloupe volcano : Comparison with geological, electrical resistivity and gravity data, *Geophysical Journal International*, **185**, 1–14.

- Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J.-C., & Adler, A., 2014. Cross-section electrical resistance tomography of La Soufrière of Guadeloupe lava dome, *Geophysical Journal International*, **197**(3), 1516–1526.
- L’Herminier, F., 1837. Réflexions géologiques sur les volcans, considérations sur la Guadeloupe, *Journal de Physique, de Chimie, de Sciences Naturelles et des Arts, Delamétherie*, **LXXX**, 260–271.
- Li, X. & Götze, H.-J., 2001. Tutorial - Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics, *Geophysics*, **66**(6), 1660–1668.
- Li, Y. & Oldenburg, D. W., 1996. 3-D inversion of magnetic data, *Geophysics*, **61**(2), 394–408.
- Li, Y. & Oldenburg, D. W., 1998. 3-D inversion of gravity data, *Geophysics*, **63**(1), 109–119.
- Li, Y. & Oldenburg, D. W., 2000. Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data, *Geophysics*, **65**(2), 540–552.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M. H., & Snieder, R., 2009. Eikonal tomography : surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array, *Geophysical Journal International*, **177**(3), 1091–1110.
- Linde, N., Baron, L., Finizola, A., Revil, A., Muccini, F., Cocchi, L., & Carmisciano, C., 2014. 3-D density structure and geological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) inferred from land-based and sea-surface gravity data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **273**, 58–69.
- Lines, L. R., Schultz, A. K., & Treitel, S., 1988. exploration inversion of geophysical data, *Geophysics*, **53**(1), 8–20.
- Liuni, M. P., Loddo, M., & Schiavone, D., 2010. Non-linear inversion using a hybrid global search algorithm : applications in gravimetry, in *EGM 2010 International Workshop, Capri, Italie*.
- Longman, I. M., 1959. Formula for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun, *Journal of Geophysical Research*, **64**(12), 2351–2355.
- Lu, Y., 2015. *Towards full waveform inversion using the Discontinuous Galerkin Method (DGM)*, Master thesis, Université Joseph Fourier.

Bibliographie

- Ludwig, J. F., Nafe, J. E., & Drake, C. L., 1970. *The Sea*, vol. 4, chap. Seismic refraction, pp. 53–84, Wiley Inc., New York.
- Lévêque, J.-J., Rivera, L., & Wittlinger, G., 1993. On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions, *Geophysical Journal International*, **115**, 313–318.
- MacCarthy, J. K., Borchers, B., & Aster, R. C., 2011. Efficient stochastic estimation of the model resolution matrix diagonal and general cross-validation for large geophysical inverse problems, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B10304.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C., & Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain : a study in arc magmatism, *Earth-Science Reviews*, **49**(1), 1–76.
- Maceira, M. & Ammon, C. J., 2009. Joint inversion of surface wave velocity and gravity observations and its application to central Asian basins shear velocity structure, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B02314.
- Macquet, M., Paul, A., Pedersen, H. A., Villaseñor, A., Chevrot, S., Sylvander, M., Wolyniec, D., Group, P. W., et al., 2014. Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust, *Geophysical Journal International*, **199**(1), 402–415.
- Manga, M., Hornbach, M. J., Le Friant, A., Ishizuka, O., Stroncik, N., Adachi, T., Aljahdali, M., Boudon, G., Breikreuz, C., Fraass, A., Fujinawa, A., Hatfield, R., Jutzler, M., Kataoka, K., Lafuerza, S., Maeno, F., Martinez-Colon, M., McCanta, M., Morgan, S., Palmer, M. R., Saito, T., Slagle, A., Stinton, A. J., Subramanyam, K. S. V., Tamura, Y., Talling, P. J., Villemant, B., Wall-Palmer, D., & Wang, F., 2012. Heat flow in the Lesser Antilles island arc and adjacent back arc Grenada basin, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **13**(8), Q08007.
- Marcotte, D., Shamsipour, P., Coutant, O., & Chouteau, M., 2014. Inversion of potential fields on nodes for large grids, *Journal of Applied Geophysics*, **110**, 90–97.
- Massin, F., Amorèse, D., Bengoubou-Valerius, M., & Bernard, M., 2013. Automatic picking and earthquake relocation for the Antilles subduction zone (1972-2013), in *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 2380.
- Massin, F., Amorèse, D., Beauducel, F., Bengoubou-Valerius, M., Bernard, M.-L., & Bertil, D., 2014. Earthquake precise locations catalog for the Lesser Antilles

- subduction zone (1972-2013), in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 16, p. 9105.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R., & Debeglia, N., 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **329**, 865–871.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., & Troll, V. R., 2011. The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones : Analogue models and natural examples, *Journal of Structural Geology*, **33**, 898–906.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Mannessiez, C., Mazzoni, N., Savry, C., & Troll, V. R., 2013. The structure and morphology of the Basse Terre Island, Lesser Antilles volcanic arc, *Bulletin of Volcanology*, **75**, 700.
- Matthieu, F., Pajot, G., Debeglia, N., Jousset, P., Dupont, F. D. L., & François, B., 2011. Surveillance gravimétrique du réservoir géothermique de Bouillante (Guadeloupe) - Année 2006-2010., Technical report, Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
- Maury, R., Westbrook, G., Baker, P., Bouysse, P., & Westercamp, D., 1990. Geology of the Lesser Antilles, *The Caribbean Region*, pp. 141–166.
- Maus, S., Gordon, D., & Fairhead, D., 1997. Curie-temperature depth estimation using a self-similar magnetization model, *Geophysical Journal International*, **129**, 163–168.
- Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Londres, United Kingdom.
- Milési, B., 2014. *Étude du catalogue de sismicité des Antilles*, Rapport de stage, Université Joseph Fourier.
- Monteiller, V., 2005. *Tomographie à l'aide de décalages temporels d'ondes sismiques P : développements méthodologiques et applications*, Phd thesis, Université de Savoie.
- Montesinos, F. G., Arnosó, J., Benavent, M., & Vieira, R., 2006. The crustal structure of El Hierro (Canary Island) from 3-D gravity inversion, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **150**, 283–299.

Bibliographie

- Moorkamp, M., Jones, A. G., & Fishwick, S., 2010. Joint inversion of receiver function, surface wave dispersion, and magnetotelluric data, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B04318.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A. W., & Hobbs, R. W., 2011. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data, *Geophysical Journal International*, **184**(1), 477–493.
- Ménard, G. & Thouvenot, F., 1984. Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismique liés à l'anomalie d'Ivrea, **26**(5), 875–884.
- Nafe, J. E. & Drake, C. L., 1961. Physical properties of marine sediments, Report, Lamont Geological Observatory.
- Nagaoka, Y., Nishida, K., Aoki, Y., Takeo, M., & Ohminato, T., 2012. Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano, *Earth and Planetary Science Letters*, **333-334**, 1–8.
- National Imagery and Mapping Agency, 2000. Department of Defense - World Geodetic System 1984 - Its definition and relationships with local geodetic systems, Tech. rep., National Imagery and Mapping Agency.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., & Komorowski, J.-C., 2006. Electrical tomography of La Soufrière of Guadeloupe volcano : Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation, *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, 709–724.
- Nowell, D. A. G., 1999. Gravity terrain corrections - An overview, *Journal of Applied Geophysics*, **42**, 117–134.
- Okubo, P. G., Benz, H. M., & Chouet, B. A., 1997. Imaging the crustal magma sources beneath Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii, *Geology*, **25**(10), 867–870.
- Okuma, S., Nakatsuka, T., & Ishizuka, Y., 2014. Aeromagnetic constraints on the subsurface structure of Usu Volcano, Hokkaido, Japan., *Exploration Geophysics [Melbourne]*, **45**(1), 24 – 36.
- Oliver, D. S., 1998. Calculation of the inverse of the covariance, *Mathematical Geology*, **30**(7), 911–933.

- Onizawa, S., Mikada, H., Watanabe, H., & Sakashita, S., 2002. A method for simultaneous velocity and density inversion and its application to and exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano and Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 803–817.
- Paige, C. C. & Saunders, M. A., 1982. LSQR : An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, **8**(1), 43–71.
- Parasnis, D. S., 1972. *Principles of Applied Geophysics*, Chapman and Hall, London.
- Parker, R. L. & Huestis, S. P., 1974. The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography, *Journal of Geophysical Research*, **79**(11), 1587–1593.
- Parriaux, A., 2009. *Géologie : bases pour l'ingénieur*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes.
- 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.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., & Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B9), 19,367–19,389.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K., 2008. An Earth Gravitational Model to degree 2160 : EGM2008, in *General Assembly of the European Geosciences Union*, Vienna, Austria.
- Pedersen, L. B., 1979. Constrained inversion of potential field data, *Geophysical Prospecting*, **27**, 726–748.
- Pilkington, M. & Crossley, D., 1986. Determination of crustal interface topography from potential fields, *Geophysics*, **51**(6), 1277–1284.
- Podvin, P. & Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools, *Geophysical Journal International*, **105**, 271–284.
- Portniaguine, O. & Zhdanov, M. S., 2002. 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing, *Geophysics*, **67**(5), 1532–1541.

Bibliographie

- Potin, B., Valette, B., Thouvenot, F., & Monteiller, V., 2015. From local earthquakes tomography to Moho topography beneath the Western Alps, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 17, p. 2690, Copernicus Publications.
- Pozzi, J. P., Le Mouél, J. L., Rossignol, J. C., & Zlotnicki, J., 1979. Magnetic observations made on La Soufrière volcano (Guadeloupe) during the 1976-1977 crisis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **5**, 217–137.
- Represas, P., Catalão, J., Montesinos, F. G., Madeira, J., Mata, J., Antunes, C., & Moreira, M., 2012. Constraints on the structure of Maio Island (Cape Verde) by a three-dimensional gravity model : imaging partially exhumed magma chambers, *Geophysical Journal International*, **190**, 931–940.
- Ricci, J., Lahitte, P., & Quidelleur, X., 2015. Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment : Examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles), *Geomorphology*, **228**, 597–607.
- Robertson, R., Aspinall, W., Herd, R., Norton, G., Sparks, R., & Young, S., 2000. The 1995–1998 eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, WI, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **358**(1770), 1619–1637.
- Rodi, W., Glover, P., Li, T., & Alexander, S., 1975. A fast, accurate method for computing group-velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65**(5), 1105–1114.
- Roux, P., 2009. Passive seismic imaging with directive ambient noise : application to surface waves and the San Andreas Fault in Parkfield, CA, *Geophysical Journal International*, **179**, 367–373.
- Ruzié, L., Moreira, M., & Crispi, O., 2012. Noble gas isotopes in hydrothermal volcanic fluids of La Soufrière volcano, Guadeloupe, Lesser Antilles arc, *Chemical Geology*, **304-305**, 158–165.
- Sailhac, P. & Gibert, D., 2003. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform : Two-dimensional wavelets and multipolar approximations, *Journal of Geophysical Research*, **108**(B5), 2262.
- Salaün, A., Villemant, B., Gérard, M., Komorowski, J.-C., & Michel, A., 2011. Hydrothermal alteration in andesitic volcanoes : trace element redistribution in active and ancient hydrothermal systems of Guadeloupe (Lesser Antilles), *Journal of Geochemical Exploration*, **111**(3), 59–83.

- Sambridge, M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space, *Geophysical Journal International*, **138**, 479–494.
- Sambridge, M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble, *Geophysical Journal International*, **138**, 727–746.
- Sambridge, M. & Mosegaard, K., 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems, *Reviews of Geophysics*, **40**(3), 1–29.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., & Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island : Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc), *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 175–191.
- Samper, A., Quidelleur, X., Komorowski, J.-C., Lahitte, P., & Boudon, G., 2009. Effusive history of the Grande Decouverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages, *Journal of volcanology and geothermal research*, **187**(1), 117–130.
- Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Martelet, G. and Courrioux, G., & Guillen, A., 2010. 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps, *Geophysical Journal International*, **180**, 961–975.
- Scintrex, 2006. *CG-5 Scintrex Autograv System; Operation Manual*, Scintrex, Concord, Ontario, Canada.
- Shamsipour, P., Marcotte, D., Chouteau, M., & Keating, P., 2010. 3D stochastic inversion of gravity data using cokriging and cosimulation, *Geophysics*, **75**(1), I1–I10.
- Shamsipour, P., Marcotte, D., & Chouteau, M., 2012. 3D stochastic joint inversion of gravity and magnetic data, *Journal of Applied Geophysics*, **79**, 27–37.
- Shapiro, N. M. & Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, **31**(7).
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307**(5715), 1615–1618.
- Sparks, R. & Young, S., 2002. The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat (1995–1999) : overview of scientific results, *Geological Society, London, Memoirs*, **21**(1), 45–69.

Bibliographie

- Spector, A. & Grant, F., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**(2), 293–302.
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N. M., Guilbert, J., Boschi, L., & Giardini, D., 2009. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise, *Geophysical Journal International*, **178**, 338–350.
- Stein, S. & Wysession, M., 2009. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*, John Wiley & Sons.
- Stockwell, R. G., Mansinha, L., & Lowe, R., 1996. Localization of the complex spectrum : the S transform, *Signal Processing, IEEE Transactions on*, **44**(4), 998–1001.
- Tarantola, A., 1986. A strategy for nonlinear elastic inversion of seismic reflection data, *Geophysics*, **51**(10), 1893–1903.
- Tarantola, A., 2005. *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, USA.
- Tarantola, A. & Valette, B., 1982a. Inverse problems = Quest for information, *Journal of Geophysics*, **50**, 159–170.
- Tarantola, A. & Valette, B., 1982b. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**(2), 219–232.
- Tauxe, L., 2005. Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis, *Earth and Planetary Science Letters*, **233**(3), 247–261.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics, Second Edition*, Cambridge University Press.
- The International Gravimetric Bureau, B., 2012. IAG Geodesist’s Handbook, *Journal of Geodesy*, **86**(10), 787–974.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coisson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., L ger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F. J., Macmillan, S., Mandeau, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T. J., Saturnino,

- D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., & Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field : the 12th generation, *Earth, Planets and Space*, **67**(79), 1–19.
- Tiberi, C., Diament, M., Déverchère, J., Petit-Mariani, C., Mikhailov, V., Tikhotsky, S., & Achauer, U., 2003. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology, *Journal of Geophysical Research*, **108**(B3), 2133.
- Trampert, J., Fichtner, A., & Ritsema, J., 2013. Resolution tests revisited : the power of random numbers, *Geophysical Journal International*, **192**, 676–680.
- Tsuboi, C., 1983. Gravity, in *Gravimetric terrain modeling by accurate reduction of aerogravity data*, George Allen & Unwin (Publishers) Ltd.
- Ucciani, G., 2015. *Caractérisation spatiale et temporelle de la sismicité volcanique de la Soufrière de Guadeloupe : relations avec le système hydrothermal*, Phd thesis, Université Paris Diderot, IPGP.
- Vanorio, T., Virieux, J., Capuano, P., & Russo, G., 2005. Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **110**(B3).
- Vernant, P., Masson, F., Bayer, R., & Paul, A., 2002. Sequential inversion of local earthquake traveltimes and gravity anomaly - the example of the western Alps, *Geophysical Journal International*, **150**, 79–90.
- Villemant, B., Komorowski, J.-C., Dessert, C., Michel, A., Crispi, O., Hammouya, G., Beauducel, F., & De Chabalier, J.-B., 2014. Evidence for a new shallow magma intrusion at La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) : insights from long-term geochemical monitoring of halogen-rich hydrothermal fluids, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **285**, 247–277.
- Vozoff, K. & Jupp, D., 1975. Joint inversion of geophysical data, *Geophysical Journal International*, **42**(3), 977–991.
- Wadge, G., 1986. The dykes and structural setting of the volcanic front in the Lesser Antilles island arc, *Bulletin of volcanology*, **48**(6), 349–372.
- Wang, C., Dong, S., & Munoz, E., 2010. Seawater density variations in the North Atlantic and the Atlantic meridional overturning circulation, *Climate Dynamics*, **34**, 953–968.

Bibliographie

- Wathelet, M., 2005. *Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion*, Phd thesis, Université de Liège.
- Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm : Parameter conditions and dynamic scaling, *Geophysical Research Letters*, **35**, L09301.
- Westercamp, D. & Tazieff, H., 1980. *Martinique, Guadeloupe : Saint-Martin, La Désirade. Guides Géologiques Régionaux*, vol. 25, Masson.
- Williams, N., Oldenburg, D., & Lelièvre, P., 2009. Inversion of geophysical data produces predictive 3D models, *AUSGEO news*, **96**, 1–7.
- Yanovskaya, T., Levshin, A. L., Its, E., Lander, A., Bukchin, B., Barmin, M., Ratinikova, L., & Keilis-Borok, V., 2012. *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth*, vol. 9, Springer Science & Business Media.
- Zami, F., Quidelleur, X., Ricci, J., Lebrun, J.-F., & Samper, A., 2014. Initial sub-aerial volcanic activity along the central Lesser Antilles inner arc : New K–Ar ages from Les Saintes volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **287**, 12–21.
- Zlotnicki, J. & Nishida, Y., 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes, *Surveys in Geophysics*, **24**, 291–338.
- Zlotnicki, J., Vargemezis, G., Mille, A., Bruère, F., & Hammouya, G., 2006. State of the hydrothermal activity of Soufrière of Guadeloupe volcano inferred by VLF surveys, *Journal of Applied Geophysics*, **58**, 265–279.
- Zollo, A. e. a., Gasparini, P., Virieux, J., Le Meur, H., et al., 1996. Seismic evidence for a low-velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius, *Science*, **274**(5287), 592.

Les volcans sont des édifices complexes et hétérogènes. Imager leur structure demande des méthodes adaptées au contexte ainsi qu'à la nature, à la qualité et à la quantité des données disponibles.

Ce travail porte sur l'imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe, par inversion de données gravimétriques et magnétiques, par tomographie d'ondes de surface extraites de corrélations de bruit sismique et par tomographie de temps d'arrivée des séismes de l'arc des Petites Antilles. Nous obtenons ainsi les premiers modèles tridimensionnels de l'île de Basse-Terre en termes de densité, aimantation et vitesses sismiques. La gravimétrie et le magnétisme conduisent à des modèles de densité et d'aimantation avec une très bonne résolution latérale dans les premiers kilomètres, mais avec une résolution verticale très faible. Les ondes de surface issues des corrélations de bruit présentent une bonne résolution verticale dans les premiers kilomètres, mais résolvent mal les variations latérales de vitesses. La tomographie de temps d'arrivée permet d'imager les vitesses sismiques jusqu'à des profondeurs élevées, avec une bonne résolution latérale, mais une mauvaise résolution verticale. Nous proposons une méthode pour inverser conjointement les données sismologiques et gravimétriques pour produire un modèle de vitesses et de densité qui bénéficie des résolutions complémentaires des différents jeux de données.

Nos résultats soulignent une tendance NNO-SSE, avec des vitesses et des densités qui diminuent vers le sud en moyenne, conformément à la migration du volcanisme du nord vers le sud au cours de l'histoire géologique de l'île. Nous observons de faibles densités, vitesses sismiques et aimantations au niveau du dôme du volcan de la Soufrière ainsi que dans la région de Bouillante sur la côte ouest, reflétant la forte altération hydrothermale de ces zones. Deux anciens centres éruptifs majeurs, caractérisés par de fortes densités et vitesses sismiques, sont identifiés : l'un au niveau de la vallée de Beaugendre, l'autre au nord au niveau de la vallée de Petite Plaine.

Mots-clés : Inversion jointe, sismologie, gravimétrie, magnétisme, volcanologie

Geophysical imaging of the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe by inversion of seismological, gravimetric and magnetic data

Volcanoes are complex and heterogeneous edifices. Imaging their structures requires methods that are adapted to the context and to the nature, quality, and quantity of available data.

This work focuses on the geophysical imaging of the volcanic island of Basse-Terre in Guadeloupe, by performing inversions of gravimetric and magnetic data, ambient noise based surface wave tomography, and travel time tomography from earthquakes of the Lesser Antilles arc. We therefore obtain the first three-dimensional models of Basse-Terre island in terms of density, magnetisation and seismic velocities. Gravimetry and magnetism lead to density and magnetisation models with a very good lateral resolution within the first kilometres but with a very low vertical resolution. Surface wave tomography from noise correlations shows a good vertical resolution within the first kilometres, but poorly resolves the lateral velocity variations. Travel time tomography allows imaging seismic velocities up to great depths with a good lateral resolution but a poor vertical resolution. We propose a method to invert jointly the seismological and gravimetric data in order to produce a velocity and density model that takes advantage of the complementary resolutions associated with the different datasets.

Our results outline a NNW-SSE trend, with velocities and densities roughly decreasing southwards, in accordance with the southward migration of volcanism across the geological history of the island. We observe low densities, seismic velocities and magnetisations in the area of the dome of the Soufrière volcano as well as in the Bouillante area along the western coast, reflecting the high hydrothermal alteration of these areas. Two major old eruptive centres are identified in the areas of Beaugendre Valley and Petite Plaine Valley.

Keywords: Joint inversion, seismology, gravimetry, magnetism, volcanology