



Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques

Lydie Gailler

► **To cite this version:**

Lydie Gailler. Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2010. Français. <tel-00598469>

HAL Id: tel-00598469

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00598469>

Submitted on 6 Jun 2011

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

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

N° d'Ordre : D.U. 2022

UNIVERSITE BLAISE PASCAL - CLERMONT-FERRAND II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°640

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Volcanologie

par

Lydie-Sarah Gailler

Titulaire du Master 2 Recherche :

'Processus magmatiques et métamorphiques – Volcanologie'

**Structure interne d'un système volcanique océanique
de type point chaud :
La Réunion (Océan Indien)**

Approches géophysiques

Thèse soutenue publiquement le 12 mars 2010 devant la commission d'examen composée de :

Patrick Bachèlery	Université de La Réunion	Rapporteur
Jim Kauahikaua	USGS Hawaiian Volcano Observatory	Rapporteur
Isabel Blanco Montenegro	Departamento de Física, Universidad de Burgos	Examineur
Georges Boudon	IPG Paris	Examineur
Olivier Merle	LMV, Université Blaise Pascal	Examineur
Benjamin van Wyk de Vries	LMV, Université Blaise Pascal	Examineur
Jean-François Lénat	LMV, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

N° d'Ordre : D.U. 2022

UNIVERSITE BLAISE PASCAL - CLERMONT-FERRAND II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°640

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Volcanologie

par

Lydie-Sarah Gailler

Titulaire du Master 2 Recherche :

'Processus magmatiques et métamorphiques – Volcanologie'

**Structure interne d'un système volcanique océanique
de type point chaud :
La Réunion (Océan Indien)**

Approches géophysiques

Thèse soutenue publiquement le 12 mars 2010 devant la commission d'examen composée de :

Patrick Bachèlery	Université de La Réunion	Rapporteur
Jim Kauahikaua	USGS Hawaiian Volcano Observatory	Rapporteur
Isabel Blanco Montenegro	Departamento de Física, Universidad de Burgos	Examineur
Georges Boudon	IPG Paris	Examineur
Olivier Merle	LMV, Université Blaise Pascal	Examineur
Benjamin van Wyk de Vries	LMV, Université Blaise Pascal	Examineur
Jean-François Lénat	LMV, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

RESUME

ABSTRACT

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES ABREVIATIONS

INTRODUCTION GENERALE	P33
CHAPITRE 1 CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURE DE L'ILE DE LA REUNION	P37
I. SITUATION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE	P38
I.1. Généralités	p38
I.2. Origine du volcanisme	p39
II. CONTEXTE GEOPHYSIQUE	P40
II.1. Contexte magnétique du Bassin des Mascareignes	p40
II.1.1. <u>Généralités</u>	p40
II.1.2. <u>Structure magnétique du Bassin des Mascareignes</u>	p42
II.2. Contexte gravimétrique du Bassin des Mascareignes	p44
III. STRUCTURE ET MORPHOLOGIE DE L'EDIFICE REUNIONNAIS	P45
III.1. Morphologie de la partie émergée	p45
III.1.1. <u>Le massif du Piton des Neiges</u>	p47
III.1.2. <u>La transition Piton des Neiges - Piton de la Fournaise</u>	p48
III.1.3. <u>Le massif du Piton de la Fournaise</u>	p49
III.1.4. <u>L'activité éruptive actuelle du Piton de la Fournaise</u>	p53
III.1.4.1. <u>Généralités</u>	p53

II. MOYENS LOGICIELS	p87
II.1. <u>Oasis Montaj</u>	p88
II.2. <u>Surfer</u>	p89
PARTIE 1 : METHODES GRAVIMETRIQUES	P90
I. GENERALITES	p90
I.1. <u>Théorie</u>	p90
I.2. <u>Mesure de la pesanteur</u>	p93
I.3. <u>Intérêts des méthodes gravimétriques</u>	p95
II. ACQUISITION DES DONNEES A TERRE	p95
II.1. <u>Historique et compilation des mesures gravimétriques</u>	p95
II.2. <u>Méthode, stratégie d'acquisition et qualité des mesures</u>	p96
II.3. <u>Un exemple concret : la mission d'avril-mai 2007</u>	p97
II.3.1. <u>Organisation des prospectes</u>	p98
II.3.2. <u>Positionnement</u>	p98
II.3.3. <u>Intérêts de la campagne de 2007</u>	p102
III. ACQUISITION DES DONNEES EN MER	p103
III.1. <u>Compilation des mesures gravimétriques</u>	p103
III.2. <u>Méthode, stratégie d'acquisition et qualité des mesures</u>	p105
III.3. <u>Un exemple concret : ERODER 1 (2006)</u>	p105
III.3.1. <u>Instrumentation</u>	p105
III.3.2. <u>Acquisition des données</u>	p105
III.3.3. <u>Traitement des données</u>	p106
III.3.4. <u>Evaluation de la qualité des données</u>	p107
III.3.4.1. <i>Impression générale</i>	p107
III.3.4.2. <i>Examen visuel des données</i>	p107
III.3.4.3. <i>Dérive du gravimètre</i>	p108
III.3.3.4. <i>Correction des écarts aux croisements</i>	p108
IV. TRAITEMENT DES DONNEES	P109

IV.1. Généralités	p109
IV.2. Traitement préliminaire des données gravimétriques terrestres	p110
IV.2.1. <u>Calibrage</u>	p110
IV.2.2. <u>Correction des dérives</u>	p110
IV.2.3. <u>Homogénéisation des données et rattachement des campagnes</u> <u>au réseau international</u>	p111
<hr/>	
V. LES CORRECTIONS	P111
<hr/>	
V.1. Calcul de l'anomalie de Bouguer	p111
V.I.1. <u>Définition : signification de l'anomalie de Bouguer</u>	p111
V.I.2. <u>Calcul du G0</u>	p113
V.I.3. <u>La correction d'altitude, ou correction à l'air libre (CAL)</u>	p113
V.I.4. <u>La correction de plateau et de courbure (ou de Bullard B, CPbul)</u>	p114
V.I.5. <u>Correction topographique (ou de terrain, CT)</u>	p115
V.2. Ajustement des données gravimétriques marines	p120
V.3. Choix de la densité de correction	p120
V.3.1. <u>Généralités</u>	p120
V.3.2. <u>Cas de l'Ile de la Réunion</u>	p122
V.3.2.1. <u>Généralités</u>	p122
V.3.2.2. <u>Estimation de la densité de correction générale</u>	p122
V.3.2.3. <u>Estimation de la densité de correction locale</u>	p125
V.4. Incertitude sur l'anomalie de Bouguer à terre	p128
<hr/>	
V. LES POST TRAITEMENTS	P131
<hr/>	
V.1. Lissage de la carte d'anomalie de Bouguer et interpolation des données	p131
V.2. Extraction d'une anomalie régionale	p133
V.3. Calcul de la première dérivée verticale	p134
V.4. Calcul des dérivées horizontales, carte de pente et d'illumination	p135
PARTIE 2 : METHODES MAGNETIQUES	P136
<hr/>	
I. GENERALITES	P136
<hr/>	
I.1. Introduction : du champ magnétique terrestre à la carte d'anomalies magnétiques ..	p136

I.1.1. <u>Le champ magnétiques et ses perturbations</u>	p136
I.1.2. <u>Le champ magnétique principal</u>	p137
I.1.3. <u>Le champ magnétique transitoire</u>	p140
I.2. <u>De la mesure du champ au calcul des anomalies magnétiques</u>	p140
II. L'ORIGINE DES ANOMALIES MAGNETIQUES	P141
II.1. <u>Quelques définitions</u>	p142
II.2. <u>Propriétés des substances magnétiques</u>	p143
III. LE CAS DE LA REUNION	P145
IV. ACQUISITION DES DONNEES A TERRE	P147
V. ACQUISITION DES DONNEES EN MER	P148
V.1. <u>Compilation des données magnétiques</u>	p148
V.2. <u>Un exemple concret : la campagne Eroder 1</u>	p149
V.2.1 <u>Instrumentation</u>	p149
V.2.2 <u>Transmission des mesures</u>	p150
V.2.2.1 <i>Fichiers de données</i>	<i>p150</i>
V.2.2.2 <i>Qualité des données</i>	<i>p150</i>
VI. TRAITEMENT ET CORRECTIONS DES DONNEES	P152
VI.1. <u>Correction du champ IGRF</u>	p152
VI.2. <u>Ajustement des données magnétiques</u>	p153
VII. LES TRANSFORMATIONS ET POST-TRAITEMENTS	P154
VII.1. <u>Lissage de la carte d'anomalies magnétiques et interpolation des données</u>	p154
VII.2. <u>Calcul d'une anomalie marine régionale</u>	p155
VII.3. <u>La transformée de Fourier</u>	p156
VII.4. <u>Les transformations</u>	p156
VII.4.1. <u>La réduction au pôle</u>	p157
VII.4.2. <u>Le prolongement</u>	p158
VII.5. <u>Calcul de la dérivée verticale</u>	p159
VII.6. <u>Déconvolution d'Euler</u>	p159

VIII. METHODES ELECTROMAGNETIQUES	p161
<hr/>	
<i>PARTIE 3 : MODELISATION DES ANOMALIES GRAVIMETRIQUES, MAGNETIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES</i>	<i>p163</i>
<hr/>	
I. THEORIE DE LA MODELISATION	p163
<hr/>	
I.1. <u>La modélisation inverse</u>	p164
I.2. <u>La modélisation directe</u>	p164
<hr/>	
II. STRATEGIE DE LA MODELISATION	p165
<hr/>	
II.1. <u>Inversion 3D</u>	p165
II.1.1. <u>Modélisation par maillage du milieu (GRAV3D et MAG3D)</u>	p165
II.1.2. <u>Modélisation par maillage d'interface (GMSYS 3D)</u>	p166
II.2. <u>Modélisation 2D</u>	p168
II.2.1. <u>Données gravimétriques et magnétiques</u>	p168
II.2.2. <u>Données électromagnétiques</u>	p168
<hr/>	
CHAPITRE 3	
ARCHITECTURE ET EVOLUTION DE L'ILE DE LA REUNION: APPORT DES DONNEES GEOPHYSIQUES	
<hr/>	
<i>PARTIE 1 : ETUDE DETAILLEE DES ANOMALIES GEOPHYSIQUES SUBAERIENNES</i>	<i>p171</i>
<hr/>	
I. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER	p171
<hr/>	
I.1. <u>Généralités</u>	p171
I.2. <u>Description qualitative</u>	p171
<hr/>	
II. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIES AEROMAGNETIQUES	p174
<hr/>	
II.1. <u>Généralités</u>	p174
II.2. <u>Description qualitative</u>	p174
II.3. <u>Déconvolution d'Euler et localisation des limites magnétiques</u>	p175
II.4. <u>Etudes paléomagnétiques</u>	p176
<hr/>	
<i>PARTIE 2 : LE PITON DES NEIGES - ETUDE CROISEE DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES</i>	<i>p178</i>

I. GENERALITES	p178
I.1. <u>Stratigraphie du Piton des Neiges</u>	p178
I.2. <u>Le complexe intrusif</u>	p179
I.2.1. <u>Description</u>	p179
I.2.2. <u>Coupe géologique du forage d'exploration géothermique</u>	p180
I.2.3. <u>Modèle d'évolution</u>	p182
I.2.3.1. <i>Le bouclier sous-marin</i>	p182
I.2.3.2. <i>L'édification du bouclier basaltique émergé</i>	p183
II. LA ZONE CENTRALE DU PITON DES NEIGES	p184
II.1. <u>Géologie</u>	p184
II.1.1. <u>Le complexe du Piton des Neiges sensu</u>	p185
II.1.2. <u>Les Cirques du Piton des Neiges</u>	p186
II.1.2.1. <i>Description des trois principaux cirques</i>	p186
II.1.2.2. <i>La structure de Bébour-Bélouve</i>	p187
II.1.3. <u>Vers une généralisation des produits d'avalanches de débris dans les cirques</u>	p187
II.1.4. <u>Un secteur 'clé' pour la géologie du Piton des Neiges : Le Cirque de Salazie et le complexe intrusif</u>	p188
II.1.4.1. <i>Interprétations antérieures</i>	p188
II.1.4.2. <i>Première modélisation géophysique (Demange et al., 1989)</i>	p188
II.2. <u>Etude croisée données géologiques-géophysiques récentes</u>	p190
II.2.1. <u>Gravimétrie de la zone centrale du Piton des Neiges</u>	p190
II.2.2. <u>Magnétisme de la zone centrale du Piton des Neiges</u>	p190
III. LE FLANC OUEST DU PITON DES NEIGES	p191
III.1. <u>Géologie</u>	p191
III.1.1. <u>Généralités</u>	p191
III.1.2. <u>Les brèches d'avalanches de débris du flanc ouest du Piton des Neiges</u>	p192
III.1.2.1. <i>Les brèches de Saint-Gilles</i>	p192
III.1.2.2. <i>Les brèches de la Rivière des Galets</i>	p193
III.2. <u>Etude croisée données géologiques - géophysiques</u>	p194

III.2.1. <u>Gravimétrie du flanc ouest du Piton des Neiges</u>	p194
III.2.2. <u>Magnétisme du flanc ouest du Piton des Neiges</u>	p194
<hr/>	
IV. LE FLANC NORD DU PITON DES NEIGES	P195
<hr/>	
IV.1. <u>Géologie</u>	p195
IV.1.1. <u>Le Massif de La Montagne</u>	p196
IV.1.2. <u>Le flanc N-NE du Piton des Neiges</u>	p196
IV.2. <u>Etude croisée données géologiques – géophysiques</u>	p197
IV.2.1. <u>Gravimétrie du flanc nord du Piton des Neiges</u>	p198
IV.2.1.1. <i>Le Massif de La Montagne</i>	p198
IV.2.1.2. <i>Le flanc N-NE du Piton des Neiges</i>	p198
IV.2.2. <u>Magnétisme du flanc nord du Piton des Neiges</u>	p198
IV.2.2.1. <i>Le Massif de La Montagne</i>	p198
IV.2.2.2. <i>Le flanc N-NE du Piton des Neiges</i>	p198
<hr/>	
V. LA TRANSITION PITON DES NEIGES - PITON DE LA FOURNAISE	P199
<hr/>	
V.1. <u>Géologie</u>	p199
V.1.1. <u>La Plaine des Palmistes</u>	p200
V.1.2. <u>La Plaine des Cafres</u>	p200
V.2. <u>Etude croisée données géologiques – géophysiques</u>	p201
V.2.1. <u>Gravimétrie de la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise</u>	p201
V.2.2. <u>Magnétisme de la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise</u>	p201
V.2.2.1. <i>La transition E-NE</i>	p201
V.2.2.2. <i>La transition SE</i>	p202
<hr/>	
PARTIE 3 : LE PITON DE LA FOURNAISE - ETUDE CROISEE DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES	P203
<hr/>	
I. GEOLOGIE	P203
<hr/>	
II. APPORT DES DONNEES GEOPHYSIQUES RECENTES	P205
<hr/>	
II.1. <u>Gravimétrie du Piton de la Fournaise</u>	p205
II.1.1. <u>Le Piton de la Fournaise s. s.</u>	p205
II.1.2. <u>Le Cône Central</u>	p207

II.1.3. <u>Le complexe du Grand Brûlé</u>	p207
II.1.4. <u>Les rift zones du Piton de la Fournaise</u>	p207
II.2. <u>Magnétisme du Piton de la Fournaise</u>	p208
II.2.1. <u>La zone centrale</u>	p208
II.2.2. <u>Les flancs émergés du Piton de la Fournaise</u>	p208
II.2.3. <u>Les prolongements sous-marins des rift zones</u>	p208
 PARTIE 4 : ANALYSE PRELIMINAIRE DES DONNEES MAGNETIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES	P209
<hr/> I. EFFET DU TERRAIN SUR L'ANOMALIE MAGNETIQUE <hr/>	P209
<hr/> II. GENERALITES SUR LA STRUCTURE GEOELECTRIQUE D'UN VOLCAN BOUCLIER <hr/>	P211
 PARTIE 5 : DISCUSSION – SYNTHÈSE	P213
Publication n°1	p215
<i>'Structure and change of Piton de la Fournaise inferred from gravity surveys (Reunion Island, Indian Ocean)'</i>	
Publication n°2	p233
<i>'Architecture of La Réunion Island (Indian Ocean) inferred from geophysical data'</i>	
CHAPITRE 4	
STRUCTURE 3D DES FLANCS IMMERGÉS DE L'ÎLE DE LA REUNION	
PARTIE 1 : ÉTUDE DÉTAILLÉE DES ANOMALIES GÉOPHYSIQUES MARINES	P289
<hr/> I. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER MARINE <hr/>	P289
I.1. Description qualitative	p289
I.2. Analyse préliminaire	p290
<hr/> II. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIES MAGNETIQUES MARINES <hr/>	P292
II.1. <u>Description qualitative</u>	p292
II.2. <u>Analyse préliminaire</u>	p292
 PARTIE 2 : DISCUSSION - SYNTHÈSE	P296

Publication n°3	p297
<i>'3D structure of the submarine flanks of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data'</i>	
PARTIE 3: COMPLÉMENTS DE L'ETUDE GEOPHYSIQUE	p340
I. LES FLANCS IMMERGÉS DE LA REUNION	p340
II. MORPHOLOGIE DU RELIEF CONSTRUIT ET ESTIMATIONS QUANTITATIVES	p346
CHAPITRE 5	
ETUDE COMPARATIVE DE QUELQUES ILES VOLCANIQUES OCEANIQUES	
I. GENERALITES ET MORPHOLOGIE DE SURFACE	p349
I.1. Généralités	p349
I.2. Reliefs immergés des îles volcaniques	p351
I.2.1. <u>Le plateau côtier</u>	p351
I.2.2. <u>Les flancs immergés</u>	p352
I.2.2.1. <i>Déstabilisations de flancs et dépôts d'avalanches de débris</i>	p352
I.2.2.2. <i>Canyons et accumulations de dépôts sédimentaires</i>	p358
I.2.3. <u>Les constructions de premier ordre : les rift zones</u>	p358
I.2.4. <u>Les constructions de second ordre</u>	p361
I.2.4.1. <i>Hawaii</i>	p362
I.2.4.2. <i>Les îles des Canaries</i>	p362
I.2.4.3. <i>La Réunion</i>	p363
I.3. Flexure lithosphérique et sous-plaquage magmatique	p366
I.4. Reliefs émergés des îles volcaniques	p367
I.4.1. <u>Hawaii</u>	p367
I.4.1.1. <i>Koolau</i>	p367
I.4.1.2. <i>Kilauea</i>	p368
I.4.1.3. <i>Loihi</i>	p368
I.4.2. <u>Les Canaries</u>	p368
I.4.2.1. <i>Ténérife</i>	p368

I.4.2.2. <i>El Hierro</i>	p369
II. COMPARAISON DES ANOMALIES GRAVIMETRIQUES ET MAGNETIQUES	P370
II.1. <u>Hawaï vs La Réunion</u>	p370
II.1.1. <u>Anomalies de la rift zone est du Kilauea</u>	p370
II.1.2. <u>Anomalies magnétiques de l’Ile d’Hawaï</u>	p371
II.1.3. <u>Anomalies magnétiques du seamount Loihi</u>	p373
II.2. <u>Les Canaries vs La Réunion</u>	p374
II.2.1. <u>Anomalies magnétiques et gravimétriques de l’île de Gran Canaria</u>	p374
II.2.2. <u>Anomalies magnétiques de El Hierro</u>	P376
II.2.3. <u>Anomalies gravimétriques et magnétiques de l’Ile de Ténérife</u>	p377
III. CONCLUSIONS	P380
SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	
I. SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES	P383
I.1. <u>Le Piton de la Fournaise</u>	p383
I.2. <u>Le Piton des Neiges</u>	p385
I.3. <u>Les flancs sous-marins</u>	p386
I.4. <u>Synthèse</u>	p387
II. PERSPECTIVES	P399
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	
ANNEXES	
	P427

RESUME

L'île de La Réunion (Océan Indien) est un grand système océanique volcanique dont l'essentiel du volume est immergé. Dans le cadre de cette étude, sa structure interne est étudiée par approches géophysiques. L'ensemble des données gravimétriques et magnétiques disponibles à terre comme en mer est compilé et des données de sondages électromagnétiques terrestres sont utilisées. Des modèles gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques sont construits, basés sur les contraintes géologiques et les interprétations géophysiques antérieures. Les données magnétiques permettent de distinguer les structures construites des formations bréchiques selon l'intensité d'aimantation et de différencier les structures antérieures et postérieures à l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama, en fonction de la polarité des anomalies. Les données gravimétriques sont déterminantes pour détecter et caractériser les complexes intrusifs denses, apportant en complément des données magnétiques des informations sur la nature des formations littorales et des flancs sous-marins. A terre, les données électromagnétiques donnent accès à la distribution des résistivités électriques, notamment interprétée en termes de saturation en eau des roches, d'altération hydrothermale, de présence de minéraux hydratés ou de complexes de roches grenues ou microgrenues. L'intégration de ces résultats géophysiques a permis de construire un modèle du système volcanique à grande échelle.

A l'échelle du Piton de la Fournaise la couverture gravimétrique dense permet de distinguer les sources superficielles et profondes. Les structures superficielles correspondent à des remplissages de paléo-dépressions par des coulées denses, au Cône Central largement constitué de matériaux scoriacés, ou à des niveaux bréchiques sous le fond des grandes vallées du sud. Les structures profondes sont associées aux complexes intrusifs du Volcan des Alizés et du Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise. Dans la zone centrale, une comparaison avec les modèles de tomographies sismiques permet d'affiner l'interprétation gravimétrique. Des variations gravimétriques associées à l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 sont étudiées en termes de déplacements de masse au sein de l'édifice. L'analyse des anomalies magnétiques démontre une très faible épaisseur des produits du Piton de la Fournaise au nord et à l'est. Elle indique également la présence d'un volume de roches faiblement aimanté sous la zone centrale, corrélée avec l'existence d'un système hydrothermal bien caractérisé par un dôme de roches à faible résistivité, et de structures de stockages magmatiques. Sous le Bouclier Ancien, une zone de faible résistivité pourrait correspondre à un paléo-système hydrothermal. Le Piton des Neiges apparaît comme un immense volcan organisé autour d'un système hypovolcanique de grande extension latérale et verticale. La couverture de formations Brunhes est incomplète et présente des épaisseurs variables. Seuls le flanc ouest, la zone sommitale, et dans une moindre mesure le flanc nord, présentent des épaisseurs importantes de ces produits. Des barrières topographiques, telles que des zones d'effondrement ou de glissement, pourraient expliquer la mise en place discontinue de ces formations à l'échelle du massif. Une corrélation est mise en évidence entre l'extension latérale du corps dense et les dépressions topographiques sus-jacentes, suggérant une relation entre la subsidence du complexe et celle des dépressions.

Sur la base des anomalies magnétiques et de la distribution des formations récentes, la morphologie de l'île à la transition Brunhes-Matuyama est reconstruite.

A l'échelle du système immergé, la morphologie de deux larges zones de constructions volcaniques anciennes est reconstruite, à l'est du Piton de la Fournaise (Les Alizés) et au sud-ouest du Piton des Neiges (Ride sous-marine d'Etang Salé). Ces résultats remettent en question les interprétations des données sismiques dans ces secteurs particuliers. La morphologie de l'édifice construit émergé-immérgé peut être reconstituée. A la transition terre-mer, le plateau côtier est interprété en termes d'accumulation de hyaloclastites et de pillow lavas, avec l'exemple du Massif de la Montagne au nord et des prolongement sous-marins des rift zones au nord-est et au sud-est du Piton de la Fournaise. Sur les flancs immergés, notre analyse confirme que les quatre excroissances sous-marines sont principalement composées d'accumulation de dépôts d'avalanche de débris, dont les contrastes internes de densité peuvent être corrélés avec certaines unités géologiques observées en surface.

En complément, une étude comparative entre l'édifice de La Réunion et certaines îles océaniques du globe a permis de mettre en lumière les analogies et dissemblances morphologiques, structurales et géophysiques entre différents systèmes volcaniques océaniques.

Mots clés : Ile de La Réunion ; gravimétrie ; magnétisme ; électromagnétisme ; modélisation ; structure interne ; transfert de masse ; complexe hypovolcanique ; morphologie ancienne ; constructions volcaniques ; dépôts d'avalanche de débris ; hyaloclastites.

ABSTRACT

The island of La Réunion (Indian Ocean) is a large oceanic volcanic system of which most of the volume is submerged. In this study, the internal structure is studied using geophysical methods. The range of both subaerial and marine gravity and magnetic measurements has been compiled along with terrestrial-based electromagnetic surveys. The ensemble of data has been used to construct gravity, magnetic, and electromagnetic models, which are based on geological constraints and previous geophysical interpretations. We are able to differentiate structures pre- and post-dating the Brunhes-Matuyama magnetic inversion using the magnetic measurements according to the polarity of the anomalies. The gravity measurements are used to detect and characterise the dense intrusive complexes, allowing us to complement the magnetic measurements in regard of the nature of the coastal formations and submarine flanks. The electromagnetic surveys allow us to determine the distribution of electrical resistivities which we interpret in terms of water saturation of rocks, hydrothermal alteration and the presence of hydrated mineral, or complexes of phaneritic or microphaneritic rocks. The integration of the geophysical results has allowed us to build up a large scale model of the volcanic system.

At the scale of the Piton de La Fournaise the dense gravity measurement coverage allows us to distinguish both shallow and deep sources. The shallow ones correspond to the filling of ancient depressions by dense lavas flows, to the Central Cone which is largely composed of scoria, or to the level of breccia at the base of the large southern valleys. The deep structures are associated with the complex intrusions originating from Les Alizés volcano and also from the Ancient Shield of the Piton de la Fournaise. In the central region, comparisons with seismic tomographies allow refinements to the gravity interpretations to be made. Gravity variations associated with the collapse of the Dolomieu crater in April 2007 are studied in terms of mass displacements within the edifice. The analysis of magnetic anomalies demonstrates a very shallow layer of products from Piton de la Fournaise to the north and to the east. It also indicates the presence of a body of weakly magnetised rocks underneath the central zone, correlated with the presence of a hydrothermal system which is well characterised by a dome of rocks of low resistivity and magma storage structures. Beneath the Ancient Shield, a region of weak resistivity may correspond with an ancient hydrothermal system. The Piton des Neiges is shown as an immense volcano structured around a hypovolcanic system which extends a great distance laterally and vertically. The coverage of the Brunhes formations is incomplete and gives variable thicknesses. Only the western flank, the summit zone and, to a lesser degree the northern flank, present significant thicknesses of these products. Topographical barriers, such as areas of collapse or landslides could explain the discontinuous distribution of these formations at the scale of the massif. There is an obvious correlation between the lateral spreading of the dense body and the topographical depressions above, suggesting a relationship between the subsidence of the massif and that of the depressions.

Based on the magnetic anomalies and the distribution of the recent formations, the morphology of the island at the Brunhes-Matuyama transition is reconstructed.

At the scale of the immersed system the morphology of two large zones of ancient volcanic constructions is reconstructed to the east of the Piton de la Fournaise (Les Alizés) and to the south-west of Piton des Neiges (Submarine Ridge of Etang Salé). These results bring to question the interpretations of seismic data in these particular sectors. The morphology of the emerged-immersed edifice can be reconstructed. At the land-sea transition, the coastal shelf is interpreted in terms of accumulation of hyaloclastites and pillow-lavas, such as the examples of La Montagne Massif to the north and the offshore continuation of the rift zones to the north-east and south-east of Piton de la Fournaise. On the immersed flanks, our analysis confirms that the four submarine bulges are due to the accumulation of avalanches debris deposits of which the internal density contrasts can be correlated with specific geological units observed at the surface.

A complementary, comparative study between La Réunion edifice and some oceanic islands across the globe illuminates the morphological, structural and geophysical both analogies and differences between various oceanic systems.

Keywords: *La Réunion; gravity; magnetism; electromagnetism; modelling; internal structure; mass transfer; hypovolcanic complex; volcanic constructions; old morphology; debris avalanches deposits, hyaloclastites.*

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1-01	Localisation de l'Ile de La Réunion.	p38
Figure 1-02	Structure magnétique et tectonique de l'Océan Indien Occidental.	p39
Figure 1-03	Localisation des points chauds des Comores et de la Réunion	p40
Figure 1-04	Schéma du tapis roulant enregistreur magnétique.	p41
Figure 1-05	Carte des anomalies magnétiques régionales de la croûte océanique dans l'environnement de la Réunion, linéations magnétiques et fracture.	p43
Figure 1-06	Carte d'anomalie à l'air libre calculée à partir des données altimétriques satellitaires au niveau du Bassin des Mascareignes.	p44
Figure 1-07	Carte géologique de la Réunion.	p46
Figure 1-08	MNT du Massif du Piton des Neiges.	p47
Figure 1-09	MNT du Massif du Piton de la Fournaise.	p49
Figure 1-10	Localisation des gisements d'enclaves ultrabasiques dans le secteur du Piton de la Fournaise.	p50
Figure 1-11	Carte des coulées de lave émises depuis 1981 au Piton de la Fournaise.	p53
Figure 1-12	Photographies de la zone sommitale du Piton de la Fournaise à différentes époques.	p54
Figure 1-13	Localisation des fissures éruptives de l'éruption de 2007 du Piton de la Fournaise.	p57
Figure 1-14	Signaux éruptif et sismique enregistrés lors de l'effondrement de 2007.	p58
Figure 1-15	Le cratère Dolomieu anté- et post-effondrement.	p59
Figure 1-16	Cartographie détaillée de la zone est du Piton de la Fournaise.	p62
Figure 1-17	Carte interprétative des flancs immergés de la Réunion.	p64
Figure 1-18	Historique des cartes d'anomalies de Bouguer construites pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	p65
Figure 1-19	Modèle conceptuel de la formation des complexes hypovolcaniques denses au sein des volcans basaltiques océaniques intraplaques.	p66
Figure 1-20	Relations temporelles époques géomagnétiques - volcanisme de la Réunion ; carte géologique synthétique et données géochronologiques.	p68
Figure 1-21	Carte des anomalies magnétiques RTP compilée à 3500 m d'altitude.	p69
Figure 1-22	Cartes de polarisation spontanée du Piton de la Fournaise et coupe associée.	p72
Figure 1-23	Différentes tomographies sismiques acquises à l'aplomb du Piton de la Fournaise.	p74
Figure 1-24	Localisation des profils sismiques de la campagne REUSIS dans l'environnement immergé de la Réunion.	p75
Figure 1-25	Modèle 2D de vitesses en onde P le long d'un profil sismique nord-est/sud-ouest grande échelle.	p75
Figure 1-26	Coupe de sismique réflexion au niveau d'un profil de sismique réflexion et mise en évidence des irrégularités de chaque marqueur.	p76
Figure 1-27	Carte des isobathes (en profondeur) du toit du socle océanique.	p77
Figure 1-28	Carte des isobathes (en profondeur) de la base de l'édifice volcanoclastique.	p78
Figure 1-29	Extrait d'un profil de sismique réflexion, mise en évidence de la zone déformée de l'édifice volcanoclastique et du front de déformation.	p79
Figure 1-30	Profils de sismique réflexion imageant la signature hétérogène de l'édifice volcanoclastique, ainsi que deux réflecteurs particuliers.	p80
Figure 1-31	Carte structurale de La Réunion illustrant la distribution supposée des formations anciennes et plus récentes, ainsi que l'importance des phénomènes de déstabilisation de flancs.	p82
Figure 1-32	Carte interprétative détaillée des flancs immergés de la Réunion.	p83

CHAPITRE 2

Partie 1

Figure 2-01	Localisation des valeurs de pesanteur mesurée en un point M à la surface du globe terrestre et calculée sur l'ellipsoïde de référence ou modèle de Terre.	p90
Figure 2-02	Force d'attraction de la Terre appliquée en un point M à la surface du globe.	p92
Figure 2-03	Principe de fonctionnement d'un gravimètre Lacoste et Romberg. .	p94
Figure 2-04	Différentes générations de gravimètres.	p94
Figure 2-05	Organisation des prospectes de stations en boucle et aller-retour.	p97
Figure 2-06	Matériel utilisé lors de la campagne de 2007.	p97
Figure 2-07	Principe du GPS différentiel et exemple d'application.	p99
Figure 2-08	Position selon les trois composantes d'une station de la campagne de 2007.	p101
Figure 2-09	Localisation de l'intégralité des mesures gravimétriques réalisée sur l'Ile de La Réunion depuis 1979.	p103
Figure 2-10	Localisation des prospectes de mesures gravimétriques acquises en mer.	p104
Figure 2-11	Gravimètre relatif embarqué à bord du Beautemps-Beaupré lors de la campagne Eroder 1.	p105
Figure 2-12	Procédure de traitement des données gravimétriques effectuée à bord en temps réel.	p106
Figure 2-13	Données d'un profil de la campagne Eroder 1 et bruit oscillant.	p108
Figure 2-14	Points de croisements des profils gravimétriques supposés aux routes parcourues durant la campagne Eroder.	p109
Figure 2-15	Principe du calcul de l'anomalie de Bouguer.	p112
Figure 2-16	Principe de la correction de courbure.	p115
Figure 2-17	Effet gravimétrique des 'creux' et des 'bosses' topographiques du relief environnant autour de la station de mesure.	p116
Figure 2-18	Principe des corrections topographiques par abaques de Hammer (Hammer, 1939).	p116
Figure 1-19	Principe de calcul des corrections de terrain du logiciel Oasis Montaj (Geosoft).	p117
Figure 2-20	Modification du MNT à 25 m de résolution de l'IGN pour rendre compte de l'effondrement du cratère Dolomieu.	p118
Figure 2-21	Principe du calcul des corrections topographiques par la méthode des prismes coniques (Olivier et Simard, 1981).	p119
Figure 2-22	Effet gravimétrique de corps plus ou moins denses sur l'anomalie de Bouguer et corrélation entre la topographie et l'anomalie de Bouguer en contexte volcanique.	p121
Figure 2-23	Cartes d'anomalie de Bouguer calculée pour différentes densité de correction.	p123
Figure 2-24	Anomalies de Bouguer calculée pour différentes densités de correction selon un profil général NW-SE.	p124
Figure 2-25	Anomalie de Bouguer locale sur la zone centrale du Piton de la Fournaise calculée pour différentes densités de correction selon un profil est-ouest.	p125
Figure 2-26	Photographie de la paroi ouest et nord du cratère Dolomieu, mise à l'affleurement suite à l'effondrement d'avril 2007.	p126
Figure 2-27	Corrélations entre l'anomalie de Bouguer et la topographie à l'échelle de la zone centrale du Piton de la Fournaise.	p128
Figure 2-28	Effet d'un filtre passe bas de longueur d'onde 5 km sur l'anomalie de Bouguer brute.	p132
Figure 2-29	Lissage de la carte d'anomalies à l'air libre par interpolation supervisée.	p132
Figure 2-30	Traitement de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	p134

Partie 2

Figure 2-32	Le champ magnétique terrestre dans le monde en 2005.	p138
Figure 2-33	Eléments du champ magnétique terrestre en un point P dans les systèmes de coordonnées sphériques et cartésiennes.	p139
Figure 2-34	Représentation du champ magnétique principal et variation de son inclinaison avec la latitude.	p139
Figure 2-35	Cycle d'hystérésis.	p144
Figure 2-36	Anomalie magnétique théorique générée par une structure sphérique hypothétique à aimantation normale à la Réunion et réduction au pôle de cette anomalie.	p146
Figure 2-37	Distribution des données aéromagnétiques acquises en 1986.	p147
Figure 2-38	Localisation des prospects de mesures magnétiques acquises en mer.	p149
Figure 2-39	'Poisson' utilisé lors de l'acquisition des données magnétiques de la campagne Eroder 1.	p149
Figure 2-40	Extrait d'un profil magnétique de la campagne Eroder 1 et mise en évidence du 'bruit' magnétique associé, lissé par filtre passe-bas.	p151
Figure 2-41	Points de croisements entre les profils magnétiques parcourus durant la campagne Eroder 1.	p152
Figure 2-42	Modèle IGRF appliqué aux données acquises en 2006.	p153
Figure 2-43	Cartes d'anomalies magnétiques terrestre et marines filtrées, corrigées des écarts aux croisements et lissées.	p155
Figure 2-44	Effet du filtre médian passe-bas sur l'anomalie magnétique RTP.	p156
Figure 2-45	Anomalie magnétique théorique générée par une structure sphérique à aimantation normale à la Réunion et réduction au pôle de cette anomalie.	p157
Figure 2-46	Carte d'anomalies magnétiques subaériennes et marines compilée au niveau de la mer, filtrée, corrigée des écarts aux croisements et lissée, réduite au pôle.	p158
Figure 2-47	Carte d'anomalies magnétiques composite terre-mer RTP.	p159
Figure 2-48	Schéma explicatif de la procédure de déconvolution d'Euler.	p160
Figure 2-49	Matériel utilisé lors des sondages électromagnétiques.	p161
Figure 2-50	Localisation des sondages MT, AMT et TDEM utilisés dans le cadre de cette étude.	p162

Partie 3

Figure 2-51	Exemple de non-unicité de la modélisation.	p163
Figure 2-52	Modèle de maillage 3D composé d'éléments finis. Exemple de modèle 3D initial utilisé lors d'une inversion 3D par GMSYS 3D.	p166
Figure 2-53	Exemple de modèle 3D initial utilisé lors d'une inversion 3D par Gmsys-3D.	p167
Figure 2-54	Principes de la modélisation 2D, 2D $\frac{1}{2}$ et 2D $\frac{3}{4}$.	p168

CHAPITRE 3

Partie 1

Figure 3-01	Carte d'anomalie de Bouguer de l'Ile de La Réunion calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	p172
Figure 3-02	Cartes d'anomalie de Bouguer originale, régionale et résiduelle du Piton de la Fournaise, calculée pour une densité de correction de $2,2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	p173
Figure 3-03	Carte d'anomalies magnétiques RTP calculée à une altitude de 3500 m.	p174
Figure 3-04	Solutions obtenues par déconvolution d'Euler.	p176
Figure 3-05	Localisation des échantillonnages paléomagnétiques et propriétés magnétiques de quelques roches volcaniques de La Réunion.	p177

Partie 2

Figure 3-06	L'affleurement de gabbros dans le Cirque de Salazie et localisation du forage géothermique.	p180
Figure 3-07	Log stratigraphique du forage géothermique de Salazie.	p181
Figure 3-08	Extrait de la carte géologique simplifiée de la zone centrale du Piton des Neiges.	p185
Figure 3-09	Le système filonien observé dans la zone sommitale du Piton des Neiges.	p186
Figure 3-10	Modèles gravimétrique et magnétotellurique du complexe dense du Piton des Neiges.	p189
Figure 3-11	Extraits de la carte d'anomalie de Bouguer et de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur la zone centrale du Piton des Neiges.	p190
Figure 3-12	Extrait de la carte géologique simplifiée de la partie occidentale du massif du Piton des Neiges.	p191
Figure 3-13	Association des faciès blocs et matrice au sein des formations bréchiques de Saint-Gilles.	p192
Figure 3-14	Le 'hummock' du Cap de la Houssaye.	p193
Figure 3-15	Le soubassement bréchique de la Rivière des Galets.	p194
Figure 3-16	Extraits de la carte d'anomalie de Bouguer et de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur le flanc ouest du Piton des Neiges.	p194
Figure 3-17	Extrait de la carte géologique simplifiée du flanc nord du Piton des Neiges. Le Massif de la Montagne au nord de La Réunion.	p195
Figure 3-18	Extraits de la carte d'anomalie de Bouguer et de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur le flanc nord du Piton des Neiges.	p196
Figure 3-19	Extrait de la carte géologique simplifiée de la zone transitionnelle entre les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise.	p199
Figure 3-20	Extraits de la carte d'anomalie de Bouguer et de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise.	p201

Partie 3

Figure 3-22	Carte géologique (1/100 000) simplifiée du massif du Piton de la Fournaise.	p203
Figure 3-23	Colonne stratigraphique du forage du Grand Brûlé	p204
Figure 3-24	Extraits de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et de la carte d'anomalies magnétiques RTP compilée à une altitude de 3500 m, centrés sur le Massif du Piton de la Fournaise.	p205
Figure 3-25	Le Plateau des Basaltes à la jonction entre la Plaine des Sables et le Fond de la Rivière de l'Est.	p206

Partie 4

Figure 3-26	Carte d'anomalies magnétiques RTP observées et calculées considérant un terrain homogène d'aimantation 8 A m^{-1} .	p209
--------------------	---	------

Partie 5

Publication n°1

Figure 1	Location of Reunion Island in the Indian Ocean and location of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes.	p216
Figure 2	Data location map of the study area and gravity marine surveys.	p217
Figure 3	Original, regional and residual Bouguer anomaly maps computed for a density correction of $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.	p219
Figure 4	Interpretative distribution of the shallow anomaly sources.	p219
Figure 5	Plateau des Basaltes in Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est area : the evidence of an infilling.	p220
Figure 6	Horizontal slices in the final 3D inversion model and associated slices.	p221

Figure 7	2D $\frac{1}{2}$ and 2D $\frac{3}{4}$ models of the short wavelength anomalies from the residual gravity field.	p223
Figure 8	Different seismic tomography of the central area of Piton de la Fournaise.	p224
Figure 9	2D $\frac{1}{2}$ gravity model of the central zone, superimposed on a section of the 3D inversion model.	p225
Figure 10	The Dolomieu crater before and after its April 2007 collapse.	p226
Figure 11	Contours of the free air anomaly difference between pre- and post-April 2007 Dolomieu collapse.	p227
Figure 12	Comparison of pre- and post- April 2007 gravity anomalies.	p228
Figure 13	Conceptual models explaining the free air anomaly decrease after the summit collapse.	p229
Figure 14	Conceptual interpretative scheme of the internal structure of Piton de la Fournaise derived from gravity modeling.	p230

Publication n°2

Figure 1	Location of La Réunion Island on a magnetic and tectonic map of the western Indian Ocean and of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes.	p236
Figure 2	Residual Bouguer gravity map of La Réunion and the surrounding oceanic region compiled using a density reduction of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$.	p240
Figure 3	Distribution of the aeromagnetic data acquired in 1986 over Reunion Island.	p241
Figure 4	Magnetic anomaly and RTP maps of La Réunion and surrounding oceanic region at an altitude of 3500 asl	p242
Figure 5	Location of the paleomagnetic samples and magnetic properties of some volcanic rocks from La Réunion.	p246
Figure 6	Geological sketch map and geochronological data for Piton des Neiges and Piton de la Fournaise and time relations between geomagnetic epochs, Piton de la Fournaise and Piton des Neiges evolutions and Les Alizés Volcano evolution	p247
Figure 7	Euler deconvolution solutions obtained from RTP magnetic anomaly map and zoning of the anomalies polarity based on the RTP anomalies distribution.	p250
Figure 8	2D $\frac{1}{2}$ gravity model of a WE profile crossing the Piton de la Fournaise summit, superimposed on a section of the 3D inversion model.	p251
Figure 9	2D magnetic models along different profiles over Piton de la Fournaise and with various magnetization values.	p253
Figure 10	2D $\frac{3}{4}$ magnetic model of the shifted to the south maximum of the positive anomaly associated with Piton de la Fournaise central zone	p255
Figure 11	Shallow resistivity structure of Piton de la Fournaise.	p256
Figure 12	3D inversion results over Piton des Neiges area and 3D representation of the dense structure accounting for the gravimetric signal.	p259
Figure 13	3D and 2D $\frac{3}{4}$ Bouguer anomaly models over Piton des Neiges.	p260
Figure 14	2D $\frac{3}{4}$ magnetic models over the island.	p263
Figure 15	2D inversion MT model over Piton des Neiges area.	p268
Figure 16	Difference between the observed and 3D computed RTP magnetic anomaly maps and associated slices.	p270
Figure 17	Morphology of La Réunion and of the offshore constructions at the Brunhes-Matuyama reversal 780 ka years ago.	p273
Figure 18	Contours of the Piton des Neiges hypovolcanic complex obtained by 3D inversion superimposed to the topography.	p274
Figure 19	Sketch showing the subsidence of the dense complex of Piton des Neiges and the possible development of faults in the overlying terrains.	p276
Figure 20	2D general inversion MT model.	p276

CHAPITRE 4

Partie 1

Figure 4-01	Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle des flancs immergés de l'Ile de La Réunion calculée pour une densité de correction de $2.67.10^3 \text{ kg.m}^{-3}$.	p290
Figure 4-02	Les différents ensembles bathymétriques associés à des anomalies gravimétriques remarquables.	p291
Figure 4-03	Carte d'anomalies magnétiques RTP composite terre-mer	p292
Figure 4-04	Les zones d'anomalies magnétiques majeures à la transition terre-mer.	p293
Figure 4-05	Coulées de lave massives sous les dépôts d'avalanches de débris dans la région de Saint-Gilles	p295

Partie 2**Publication n°3**

Figure 1	La Réunion in the south-west Indian Ocean.	p299
Figure 2	Residual Bouguer anomaly map of the whole edifice of La Réunion.	p304
Figure 3	Composite RTP magnetic anomaly map and vertical gradient.	p306
Figure 4	Map showing the major features associated with the eastern part of La Réunion, and 2D ^{3/4} models of the magnetic anomalies in Les Alizés volcano area.	p310
Figure 5	Inferred 3D morphology of the eastward submarine flank of les Alizés volcano.	p313
Figure 6	Offshore Etang Salé Ridge and line of strombolian parasitic cones on the southwestern flank of Piton des Neiges. 2D ^{3/4} model of the magnetic and gravity anomalies in Etang Salé Ridge area.	p315
Figure 7	Inferred 3D morphology of the volcanic constructions in the south-western part of La Réunion superimposed on the seismic horizon V defined as the base of the volcanoclastic edifice.	p319
Figure 8	Comparison between the topography of the eastern and southwestern volcanic constructions inferred from the magnetic interpretation	p320
Figure 9	Topography and bathymetry of La Montagne Massif, extract of the RTP magnetic anomaly map centered on La Montagne Massif, and 2D ^{3/4} magnetic models along profiles crossing this area.	p321
Figure 10	Extract of the Bouguer anomaly ($2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) centered on La Montagne Massif promontory, and 2D ^{3/4} gravity model on profile crossing this area	p324
Figure 11	Inferred 3D morphology of the offshore continuation of La Montagne Massif.	p325
Figure 12	Interpretative distribution of the anomaly sources superimposed onto the Bouguer anomaly map. 2D ^{3/4} gravity model of the coastal shelf, and 2D gravity model of the Eastern Submarine Bulge.	p326
Figure 13	Geological map of the submarine flanks of la Réunion Island, and inferred 2D density distribution at the surface of the submarine flanks.	p329
Figure 14	3D morphology of the constructed volcanic edifice integrating the on land part and the submarine parts recognized in this study. Slices from the 3D model along the main structures discussed.	p332
Figure 15	Slices from the 3D model presented in figure 14 along the main structures discussed in the text.	p333
Figure 16	Slice from the 3D magnetic model across Les Alizés volcano, and portion of a collocated seismic profile.	p334

Partie 3

Figure 4-06	Modèles gravimétriques 2D selon les différents profils parallèles sélectionnés pour chaque excroissance sous-marine.	p341
--------------------	--	------

CHAPITRE 5

Figure 5-01	Synthèse des données bathymétriques des archipels d'Hawaii et des Canaries.	p350
Figure 5-02	Les déstabilisations de flancs de l'Archipel d'Hawaii; de Ténérife, La Palma et El Hierro et de La Réunion.	p354
Figure 5-03	Glissement et dépôts d'avalanches de débris associés aux Iles de Oahu (Hawaii) de Ténérife (Canaries) et de La Réunion.	p356
Figure 5-04	Caractéristiques morphologiques des îles d'Hawaii, d'El Hierro (Canaries), de La Réunion et de leurs prolongements sous-marins.	p360
Figure 5-05	Les reliefs de second ordre sur les flancs immergés d'Hawaii, Ténérife et La Réunion.	p363
Figure 5-06	Cartes gravimétrique et magnétique de la zone de la Ride de Puna.	p371
Figure 5-07	Carte d'anomalies magnétiques résiduelle et corrigée des effets de terrain de l'île d'Hawaii.	p372
Figure 5-08	Carte d'anomalies magnétiques résiduelles de l'île d'Hawaii et de son environnement immergé.	p374
Figure 5-09	Carte d'anomalies magnétiques RTP de Gran Canaria	p376
Figure 5-10	Anomalies aéromagnétiques RTP de El Hierro	p377
Figure 5-11	Cartes d'anomalie de Bouguer et d'anomalies magnétiques RTP résiduelle de la zone centrale de Ténérife.	p378

SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES
--

Planche E	Reconstitution 3D de la couverture de dépôts d'avalanches de débris et sédimentaires en mer, superposée aux reliefs construits.	p389
Planche D	Reconstitution 3D de la morphologie de l'édifice construit de La Réunion dans son ensemble.	p391
Planche C	Reconstitution 3D de la morphologie actuelle supposée des constructions volcaniques sous-marines dans le prolongement immergé du relief subaérien.	p393
Planche B	Reconstitution 3D de la morphologie de l'île et des constructions volcaniques anciennes du Volcan des Alizés et de la Ride sous-marine d'Etang Salé à la transition Brunhes-Matuyama.	p395
Planche A	Reconstitution 3D des complexes hypovolcaniques de l'île de La Réunion.	p397

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

Tableau 1-01	Chronologie des phases d'édification du Piton de la Fournaise et des phénomènes volcano-tectoniques l'ayant affecté.	P51
Tableau 1-02	Récapitulatif des cycles éruptifs du Piton de la Fournaise pour la période 2000-2007 (Peltier, 2007).	P56

CHAPITRE 2

Partie 1

Tableau 2-01	Synthèse des principaux logiciels.	P88
Tableau 2-02	Evolution de l'expression de la pesanteur théorique au cours du temps.	P93
Tableau 2-03	Récapitulatif des campagnes gravimétriques réalisées à terre depuis 1974.	P96
Tableau 2-04	Récapitulatif des campagnes gravimétriques réalisées en.	P104
Tableau 2-05	Données gravimétriques brutes acquises à bord lors de la campagne Eroder.	P107
Tableau 2-06	Mesures de densité sur quelques échantillons de la zone centrale du Piton de la Fournaise.	P127
Tableau 2-07	Réduction de la densité des données gravimétriques marines acquises lors des campagnes récentes.	P131

Partie 2

Tableau 2-08	Susceptibilités magnétiques de quelques roches et minéraux.	P142
Tableau 2-09	Propriétés magnétiques de quelques roches de la Réunion.	P146
Tableau 2-10	Récapitulatif des campagnes océanographiques de mesures magnétiques dans la zone d'étude concernée.	P148
Tableau 2-11	Données magnétiques brutes acquises lors de la campagne ERODER.	P150
Tableau 2-12	Réduction de la densité des données magnétiques marines.	P154

CHAPITRE 4

Partie 2

Publication n°3

Table 1	Means and standard deviations of the differences at the crossing points of the marine gravity profiles.	p302
Table 2	Means and standard deviations of the differences at the crossing points of the aeromagnetic and marine magnetic profile.	p305
Table 3	Parameters involved in the inverse magnetic modelling for each study area.	p307

Partie 3

Tableau 4-01	Estimations des volumes de chacune des unités mises en évidence au cours de cette étude.	p346
---------------------	--	------

CHAPITRE 5

Tableau 5-01	Estimations des volumes de chacune des unités mises en évidence.	p353
Tableau 5-02	Comparaison des prolongements sous-marins des rift zones de La Réunion, Hawaii et des Canaries.	p359

LISTE DES ABREVIATIONS

<i>AIG</i>	Association Internationale de Géodésie
<i>AMT</i>	Audio Magneto-Telluric
<i>BGI</i>	Bureau Gravimétrique International
<i>BRGM</i>	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
<i>CAL</i>	Correction à l'Air Libre
<i>CGGM</i>	Centre Géologique et Géophysique de Montpellier
<i>CMT</i>	Champ Magnétique Terrestre
<i>CNRS</i>	Centre National de Recherche Scientifique
<i>CP_{bul}</i>	Correction de Plateau et de Courbure
<i>CSAMT</i>	Controlled Source Audio Magneto-Telluric
<i>CT</i>	Correction Topographiques
<i>EOST</i>	Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg
<i>ERODER</i>	EROSion et Démantèlement de l'Edifice volcanique de la Réunion
<i>FGI</i>	Formule de Gravité Internationale
<i>FOREVER</i>	FORmation et Evolution de l'Edifice de la Réunion
<i>GPS</i>	Global Positioning System
<i>GRS80</i>	Geodetic Reference System 1980
<i>IFREMER</i>	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
<i>IFRTP</i>	Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire
<i>IGF</i>	International Gravity Formula
<i>IGN</i>	Institut Géographique National
<i>IGRF</i>	International Geomagnetism Reference Field
<i>INSU</i>	Institut National des Sciences de l'Univers
<i>IPEV</i>	Institut Paul Emile Victor
<i>LSTUR</i>	Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion
<i>MAGSAT</i>	MAGnetic Field SATellite
<i>MNT</i>	Modèle Numérique de Terrain
<i>MT</i>	Magnéto Tellurie
<i>NGDC</i>	National Geophysical Data Center
<i>NRM</i>	Natural Remanent Magnetization
<i>ORSTOM</i>	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
<i>OVPF</i>	Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise
<i>PDOP</i>	Position (3D) Dilution of Precision (GPS)
<i>PIRPSEV</i>	Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques
<i>RTP</i>	Reduce to The Pole
<i>SAR</i>	Sonar Acoustique Remorqué
<i>SHOM</i>	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
<i>TDEM</i>	Transient Electromagnetic Method
<i>TRM</i>	Thermo Remanent Magnetization
<i>UIGG</i>	Union Internationale de Géodésie et de Géophysique
<i>VRM</i>	Viscous Remanent Magnetization

INTRODUCTION GENERALE

Les édifices volcaniques des îles océaniques évoluent généralement sur plusieurs millions d'années et seuls leurs derniers stades de croissance sont exposés, soit un très faible pourcentage de leur volume. La connaissance d'un édifice volcanique, de son fonctionnement et de son évolution, nécessitent d'étudier en détail sa structure interne et les approches géophysiques permettent d'imager ces parties internes inaccessibles en surface.

Située dans le Bassin des Mascareignes (Océan Indien), l'île de La Réunion constitue un exemple caractéristique de système océanique volcanique, représentant la manifestation actuelle en surface d'un point chaud asthénosphérique. Depuis quelques décennies, de nombreuses études géologiques et géophysiques, ont permis de mieux connaître les volcans de La Réunion. Néanmoins, aucun modèle général du système dans son ensemble n'a pu encore être proposé.

Le domaine immergé de La Réunion, en particulier, n'est resté que très partiellement connu jusqu'aux campagnes océanographiques de 2006 et 2007 (Forever, 2006 ; Eroder, 2006 ; Eroder 2, 2007). Celles-ci ont permis une couverture dense des flancs sous-marins en données sonar, sismiques, gravimétriques et magnétiques. Dans le cadre de notre étude, l'intégralité des données gravimétriques et magnétiques acquises à ce jour, à terre comme en mer, a été compilée. Cette nouvelle base de données offre désormais la possibilité d'analyser le système volcanique dans son ensemble. A terre, des données électromagnétiques sont également utilisées en complément dans certaines zones particulières.

L'objectif de notre étude est de caractériser les structures superficielles et profondes de l'édifice dans son intégralité. Les données magnétiques permettent de distinguer les structures construites des formations bréchiques au travers de l'intensité d'aimantation et de différencier les structures antérieures et postérieures à l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama en fonction de la polarité des anomalies. Les données gravimétriques sont déterminantes pour détecter et caractériser les complexes intrusifs denses. Elles apportent aussi, en complément des données magnétiques, des informations quant à la nature des formations littorales et des flancs sous-marins. A terre, les données électromagnétiques donnent accès à la distribution des résistivités électriques, notamment interprétée en termes de saturation en eau des roches, d'altération hydrothermale, de présence de minéraux hydratés ou des complexes de roches grenues ou microgrenues. L'intégration des résultats apportés par les données gravimétriques, magnétiques, terrestres et marines, et électromagnétiques terrestres, permet ainsi de construire un modèle du système volcanique à grande échelle.

Ce manuscrit présente les résultats de cette étude géophysique menée à l'échelle du système de La Réunion dans son intégralité et s'articule selon cinq chapitres.

✓ Nous introduisons tout d'abord le contexte géodynamique et géophysique général dans lequel s'intègre le volcanisme réunionnais, avant de décrire la structure et la morphologie de l'édifice

et des volcans associés. Une synthèse de l'activité volcanique récente est présentée, avec une description détaillée de l'éruption de 2007 du Piton de la Fournaise. Une brève revue des études géologiques et géophysiques antérieures, ainsi qu'un bilan de l'état actuel des connaissances sont également proposés.

✓ Dans le second chapitre, nous rappelons les principes fondamentaux des méthodes gravimétriques et magnétiques, en évoquant leurs applications à terre lors de la mission menée en 2007 et en mer lors de la campagne Eroder en 2006. Les principes généraux des méthodes électromagnétiques sont brièvement évoqués. Nous détaillons également les divers traitements communément appliqués aux données en vue de leur interprétation, ainsi que les différentes méthodes de modélisation employées lors de la phase interprétative.

✓ Le chapitre 3 intéresse la morphologie, la structure interne et le fonctionnement du système émergé de La Réunion. Les différentes structures superficielles et profondes sont analysées en détail, permettant d'établir les relations entre morphologie de surface et structure profonde. Les anomalies magnétiques sont utilisées pour étudier la distribution des formations récentes à l'échelle du système émergé, l'un des objectifs majeurs étant de reconstruire l'évolution de la morphologie de ce système au cours de son histoire et notamment le relief de l'île à la transition magnétique Brunhes-Matuyama. Une étude locale a été conduite en parallèle au niveau de la zone centrale du Piton de la Fournaise, pour tenter d'estimer l'impact de l'effondrement récent du cratère Dolomieu sur les distributions de masse au sein de l'édifice.

✓ A plus grande échelle, l'étude détaillée des flancs sous-marins de l'édifice fait l'objet du chapitre 4. La morphologie, la nature et la structure interne des flancs immergés sont étudiés en complément des résultats obtenus à l'échelle du système émergé. Les zones volcaniques marines construites dans le prolongement des structures subaériennes sont mises en évidence et les résultats sont confrontés aux interprétations issues des travaux de sismique réflexion. Une reconstitution de l'édifice construit émergé-immérgé est proposée. La nature du plateau côtier à la transition terre-mer et la signature gravimétrique des quatre excroissances sous-marines sont également analysées.

✓ Le chapitre 5 dresse une comparaison entre les caractéristiques morfo-structurales de La Réunion et les interprétations géophysiques issues de cette étude, avec les enseignements de la littérature sur d'autres îles océaniques comparables du globe, celles des Archipels volcaniques d'Hawaii et des Canaries.

Pour conclure, une synthèse des résultats ainsi obtenus est proposée, offrant un modèle 3D novateur du système océanique volcanique de La Réunion à grande échelle.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURE DE L'ILE DE LA REUNION

Objectifs :

- Situer l'Ile de La Réunion dans son contexte géodynamique et géophysique global ;
- Décrire la structure et la morphologie subaérienne et marine de l'édifice réunionnais ;
- Présenter le volcanisme ancien du Piton des Neiges et récent du Piton de la Fournaise ;
- Synthétiser l'état des connaissances disponibles à l'échelle de La Réunion, en terme de contexte, de structures émergées - immergées, et d'évolution du système volcanique;
- Souligner la complexité de l'édifice et la nécessité d'une étude multi-échelles et pluridisciplinaire.

Mots clés :

Ile de La Réunion, Piton des Neiges, Piton de la Fournaise, flancs immergés, morphologie et activité volcanique, structure interne, études géologiques et géophysiques, démantèlement, modèles d'évolution.

I. SITUATION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

I.1. Généralités

L'Île volcanique active de La Réunion est située au sud-ouest de l'Océan Indien, 750 km à l'est de Madagascar et 170 km à l'ouest/sud-est de l'Île Maurice, à l'extrémité sud de l'alignement volcanique des Mascareignes (Fig. 1-01a).

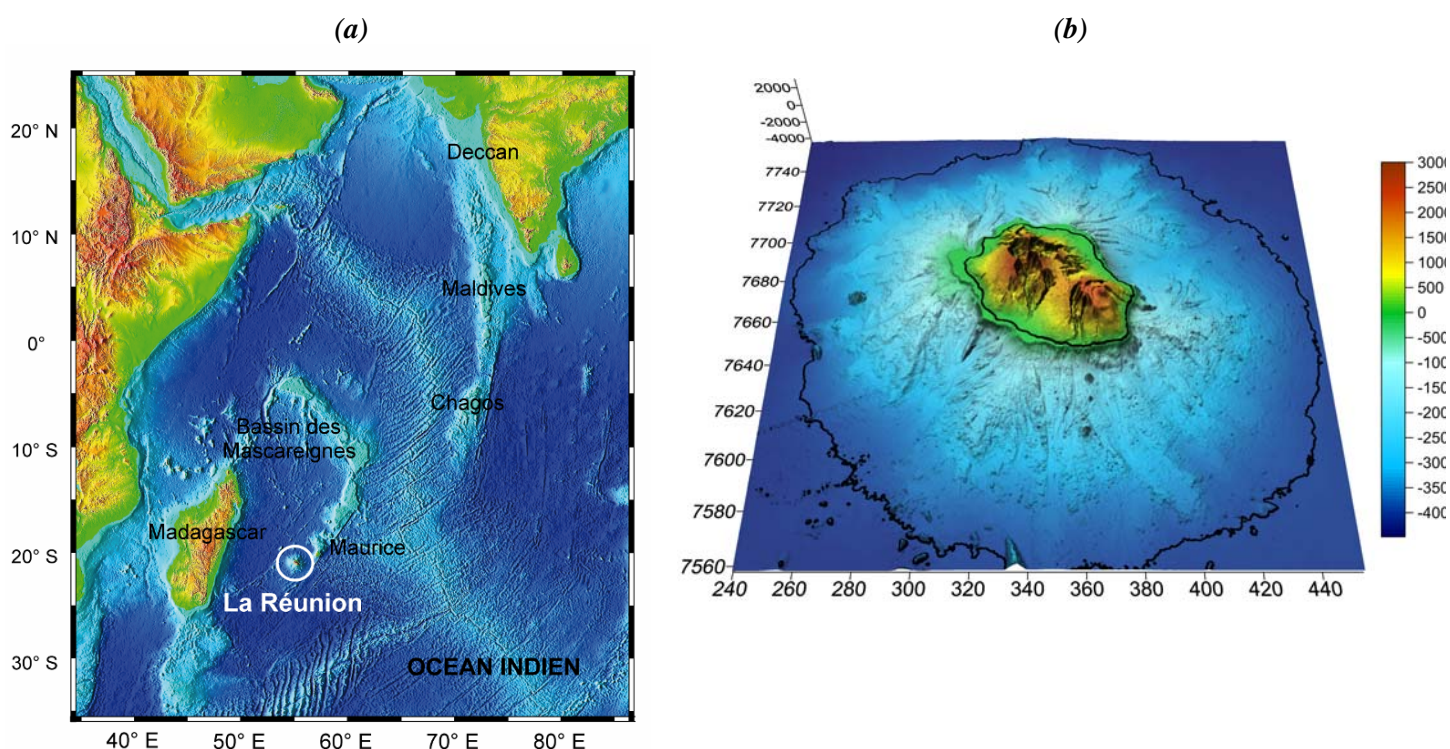


Figure 1-01: *a) Localisation de l'Île de La Réunion au sud-ouest de l'Océan Indien. Données bathymétriques et altimétriques issues de la base de données ETOPO2v2 du National Geophysical Center (NGDC), USA ; coordonnées en degrés ; b) Modèle numérique de terrain (MNT) de l'Île de La Réunion ; coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).*

L'édifice réunionnais, désormais bien connu grâce aux récentes études bathymétriques (Lénat et al., 1990; Labazuy, 1991 ; Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008), présente une morphologie en cône aplati de 200 à 240 km de diamètre pour 7000 à 8000 m de hauteur environ (Fig. 1-01b). La partie émergée ne représente donc qu'une faible portion de l'ensemble de l'édifice, soit environ 3% en termes de volume (de Voogd et al., 1999). Le complexe repose par 4000 m de profondeur sur la lithosphère océanique au niveau de la linéation magnétique 30, soit une croûte de 67 Ma, de topographie complexe, caractérisée par un ensemble de segments de paléo-dorsales océaniques globalement orientés nord-ouest/sud-est et décalés selon des zones de fractures d'orientation nord-est/sud-ouest (Schlich, 1975 ; Schlich et al., 1990 ; Fig. 1-02).

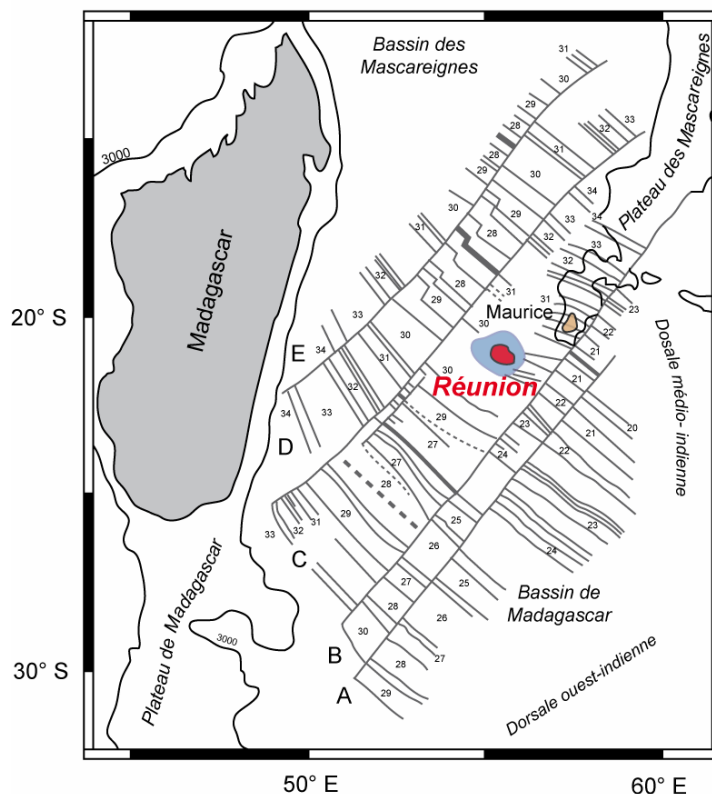


Figure 1-02 : Structure magnétique et tectonique de l'Océan Indien Occidental. Coordonnées en degrés. D'après Schlich et al. (1990).

I.2. Origine du volcanisme

La ride des Mascareignes, l'Île Maurice et l'Île de La Réunion constituent un alignement asismique d'origine entièrement volcanique (Fig. 1-03), dont l'origine est encore débattue. Cet alignement ainsi que la continuité des structures volcaniques, ont permis d'associer le volcanisme de l'ensemble Ride des Mascareignes-Maurice-Réunion au fonctionnement d'un point chaud asthénosphérique et du déplacement de la plaque indienne vers le nord, puis de la plaque africaine en direction du nord-est (Duncan, 1981 ; Morgan, 1981). Parallèlement, les données géochimiques sont en accord avec l'hypothèse d'un volcanisme associé au fonctionnement d'un tel panache mantellique (Kaneoka et al., 1986 ; Graham et al., 1990 ; Staudacher et al., 1990).

L'activité initiale de ce point chaud correspond à un volcanisme de type 'Trapps', localisé dans la province du Deccan dans l'ouest de l'Inde, il y a 65 Ma environ (Courtilot et al., 1986). Son fonctionnement (Duncan, 1989) aurait par la suite généré les reliefs volcaniques de la ride de Chagos-Maldives-Laccadive (50 à 60 Ma), puis le Plateau des Mascareignes (40 à 30 Ma), ultérieurement séparé de la ride de Chagos-Laccadive par l'ouverture de la dorsale médio-indienne (Norton et Sclater, 1979 ; Goslin et Patriat, 1984). Apparaissent enfin les volcanismes de Maurice (7-8 Ma) et de La Réunion (5 Ma, selon Duncan, 1989) dernière expression visible en surface du point chaud, avec un

ralentissement très marqué de la migration lithosphérique. Cependant, Bonneville et al. (1988) situent la position actuelle du point chaud à 300 km au sud-ouest de La Réunion. Les travaux de Lytwyn et Burke (1995), Burke (1996) et Sheth (2005) suggèrent, quant à eux, l'implication d'un point chaud différent entre La Réunion et les trapps du Deccan.

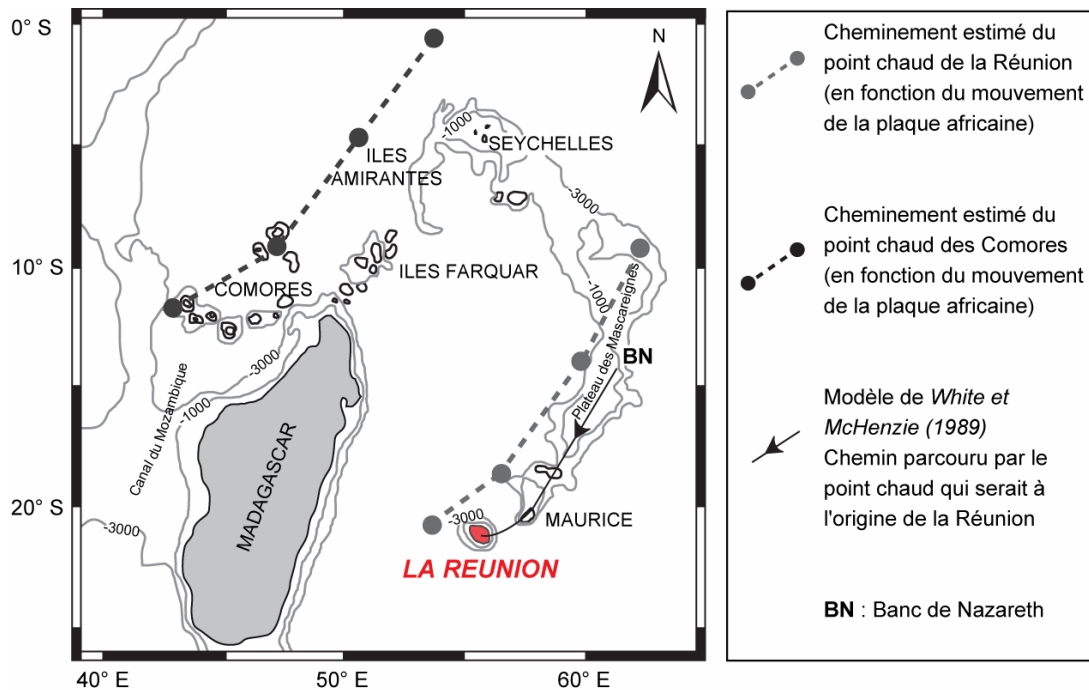


Figure 1-03 : Localisation des points chauds des Comores et de La Réunion (modifié d'après Emerick et Duncan, 1982). Notons l'important décalage de sa trajectoire (trait gras) au niveau du Banc de Nazareth (BN). Coordonnées en degrés.

II. CONTEXTE GEOPHYSIQUE

II.1. Contexte magnétique du Bassin des Mascareignes

II.1.1. Généralités

La structure magnétique générale de la croûte océanique est communément divisée en deux couches distinctes (Munsch, 1987), comprenant une couche superficielle fortement aimantée (de 5 à 10 A m⁻¹) sur une épaisseur de 0.5 km environ, et une couche inférieure plus épaisse (2 km environ) caractérisée par une aimantation plus faible (de 1 A m⁻¹ environ).

La partie superficielle de la croûte océanique est classiquement formée par extrusion de roches basiques à l'axe de la dorsale. L'aimantation relativement importante de ces roches (de 5 à 10 A m⁻¹) peut atteindre des valeurs de l'ordre de 30 à 50 A m⁻¹, comme déterminé sur certains profils

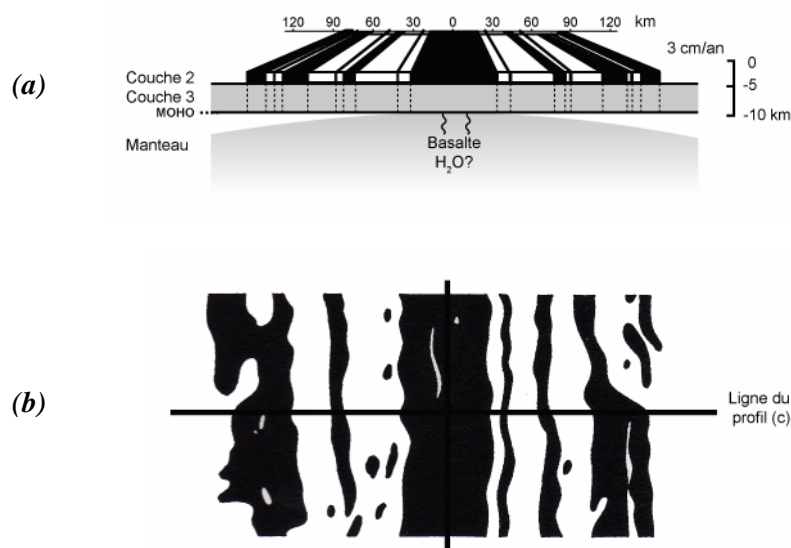
magnétiques (Le Pichon ; 1976 ; Hahn et Bosum, 1986), ou mesuré sur des échantillons de pillow lavas dragués sur fonds océaniques.

Ces formations sont caractérisées par un fort rapport de Koenigsberger (cf Chapitre 2, Partie 2 § II.1.), pouvant atteindre des valeurs de 100, qui s'explique par un refroidissement de la lave au contact direct de l'eau, limitant la croissance des minéraux magnétiques. L'aimantation totale, acquise très rapidement par ces roches extrusives, diminue très rapidement avec l'âge de la roche (Ozima et al., 1974 ; Pozzi, 1975 ; Bleil and Peterson, 1983), probablement à cause de l'altération des minéraux magnétiques (par oxydation secondaire notamment) accélérée par l'activité hydrothermale caractéristique de ces zones de rift.

La partie inférieure, quant à elle, s'aimante plus lentement selon le refroidissement des roches qui la composent et son aimantation, plus faible, varie peu au cours du temps.

Selon la théorie proposée par Vine et Matthews (1963), la croûte se forme par extrusion plus ou moins continue de magma basique au niveau des rides océaniques. L'aimantation thermorémanente, acquise lors du refroidissement du magma sous le point de Curie, enregistre des variations d'intensité et de polarité du champ magnétique terrestre. Par conséquent, la croûte océanique est caractérisée par une alternance de bandes d'aimantations normales et inverses, parallèles à la ride source (Fig. 1-04). La largeur de ces bandes est proportionnelle à la vitesse d'écartement de la plaque lithosphérique par rapport à la ride, mais également à la durée des inversions magnétiques.

Ainsi, les anomalies magnétiques enregistrées à la surface des océans permettent, à partir de l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre, de déduire le taux d'expansion à l'origine d'une telle distribution de polarité.



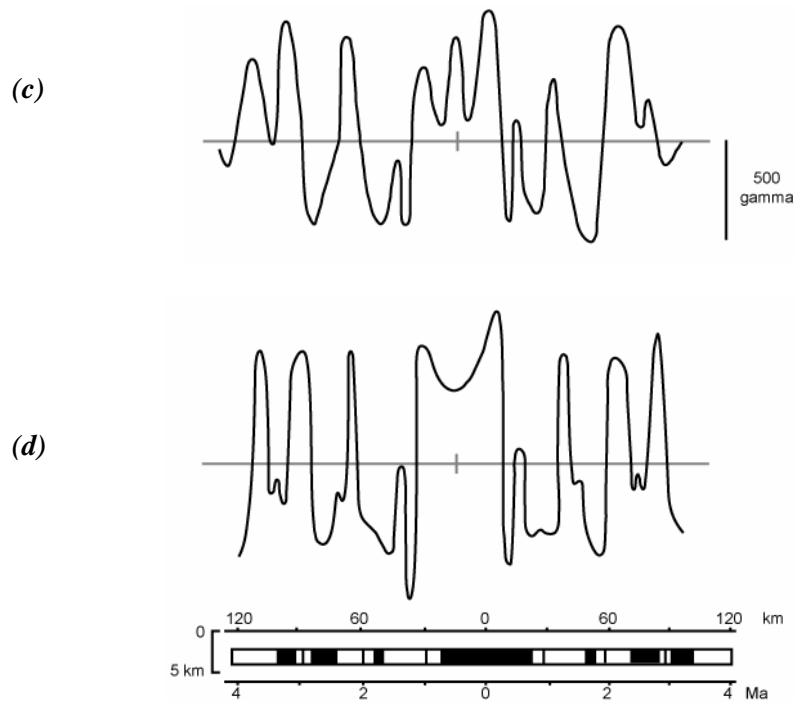


Figure 1-04 : Schéma du tapis roulant enregistreur magnétique appliqué à la dorsale Juan de Fuca, à l'ouest du Canada (d'après Vine et Matthews, 1963 ; modifié par Le Pichon, 1976) :
a) En noir, le matériau aimanté normalement, en blanc inversement ; **b)** Extrait de la carte magnétique correspondante ; **c)** Coupe magnétique selon le profil représenté en (b) ; **d)** Profil théorique calculé pour un taux d'expansion de 3 cm.an^{-1} .

II.1.2. Structure magnétique du Bassin des Mascareignes

Dans le Bassin des Mascareignes, les études menées par Schlich (1975) mettent en évidence trois phases d'expansion avec des taux variables, de 3-4 à $12,2 \text{ cm an}^{-1}$. Plus cette vitesse est importante, plus la possibilité d'enregistrer de très courts épisodes de polarité est grande. Ainsi, un épisode de 200 000 ans, relativement bref à l'échelle paléomagnétique, sera enregistré sur une bande paléomagnétique de 6 à 24,4 km pour un taux d'expansion de 3 à $12,2 \text{ cm an}^{-1}$ respectivement.

La carte régionale des anomalies magnétiques de l'environnement de La Réunion présente les caractéristiques typiques d'une croûte océanique générée par extrusion de magma le long d'une ride et affectée par de nombreuses failles transformantes (Fig. 1-05). De nombreuses anomalies de courte longueur d'onde (40 km en moyenne) apparaissent, avec une prédominance des anomalies de longueur d'onde inférieure à 100 kilomètres. L'occurrence de ces hautes fréquences est cohérente avec une distribution des sources magnétiques dans la partie superficielle de la croûte océanique, c'est-à-dire des sources peu profondes et de faible extension.

Ces anomalies s'organisent selon des bandes magnétiques de polarité normale et inverse alignées selon une direction nord-ouest/sud-est, en alternance dans la direction opposée.

Parallèlement, un éclairage depuis le nord-ouest met en évidence une succession de linéaments nord-est/sud-ouest, correspondant à l'orientation des fractures qui compartimentent les Bassins de Madagascar et des Mascareignes.

Sur la base de ces données, la superposition des linéations magnétiques et des zones de fractures de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (Bernard et Munsch, 2000) avec la carte des anomalies magnétiques observées dans l'environnement de La Réunion, permet d'illustrer différentes corrélations (Fig. 1-05). En effet, l'allongement des bandes d'anomalies magnétiques de polarité identique correspond à l'orientation des linéaments magnétiques. De plus, la trace des zones de fracture nord-est/sud-ouest apparaît sur la carte d'anomalies, en particulier la zone de fracture de Maurice au nord-est de La Réunion, correspondant par ailleurs à une ride topographique.

Plus en détail, les anomalies magnétiques observées au niveau du Bassin des Mascareignes dans l'environnement de La Réunion présentent une organisation particulière. L'une des références est matérialisée par l'anomalie magnétique 27, la plus jeune datée à 64 Ma, associée à une paléo-ride d'extension identifiée dans le sud-ouest de l'Ile de La Réunion.

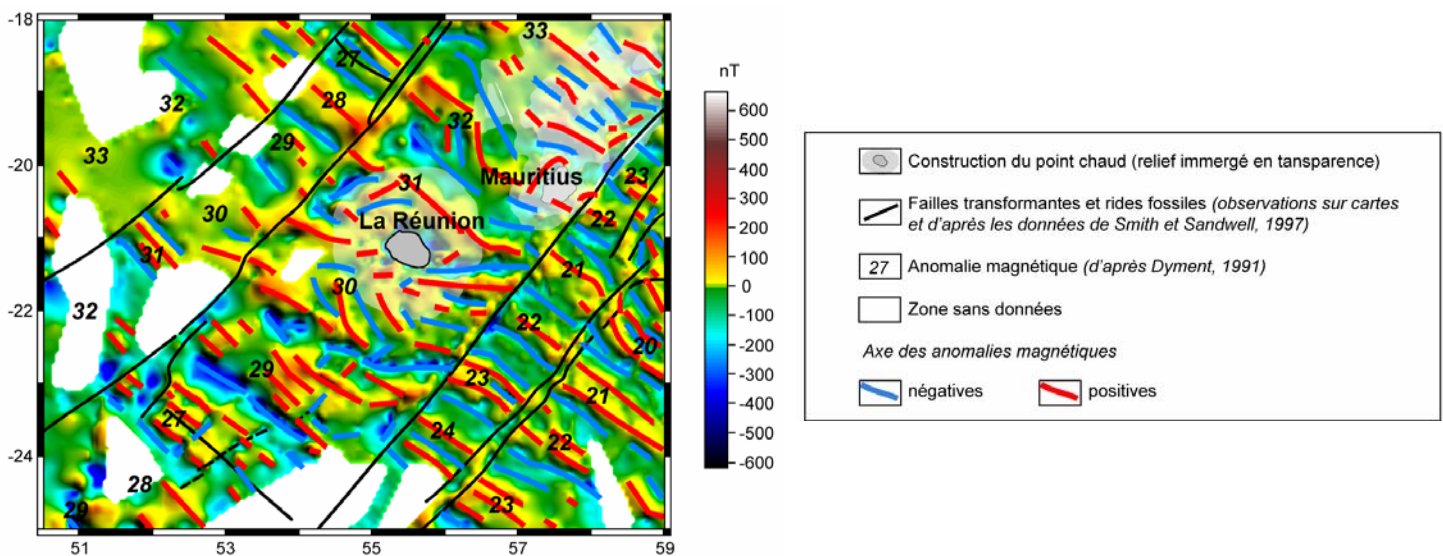


Figure 1-05: Carte des anomalies magnétiques régionales de la croûte océanique dans l'environnement de La Réunion, superposées à la distribution des linéations magnétiques et des zones de fracture (d'après Schlich et al., 1990). Le cercle couvre la surface estimée de croûte océanique affectée par l'éventuelle flexure lithosphérique (Bonneville, 1990).

Cependant, au niveau même de La Réunion, le schéma des anomalies apparaît mal défini, bien que l'édifice volcanique de La Réunion semble reposer sur un plancher océanique correspondant à l'anomalie magnétique 30 (67 Ma). Dans ce cas, l'édifice ne se situerait pas directement à l'aplomb de la paléo-ride 27, infirmant l'hypothèse d'une réjuvenation d'un segment de rift paléocène, comme proposée par Chevallier (1979) et Schlich (1982). Par conséquent, au vue de la complexité de la structure magnétique dans l'environnement de La Réunion, aucun schéma clair n'a encore été établi quant à l'interprétation des anomalies magnétiques. Par ailleurs, l'existence d'une faille, parallèle aux failles transformantes d'orientation globale nord-est/sud-ouest, passant sous La Réunion, a été proposée par Dymant (1991) à partir des données magnétiques et par Pou Palomé (1997) sur la base des données de sismique réflexion.

II.2. Contexte gravimétrique du Bassin des Mascareignes

Le contexte gravimétrique de l'environnement de l'Île de La Réunion présente certaines caractéristiques précédemment détaillées par Bonneville et al. (1988), à partir des anomalies du géoïde issues des données altimétriques satellitaires (Fig. 1-06).

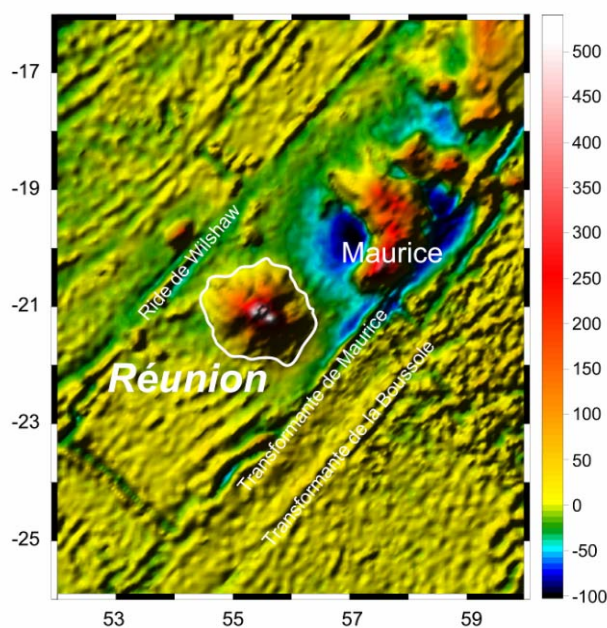


Figure 1-06: Carte d'anomalie à l'air libre calculée à partir des données altimétriques satellitaires (Smith et Sandwell, 1997) au niveau du Bassin des Mascareignes.

D'importantes anomalies gravimétriques positives apparaissent au niveau de La Réunion et de l'Île Maurice, soit à l'extrémité sud-ouest de la Rive des Mascareignes (Fig. 1-06). Ce signal est lié à la présence des massifs volcaniques qui forment la Rive des Mascareignes. Inversement, l'absence

d'anomalie positive au nord-ouest et au sud-est de la zone est corrélée avec l'absence de variations bathymétriques importantes et de variation latérale de densité au sein de la croûte océanique. Au sud-ouest, dans le prolongement de la Ride des Mascareignes, l'amplitude moyenne de l'anomalie gravimétrique, bien que peu variable et malgré la faible densité des mesures dans cette zone, apparaît sensiblement supérieure. Cette zone correspond également à une anomalie positive de grande longueur d'onde du géoïde (Bonneville et al., 1988) associée à un bombement topographique régional caractéristique (Cazenave et Feigl, 1994). Bonneville et al. (1988) proposent un modèle thermique permettant d'expliquer ce bombement, plaçant la position actuelle du point chaud à 300 kilomètres au sud-ouest de La Réunion. Au nord-ouest de l'île Maurice, une importante anomalie négative (-110 mGal environ) apparaît, probablement associée à la flexure lithosphérique consécutive à la charge importante imposée par la Ride des Mascareignes. Cependant, une telle flexure exercée par la surcharge que représente La Réunion n'est pas discernable, tant au niveau topographique que gravimétrique. Parallèlement, les données préliminaires d'une tomographie sismique (cf § IV. 4.2) imagent le prolongement du Moho sous l'Île de La Réunion, ainsi que l'absence de flexure lithosphérique à son aplomb, constituant un caractère original par rapport à d'autres îles océaniques comme celles des Archipels d'Hawaii (Watts et al., 1985), l'Île de Tenerife (Watts et al., 1997) ou des Marquises (Filmer et al., 1993). Ce résultat contredit clairement les études réalisées par Bonneville et al. (1988) sur les anomalies du géoïde et la topographie régionale des fonds océaniques, montrant une flexure de la lithosphère de 4 à 6 km sous la charge de l'édifice réunionnais.

Enfin, quelques anomalies négatives d'amplitude et de longueurs d'onde moindres bordent la transformante de Maurice au sud-est. Plus en détails, des anomalies négatives très hautes fréquences s'alignent parallèlement à la zone de fracture de Maurice, séparées par des anomalies positives relatives de courte longueur d'onde à l'aplomb de la ride. Cette zone de fracture correspond à une ride topographique et pourrait de ce fait être associée à cette alternance d'anomalies gravimétriques positives et négatives.

III. STRUCTURE ET MORPHOLOGIE DE L'ÉDIFICE REUNIONNAIS

III.1. Morphologie de la partie émergée

L'Île de La Réunion sensu stricto (Fig. 1-07) présente une forme elliptique (50×70 km), d'élongation nord-ouest/sud-est, pour une superficie moyenne de 2500 km². En premier ordre, l'édifice émergé peut être décrit comme la juxtaposition de deux massifs volcaniques lui conférant cette morphologie particulière: l'édifice ancien du Piton des Neiges et le centre actif actuel, le Piton de la Fournaise. Ces deux massifs sont séparés par des 'Plaines' : la Plaine des Cafres vers le sud et la Plaine des Palmistes vers le nord-est, correspondant à des plateaux volcaniques descendant vers la mer.

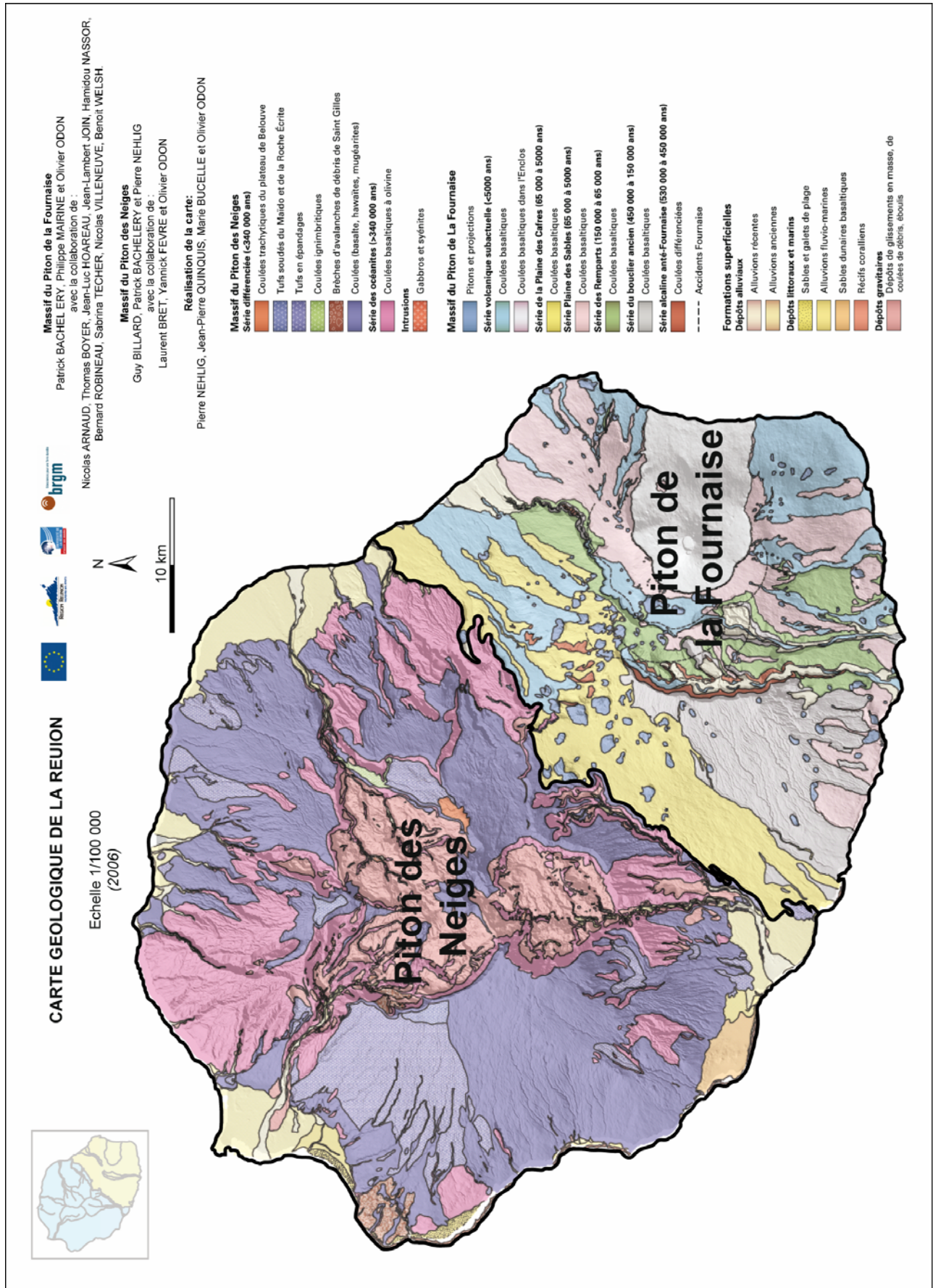


Figure 1-07 : Carte géologique de La Réunion. Source : BRGM (2006).

III.1.1. Le massif du Piton des Neiges

Le massif du Piton des Neiges (Fig. 1-08), volcan ancien en sommeil, occupe les deux-tiers nord-ouest de l'île. Le Piton des Neiges sensu stricto constitue le point culminant de La Réunion à 3069 m d'altitude, à la jonction de trois dépressions majeures, les cirques, lui conférant sa morphologie. Son émergence est antérieure à 2.08 Ma (Phase I de Billard et Vincent, 1974), âge des plus anciennes coulées basaltiques reconnues en contexte émergé (McDougall, 1971). Entre 2.08 et 0.43 Ma, l'édification du volcan bouclier est alors traduite par l'épanchement de volumineuses coulées de lave basaltiques riches en olivines ('Série des Océanites', Phase II de Billard et Vincent), suivi, après une période de repos et d'érosion, par la production de laves alcalines différenciées entre 350 ka et 12 ka ('Série Différenciée', phase III-IV de Billard et Vincent ; 'McDougall, 1971; Gillot et Nativel, 1982 ; Deniel et al., 1992).

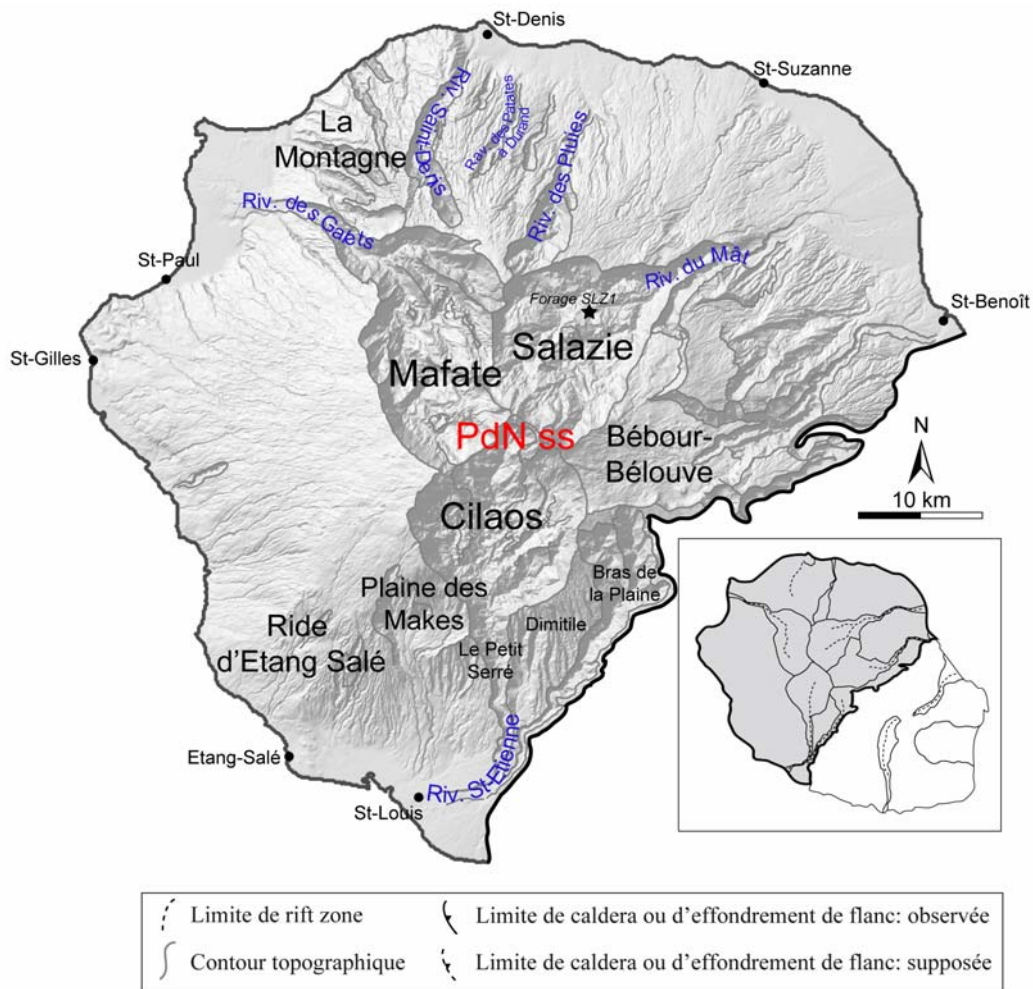


Figure 1-08: MNT du massif du Piton des Neiges (PdN) et principales localités.

La morphologie actuelle du massif du Piton des Neiges apparaît complexe, accidentée en son centre par les Cirques de Mafate, Salazie et Cilaos, dépressions majeures dont l'origine demeure

controversée (Chevalier et Vatin-Pérignon, 1982 ; Rocher, 1988 ; Kieffer, 1990a et 1990b ; Lecoître, 1992 ; Gillot et al., 1994 ; Oehler et al., 2008). Un quatrième cirque, celui des Marsouins, est mis en évidence à l'est de Salazie, partiellement comblé par des coulées (Kieffer, 1990a ; Deniel et al., 1992) et formant actuellement la Plaine de Bébour-Bélouve (Fig.1-08). Les cirques sont délimités par des parois sub-verticales, les remparts, de dénivelé localement supérieur à 1000 m. Bien que l'action érosive, intense en milieu tropical, soit un processus indéniable de leur formation (Haurie, 1987 ; Kieffer, 1990a) avec une vitesse de recul des parois estimée à 1 mètre tous les 100 ans, les différentes hypothèses divergent, suggérant :

- une origine volcano-tectonique par effondrements caldériques (Defos du Rau, 1959 ; Chevallier, 1979 ; Kieffer, 1989 et 1990a) ou par effondrements de flanc (Stieltjes, 1986) ;
- ou une origine tectonique, par étalement gravitaire (van Wyk de Vries et al. 2001b, Oehler et al., 2005).

Par ailleurs, les études de terrain récentes menées au niveau du Piton des Neiges tendent à généraliser l'existence de brèches d'avalanche de débris en fond de cirques et en bordure littorale du massif ancien (Bachèlery et al., 1996 ; Maillot, 1999 ; Fèvre et al., 2001, 2003 et 2004 ; Bret et al., 2003 ; Arnaud et al., 2003 et 2004), témoins des épisodes de déstabilisation à l'origine d'un démantèlement progressif au cours de son histoire. Par conséquent, la morphologie complexe du Piton des Neiges pourrait résulter de la combinaison de processus érosifs et volcano-tectoniques

III.1.2. La transition Piton des Neiges - Piton de la Fournaise

La zone de transition entre les deux boucliers réunionnais est marquée par un ensellement topographique, comprenant la Plaine des Palmistes au nord-est et la Plaine des Cafres au sud-ouest (Fig. 1-09).

La première, localisée entre 1100 et 900 m d'altitude, occupe une dépression ouverte dans les formations des phases II et III du Piton des Neiges et surmontée localement par des coulées anciennes du Piton de la Fournaise (Kieffer, 1990a). L'origine de cette dépression est généralement considérée comme tectonique (Defos de Rau, 1959 ; Bachèlery, 1981 ; Chevallier, 1982), considérant la dépression dans son ensemble ou la série d'excavations hémicirculaires qui découpent ses bordures.

La seconde, située entre 1400 et 1600 m d'altitude, est constituée d'un ensemble de coulées et de cônes issus du volcanisme fournaisien, avec une morphologie sensiblement comparable aux pentes basses de grands appareils tels que le Mauna Kea à Hawaii (Kieffer, 1990a).

III.1.3. Le massif du Piton de la Fournaise

Le volcan actif du Piton de la Fournaise (Fig. 1-09) occupe le tiers sud-est restant de l'île et culmine à 2631 m d'altitude. Il s'agit d'un bouclier basaltique dont la fréquence des éruptions (1 éruption tous les 14 mois en moyenne au cours des derniers siècles ; Lénat et Bachèlery, 1987 ; et une éruption tous les 4 mois depuis 1998) le place parmi les volcans les plus actifs au monde. La zone active est marquée par la présence du Cône Central, édifié au cœur d'une grande dépression de 9 km de diamètre ouverte en 'fer à cheval' vers le sud-ouest, l'Enclos Fouqué. Au sommet du cône dominant les deux cratères principaux, le Dolomieu (700 à 1000 m de diamètre) et le Bory (200 à 350 m de diamètre).

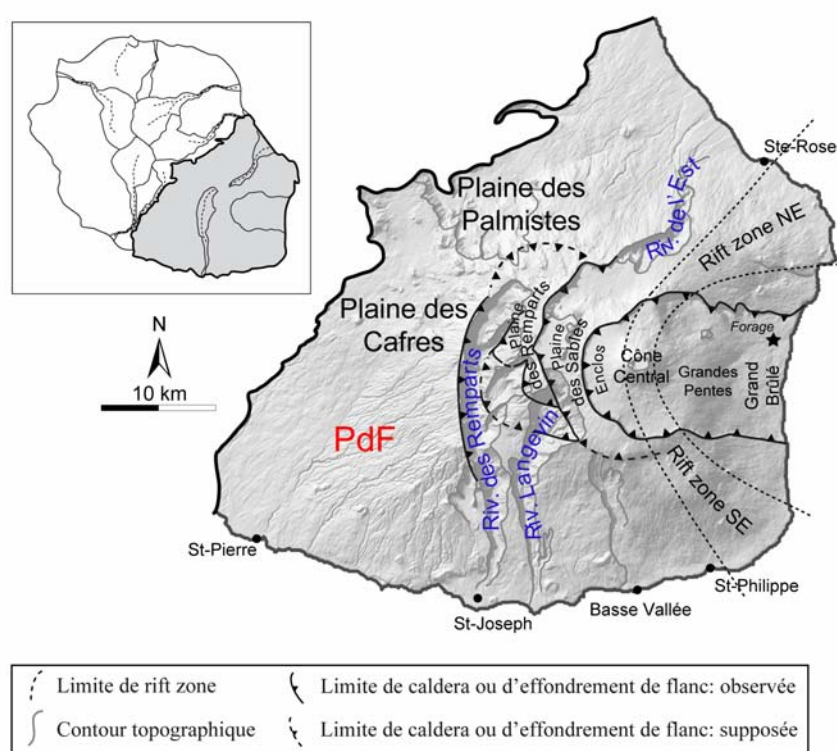


Figure 1-09: MNT du Massif du Piton de la Fournaise (PdF), principales localités, et aspects volcano-tectoniques majeurs d'après Merle et al. (2009).

Le bouclier de la Fournaise s'est édifié par une activité essentiellement effusive, par empilement de coulées de laves, dont les plus anciennes affleurent en fond de vallées (Rivière des Remparts, Rivière de l'Est et Rivière Langevin ; Fig. 1-09) creusées par l'érosion. La prospection géologique des grandes vallées entaillant le massif fournaisien apporte un éclairage nouveau sur près de 500 000 ans d'histoire volcanologique (Bachèlery et Mairine, 1990).

L'édifice du Piton de la Fournaise apparaît typiquement constitué d'un empilement de divers produits de types coulées de lave, retombées pyroclastiques, brèches de coulées ou avalanches de débris, dont les formations les plus anciennes sont datées à 0.53 Ma (Gillot et Nativel, 1989). Par conséquent, les volcans du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise ont connu une période d'activité commune supérieure à 0.5 Ma.

Plus en détail, Bachèlery et Mairine (1990) distinguent deux phases majeures d'édification (Tab. 1-01) :

- (1) *Un 'Bouclier Ancien'* (> 0.15 Ma), dont la distribution des intrusions indique un centre éruptif situé à l'emplacement actuel de la Plaine des Sables. La présence du centre volcanique du Bouclier Ancien dans cette zone est en accord avec la reconnaissance d'anomalies lourdes à l'aplomb de la Plaine des Sables (Rousset et al., 1989) et à la présence récurrente d'enclaves gabbroïques et péridotitiques dans les formations récentes dans cette zone (Fig. 1-10), notamment au niveau du Piton Chisny (Bachèlery et Mairine, 1990).

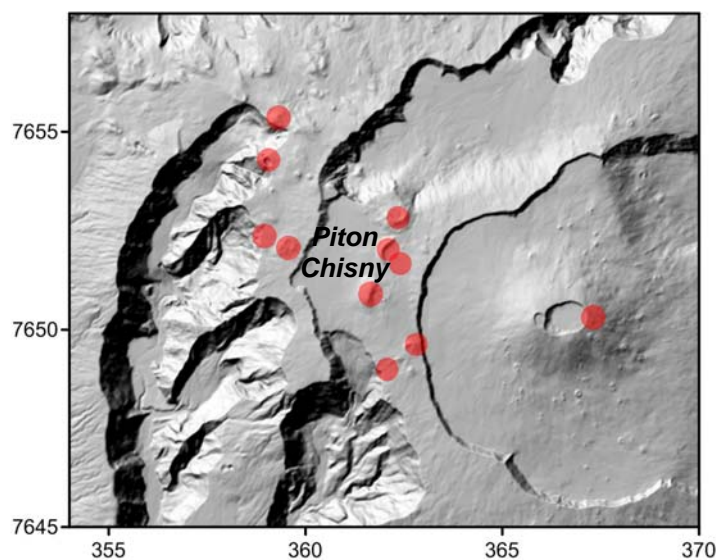


Figure 1-10 : Localisation des gisements d'enclaves ultrabasiques dans le secteur du Piton de la Fournaise. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

- (2) *Un 'Bouclier Récent'* (< 0.15 Ma et phase actuelle), caractérisé par un déplacement de la zone centrale du volcan de la Plaine des Sables vers sa position actuelle.

BOUCLIER ANCIEN	> 530 à 290 Ma	Série ancienne Période des laves 'pintades' (faciès porphyrique à mégacristaux de plagioclases) en base de série	
	entre 290 - 220 ka	Paléo-Rivière des Remparts (lahars) CALDERA DE LA RIVIERE DES REMPARTS	
	290 - 150 ka	Série du volcan de Mahavel Période des laves à olivines	
	150 ka	CALDERA DU MORNE LANGEVIN	
		Déplacement de la zone centrale du volcan de la Plaine des Sables à sa position actuelle	
BOUCLIER RECENT	150 - 40 ka	Accumulation sur une grande épaisseur de laves horizontales, localement en discordance avec les formations sous-jacentes	UNITE DE LA PLAINE DES CAFRES
	~ 40	CALDERA DE LA PLAINE DES SABLES	
	40 - 5 ka	Série antérieure à l'effondrement de l'Enclos	
	~ 5 ka	CALDERA DE L'ENCLOS FOUQUE	
	< 5 ka	Série actuelle	

Tableau 1-01 : Chronologie des phases d'édification du Piton de la Fournaise et des phénomènes volcano-tectoniques l'ayant affecté.

Par ailleurs, la construction du massif fournaisien a été ponctuée de phénomènes volcano-tectoniques ayant affecté et modifié sa morphologie initiale.

Bachèlery et Mairine (1990) proposent une interprétation des grandes structures d'effondrement à partir de travaux de terrain couplés à l'analyse de données géochronologiques, mettant en évidence une migration progressive des centres d'activité principaux d'une quinzaine de kilomètres vers l'est/sud-est lors de son évolution. Ainsi, quatre événements tectoniques majeurs semblent avoir affecté le massif depuis 0.53 Ma.

Le plus ancien, daté à 0.3 Ma, est associé à une première phase d'effondrement (caldera de la Rivière des Remparts), dont la limite ouest correspond approximativement à la partie amont de l'actuelle Rivière des Remparts. Cet effondrement correspond à l'arrêt de l'activité volcanique, jusqu'à lors intense, dans le quart sud-ouest du massif.

Le second, daté à 0.15 Ma environ, interprété comme un nouvel effondrement ('caldera' du Morne Langevin), marque le déplacement de la zone centrale du volcan de la région de la Plaine des Sables vers sa position actuelle. Cette structure constitue la limite entre les formations du 'Bouclier Ancien' et du 'Bouclier Récent'.

Par la suite, deux événements tectoniques affectent la morphologie du 'Bouclier Récent', avec l'effondrement de la Plaine des Sables ('caldera' de la Plaine des Sables) daté à 40-60 ka (Gillot et Nativel, 1989), et la formation du système Enclos-Grand Brûlé postérieur à 5 ka (Bachèlery, 1981 ; Mohamed-Abchir, 1996).

Ces grandes structures d'effondrement génèrent un certain nombre d'hypothèses controversées sur l'histoire et l'évolution du Piton de la Fournaise. Un consensus existe notamment quant à l'interprétation de la dépression du Grand Brûlé comme la conséquence d'une déstabilisation du flanc oriental libre du Piton de la Fournaise (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Lénat et Labazuy, 1990 ; Lénat et al., 1990 ; Bachèlery, 1995 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Lénat et al. 2001 ; Merle et Lénat 2003). Michon et al. (2007) proposent quant à eux un glissement initié par la réactivation d'une faille du socle combinée à la présence de matériaux altérés par action hydrothermale.

Les structures plus anciennes demeurent quant à elles diversement interprétées.

- Certains auteurs les attribuent à des effondrements caldériques classiques (Chevalier et Bachèlery, 1981; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995), considérant la déstabilisation du Grand Brûlé comme initié par l'effondrement caldérique de l'Enclos.

- Pour d'autres, elles constituent des têtes de glissement de déstabilisation de grande ampleur du flanc du volcan, interprétées comme : (1) des glissements profonds affectant la totalité de l'édifice (Duffield et al., 1982 ; Gillot et al., 1994), ou (2) des épisodes plus superficiels à l'origine de gigantesques avalanches de débris (Lénat et Labazuy, 1990 ; Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Lénat et al., 2001).

- Merle et Lénat (2003) proposent un mécanisme hybride associant déstabilisation de flanc et effondrement vertical. En effet, la déstabilisation du Grand Brûlé aurait considérablement réduit les contraintes latérales sur le système hydrothermal fournaisien, engendrant (1) l'étalement gravitaire vers l'est du cœur fragilisé préalablement confiné du volcan et (2) l'effondrement consécutif de l'Enclos selon un mécanisme similaire à la formation d'une caldera. D'après les auteurs, une telle succession d'événements se serait produite dans un court intervalle de temps (de l'ordre de quelques ka), invoquant un mécanisme identique à l'origine de la 'caldera' de la Plaine des Sables.

Ainsi, face à la monotonie des produits, la faible extension des unités géologiques, la rapidité des phénomènes constructifs ou destructifs, et les conditions particulières d'affleurement notamment, la géologie du massif du Piton de la Fournaise apparaît difficile à décrypter. Néanmoins, la géologie (Fig. 1-07) apporte des contraintes essentielles lors de l'élaboration de scénarios issus de données géophysiques et géochimiques.

III.1.4. L'activité éruptive actuelle du Piton de la Fournaise

III.1.4.1. Généralités

L'activité récente de la Fournaise est essentiellement concentrée au niveau du Cône Central et le long de deux axes préférentiels orientés N10 et N120, interprétés comme des rift zones (Lénat et Bachèlery, 1990 ; Michon et al., 2007), divergeant depuis la zone centrale du volcan vers le nord-est et le sud-est (Fig. 1-09). Bachèlery (1981) assimile ces zones d'injection majeures en termes de rift zones plus diffuses et moins actives que leurs homologues hawaïens formant classiquement des rides étroites, de 2 à 4 km de large et s'étendant jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres du sommet. La partie interne de ces rift zones est essentiellement composée d'une grande densité de dykes, bien que des stockages de petite taille et de faible durée de vie se forment probablement lors d'éruptions de longue durée, comme actuellement à Hawaii.

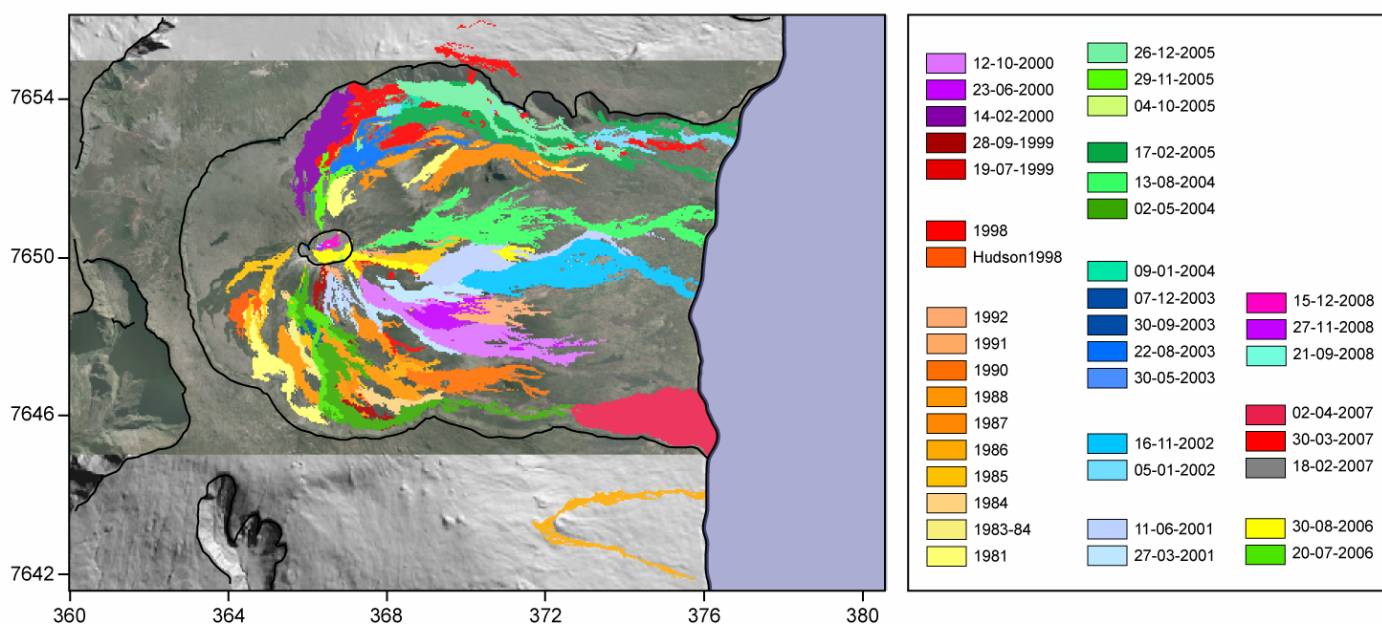


Figure 1-11 : Carte des coulées de lave émises depuis 1981 au Piton de la Fournaise.

Sources : Zarah Servadio, Nicolas Villeneuve, Minoru Urai, Thomas Staudacher, Astrid Gladys.

Selon Stieltjes et Moutou (1989), seulement 5% des éruptions ont eu lieu à l'extérieur de l'Enclos Fouqué depuis 1644, notamment en 1986 au sud et en 1998 au nord (Fig. 1-11). Ces éruptions, dites 'hors Enclos', surviennent sur les rift zones diffuses se prolongeant à l'extérieur de l'Enclos Fouqué (Lénat et al., 1989).

III.1.4.2. L'évolution de l'activité récente

Une série d'événements historiques d'effondrements et de remplissages a affecté le cratère Dolomieu, de l'effondrement total du cratère (en 1931 et 2007), à l'effondrement de pit crater de dimensions moindres, de quelques dizaines de mètres de diamètre ; en 1953, 1986 et 2002 (Lacroix, 1936 ; Lacroix, 1938 ; Bachèlery, 1981 ; Delorme et al., 1989).

Depuis l'effondrement majeur de 1931 et la formation de l'Enclos Velain (Fig. 1-12a), le cratère Dolomieu a été progressivement comblé par les produits des éruptions successives (Fig. 1-12b), résultant en son remplissage complet à la fin de l'éruption d'août 2006 - janvier 2007 (Fig. 1-15a), et dont les coulées de lave ont débordé du cratère au niveau de la zone la plus basse de son rempart.

(a)

(b)

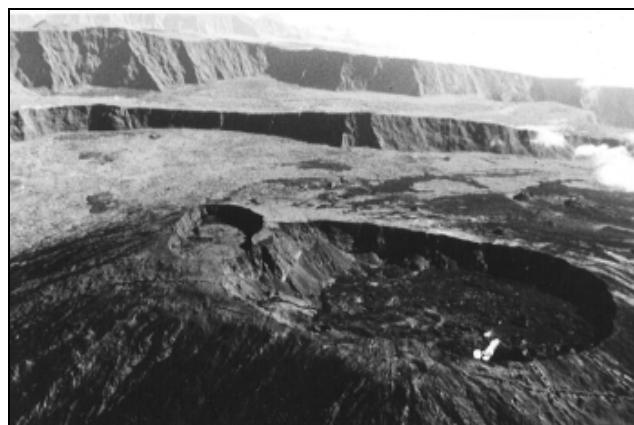


Figure 1-12 : Photographies de la zone sommitale du Piton de la Fournaise en **a)** 1936 (d'après Lacroix, 1938) et **b)** août 1986 (Lénat, 1987).

Dans les années 1927-1930, le cratère Dolomieu était pratiquement comblé. L'effondrement observé en (a) s'est amorcé au cours de ces années et accentué après la grande éruption d'océanites de 1931 dans la Plaine des Osmondes. Cet effondrement présentait deux unités distinctes en 1936, le Brûlant à l'est d'une profondeur de 150 m, et l'Enclos Velain à l'ouest de profondeur moindre. Par la suite, le fond du Dolomieu sera progressivement nivelé par accumulation des produits d'éruptions survenues dans cet ensemble caldérique. La cloison du cratère Bory s'est quant à elle effondrée en 1953 (Lénat et Bachèlery, 1990).

✓ La période 1972-1992

L'éruption de juin 1972 fut précédée par 6 années de repos et suivie par une succession de 53 éruptions et 5 intrusions jusqu'en 1992. Excepté lors des éruptions de 1977 et 1986, l'activité s'est concentrée essentiellement à l'intérieur de l'Enclos Fouqué, au sein du cratère Dolomieu, sur les flancs du cône sommital ou juste à sa base. Aucune alimentation profonde n'a été enregistrée au cours de cette période.

✓ L'évolution de l'activité entre 1998 et 2007

Le 'volcan laboratoire' du Piton de la Fournaise débute un nouveau cycle d'activité en mars 1998, après 65 mois d'inactivité. Le taux moyen d'émission du magma est estimé sur un siècle à $0.01 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ (Lénat et Bachèlery, 1987) environ, atteignant $0.037 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ en moyenne pour la période la plus récente de 1998 à 2007, sur la base des données fournies par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF).

Le suivi des déformations couplé aux résultats issus de modélisation numérique, ainsi que les données géochimiques, ont permis à Peltier (2007) de proposer un schéma global d'alimentation du Piton de la Fournaise pour la période 1998-2007.

L'éruption de 1998 est considérée comme une éruption charnière dans l'histoire du Piton de la Fournaise, amorçant le début d'une période au cours de laquelle le comportement du volcan diffère de celui des années antérieures. Une crise sismique profonde débute le 6 mars, avec une migration progressive de cette sismicité de 7.5 à 2.5 km de profondeur sous le sommet attribuée à la réalimentation d'un réservoir superficiel (Battaglia et al., 2005). De par sa durée (196 jours) et le volume de laves émises (60 Mm^3), cette éruption exceptionnelle marque le début d'un regain d'activité, avec 25 éruptions dénombrées entre 1998 et 2007.

Par la suite, l'évolution des déformations de surface, de la sismicité pré-éruptive, et de la composition des laves émises, suggèrent une transition dans le comportement éruptif fin 2000-début 2001.

De 1999 à 2000, toutes les éruptions sont localisées sur les flancs du Cône Central, ou juste à sa base (éruptions dites 'latérales proches'), avec des volumes émis relativement faibles (de 1 à 9 Mm^3), des compositions de laves aphyriques relativement homogènes, des déformations pré-éruptives ainsi qu'une sismicité associée (moins de 20 séismes par jour) relativement faibles.

La période fin 2000-début 2001, et en particulier l'éruption de juin 2001, marquent un changement dans le comportement pré-éruptif et éruptif du Piton de la Fournaise, caractérisé par, comme synthétisé par Peltier (2007) :

- Une inflation inter-éruptive quasi continue (seule une légère déflation est observée suite aux éruptions distales majeures).
 - Un déplacement de la source de pression sous la partie ouest du cratère Dolomieu.
 - Un comportement sismique pré-éruptif bien défini, avec une augmentation exponentielle de la sismicité jusqu'à plus de 100 séismes par jour.
 - L'apparition d'éruptions sommitales et distales alternant avec les éruptions latérales proches.
 - L'apparition de laves à composition océanique lors des éruptions distales et de basaltes à olivines, la première en juin 2001 et huit éruptions de ce type recensées entre 2001 et 2007.
- Ainsi, différents cycles éruptifs se succèdent depuis 2000, caractérisés par :
- Des éruptions de plus en plus basses sur le flanc, chaque cycle débutant par une ou plusieurs éruptions sommitales latérales et/ou proches, se terminant par une éruption distale.
 - Des laves de plus en plus magnésiennes et profondes.
 - Une inflation du Cône Central lors d'un même cycle.
 - Une légère déflation du Cône Central, ou pour le moins une stabilisation des signaux de déformation à la fin de chaque cycle.

Ces différents critères ont conduit Peltier (2007) à définir plusieurs cycles entre 2000 et 2007 (Tab. 1-02).

fin 2000 ⇨ janvier 2002	4 éruptions
mai 2003 ⇨ janvier 2004	4 éruptions et 1 intrusion
mai 2004 ⇨ février 2005	3 éruptions
octobre 2005 ⇨ décembre 2005	3 éruptions
juillet 2006 ⇨ avril 2007	4 éruptions

Tableau 1-02 : Récapitulatif des cycles éruptifs du Piton de la Fournaise pour la période 2000-2007 (Peltier, 2007).

Le dernier cycle éruptif défini est clôturé en avril 2007, lors d'une éruption exceptionnelle dans l'histoire du Piton de la Fournaise.

III.1.4.3. L'éruption exceptionnelle d'avril 2007

Le 26 février 2007, l'activité sismique débute à l'aplomb de la zone sommitale, augmentant progressivement pour atteindre plus de 100 événements quotidiens du 28 au 30 mars. Une crise sismique débute le 30 mars à 16h25 UTC, et les premières émissions de magma se produisent à 18h50 depuis une fissure éruptive orientée N120, 1900 m au dessus du niveau de la mer au sud-est du Cône

Central (Fig. 1-13). Le trémor cesse le 31 mars à 05h15, après une première phase éruptive de dix heures à peine, au cours de laquelle un volume de 10^6 m^3 seulement de magma est émis.

La sismicité sommitale se poursuit jusqu'au 2 avril, date à laquelle une nouvelle phase éruptive se déclenche dans le Grand Brûlé, 600 m environ au dessus du niveau de la mer, à 7 km au sud-est du sommet (Fig. 1-13). La fissure éruptive nouvellement ouverte se situe dans le prolongement de la première (Michon et al., 2007) et le site éruptif est caractérisé par des fontaines de lave continues de 50 m de hauteur, alimentant de volumineuses coulées de lave.

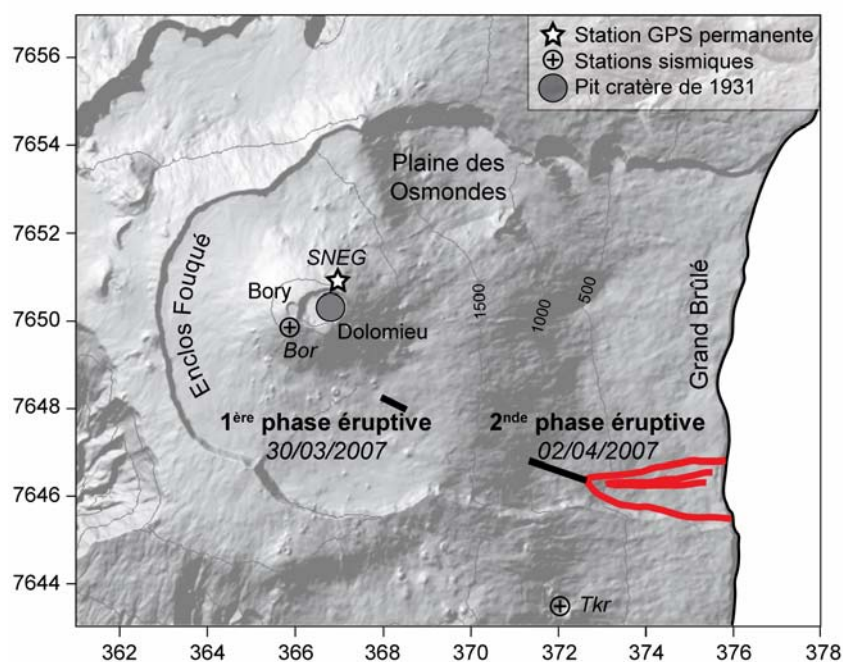


Figure 1-13 : Localisation des fissures éruptives ouvertes lors de l'éruption de 2007 du Piton de la Fournaise et position de la station GPS permanente (SNEG) ainsi que des stations sismique (Bor et Tkr) ; Intervalle des isocontours : 500 m.

Suite à une période classique de déclin d'activité, le nombre d'événements volcano-tectoniques (VT) augmente graduellement dès le 3 avril (Fig. 1-14 : période 1). L'activité sismique, localisée sous le sommet entre 0 et 500 m de profondeur, est interprétée en termes de fracturation des roches à l'aplomb du réservoir drainé.

Les événements VT disparaissent le 5 avril, tandis qu'un signal sismique basse fréquence et le trémor s'intensifient (Fig. 1-14 : période 2). La station GPS permanente (SNEG), localisée 200 m environ au nord du rempart NO (Fig. 1-13), enregistre une déflation de la zone sommitale à 12h00, synchrone avec l'augmentation du signal sismique au niveau du site éruptif.

L'activité évolue succédant un séisme de magnitude 3.2 à l'aplomb du cratère sommital, un événement contemporain d'une inflation brutale de 15 cm environ au niveau de la station GPS et d'une augmentation de 50% du signal sismique enregistré à la station sismique Tkr (Fig. 1-13).

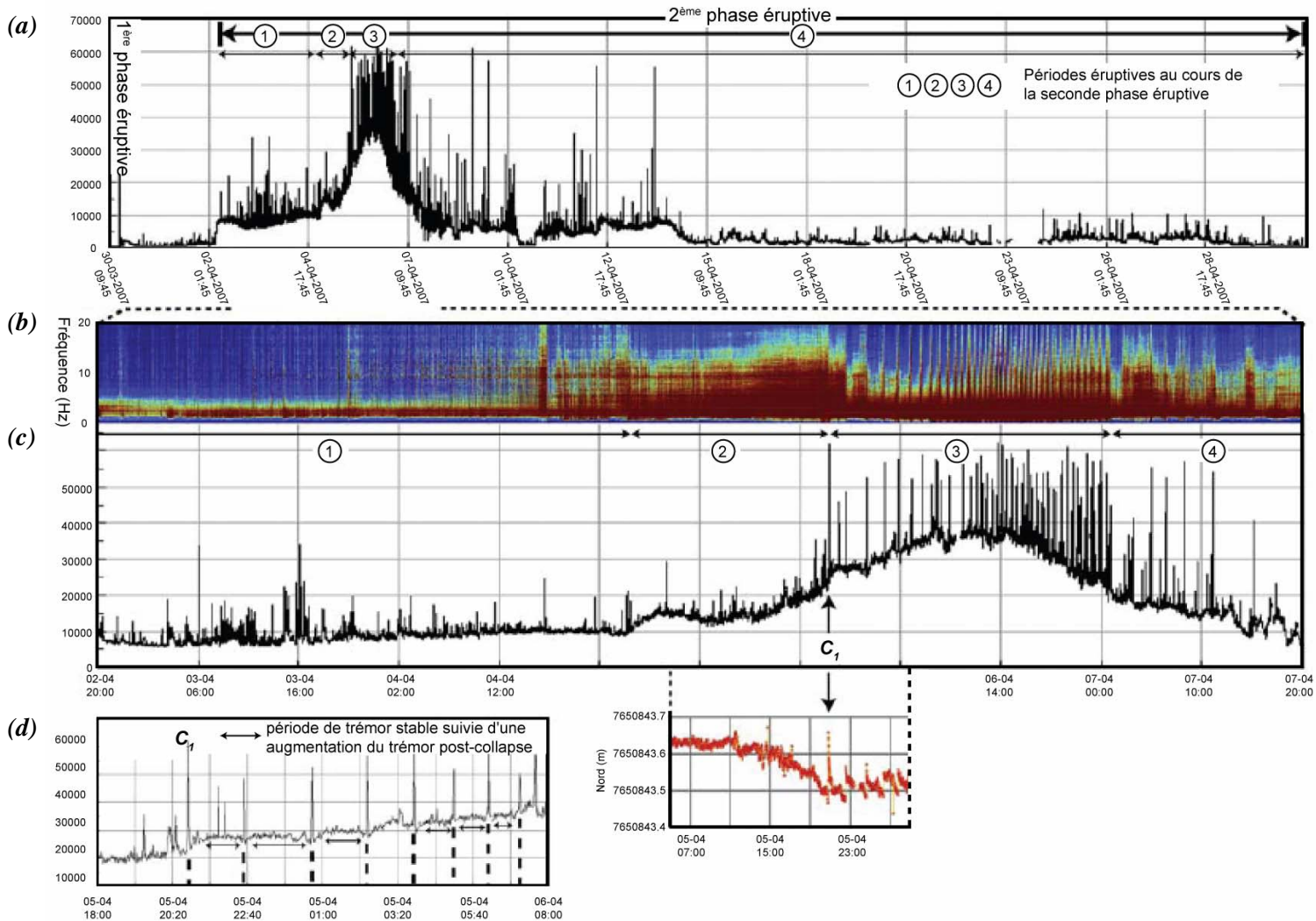


Figure 1-14 : *a) Signal éruptif enregistré par la station sismique Takamaka (Tkr ; Fig. 1-13). Les pics marquent les événements VT à l'aplomb du cratère sommital ; b) Spectrogramme de la sismicité enregistrée à la station sismique Bory (Bor; Fig. 1-13) au cours des périodes anté- et syn-effondrement. La couleur rouge représente le trémor entre 0 et 5 Hz, et la vibration de l'édifice lors de l'accumulation de contraintes entre 5 et 15 Hz. Le court signal entre 0 et 20 Hz indique les événements VT ; c) Signal sismique enregistré à la station Tkr pour la même période ; C₁ marque l'effondrement initial ; d) Zoom sur le signal sismique enregistrée à la station Tkr, illustrant l'intensification progressive du trémor ; Déplacements nord-sud enregistrés par la station GPS sommitale permanente SNEG (Fig.1-13).*

Par la suite, le signal sismique s'organise en cycles, dont la fréquence augmente graduellement, un cycle toutes les deux heures à toutes les trente minutes (Fig. 1-14 : période 3). Ces cycles sismiques sont synchrones avec une augmentation progressive du trémor jusqu'au 6 avril à 08h00. Les données GPS indiquent que chaque cycle est caractérisé par une déflation et se termine par une inflation. L'évolution du signal sismique, de continu à cyclique, suggère un effondrement progressif de la colonne de roches. Le 6 avril marque la phase paroxysmale de l'éruption, au cours de laquelle des fontaines de lave atteignant 200 m de hauteur sont observées dans le Grand Brûlé. Les premières observations de la zone sommitale révèlent une intensification de la sismicité et du trémor en simultanée avec l'effondrement du Dolomieu. Le trémor diminue progressivement pour atteindre son niveau initial, tandis que le signal sismique cyclique perdure jusqu'au 7 avril à 01h00. L'éruption se poursuit jusqu'au 1er mai, accompagnée de fluctuations du trémor.

Quantitativement, d'après les mesures au sol réalisées par l'OVPF, la profondeur maximum de l'effondrement atteint 320 à 340 m. Le volume total de magma émis demeure complexe à estimer, dans la mesure où une quantité conséquente de magma a formé une importante plateforme en mer. Toutefois, le volume de magma est approximé à $100 - 140 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ environ (Michon et al., 2007), avec un taux d'émission moyen de $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, faisant de cette éruption la plus volumineuse du Piton de la Fournaise au cours des deux derniers siècles.

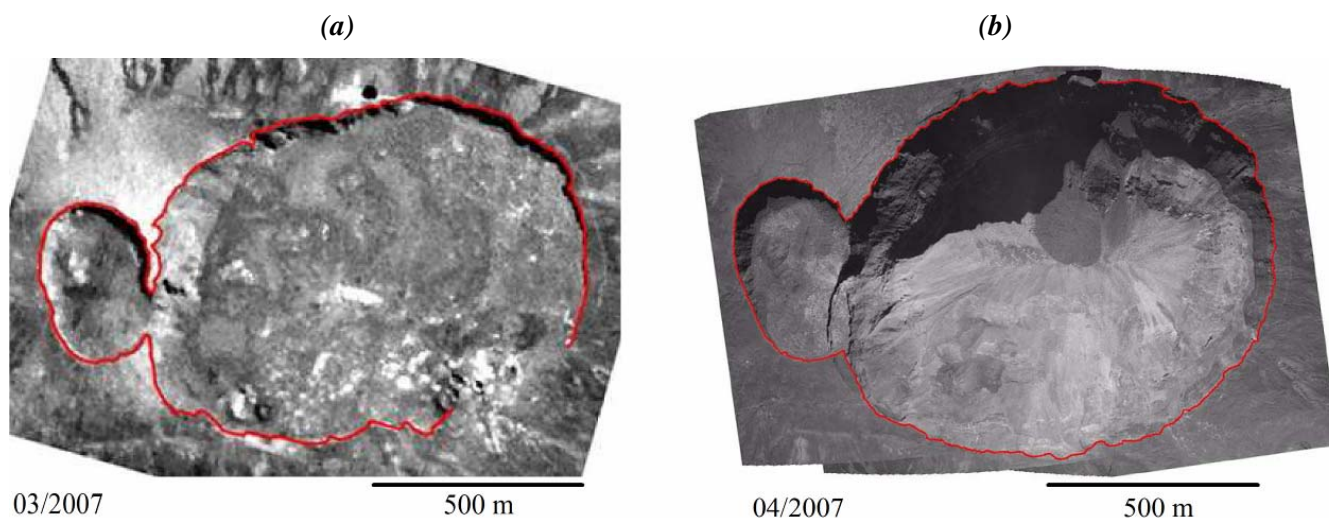


Figure 1-15 : *a) Le cratère Dolomieu comblé par les éruptions successives juste avant l'effondrement d'avril 2007 ; b) Le cratère Dolomieu juste après l'effondrement d'avril 2007. Profondeur : 320 - 340 m, Volume = $100 - 120 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Michon et al., 2007; Urai et al., 2007). Photographies: Nicolas Villeneuve.*

Par ailleurs, les laves produites, et particulièrement celles émises lors de la dernière phase, contiennent un important pourcentage d'olivines dérivées de cumulats (Famin et al., 2009), suggérant le drainage d'un réservoir superficiel.

Ainsi, l'effondrement du Dolomieu a profondément modifié la morphologie de la zone sommitale du Piton de la Fournaise. Dans le cadre de cette étude, pour laquelle les données topographiques sont primordiales, le MNT à 25 mètres de résolution de l'IGN a été modifié en conséquence, en utilisant les nouvelles données d'Urai et al. (2007). Les isoprofondeurs du cratère nouvellement formé, définies à partir des images ASTER, ont permis l'interpolation d'un MNT post effondrement (Chapitre 2 ; Fig. 2-20).

III.2. Morphologie des flancs sous-marins

Bien que le relief immergé représente environ 97% du volume total de l'édifice réunionnais, les flancs sous marins demeurent peu connus. Cependant, des campagnes océanographiques ont permis d'étudier le système volcanique immergé de façon intensive depuis les années 1980.

III.2.1. Les campagnes océanographiques majeures

Les deux premières investigations détaillées des flancs immergés de La Réunion ont intéressé le prolongement sous-marin est du Piton de la Fournaise :

- En 1984, la campagne 'Fournaise 1' a fourni la première couverture bathymétrique Seabeam (écho-sondeur multi-faisceaux), gravimétrique, magnétique et sismique, offrant ainsi une cartographie détaillée de ce secteur d'intérêt majeur (Lénat et al., 1989 et 1990 ; Fig. 1-16).

- En 1988, le second leg 'Fournaise 2', à bord du N/O Marion Dufresne (IPEV, Institut Paul Emile Victor ; ancien IFRTP, Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire), a permis l'acquisition d'une image sonar haute définition (Cochonat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Ollier et al., 1998), grâce au SAR (Sonar Acoustique Remorqué) de l'IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER). En complément, l'imagerie sonar a permis la sélection de sites d'échantillonnage par dragages et carottages, ainsi que de photographies de fond. Des données sismiques ont également été acquises à l'aide d'un sondeur de sédiments à 3.5 kHz.

Ainsi, les campagnes 'Fournaise', largement exploitées, ont imagé la nature et la distribution des différentes structures à l'est du volcan actif, renseignant également sur leurs relations avec les structures émergées (Rousset et al., 1987 et 1989 ; Labazuy et al., 1989 ; Lénat et al., 1989 et 1990 ; Cochonat et al., 1990 ; Lénat et Labazuy, 1990 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Bachèlery et al., 1996 ; Ollier et al., 1998). En particulier, les différentes études suggèrent un flanc composé de matériaux

dérivés de produits de déstabilisations et de sédimentation, à l'exception de quelques structures à proximité de la côte.

Labazuy (1991 et 1996) met en évidence trois types de structures principales :

- (1) Les prolongements sous-marins des rift zones subaériennes du Piton de la Fournaise.
- (2) Le prolongement sous-marin de la dépression du Grand Brûlé, déjà identifié par Bachèlery et Montaggioni (1983) et reconnue comme la cicatrice d'une déstabilisation (cf III.1.3). Labazuy (1991 et 1996) décrit une structure d'accumulation de produits déplacés sous forme d'avalanche de débris, formant une topographie caractéristique à hummocks, le Râlé Poussé (Fig. 1-16).
- (3) Le Plateau Sous-Marin Est, ou Plateau du Chef (Fig. 1-16), formant un plateau proéminent résultant de l'accrétion de blocs successivement glissés.

Toutefois, la bathymétrie des autres flancs immergés de La Réunion est longtemps restée méconnue. La bathymétrie détaillée des flancs immergés sud et sud-ouest provient de la campagne SO87 (1993) du navire océanographique allemand le Sonne, dont les objectifs étaient : (1) la reconstruction de l'activité explosive des volcans réunionnais, et (2) l'étude du volcanisme sous-marin associé au point chaud, ainsi que sa localisation. Parallèlement à l'investigation bathymétrique Hydrosweep (écho-sondeur multi-faisceaux), des études magnétiques, une série de prises de vue photographiques, des dragages et carottages ont été réalisés. Cette campagne majeure a mis en évidence une topographie à hummocks caractéristique, suggérant une couverture de dépôts d'avalanches de débris. Plus récemment, Oehler et al. (2008) ont compilé et interprété l'intégralité des données bathymétriques haute résolution et d'imagerie acoustique collectée entre 1984 et 2003 dans l'environnement de La Réunion. Bien qu'incomplète, la couverture des flancs était suffisante pour dériver une étude exhaustive du domaine sous-marin, avec la première carte géologique des flancs immergés à l'échelle du système dans son intégralité.

Plus récemment, des campagnes ont fourni une couverture totale des flancs sous-marins en bathymétrie, imagerie multifaisceaux, 3.5 kHz, sismique rapide, gravimétrie, magnétisme, ainsi que de nombreux carottages et dragages. Les campagnes océanographies FOREVER (FORmation et Evolution de l'Edifice de la Réunion, à bord de l'Atalante en 2006), ERODER (EROSion et Démantèlement de l'Edifice volcanique de la Réunion, à bord du Beautemps-Beaupré, en 2006), et son second leg ERODER 2 (à bord du navire océanographique allemand Meteor, en 2007), ont précisé l'existence d'importants dépôts d'avalanches de débris et mis en évidence, pour la première fois, des systèmes sédimentaires d'une telle ampleur en domaine volcanique.

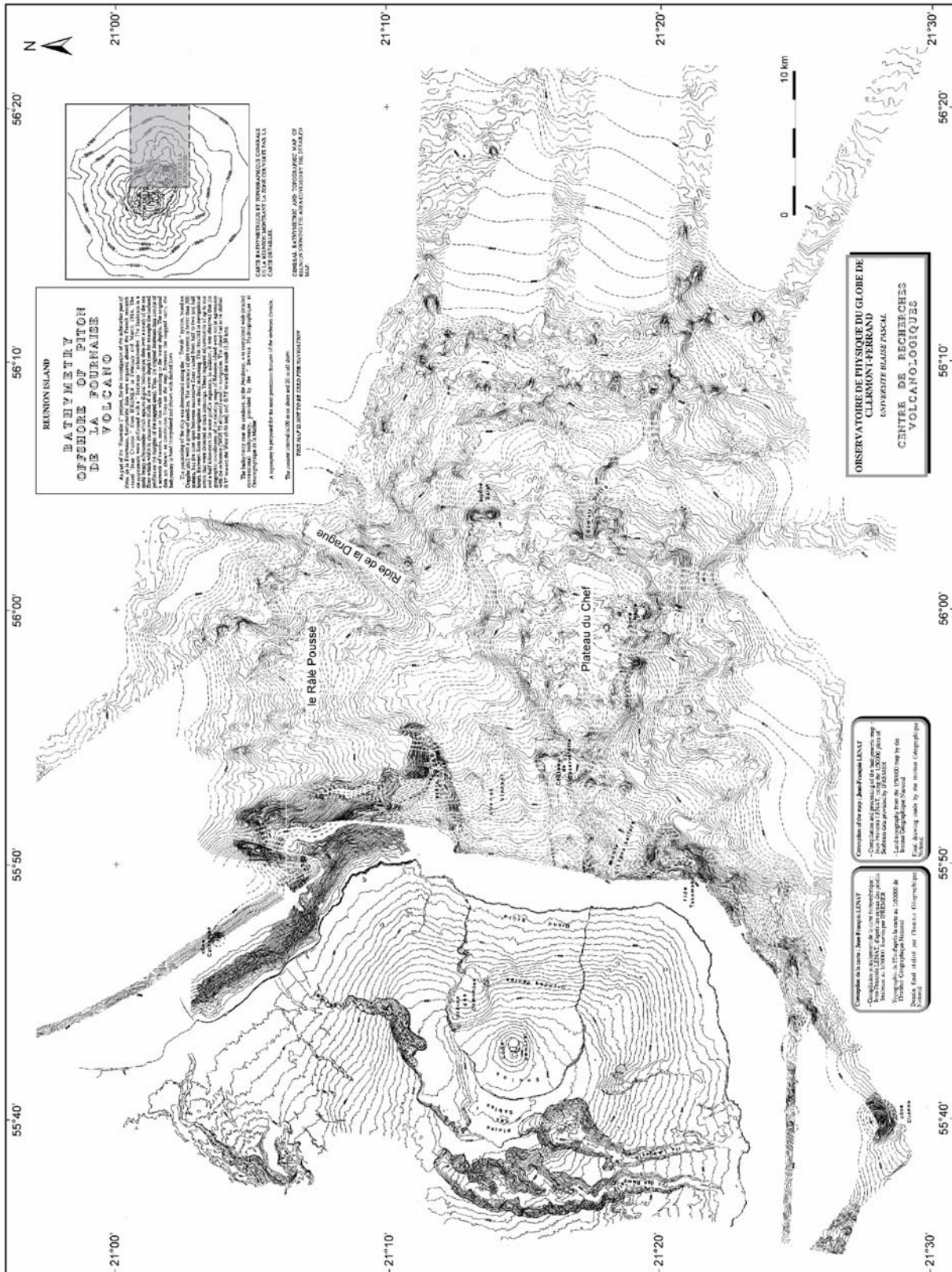


Figure 1-16 : Cartographie détaillée de la zone est du Piton de la Fournaise, réalisée à partir des données Seabeam de la campagne 'Fournaise 1'. Coordonnées en dms. D'après Lénat et al. (1990).

III.2.2. Bathymétrie générale

Le premier modèle digital de terrain, compilé par Lénat et Labazuy (1990) à 1 km de résolution, révèle une morphologie sous-marine de La Réunion nettement différente de celle d'un cône volcanique régulier, par la présence de quatre excroissances bathymétriques majeures (au nord, à l'est, au sud et à l'ouest de l'île), séparées par de larges dépressions topographiques. Les similitudes morphologiques avec le bombement est ont conduit les auteurs à attribuer leur formation à une accumulation comparable de produits de déstabilisations. Sur la base de ces données, Labazuy (1988), propose une zonéographie en trois ensembles distincts, comprenant :

- (1) La zone émergée de l'édifice volcanique ;
- (2) La zone intermédiaire associée à la partie immergée de l'édifice volcanique ;
- (3) La zone sous-marine externe, morphologiquement plus régulière et associée à la plaque océanique.

L'étude détaillée des données marines multifaisceaux réalisée par Oehler (2005) sur les flancs immergés de La Réunion, avant les campagnes Forever et Eroder, a permis de préciser et compléter la zonéographie proposée par Labazuy (1988). Ainsi, les caractéristiques bathymétriques et acoustiques des formations sous-marines ont permis de subdiviser plus précisément le système immergé en trois zones concentriques majeures (Fig. 1-17):

- (1) Le plateau côtier, depuis le niveau de la mer jusqu'à une profondeur de 100 m environ ;
- (2) Les flancs sous-marins, entre 100 et 4000 m de profondeur ;
- (3) La plaque océanique, avec une profondeur moyenne de 4000 m.

L'étude conjointe des parties immergée et émergée de La Réunion (Oehler, 2005) démontre l'importance des processus de déstabilisation de flanc au cours de l'évolution de ce système volcanique océanique, dont les dépôts se seraient accumulés principalement au sein des quatre excroissances topographiques (Fig. 1-17). Ces reliefs sous-marins nord, est, sud, et ouest, constituent d'importants éventails de 20 à 30 km de large au niveau de la côte, atteignant 100 à 150 km dans leur partie distale, 70 à 80 km plus en mer. La source de ces glissements a progressivement démantelé les volcans des Alizés, du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise au cours de l'histoire de l'édifice réunionnais.

Par ailleurs, certaines structures locales observées à proximité de la côte, dans le prolongement de structures subaériennes ou sous la forme de seamounts isolés sur les flancs immergés ou le plancher océanique, ont été interprétées par Oehler et al. (2008) en termes de constructions volcaniques (Fig. 1-17). Ainsi, les reliefs immergés dans la continuité des rift zones nord-est et sud-est du Piton de la

Fournaise apparaissent sous la forme de structures massives, dont les dimensions atteignent 10 km de large pour 5 km de long.

La structure massive du Massif de la Montagne observée à terre, au nord du Piton des Neiges (Fig. 1-08) se prolonge également en mer, au-delà du plateau côtier, sous la forme d'un promontoire sous-marin associé à deux rides bathymétriques.

Une ride bathymétrique de 15 km de long sur quelques kilomètres de large, apparaît dans la continuité de l'alignement volcanique sub-aérien d'Etang Salé (Fig. 1-08), au sud-ouest du Piton des Neiges.

Enfin, de nombreux seamounts isolés sont mis en évidence dans l'environnement sous-marin de La Réunion, tels que le cône du Sonne à l'ouest, le cône Eliane au sud, ainsi que de nombreux cônes au nord et au nord-est de l'édifice (Fig. 1-17).

Par conséquent, l'étude conduite par Oehler (2005) et Oehler et al. (2008) sur les flancs sous-marins de La Réunion a fournit une interprétation géologique de la surface du système volcanique dans son intégralité, soulignant la complexité de sa formation et de son évolution, et plus généralement celle de l'édification des volcans boucliers.

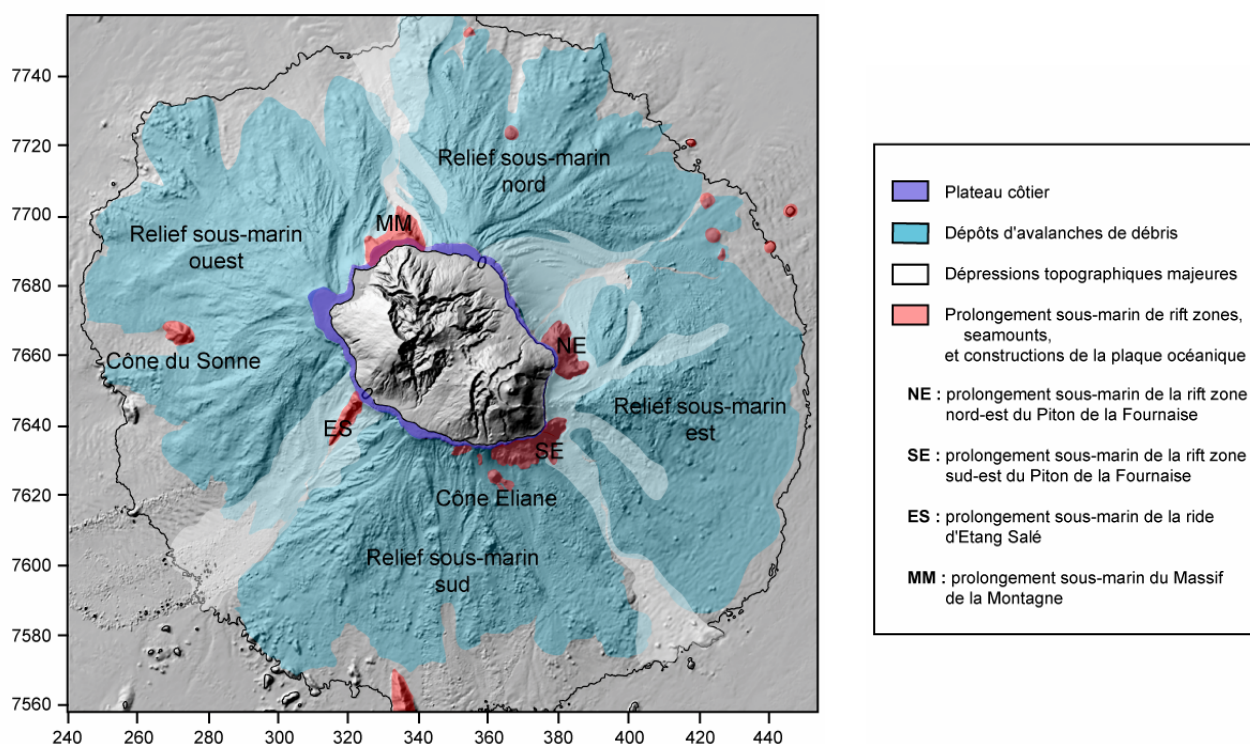


Figure 1-17 : Carte interprétative des flancs immergés de La Réunion, d'après Oehler (2005), Oehler et al. (2008), mettant en évidence les différentes structures décrites dans le texte. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

IV. STRUCTURE INTERNE : APPORT DES ETUDES ANTERIEURES

L'île de La Réunion a été considérablement étudiée depuis les années 1980, avec un intérêt particulier pour les structures profondes du système volcanique. Ainsi, les études géophysiques de prospection gravimétrique, magnétique, géoélectrique et sismique, conduites à terre comme en mer, ont permis d'imager la structure interne du complexe et de mettre en lumière les diverses zones de stockage magmatique notamment.

IV.1. Études gravimétriques

La première carte d'anomalie de Bouguer synthétique (Fig. 1-18a), construite par Lesquer (1990), révèle déjà deux anomalies majeures de densité positives, centrées au niveau du Piton des Neiges et du Grand Brûlé. Par la suite, la densification du réseau a permis de préciser l'analyse des données gravimétriques (Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999 ; Lambert, 2003 ; Levieux, 2004 ; Fig. 1-18b et c), associant ces anomalies à la présence de larges complexes intrusifs profondément enracinés au sein de l'édifice volcanique. Une telle interprétation est confirmée par les données issues des forages de Salazie (Demange et al., 1989) et du Grand Brûlé (Rançon et al., 1987 ; Rançon, 1990), qui avaient antérieurement révélé la présence de deux complexes, attribués à l'existence de deux centres volcaniques majeurs au cours de l'évolution primitive de La Réunion.

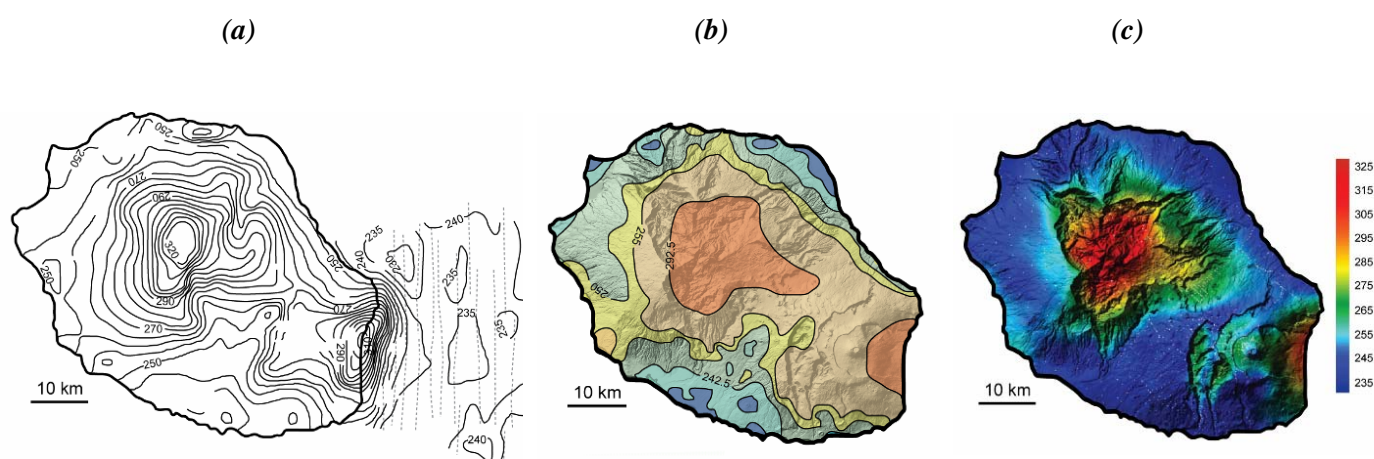


Figure 1-18: Historique des cartes d'anomalies de Bouguer construites pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$: **a)** d'après Lesquer (1979) ; équidistance des isanomales : 5 mGal ; **b)** simplifiée d'après Malengreau et al. (1999); **c)** Levieux (2004).

L'association de corps hypovolcaniques et de multiples intrusions est un aspect classique de la structure interne des volcans boucliers océaniques.

Selon Ryan (1987), les complexes composés d'intrusions hypovolcaniques (gabbros) et de cumulats se développent vers le haut lors de la croissance du volcan (Fig. 1-19). Par conséquent, le centre d'un édifice mature est caractérisé par une colonne de roches très denses à l'origine d'une anomalie gravimétrique positive.

Le toit de ces complexes repose à une profondeur de deux à quelques kilomètres environ sous la surface, et ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres en profondeur, selon divers facteurs tels que l'altitude de l'édifice ou l'amplitude de la déflexion lithosphérique.

A proximité de la surface, les essais d'intrusions représentent des conduits de transport de magma, depuis les réservoirs en direction de la surface ou d'intrusions plus superficielles. Ce type d'intrusions apparaît bien documenté dans le contexte des volcans boucliers actifs, notamment pour le Kilauea (Decker, 1987). Un tel modèle général s'avère cohérent avec les principales caractéristiques observées dans la zone centrale du Piton des Neiges.

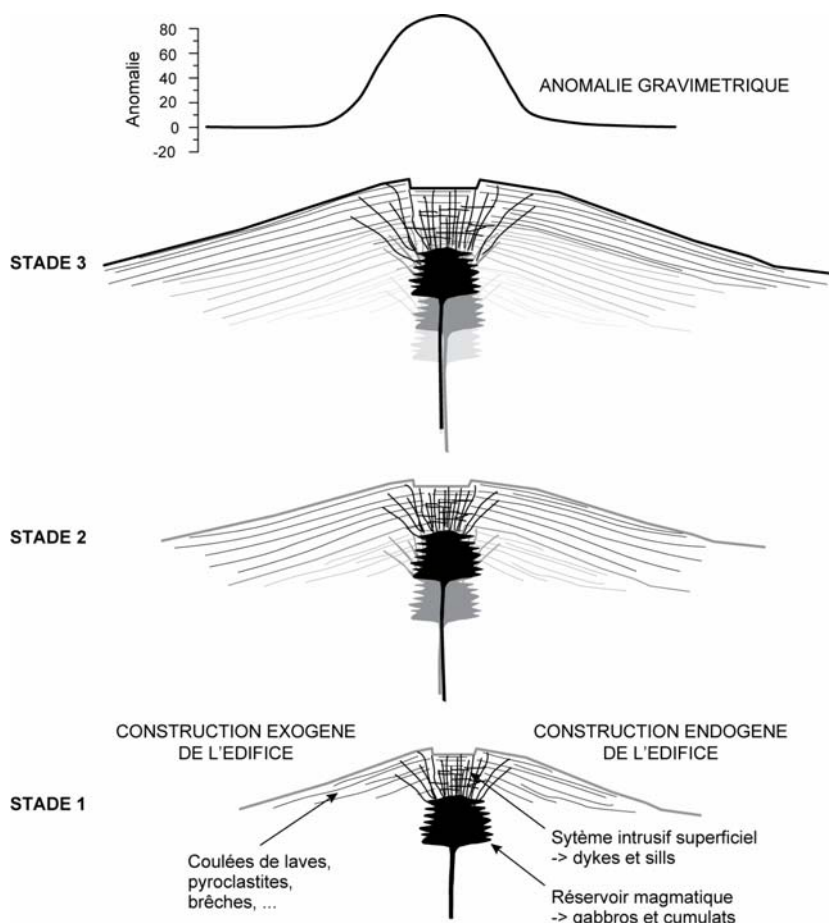


Figure 1-19 : Modèle conceptuel de la formation des complexes hypovolcaniques denses au sein des volcans basaltiques océaniques intraplaques. Le phénomène est ici segmenté en trois stades, bien qu'il soit continu en réalité.

D'après un schéma de Ryan (1987).

L'absence de complexe lourd de grande dimension à l'aplomb de la zone centrale du Piton de la Fournaise implique une mise en place récente de ce dernier.

Le corps dense du Grand Brûlé est quant à lui interprété comme le complexe hypovolcanique d'un édifice antérieur au volcan actuel (Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999 ; Lénat et al., 2001 ; Lambert, 2003 ; Levieux, 2004), le Volcan des Alizés (Lénat et al., 2001).

Par ailleurs, les travaux de Malengreau (1995) révèlent la présence d'un axe lourd reliant les anomalies majeures du Piton des Neiges et du Grand Brûlé (Fig. 1-18b). L'existence, selon cet axe, d'un quatrième centre volcanique majeur proposée par Malengreau (1995), Malengreau et al. (1999) et Lénat et al. (2001) et dénommé 'Volcan de Takamaka', a été récemment remise en question par les travaux de Lambert (2003) et Levieux (2004). En effet, la densification du réseau gravimétrique a permis de mieux contraindre les anomalies, engendrant la disparition de l'anomalie positive individualisée au niveau du massif de Takamaka, au profit de son intégration à l'anomalie majeure du Piton des Neiges (Fig. 1-18c).

IV.2. Etudes magnétiques

Comme mentionné précédemment, les formations les plus anciennes retrouvées à l'affleurement ont permis de dater le début de l'histoire sub-aérienne de La Réunion à 2.08 Ma environ (McDougal, 1971).

Ainsi, l'inversion géomagnétique Brunhes-Matuyama, datée à 0.78 Ma, offre la possibilité d'une datation relative des zones construites, l'existence d'anomalies magnétiques permettant de distinguer les formations anciennes (> 0.78 Ma) à aimantation inverse des formations récentes (< 0.78 Ma) à aimantation normale (Fig. 1-20). En effet, la prépondérance de la composante thermorémanente de l'aimantation naturelle au sein des roches volcaniques (cf Chapitre 2) permet de supposer une aimantation normale pour les laves émises lors de la période Brunhes et une aimantation inverse pour les formations plus anciennes que l'inversion Brunhes-Matuyama.

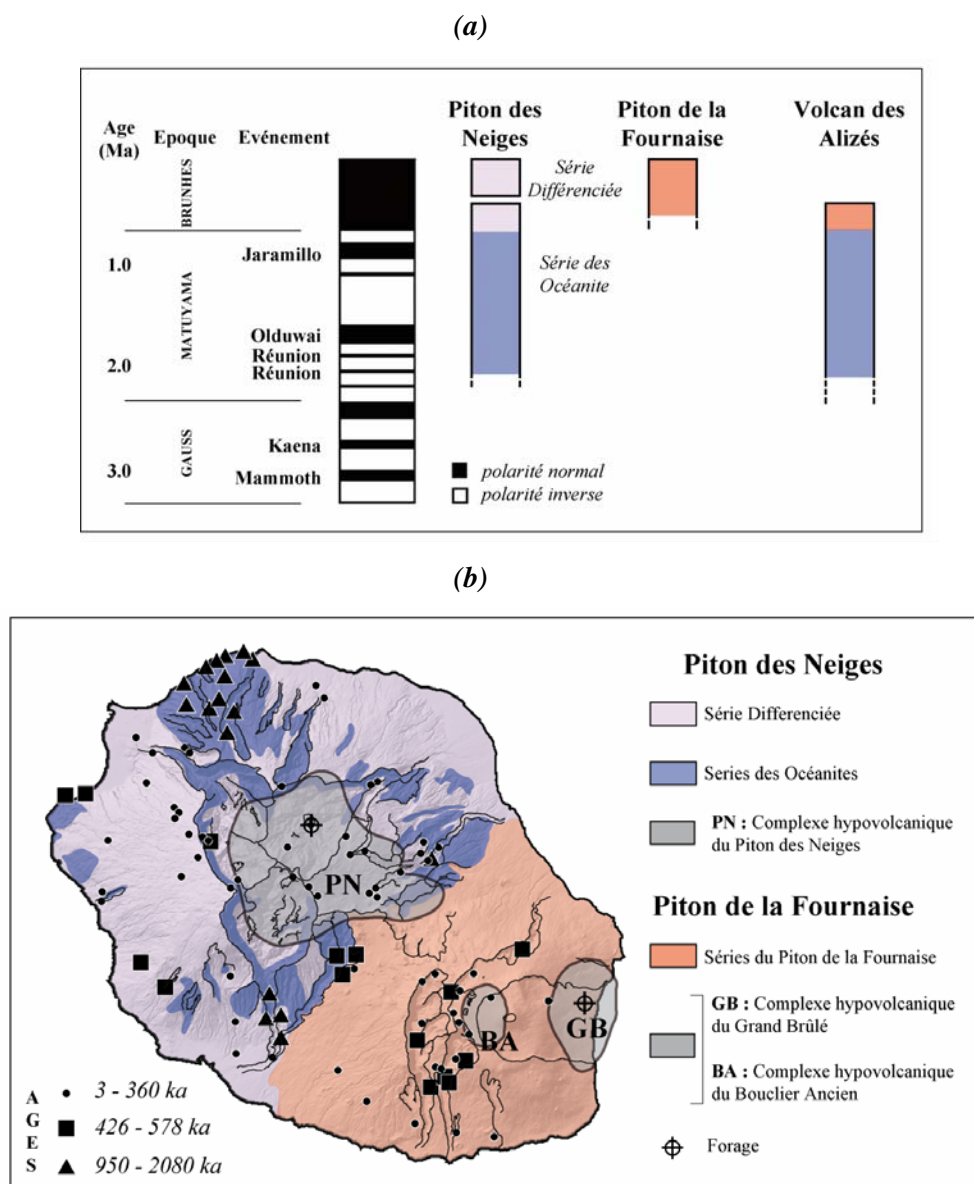


Figure 1-20 : a) Relations temporelles entre les époques géomagnétiques et le volcanisme de La Réunion ; b) Carte géologique synthétique et données géochronologiques. Dans le cas du Piton des Neiges, seules les Séries des Océanites et Différenciées sont représentées. Les données radiométriques sont regroupées en trois ensembles : la période de la Série Différenciée du Piton des Neiges (de 3 à 360 ka), la période de la Série des Océanites du Piton des Neiges mise en place lors de la période Brunhes à aimantation normale (de 426 à 578 ka), et la période de la Série des Océanites du Piton des Neiges mise en place lors de la période Matuyama à aimantation inverse (de 950 à 2080 ka). Aucune formation appartenant au Piton des Neiges n'est datées entre 360 et 426 ka, 578 et 960 ka, ou avant 2080 ka.

L'extension des complexes hypovolcaniques est également représentée, en fonction des résultats de cette étude (cf Chapitre 3). Modifié d'après Lénat et al. (2001).

L'interprétation des anomalies magnétiques conduite par Malengreau (1995), Malengreau et al. (1999), puis par Lénat et al. (2001), met en évidence deux anomalies positives majeures localisées au niveau du Piton de la Fournaise (Fig. 1-21 : anomalie A) et à l'ouest du Piton des Neiges (Fig. 1-21 : anomalie B), suggérant la focalisation du volcanisme dans ces régions au cours de la période Brunhes. A terre, des formations anciennes à aimantation inverse apparaissent au niveau du Massif de la Montagne au nord du Piton des Neiges (Fig. 1-21 : anomalie C), de Dimitile à l'est du cirque de Cilaos (Fig. 1-21 : anomalie D), et de Takamaka à l'est du cirque de Salazie (Fig. 1-21 : anomalie G ; McDougall, 1971).

En mer, seules quelques zones présentent un signal magnétique de forte amplitude. Des anomalies magnétiques négatives majeures sont associées au prolongement sous-marin des rift zones du Piton de la Fournaise (Fig. 1-21: anomalies H et I), suggérant l'existence du massif ancien des Alizés antérieur au volcan actuel (< 0,5 Ma). Parallèlement, les prolongements en mer de la ride subaérienne d'Etang Salé (Fig. 1-21: anomalie E et F) et du Massif de la Montagne sont caractérisés par la présence de formations plus anciennes que 0.78 Ma.

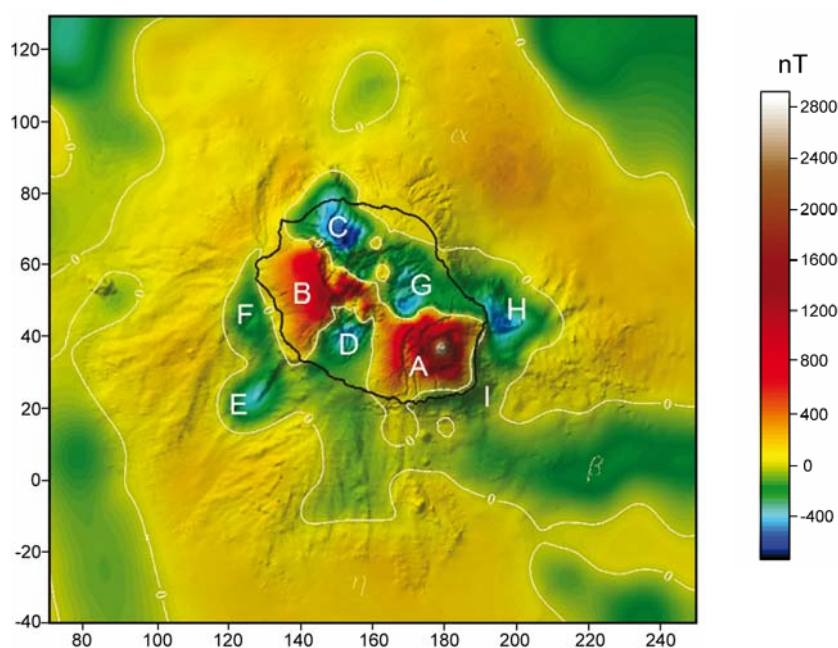


Figure 1-21 : Carte des anomalies magnétiques réduites aux pôles compilée à 3500 m d'altitude, superposée à la topographie de l'édifice réunionnais. Coordonnées en km (Gauss Laborde). D'après Lénat et al. (2001).

Lénat et al. (2001) soulignent que seul le cœur de l'édifice réunionnais présente une aimantation forte, impliquant des flancs immergés principalement constitués de matériaux désorganisés, issus de phénomènes de démantèlement de grande ampleur, en accord avec les observations bathymétriques (cf III.2).

IV.3. Études géoélectriques

IV.3.1. Sondages électriques et électromagnétiques

IV.3.1.1. Le Piton de la Fournaise

L'interprétation des données géoélectriques disponibles sur la zone centrale du Piton de la Fournaise par Lénat et al. (2000) a permis d'imager une distribution des résistivités au sein du volcan actif, avec de forts contrastes entre les diverses unités. Les auteurs mettent en évidence des conducteurs de résistivités inférieures à 100 ohm.m à des altitudes élevées au sein de l'édifice, soit entre 2000 et 1200 m. Par ailleurs, un conducteur profond apparaît avec des résistivités inférieures à 20 ohm.m et à 60-100 ohm.m, à l'intérieur et à l'extérieur de l'Enclos respectivement. D'après la distribution des résistivités, les auteurs distinguent deux zones : la zone centrale de l'Enclos et la zone externe, au-delà de l'Enclos. A l'aplomb de la zone sommitale active, le conducteur est caractérisé par une remontée à quelques centaines de mètres de la surface, coïncidente avec l'anomalie de polarisation spontanée (PS) à 200 mV (Lénat, 1987 ; Malengreau et al., 1994).

De telles zones de faible résistivité sont supposées attester de la présence d'un système hydrothermal, au sein duquel l'altération diminue la résistivité des roches. Toujours dans l'Enclos, en s'éloignant du sommet, la profondeur des couches conductrices augmente à 1 km environ, interprétée comme l'approfondissement de la zone altérée par action hydrothermale (Lénat et al., 2000).

A l'extérieur de l'Enclos, la nature des couches conductrices n'est pas établie. Selon Lénat et al. (2000), les résistivités observées suggèrent la présence de minéraux hydratés dans les brèches d'avalanches de débris, au sein des zones altérées par action hydrothermales, ou dans d'épaisses couches de dépôts pyroclastiques. En effet, de telles formations sont généralement à l'origine de niveaux aquifères élevés en altitude. La récurrence d'importantes déstabilisations de flancs vers l'est au cours de l'évolution du Piton de la Fournaise suggère fortement la présence de brèches au sein du volcan. Cependant, aucun dépôt de brèche n'est observé au fond des vallées profondes entaillant le massif.

Par ailleurs, la présence de l'ancien centre du Piton de la Fournaise à l'aplomb de la Plaine des Sables au cours des stades volcaniques précoces (0.5-0.150 Ma) devrait résulter en une large altération hydrothermale de cette zone. Toutefois, cette interprétation ne permet pas de rendre compte des faibles résistivités au niveau des zones périphériques (Lénat et al., 2000).

Quelque soit la nature géologique de ces couches conductrices, leur présence indiquent sans aucun doute un changement lithologique majeur en profondeur, inattendu pour un volcan bouclier comme le Piton de la Fournaise.

IV.3.1.2. Le Piton des Neiges

L'acquisition de nouvelles données magnéto-tellurique (MT) à l'échelle du Piton des Neiges a permis d'affiner significativement l'interprétation des diverses anomalies de résistivités associées au massif ancien.

Dans un premier temps, les nouvelles données MT, en particulier celles acquises sur, ou à proximité du Piton des Neiges, confirment la présence d'une couche conductrice à l'aplomb du massif sensu stricto, mais également des trois cirques. Cependant, ce conducteur ne peut être interprété comme la signature d'un système actif à haute température, la résistivité, relativement élevée (> 5 ohm.m), impliquant de faibles températures.

Par ailleurs, l'une des caractéristiques du massif ancien, observée seulement au niveau du Cirque de Salazie à proximité du forage géothermique SLZ1 (Fig. 1-08), est l'absence de température géothermique (180°C) à la base de cette couche. Celle-ci représente plus probablement l'empreinte fossile d'un certain nombre d'altérations ou d'effets climatiques associés à l'activité volcanique de cette zone. Au sein du Cirque de Salazie, l'érosion a effacé l'essentiel de ce conducteur, exposant localement des roches à altération propylitique avec une forte résistivité caractéristique, mis à part la zone proche du forage où persiste une relique de la couche conductrice. Similairement, au sud du Cirque de Cilaos, une couche plus conductrice pourrait attester d'un processus identique.

IV.3.2. Données de polarisation spontanée (PS)

Des données de polarisation spontanée (PS) ont été collectées à différentes périodes entre 1981 et 1992. A l'échelle d'un volcan actif, les anomalies de PS sont principalement générées par des phénomènes électrocinétiques (Corwin et Hooper, 1979). Par conséquent, la méthode PS peut être utilisée comme une méthode de cartographie des sources géothermiques (Zablocki, 1976) et permet, potentiellement, de surveiller l'activité interne.

La première interprétation de l'intégralité des données PS disponibles sur le Piton de la Fournaise (Lénat, 1987) a permis de mettre en évidence des anomalies de différentes longueurs d'onde comparables à celles du Kilauea à Hawaii (Jackson et Kauahikaua, 1987).

En premier lieu, la zone centrale et, dans une moindre mesure, la rift zone NE (la rift zone SE n'étant pas couverte par les données), sont caractérisées par des anomalies de différentes longueurs d'onde, allant de structures majeures aux fissures individuelles.

Dans un second temps, Malengreau et al. (1994) présentent deux aspects majeurs associés à la zone sommitale. Le maximum local des anomalies PS apparaît étroitement associé au réseau de fractures concentriques, suggérant l'influence des fluides par un système de fracture en cone-sheet. De

plus, l'anomalie principale n'est pas exactement focalisée sur les cratères centraux (Fig. 1-22a). Si cette anomalie est associée au réservoir magmatique superficiel, ou plus précisément au système hydrothermal environnant, sa localisation indique la focalisation du système dans la partie ouest du cratère Dolomieu, en accord avec la localisation des crises sismiques précédant les éruptions.

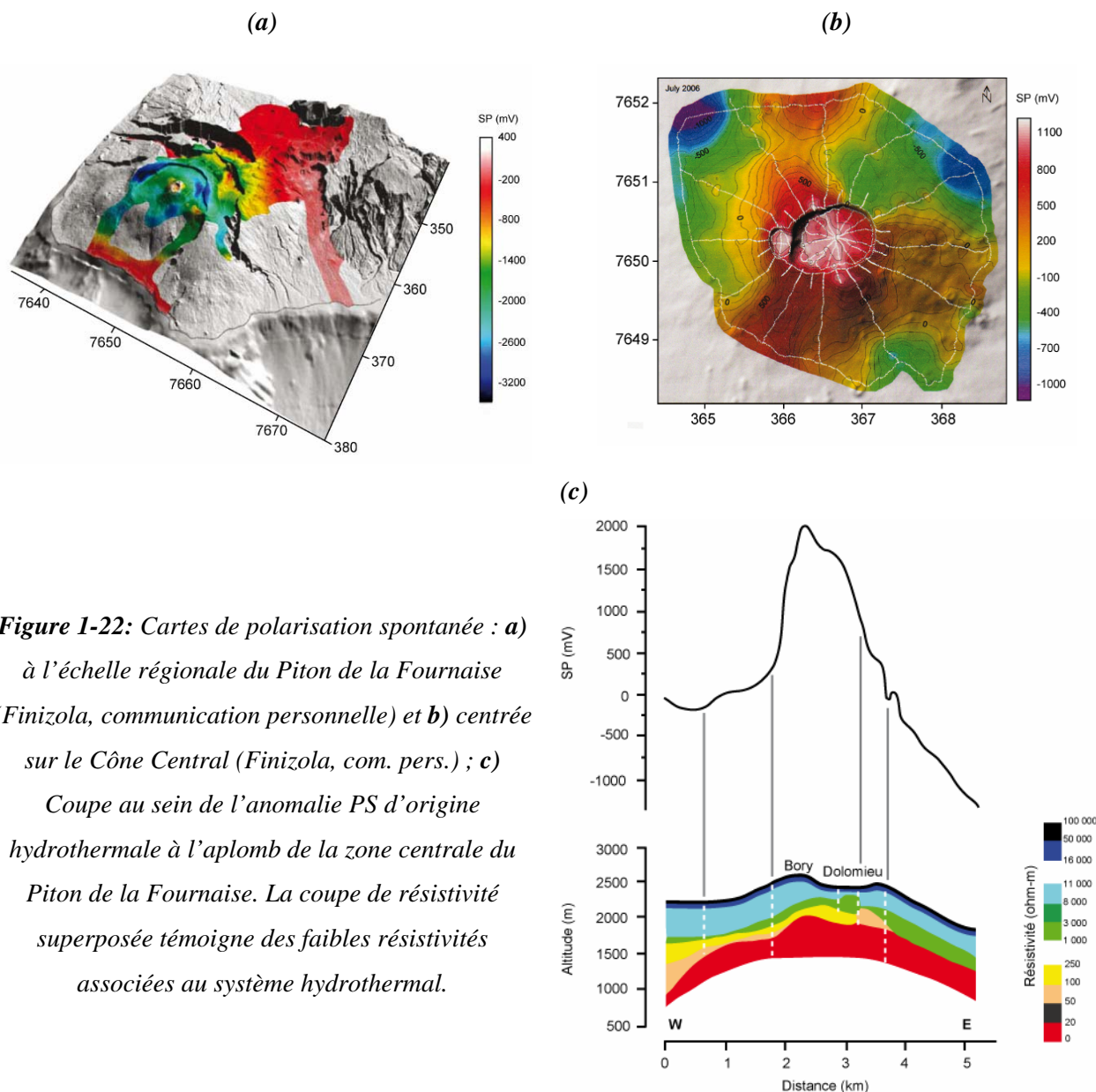


Figure 1-22: Cartes de polarisation spontanée : **a)** à l'échelle régionale du Piton de la Fournaise (Finizola, communication personnelle) et **b)** centrée sur le Cône Central (Finizola, com. pers.) ; **c)** Coupe au sein de l'anomalie PS d'origine hydrothermale à l'aplomb de la zone centrale du Piton de la Fournaise. La coupe de résistivité superposée témoigne des faibles résistivités associées au système hydrothermal.

Plus récemment, plus de 350 km de profils acquis entre 2002 et 2004 sur le Piton de la Fournaise ont permis de compléter le jeu de mesures préexistant, offrant une base de données plus homogène. Une interprétation croisée de la nouvelle carte de PS (Levieux, 2004) en termes de structures régionales et d'activité géothermique, proposée en relation avec le nouveau modèle hydrogéologique du Piton de la Fournaise, a apporté une information nouvelle quant à l'existence d'anomalies à caractère hydrothermal au niveau de la Plaine des Sables et de la rift zone SE (Fig. 1-22b et c), dans le secteur du Nez Coupé du Tremblet (Fig. 1-09).

IV.4. Études sismiques

IV.4.1. A terre

Plusieurs travaux ont été consacrés à l'étude de la distribution des vitesses sismiques au niveau du Piton de la Fournaise. Ces études présentent une couverture et une résolution variables selon les jeux de données et les méthodes utilisées.

Nercessian et al. (1996), par l'intermédiaire d'une tomographie passive avec séismes locaux, proposent l'existence d'un corps à haute vitesse de 1.5 km de diamètre environ à l'aplomb de la zone centrale, entourée d'une zone à faible vitesse.

Cette structure a été précisée par Hirn et al. (1999), utilisant une approche similaire de tomographie passive (Fig. 1-23a).

Brenguier et al. (2007) utilisent une technique basée sur la combinaison des séquences de bruits sismiques, dans le but de produire des images sismiques haute résolution des couches superficielles (Shapiro et al., 2005). Leurs résultats mettent également en évidence la présence d'un corps à haute vitesse à l'aplomb de la zone centrale, depuis à une altitude de 1.6 km et s'étendant en profondeur au moins jusqu'à la limite inférieure de leur modèle à 1.1 km environ sous le niveau de la mer, avec un léger pendage vers l'ouest (Fig. 1-23b).

Récemment, une tomographie 3D (Prôno et al., 2009) basée sur la crise sismique de 1998, a fourni un modèle à haute résolution de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Les principales caractéristiques décrites par les tomographies précédentes, c'est-à-dire le corps à haute vitesse ainsi que son environnement à moindre vitesse, apparaissent également, mais avec une meilleure résolution (Fig. 1-23c).

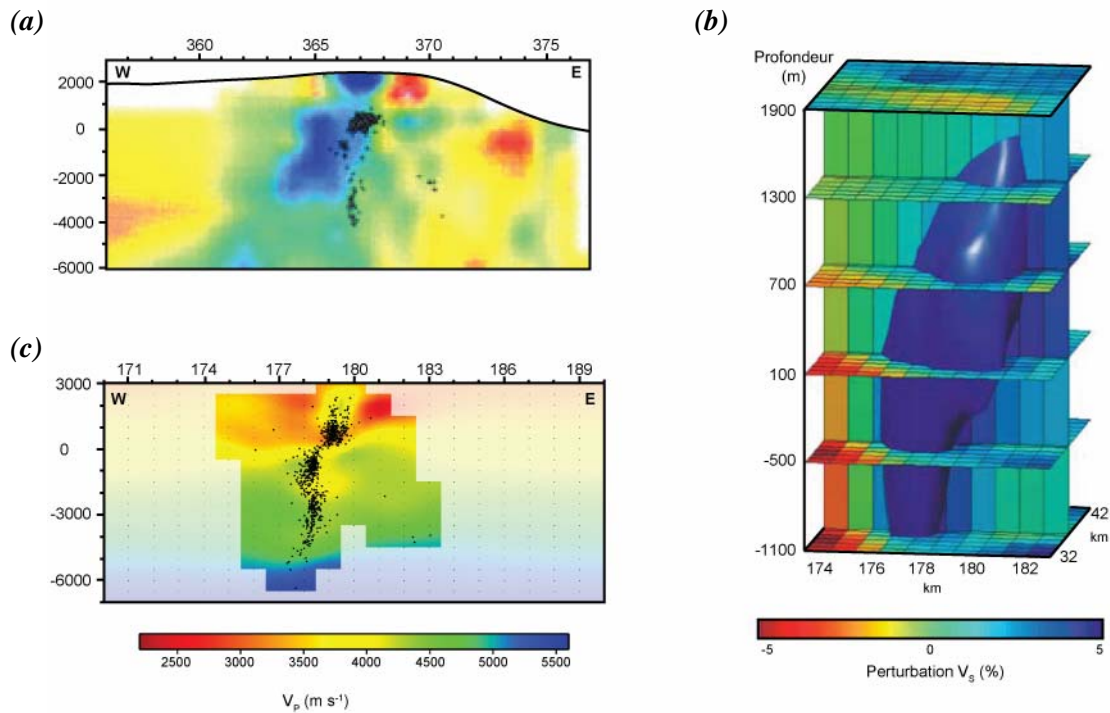


Figure 1-23: Différentes tomographies sismiques acquises à l'aplomb du Piton de la Fournaise: **a)** Hirn et al., (1999): coupe d'une tomographie en ondes P ; **b)** Brenguier et al., (2007): Modèle 3D en ondes S ; **c)** Prôno et al. (2007): coupe d'une tomographie en ondes P de la zone centrale.

IV.4.2. En mer

La sismicité naturelle de La Réunion, essentiellement superficielle et localisée sous la zone centrale du Piton de la Fournaise, ne permet pas d'imager l'ensemble du système pour en déterminer sa structure, impliquant la nécessité des méthodes de sismique provoquée.

La campagne REUSIS (REUnion SISmique), menée en 1993, a couvert une aire de plus de 16 000 km² centrée sur les flancs immergés de La Réunion (Fig. 1-24).

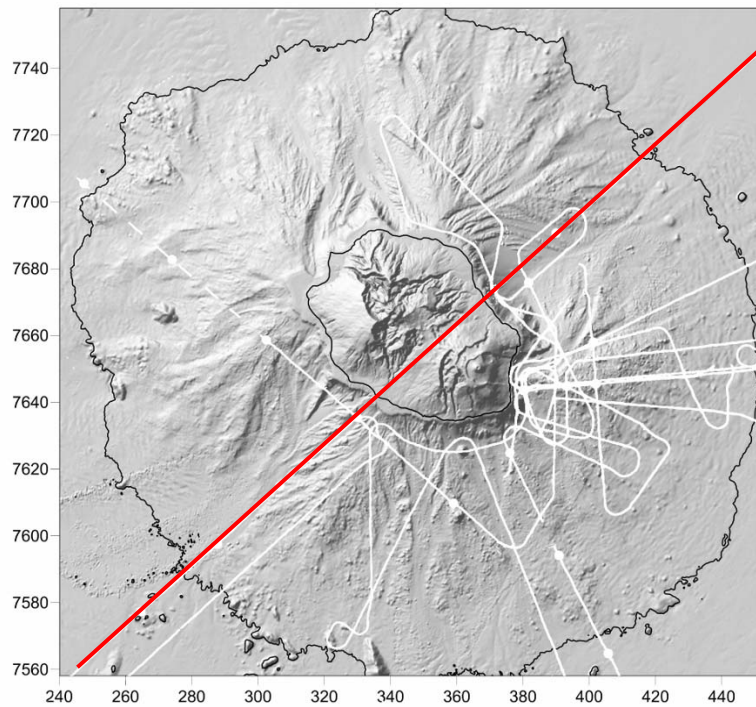


Figure 1-24: Localisation des profils sismiques acquis lors de la campagne REUSIS dans l'environnement immergé de La Réunion. Les points blancs matérialisent les OBS (Ocean Bottom Seismometer; Charvis et al., 1999). Le profil rouge localise le profil sismique nord-est/sud-ouest (Gallart et al. 1999 ; Fig. 1-25). Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

La mise en œuvre de techniques de sismique réflexion (de Voogd et al., 1999), et de sismique réfraction grand angle (Charvis et al., 1999), ont permis d'étudier l'influence du point chaud sur la lithosphère préexistante, et de caractériser la structure de l'édifice volcanique (Pou Palomé, 1997). Ces études ont apporté plusieurs types d'informations majeures quant à la structure 3D du système volcanique. Le profil sismique NE-SO, recoupant l'île sur une longueur de 250 km, (Gallart et al. 1999; Fig. 1-25) offre une coupe de la lithosphère présentée dans la figure 1-25.

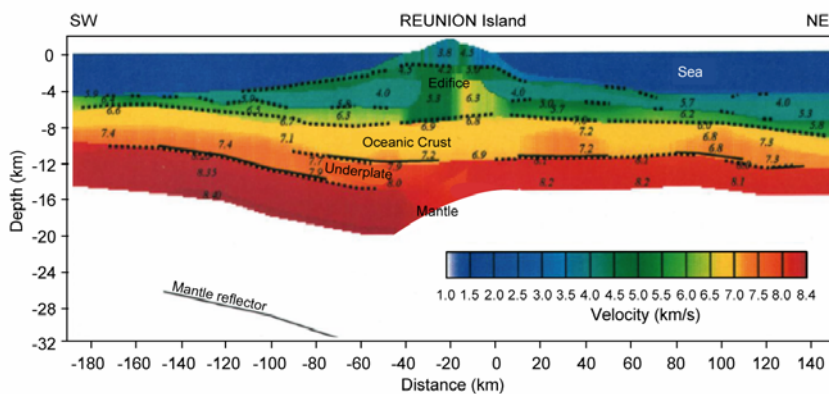


Figure 1-25 : Modèle 2D de vitesses en onde P le long du profil localisé sur la figure 1-24 à partir de l'enregistrement par 36 stations terrestres et 6 OBS.

Notons :

- (1) la variation latérale de vitesses au sein de la croûte supérieure (bleu-vert) à l'aplomb de la partie émergée ;
- (2) son épaisseur plus importante en direction de Maurice au nord-est, le long de la trace du point chaud ;
- (3) la variation de gradient au sein de la croûte inférieure (jaune-orange) ;
- (4) la couche de vitesses intermédiaires sous la partie sud-ouest de l'édifice volcanique (rouge-orange), au dessus du manteau (rouge), et représentant le sous-plaquage crustal ;
- (5) le plongement limité des interfaces du toit de la croûte océanique et du manteau en direction de l'île, sur 160 km au sud-ouest.

D'après Gallart et al. (1999).

L'analyse des profils de sismique réflexion conduite par Pou Palomé (1997) et de Voogd et al. (1999) a permis d'identifier deux interfaces majeures, interprétées comme le toit du socle océanique (B) et le toit des sédiments, également dénommé base de l'édifice volcanoclastique (V) par les auteurs. Les deux horizons sont séparés par 600 m de sédiments océaniques en moyenne (Fig. 1-26b).

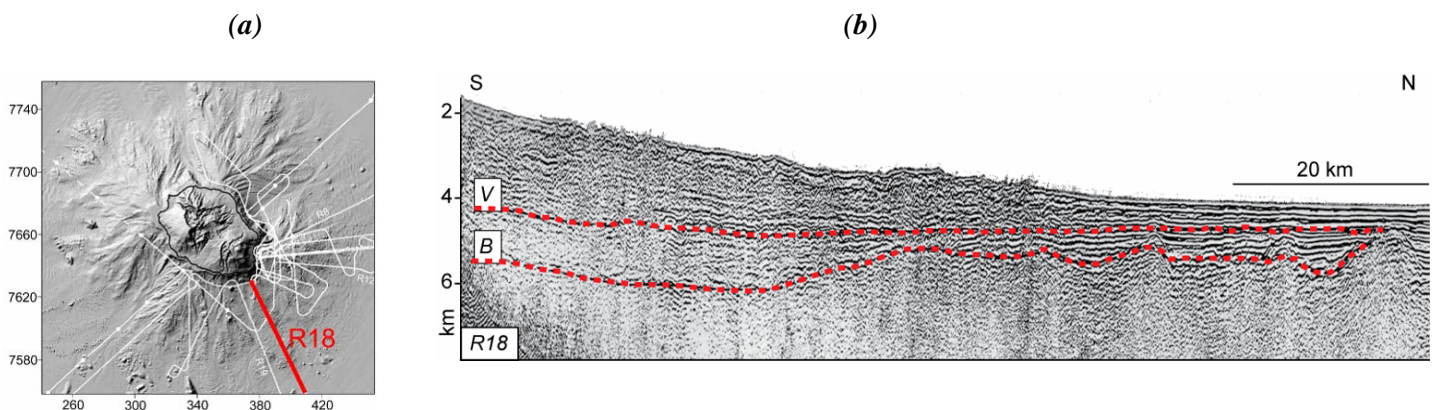


Figure 1-26: a) Localisation du profil sismique R18 ; **b)** Coupe de sismique réflexion au niveau du profil R18 localisé en (a). V correspond à la base de l'édifice volcanoclastique et B au socle océanique (Pou Palomé, 1997 ; de Voogd et al., 1999). Cette section met en évidence les irrégularités de chaque marqueur, B et V.

IV.4.2.1. Topographie du socle océanique (horizon B)

Le réflecteur représentant le toit du socle océanique (B) apparaît généralement bien défini dans les travaux de de Voogd et al. (1999). La couverture sismique leur a permis de construire une carte de la topographie générale de cette interface, couvrant une aire importante du domaine sous-marin de La Réunion. (Fig. 1-27). Un net approfondissement du socle igné est observé au sud et au sud-est de l'île

atteignant 1000 m, bien que ces estimations dépendent des vitesses utilisées pour les migrations. Au nord-est, cette flexure semble s'atténuer (Gallart et al., 1999). Inversement, l'horizon B ne présente pas d'approfondissement comparable à l'est de l'île, mais semble plus superficiel à proximité de la côte, suggérant un bombement relatif du socle.

Selon les auteurs, l'atténuation de l'approfondissement du toit du socle océanique observé au nord-est serait probablement liée à l'influence de l'île Maurice.

Enfin, à une échelle moindre, des irrégularités de la topographie du toit du socle sont communément observées (Fig. 1-26b).

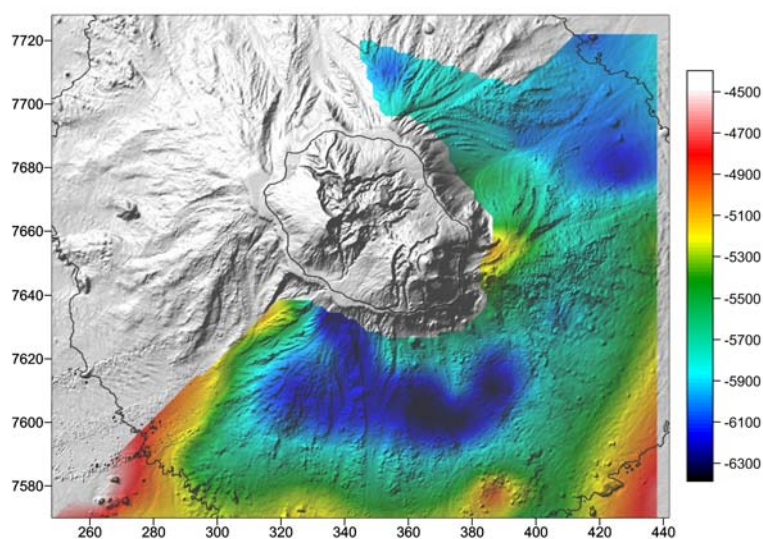


Figure 1-27: Carte des isobathes (en profondeur) du toit du socle océanique (horizon B, d'après de Voogd et al., 1999). Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

IV.4.2.2. Topographie du toit des sédiments de la plaque océanique préexistante (horizon V)

De Voogd et al. (1999) précisent que l'identification du toit de la plaque océanique préexistante (c'est-à-dire la base de l'édifice ; Fig. 1-28a) sur les profils sismiques demeure ambiguë, dans la mesure où plusieurs réflecteurs peuvent être considérés comme de potentiels candidats. Les auteurs utilisent toutefois certaines contraintes, comme une inversion de polarité (vitesse moindre, comparaison entre la densité des sédiments et le delta volcanique les surmontant).

Parallèlement à l'horizon B, les auteurs ont dérivé une carte de la topographie générale du toit des sédiments (Fig. 1-28b) à partir de leur interprétation des données sismiques. Cette carte met en

évidence la variabilité de l'épaisseur des sédiments, dans le sens où les irrégularités du socle océanique ne sont pas mimées par la surface des sédiments.

D'après l'interprétation de de Voogd et al. (1999), l'épaisseur de sédiments est généralement plus importante dans les zones déprimées du socle océanique, mais également à l'est du Piton de la Fournaise et au sud-ouest de l'île où ils forment un bombement particulier.

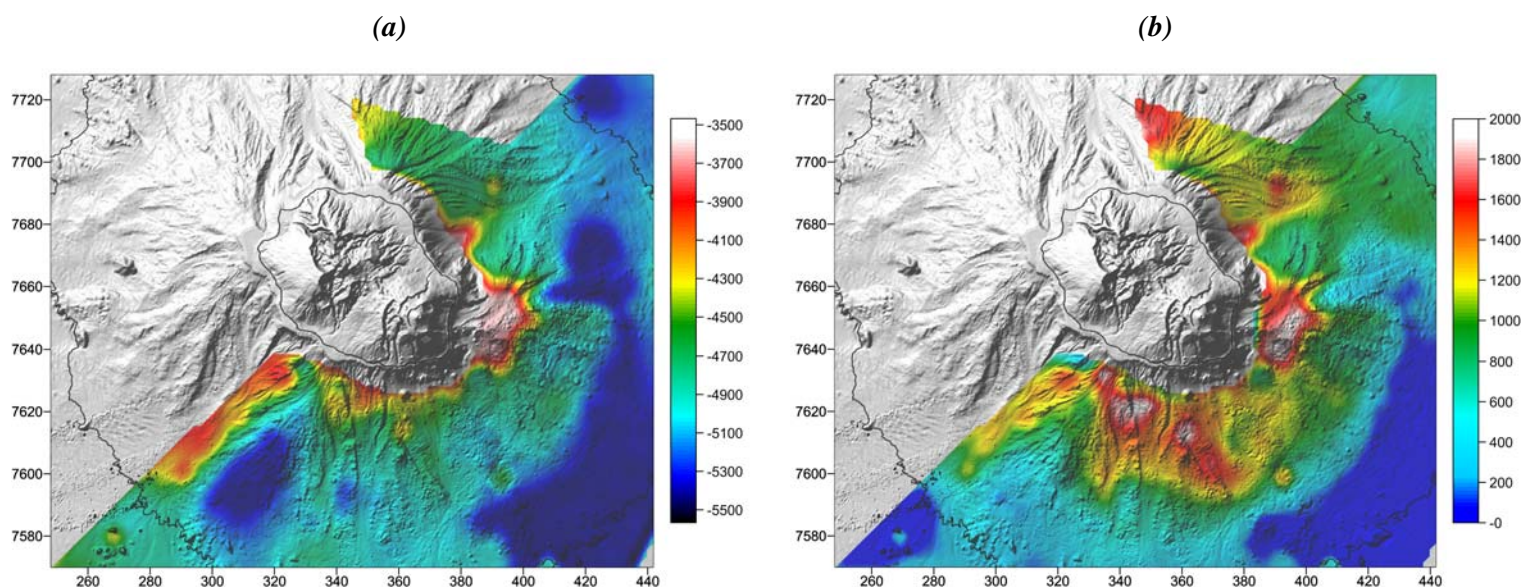


Figure 1-28 : **a)** Carte des isobathes (en profondeur) du toit de la plaque océanique préexistante, c'est à dire la base de l'édifice volcanoclastique; **b)** Carte des isobathes (en profondeur) du toit des sédiments préexistants. D'après de Voogd et al. (1999). Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

IV.4.2.3. L'édifice volcanoclastique, d'après de Voogd et al. (1999)

D'après de Voogd et al. (1999), la partie immergée de l'édifice volcanoclastique apparaît comme *'a poorly stratified wedge of material lying above a significant thickness of preexisting sediments'*, et l'ensemble des produits volcaniques appartiennent à *'l'édifice volcanoclastique'*. Notons toutefois que les produits volcaniques représentent une large variété de formations, telles que des coulées de laves, des dépôts d'avalanches de débris, des tephras, et des intrusions notamment.

En raison de la nature et de la structure des formations volcaniques, les profils de sismique réflexion sont caractérisés par des vitesses hétérogènes imageant la complexité de l'édifice volcanoclastique. Les profils mettent en évidence, autour de -4000 m, la transition entre une zone plus ou moins déformée, et des sédiments sub-horizontaux (Fig. 1-29b). Une telle observation apparaît cohérente avec la bathymétrie, suggérant l'extension de l'édifice volcanique à proximité de cette isobathe.

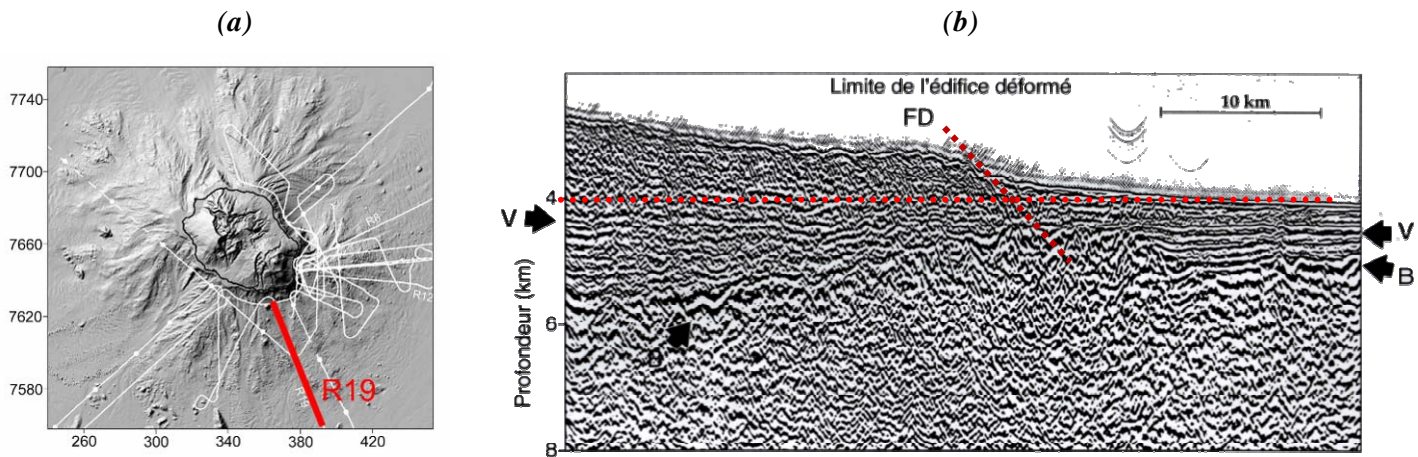


Figure 1-29 : *a) Localisation du profil sismique R19 ; b) Extrait du profile R19 localisé en (a) : le socle correspond à la zone déformée de l'édifice volcanoclastique. Au-delà, la propagation disparaît au profit des sédiments océaniques (front de déformation). D'après Pou Palomé (1997).*

Par ailleurs, de nombreux réflecteurs peuvent être observés au sein de 'l'édifice volcanoclastique', et différents types de terrain ont été identifiés selon leurs caractères sismiques et leur extension latérale. La majorité des profils suggère que l'édifice est composé d'empilements de produits d'avalanches de débris à différentes échelles, certains supportés par des réflecteurs sub-horizontaux pouvant représenter des surfaces de décollement.

De Voogd et al. (1999) suggèrent également la présence de failles d'extension et de compression dans certaines zones superficielles (Fig 1-29b) associées à des phénomènes de glissement.

Un réflecteur spécifique, dénommé H (Fig. 1-30), représentant l'association entre deux horizons isolés (h et h', de Voogd et al., 1999), est mis en évidence, la couche dont il limite le toit s'étendant en profondeur. En dépit de l'incertitude de cette méthode, la carte ainsi dérivée (Fig. 1-30d) indique une remontée de l'horizon H en direction de l'île à l'est du Piton de la Fournaise. Pou Palomé (1997) attribue cette remontée à l'existence d'un proto volcan, le Volcan des Alizés.

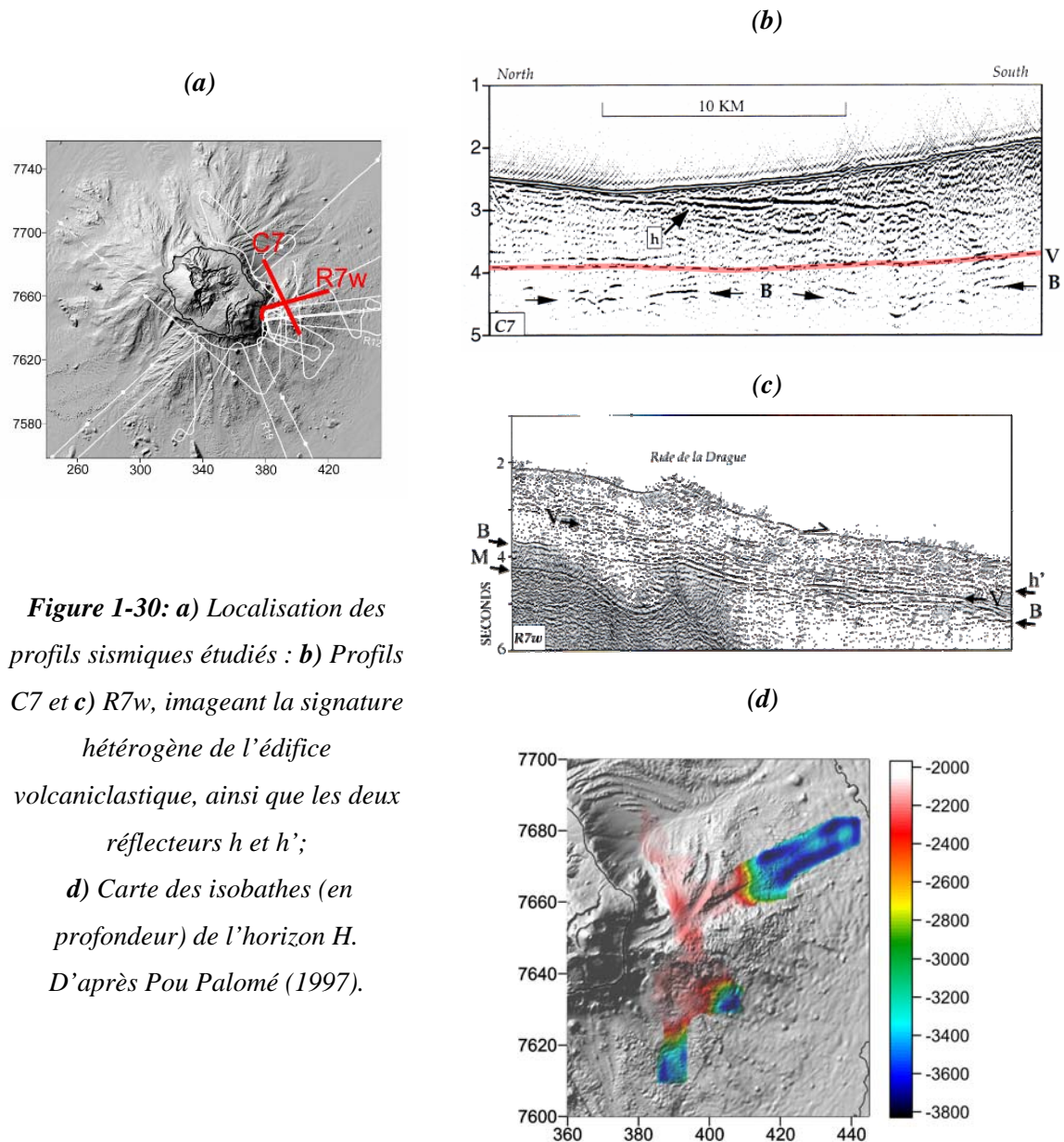


Figure 1-30: a) Localisation des profils sismiques étudiés : b) Profils C7 et c) R7w, imageant la signature hétérogène de l'édifice volcanoclastique, ainsi que les deux réflecteurs h et h'; d) Carte des isobathes (en profondeur) de l'horizon H. D'après Pou Palomé (1997).

Ainsi, deux hypothèses peuvent être proposées quant à l'origine des horizons précédemment décrits:

- Les dépressions seraient antérieures au volcanisme réunionnais, et seraient par la suite comblées par la sédimentation.
- Les dépressions seraient attribuées à la flexure liée à l'effet de charge de l'édifice, réfutant dès lors leur comblement par les sédiments océaniques.

Cependant, les incertitudes sur la détermination de la topographie de la plaque océanique limitent toute conclusion interprétative quant à l'origine des dépressions observées.

En conclusion, les données sismiques imagent, à l'échelle de l'édifice, le delta sous-marin comme un corps composite, composé d'abondants produits issus d'avalanches de débris. Ce résultat est cohérent avec les récentes études terre-mer effectuées par Oehler et al. (2008), mettant en évidence des flancs immergés composés essentiellement de produits de glissement et de dépôts d'avalanches de débris. Par ailleurs, les résultats sismiques soulignent la particularité de certaines zones localisées à proximité de la côte, au niveau des prolongements sous-marins à l'est du Piton de la Fournaise, et au sud-ouest de la ride subaérienne d'Etang Salé.

V. VERS UN NOUVEAU MODELE D'EVOLUTION

Les investigations décrites précédemment ont permis une étude intensive de l'édifice volcanique océanique de La Réunion, générant un certain nombre de modèles de fonctionnement et de structure interne à grande échelle, intégrant le complexe immergé et ses relations avec l'île sensu stricto.

V.1. Modèle initial

La morphologie de l'île de La Réunion est depuis longtemps attribuée à la juxtaposition des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Par ailleurs, Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) attribuent un rôle important à la dorsale fossile n° 27 du Bassin des Mascareignes (Fig. 1-02), l'arrêt de l'activité du Piton des Neiges et la croissance tardive du Piton de la Fournaise le long d'un axe N120° étant interprété par une migration de l'activité volcanique en direction du sud-est, le long de cette paléo-dorsale.

V.2. Vers un modèle plus complexe

Le développement des applications géophysiques faites à La Réunion, combiné aux observations géologiques détaillées, constituent une approche essentielle à la compréhension de la structure interne de l'édifice réunionnais, permettant ainsi de mieux contraindre les modèles.

La carte structurale proposée par Lénat et al. (2001) à partir d'interprétations conjointes des données géophysiques (gravimétriques, magnétiques) et géologiques (forages) démontre la complexité du système, avec l'existence de trois centres volcaniques majeurs. En effet, la mise en évidence des complexes hypovolcaniques profondément enracinés du Piton des Neiges et du Volcan des Alizés suggère l'existence de deux centres primitifs majeurs dans l'évolution du système. Ils pourraient avoir été actifs (simultanément ?) au début de l'histoire de l'île, au moins jusqu'à la transition magnétique Brunhes-Matuyama (0.78 Ma).

Par ailleurs, l'étude détaillée des flancs immergés du système volcanique (Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008) suggère le prolongement systématique en mer de ces formations, dont les zones d'accumulation sont révélées par la bathymétrie. La distribution, ainsi que l'extension des dépôts sous-marins, témoignent ainsi du rôle prépondérant des phénomènes de déstabilisation dans l'évolution du système volcanique (Fig. 1-32).

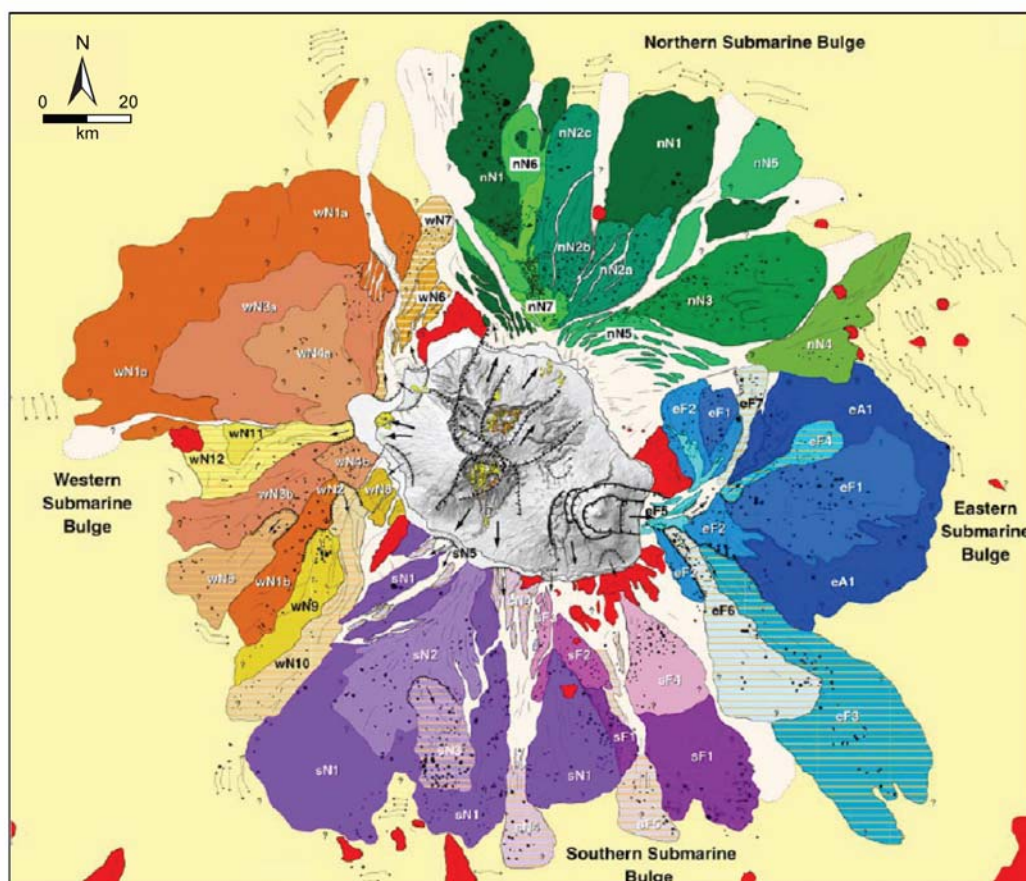


Figure 1-32: Carte interprétative détaillée des flancs immergés de La Réunion.

En mer, les acronymes sont assignés en fonction de l'acroissance sous-marine (*n* : flanc nord, *e* : flanc est, *s* : flanc sud, *w* : flanc ouest), le volcan source du dépôt (*A* : Les Alizés, *N* : Piton des Neiges, *F* : Piton de la Fournaise), et leur chronologie relative (1, 2, ...). Par exemple : '*sF2*' : flanc sud, Piton de la Fournaise, glissement secondaire.

Les notations supplémentaires *a*, *b* et *c* sont utilisés pour les glissements distincts supposés de même âge. A terre, les affleurements de brèches d'avalanches de débris et les principales caractéristiques topographiques interprétées comme des sources potentielles de glissement sont superposées au MNT.

D'après Oehler et al. (2008).

L'étude pluridisciplinaire des flancs immergés s'avère donc indispensable à la construction d'un modèle d'évolution du système volcanique réunionnais dans son intégralité.

CHAPITRE 2

METHODES ET DONNEES GEOPHYSIQUES

Objectifs :

- Résumer la théorie des méthodes gravimétriques et magnétiques ;
- Présenter les logiciels utilisés en vue de l'interprétation des données ;
- Définir l'intérêt de ces méthodes quant à l'étude du système volcanique océanique de La Réunion ;
- Décrire les données gravimétriques et magnétiques antérieures et récentes disponibles à l'échelle terre-mer, leur acquisition et leur compilation ;
- Synthétiser les différents traitements et corrections nécessaires à l'interprétation des différents jeux de données ;
- Décrire les procédures de post traitements utilisées pour réaliser les cartes gravimétriques et magnétiques ainsi que les documents dérivés, supports majeurs de l'étude ;
- Présenter les données électromagnétiques, complémentaires à l'étude du relief émergé.
- Décrire les méthodes de modélisations des données gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques.

Mots clés :

Méthodes gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques ; acquisition et compilation des données terre-mer ; traitements et post-traitements des données ; modélisation des anomalies gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques.

INTRODUCTION

I. APPORT DES METHODES GEOPHYSIQUES

Les méthodes géophysiques permettent d'appréhender un certain nombre de problèmes grande échelle, relatifs à la structure interne de la Terre et à son comportement dynamique.

Densité, susceptibilité magnétique, aimantation rémanente, résistivité ou conductivité électrique, élasticité, radioactivité, sont autant de propriétés physiques des roches communément étudiées lors des investigations géophysiques.

Dans le cadre de cette étude, nous nous focalisons essentiellement sur les apports des méthodes gravimétriques et magnétiques, dont la complémentarité présente un intérêt majeur lors de la phase interprétative. En effet, les signaux gravimétriques et magnétiques sont tous deux générés par des variations de propriétés physiques des roches, latéralement et en profondeur, et les techniques associées utilisent des méthodes d'interprétation similaires. En complément, les méthodes électromagnétiques permettent de préciser l'interprétation de zones particulières.

II. MOYENS LOGICIELS

Les logiciels utilisés dans le cadre des différents traitements décrits par la suite sont, principalement, Oasis Montaj (Geosoft) et Surfer (Golden Software) pour les corrections gravimétriques et magnétiques ainsi que la modélisation 2D et 3D des données, GRAV3D et MAG3D (Li and Oldenburg, 1998) pour leur modélisation 3D, WinPrism pour les données GPS, et WingLink pour les données électromagnétiques (Tab. 2-01).

Des procédures Matlab ont également été améliorées pour valider les traitements effectués à l'aide du logiciel Oasis Montaj, notamment concernant les corrections gravimétriques de terrain. D'autres routines ont été développées dans le but de faciliter certaines opérations, telles que l'importation et l'exportation de données et de documents divers, ou la gestion de fichiers spécifiques en vue de la modélisation (Tab. 2-01).

DONNEES			
Gravimétriques et Magnétiques		GPS différentiel (2007)	Electromagnétiques
<i>Traitement des données brutes</i>	Oasis Montaj Matlab	WinPrism Matlab	WingLink
<i>Interpolation des données et construction des cartes</i>	Oasis Montaj Surfer		
<i>Post-traitements</i>	Oasis Montaj Surfer		
<i>Modélisation 3D</i>	Oasis Montaj GRAV3D et MAG3D Surfer Matlab		
<i>Modélisation 2D</i>	Oasis Montaj GRAV3D et MAG3D		

Tableau 2-01: Synthèse des principaux logiciels utilisés dans le cadre du traitement des données compilées lors de cette étude.

II.1. Oasis Montaj

Les traitements spécifiques des données gravimétriques et magnétiques ont été réalisés par l'intermédiaire du logiciel Oasis Montaj développé par Geosoft, permettant le stockage, le traitement, la modélisation et l'interprétation d'un important volume de données numériques. Cette plateforme géophysique performante, inclue l'intégralité des opérations inhérentes aux données géophysiques, permettant d'effectuer de manière interactive les traitements spécifiques nécessaires à l'étude et l'interprétation des données gravimétriques et magnétiques :

- Importation et exportation des données.
- Visualisation et analyse détaillée des données, sous la forme de cartes préliminaires.
- Corrections standards des données par l'intermédiaire d'algorithmes spécifiques.
- Interpolation contrôlée des données.
- Post-traitements des données, intégrant les opérations de filtrage et de calcul de documents dérivés.
- Modélisation 2D (extension Gmsys2D) et 3D (extension Gmsys3D), directe et inverse des données.

II.2. Surfer

Le logiciel Surfer permet quant à lui de manipuler des volumes de données moindres, mais constitue un puissant outil de représentation en complément du logiciel Oasis Montaj, permettant notamment de superposer en carte un grand nombre d'information géologiques et géophysiques.

Dans le cadre de cette étude, ce logiciel est principalement utilisé pour la visualisation des MNT, des données gravimétriques et magnétiques interpolées, en vue de la réalisation de traitements spécifiques tels que :

- L'analyse visuelle de la qualité des données brutes traitées par l'intermédiaire du logiciel Oasis Montaj.
- L'interpolation contrôlée des données.
- L'application de masques aux cartes d'anomalies, afin d'éliminer les zones présentant des artefacts ou un déficit de mesures.
- L'application de filtres particuliers.
- La représentation finale en 2D des données traitées et interpolées.
- La représentation 3D des modèles calculés sous Oasis Montaj.

PARTIE 1 : METHODES GRAVIMETRIQUES

La gravité est le bonheur des imbéciles.

Charles de Montesquieu

T'as raison l'apesanteur c'est plus rigolo...

Hébus de Phalompe

I. GENERALITES

I.1. Théorie

La méthode gravimétrique s'intéresse aux variations du champ de pesanteur terrestre, générées notamment par une répartition inégale des densités dans le sous-sol, offrant ainsi des informations quant à la nature des structures internes du globe.

La prospection gravimétrique a pour objectif la comparaison entre la valeur de la pesanteur mesurée en un point M (g_{mes} ; Fig. 2-01) à la surface du globe, ajustée selon les différentes corrections (cf § V.), avec la valeur théorique calculée en ce point à la surface d'un modèle de Terre (g_{calc} , Fig. 2-01). La notion de modèle de Terre signifie une Terre théorique, également dénommée ellipsoïde de référence (Naudy et Neumann, 1964), dont les caractéristiques géométriques et dynamiques sont parfaitement connues.

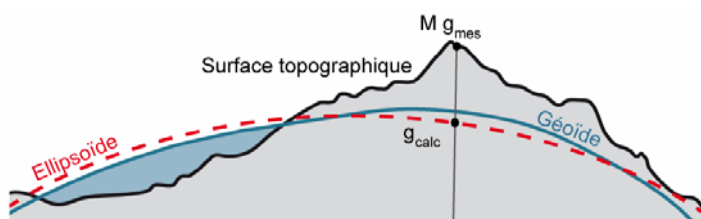


Figure 2-01 : Localisation des valeurs de pesanteur mesurées en un point M à la surface du globe terrestre (g_{mes}) et calculées sur l'ellipsoïde de référence ou modèle de Terre (g_{calc}).

D'un point de vue théorique, la force de pesanteur exercée en un point M immobile à la surface du globe correspond à la résultante des forces d'attraction exercées en ce point par la Terre et les astres, mais également des forces induites par la dynamique de la Terre (rotation de la Terre sur elle-même et translation de la Terre dans l'espace).

D'après la 2^{ème} loi de Newton, principe fondamental de la dynamique (Perez, 1992) :

$$mg = mA_T(M) + mA_a(M) - m\gamma_M$$

Soit encore :

$$g = A_T(M) + A_a(M) - \gamma_M$$

Avec :

- m : la masse du point M ;
- g : l'accélération de la pesanteur en M ;
- $mA_T(M)$: la force d'attraction terrestre en M ;
- $mA_a(M)$: la force d'attraction des astres en M ;
- γ_M : l'accélération du point M.

De plus :

$$\gamma_M = \omega^2 \rho + \gamma_0$$

Avec :

- $\omega^2 \rho$: l'accélération axifuge due à la rotation de la Terre sur elle-même ;
- ω la vitesse angulaire de la Terre ;
- ρ la distance du point M à l'axe de rotation de la Terre ;
- γ_0 : l'accélération due au déplacement de la Terre dans l'espace.

Parallèlement, toujours selon le principe fondamental de la dynamique :

$$M \gamma_0 = M A_a(O)$$

Soit :

$$g = (A_T(M) - \omega^2 \rho) + (A_a(M) - A_a(O))$$

Avec :

- M : la masse de la Terre ;
- O : son centre d'inertie.

Le premier terme, $(A_T(M) - \omega^2 \rho)$, également appelé pesanteur vulgaire (p_v) correspond à la pesanteur au sens habituel du terme, comprenant l'attraction terrestre et l'accélération axifuge due à la rotation de la Terre.

La 3^{ème} loi de Newton, ou principe des actions réciproques (Perez, 1992), donne quant à elle l'expression de la force d'attraction F entre deux corps de masses M_1 et M_2 , distants de r :

$$F = \frac{GM_1M_2}{r^2}$$

Avec :

$G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, la constante de gravitation universelle.

Assimilant la Terre à une sphère parfaite, dont la masse \mathcal{M} est focalisée en son centre O , la force d'attraction due à la Terre exercée en un point M de masse m (Fig. 2-02) s'écrit :

$$F = \frac{G\mathcal{M}m}{R^2}$$

Avec :

$R = \overline{OM}$: le rayon de la Terre ;

$\frac{G\mathcal{M}}{R^2}$ l'accélération de la pesanteur A_T , dont la valeur moyenne à la surface du globe est de 980 cm s^{-2} .

Par conséquent, la pesanteur vulgaire appliquée au point M s'exprime sous la forme :

$$p_v = \frac{G\mathcal{M}}{R^2} - \omega^2 \rho$$

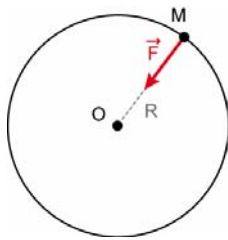


Figure 2-02 : Force d'attraction de la Terre appliquée en un point M à la surface du globe.

En réalité, la Terre diffère sensiblement d'une sphère, et s'apparente d'avantage à un ellipsoïde aplati aux pôles et renflé au niveau de l'Equateur d'après les mesures géodésiques et les observations satellitaires. Or, la détermination de p_v en tout point de la surface terrestre nécessite une connaissance précise de sa forme, dans la mesure où $p_v = f(R, \rho)$.

Ainsi, la forme exacte de la Terre est approximée par une surface mathématique, calculée par développement en harmoniques sphériques, et dénommée ellipsoïde de référence. Supprimant tout relief continental, cette surface correspond plus ou moins au niveau moyen des océans. La valeur de p_v peut être calculée en tout point de l'ellipsoïde de référence à partir d'une formule internationale (IGF pour International Gravity Formula) adoptée par l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique (UIGG) en 1930, affinée en 1967 (GRS67 pour Geodetic Reference System de 1967 ; Woolard, 1967), puis en 1980 (GRS80) (Tab. 2-02).

Potsdam (1930)	GRS67	GRS80
$p_t = g_0(1 + a_1 \sin^2(\phi) + a_2 \sin^2(2\phi))$	$p_t = g_0(1 + a_1 \sin^2(\phi) + a_2 \sin^4(\phi))$	$p_t = g_0(1 + a_1 \sin^2(\phi) + a_2 \sin^4(\phi) + a_3 \sin^6(\phi))$
$g_0 = 978049.0 \text{ mGal}$	$g_0 = 978031.846 \text{ mGal}$	$g_0 = 978032.7 \text{ mGal}$
$a_1 = 5.2884 \cdot 10^{-3}$	$a_1 = 5.278895 \cdot 10^{-3}$	$a_1 = 5.2790414 \cdot 10^{-3}$
$a_2 = -5.9 \cdot 10^{-6}$	$a_2 = 23.462 \cdot 10^{-6}$	$a_2 = 23.2718 \cdot 10^{-6}$
		$a_3 = 1.262 \cdot 10^{-7}$

Tableau 2-02 : Evolution de l'expression de la pesanteur théorique au cours du temps ; ϕ représente la latitude.

Quantitativement, la pesanteur correspond à une accélération, se mesurant en m s^{-2} dans le Système International (SI), mais l'unité généralement utilisée est le milligal (cf Annexe I) :

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cm s}^{-2} \text{ (unités cgs)}$$

I.2. Mesure de la pesanteur

En théorie, les méthodes de mesure absolue du champ de pesanteur sont basées sur l'observation de corps en chute libre, ou effectuées à l'aide de pendules. Toutefois, ces techniques sont complexes à mettre en œuvre, ne permettant pas leur utilisation lors de prospections géophysiques classiques.

L'essor des méthodes géophysiques a conduit au développement d'instruments de mesure portables, les gravimètres, destinés à mesurer les variations de gravité relatives mêmes très faibles avec une grande précision (0.01 mGal environ).

Les gravimètres utilisés habituellement lors des prospections de terrain sont des appareils relatifs extrêmement sensibles, constitués schématiquement d'une masse suspendue à un ressort (Fig. 2-03). L'effet de la pesanteur sur cette masse engendre naturellement une élongation du ressort, dont l'évaluation indirecte permet d'estimer la composante verticale de la pesanteur. Notons que les causes de l'élongation du ressort, autres que l'effet de la pesanteur, comme par exemple les dilatations thermiques, doivent être éliminées.

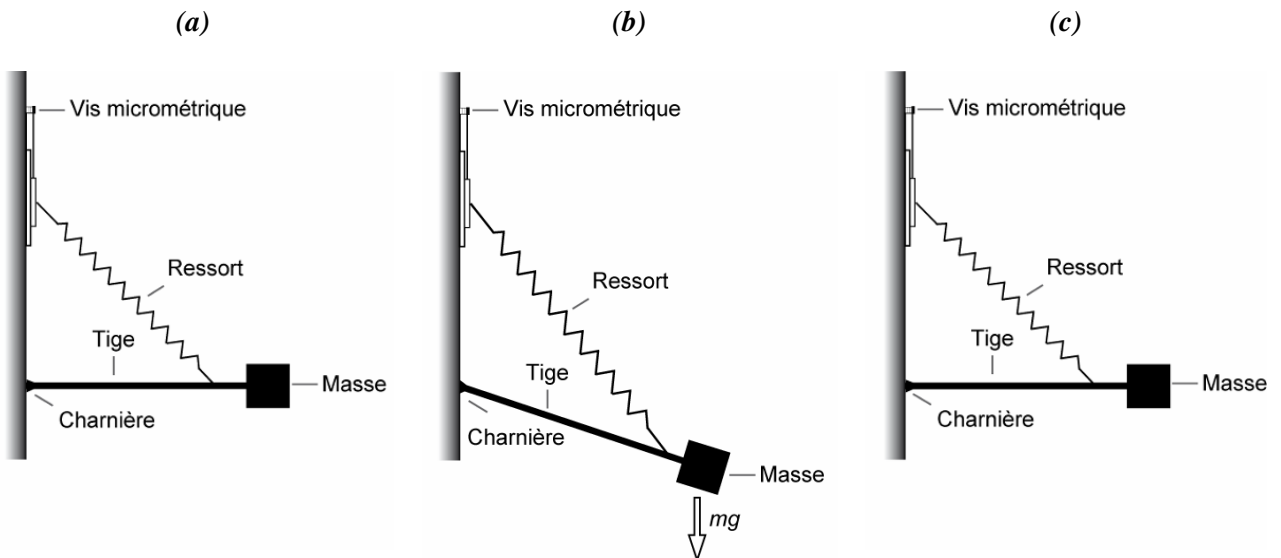


Figure 2-03 : Principe de fonctionnement d'un gravimètre Lacoste et Romberg. **a)** gravimètre au repos ; **b)** Effet de la variation de pesanteur sur le système; **c)** Mise à l'équilibre du système.

Les principaux types de gravimètres sont, des générations anciennes aux plus récentes :

- Les Lacoste et Romberg (Fig. 2-04a) ;
- Les Scintrex CG-3M (Fig. 2-04b) ;
- Les Scintrex CG5 (Fig. 2-04c).

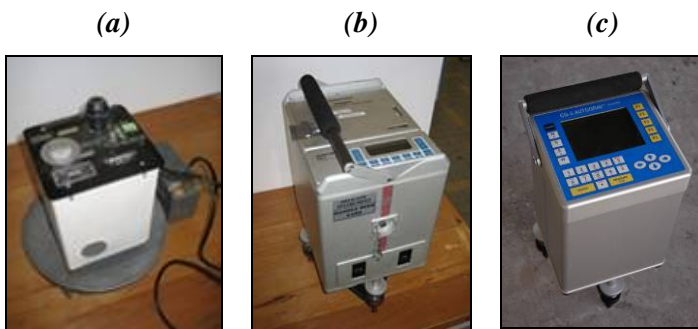


Figure 2-04 : Différentes générations de gravimètres.

a) Lacoste et Romberg ;

b) Scintrex CG-3M ;

c) Scintrex CG5, dernière génération.

L'évolution des techniques et des composants a généré des appareils de plus en plus transportables et entièrement automatiques (correction des effets du terme de marée, dérive instrumentale, filtrage des bruits sismiques... ; cf § IV.2.), excepté pour le nivellement, encore manuel. Toutefois, l'un des inconvénients majeurs de ces méthodes réside dans la variation de l'élasticité du ressort au cours du temps, avec des phénomènes d'hystérésis et une forte dépendance à la température. Dans le but d'atténuer ce phénomène, en grande partie à l'origine de la dérive instrumentale (cf § IV.2.2.), la partie sensible du gravimètre est thermostatée, nécessitant une alimentation électrique en continue sur toute la durée d'une prospection.

Le fonctionnement des gravimètres marins ne diffère que peu des gravimètres utilisés lors des prospections à terre. Les mesures sont effectuées en continue lors de la marche du navire, avec des plateformes stabilisées par des gyroscopes développés pour réduire l'effet des accélérations parasites dues, notamment, au tangage et au roulis du bateau. Dans le cas de prospections marines, deux types d'appareils sont utilisés, un gravimètre à ressort, BODENSEEWERK KSS30, et un gravimètre à accéléromètres, LOCKHEED MARTIN BGM 5.

I.3. Intérêts des méthodes gravimétriques

La gravimétrie est destinée à déterminer les caractéristiques géométriques et physiques de corps responsables d'anomalies gravimétriques observées en surface. Cette technique permet, par exemple, d'identifier et de localiser les corps hypovolcaniques denses présents en profondeur, témoins de l'histoire et de l'évolution d'un édifice volcanique. Elle permet également d'étudier les structures de subsurface à partir des contrastes de densité avec l'encaissant.

En fonction de la densité des données disponibles, les différentes longueurs d'onde des anomalies gravimétriques permettent de mettre en évidence des structures de tailles variables, offrant ainsi une image de la structure interne à différentes échelles.

II. ACQUISITION DES DONNEES A TERRE

II.1. Historique et compilation des mesures gravimétriques

L'Ile de La Réunion a fait l'objet de prospections gravimétriques dès 1974 par différents organismes français : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), Centre Géologique et Géophysique de Montpellier (CGGM), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS ; Rechenmann, 1976 ; Gérard et al., 1980 ; Demange et al., 1989 ; Rançon et al., 1989 ; Rousset et al., 1989).

En 1993, l'Université de Clermont-Ferrand couvre le Massif du Piton des Neiges et ses environs (Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999).

Plus récemment, un nouveau programme d'évaluation du potentiel géothermique a suscité une campagne en 2003 (Lambert, 2003), destinée à couvrir les zones peu contraintes par les levés précédents, (cirques du Piton des Neiges, Plaine des Cafres et Plaine des Sables).

En 2004, une prospection complémentaire conduite par Levieux (2004) a permis essentiellement de densifier la couverture des zones d'intérêt géothermique.

Enfin, la campagne de 2007 effectuée dans le cadre de notre étude a permis de compléter et d'homogénéiser le jeu de données existant, avec pour objectif de mieux contraindre les différents

gradients précédemment définis, notamment dans les zones du Grand Brûlé et aux environs des cirques du Piton des Neiges. La prospection était également destinée à fournir une nouvelle cartographie du sommet du Piton de la Fournaise suite aux événements liés à l'éruption d'avril 2007, en particulier l'effondrement sommital qui suivi (cf Chapitre 1 § III.1.4). Ces mesures d'intérêt majeur ont été intégrées à la base de données précédemment compilée par Lambert (2003) puis Levieux (2004), offrant ainsi un important réseau de 2257 mesures gravimétriques (Tab. 2-03), couvrant la totalité du relief émergé de La Réunion.

Année	Gravimètre	Opérateurs					Nombre de stations
		Bureau Gravimétrique International					201
1979	Lacoste et Romberg	A. Lesquer					638
1993	Lacoste et Romberg	B. Malengreau	J.-L. Froger				258
2003	Scintrex CG-3M	M. Lambert	J.-F. Lénat	H. Nassor	E. Delcher	N. Villeneuve	372
2004	Scintrex CG-3M	G. Levieux	S. Popy	J.-L. Froger	A. Peltier	N. Villeneuve	165
2007	Scintrex CG5	L. Gailler	J.-F. Lénat	J.-F. Oehler	B. Contarin	P. Tinard	623
<i>Total base carte</i>						2257	

Tableau 2-03: Récapitulatif des campagnes gravimétriques réalisées à terre depuis 1974 et compilées dans le cadre de cette étude.

II.2. Méthode, stratégie d'acquisition et qualité des mesures

Le point fort des campagnes récentes menées en 2003, 2004 et 2007, a été de coupler les mesures gravimétriques à celles d'altitude et de positionnement par GPS différentiel. La précision de cette méthode de positionnement permet de diminuer notablement l'erreur générée par l'imprécision de la mesure d'altitude lors du traitement des données gravimétriques.

Lors d'une campagne, le choix des orientations des prospects est avant tout guidé par la géologie et l'accessibilité des diverses zones, parallèlement et perpendiculairement aux différentes structures géologiques. Par ailleurs, la distribution des stations doit être adaptée à la taille et la profondeur des cibles. Plus en détail, les prospects s'organisent soit en boucle, soit en aller-retour, les première et dernière mesures étant systématiquement réalisées au niveau d'une station de référence, également appelée base (Fig. 2-05). Chacune des bases est positionnée dans le but d'être utilisée à nouveau lors des prospects suivants, généralement en des emplacements remarquables (églises, port...), dont la pérennité est assurée dans le temps, soit en des lieux repérés et décrits précisément

lors des investigations antérieures. Ainsi, chaque prospect débute par une mesure à la base et s'achève par une réitération de la mesure à la base de départ.

Dès que possible, certaines stations sont réoccupées d'un prospect à l'autre, afin, entre autre, de quantifier l'incertitude sur les mesures (cf § V.4.). Par ailleurs, la réoccupation de certaines stations des campagnes antérieures permet de rendre compatibles et d'intervalider les données acquises à différentes époques et de rattacher l'ensemble des mesures au réseau gravimétrique international.

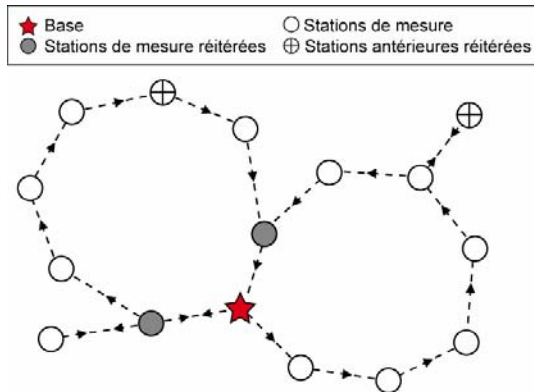


Figure 2-05: Organisation des prospects de stations en boucle et aller-retour.

II.3. Un exemple concret : la mission d'avril-mai 2007

Le gravimètre utilisé est un SCINTREX CG-5 dernière génération du parc national de l'INSU (Fig. 2-06) et les mesures de positionnement sont déterminées par l'intermédiaire de GPS Ashtech.

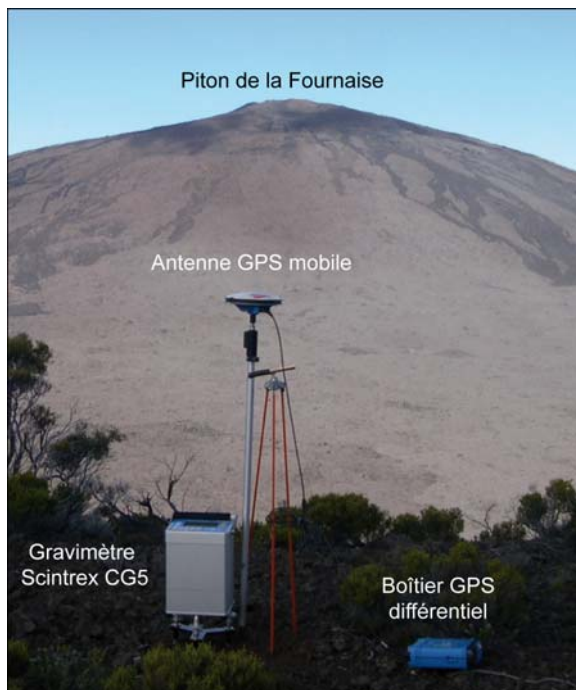


Figure 2-06: Matériel utilisé lors de la campagne de 2007, installé en station à proximité du Piton de la Fournaise.

S'ajoute un GPS portable de type Garmin Summit, destiné à la navigation et au contrôle de la position des stations en temps réel.

II.3.1. Organisation des prospectes

Les prospectes sont définis au préalable grâce au logiciel Carto Explorer, auquel sont intégrées les cartes topographiques scannées de l'IGN (Institut Géographique National) au 1/25 000^{ème}. Le transfert des positions souhaitées sur un GPS portable permet de travailler plus efficacement, dans des conditions parfois délicates de repérage. De plus, l'intégration des données antérieures permet de réoccuper aisément d'anciennes stations, tout en répartissant au mieux les nouvelles mesures dans les zones d'intérêt, non couvertes ou à densifier. Ainsi, l'utilisation conjointe du GPS portable Garmin Summit et des cartes topographiques de l'IGN permet d'optimiser le positionnement des stations et la gestion des journées de prospection.

Les stations sont réparties de façon la plus homogène possible, avec un espacement variant entre 200 m et 400 m selon les secteurs étudiés et les sources envisagées (200 m à proximité du Piton de la Fournaise, dans la Plaine des Palmistes, dans la zone du Grand Brûlé, et 400 m dans les zones carrossables). Les mesures dans la zone sommitale du Piton de la Fournaise ont été organisées selon un ensemble de radiales partant du sommet et de prospectes circulaires autour de ce dernier.

A chaque station sont enregistrées par le gravimètre la valeur de la gravité, le 'tilt' en X et en Y (soit la variation du nivellement horizontal au cours de la mesure), l'écart-type sur la mesure, l'écart de la température par rapport à la référence interne, le nombre de valeurs rejetées, la valeur de la correction du terme de marée et l'heure du début de la mesure (cf Annexe 2). Chaque station est parallèlement annotée d'un certain nombre d'informations relatives à la topographie environnante et aux conditions de mesure, en prévision du traitement des données. La durée d'acquisition d'une mesure gravimétrique était de 120 secondes, dans le but d'obtenir une valeur finale moyennée fiable.

Quelque soit la zone couverte, pour estimer la précision des mesures ainsi que la dérive instrumentale, une mesure est systématiquement effectuée matin et soir à la base localisée au gîte de la Plaine des Cafres (Fig. 2-07 : GLAC). En complément, certaines stations de mesures des campagnes précédentes ont été réoccupées. Enfin, l'ensemble de la campagne a été rattaché au réseau international par l'intermédiaire de la station gravimétrique internationale absolue de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (Fig. 2-07 : OVPF).

II.3.2. Positionnement

Les coordonnées planes (x , y , z) et géographiques (λ , ϕ) de chaque station doivent être déterminées le plus précisément possible. En effet, les coordonnées planes sont indispensables au calcul des corrections topographiques (cf § V.1.5.) et les coordonnées géographiques à la détermination du champ de pesanteur théorique (G_0) à la surface de l'ellipsoïde de référence.

Par ailleurs, la précision du positionnement influe de manière prépondérante sur celle de l'anomalie de Bouguer finale.

L'utilisation de techniques modernes de GPS différentiel (ou DGPS, Differential Global Positioning system ; Fig. 2-07a) permet d'améliorer considérablement la localisation des stations par rapport aux méthodes de positionnement par nivellement manuel, barométrique ou par MNT, en réduisant significativement la marge d'erreur du système. Le principe du DGPS est basé sur l'utilisation simultanée de deux appareils :

- Une station fixe ou base, dont la position est connue exactement et dont l'acquisition est continue sur toute la durée du prospect ;
- Une station mobile, recevant les signaux des mêmes satellites que la base, utilisée pour mesurer les coordonnées de chaque station lors des prospects.

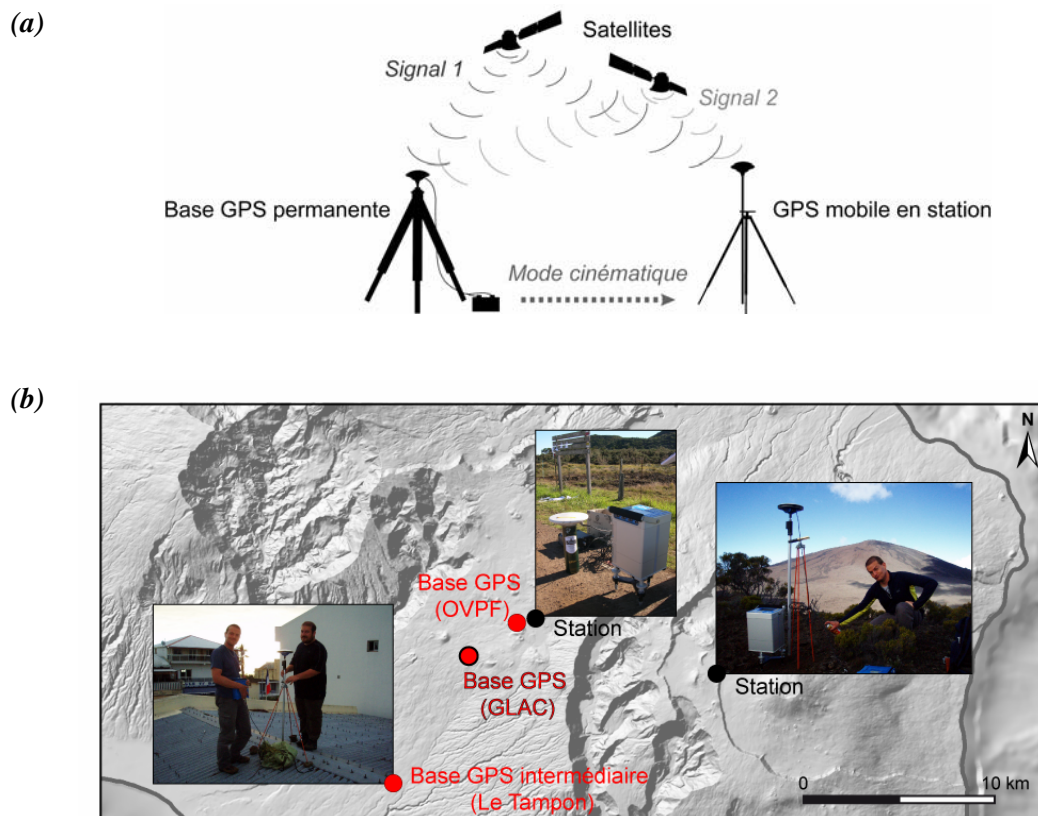


Figure 2-07 : a) Principe du GPS différentiel ; b) exemple d'application lors de la campagne de 2007.

Un tel système permet d'observer et de corriger les effets des fluctuations des mesures, liées aux satellites (horloges), aux conditions de propagation (effets troposphériques, etc.) ou à des fluctuations volontaires du signal émis.

Chaque triplet de coordonnées acquis par le terminal mobile est recalculé à partir des données enregistrées au même instant par la base GPS, améliorant ainsi la précision sur la localisation des points de mesures gravimétriques.

Bon nombre de logiciel sont destinés au traitement des données de GPS différentiel selon le type d'appareil utilisé : Ashtech Solution, Topcon Tools notamment, et Winprism dans le cadre de cette étude.

Lors de la campagne de 2007, en simultanée avec chaque mesure gravimétrique, la durée de l'acquisition de données de positionnement par le GPS mobile s'étend de 180 à 300 secondes selon la distance à la base permanente. En effet, lorsque la base est trop éloignée de la zone prospectée, une base intermédiaire est alors installée (dans la ville du Tampon pour les zones de prospection sud et sud-ouest en 2007 ; Fig. 2-07b), les données acquises en continu étant ensuite recalculées à partir des mesures enregistrées à la base permanente (localisée à l'OVPF ; Fig. 2-07b).

Les données de la station GPS permanente, fournies par l'OVPF, ainsi que celles acquises par le GPS mobile, sont au format brut constructeur (Ashtech), impliquant nécessairement un traitement pour obtenir la position des stations, selon une procédure détaillée en Annexe 3.

A cette étape du traitement, le calcul de la position de chaque station GPS mobile met parfois en évidence une évolution surprenante du positionnement, avec des sauts d'altitude de plusieurs mètres en quelques secondes seulement. Afin d'obtenir des données exploitables, un post-traitement est nécessaire, car si la stabilité de la position horizontale semble correcte lors d'une séquence d'enregistrement, le positionnement en altitude semble quant à lui de moins bonne qualité. La figure 2-08 présente un exemple d'acquisition sur une station occupée lors de la campagne de 2007, et met en évidence des sauts de la composante verticale atteignant 5 cm en moins de 3 minutes.

Par conséquent, l'utilisation directe des données en moyennant la totalité des positions induit une interprétation erronée mais également une précision dégradée, nécessitant d'effectuer un filtrage exhaustif de ces données.

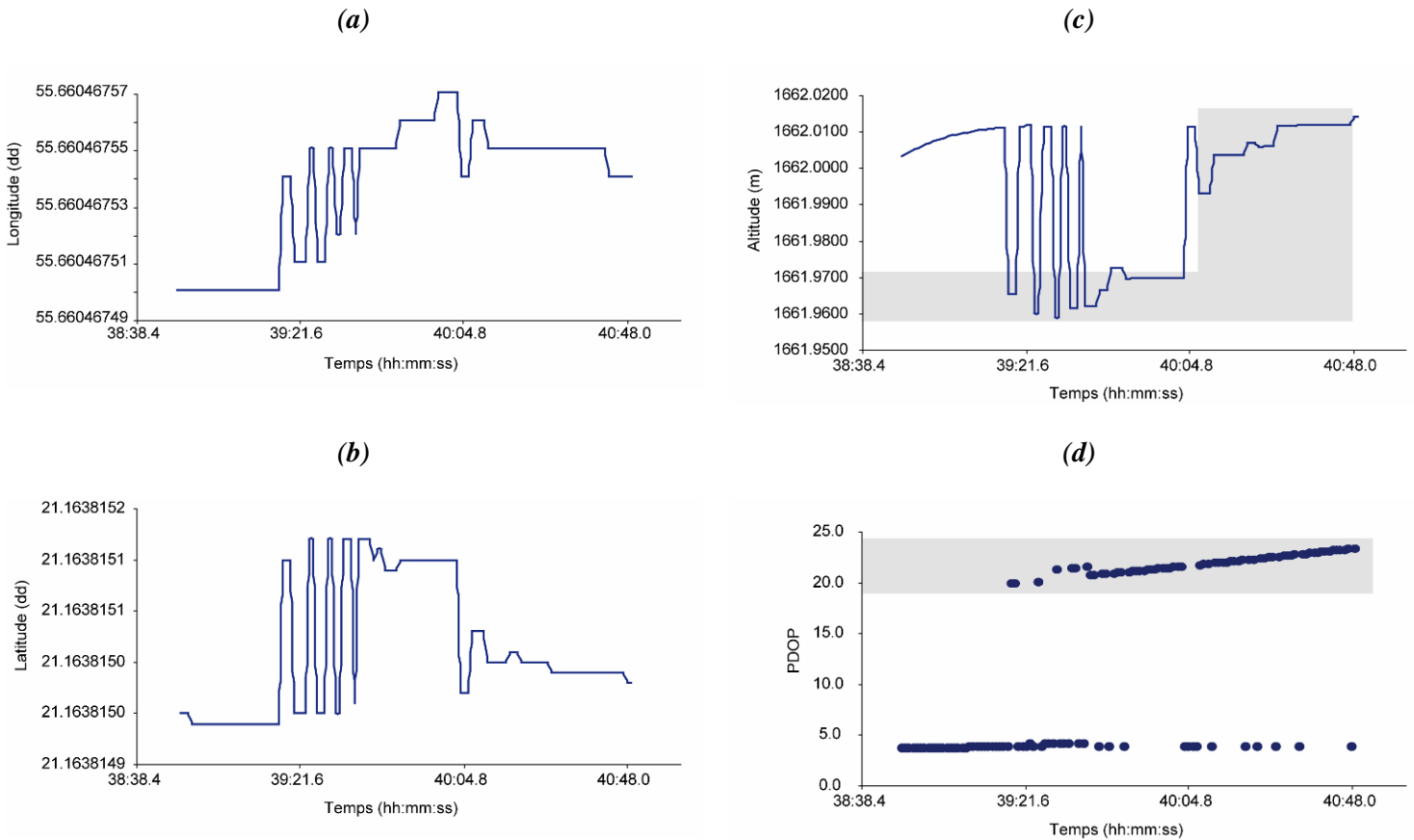


Figure 2-08 : Position selon les trois composantes de la station 130514 de la campagne de 2007 (cf Annexe 2). **a)** Longitude ; **b)** Latitude ; **c)** Altitude ; et **d)** représentation du PDOP associé. L'aire grisée localise les données de mauvaise qualité.

Plusieurs paramètres peuvent ainsi être utilisés pour effectuer un filtrage cohérent, dans le but d'améliorer la précision sur le triplet de coordonnées final.

Le filtrage peut être réalisé à partir du PDOP (Position (3D) Dilution of Precision), correspondant au facteur qualité en temps réel et renseignant sur la géométrie des satellites lors de l'acquisition des données. Il est inversement proportionnel au volume occupé par les satellites dans le ciel, et par conséquent, plus le PDOP est faible, meilleure est la mesure. L'exemple présenté dans la figure 2-08 met en évidence des valeurs de PDOP élevées (> 5), associées à des sauts de valeurs dans les mesures d'altitude. Les valeurs correspondantes nuisent à la qualité du positionnement moyenné et sont donc rejetées.

Le filtrage peut être effectué à partir de la rms (Root Mean Square) fournie en sortie du traitement des coordonnées sous le logiciel WinPrism, le seuil maximal acceptable étant défini à 0.01 (Tinard, 2008).

D'autres informations contenues dans les fichiers de position permettent un tel filtrage, telles que le marqueur 'FLAG', qui, lorsqu'il diffère de 0, indique un problème lors du traitement des

données. Par ailleurs, certaines acquisitions sont caractérisées par des vitesses ('V_EAST', 'V_NORTH' et 'V_UP') non nulles, incohérentes avec une station GPS fixe.

Un tel traitement permet d'améliorer significativement la précision sur le positionnement, particulièrement sur l'altitude des points de mesures, augmentant la précision sur la valeur d'anomalie de Bouguer finale calculée par la suite en chaque station.

II.3.3. Intérêts de la campagne de 2007

La carte d'anomalie de Bouguer construite par Levieux (2004) met en évidence certaines zones d'intérêt majeur, peu ou mal couvertes par les données antérieures. La campagne de 2007 a permis de se concentrer sur ces secteurs particuliers (Fig. 2-09), au niveau desquels la répartition inégale des données ne permet pas de contraindre précisément les gradients gravimétriques.

✓ L'effondrement du Dolomieu a tout d'abord justifié l'intérêt d'une nouvelle couverture gravimétrique du Cône Central du Piton de la Fournaise (Fig. 2-07, secteur A). Parallèlement, les études antérieures soulignaient la présence d'anomalies de courtes longueurs d'onde au niveau de la Plaine des Sables, nécessitant de densifier le réseau dans cette zone (Fig. 2-09, secteur A).

✓ La zone du Grand Brûlé présentait une très faible densité de mesures, ne permettant pas de définir précisément l'anomalie positive associée au complexe hypovolcanique du Volcan des Alizés (Fig. 2-09, secteur B).

✓ Au sud-ouest, la Ride d'Etang Salé était également peu contrainte. De plus, l'important jeu de données gravimétriques récemment acquis en mer appelle à une étude précise de la transition terre-mer et de la continuité des anomalies aux abords de la côte, notamment dans le prolongement de la ride bathymétrique (Fig. 2-09, secteur C).

✓ Les anomalies gravimétriques associées à la transition entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise, au niveau de la Plaine des Palmistes, de Dimitile, Entre Deux et du Bras de la Plaine (Fig. 2-09, secteur D), apparaissaient elles aussi relativement mal définies.

✓ Les zones localisées à l'est de la Rivière des Remparts (Fig. 2-09, secteur E) ainsi qu'au niveau de la Rivière des Pluies (Fig. 2-09, secteur F) présentaient également un déficit de mesures.

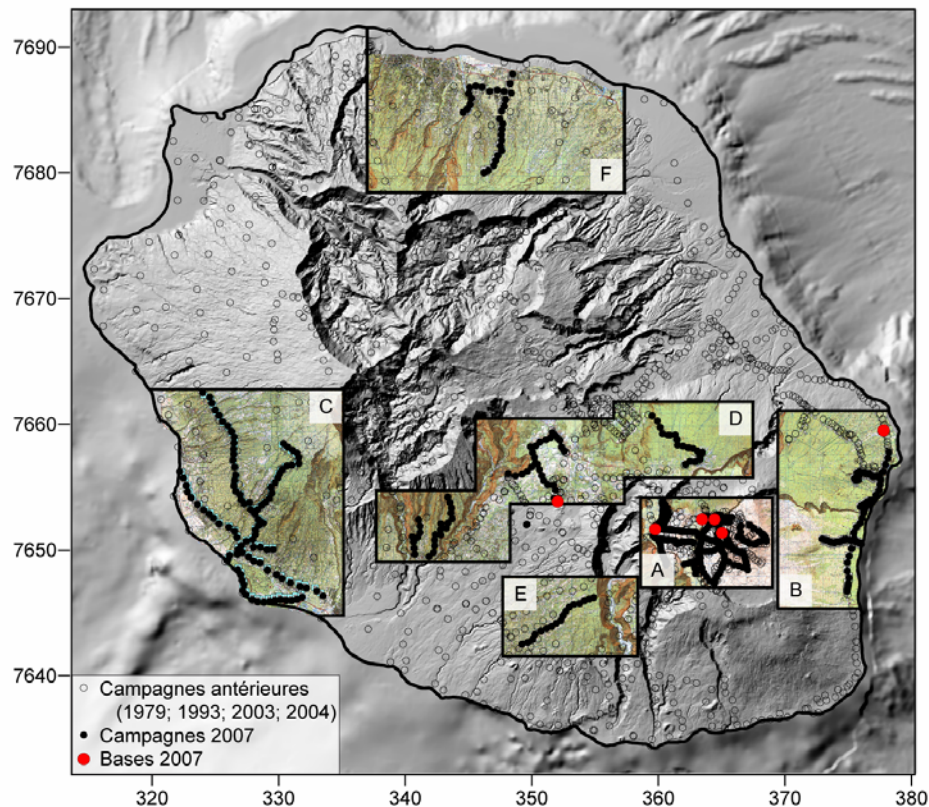


Figure 2-09: Localisation de l'intégralité des mesures gravimétriques réalisées sur l'île de La Réunion depuis 1979. Les mesures acquises lors de la campagne de 2007 sont superposés aux différents secteurs de la carte IGN au 1/ 25 000^e utilisée lors de l'étape de reconnaissance.

III. ACQUISITION DES DONNEES EN MER

III.1. Compilation des mesures gravimétriques

Communément dans le cas des îles océaniques, seule une infime partie de l'histoire de La Réunion est exposée, nécessitant une investigation détaillée du système immergé. Dans le cadre de cette étude, nous nous focalisons sur l'édifice volcanique au sens strict, dont la base est définie d'après les données de sismiques réflexion (Pou Palomé, 1997 ; de Voogd et al., 1999) à une profondeur de -4000 m, soit une aire de 200 par 210 km environ.

Les campagnes océaniques récentes, Forever (2006) et Eroder (2006), ont notamment fourni un remarquable jeu de données gravimétriques (Tab. 2-04) à l'échelle des flancs immergés, offrant une couverture homogène sans précédent du système volcanique (Fig. 2-10). Par ailleurs, les données de la campagne Gallieni (1995 ; Tab. 2-04), disponibles en ligne grâce à la banque de données du National Geophysical Data Center (NGDC), ont été intégrées à la base de données, dans le but de compléter la couverture gravimétrique notamment à l'est du Piton de la Fournaise (Fig. 2-10), définie précédemment comme une zone majeure de l'édifice.

Année	Campagne	Navire	Chef de mission	Opérateurs et participants	Nombre de stations disponibles
1995	<i>Gallieni</i>	L'Atalante	P. Patriat	IPG Paris; Ifremer; Strasbourg UBO Brest	2 947
2006	<i>Forever</i>	L'Atalante	C. Deplus	CNRS-INSU; IPG Paris; Univ. De La Réunion; Univ. De Pau; OPG Clermont-Ferrand et IRD; Ifremer	20 870
2006	<i>Eroder</i>	Beautemps-Beaupré	B. Savoye	Ifremer; Marine Nationale/SHOM; Univ.de La Réunion; Univ. de Clermont-Ferrand; Univ. De Bologne; Géosciences Azur; IPG Paris	60 431
<i>Total base carte</i>					<i>138 187</i>

Tableau 2-04: Récapitulatif des campagnes gravimétriques réalisées en mer et compilées dans la zone d'étude concernée.

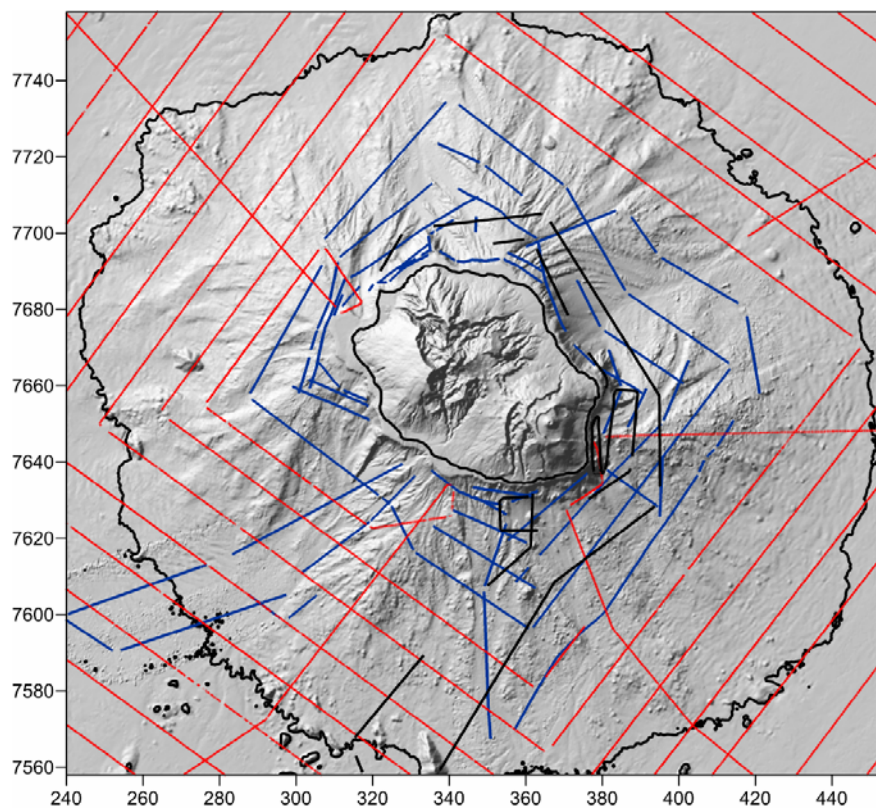


Figure 2-10 : Localisation des prospects de mesures gravimétriques acquises en mer lors des campagnes *Gallieni* (profils noirs), *Forever* (profils rouges) et *Eroder* (profils bleus) dans l'environnement sous-marin de La Réunion. Les contours à 0 m et -4000 m sont représentés. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

III.2. Méthode, stratégie d'acquisition et qualité des mesures

La campagne Forever (Tab. 2-04 ; Fig. 2-10), basée sur l'analyse conjointe de données acquises simultanément en surface (bathymétrie/imagerie multifaisceaux EM12, 3,5 kHz, sismique rapide, gravimétrie, magnétisme), est conduite selon une double problématique scientifique. La première s'intéresse au rôle de lithosphère dans l'expression du volcanisme de surface, la seconde concerne l'étude des phénomènes de déstabilisations de flancs en domaine volcanique, identifiant les dépôts d'avalanches de débris à la base de l'édifice.

La campagne Eroder (Tab. 2-04 ; Fig. 2-10) s'intéresse également à l'étude des processus de démantèlement des édifices volcaniques, aux rôles respectifs des déstabilisations de flanc et de l'érosion, selon une approche d'avantage basée sur la continuité terre-mer et la prise en compte de la dynamique de transfert de matériaux érodés sur les flancs de l'édifice. Cette campagne s'intègre dans une stratégie d'études pluri-disciplinaires, intéressant à la fois les aspects sédimentaires et volcano-structuraux, afin de préciser les modalités d'évolution des flancs de l'Ile de La Réunion et les relations avec les structures et les processus aériens.

III.3. Un exemple concret : Eroder 1 (2006)

III.3.1. Instrumentation

Le gravimètre relatif utilisé à bord du Beautemps-Beaupré est un modèle KSS3I fabriqué par Bodenseewerk (Fig. 2-11).

Le système peut être décomposé en trois parties:

- La plate-forme stabilisée KT31 ;
- Le capteur de pesanteur GSS30 ;
- L'électronique de contrôle et de traitement.



Figure 2-11: Gravimètre relatif embarqué à bord du Beautemps-Beaupré lors de la campagne Eroder 1.

Les accélérations verticales sont mesurées par le déplacement d'une masselotte à un degré de liberté suspendue par un ressort dont les élongations sont parfaitement linéaires. La sensibilité de la mesure du déplacement est inférieure au nanomètre et correspond à environ 0.02 mGal.

III.3.2. Acquisition des données

Parallèlement aux données terrestres, les mesures gravimétriques marines nécessitent un rattachement à une base absolue dans le but de contrôler la dérive instrumentale lors du prospect.

Dans le cas de Eroder 1, ce rattachement a été réalisé en utilisant la station de gravité absolue établie par l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg) dans les locaux de Météo France de la ville du Port lors de missions IFRTP (Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire).

Deux mesures existent:

- Décembre 2000 : 978919.4067 mGal ;
- Avril 2003: 978919.4242 mGal.

Une valeur moyenne de 978919.41 mGal a été choisie pour la campagne Eroder 1. Les mesures de rattachement effectuées au départ et à l'arrivée indiquent une dérive négligeable du gravimètre lors de la campagne, de l'ordre de 0.01 mGal.

III.3.3. Traitement des données

Le traitement des données gravimétriques est réalisé en temps réel par les spécialistes du bord, en utilisant la suite logiciel 'TIMICA GRAVIMETRIE', selon la procédure décrite dans le diagramme de la figure 2-12.

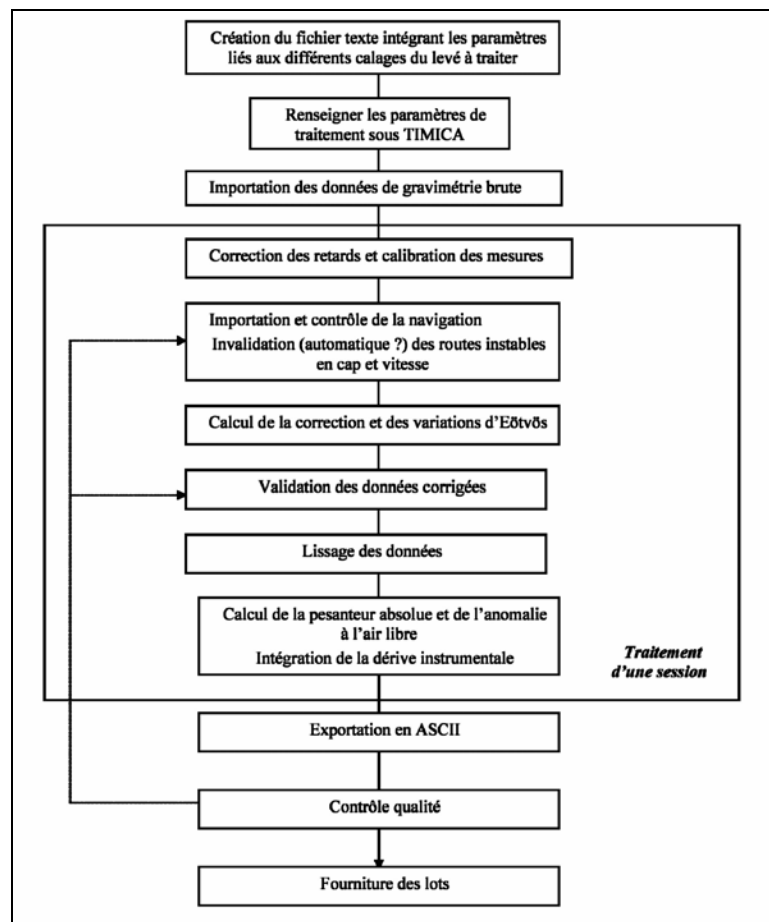


Figure 2-12 : Procédure de traitement des données gravimétriques effectuée à bord en temps réel.

Les critères de qualité définis par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) conduisent par la suite à invalider les données acquises lors de variations brutales de cap et de vitesse (girations, manœuvres diverses) pour ne conserver que les secteurs de navigation relativement constante. Les données résultantes fournies par les spécialistes du bord comptent une mesure toutes les 6 secondes, comprenant :

Date	Heure	Latitude	Longitude	Gravité brute (mGal)	Correction Eötvös (mGal)	Gravité corrigée Eötvös (mGal)	Anomalie air libre lissée (mGal)	Route fond (degré)	Vitesse fond (noeud)
------	-------	----------	-----------	-------------------------	--------------------------------	---	---	-----------------------	-------------------------

Tableau 2-05 : Données gravimétriques brutes acquises à bord lors de la campagne Eroder 1.

III.3.4. Evaluation de la qualité des données

III.3.4.1. Impression générale

Malgré une météo d'hiver (houle du sud, vents parfois assez forts, grains), les conditions d'acquisition se sont avérées relativement favorables. Le levé géophysique a été réalisé dans le sens antihoraire, sur une suggestion de l'équipe embarquée de la MOA, permettant de minimiser les portions de profils face à la houle. Le levé a été réalisé à une vitesse moyenne inférieure à 8 nœuds, approchant 9 nœuds lorsque les conditions de mer le permettaient. Sur d'autres portions plus exposées, la vitesse de levé se rapprochait de 6 nœuds.

III.3.4.2. Examen visuel des données

Dans un premier temps, la qualité des mesures est estimée visuellement. Par exemple, l'agrandissement d'une portion du profil 1 (P01 ; Fig. 2-13) met en évidence un bruit de mesure oscillant entre quelques dixièmes de mGal et 1 mGal environ. La longueur d'onde de ces fluctuations est de l'ordre de 800 m dans cet exemple.

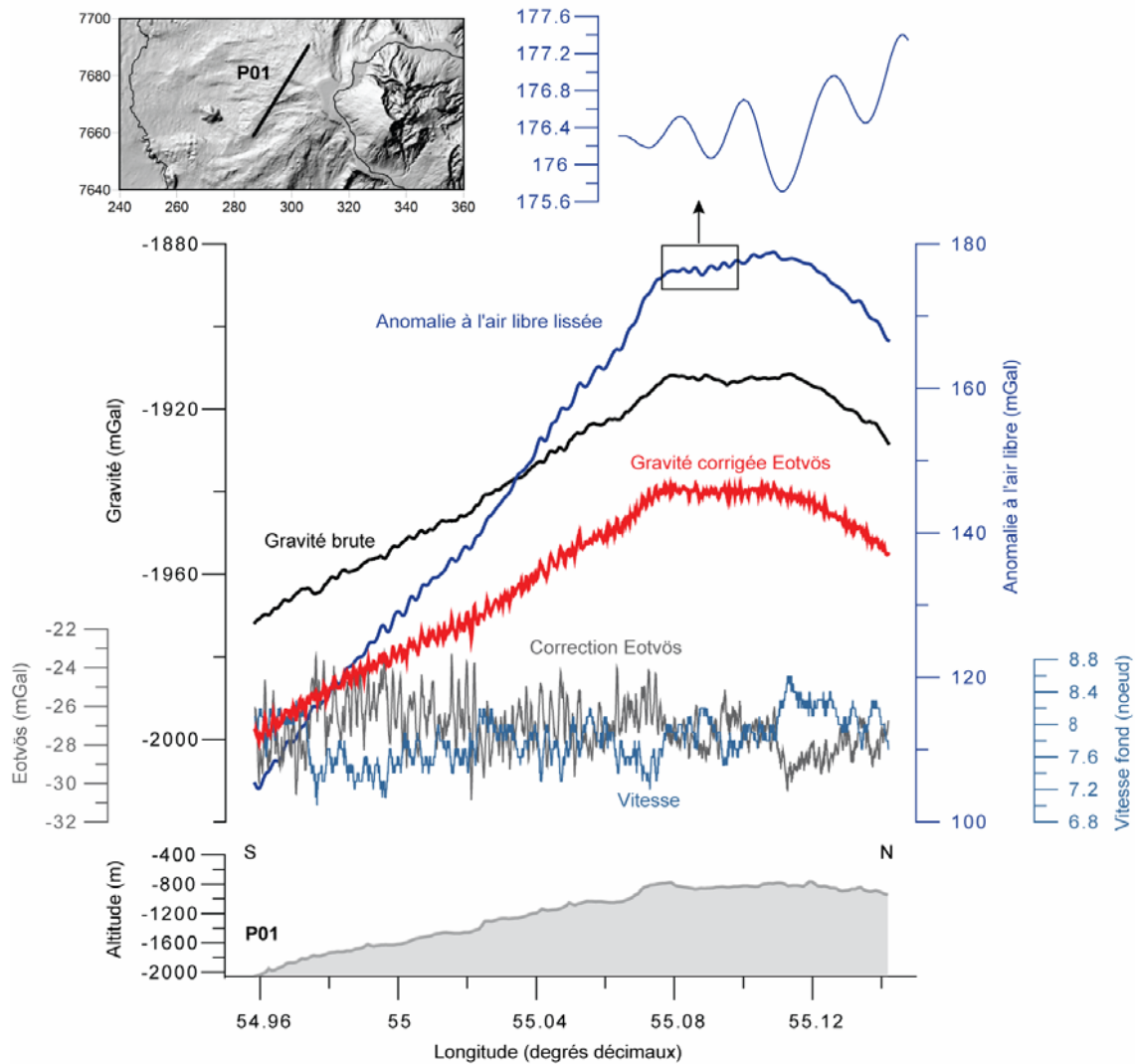


Figure 2-13: Données de la campagne Eroder 1 relatives au profil 1 (P01), localisé dans l'encadré, et mise en évidence du bruit oscillant.

III.3.4.3. Dérive du gravimètre

Quantitativement, la qualité et la précision des mesures dépendent de la dérive du gravimètre sur la totalité du prospect. Compte tenu de la dérive négligeable (de l'ordre de 0.01 mGal) de l'appareil lors de cette mission de courte durée, aucune correction de dérive n'a été appliquée aux données.

III.3.4.4. Correction des écarts aux croisements

La qualité des données peut également être estimée en analysant les valeurs des écarts aux points de croisements des profils (Fig. 2-14). Dans le cadre de cette étude, ces écarts ont été déterminés et corrigés par l'intermédiaire du logiciel Oasis Montaj.

Le levé comporte 21 points de croisements de profils avec une distribution des écarts centrée sur 0, une moyenne de 0.16 mGal et un écart-type de 0.465. Ces statistiques témoignent d'une bonne qualité des données.

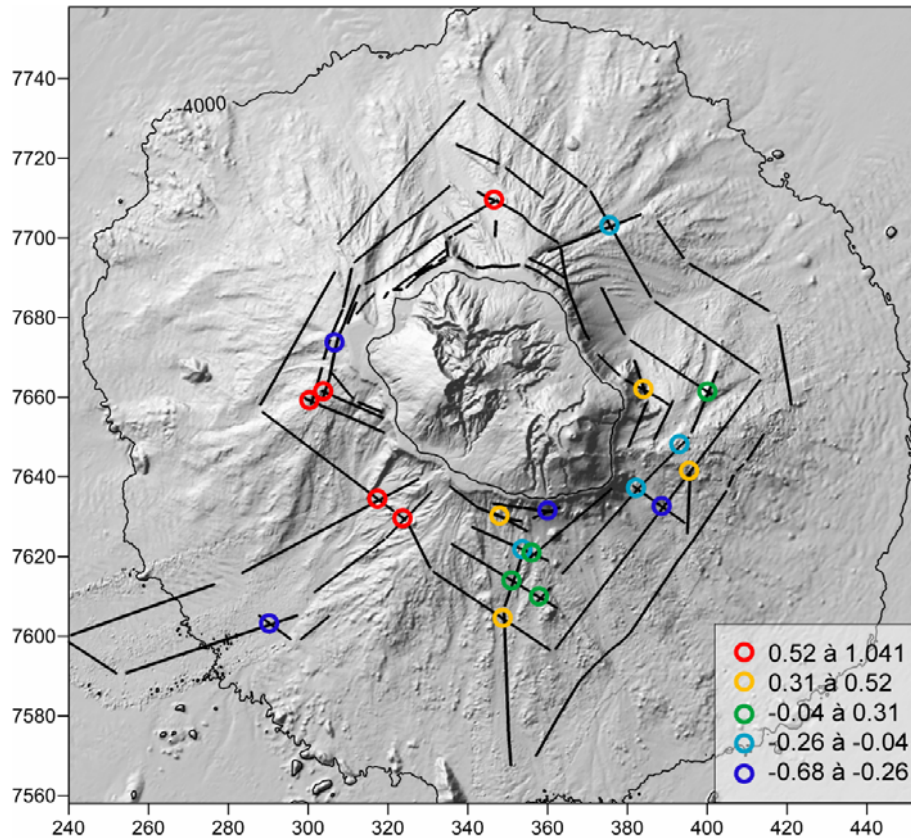


Figure 2-14: Points de croisements des profils gravimétriques supposés aux routes parcourues durant la campagne Eroder. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

IV. TRAITEMENT DES DONNEES

IV.1. Généralités

L'obtention d'une carte d'anomalie de Bouguer à partir des mesures acquises sur le terrain n'est pas immédiate et nécessite un certain nombre de traitements, généralement divisés en trois étapes bien distinctes :

- *Le positionnement* par traitement des données GPS, dans le but d'obtenir les coordonnées précises (x, y, z) et (λ, ϕ) de chaque station (cf § II. 3. 2.).
- *Le traitement préliminaire des données gravimétriques brutes*, pour déterminer la valeur absolue mesurée du champ de pesanteur (G_{abs}).
- *Le calcul de l'anomalie de Bouguer* par l'intermédiaire d'une succession de corrections spécifiques.

L'intégralité de ces traitements a été appliquée aux données de la campagne de 2007, les coordonnées et la valeur absolue du champ de pesanteur étant déjà connues pour les données antérieures (Lambert, 2003 ; Levieux, 2004).

IV.2. Traitement préliminaire des données gravimétriques terrestres

IV.2.1. Calibrage

Les valeurs brutes fournies par les anciens appareils, de type Lacoste et Romberg, correspondent à une certaine quantité d'élongation du ressort, qui n'est pas strictement linéaire avec le temps. Il était donc nécessaire de transformer les valeurs en mesures gravimétriques, et ce par l'intermédiaire d'une transformation affine. Toutefois, les nouvelles générations de gravimètres, de type Scintrex, permettent un calibrage automatique selon certains paramètres spécifiés en début de prospection.

IV.2.2. Correction des dérives

Les dérives luni-solaire et instrumentale engendrent la non reproductibilité dans le temps d'une mesure gravimétrique en une station donnée et nuisent à la qualité des valeurs finales.

✓ **La dérive luni-solaire** a pour origine les variations du terme de marée (forces d'attraction des astres) et induit des variations de pesanteur d'une amplitude maximale de 0.3 mGal environ à la nouvelle et à la pleine lune (Melcher, 1982). Les dernières générations de gravimètres Scintrex calculent désormais ce terme de marée grâce à l'algorithme de Longman (1959) et corrige automatiquement les mesures de gravité.

✓ **La dérive instrumentale** résulte quant à elle de deux phénomènes, l'un fonction de la fatigue naturelle du ressort, et l'autre lié aux chocs et secousses que l'appareil subit lors de la prospection. S'il est impossible de quantifier rigoureusement ce phénomène, la dérive instrumentale est classiquement considérée linéaire sur la durée du prospect. Ainsi, la dérive (D) à chaque station (i) du prospect est calculée comme suit :

$$D_i = \frac{G_{Base_retour} - G_{Base_départ}}{H_{Base_retour} - H_{Base_départ}} (H_i - H_{Base_départ})$$

Avec :

H_i l'heure d'acquisition de la mesure gravimétrique à la station.

Cette dérive est calculée pour chaque prospect et ensuite appliquée à chaque station. Par exemple, dans le cas de la campagne de 2007, la durée moyenne des prospects s'étend de 5 heures à 15

heures environ, avec une dérive instrumentale d'amplitude moyenne de 0.16 mGal, n'excédant pas 0.58 mGal en valeur absolue.

IV.2.3. Homogénéisation des données et rattachement des campagnes au réseau international

Les mesures de gravité, ainsi corrigées du terme de marée et des dérives, ne sont toutefois pas comparables d'un prospect à l'autre. Les prospects de base sont alors utilisés dans le but d'homogénéiser les données. A ce stade du traitement, les données sont des valeurs flottantes correspondant à des mesures relatives de gravité, nécessitant une transformation en valeur absolue du champ de pesanteur. L'expression des données sous cette forme standard permet de rendre l'intégralité des données acquises, par exemple à des périodes différentes, comparables entre elles.

Un réseau de bases existe sur l'ensemble du globe (International Gravity Standardization Network, 1971), où la valeur absolue de gravité est connue. Dans un premier temps, chaque base du prospect considéré doit être rattachée à l'une de ces bases internationales. Ainsi, la gravité absolue des stations de chaque prospect est déterminée comme suit :

$$G_{abs_station} = G_{rel_station} - G_{abs_base}$$

Avec :

$G_{abs_station}$ la gravité absolue à la station considérée du prospect ;

$G_{rel_station}$ la gravité relative à cette station ;

G_{abs_base} la gravité absolue à la base internationale sélectionnée.

Dans le cadre de cette étude, la base internationale est celle de l'OVPF, dont la valeur absolue est de 978638.1143 mGal (positionnement : 55°57'18 E; 21.2086 S; altitude 1550 m) (M. Amalvic, communication personnelle, 2004).

V. LES CORRECTIONS

V.1. Calcul de l'anomalie de Bouguer

V.1.1. Définition : signification de l'anomalie de Bouguer

Les traitements préliminaires appliqués aux valeurs gravimétriques brutes mesurées permettent d'obtenir, en chaque station, la valeur absolue de la gravité G_{abs} calibrée, corrigée des dérives et rattachée au réseau international.

La Terre réelle diffère d'un modèle de Terre (Fig. 2-16a) par l'existence de structures géologiques complexes de densité variable, à l'origine de l'anomalie de Bouguer. Comme décrit précédemment, l'anomalie de Bouguer AB_S en une station S de coordonnées (x, y, z) correspond à la différence entre la valeur de gravité G_{abs} en cette station et la valeur théorique de la gravité en un point M (x, y, z) sur l'ellipsoïde de référence. Le point M de coordonnées (x, y, z), projection de la station S, s'élève à la verticale jusqu'à l'altitude z (Fig. 2-16b). Le modèle est ensuite complété en superposant à l'ellipsoïde la topographie réelle à laquelle est attribuée une densité constante, la densité de correction. Ainsi, un plateau d'épaisseur z est tout d'abord ajouté à l'ellipsoïde, puis la surface de ce plateau est modifiée autour du point S pour correspondre à la topographie réelle (Fig. 2-16c).

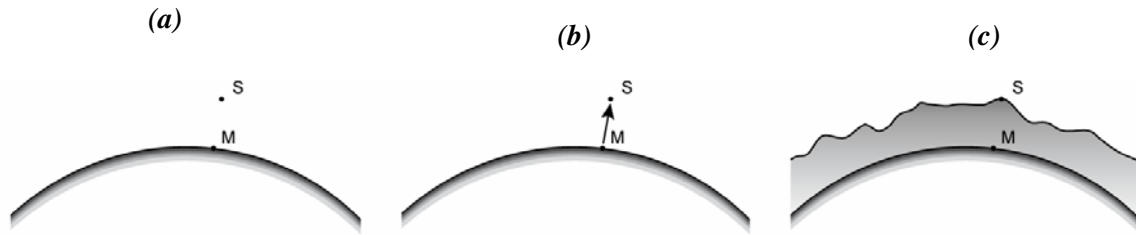


Figure 2-15: Principe du calcul de l'anomalie de Bouguer. **a)** Modèle de Terre ; **b)** Correction à l'air libre ; **c)** Corrections de plateau, de courbure et topographique.

Afin d'extraire une anomalie de Bouguer caractéristique d'une structure profonde (de l'ordre de quelques kilomètres), ce modèle de Terre doit être amélioré pour s'approcher au mieux de la réalité. En d'autres termes, la valeur de la pesanteur théorique (G_0) doit être corrigée des effets d'altitude (correction à l'air libre ou CAL), de plateau-courbure (CP_{bul}) et de topographie (CT). L'anomalie de Bouguer s'écrit alors :

$$AB_S = G_{abs} - (G_0 - CAL + CP_{bul} \rho_{cor} - CT)$$

Avec :

G_{abs} la valeur théorique de G à la surface de l'ellipsoïde de référence au point M de coordonnées (x, y, z);

CAL l'effet gravimétrique de l'altitude (ou correction à l'air libre) et du plateau d'épaisseur z (ou correction de plateau) ;

$CP_{bul} \rho_{cor}$ l'effet gravimétrique du plateau et de la courbure (ou correction de plateau-courbure), pour une densité de correction ρ_{cor} ;

CT l'effet gravimétrique de la topographie reconstituée à la surface du plateau (ou correction topographique).

V.1.2. Calcul du G_0

En un point M à la surface de l'ellipsoïde, G_0 est la résultante de l'accélération due à la force d'attraction exercée en ce point par la masse de l'ellipsoïde et de l'accélération centrifuge en M due à la rotation de la Terre sur elle-même. Par conséquent, G_0 varie en fonction de la latitude du point M et reste constante quelque soit la longitude.

Cette correction est généralement calculée à partir d'une Formule de Gravité Internationale (FGI), dont les constantes sont définies sur la base de l'ellipsoïde de référence approuvé par l'Association Internationale de Géodésie (AIG). Cet ellipsoïde modélise au mieux les paramètres géométriques et dynamiques de la Terre. Le dernier ellipsoïde adopté par l'AIG est le GRS80 (Geodetic Reference System 1980) est une approximation, basée sur des mesures gravimétriques datant de 65 ans, de la formule de Somigliana utilisée en géodésie (Moritz, 1980). Dans le cadre de cette étude, la formule géodésique bénéficiant de la plus récente mise à jour et constituant la référence internationale (Featherstone et Dentith, 1997) a été privilégiée.

La pesanteur théorique s'exprime alors sous la forme:

$$G_0 = G_{\text{éq}} \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}$$

Avec :

$k = 0.0052790414$ et $e = 0.0000232718$, deux constantes dépendant de la forme et de la vitesse de rotation de la Terre ;

$G_{\text{éq}} = 978032.67715$ la pesanteur théorique à l'équateur ;

ϕ la latitude de la station considérée sur l'ellipsoïde de référence.

V.1.3. La correction d'altitude, ou correction à l'air libre (CAL)

La gravité diminue de façon inversement proportionnelle à la distance au carré lorsque l'on s'éloigne du centre de masse de la Terre. La correction à l'air libre tient compte de cet effet lorsque le G_0 , situé sur l'ellipsoïde de référence au point M, est amené à l'altitude z de la station de mesure S (Fig. 2-16b). Une première approximation communément employée en géophysique est basée sur un modèle de Terre sphérique telle que:

$$CAL = \frac{\bar{g}}{R} z$$

Avec :

\bar{g} la gravité moyenne sur une Terre sphérique de rayon R ;

z l'altitude de la station (en mètres).

Plus communément, cette correction équivaut à un gradient de 0.3086 mGal par mètre, soit :

$$CAL = 0.3086z$$

Une autre formule, prenant en compte la forme ellipsoïdale de la Terre, est donnée par le calcul d'une expansion de Taylor de la pesanteur théorique (Featherstone et Dentith, 1997), telle que :

$$CAL = \frac{2G_0}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi)z - \frac{3G_0}{a^2} z^2$$

Avec :

f l'aplatissement géométrique de l'ellipsoïde de référence ;

m le paramètre géodésique correspondant au rapport entre les forces gravitationnelles et centrifuges à l'équateur ;

a une constante géométrique propre à l'ellipsoïde de référence.

A titre indicatif, la différence entre ces formules est de -0.4986 au sommet du Mont Everest (soit ± 8848 m).

V.1.4. La correction de plateau et de courbure (ou de Bullard B, CPbul)

La correction à l'air libre seule est insuffisante, dans la mesure où elle ne considère pas la tranche de terrain située sous la station de mesure S (Fig. 2-16c).

La correction de plateau permet de prendre en compte l'attraction gravitationnelle d'un tel plateau homogène de dimension infinie entre l'ellipsoïde de référence et la station de mesure (Fig. 2 17a), donnée par :

$$CP = 2\pi G \rho_{cor} z$$

Avec :

$G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, la constante de gravitation universelle ;

ρ_{cor} la densité de correction, c'est-à-dire la densité moyenne attribuée arbitrairement au plateau ;

z l'altitude de la station gravimétrique.

Néanmoins, dans le cas de prospections géophysiques couvrant de grandes surfaces, le modèle de plateau d'extension infinie est peu réaliste et il convient de prendre en compte l'effet de la courbure de la Terre. En effet, l'utilisation de la correction de plateau simple peut introduire une composante artificielle variable d'une station à l'autre dans l'anomalie de Bouguer. Ainsi, la correction de courbure tend à devenir un standard dans le calcul de l'anomalie de Bouguer (Lafehr, 1991a; Deplus et

al., 1995). Les diverses campagnes menées sur l’île de La Réunion couvrent la quasi-totalité de l’île, justifiant l’intérêt de cette correction.

Plus en détail, la correction de courbure (ou correction Bullard_B) (Lafehr, 1991a) permet, d’un point de vue gravimétrique, de convertir le plateau d’extension infinie en une calotte hémisphérique de 166.7 km de rayon, plus conforme à la réalité (Fig. 2-17b). Cette valeur représente le standard pour ce paramètre et correspond au rayon maximal de la zone O du système Hayford-Bowie. Cette correction s’écrit :

$$CP_{bul} = 2\pi G\rho_{cor}(\mu z - \lambda R)$$

Avec :

z l’altitude de la station considérée ;

G la constante de gravitation universelle ;

ρ_{cor} la densité de correction ;

$R = R_0 + z$ la distance entre le centre du globe et la station considérée ;

μ et λ des variables sans dimension définies par LaFehr (1991b).

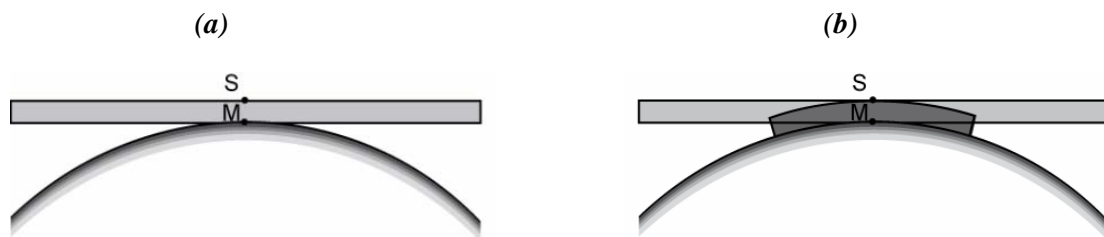


Figure 2-16 : Principe de la correction de courbure. **a)** Plateau d’extension infinie (en gris clair) considéré dans la correction de plateau classique ; **b)** Calotte hémisphérique (en gris foncé) prise en compte dans la correction de courbure.

V.1.5. Correction topographique (ou de terrain, CT)

La correction de plateau étant insuffisante dans la plupart des cas, il est nécessaire de tenir compte de l’excès et du défaut d’attraction dû respectivement aux bosses et aux creux topographiques qui forment le relief environnant (Fig. 2-18). La correction topographique est toujours positive, la composante verticale étant orientée vers le haut.

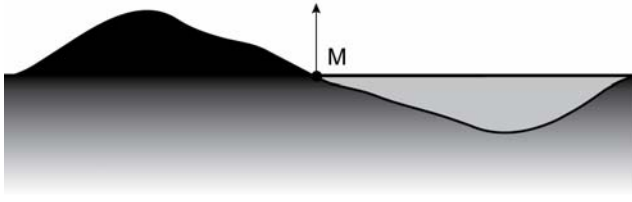


Figure 2-17: Effet gravimétrique des 'creux' et des 'bosses' topographiques du relief environnant autour de la station de mesure.

Avant le développement des méthodes informatiques, la méthode traditionnelle de calcul des corrections topographiques était basée sur l'emploi des abaques de Hammer (Hammer, 1939), constitués d'une série de cercles concentriques délimitant des zones divisées en un certain nombre de portions (Fig. 2-19).

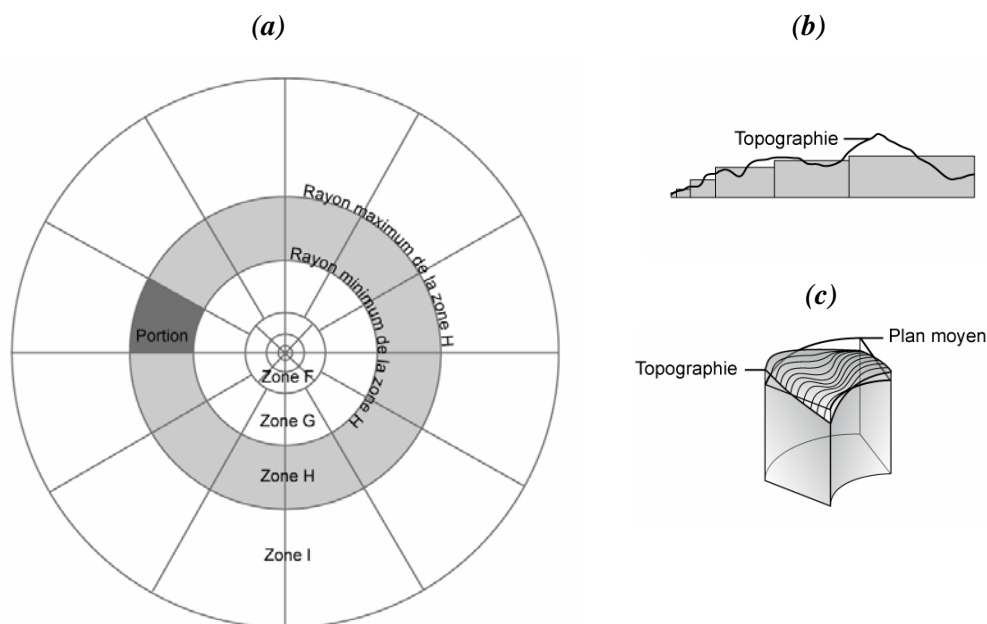


Figure 2-18 : Principe des corrections topographiques par abaques de Hammer (Hammer, 1939). **a)** Abaque de Hammer. L'espace autour de la station est divisé en zones concentriques, chacune d'entre elles divisée en portions dont est estimée l'altitude moyenne ; **b)** En coupe ; **c)** En 3D.

Cette méthode, longue et fastidieuse, ne sera pas détaillée, les techniques de calcul modernes ainsi que l'utilisation de MNT permettant d'automatiser les calculs et de rendre les résultats plus objectifs.

Dans le cadre de cette étude, comme pour l'essentiel des corrections gravimétriques, les corrections topographiques ont été calculées par l'intermédiaire du logiciel Oasis Montaj. Le système de calcul permet de définir une zone lointaine à partir d'un MNT régional dont le maillage est relativement grossier, ainsi qu'une zone proche calculée à partir d'un MNT local plus détaillé (Fig. 2-20).

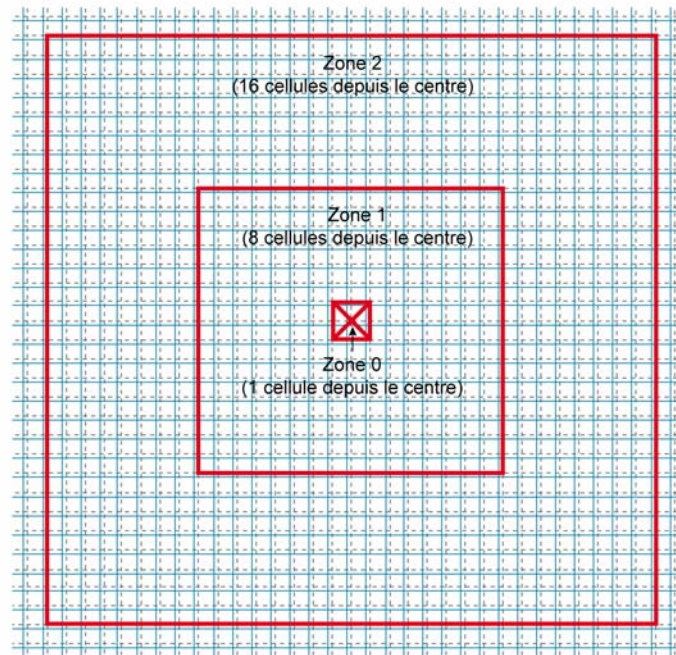


Figure 2-19: Principe de calcul des corrections de terrain du logiciel Oasis Montaj (Geosoft). Le maillage représenté en bleu (lignes pleines) correspond au MNT régional, le maillage représenté en gris (lignes pointillées) correspond à la grille utilisée dans le calcul des corrections de terrain.

Considérant notre jeu de données, la zone proche correspond à une aire de 5 km×5 km centrée sur chaque station, tandis que la zone lointaine s'étend jusqu'à 167 km. Pour les données acquises à terre, nous avons utilisé les MNT à 25 m et 500 m de résolution de l'IGN pour les zones proche et lointaine respectivement.

Dans le cas des données gravimétriques marines, les données étant acquises à une certaine distance de la surface, nous avons utilisé les MNT à 500 m et 1000 m de résolution pour les zones proche et lointaine respectivement.

A terre, les corrections de terrain ont été appliquées différemment selon la période d'acquisition des données, prenant en compte l'important bouleversement topographique associé à l'éruption de 2007 du Piton de la Fournaise (Chapitre 1 § III.1.4.3). Ainsi, pour les données postérieures à l'effondrement du cratère Dolomieu, le MNT à 25 m de résolution (Fig. 2-21a) a été modifié (Fig. 2-21b) en utilisant les nouvelles données topographiques de Urai et al. (2007).

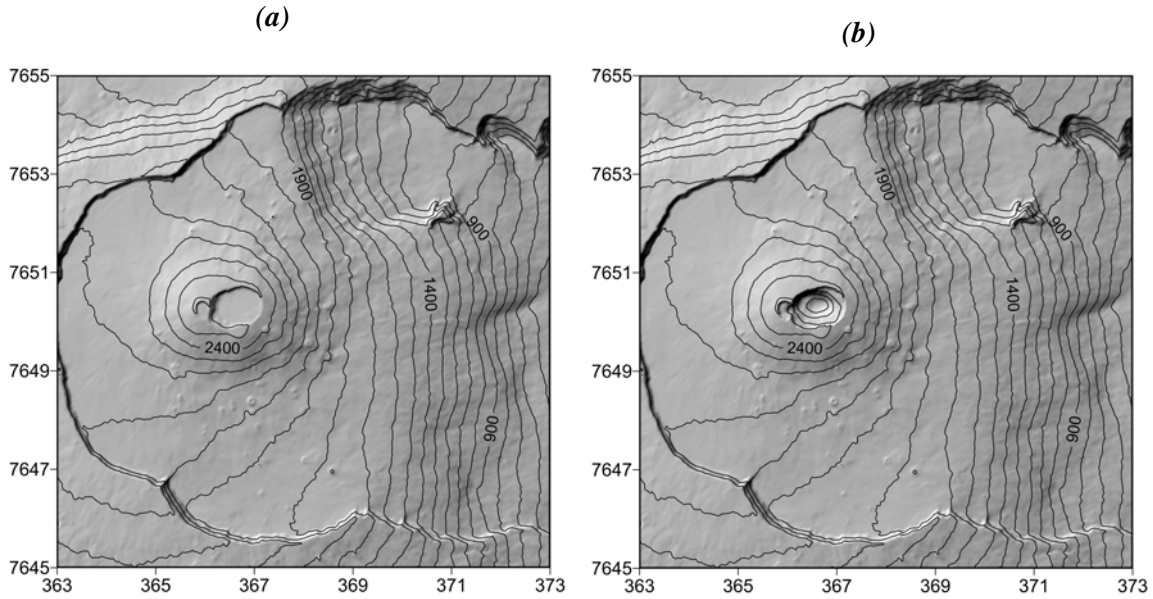


Figure 1-20 : **a)** Extrait du MNT à 25 m de résolution de l'IGN ; **b)** Extrait du MNT à 25 m de résolution de l'IGN modifié à partir des données topographiques post-effondrement (Urai et al., 2007) pour rendre compte de l'effondrement du cratère Dolomieu. Intervalle des isocontours : 100 m. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

Les corrections topographiques ont également été calculées à l'aide d'un programme développé par Jean-Luc Froger (CORTOPO, 1996), inspiré du modèle des prismes coniques d'Olivier et Simard (1981) et modifié dans un souci de précision et de conformité à la réalité. Dans ce modèle, le relief de chaque portion de l'abaque de Hammer est approché par un plan de régression calculé à l'aide des coordonnées (x, y, z) des nœuds du MNT inclus dans la portion considérée (Fig. 2-21b). La valeur de la correction topographique de cette portion est alors donnée par :

$$G_c = G\sigma \int_1^2 \int_0^{(r-A)B} \int_{\Omega_1}^{\Omega_2} \frac{zr}{(z^2 + r^2)^{3/2}} dr dz d\Omega$$

Avec :

G la constante de gravitation universelle ;

ρ_{cor} la densité de correction ;

$$A = \frac{(r_1 h_2 - r_2 h_1)}{(h_2 - h_1)} ;$$

$$B = \frac{(h_1 - h_2)}{(r_1 - r_2)} ;$$

r_1 le rayon minimum de la zone où se situe la portion considérée ;

r_2 le rayon maximum de la zone où se situe la portion considérée ;

$$\Omega_1 \Omega_2 = \frac{2\pi}{n}, \text{ avec } n \text{ le nombre de portion dans la zone ;}$$

h_1 et h_2 les altitudes du plan de régression à une distance r_1 et r_2 respectivement de la station.

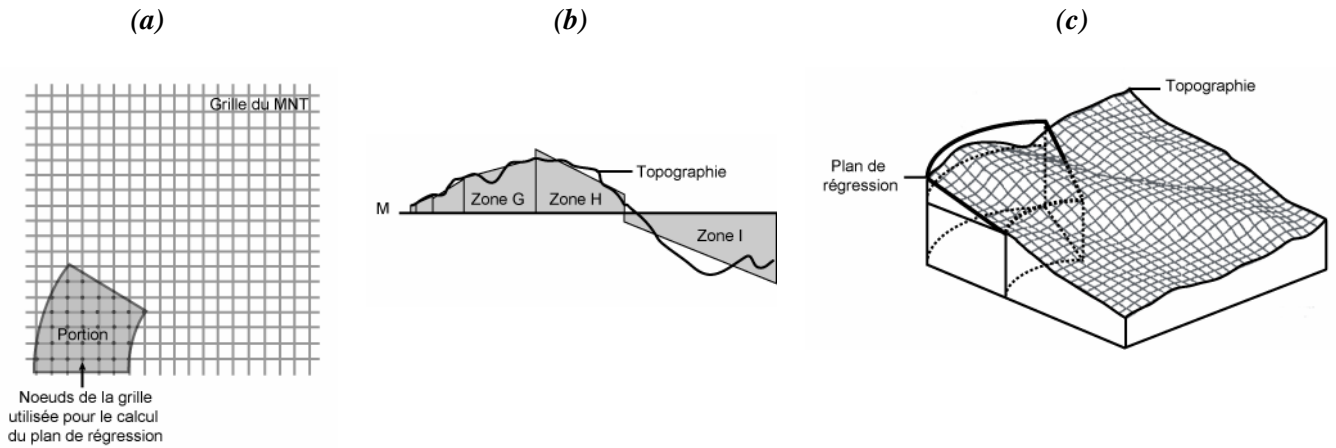


Figure 2-21 : Principe du calcul des corrections topographiques par la méthode des prismes coniques (Olivier et Simard, 1981) ; **a)** En plan ; **b)** En coupe ; **c)** En 3D.

La fiabilité de ce programme de corrections topographiques a été testée par Lambert (2003) en comparant des valeurs obtenues avec la méthode de l'abaque de Hammer.

Parallèlement, les corrections topographiques calculées avec le logiciel Oasis Montaj ont été comparées avec les valeurs déterminées par l'intermédiaire du programme CORTOPO. L'écart entre les deux jeux de corrections s'avère très faible, permettant ainsi de valider la méthode de traitement par Oasis Montaj.

Les corrections de terrains ainsi déterminées varient entre 10.14 et 17.64 mGal, avec une moyenne de 16.39 mGal pour les données de gravité acquises à terre, et entre $1 \cdot 10^{-4}$ et 0.18 mGal, avec une valeur moyenne de 0.05 mGal pour les données de gravité acquises en mer.

Comme dans le cas de la correction de plateau, les corrections topographiques sont habituellement calculées jusqu'à une distance de 167 km, correspondant au rayon maximum de la zone O de Hayford-Bowie. Il n'existe pas réellement de justification rigoureuse à cette limite arbitraire. L'argument généralement avancé est que, au-delà de cette distance, l'effet de la topographie s'exerce avec une intensité sensiblement équivalente sur chaque station. En réalité, tout dépend de l'extension de la zone considérée. Ce principe est vérifié lorsque les stations de mesure sont regroupées dans une zone restreinte, de quelques dizaines à quelques centaines de km^2 . Inversement, si la zone prospectée couvre plusieurs milliers de km^2 ou plus, limiter les corrections topographiques à un rayon de 167 km entraîne parfois des anomalies artificielles.

V.2. Ajustement des données gravimétriques marines

Les données marines dont nous disposons correspondent aux valeurs d'anomalie à l'air libre lissée de la correction d'Eötvos, simplifiant considérablement le calcul de l'anomalie de Bouguer finale.

La correction majeure à apporter aux données gravimétriques acquises en mer est la correction des écarts aux croisements (cf § III.3.3.4). Les mesures d'anomalie à l'air libre ont tout d'abord été ajustées indépendamment au sein de chaque campagne. Les profils ont été sélectionnés en fonction de la qualité apparente des données et de l'homogénéité des profils de vitesses. Les profils d'orientation similaires sont ainsi isolés et considérés comme des lignes de référence à l'ajustement de l'ensemble des données de chaque campagne. Les différents jeux de données ainsi corrigés à leur propres points de croisements ont été injectés un à un au jeu de données de Forever (2006), de la campagne la plus récente (Eroder, 2006) à la plus ancienne (Gallieni, 1995), en raison de l'importante aire couverte par Forever et d'une meilleure qualité des mesures les plus récentes.

Les données ainsi nivelées et homogénéisées entre elles sont par la suite traitées et corrigées des effets topographiques, selon la même procédure que pour les mesures effectuées à terre, l'influence de la mer remplaçant celle de l'atmosphère.

V.3. Choix de la densité de correction

V.3.1. Généralités

Comme décrit précédemment, la définition de l'anomalie de Bouguer fait appel à la notion de modèle de Terre, géométriquement défini comme un ellipsoïde de référence, auquel est ajoutée une calotte hémisphérique dont la surface supérieure correspond à la topographie. Le choix d'une densité de correction revient à compléter le modèle en affectant à cette calotte hémisphérique une densité constante.

Les anomalies de Bouguer traduiront donc l'effet gravimétrique de structures enterrées au sein de cette calotte, dont la densité diverge de la densité de correction (Fig. 2-22). L'anomalie sera positive si la densité du corps est supérieure à la densité de correction, et négative dans le cas contraire. Les structures de densité égale à la densité de correction ne produiront donc aucune anomalie. Par conséquent, l'aspect général de l'anomalie de Bouguer sera relativement variable selon la densité de correction adoptée.

Le choix de la densité de correction constitue donc un paramètre crucial en vue d'une interprétation cohérente de l'anomalie de Bouguer, mais s'avère être un problème délicat particulièrement en domaine volcanique.

En effet, la topographie est généralement influencée par les structures géologiques internes (Fig. 2-23 ; Williams et Finn, 1985), impliquant une corrélation entre la topographie et l'anomalie de Bouguer en contexte volcanique.

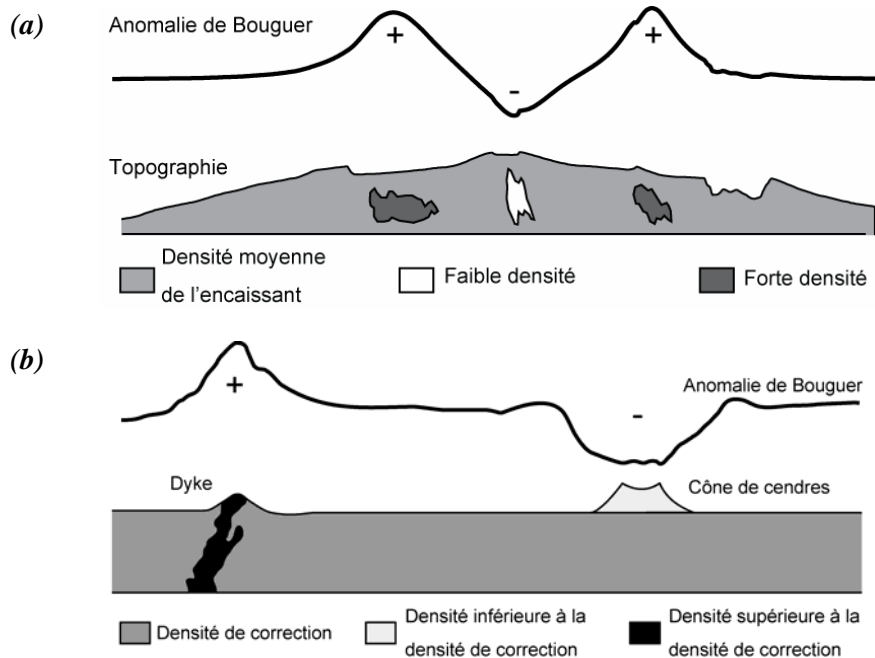


Figure 2-22: a) Effet gravimétrique de corps plus ou moins denses sur l'anomalie de Bouguer ; b) Corrélation entre la topographie et l'anomalie de Bouguer en contexte volcanique.

Différentes méthodes peuvent être envisagées pour déterminer la densité de correction :

- ✓ La première approche consiste à *choisir une densité de correction arbitraire*, traditionnellement de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, correspondant à la densité moyenne des roches crustales. Une telle méthode se justifie pour des prospections intéressantes de vastes zones, où la densité moyenne des terrains peut, en effet, être assimilée à une telle valeur.
- ✓ *La méthode de Nettleton (1939)*, consistant à choisir la densité minimisant la corrélation entre l'anomalie de Bouguer et la topographie, c'est-à-dire la densité moyenne des formations sur la zone prospectée. Une méthode similaire est également utilisée, celle de Parasnis (1962), dans laquelle la densité moyenne des roches est approximée par la pente d'une droite de régression, dans un graphe où la somme des corrections à l'air libre et de plateau est reportée en fonction de l'altitude. Toutefois, ces deux méthodes apparaissent peu adaptées aux prospections en contexte volcanique, où la topographie est influencée par les structures géologiques internes, comme explicité auparavant.

✓ La dernière méthode consiste en *une mesure directe de la densité* sur les formations, la densité de correction choisie correspondant alors à la densité moyenne sur un grand nombre d'échantillons représentatifs des terrains étudiés. En pratique, cette approche nécessite de disposer d'échantillons prélevés en profondeur par l'intermédiaire de forages, ce qui est relativement rare.

Par ailleurs, une même roche présente parfois une grande variabilité de densités, liée aux variations de porosité et de teneur en eau en fonction de la profondeur, mais également aux phénomènes d'altération.

V.3.2. Cas de l'Ile de La Réunion

V.3.2.1. Généralités

Les forages profonds entrepris sur l'Ile de La Réunion dans le cadre des premières investigations géothermiques (l'un dans le Cirque de Salazie, l'autre dans la zone du Grand Brûlé) donnent une valeur pour la densité des coulées de laves et de pyroclastites de 2.5 à $2.9 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, et de 3.1 à $3.35 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ pour les roches hypovolcaniques grenues ou microgrenues, les gabbros, et les roches cumulatives (Demange et al., 1989). Ces valeurs peuvent raisonnablement être utilisées pour définir la gamme de variation de densité des formations géologiques de La Réunion.

Par ailleurs, dans le cas de l'Ile de La Réunion, la densité de correction la plus fréquemment utilisée par les auteurs est de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

V.3.2.2. Estimation de la densité de correction générale

En relation avec la topographie accidentée de l'édifice volcanique, les effets de terrain apparaissent significatifs à La Réunion. Dans le but de déterminer une densité de correction optimale minimisant la corrélation entre l'anomalie de Bouguer et l'altitude, une série de cartes d'anomalie de Bouguer a été construite pour différentes densités de correction, de $1.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ à $3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ avec un pas de $0.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (Fig. 2-24). Cette approche, basée sur la méthode de Nettleton (1939), offre une vision plus complète et plus objective des informations intrinsèques contenues dans l'anomalie de Bouguer. Selon les zones étudiées, la densité de correction pourra différer, la densité moyenne des divers secteurs pouvant varier en fonction de leur localisation et de la surface considérée.

La valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer varie entre 100.72 mGal ($\rho=1.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) et $343,22 \text{ mGal}$ ($\rho=3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$).

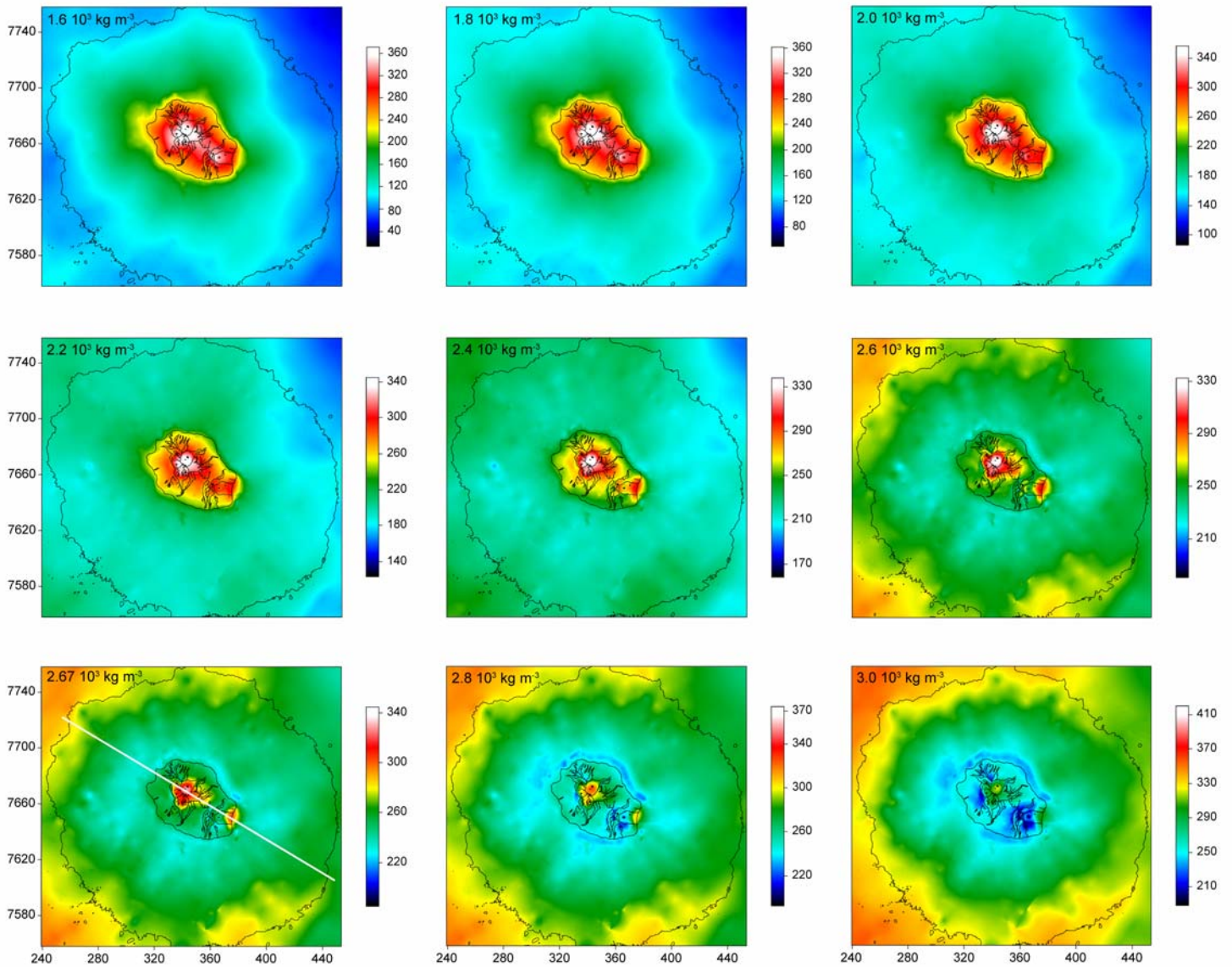


Figure 2-23 : Cartes d'anomalies de Bouguer calculées pour différentes densités de correction. Les contours à 0 et -4000 m sont représentés.

Les différentes cartes d'anomalie de Bouguer ainsi calculées partagent plusieurs caractères généraux, avec des zones communes clairement exprimées (Fig. 2-24):

- Une zone positive relative associée aux cirques du Piton des Neiges ;
- Une zone positive relative au niveau du flanc est du Piton de la Fournaise, se prolongeant en mer;
- Une zone négative relative associée aux flancs immergés du complexe. Notons que, pour les cartes calculées avec une densité de correction supérieure à $2.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, cette anomalie négative semble étroitement limitée par l'isobathe -4000 m.

La valeur de la densité de correction influe essentiellement sur l'amplitude et l'extension des différentes anomalies décrites précédemment, ces dernières apparaissant plus continues pour des densités de correction extrêmes (de $1.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ à $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et supérieures à $3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$).

Plus en détail, les anomalies observées à terre et la topographie apparaissent étroitement corrélées pour des valeurs de densité de 1.6 à $2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, et anti-corrélées pour des valeurs excédant $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (Fig. 2-25). Une densité de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ semble quant à elle minimiser au mieux la corrélation anomalie-topographie à l'échelle de la carte générale, et ce même au niveau des larges vallées profondes entaillant l'édifice volcanique. Concernant les flancs immergés du système volcanique, la corrélation apparaît minimum pour une densité de correction inférieure, proche de 2.2 - $2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Cependant, dans le but de simplifier l'interprétation, une valeur homogène de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ sera privilégiée comme densité de correction à l'échelle du système dans son ensemble.

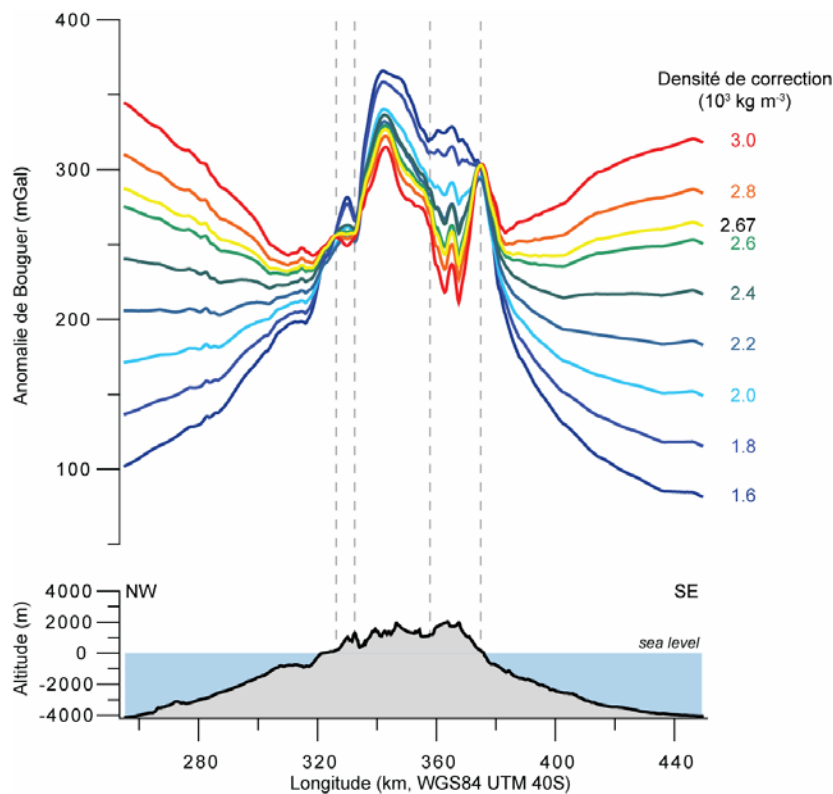


Figure 2-24: Anomalie de Bouguer calculée pour différentes densités de correction selon le profil général NW-SE localisé dans la figure 2-24.

V.3.2.3. Estimation de la densité de correction locale✓ *Estimation 1D*

Dans le cas de terrains volcaniques, l'anomalie de Bouguer et la topographie sont souvent corrélées, dans la mesure où les zones les plus élevées correspondent généralement aux centres éruptifs et donc à la présence de formations denses en profondeur. Comme mentionné précédemment, les divers tests réalisés avec la méthode de Nettleton (1939) ne permettent pas de définir une densité de correction unique sur l'intégralité des zones émergées étudiées. Si, à l'échelle de l'île sensu stricto, la structure gravimétrique générale semble bien représentée par une valeur moyenne de densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, des valeurs moindres apparaissent plus adaptées au niveau du Piton de la Fournaise notamment (Fig. 2-26).

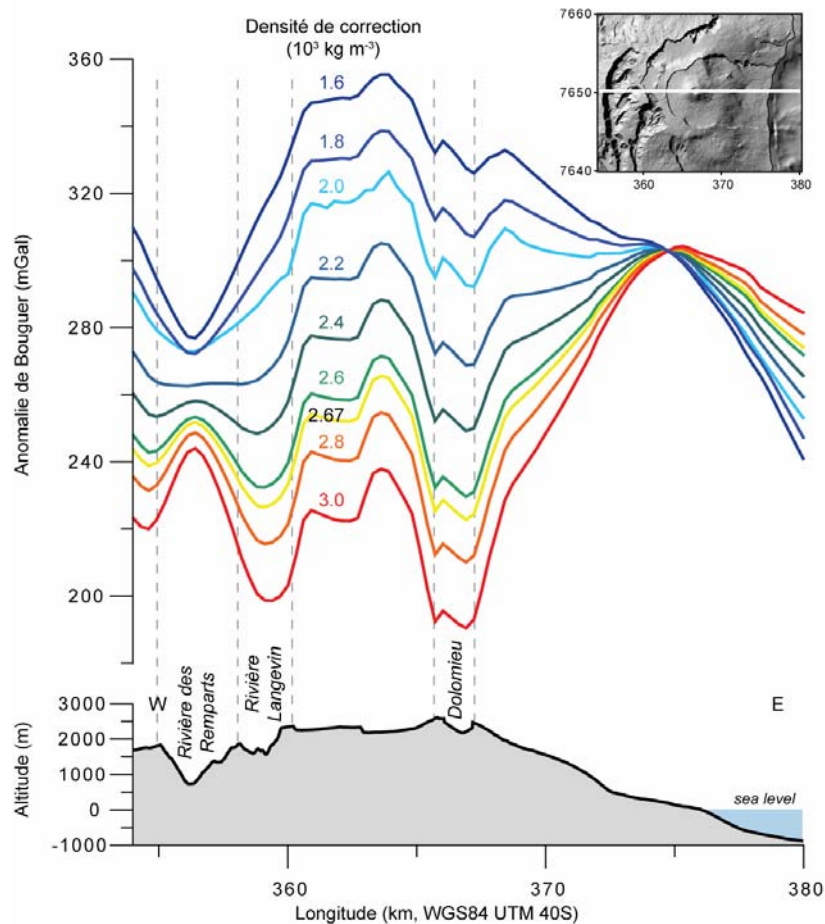


Figure 2-25 : Anomalie de Bouguer locale sur la zone centrale du Piton de la Fournaise calculée pour différentes densités de correction, selon le profil E-W localisé dans l'encadré en haut à droite.

Les tests effectués au niveau de la zone centrale du Piton de la Fournaise, et plus particulièrement au niveau des vallées profondes qui entaillent la partie occidentale du massif

(Rivière des Remparts, Rivière Langevin), mettent en évidence une corrélation anomalie-topographie minimisée pour une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (Fig. 2-26).

✓ *Estimation par observations de terrain et sur échantillon*

En premier ordre, une telle valeur de densité de correction semble peu réaliste pour caractériser les formations de la zone active du Piton de la Fournaise. Toutefois, l'effondrement récent du cratère Dolomieu offre désormais une coupe au sein du Cône Central, mettant à l'affleurement des coulées de laves généralement peu épaisses, hautement scoriacées (Fig. 2-27) et la présence sous-jacente d'un cône de scorie (Michon et al., 2009).

Macroscopiquement, la pile de coulées de laves édifiant le Cône Central devrait être très peu dense, justifiant ainsi le choix d'une densité de correction plus faible dans ce secteur particulier. Quantitativement, des mesures directes ont été effectuées sur des échantillons scoriacés prélevés en 2008 en bordure du cratère et sélectionnés pour représenter l'essentiel des formations reconnues au niveau de la zone centrale du Piton de la Fournaise.

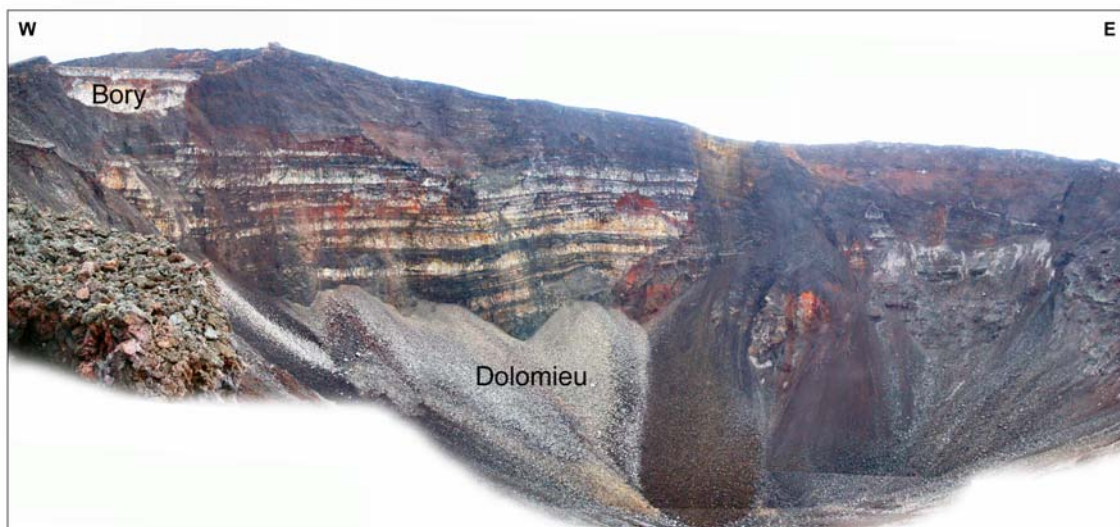


Figure 2-26 : Photographie de la paroi ouest et nord du cratère Dolomieu, mise à l'affleurement suite à l'effondrement d'avril 2007.

Les valeurs de densités ont été estimées approximativement par simple calcul de masse volumique, dont les résultats principaux sont présentés dans le tableau 2-06.

	Echantillon (cube)			
	Projection (Pr)		Scorie (ScI)	
Volume externe (cm ³)	61.22	61.57	41.02	37.63
Ecart-type (cm ³)	0.12	0.13	0.05	0.08
Incertitude (%)	0.20	0.21	0.13	0.21
Masse du cube (g)	164.67	164.67	63.54	63.54
Densité du cube (10 ³ kg m ³)	2.69	2.67	1.55	1.69
Incertitude (%)	0.01	0.01	0.00	0.00

Tableau 2-06 : Exemple de mesures de densité effectuées sur quelques échantillons représentatifs de la zone centrale du Piton de la Fournaise, par simple calcul de masse volumique.

Bien que ces estimations ne restent que peu représentatives dans un tel contexte, les quelques valeurs déterminées confirment la faible densité des formations de la zone centrale du Piton de la Fournaise et permettent de valider le choix d'une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

✓ Estimation 2D

Selon une approche similaire, l'étude 2D de la carte d'anomalie de Bouguer a permis de définir la distribution des densités de correction minimisant la corrélation anomalie-topographie à l'échelle de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Cette corrélation présente une importante dispersion (Fig. 2-28a), impliquant des zones d'altitudes différentes et de nature variable. L'isolement de chaque secteur ou nuage de points nécessitant une densité de correction similaire permet ainsi de différencier plusieurs zones (Fig. 2-28b), imageant une distribution particulière en accord avec l'hétérogénéité supposée des formations volcaniques du Piton de la Fournaise.

Ainsi, quatre zones majeures peuvent être isolées (Fig. 2-28b) :

- La première (aire verte) couvre l'essentiel de la zone centrale du Piton de la Fournaise, avec un coefficient de corrélation minimum pour une densité de correction de $2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.
- La seconde (aire bleue) est restreinte au Cône Central, la Plaine des Sables, limitée vers le nord au niveau du Fond de la Rivière de l'Est et se prolongeant vers l'ouest en bordure de la Rivière Langevin et de la Rivière des Remparts. Le coefficient de corrélation est minimum pour une densité de correction de 2.0 à $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ environ.
- La troisième (aire rouge) est localisée au nord-est de la zone étudiée, avec un coefficient de corrélation minimum pour une densité de correction de $3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ en moyenne. Cette valeur, très élevée par rapport à l'essentiel de la zone étudiée, peut s'expliquer par l'influence gravimétrique du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges au nord-ouest, caractérisé par une forte densité.

- La quatrième (aire orange) est associée à la partie immergée dans le prolongement est du Piton de la Fournaise, avec un coefficient de corrélation minimum pour une densité de $2.8 \text{ à } 3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ environ. Ce résultat, surprenant pour des formations sous-marines, s'explique aisément dans la mesure où cette analyse partielle est réalisée sans considérer l'influence de l'eau, de densité inférieure ($1.027 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$).

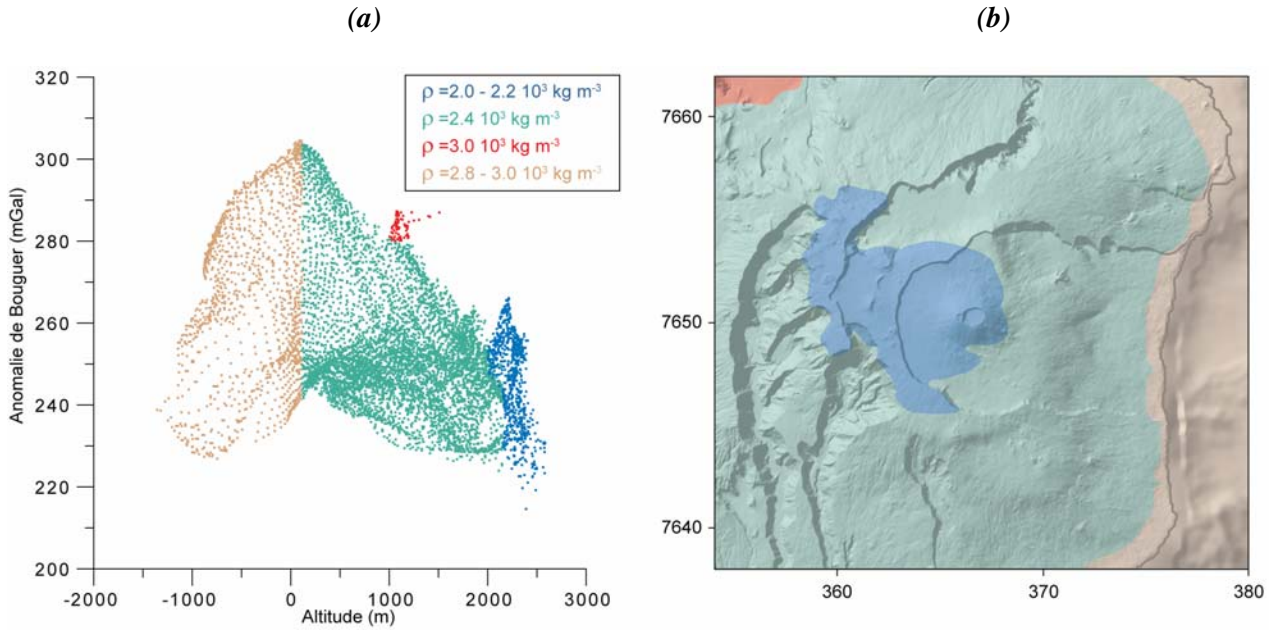


Figure 2-27 : *a*) Corrélations 2D entre l'anomalie de Bouguer et la topographie à l'échelle de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Les différents secteurs sont définis selon une densité de correction globale; *b*) Répartition en carte des zones définies en (a) ; coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

Par conséquent, une valeur moyenne de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ semble être une densité de correction raisonnable à l'échelle de la zone centrale du Piton de la Fournaise, parallèlement aux résultats obtenus sur les profils de corrélation altitude-anomalie (Fig. 2-26).

V.4. Incertitude sur l'anomalie de Bouguer à terre

L'incertitude sur le calcul de l'anomalie de Bouguer est déterminée selon la précision sur chacune des corrections appliquées à la valeur de gravité initiale :

$$\sigma_{AB} = \sqrt{\sigma_{Gabs}^2 + \sigma_{G0}^2 + \sigma_{CAL}^2 + \sigma_{CP}^2 + \sigma_{CT}^2}$$

Avec :

σ_{Gabs} l'incertitude sur la valeur absolue de la gravité mesurée en chaque station. Elle est déterminée indépendamment pour les stations de chaque investigation, en utilisant les réoccupations

des stations gravimétriques sur l'ensemble d'une même campagne. Elle correspond donc à la moyenne pondérée des écarts types des valeurs mesurées pour chaque station réoccupée, estimée en calculant un écart quadratique moyen à partir des stations réoccupées lors d'une campagne. La valeur de l'incertitude ($\sigma_{G_{abs}}$) s'étend selon la campagne de prospection de 0.065 à 1.259 mGal, avec une moyenne de 0.50 mGal (Lambert, 2003). Concernant la campagne effectuée en 2007, la précision moyenne est de 0.129 mGal environ pour les mesures de gravité absolue.

σ_{G_0} l'incertitude sur la valeur théorique de la gravité à la surface de l'ellipsoïde de référence, avec pour origine l'incertitude sur la détermination de la latitude de chaque station, et donc sur le positionnement en x et y. Elle est donnée par :

$$\sigma_{G_0} = 2G_{\acute{e}q} \alpha \sin(\sigma_{\phi}) \cos(\sigma_{\phi}) + 4G_{\acute{e}q} \alpha_1 \sin^3(\sigma_{\phi}) \cos(\sigma_{\phi})$$

Avec :

$G_{\acute{e}q}$ la pesanteur théorique à l'équateur ;

α et α_1 deux constantes ;

σ_{ϕ} l'incertitude sur la latitude.

L'utilisation du positionnement par GPS différentiel dès 2003, a permis de réduire drastiquement cette incertitude, avec une moyenne de quelques centimètres à quelques décimètres sur le positionnement pour chaque station gravimétriques. La valeur de l'incertitude résultante sur la valeur théorique de gravité (σ_{G_0}) s'étend, selon la campagne de prospection, de 0.0 à 0.082 mGal, avec une moyenne de 0.05 mGal.

σ_{CAL} l'incertitude sur l'anomalie à l'air libre, seulement liée à l'incertitude sur l'altitude (σ_z). La formule utilisée pour le calcul de cette incertitude est naturellement basée sur la formule de correction à l'air libre :

$$\sigma_{CAL} = \frac{2\bar{g}}{R} \sigma_z$$

Avec :

\bar{g} la gravité moyenne sur une Terre sphérique de rayon R ;

σ_z l'incertitude sur l'altitude de la station.

La valeur de l'incertitude sur la correction à l'air libre (σ_{CAL}) s'étend selon la campagne de prospection de 0.011 à 2.312 mGal, avec une moyenne de 1.56 mGal (Lambert, 2003). Concernant la campagne effectuée en 2007, cette valeur varie de 0 à 1.82 mGal, avec une moyenne de 0.27 mGal.

σ_{CP} l'incertitude sur la valeur de correction de plateau, également liée à l'incertitude sur l'altitude (σ_z) et fonction de la densité de correction. L'incertitude finale sur la valeur de la correction de plateau est donnée par la formule suivante :

$$\sigma_{CP} = 2\pi G \rho_{cor} \sigma_z$$

Avec :

G la constante gravitationnelle universelle ;

ρ_{cor} la densité de correction ;

σ_z l'incertitude sur l'altitude, fonction de la détermination de l'altitude par GPS ou non.

La valeur de l'incertitude sur la correction de plateau (σ_{CP}) s'étend selon la campagne de prospection de 0.004 à 0.839 mGal, avec une moyenne de 0.57 mGal (Lambert, 2003). Concernant la campagne effectuée en 2007, cette valeur varie entre 0 et 0.568 mGal, avec une moyenne de 0.003 mGal.

σ_{CT} l'incertitude introduite par la valeur de correction topographique (σ_{CT}), provenant de plusieurs facteurs :

- L'incertitude ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) en (x, y, z) pour la station de mesure considérée ;
- L'incertitude sur les MNT utilisés ;
- L'approximation faite en assimilant la topographie d'un secteur à un plan;
- L'absence de correction au delà de 167 km et le manque de précision pour les corrections proches (< 50 m).

Dans le cas des campagnes antérieures, l'incertitude induite par un positionnement incorrect sur les corrections de terrain a été estimée par Lambert (2003) selon :

$$\sigma_T = \frac{0.063 \rho_{cor}}{\sqrt{12^2 + 24^2}} \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}$$

Toutefois, il est impossible de quantifier rigoureusement cette incertitude, c'est pourquoi nous avons adopté une valeur d'incertitude relative de 25%, comme préconisé par plusieurs auteurs (Gignoux, 1978 ; Richard, 1984). La valeur de l'incertitude sur les corrections topographiques (σ_{CT}) s'étend selon la campagne de prospection de 0 à 0.443 mGal, avec une moyenne de 0.263 mgal.

La valeur de l'incertitude sur l'anomalie de Bouguer finale (σ_{AB}) s'étend, selon la campagne de prospection, de 0.066 à 2.8 mGal, avec une moyenne de 1.8 mGal (Lambert, 2003), et une valeur moyenne de 0.5 mGal environ pour la campagne de 2007 (intervalle de confiance de 95%, soit 1.96σ).

VI. LES POST TRAITEMENTS

Si l'anomalie de Bouguer constitue la base de toute interprétation en termes de structures géologiques, certains documents directement dérivés peuvent également être utilisés. En effet, divers traitements mathématiques (filtrages et calculs de gradients notamment) permettent d'améliorer de façon sélective certains aspects de l'information contenue dans l'anomalie de Bouguer. Ainsi, l'analyse des cartes d'anomalie de Bouguer et des documents dérivés peut être qualitative (forme et répartition des anomalies), et/ou quantitative (amplitude et longueur d'onde des anomalies), mais apporte des informations uniquement qualitatives sur les structures géologiques sources des anomalies. L'ensemble de ces procédures (filtrages, calculs de gradients, etc.), regroupé sous le terme de post-traitements, a été appliqué à la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, l'intégralité de l'information gravimétrique étant représentée.

VI.1. Lissage de la carte d'anomalie de Bouguer et interpolation des données

Dans un premier temps, la fréquence d'acquisition lors des campagnes océanographiques récentes étant très élevée (une mesure toutes les 6 s pour Eroder et une mesure toutes les 30 s pour Forever dans notre jeu de données) et dans le but d'homogénéiser la couverture gravimétrique, les données ont été décimées à une mesure par minute approximativement (Tab. 2-07). Ce traitement permet de réduire la densité des données à une mesure tous les 300 m environ.

Campagne	Nombre de données		Fréquence d'acquisition	Distance entre deux mesures successives
FOREVER	<i>Brutes</i>	20 870	1 mesure / 30 s	1 mesure / 150 m
	Décimées	10 289	1 mesure / 60 s	1 mesure / 300 m
ERODER 1	<i>Brutes</i>	60 431	1 mesure / 6 s	1 mesure / 30 m
	Décimées	8 169	1 mesure / 60 s	1 mesure / 300 m
	Total décimé	20 347		

Tableau 2-07 : Réduction de la densité des données gravimétriques marines acquises lors des campagnes récentes, dans notre secteur d'étude.

Toutefois, la carte d'anomalie de Bouguer résultante demeure caractérisée par la présence d'un signal très haute fréquence, traduisant un niveau de bruit au sein des données, probablement lié à des artefacts lors de l'acquisition des mesures. Ce bruit est lissé par l'intermédiaire d'un filtre passe-bas par transformée de Fourier, appliqué à l'intégralité de la carte d'anomalie de Bouguer marine (Fig. 2-29). Le type et les caractéristiques du filtre ont été déterminés selon une analyse qualitative de la carte

gravimétrique originelle : en fonction de l'amplitude et de la longueur d'onde moyenne du bruit mis en évidence, les longueurs d'onde inférieures à 5 km ont été filtrées.

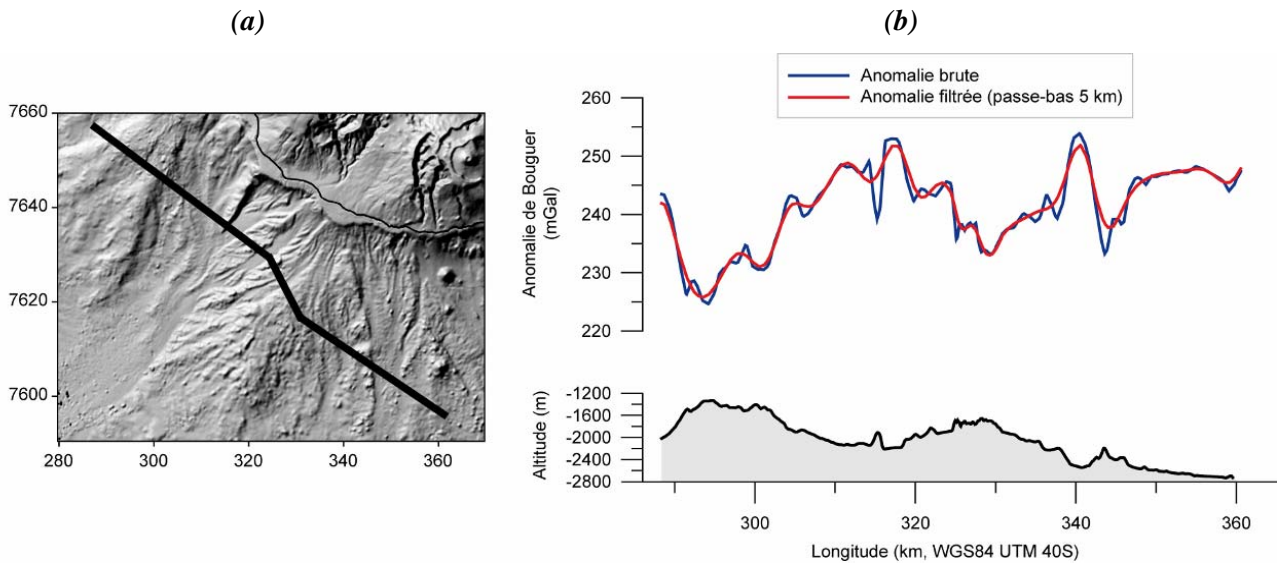


Figure 2-28 : *a) Localisation du profil étudié ; b) Effet d'un filtre passe bas de longueur d'onde 5 km sur l'anomalie de Bouguer brute, selon un profil d'acquisition de la campagne Eroder, localisé en (a).*

Par ailleurs, lors d'une interpolation conventionnelle des données gravimétriques marines, des anomalies allongées de courte longueur d'onde soutenues par plusieurs profils de mesure apparaissent sous la forme d'un ensemble de 'gouttelettes' ellipsoïdales, clairement influencées et attirées par les différents profils (Fig. 2-30a). Ce phénomène local, récurrent à l'échelle de la carte d'anomalie de Bouguer, est minimisé manuellement par des lignes joignant les maxima ou minima entre profils adjacents, lorsqu'ils définissent sans ambiguïté la même anomalie (Fig. 2-30b).

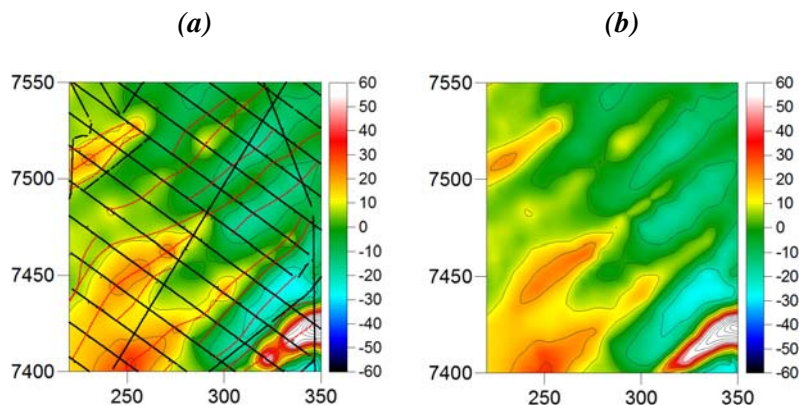


Figure 2-29 : *Lissage de la carte d'anomalies à l'air libre par interpolation supervisée: a) Carte d'anomalie à l'air libre brute, localisation des profils de mesures (en noir) et des lignes joignant les maxima ou minima entre profils adjacents (en rouge) ; b) Carte d'anomalie à l'air libre après lissage et nouvelle interpolation selon les mesures injectées.*

Des valeurs intermédiaires sont alors interpolées entre les différents profils, linéairement le long de ces lignes et intégrées au jeu de données pour conduire l'interpolation finale. Une telle opération permet de lisser la carte initiale, et de mieux définir les différentes anomalies.

VI.2. Extraction d'une anomalie régionale

L'anomalie de Bouguer présente généralement une composante très grande longueur d'onde, ou anomalie régionale, associée à l'effet gravimétrique des structures profondes ou plus étendues. Cette composante est communément éliminée par l'intermédiaire d'un filtre passe-haut (suppression des basses fréquences), annulant l'effet gravimétrique de ces structures correspondant à une anomalie régionale. Bien que cette notion d'anomalie régionale soit toute relative, car dépendante de l'échelle de la région étudiée, elle peut être définie simplement comme *'l'anomalie qui ne nous intéresse pas'* (Telford et al., 1990). Deux approches différentes existent pour définir une régionale :

✓ Lorsque des informations suffisamment précises sont disponibles sur la nature des structures profondes dont on veut éliminer l'effet, une anomalie régionale correspondant à l'effet de ces structures peut être définie par modélisation directe.

✓ Dans le cas contraire, l'anomalie de Bouguer est utilisée, en considérant comme régionale les anomalies de longueur d'onde supérieure à une certaine valeur. Plusieurs techniques existent pour approcher au mieux cette valeur et définir ainsi une régionale satisfaisante :

- L'anomalie de Bouguer peut être ajustée par l'intermédiaire d'une surface polynomiale, correspondant d'autant plus à une tendance régionale que le degré du polynôme est faible.

- Les grandes longueurs d'onde peuvent être éliminées en utilisant un filtre passe-haut dans le domaine des fréquences par transformée de Fourier.

- L'anomalie prolongée vers le haut peut également être utilisée comme régionale. Le prolongement consiste à calculer les valeurs d'anomalie de Bouguer sur une surface située à une certaine altitude au dessus du plan d'observation. Plus cette altitude est élevée, plus les structures profondes responsables des grandes longueurs d'onde sont favorisées par rapport aux structures superficielles associées aux courtes longueurs d'onde, et donc plus le prolongement vers le haut rend compte des tendances régionales.

A l'échelle de notre zone d'étude, une composante très grande longueur d'onde, interprétée comme le signal des structures crustales profondes, apparaît sous la forme d'un plan d'orientation globale nord-est/sud-ouest (Fig. 2-31a). Dans le but de se focaliser sur les structures de subsurface, cette régionale basse fréquence est estimée par l'intermédiaire d'une surface polynomiale de degré 3 (Fig. 2-31b) et soustraite à la carte d'anomalie de Bouguer originale. La carte résiduelle ainsi obtenue (Fig. 2-31c) représente l'anomalie de Bouguer locale, support de notre interprétation.

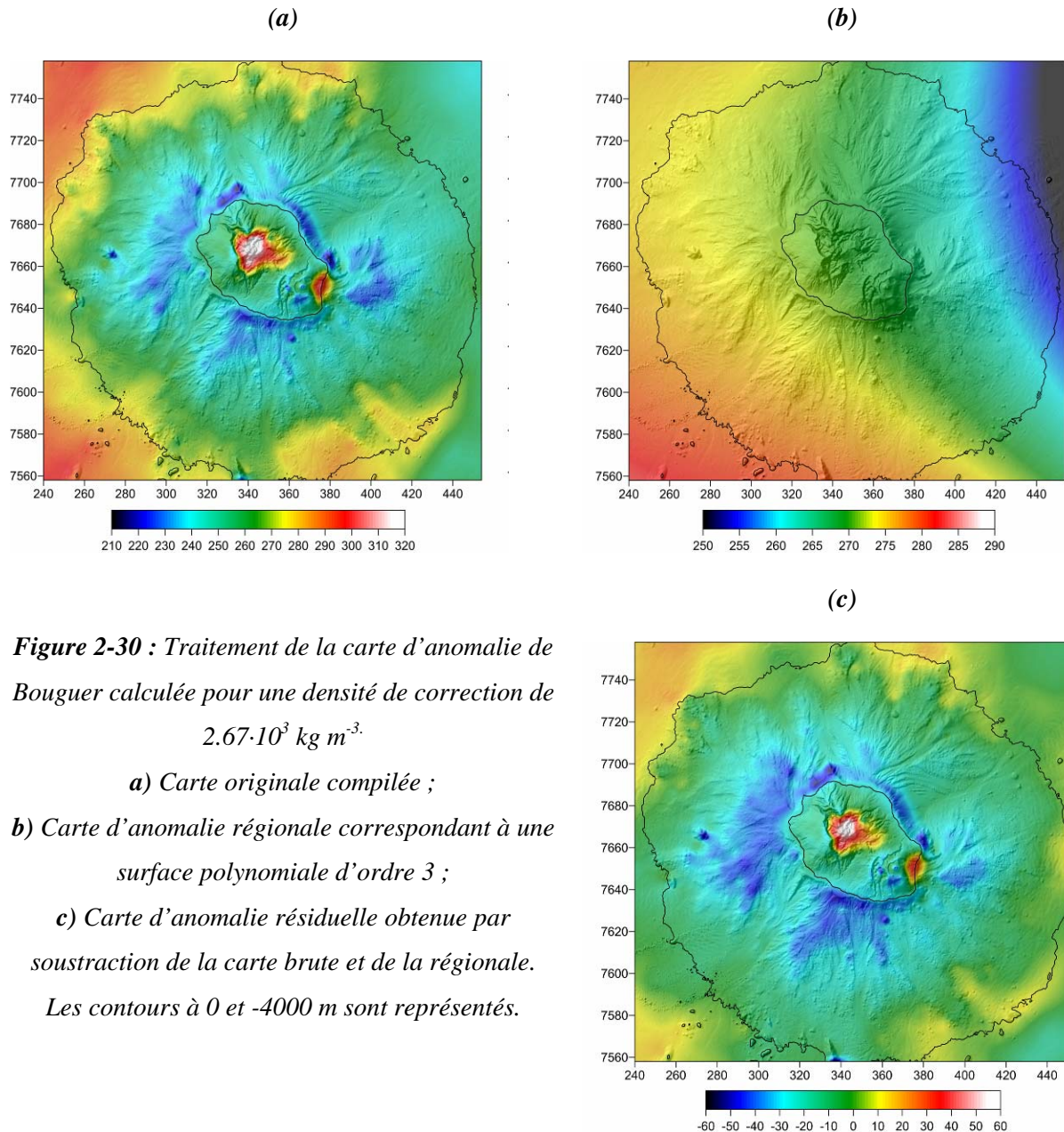


Figure 2-30 : Traitement de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

- a) Carte originale compilée ;
 b) Carte d'anomalie régionale correspondant à une surface polynomiale d'ordre 3 ;
 c) Carte d'anomalie résiduelle obtenue par soustraction de la carte brute et de la régionale.
 Les contours à 0 et -4000 m sont représentés.

VI.3. Calcul de la première dérivée verticale

Les anomalies gravimétriques associées à deux structures proches, situées à une profondeur z et présentant un contraste de densité $\Delta\rho$ avec l'encaissant, peuvent être confondues. La première dérivée verticale dg/dz permet, dans une certaine mesure, d'individualiser de telles structures. Dériver l'anomalie de Bouguer en fonction de z permet, non seulement d'améliorer sensiblement la résolution de la carte, mais également d'éliminer en grande partie l'influence des composantes régionales dues aux structures profondes.

Par ailleurs, la géométrie des anomalies de la première dérivée verticale présente la propriété intéressante de refléter relativement fidèlement la géométrie des sources.

La seconde dérivée verticale peut également être utilisée avec le même objectif, mais son calcul est beaucoup plus sensible aux erreurs de mesure sur l'anomalie de Bouguer, donnant généralement des cartes très bruitées.

VI.4. Calcul des dérivées horizontales, carte de pente et d'illumination

Le calcul des dérivées horizontales à partir de l'anomalie de Bouguer n'est pas aussi systématique que le calcul de la dérivée verticale. Il permet cependant de produire des documents intéressants pour l'interprétation des données gravimétriques. En particulier, la réalisation d'une carte de pente permet de mettre en évidence un fort gradient pouvant correspondre à des limites de formations.

PARTIE 2 : METHODES MAGNETIQUES

'Magnus magnes ipse est globus terrestris' (William Gilbert)

'La Terre est en soi même un aimant géant'

I. GENERALITES

Le magnétisme terrestre représente la méthode géophysique la plus ancienne, bon nombre d'ouvrage traitant par conséquent du champ magnétique terrestre et de la prospection magnétique (Le Mouél, 1979 ; Roche, 1976; Neumann et Courtillot, 1976 ; Kearey et Brooks, 1984 ; Telford ; Geldart et Sheriff, 1990 ; Blakely, 1995 ;...).

Les méthodes magnétiques et gravimétriques ont beaucoup en commun, bien que l'approche magnétique soit généralement plus complexe et les variations du champ magnétique plus erratiques et localisées. Cet aspect est lié à différentes origines :

- ✓ Les différences entre le champ magnétique dipolaire et le champ de gravité monopolaire.
- ✓ La direction variable du champ magnétique, par opposition à la direction toujours verticale du champ gravimétrique.
- ✓ La dépendance temporelle du champ magnétique, contrairement au champ de gravité invariant.

Par ailleurs, une carte gravimétrique est principalement dominée par des effets régionaux, tandis qu'une carte magnétique présente en général une multitude d'anomalies locales.

Les mesures magnétiques sont effectuées plus aisément et à moindre coût que la plupart des mesures géophysiques, et les corrections à appliquer aux données brutes sont généralement moins fastidieuses. Cependant, comme toute méthode potentielle, la méthode magnétique manque d'une unicité d'interprétation, comme explicité par la suite (cf Partie 3).

I.1. Introduction : du champ magnétique terrestre à la carte d'anomalies magnétiques

I.1.1. Le champ magnétique et ses perturbations

Dès 1839, Gauss démontrait que le champ magnétique terrestre était principalement généré à partir de sources localisées à l'intérieur de la Terre.

En réalité, le champ magnétique terrestre représente la somme d'un champ principal d'origine interne et d'un champ transitoire d'intensité beaucoup plus faible de sources externes (situées dans la haute atmosphère et au-delà) et variant plus rapidement dans le temps.

I.1.2. Le champ magnétique principal

Le champ magnétique principal, d'origine purement interne, est généré à 90 % par des courants électriques dans le noyau. Selon l'hypothèse la plus répandue, il serait entretenu par une dynamo auto-excitée, impliquant la convection de fluides de forte conductivité électrique au niveau de la couche externe liquide du noyau terrestre, entre 2900 et 5100 km de profondeur (cf Buffet, 2000 pour un état des connaissances).

Ce champ est variable à la fois en orientation et en amplitude, selon la latitude, la longitude et le temps (Fig. 2-32). Il est intégralement défini par son amplitude B , son inclinaison I par rapport à l'horizontale (par convention, I est positive vers le bas) et par sa déclinaison D , mais également caractérisé par ses composantes horizontales (B_x et B_y) et verticale (B_z) (Fig. 2-33).

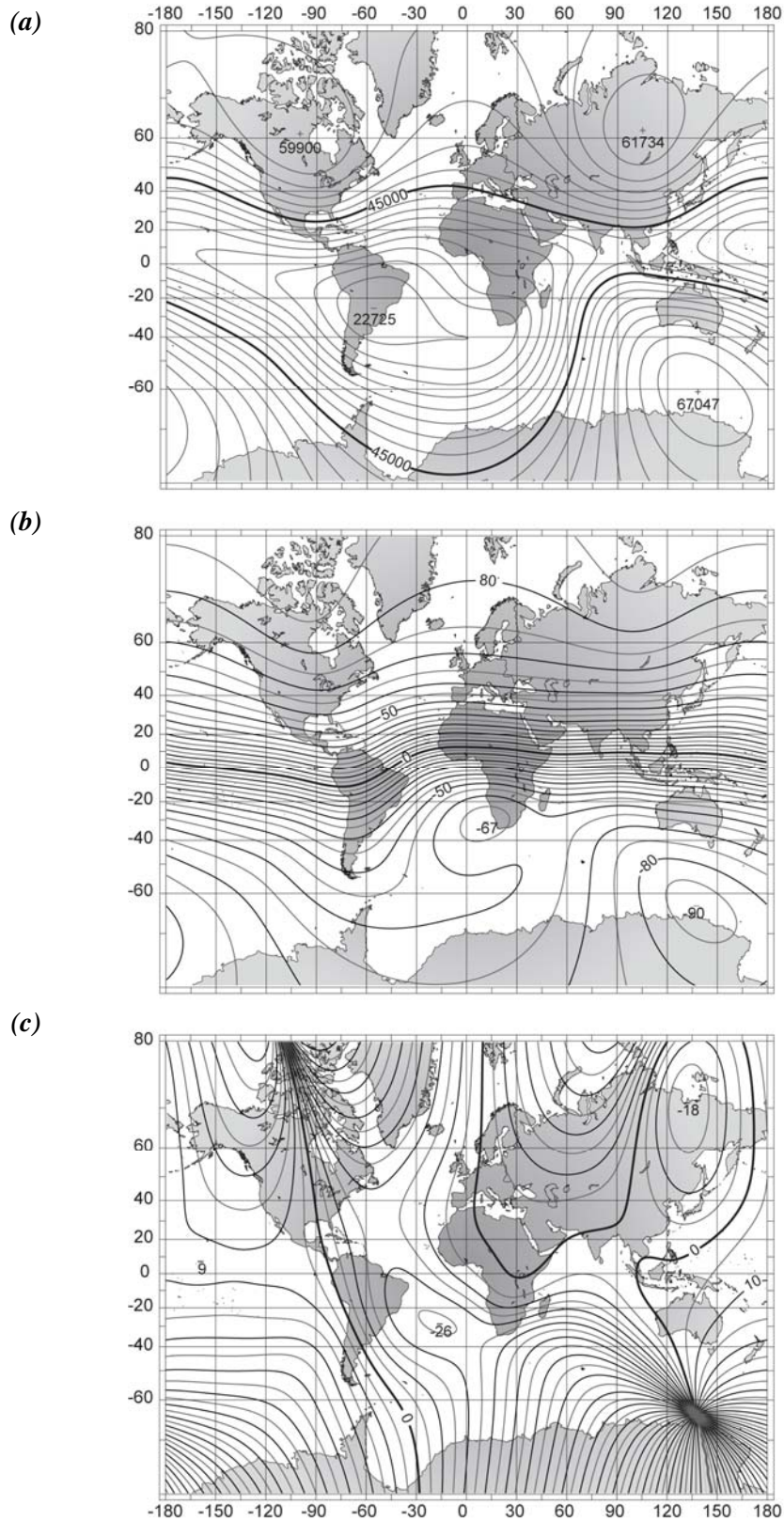


Figure 2-32 : Le champ magnétique terrestre dans le monde en 2005 ; modèle : IGRF-10. **a)** intensité totale (nT) ; intervalle des contours : 2500 nT ; **b)** inclinaison (degrés) ; intervalle des contours (5°) ; **c)** déclinaison (degrés) ; intervalle des contours (5°).

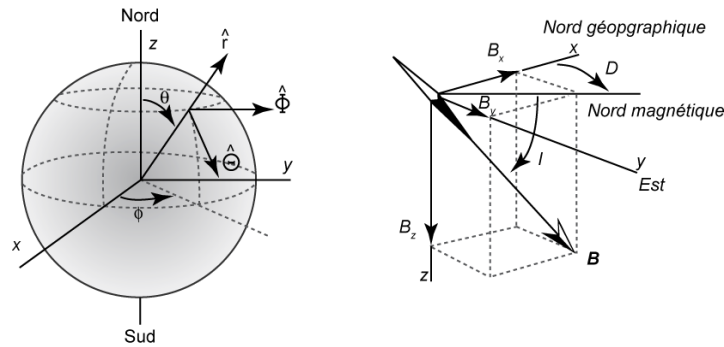


Figure 2-33: **a)** Eléments du champ magnétique terrestre au point P dans le système de coordonnées sphériques. P est défini par ses coordonnées (r, θ, ϕ) , un vecteur en ce point étant défini selon trois vecteurs unitaires orthogonaux $(\hat{r}, \hat{\theta}, \hat{\phi})$; **b)** Eléments du champ magnétique terrestre au point P dans le système de coordonnées cartésiennes. Les trois composantes horizontales (B_x et B_y) et verticale (B_z) du vecteur champ sont représentées.

D'après Blakely, 1995.

Les différentes composantes du champ magnétique s'expriment en gammas (γ) dans le système cgs et en nanoteslas (nT) dans le système SI (cf Annexe 1-II). En première approximation, ce champ est représenté comme un dipôle placé au centre de la Terre (Fig. 2-34), les intersections de son axe avec la surface terrestre étant définies comme les pôles magnétiques A et B dans les hémisphères austral et boréal respectivement. Le pôle boréal B correspond, au sens physique du terme, au pôle magnétique sud, dans la mesure où il attire le nord d'une aiguille aimantée. Toutefois, une meilleure approximation est de considérer le champ comme un dipôle dont l'axe est non confondu avec l'axe de rotation de la Terre.

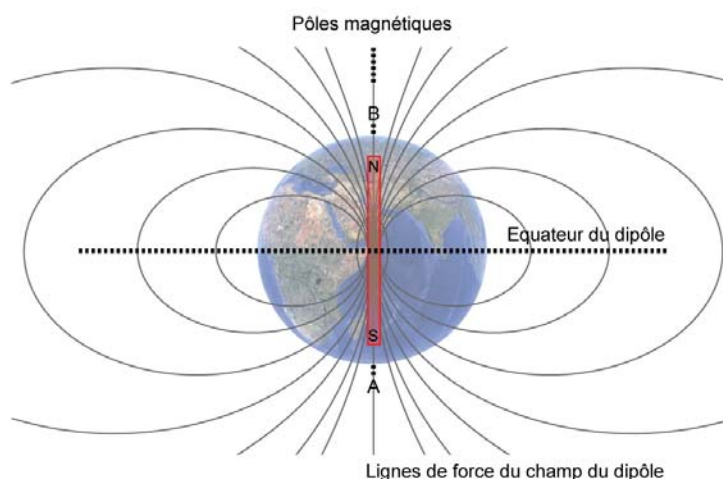


Figure 2-34: Représentation du champ magnétique principal et variation de son inclinaison avec la latitude (A : pôle austral ; B : pôle boréal).

En réalité, le champ magnétique terrestre est régionalement perturbé par une composante du noyau, non dipôle principal. Bien que la contribution dipolaire du champ soit prédominante à la

surface de la Terre, la partie non dipôle principal peut s'avérer très importante dans certaines régions du globe.

Quantitativement, le champ magnétique terrestre varie en amplitude, principalement avec la latitude et atteint une valeur maximum de 68 000 nT environ au niveau des pôles géomagnétiques, pour une valeur minimum de 20 000 nT environ à l'Equateur. La cause principale de variation du champ magnétique terrestre, couramment dénommée *variation séculaire*, correspond à une oscillation très lente de son axe par rapport à l'axe de rotation de la Terre, associée à la dynamique interne du noyau par des modifications locales de la distribution des courants. Les variations séculaires, sont également supposées étroitement associées aux phénomènes à l'origine du champ lui-même. Elles se produisent selon deux échelles de temps relatives à deux types de processus du noyau. Le premier, évident à des échelles de temps de quelques centaines à quelques milliers d'années, est associé aux variations du champ dipolaire principal, tandis que le second apparaît à des échelles de temps moindres, de l'ordre de quelques dizaines d'années, et lié aux variations du champ non dipôle principal.

I.1.3. Le champ magnétique transitoire

Les principales sources du champ transitoire sont les variations du champ à la surface de la terre en réponse à l'activité solaire (*variations diurnes*), dont le cycle apparent est de l'ordre de 11 ans (depuis que le champ magnétique est enregistré). L'amplitude des variations de l'activité solaire s'étend de quelques micro-secondes à 24 heures. Ces variations engendrent parfois des fluctuations brusques et intenses du magnétisme terrestre : les orages magnétiques. Les causes primaires de ce champ sont extérieures au globe solide, dépendant essentiellement de l'interaction entre le champ magnétique terrestre et le plasma interplanétaire d'origine solaire. Plus en détail, les sources proches se matérialisent par des courants électriques circulant dans l'ionosphère.

I.2. De la mesure du champ au calcul des anomalies magnétiques

Comme décrit précédemment, le champ magnétique terrestre correspond à la superposition de deux champs particuliers :

- ✓ *Un champ régulier ou champ normal*, dont l'intensité est de l'ordre de quelques dizaines de milliers de nanoteslas, de longueur d'onde supérieure à un millier de kilomètres, et dont la source est localisée au niveau du noyau terrestre ;
- ✓ *Un champ d'anomalies locales*, dont l'intensité peut atteindre quelques milliers de nanoteslas, de longueur d'onde généralement inférieure à une centaine de kilomètres, et généré par la présence de roches à aimantations variables dans la croûte terrestre.

Les anomalies magnétiques sont déterminées à partir du champ local et nécessitent par conséquent d'approximer l'intensité du champ d'origine profonde. Dans ce but, un modèle universel, dénommé Champ Géomagnétique International de Référence (IGRF pour International Geomagnetism Reference Field), est adopté par la Communauté Scientifique Internationale en 1960. Ce modèle correspond à un développement en harmoniques sphériques, dont le premier ordre (trois termes) représente le champ dipolaire, et les termes d'ordres supérieurs le champ non dipôle principal. En pratique, ce développement est déterminé par l'intermédiaire de mesures mondiales réduites à une époque donnée : t_0 , le premier IGRF choisi en 1968, se rapportant par exemple à l'époque $t_0=1965.0$. La réduction des mesures à une époque donnée consiste à calculer la moyenne de l'intensité du champ magnétique sur une année, centrée sur un jour particulier (centrée sur 0 dans l'exemple, c'est-à-dire au 1^{er} janvier 1965). L'utilisation d'une telle moyenne permet de supprimer une part considérable des variations diurnes, celles dont la période est inférieure à un an.

Cependant, la variation séculaire étant imprévisible à moyen terme, un nouveau jeu de coefficients est calculé tous les cinq ans sur une base de données d'un an, et intégré progressivement aux modèles antérieurs. La variation entre deux jeux de coefficients est considérée comme linéaire. Les modèles ne sont utilisables que s'ils comprennent les coefficients de la période au cours de laquelle les mesures ont été effectuées. Par conséquent, l'IGRF 1965.0 présente une validité stricte pour la période 1963-1967. Depuis le lancement du premier satellite 'vectoriel' en 1979, MAGSAT (MAGnetic Field SATellite) a permis l'acquisition de jeux de données de meilleure qualité. Ce dernier permet en effet d'effectuer des mesures complètes (vectorielles) du champ magnétique, mais surtout de restituer l'orientation de la mesure dans un référentiel géocentrique avec une très grande précision.

A l'heure actuelle les derniers coefficients ont été déterminés en 2005 (Fig. 2-32), les prochains le seront en 2010.

II. L'ORIGINE DES ANOMALIES MAGNETIQUES

Les anomalies magnétiques présentent sur une carte dépendent des variations spatiales de l'aimantation totale. Elles résultent de contrastes d'aimantation (intensité et/ou direction) entre les différentes formations de la croûte terrestre. Les roches volcaniques constituent généralement de puissants marqueurs magnétiques, mais de grandes différences de propriétés magnétiques existent parmi ces formations, selon leur composition chimique, leur mode de refroidissement, leur texture, leur température ou encore leur altération. Les porteurs magnétiques sont les minéraux contenus dans les roches, les variations de quantité et de taille des grains, de compositions de ces minéraux, constituant autant de facteurs responsables des variations de la magnitude de l'aimantation. Dans le cas des roches volcaniques, les principaux porteurs d'aimantation sont les titanomagnétites.

II.1. Quelques définitions

D'un point de vue théorique, l'aimantation totale apparente (M_{tot}) d'une roche correspond à la somme vectorielle de l'aimantation induite (M_i) et de l'aimantation rémanente naturelle (*NRM* pour Natural Remanent Magnetization), telle que:

$$M_{tot} = M_i \times NRM$$

L'aimantation se mesure en ampère par mètre ($A\ m^{-1}$) dans le système SI (cf Annexe 1-II).

L'aimantation induite d'une substance magnétique est liée à la susceptibilité magnétique, c'est-à-dire sa capacité à s'aimanter en présence d'un champ magnétique. Elle correspond au produit de la susceptibilité magnétique (χ) par le champ d'induction magnétique terrestre locale (H_l), tel que :

$$M_i = \chi H_l$$

La susceptibilité magnétique est une grandeur sans dimension, qui peut être mesurée à l'affleurement ou sur des échantillons. Cependant, une telle mesure n'est pas nécessairement représentative de la susceptibilité moyenne de la formation étudiée. Les susceptibilités magnétiques globales de quelques roches et minéraux sont présentées dans le tableau 2-08 (Telford et al., 1990).

Type de formation		Susceptibilité 10^3 (SI)		
		Gamme	Moyenne	
Roches sédimentaires	<i>calcaire</i>	0-3	0.3	
	<i>grès</i>	0-20	0.4	
Roches métamorphiques	<i>amphibolite</i>	0.1-25	0.7	
	<i>gneiss</i>		4	
	<i>quartzite</i>			
Roches ignées	<i>granite</i>	0-50	2.5	
	<i>gabbro</i>	1-90	70	
	<i>basalte</i>	0.2-175	70	
Minéraux	<i>graphite</i>		0.1	
	<i>quartz</i>		-0.01	
	<i>chalcopryrite</i>		0.4	
	<i>pyrite</i>		0.05-5	1.5
	<i>hématite</i>		0.5-35	6.5
	<i>chromite</i>		3-110	7
	<i>pyrrhotite</i>		1-6000	1500
	<i>ilménite</i>		300-3500	1800
<i>magnétite</i>	1200-19200	6000		

Tableau 2-08: Susceptibilités magnétiques de quelques roches et minéraux (d'après Telford et al., 1990).

L'aimantation rémanente naturelle correspond quant à elle au vecteur somme de différentes aimantations, dont l'aimantation thermoremanente (*TRM* pour Thermo Remanent Magnetization) constitue de loin la composante principale des roches volcaniques. Cette aimantation particulière,

acquise lors du refroidissement des roches sous la température du point de Curie, présente généralement une forte intensité et une grande stabilité au cours du temps, et ce malgré les processus d'altération chimique. Par ailleurs, la TRM enregistre la direction du champ ambiant au moment du refroidissement des laves.

L'aimantation rémanente visqueuse (VRM pour Viscous Remanent Magnetization) présente également un intérêt particulier dans le cas de prospection magnétique en contexte volcanique. En effet, cette dernière est produite par une exposition de longue durée au champ externe et présente une orientation similaire à celle du champ ambiant, son acquisition étant une fonction logarithmique du temps. Cette VRM peut représenter jusqu'à un cinquième de la NRM au sein des roches volcaniques (Prévot, 1975).

Le rapport entre NRM et M_i définit une grandeur particulière sans dimension, dénommée *rapport de Koenigsberger* (Q), permettant souvent d'estimer la prédominance ou non de la NRM sur l'aimantation induite dans le cas des formations volcanique, tel que :

$$Q = NRM / M_i$$

II.2. Propriétés des substances magnétiques

Le champ magnétique est décrit par l'équation :

$$B = \mu_0 H + \mu_0 J$$

Avec :

B l'induction magnétique (en T) ;

H l'intensité du champ magnétique ($A \cdot m^{-1}$) ;

J le moment magnétique par unité de volume.

Lorsqu'une substance magnétique est placée en présence d'un champ puis retirée, elle peut conserver une partie de l'aimantation induite précédemment acquise, l'aimantation rémanente. Elle est visualisée par l'intermédiaire d'une courbe d'hystérésis (Fig. 2-35) dans un diagramme mettant en évidence la relation entre le champ magnétique (H) et le flux d'induction (B).

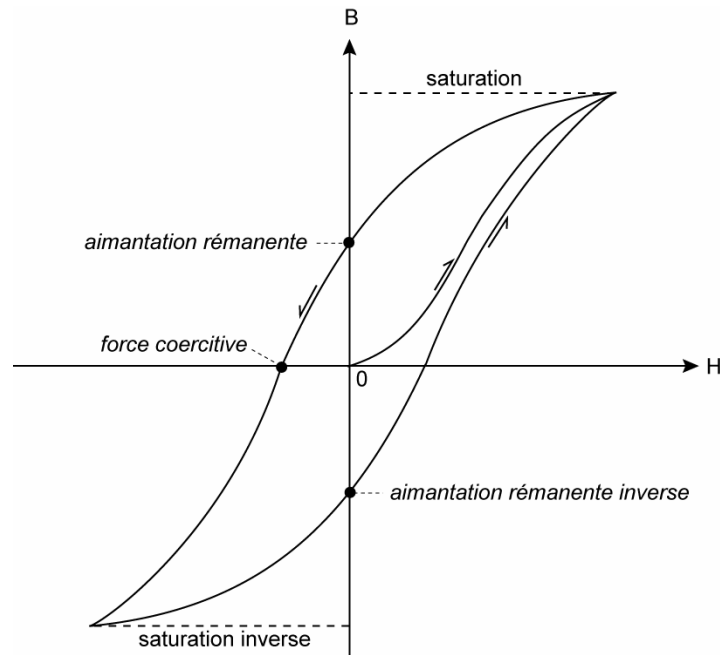


Figure 2-35 : Cycle d'hystérésis.

Plus en détail, lorsque le champ H augmente depuis des valeurs nulles, B augmente pour atteindre sa valeur de saturation. Si le champ diminue, le flux d'induction diminue également, mais moins vite qu'il n'avait augmenté. Lorsque l'intensité du champ devient nulle, la quantité de flux d'induction persistante est alors appelée magnétisme résiduel, ou aimantation rémanente. Si H est inversé, B devient finalement nul pour une valeur de H dénommée champ coercitif. L'autre moitié de la courbe d'hystérésis est obtenue en appliquant un champ H plus négatif, jusqu'à atteindre la saturation inverse, puis en amenant à nouveau H à sa valeur positive de saturation.

Par conséquent, les substances magnétiques sont classifiées en fonction de leur comportement en présence d'un champ externe :

Une substance est *diamagnétique* lorsque son champ tend à s'opposer au champ externe appliqué, impliquant un moment magnétique global de tous les atomes nul pour un champ nul. La susceptibilité magnétique d'une telle substance est négative et les matériaux terrestres communs au comportement diamagnétiques sont le graphite, le marbre, le quartz et le sel.

Une substance *paramagnétique* ne possède pas d'aimantation spontanée, mais acquiert, en présence d'un champ magnétique extérieur, une aimantation dirigée dans le même sens que le champ d'excitation. Un matériau paramagnétique est donc caractérisé par une susceptibilité positive, généralement relativement faible. Cette aimantation disparaît lorsque le champ extérieur est coupé, et ces substances ne sont pas affectées par le phénomène d'hystérésis. Toutefois, les effets de ces deux types de magnétisme sont négligeables.

Parallèlement, certains éléments paramagnétiques, tels que le fer pur, le cobalt et le nickel, présentent une aimantation forte lorsque les moments s'alignent en domaines au sein desquels l'orientation magnétique est identique (domaines de Weiss), chaque domaine se comportant comme un aimant. Il s'agit d'un effet *ferromagnétique*, environ un million de fois plus important que les deux précédents. Le ferromagnétisme décroît lorsque la température augmente, pour disparaître entièrement à une température dite de Curie, caractéristique des matériaux.

Lorsque ces domaines sont divisés en sous domaines, les minéraux sont dits *antiferromagnétiques* si le moment total est presque nul, ou *ferrimagnétiques* si le moment total n'est pas nul. L'hématite représente le minéral antiferromagnétique le plus courant, avec une susceptibilité magnétique relativement faible. La majorité des minéraux magnétiques sont ferrimagnétiques, tels que la magnétite, la titanomagnétite, les oxydes de fer et de titane, la pyrrhotite, avec une susceptibilité magnétique relativement forte.

III. LE CAS DE LA REUNION

Les études paléomagnétiques montrent que le champ magnétique terrestre a subi des variations d'amplitude, ponctuées par des inversions rapides et récurrentes de sa polarité au cours des temps géologiques. Par conséquent, les roches présenteront soit un champ magnétique thermorémanent orienté dans la direction du champ terrestre, soit dans la direction opposée.

Dans le cadre de cette étude, la valeur du champ magnétique principal est de 36 000 nT, représentant une valeur moyenne des fluctuations naturelles du champ entre 1986 et 2007, soit les périodes d'acquisition les plus anciennes et plus récentes.

A La Réunion, le champ magnétique terrestre principal, et donc l'aimantation induite, présentent actuellement une déclinaison de 18° O et une inclinaison de -57° . Si l'on considère une pile de lave émise sur une importante période de temps (de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années), nous pouvons admettre que, comme en paléomagnétisme, la direction moyenne de l'aimantation est celle d'un champ dipolaire géocentré, caractérisé à La Réunion par une déclinaison de 0° et inclinaison de -36° . En effet, dans le cas des roches volcaniques basiques, la prépondérance de l'aimantation thermorémanente et le rapport de Koenigsberger généralement élevé (Tab. 2-09), permettent d'assumer une telle considération.

Age (Ma)	n	NRM (A m ⁻¹)	χ (10 ² SI)	Q	Référence
Piton de la Fournaise^a					
0.0047 à 0.001	13	8,07	1,75	16,2	Chauvin et al. (1991)
0,052	11	5,63	1,44	13,7	A. Chauvin (communication personnelle, 1994)
0,06	7	13,08	1,88	24,5	A. Chauvin (communication personnelle, 1994)
0.082 à 0.180	17	5,21	2,16	8,5	Chauvin et al. (1991)
	13	3,95	1,86	7,5	A. Chauvin (communication personnelle, 1994)
0.25 à 0.50	27	6,45	2,99	7,6	A. Chauvin (communication personnelle, 1994)
Piton des Neiges et Piton de la Fournaise^b					
0.0 à 2.2	>100	3,6	0,25	5,7	Chamalaun (1968)

Tableau 2-09 : Propriétés magnétiques de quelques roches de La Réunion.

n : nombre d'échantillons considérés ; *NRM* : intensité de l'aimantation naturelle rémanente ; *χ* : susceptibilité magnétique ; *Q* : rapport de Koenigsberger ;

^a : d'après Chauvin et al. (1991) et Chauvin (com. pers., 1994) pour des échantillons du Piton de la Fournaise ; ^b : d'après Chamalaun (1968) pour des échantillons du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise.

En raison de l'inclinaison du champ magnétique par rapport à la surface de la Terre, l'anomalie magnétique générée par une structure simple est schématiquement composée de deux lobes, l'un positif et l'autre négatif. Par exemple, à La Réunion, pour une structure aimantée dans le sens direct du champ (déclinaison de 0° et inclinaison de -36°), le lobe principal est positif et situé dans la partie nord de la structure considérée, son conjugué négatif est localisé en bordure sud (Fig. 2-36). Le signe de l'anomalie s'inverse naturellement dans le cas d'une aimantation de polarité inverse.

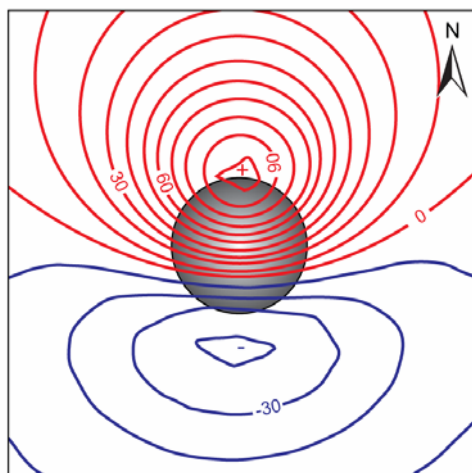


Figure 2-36: Anomalie magnétique théorique générée par une structure sphérique hypothétique à aimantation normale à La Réunion (déclinaison de 0, inclinaison de -36°). La composante positive de l'anomalie est représentée en rouge, la composante négative en bleue.

IV. ACQUISITION DES DONNEES A TERRE

A terre, un levé aéromagnétique (Fig. 2-37) a été réalisé du 24 juillet au 3 août 1986 par Jean-François Lénat, Armand Galdéano et François-Xavier Lalanne, sous financements de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), du Conseil Général de la Réunion, et du Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques (PIRPSEV). La compilation des données a conduit à la construction d'une première carte d'anomalies magnétiques publiée en 1988 (Galdéano et al., 1988), avec une interprétation qualitative préliminaire réalisée en 1987 (Lénat et al., 1987) puis un nouveau modèle proposé par Lénat et al. (2001).

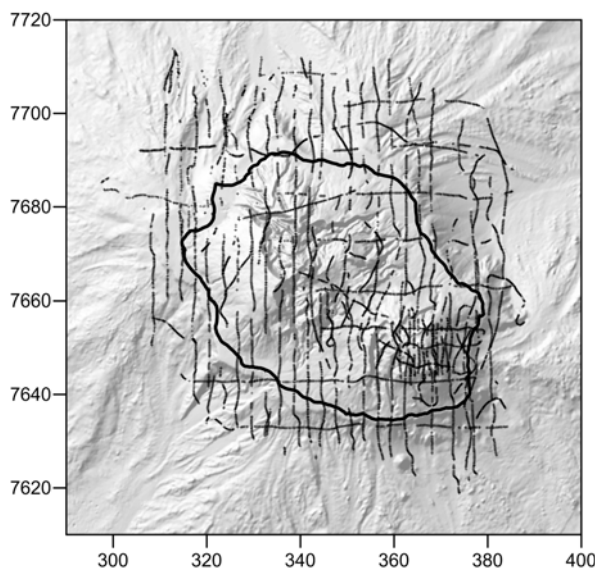


Figure 2-37: Distribution des données aéromagnétiques acquises en 1986, compilées à nouveau dans le cadre de cette étude.

Cette campagne a été effectuée à une altitude de 3500 m au dessus du niveau de la mer d'après un altimètre numérique ROSEMONT. A chaque mesure, la localisation de l'avion a été déterminée avec une trentaine de mètres de précision, par l'intermédiaire d'un système MOTOROLA MINIRANGER, permettant d'établir la distance entre l'appareil et un réseau de balises disposées au sol.

Les mesures de l'intensité du champ magnétique ont été effectuées grâce à un magnétomètre à précession de protons ELSEC 820 de résolution 1 nT, et une sonde remorquée à l'extrémité d'un câble de 30 mètres.

Le plan de vol est composé de lignes nord-sud espacées de 3 kilomètres et de traverses est-ouest réalisées tous les 10 kilomètres à l'échelle de l'île. L'espacement des profils magnétiques a été réduit au niveau du Piton de la Fournaise, dans le but de mieux contraindre l'image magnétique de la zone active. La distance entre deux mesures successives est de 250 mètres environ. Malgré des profils de mesure irréguliers et les écarts importants des valeurs aux points de croisements, cette campagne

offre une couverture satisfaisante de la zone émergée et de la transition terre-mer, avec 15 508 mesures exploitables.

Dans le but d'obtenir un jeu de données homogène, les données originales ont été traitées à nouveau (nivellement des écarts aux points de croisements et correction du champ IGRF).

V. ACQUISITION DES DONNEES EN MER

V.1. Compilation des données magnétiques

Les données magnétiques marines compilées dans le cadre de cette étude proviennent de deux sources. Les données récentes, acquises lors des campagnes Forever (2006), Eroder 1 (2006) et son second leg Eroder 2 (2007), ont été complétées par l'intermédiaire de données antérieures issues des campagnes Hydroamsterdam (1984) et SO87 (1993) disponibles au Centre National de Données Géophysiques (NGDC) de Boudler (Tab. 2-10).

Selon notre secteur d'étude, une base de 111 583 données a ainsi été constituée (Tab. 2-10).

Année	Campagne	Navire	Chef de mission	Opérateurs et participants	Nombre de mesures
1984	<i>Hydroamsterdam</i>	Jean Charcot	P. Beuzart	Ifremer	2 967,00
1993	<i>SO87</i>	Sonne	P. Stoffers	Univ. De Kiel	4 923,00
2006	<i>Forever</i>	L'Atalante	C. Deplus	CNRS-INSU; IPG Paris; Univ. De La Réunion; Univ. De Pau; OPG Clermont-Ferrand et IRD; Ifremer	18 312,00
2006	<i>Eroder 1</i>	Beautemps-Beaupré	B. Savoye	Ifremer; Marine Nationale/SHOM; Univ.de La Réunion; Univ. de Clermont-Ferrand; Univ. De Bologne; Géosciences Azur; IPG Paris	60 431,00
2007	<i>Eroder 2; 75-1A</i>	Meteor	B. Savoye	Ifremer; Univ.de La Réunion; Univ. de Clermont-Ferrand; IPG Paris	24 950,00
Total base carte					111 583,00

Tableau 2-10 : Récapitulatif des campagnes océanographiques de mesures magnétiques dans la zone d'étude concernée.

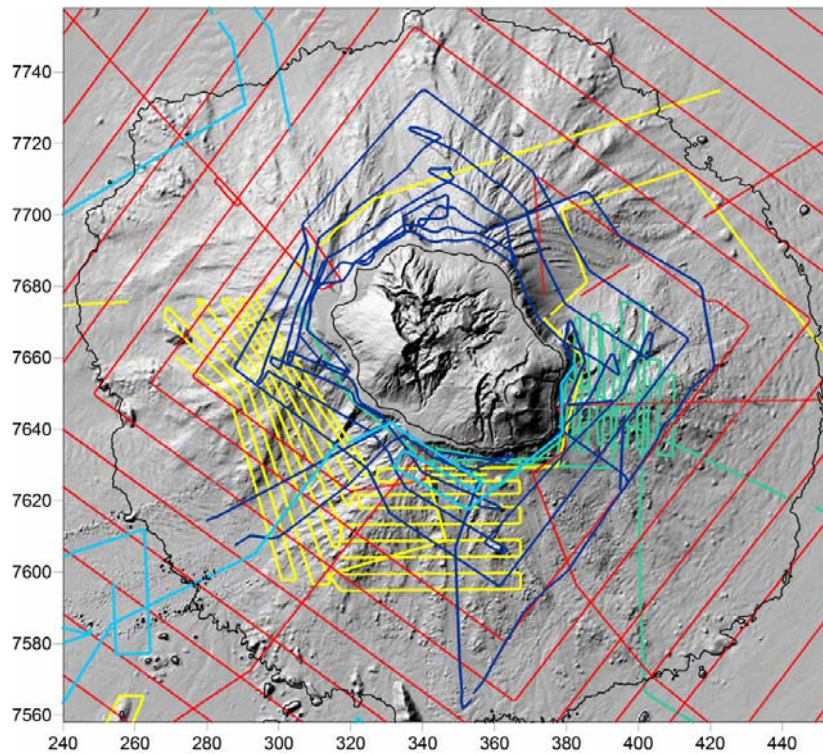


Figure 2-38 : Localisation des prospects de mesures magnétiques acquises en mer lors des campagnes Hydramsterdam (profils verts), SO87 (profils jaunes), Forever (profils rouges), Eroder 1 (profils bleus foncé) et Eroder 2 (profils bleus clair), dans l'environnement sous-marin de La Réunion. Les contours à 0 m et -4000 m sont représentés. Coordonnées en km, WGS84 UTM 40S.

V.2. Un exemple concret : la campagne Eroder 1 (2006)

V.2.1. Instrumentation

Le magnétomètre marin, également dénommé 'poisson', utilisé lors de la campagne Eroder 1 est un Thomson Sintra SMM II, de type scalaire à effet Overhauser, équipé d'un capteur omnidirectionnel. Le poisson (Fig. 2-39) est relié à une console opérateur de type 'UCMAG', par un câble coaxial d'une longueur de 350 mètres.

Le 'poisson' est réalisé en matériau isolant et amagnétique (Fig. 2-39). Le corps central en époxy, de 130 mm de diamètre extérieur, possède une épaisseur de 5 mm, lui permettant de supporter une immersion de 300 mètres.

Il est protégé des chocs par une couche de 4 mm de Néoprène, elle-même recouverte d'une couche de 1 mm de polychlorure de vinyle teinté dans la masse.



Figure 2-39 : Magnétomètre utilisé lors de l'acquisition des données magnétiques de la campagne Eroder 1.

Les mesures sont acquises à une cadence de 1 Hz, avec une résolution de 0,01 nT. L'instrument est équipé d'un capteur d'immersion doté d'une résolution de 10 cm. La position du poisson est décalée de 320 m par rapport au point de référence du navire, dont les coordonnées sont connues précisément permettant la correction de ce décalage lors du traitement des données.

V.2.2. Transmission des mesures

L'électronique associée au magnétomètre est contenue dans le poisson : le câble permet d'apporter l'énergie et assure les communications entre le magnétomètre et la console opérateur.

La consommation en énergie d'un magnétomètre à effet Overhauser est suffisamment faible pour permettre une alimentation par un câble coaxial de faible diamètre.

Les communications numériques (modulation FSK) sont superposées à la tension d'alimentation (24 VDC), l'ensemble présentant une forte immunité aux perturbations radioélectriques.

Les données sont transmises à un système d'acquisition Techsas par liaison série (type RS232), à une cadence de 1Hz à 9600 bauds, 8 bit de données, 1 bit de stop et pas de parité.

V.2.2.1. Fichiers de données

Les données fournies par le bord sont stockées dans un fichier (Tab. 2-11) séparant les différentes séquences d'une journée, les rubriques suivantes étant renseignées :

Time	Date	Heure	Latitude	Longitude	Mag nT
------	------	-------	----------	-----------	--------

Tableau 2-11 : Données magnétiques brutes acquises lors de la campagne ERODER.

V.2.2.2. Qualité des données

✓ *Examen visuel des données*

L'examen visuel des données met en évidence un bruit classique de l'ordre de 1 nT (Fig. 2-40b), probablement dû aux conditions de navigation. Néanmoins, compte tenu de l'amplitude des anomalies magnétiques observées et étudiées, soit plusieurs dizaines à plusieurs centaines de nT (Fig. 2-40c), cette résolution apparaît adaptée aux objectifs de la mission.

Les mesures aberrantes, très peu nombreuses, ont été supprimées manuellement à bord dans les fichiers de données.

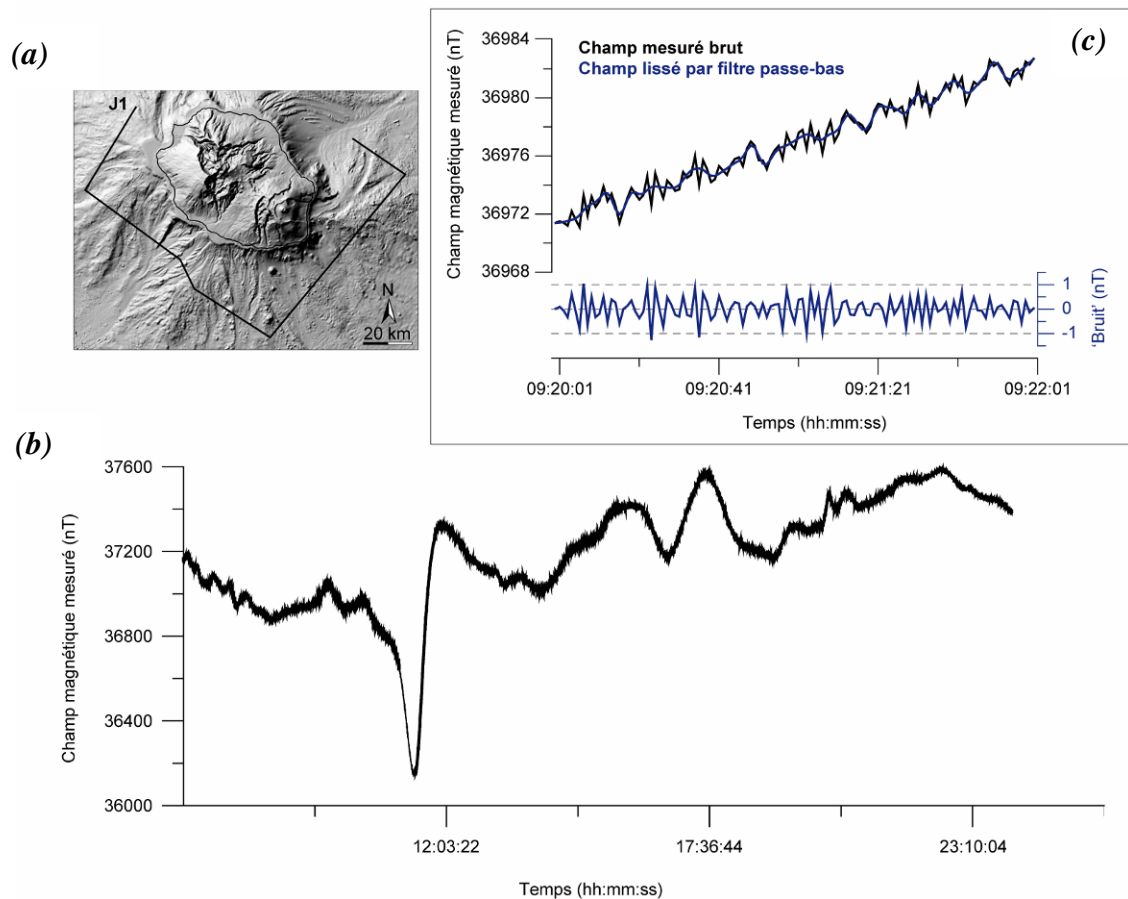


Figure 2-40: *a) Localisation du profil magnétique J1 de la campagne Eroder 1 (19/07/2006) ; b) Profil magnétique J1 (240 km environ) ; c) Extrait de deux minutes du profil magnétique J1 et mise en évidence du 'bruit' magnétique associé, lissé par l'intermédiaire d'un filtre passe-bas.*

✓ *Correction de la position du capteur et écarts aux croisements*

Le décalage de la position du capteur magnétique par rapport au point de référence du bateau a été corrigé en utilisant le logiciel Oasis Montaj.

Comme dans le cas des données gravimétriques, la qualité des données peut être estimée en analysant les valeurs des écarts aux points de croisements des profils. En l'absence de station de base à terre pour enregistrer la variation diurne, le nivellement du levé magnétique permet, dans une certaine mesure, de corriger l'effet de cette variation.

Le levé comporte 43 croisements de profils (Fig. 2-41) avec une distribution des écarts centrée sur 0, une moyenne de -3.85 et un écart-type de 12.,3.

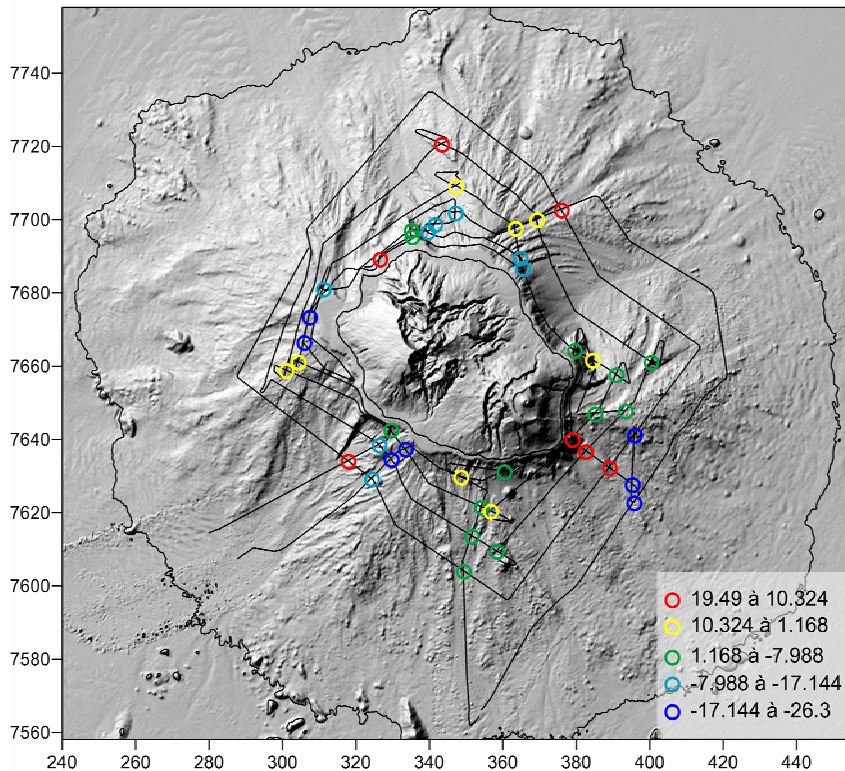


Figure 2-41: Points de croisements entre les profils magnétiques parcourus durant la campagne Eroder 1. Coordonnées en km, WGS84 UTM 40S.

VI. TRAITEMENT ET CORRECTIONS DES DONNEES

En vue de l'obtention d'une carte d'anomalies magnétiques de l'ensemble du système volcanique de La Réunion et de son interprétation, la totalité des corrections et des traitements explicités auparavant est appliquée aux jeux de données aéromagnétiques d'une part, et marines d'autre part.

VI.1. Correction du champ IGRF

Dans un premier temps, chaque campagne est corrigée du champ IGRF en fonction de l'époque d'acquisition (Fig. 2-42). Les valeurs de l'IGRF complétées sur la période considérée sont soustraites à chaque point de mesure de la base de données, les valeurs résultantes correspondant aux anomalies magnétiques associées.

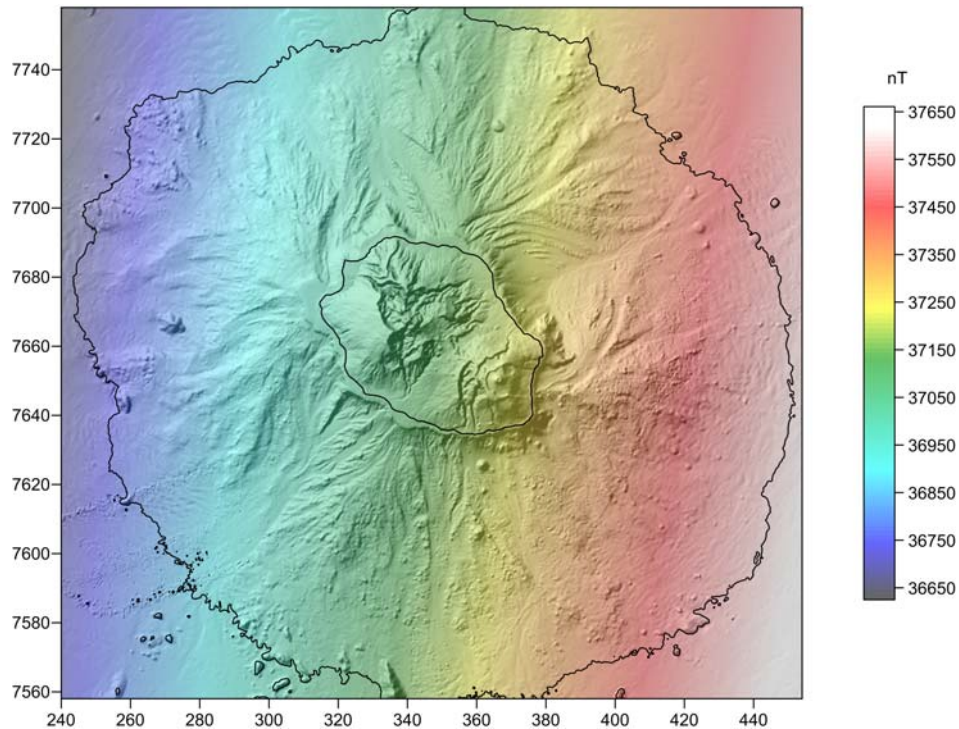


Figure 2-42 : *Modèle IGRF appliqué aux données acquises en 2006. Coordonnées en km, WGS84 UTM 40S.*

VI.2. Ajustement des données magnétiques

La correction majeure à apporter aux données magnétiques acquises en mer comme à terre est la correction des écarts aux croisements, selon une procédure identique à celle appliquée aux données gravimétriques. Ces différences sont imputables à plusieurs sources, les principales étant les erreurs de positionnement et la variation diurne du champ magnétique terrestre. Des écarts très importants peuvent aussi être liés à des tempêtes magnétiques.

Chaque campagne considérée est en premier lieu corrigée au niveau de ses propres intersections avant d'être ajustée selon la campagne Forever, utilisée comme référence en raison de l'acquisition récente des données et de l'importante couverture magnétique. La base de données est progressivement complétée avec les mesures des campagnes Eroder 1 (2006), SO87 (1993), Hydroamsterdam (1984), puis Eroder 2 (2007). Notons que la campagne Eroder 2 est intégrée en fin de compilation en raison d'une faible quantité de données disponibles dans la zone d'intérêt, mais également de la qualité moindre des mesures liée aux conditions d'acquisition.

Les cartes d'anomalies ainsi obtenues peuvent être utilisées directement qualitativement, mais certains opérateurs sont couramment employés pour en faciliter l'interprétation quantitative. Les différents traitements peuvent être regroupés en deux ensembles, avec les transformations d'une part et les post-traitements (filtrages, etc.) d'autre part.

VII. LES TRANSFORMATIONS ET POST-TRAITEMENTS

VII.1. Lissage de la carte d'anomalies magnétiques et interpolation des données

Comme dans le cas des données gravimétriques, l'importante fréquence d'acquisition des mesures lors des dernières campagnes a généré un jeu de données conséquent, trop volumineux dans la perspective d'un traitement, et pouvant conduire à un certain nombre d'artéfact notamment par la présence de hautes fréquences non significatives.

Par conséquent, les données des campagnes Forever, Eroder 1 et Eroder 2 ont été décimées (Tab. 2-12) permettant d'homogénéiser la fréquence des mesures et de limiter le bruit magnétique au sein des différents profils.

Campagne	Nombre de données		Fréquence d'acquisition	Distance entre deux mesures successives
FOREVER	<i>Brutes</i>	18,312	1 mesure / 30 s	1 mesure / 150 m
	Décimées	10,289	1 mesure / 60 s	1 mesure / 300 m
ERODER 1	<i>Brutes</i>	60,431	1 mesure / 6 s	1 mesure / 30 m
	Décimées	8,169	1 mesure / 60 s	1 mesure / 300 m
ERODER 2	<i>Brutes</i>	24,950	1 mesure / 3 s	1 mesure / 8 m
	Décimées	1,889	1 mesure / 60 s	1 mesure / 160 m
	Total décimé	20,347		

Tableau 2-12 : Réduction de la densité des données magnétiques marines acquises lors des campagnes récentes.

Par ailleurs, des anomalies ellipsoïdales locales de courte longueur d'onde apparaissent, soutenues par plusieurs profils de mesure, clairement influencées et attirées par les différents profils (Fig. 2-30a). Selon le procédé décrit pour les anomalies gravimétriques, ce phénomène récurrent est minimisé manuellement par des lignes joignant les maxima ou minima entre profils adjacents, lorsqu'ils définissent sans ambiguïté la même anomalie (Fig. 2-30b).

Des valeurs intermédiaires entre les différents profils sont alors interpolées linéairement le long de ces lignes et intégrées au jeu de données pour conduire l'interpolation finale des anomalies magnétiques terrestres (Fig. 2-43a) et marines (Fig. 2-43b).

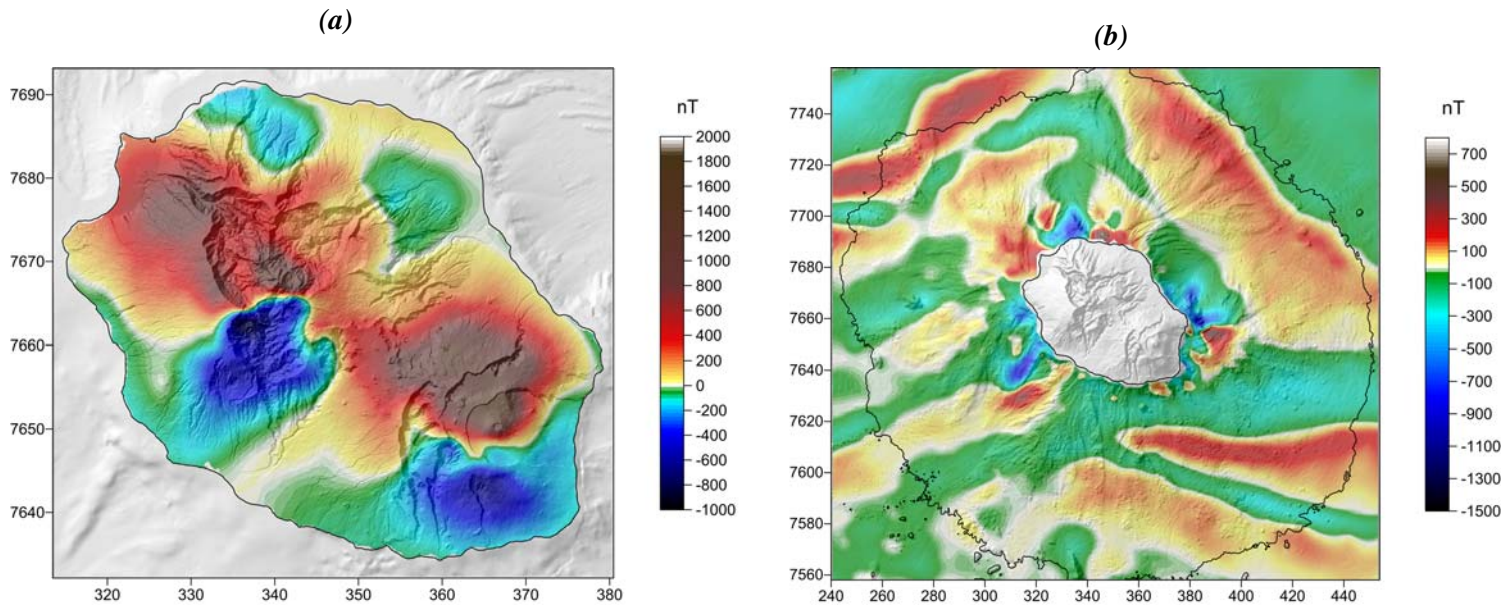


Figure 2-43 : *a) Carte d'anomalies magnétiques compilée à partir des données terrestres à une altitude de 3500 m, filtrée, corrigée des écarts aux croisements et lissée; b) Carte d'anomalies magnétiques compilée à partir des données marines au niveau de la mer, filtrée, corrigée des écarts aux croisements et lissée. Coordonnées en km, WGS84 UTM 40S.*

VII.2. Calcul d'une anomalie marine régionale

Un signal magnétique grande longueur d'onde apparaît clairement à l'échelle de la carte d'anomalies magnétiques nouvellement compilée (Fig. 2-44b). Ces basses fréquences se caractérisent par de larges linéaments liés à la fabrique magnétique des structures crustales océaniques.

D'après les dimensions moyennes de ces anomalies (jusqu'à 100 km de long sur 20 km de large environ), cette signature océanique peut être atténuée par filtrage. Ce signal basse fréquence est isolé par l'application d'un filtre médian passe-bas, dont les paramètres sont définis en fonction des dimensions de la zone étudiée et des caractéristiques des anomalies considérées. La carte résultante est soustraite à la carte d'anomalies originales, donnant une carte d'anomalies résiduelles pour laquelle la contribution crustale océanique est considérablement réduite (Figure 2-44b).

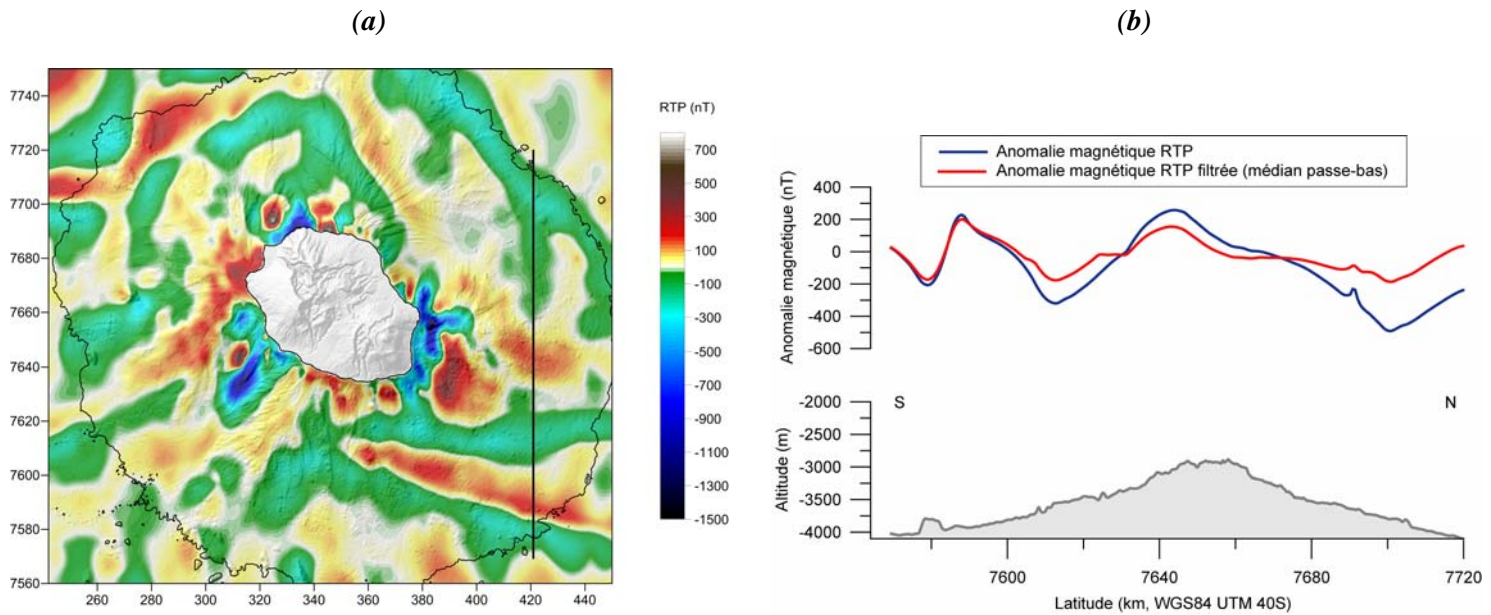


Figure 2-44 : *a) Carte d'anomalie magnétique RTP résiduelle, obtenue après application d'un filtre médian passe-bas pour extraire le signal de courte longueur d'onde ; b) Effet du filtre médian passe-bas sur l'anomalie magnétique RTP selon le profil localisé en (a).*

VII.3. La transformée de Fourier

L'utilisation des transformées de Fourier est devenue pratique courante en géophysique, et leur utilité en magnétisme a été démontrée dès le milieu des années 1960 (Bhattacharyya, 1965 ; Spector et Grant, 1970 ; Parker, 1972 ; Gunn, 1975). En effet, le champ magnétique peut être représenté exactement par un développement en séries de Fourier, utilisées pour calculer les différentes transformations appliquées aux données magnétiques.

VII.4. Les transformations

L'amplitude et la longueur d'onde de l'anomalie magnétique générée par une structure donnée dépendent de la distance entre le point de mesure et la source aimantée, l'amplitude diminuant de façon non linéaire avec la distance (dans le cas d'un dipôle magnétique, l'amplitude est une fonction en $1/d^3$, avec d la distance au dipôle).

Les transformations de type prolongements, réduction au pôle et calcul de la pseudo gravité sont effectuées dans le domaine fréquentiel (Baranov, 1975 ; Spector et Grant, 1970).

VII.4.1. La réduction au pôle (RTP pour Reduce to The Pole)

La dernière opération effectuée sur l'anomalie magnétique corrigée, lissée et filtrée, consiste en une réduction au pôle, communément utilisée pour faciliter l'interprétation des anomalies.

A une latitude réunionnaise, à cause de l'inclinaison du champ magnétique, l'anomalie induite par une structure aimantée, positivement ou négativement, génère une anomalie dipolaire, (Fig. 2-45a). Par conséquent, la localisation des sources des anomalies magnétiques apparaît complexe, contrairement au cas des anomalies gravimétriques monopolaires et toujours situées à l'aplomb de leur source.

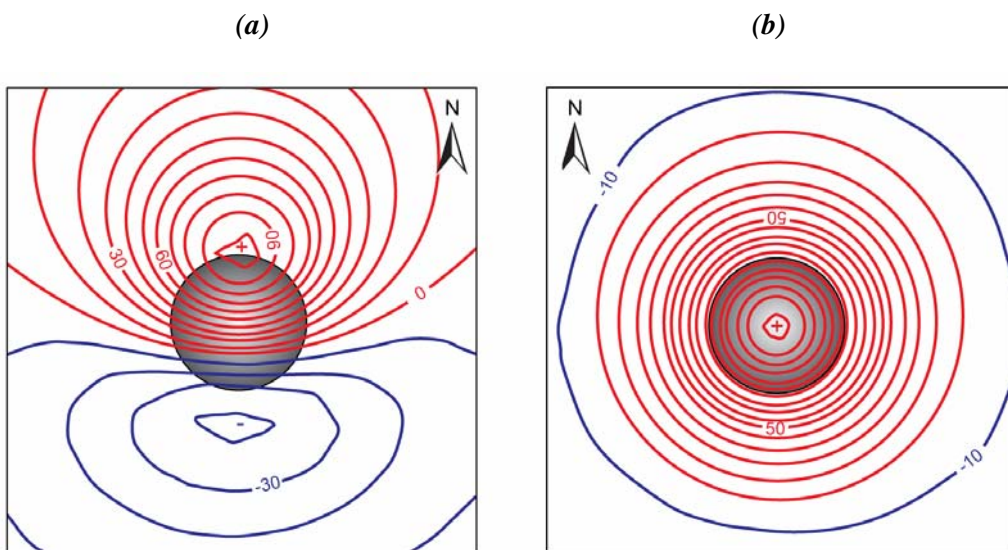


Figure 2-45: *a) Anomalie magnétique théorique générée par une structure sphérique à aimantation normale à La Réunion, pour une déclinaison nulle et une inclinaison de -36° ; b) Réduction au pôle de cette anomalie. La composante positive de l'anomalie est représentée en rouge, la composante négative en bleue.*

Dans le but de réduire cette complexité, les données magnétiques ont été réduites au pôle (Baranov, 1957), une transformation permettant d'annuler ou de réduire significativement l'apparence dipolaire des anomalies. La réduction au pôle est une transformation permettant de calculer l'anomalie qui serait observée si le champ était vertical (pôle). L'anomalie résultante est donc localisée à l'aplomb de la source aimantée. Une réduction au pôle correcte requiert la connaissance de la direction du champ magnétique terrestre d'une part, mais également celle de l'aimantation totale des différentes formations. En raison du fort rapport de Koenigsberger caractéristiques des roches volcaniques, la direction d'aimantation totale des formations de La Réunion est ici assimilée à celle d'un champ axial géocentrique dipolaire, caractérisé par une déclinaison de 0° et une inclinaison de -36° .

Les cartes d'anomalies magnétiques terrestres et marines réduites au pôle sont présentées dans la figure 2-46a et b respectivement.

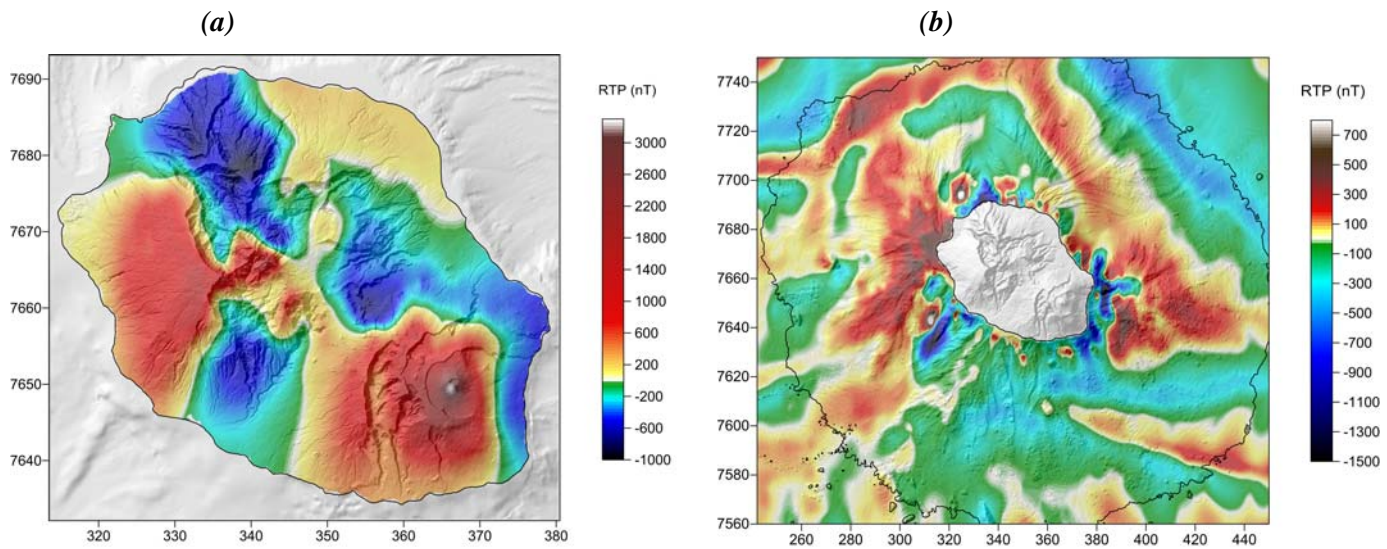


Figure 2-46 : *a) Carte d'anomalies magnétiques subaériennes compilée à une altitude de 3500 m, filtrée, corrigée des écarts aux croisements et lissée, réduite au pôle; b) Carte d'anomalies magnétiques marines compilée au niveau de la mer, filtrée, corrigée des écarts aux croisements et lissée, réduite au pôle. Coordonnées en km, WGS84 UTM 40S.*

VII.4.2. Le prolongement

Le prolongement vers le haut permet le calcul de cartes d'anomalies à des altitudes plus élevées que la surface d'observation, et inversement dans le cas du prolongement vers le bas (Henderson et Zietz, 1949).

A proximité de la surface, les anomalies sont fortement influencées par les sources superficielles. A plus haute altitude, l'effet des sources plus profondes et de plus grandes dimensions devient plus important. Le prolongement vers le haut permet donc de réduire les effets de corps aimantés situés à proximité de la surface de la Terre, tandis que le prolongement vers le bas les accentue.

Dans le cas des reliefs émergés excédant 3000 m d'altitude, un prolongement des données aéromagnétiques vers le bas s'avère impossible. Par conséquent, la carte d'anomalies magnétiques interpolée à partir des données marines peut être prolongée vers le haut jusqu'à une altitude de 3500 mètres, permettant ainsi d'associer les deux jeux d'anomalies (Fig. 2-47).

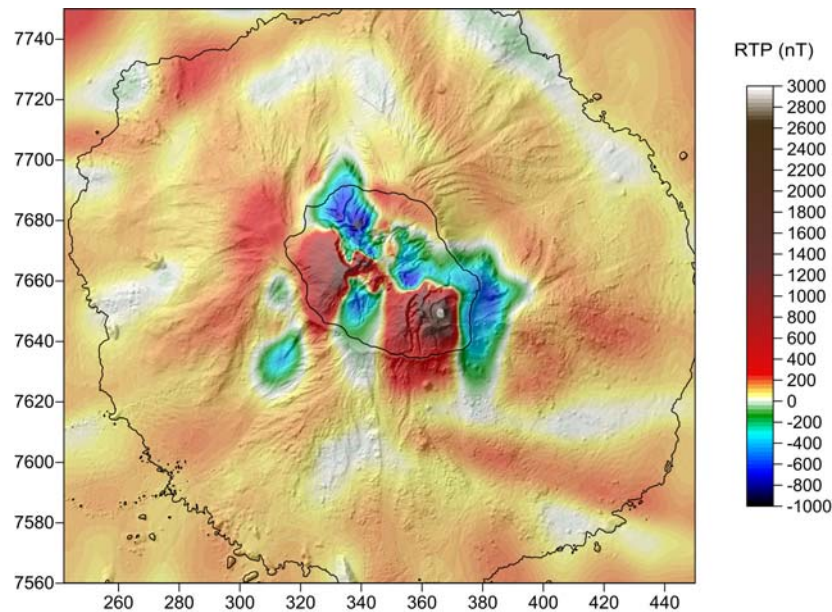


Figure 2-47 : Carte d'anomalies magnétiques compilée à partir des données aériennes et marines RTP, à une altitude de 3500 mètres. Les contours à 0 et -4000 m sont représentés.

VII.5. Calcul de la dérivée verticale

Comme dans le cas d'une approche gravimétriques, le calcul de documents dérivés à partir de la carte d'anomalies magnétiques offre un certain nombre d'informations supplémentaires quant aux structures sources des anomalies observées en surface.

Lors de l'étude du champ magnétique, le calcul des dérivées verticales successives (première, seconde, ...) permet d'obtenir des anomalies de plus en plus focalisées sur les sources aimantées. En effet, lorsque deux sources magnétiques sont proches, les anomalies magnétiques générées se superposent en partie, et l'estimation de leur influence respective sur l'anomalie devient impossible. Le calcul d'une carte de dérivée verticale permet de mettre en évidence les anomalies de courtes longueurs d'onde contenues dans le signal magnétique, c'est-à-dire les hautes fréquences générées par les structures superficielles aimantées.

VII.6. Déconvolution d'Euler

Parmi les post-traitements des cartes d'anomalies magnétiques, différentes techniques automatiques ont été développées récemment, destinées à localiser les contacts magnétiques.

La première est basée sur l'étude du gradient vertical de pseudogravité, dans la mesure où ses maxima coïncident avec de forts contrastes magnétiques. D'autres techniques reposent sur le signal analytique de la carte d'anomalies magnétiques et de ses dérivées.

Une troisième approche dans la localisation des contacts magnétiques est la déconvolution d'Euler. Cette méthode fournit les coordonnées spatiales des sources magnétiques en résolvant l'équation d'homogénéité d'Euler, selon différentes fenêtres de données couvrant l'intégralité de la carte d'anomalies magnétiques (Fig. 2-48). Une telle méthode présente l'avantage d'être insensible à la direction d'aimantation, ce qui implique une estimation de profondeur non affectée par la rémanence magnétique.

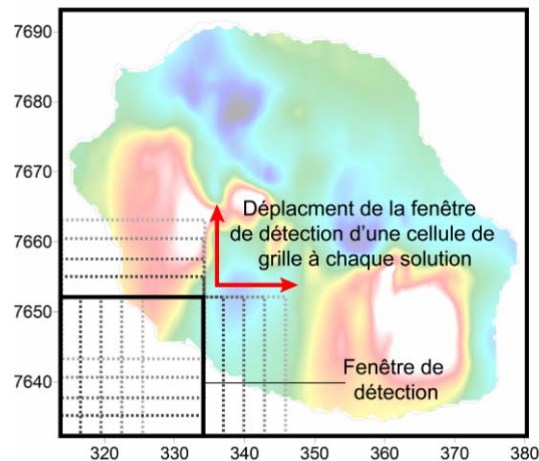


Figure 2-48: Schéma explicatif de la procédure de déconvolution d'Euler. Les données sont analysées par l'intermédiaire d'une fenêtre carrée. A chaque déplacement de cette fenêtre de détection, une nouvelle solution est calculée et la procédure est répétée jusqu'à la couverture complète de la grille étudiée.

Plus en détail, les anomalies magnétiques sont supposées générées par des modèles structuraux simples représentés par un index structural (SI). Concrètement, SI est une mesure du degré d'atténuation de l'anomalie magnétique avec la distance, variant de 0.0 à 3.0 selon le corps considéré au sein du champ magnétique (SI=0 pour un contact magnétique, 0.5 pour une faille, 1 pour un sill ou un dyke, 2 pour un réservoir ou un cylindre horizontal, 3 pour une sphère).

Ce traitement a été appliquée aux données magnétiques RTP de l'île de La Réunion, en testant différentes tailles de fenêtres de détection et différents indices structuraux.

VIII. METHODES ELECTROMAGNETIQUES

L'Ile de La Réunion a fait l'objet de nombreux sondages électriques (Fig. 2-49) et électromagnétiques en vue d'études hydrogéologiques (Courteaud, 1996 ; Folio, 2001), pour investiguer la zone active du Piton de la Fournaise (Lénat et al., 1999), ou destinés à la prospection géothermique (Benderitter, 1994 ; Benderitter et Gérard, 1984).

Benderitter et Gérard (1984) et Benderitter (1990) ont publié une synthèse des nombreuses campagnes géoélectriques conduites en vue d'un projet géothermique à La Réunion.



Figure 2-49 : Matériel utilisé lors des sondages électromagnétiques.

Les méthodes (Telford et al., 1990 ; Dobrin) utilisées lors de ces prospections sont diverses : sondages électriques en courant continu, sondages TDEM (Transient Electromagnetic Method), CSAMT (Controlled Source Audio Magneto-Telluric), AMT (Audio Magneto-Telluric), et MT (Magneto-Telluric).

Plus récemment, dans le cadre d'un second projet géothermie, un ensemble de nouveaux sondages a été réalisé afin de densifier et améliorer la connaissance de la distribution des résistivités au sein des deux massifs volcaniques.

Ainsi, 58 sondages AMT et 135 sondages MT ont été conduits par différents laboratoires : le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion (LSTUR), en collaboration avec l'Unité Mixte de Recherche 'Sisyphé' (UMR n°7619) de l'Université Paris VI- Pierre et Marie Curie et de l'Unité Mixte de Recherche 'Magmas et Volcans' (UMR n°6524) de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrant.

L'intégralité des données disponibles, compilée par Jean-François Lénat (Fig. 2-50), sera analysée à nouveau dans le cadre de cette étude, pour affiner les interprétations magnétiques et gravimétriques de zones particulières.

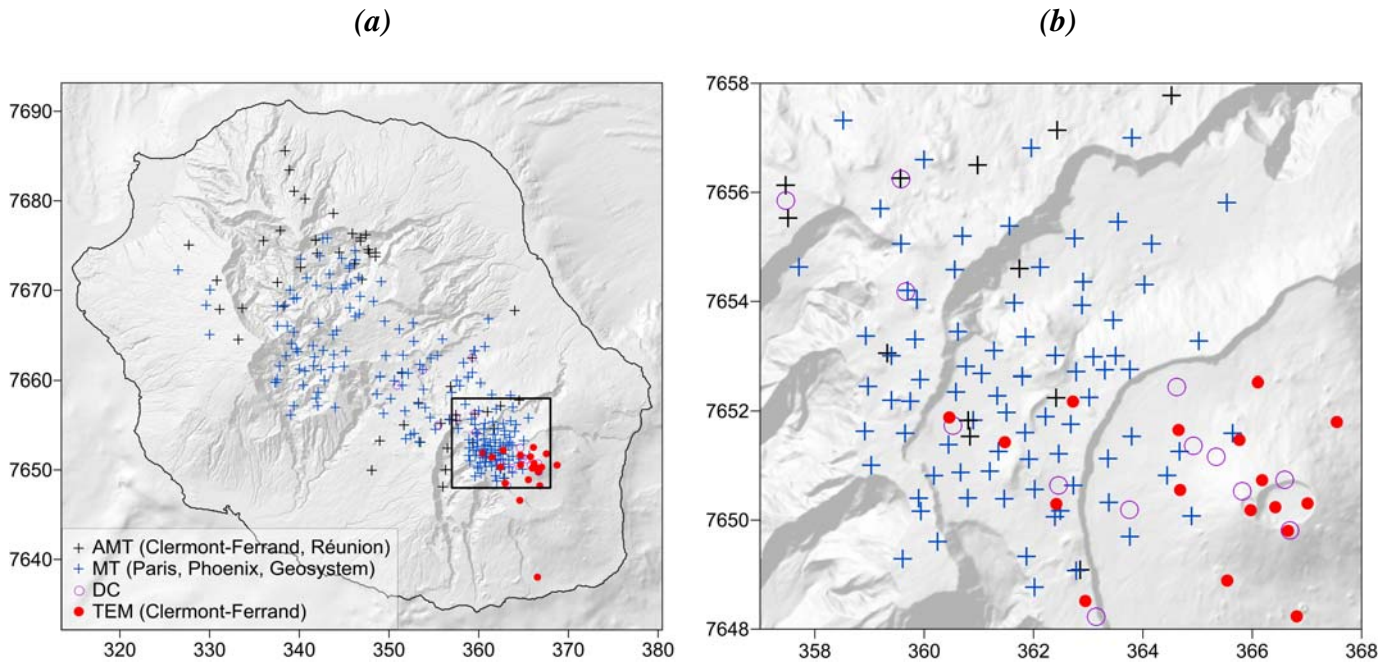


Figure 2-50 : Localisation des sondages MT, AMT et TDEM utilisés dans le cadre de cette étude, à l'échelle de l'île (a) et au niveau du Piton de la Fournaise (b).

PARTIE 3 : MODELISATION DES ANOMALIES GRAVIMETRIQUES, MAGNETIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES

Idéalement, l'interprétation des données géophysiques, dans notre cas gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques, doit offrir une connaissance précise, c'est-à-dire quantitative des structures géologiques à l'origine des anomalies. Leur géométrie, leur profondeur, ainsi que les différents paramètres géophysiques (densité, susceptibilité, aimantation et résistivité) associés doivent donc être déterminés précisément.

Une étape supplémentaire aux traitements des anomalies géophysiques est nécessaire, la modélisation, offrant des informations plus quantitatives quant à ces structures. Les différentes caractéristiques de ces structures géologiques peuvent ainsi être estimées en construisant des modèles de sous-sol, dont l'effet géophysique est comparable aux différentes anomalies observées en surface.

I. THEORIE DE LA MODELISATION

La modélisation consiste à rechercher un modèle de sous-sol reproduisant au mieux l'anomalie observée en surface, un modèle pris au sens d'une répartition discrète particulière des densités, des aimantations ou des résistivités en profondeur. Cependant, si la structure géologique source de l'anomalie est strictement unique, la modélisation fournit quant à elle une infinité de solutions. Ce phénomène de non-unicité des solutions implique que *'le problème de l'interprétation quantitative des données est mathématiquement indéterminé'* (Coulomb et Jobert, 1973). Par exemple, un corps de densité ρ_1 , de rayon r_1 et situé à une profondeur z_1 , pourra générer exactement la même anomalie de Bouguer qu'un corps de densité $\rho_2 > \rho_1$, de rayon $r_2 < r_1$ et situé à une profondeur $z_2 > z_1$ (Fig. 2-51).

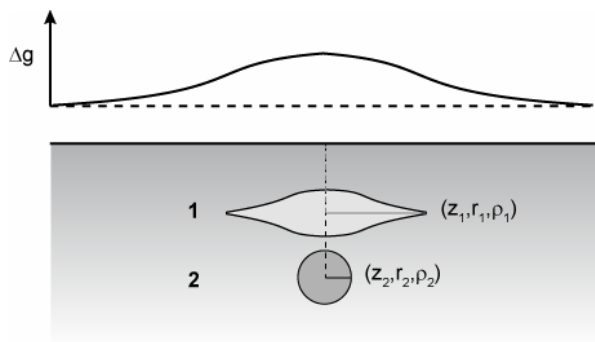


Figure 2-51: Exemple de non-unicité de la modélisation, considérant deux sources 1 et 2, localisées à une profondeur z_1 et z_2 ($z_2 > z_1$), de rayon r_1 et r_2 ($r_2 < r_1$) et de densité ρ_1 et ρ_2 ($\rho_2 > \rho_1$) respectivement, produisant la même anomalie de Bouguer (Δg) en surface.

Dans le cas des anomalies gravimétriques et magnétiques, tout ‘l’art’ de la modélisation consiste à restreindre le champ infini des modèles de solutions à un ensemble fini, ou tout au moins borné, de modèles géologiquement acceptables. Il est donc nécessaire de contraindre les gammes de densité, de susceptibilité et d’aimantation admissibles en fonction de la géologie, mais également de contraindre les profondeurs, ainsi que les limites latérales des structures en fonction de données géologiques ou de forage notamment.

Deux approches sont classiquement utilisées, selon les connaissances initiales quant aux structures sous-jacentes : *la modélisation inverse* d’une part, et *la modélisation directe* d’autre part, permettant toutes deux d’intégrer un certain nombre de contraintes sur la géométrie et sur les paramètres physiques.

I.1. La modélisation inverse

Lorsqu’aucune information n’est disponible à priori sur les structures du sous-sol, la méthode inverse sera privilégiée, permettant d’obtenir un modèle de sous-sol directement à partir de l’anomalie observée. Le sous-sol est discrétisé en un certain nombre de volumes élémentaires, avec une loi reliant les données géophysiques aux paramètres modélisés (densité, aimantation, résistivité).

L’ensemble des solutions est restreint en déterminant à priori un domaine de vraisemblance pour les paramètres caractéristiques des infrastructures, tels que les dimensions, les profondeurs, les paramètres densité, aimantation et résistivité.

I.2. La modélisation directe

La méthode directe est quant à elle privilégiée lorsque des informations autres que les données géophysiques étudiées sont disponibles (coupes géologiques, forages, profils sismiques, etc.). La modélisation directe comprend fondamentalement trois étapes:

- La première consiste à construire un modèle à partir des informations connues à priori sur la nature du sous-sol.
- La seconde permet de comparer directement le signal géophysique généré par le modèle avec l’anomalie observée.
- La troisième est destinée à affiner les paramètres géométriques et physiques du modèle.

II. STRATEGIE DE LA MODELISATION'

Quelque soit l'approche de modélisation (directe ou inverse) envisagée, certaines considérations de vraisemblances géologiques sont nécessaires pour limiter l'indétermination, impliquant de restreindre à priori le champ des solutions. Cette démarche, qui peut aussi comporter une part de subjectivité, dérive d'une analyse de toutes les informations disponibles à priori. Il s'avère donc indispensable de disposer d'un ensemble d'informations, fiables et indépendantes des données géophysiques étudiées, pour entreprendre une modélisation géologiquement réaliste, particulièrement dans le cas de la modélisation directe.

Dans le cadre de notre étude, les deux méthodes de modélisation précédemment décrites ont été appliquées dans le but de définir les structures gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques des zones d'intérêt. En premier lieu, la modélisation par inversion 3D a permis l'obtention de modèles généraux relativement lisses des distributions de densité et d'aimantation. La modélisation 2D, 2D $\frac{1}{2}$ et 2D $\frac{3}{4}$ est, quant à elle, utilisée pour construire des modèles gravimétriques et magnétiques plus détaillés, établis avec d'avantage de contraintes géologiques et géophysiques que les modèles 3D obtenus par inversion.

Les données électromagnétiques ont fait l'objet d'une modélisation 2D, permettant de dériver une distribution des résistivités au sein de l'édifice.

II.1. Inversion 3D

Dans la suite de l'étude, deux types de modélisations par inversions 3D sont réalisées à partir des données d'anomalie de Bouguer résiduelle, et des données magnétiques réduites au pôle résiduelles.

II.1.1. Modélisation par maillage du milieu (GRAV3D et MAG3D)

D'un point de vue théorique, la zone modélisée est discrétisée par l'intermédiaire d'un maillage, dont les extensions latérales varient selon la région d'intérêt, la dimension des cellules du maillage augmentant progressivement avec la profondeur. La dimension des éléments finis définissant le modèle diminue progressivement en direction de la zone interne, où une meilleure résolution est requise. Les paramètres densité et aimantation peuvent être négatifs selon les contrastes gravimétriques et magnétiques modélisés, et les intervalles de variations peuvent être fixés au sein de chaque cellule (Fig. 2-52).

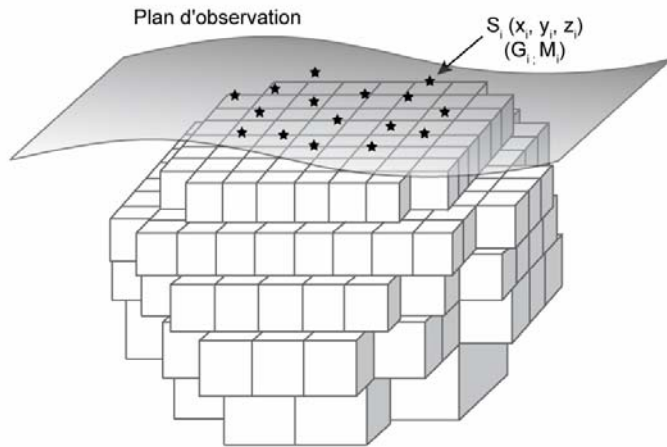


Figure 2-52: Modèle de maillage 3D composé d'éléments finis sous un plan de mesures gravimétriques (G_i) et magnétiques (M_i) aux stations S_i de coordonnées (x_i, y_i, z_i) .
D'après Camacho et al. (2003).

Le processus d'inversion tend alors à rendre compte des anomalies observées par l'intermédiaire de structures superposées, de densité positive ou négative, et d'aimantation normale ou inverse. Certaines structures sont strictement superficielles et d'autres s'étendent plus en profondeur, permettant de bien reproduire les différentes longueurs d'onde des anomalies observées.

Toutefois, les structures générées par cette méthode de modélisation présentent généralement des limites progressives, souvent peu réalistes géologiquement.

Ainsi, les modèles généraux résultant sont utilisés comme une première investigation, permettant de construire des modèles 2D plus détaillés avec des limites plus précises.

II.1.2. Modélisation par ajustement d'interface (Gmsys-3D)

L'extension Gmsys-3D d'Oasis Montaj permet de construire des modèles gravimétriques et magnétiques dont les surfaces sont orientées. Les modèles sont définis par un ensemble de grilles superposées, dont les paramètres densité, susceptibilité et aimantation rémanente sont spécifiés pour chaque couche sous-jacente.

La base de chaque couche, ainsi que les différents paramètres affectés peuvent être progressivement ajustés lors du processus d'inversion, jusqu'à satisfaire le signal géophysique (gravimétrique ou magnétique) observé.

Au contraire des méthodes d'inversion développées par GRAV3D et MAG3D, l'ajustement des surfaces modélisées résulte en des interfaces bien définies entre les différentes structures. Si la réponse au modèle est calculée directement au niveau du plan d'observation avec GRAV3D et MAG3D, Gmsys-3D nécessite, dans le cas des données gravimétriques acquises à même la surface, de prolonger les données vers le haut sur un plan, générant une perte de l'information de courte longueur d'onde.

La figure 2-53 présente un exemple de modèle 3D initial utilisé lors d'une inversion des données gravimétriques. Ce modèle de référence, limité en profondeur par une surface de base et en altitude par la surface topographique de la zone étudiée, est composé d'une couche plane de forte densité ($3.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) dans un milieu de densité moyenne ($2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$).

L'inversion 3D est calculée à partir de l'anomalie de Bouguer résiduelle, préalablement prolongée vers le haut à une altitude de 3060 m, soit juste au dessus du point haut de la zone considérée. La densité de la couche dense, ainsi que sa surface, peuvent être successivement modifiées et progressivement ajustées lors du processus d'inversion

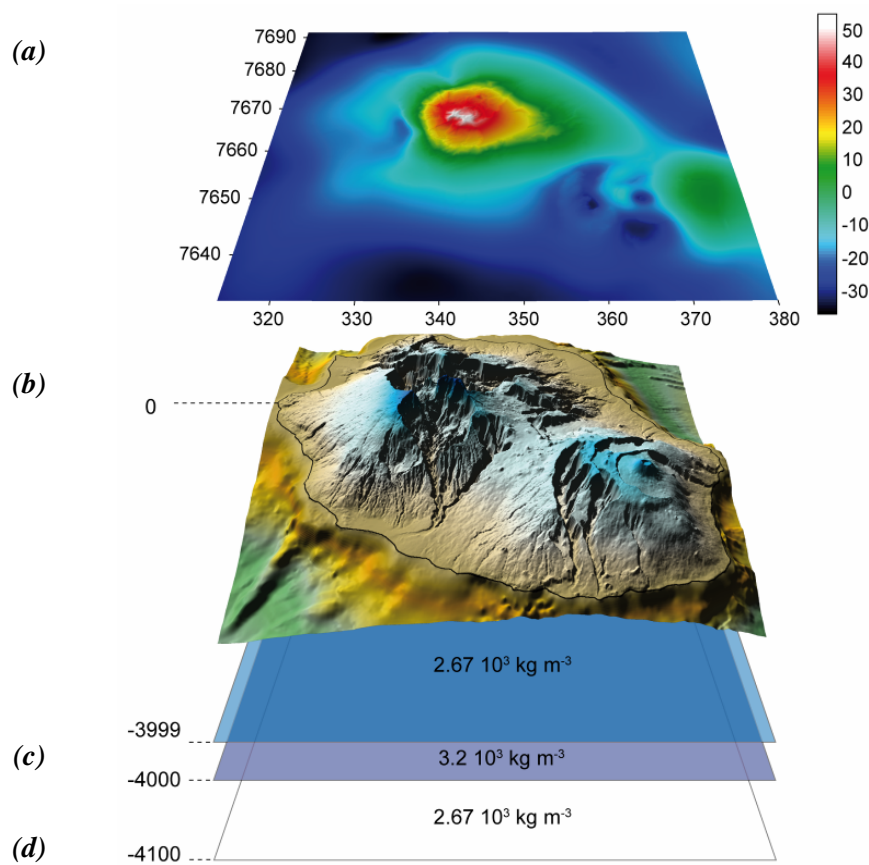


Figure 2-53: Exemple de modèle 3D initial utilisé lors d'une inversion 3D par Gmsys-3D. **a)** Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle prolongée vers le haut à une altitude de 3060 m ; **b)** Topographie de la zone étudiée : surface supérieure du modèle, plan d'acquisition des données gravimétriques ; **c)** Couche dense ; **d)** base du modèle.

II.2. Modélisation 2D

II.2.1. Données gravimétriques et magnétiques

Dans le cas d'une modélisation 2D classique, l'extension des structures modélisées est infinie, générant une réponse géophysique biaisée. Un tel problème est en partie résolu par l'intermédiaire de modélisation 2D $\frac{1}{2}$ ou 2D $\frac{3}{4}$, permettant de limiter l'extension des structures perpendiculairement au profil considéré. Simplement, les structures modélisées sont tronquées à une distance équivalente ou selon des distances différentes de part et d'autre de la section, dans le cas de modèles 2D $\frac{1}{2}$ et 2D $\frac{3}{4}$ respectivement (Fig. 2-54).

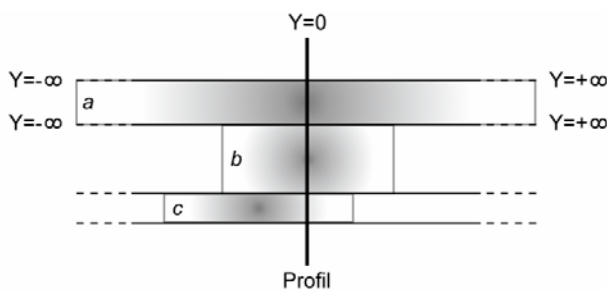


Figure 2-54 : Principes de la modélisation 2D (structure a), 2D $\frac{1}{2}$ (structure b) et 2D $\frac{3}{4}$ (structure c), selon la distance de troncature des structures modélisées par rapport à l'axe du profil sélectionné.

Cette approche permet de contrôler plus aisément les contraintes géométriques des structures supposées à l'origine des anomalies géophysiques.

II.2.2. Données électromagnétiques

Les données électromagnétiques ont été traitées par l'intermédiaire du logiciel WingLink® de Geosystem. Le module '2D smooth inversion' a été utilisé pour dériver les sections interprétatives. Le maillage 2D peut être ajusté par l'utilisateur et la topographie peut être prise en compte. Les sondages TDEM ont quant à eux été modélisés par WingLink® et Jointem (www.cc.oulu.fi/~mpi/Softat/Jointem.html), lorsque les données TDEM pouvaient être inversées conjointement à des sondages de Lénat et al. (2000).

CHAPITRE 3

ARCHITECTURE ET ÉVOLUTION DE L'ÎLE DE LA RÉUNION : APPORT DES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Objectifs :

- Investiguer l'architecture de l'île de La Réunion en termes de structure interne, à partir des données géophysiques ;
- Analyser en détail les anomalies gravimétriques et magnétiques en contexte émergé ;
- Synthétiser les connaissances géologiques et mettre en évidence les différentes structures particulières à l'échelle du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise ;
- Modéliser (2D, 2D ½, 2D ¾ et 3D) les anomalies gravimétriques et magnétiques subaériennes ;
- Modéliser (2D) les données électromagnétiques disponibles à l'échelle de l'île ;
- Étudier l'influence de l'effondrement du cratère Dolomieu sur le signal gravimétrique ;
- Reconstruire la morphologie de l'île à la transition magnétique Brunhes-Matuyama et étudier la distribution des produits subaériens récents ;
- Définir la morphologie du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges et établir les relations entre morphologie de surface et structure interne ;
- Effectuer une synthèse 3D des résultats à l'échelle du système émergé.

Mots clés :

Piton de la Fournaise ; Piton des Neiges ; modélisation ; propriétés magnétiques, gravimétriques et résistivité des formations volcaniques ; volcano-tectonique et transfert de masse ; structure interne ; relation génétique morphologie de surface/structure interne.

PARTIE 1 : ETUDE DETAILLEE DES ANOMALIES GEOPHYSIQUES SUBAERIENNES

I. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER

I.1. Généralités

Comme mentionné précédemment, l'Ile de La Réunion a fait l'objet de nombreuses prospections gravimétriques, dont les résultats ont été partiellement publiés (Rousset et al., 1987 ; Rousset et al., 1989 ; Lesquer, 1990 ; Malengreau et al., 1999). L'acquisition de données récentes (Lambert, 2003 ; Levieux, 2004 ; Gailler et al., 2009), ainsi que l'utilisation de techniques de traitement modernes et plus précises, ont permis de mieux contraindre les anomalies gravimétriques et, par conséquent, d'obtenir d'avantage d'informations quant aux structures superficielles et profondes de l'édifice.

I.2. Description qualitative

L'examen visuel de la carte d'anomalie de Bouguer, compilée à partir d'une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, permet de confirmer et de préciser les anomalies majeures décrites lors des travaux antérieurs réalisés à l'échelle de La Réunion (Fig. 3-01).

La zone centrale du Piton des Neiges est associée à une intense anomalie positive (Fig. 3-01 ; anomalie A), dont le maximum est localisé au niveau des Cirques de Salazie et de Cilaos, avec une continuité apparente de l'anomalie au sein du Cirque des Marsouins jusqu'à la Plaine des Palmistes (Fig. 3-01 ; anomalie B).

A l'est du Piton de la Fournaise, l'anomalie positive générée par le complexe intrusif du Grand Brûlé apparaît bien définie, allongée selon un axe nord-sud (Fig. 3-01 ; anomalie C), et désormais mieux contrainte dans sa partie nord grâce aux mesures gravimétriques effectuées en 2007 dans ce secteur.

L'image gravimétrique du Piton de la Fournaise diffère quant à elle largement de celle du Piton des Neiges et du Volcan des Alizés, avec l'absence d'anomalie positive associée (Fig. 3-01 ; anomalie D), suggérant une structure significativement différente.

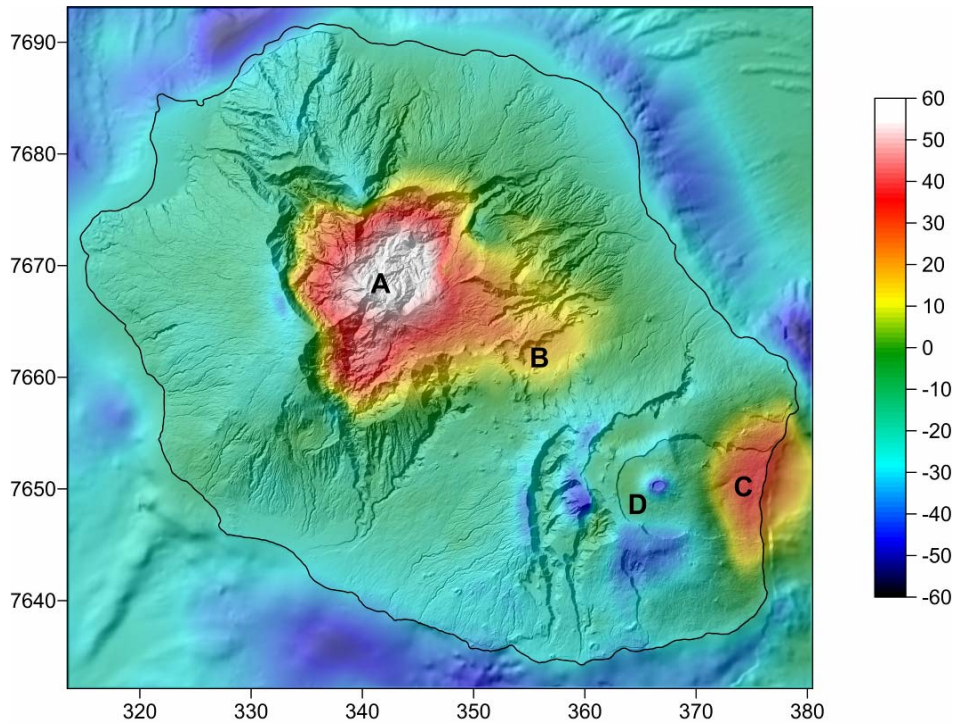


Figure 3-01: Carte d'anomalie de Bouguer de l'île de La Réunion calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Les lettres désignent les anomalies majeures discutées dans le texte. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

D'après les tests de Nettleton (Nettleton, 1939) effectués dans la zone du Piton de la Fournaise, une carte spécifique (cf Chapitre 2 § V.3.2.3), calculée pour une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, semble plus appropriée pour rendre compte des anomalies gravimétriques dans le secteur Piton de la Fournaise (Fig. 3-02).

Dans le but de se focaliser sur les structures superficielles, les courtes longueurs d'onde ont été privilégiées en filtrant une partie de la contribution des grandes longueurs d'onde. Cette contribution régionale est estimée par un prolongement vers le haut de 1 km des anomalies gravimétriques (Fig. 3-02b), puis soustraite à la carte originale (Fig. 3-02a). La carte résultante (Fig. 3-02c) met ainsi en évidence les signaux de moyenne et haute fréquence attribués aux structures superficielles.

La carte régionale (Fig. 3-02b) met en évidence trois anomalies positives majeures dont les composantes grande longueur d'onde, au niveau du Grand Brûlé (Fig. 3-02b; anomalie C) et dans le secteur Plaine des Sables-Enclos-Fouqué (Fig. 3-02b; anomalies G-I), imagent les parties profondes des structures denses associées. Au nord-ouest de la carte, l'anomalie positive qui s'étend jusqu'à la Plaine des Palmistes (Fig. 3-02b; anomalies A-B) peut également être attribuée à l'influence profonde d'un complexe dense, celui du Piton des Neiges.

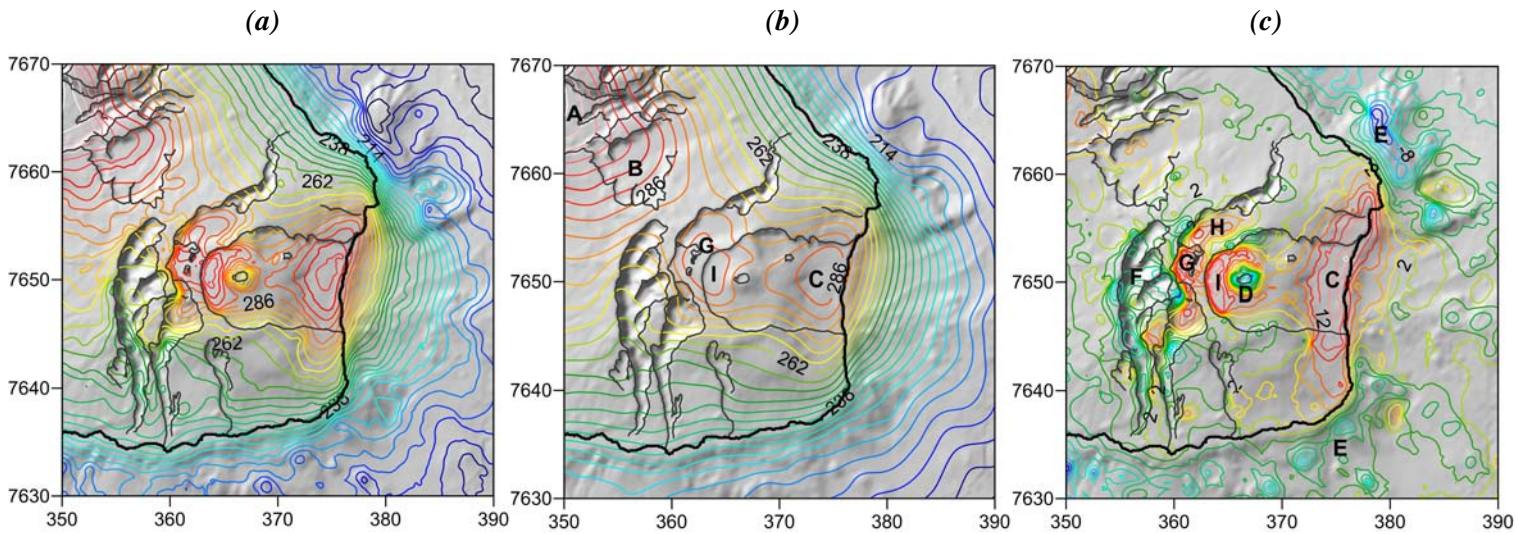


Figure 3-02: **a)** Carte d'anomalie de Bouguer centrée sur le massif du Piton de la Fournaise, calculée pour une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$; intervalle des isocontours : 4 mGal ; **b)** Carte d'anomalie de Bouguer régionale calculée à partir d'un prolongement vers le haut de 1 km ; intervalle des isocontours : 4 mGal ; **c)** Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle, calculée pour une densité de correction de $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$; intervalle des isocontours : 2 mGal. Les lettres désignent les anomalies majeures discutées dans le texte, selon la nomenclature utilisée dans la figure 3-01.

Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

La carte résiduelle met quant à elle en évidence différentes anomalies de courte longueur d'onde. Des anomalies positives apparaissent au niveau du Grand Brûlé et dans le secteur Plaine des Sables-Enclos Fouqué (Fig. 3-02c; anomalies G-I et C), liées, entre autre, à la présence à faible profondeur du toit des structures denses associées et dont la composante grande longueur d'onde apparaît à l'échelle de la carte régionale.

Les anomalies positives curvilignes de courte longueur d'onde observées au niveau de la Plaine des Sables (Fig. 3-02c ; anomalie G), de l'Enclos (Fig. 3-02c ; anomalie I) et du Fond de la Rivière de l'Est (Fig. 3-02c ; anomalie H) apparaissent étroitement associées à ces dépressions, impliquant la présence de structures superficielles denses.

Au niveau de la zone active, l'anomalie positive de l'Enclos ceinture l'anomalie négative du Cône Central (Fig. 3-01 et 3-02c ; anomalie D).

Les prolongements en mer des rift zones NE et SE du Piton de la Fournaise coïncident quant à eux avec des anomalies gravimétriques négatives (Fig. 3-02c ; anomalies E).

Au sud-ouest du massif, une anomalie négative apparaît dans le secteur Rivière des Remparts-Rivière Langevin (Fig. 3-02c ; anomalie F).

II. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIES AEROMAGNETIQUES

II.1. Généralités

L'histoire subaérienne de l'Ile de La Réunion a débuté il y a environ 2 Ma (McDougall, 1971), permettant d'utiliser l'inversion géomagnétique Brunhes-Matuyama (~0,78 Ma) pour la datation relative des zones construites par l'intermédiaire de leur aimantation thermorémanente. Les roches appartenant au Piton de la Fournaise, les formations de la Série Différenciée et les plus récentes de la Série des Océanites du Piton des Neiges, émises au cours de la période Brunhes, devraient présenter une aimantation totale normale, tandis que les formations plus anciennes de la Série des Océanites, antérieures à l'inversion Brunhes-Matuyama, devraient être caractérisées par une aimantation totale inverse.

II.2. Description qualitative

Comme mentionné par Lénat et al. (2001), la carte d'anomalies magnétiques RTP (Fig. 3-03) est dominée par l'existence de deux larges anomalies positives distinctes.

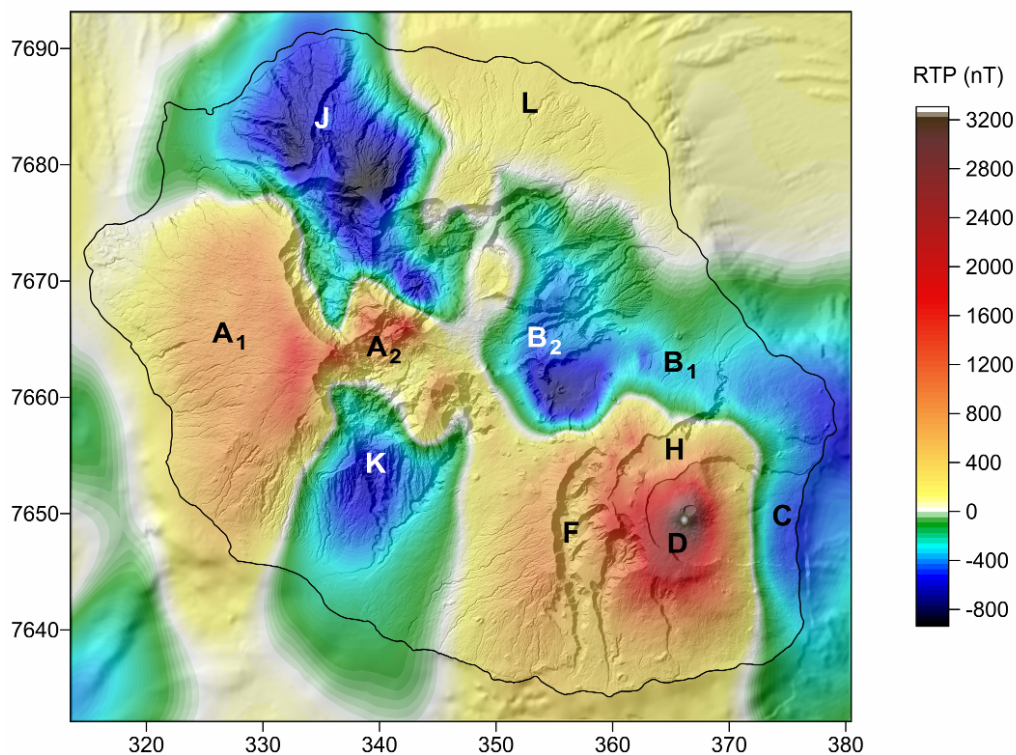


Figure 3-03: Carte d'anomalies magnétiques RTP calculée à une altitude de 3500 m.

Les lettres désignent les anomalies majeures discutées dans le texte, selon la nomenclature utilisée dans les figures 3-01 et 3-02. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

La première anomalie est associée au Piton de la Fournaise (Fig. 3-03 ; anomalie D), la seconde localisée au niveau du flanc ouest (Fig. 3-03 ; anomalie A₁) et des reliefs centraux (Fig. 3-03 ; anomalie A₂) du Piton des Neiges.

Comparée aux documents antérieurs, la carte magnétique RTP nouvellement compilée souligne une distribution plus complexe des anomalies, parfois de faible extension et coïncidentes avec certaines structures géologiques (Fig. 3-03).

Notons que l'anomalie positive associée au Piton de la Fournaise présente une extension limitée par rapport à l'édifice. Elle est absente sur ses flancs nord (Fig. 3-03 ; anomalie B₁) et est (Fig. 3-03 ; anomalie C). Par ailleurs, le maximum de cette anomalie positive apparaît décentré vers le sud par rapport au sommet.

Un négatif relatif apparaît dans le fond de la Rivière des Remparts (Fig. 3-03 ; anomalie F) et dans le secteur du Fond de la Rivière de l'Est (Fig. 3-03 ; anomalie H).

L'anomalie magnétique positive du Piton des Neiges est associée au flanc ouest (Fig. 3-03 ; anomalie A₁) et à la zone sommitale (Fig. 3-03 ; anomalie A₂), se prolongeant au niveau du rempart est du Cirque de Cilaos.

Le flanc N-NE du massif ancien présente également une anomalie positive (Fig. 3-03 ; anomalie L), mais dont l'amplitude est moindre.

Les autres zones sont dominées par des anomalies négatives, au niveau du Massif de la Montagne (Fig.3.03 ; anomalie J), du flanc sud du Piton des Neiges (Fig.3.03 ; anomalie K), et dans la zone Takamaka-Plaine des Palmistes (Fig.3.03 ; anomalie B₂) à la transition entre les deux massifs.

II.3. Déconvolution d'Euler et localisation des limites magnétiques

Une déconvolution d'Euler (cf Chapitre 2 § VII.7.) a été appliquée à la carte d'anomalies magnétiques RTP dans le but d'individualiser les principales structures magnétiques.

L'analyse des solutions obtenues, selon le jeu de paramètres assignés, a permis de définir une fenêtre de détection optimale de 20 km selon l'extension des anomalies principales. Un indice structural (SI pour Structural Index) correspondant à un contact magnétique latéral (SI=0) a été choisi.

Les résultats de ce traitement, en parallèle avec l'analyse des anomalies magnétiques (Fig. 3-03) permettent ainsi de délimiter les zones construites principalement par des formations à aimantation normale ou inverse. L'interprétation des anomalies magnétiques de l'île sera guidée par cette zonation.

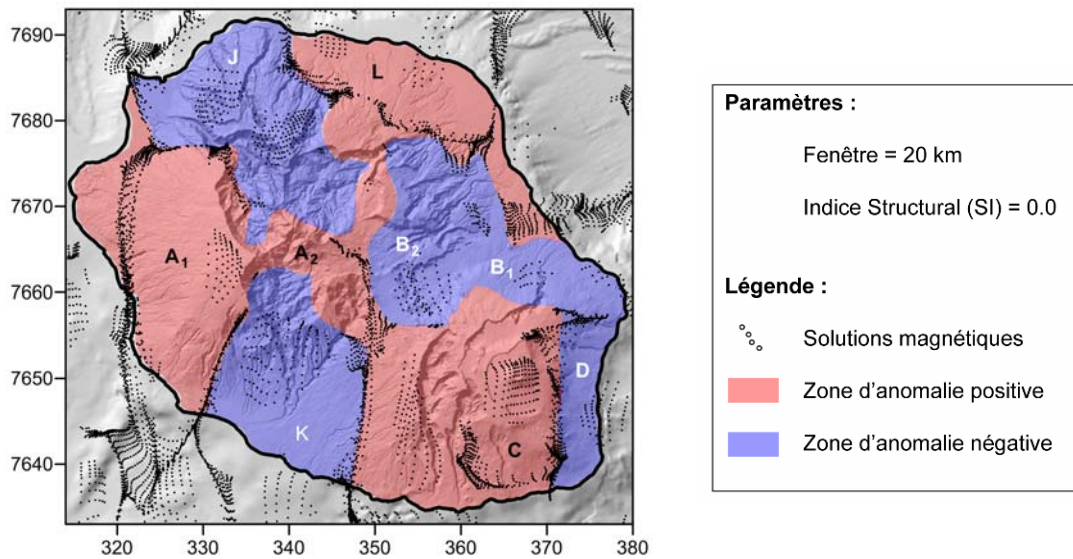


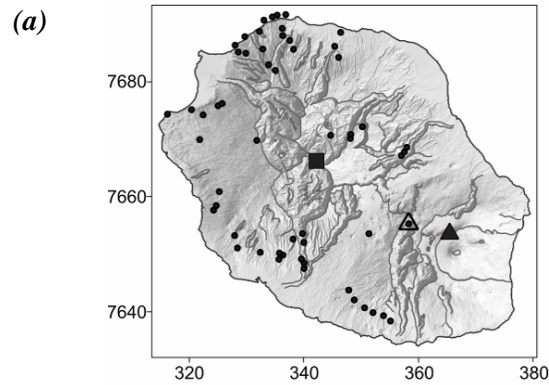
Figure 3-04: Solutions obtenues par déconvolution d'Euler et zonation des anomalies de polarité d'après la carte d'anomalies magnétiques RTP (Fig 3-03). Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

Nous observons ainsi :

- Différentes anomalies magnétiques positives majeures, l'une associée à la zone centrale et au flanc sud du Piton de la Fournaise, étendue à la zone Rivière des Remparts-Rivière Langevin et Plaine des Cafres (Fig. 3-03 et 3-04 ; anomalie G), les autres associées au flanc ouest, à la zone centrale et au flanc nord du Piton des Neiges (Fig. 3-03 et 3-04 ; anomalies A₁ et A₂);
- Différentes zones négatives, associées au Massif de la Montagne au nord (Fig. 3-03 et 3-04 ; anomalie J), au flanc sud du Piton des Neiges (Figures 3-03 et 3-04 ; anomalie K), à la transition nord-est entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise (Fig. 3-03 et 3-04 ; anomalie B₂) dans la zone Takamaka-Plaine des Palmistes et aux flancs nord et est du Piton de la Fournaise (Fig. 3-03 et 3-04 ; anomalies B₁ et C respectivement).

II.4. Études paléomagnétiques

Les études paléomagnétiques sur les échantillons de La Réunion (Chamalaun, 1968 ; Chauvin et al., 1991 ; Raïs et al., 1996) peuvent être utilisées pour obtenir des contraintes sur l'aimantation des formations du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges (Fig. 3-05). En effet, elles mettent en évidence la prépondérance de l'aimantation rémanente (fort rapport de Königsberger) caractéristique des formations basaltiques.



(b)

Référence	Site	Nombre d'échantillons	NRM (A.m ⁻¹)			Rapport de Koenigsberger		
			Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
<i>Chamalaun (1968)</i>	● Piton des Neiges ● Piton de la Fournaise	> 100			3.6			5.7
<i>Chauvin et al. (1991)</i>	▲ Rempart de Bellecombe (section)	35	1.1	16.4	6.13	1.8	28.7	10.7
<i>Chauvin et al. (1991)</i>	△ Rivière des Remparts (section)	31	5.2	16.6	9.63	4.9	44.4	18.44
<i>Rais et al. (1996)</i>	■ Piton des Neiges	70	3.2	20.3	6.46	1.9	24.91	9.57

Figure 3-05 : a) Localisation des échantillonnages paléomagnétiques à l'échelle de La Réunion ; coordonnées en km (WGS84 UTM 40S) ; b) Propriétés magnétiques de quelques roches volcaniques (localisées en a) du Piton de la Fournaise (Chamalaun, 1968 ; Chauvin et al., 1991) et du Piton des Neiges (Chamalaun, 1968 ; Rais et al., 1996).

En moyenne, l'aimantation rémanente naturelle des formations du Piton de la Fournaise (sites du Rempart de Bellecombe et de la Rivière des Remparts) est plus élevée que celle des formations du Piton des Neiges (Fig. 3-05b).

Ces données issues d'études paléomagnétiques sont précieuses pour fixer l'ordre de grandeur des aimantations des formations de La Réunion. Cependant, elles ne représentent qu'un faible échantillonnage de l'ensemble des roches de l'île et, par conséquent, ont une représentativité limitée.

PARTIE 2 : LE PITON DES NEIGES

ETUDE CROISEE DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

I. GENERALITES

La morphologie générale du Piton des Neiges diffère largement de celle d'un volcan récent non érodé. Sa topographie accidentée et cette géologie complexe témoignent d'une importante évolution, résultant de l'action combinée de phénomènes volcano-tectoniques et de l'érosion. L'érosion en environnement tropical, pendant plus de 2 Ma (McDougall, 1971), est considérée comme un agent majeur dans l'évolution de sa topographie. Par ailleurs, l'activité volcano-tectonique a sans aucun doute profondément affecté la morphologie du massif.

Bien que l'évolution structurale du Piton des Neiges ait fait l'objet de nombreuses études (Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982 ; Rançon, 1982 ; Rocher, 1988 ; Kieffer, 1990a ; Lecoîntre, 1992 ; Gillot et al., 1994), aucun modèle général précis n'a encore été établi.

Récemment, les études bathymétriques ont fourni des informations précieuses, imageant les flancs sous marins du Piton des Neiges composés essentiellement d'importants dépôts d'avalanches de débris (Lénat et Labazuy, 1990 ; Oehler et al., 2004 et 2008). Ces observations témoignent des différents épisodes de glissement à l'origine du démantèlement multidirectionnel du Piton des Neiges au cours de sa croissance.

La nature et la cartographie des formations sous marines, ainsi que les cicatrices entaillant le massif, ont conduit à l'étude détaillée des dépôts subaériens. Ainsi, les nombreuses prospections de terrain et les campagnes récentes (Oehler, 2005) ont permis de préciser les observations géologiques et l'interprétation de sites majeurs. La répartition des formations brèchiques identifiées en domaine subaérien et leur extension en mer offre ainsi des arguments à la compréhension de l'évolution structurale du Piton des Neiges, notamment concernant la morphologie préservée de son flanc ouest.

I.1. Stratigraphie du Piton des Neiges

La stratigraphie du Piton des Neiges a été définie à partir d'observations de terrain, les grandes unités stratigraphiques correspondant également à une évolution pétrologique. Comme décrit précédemment (cf Chapitre 1 § III.1.1), deux séries magmatiques ont été définies: la Série des Océanites, ancienne (de 2.1 à 0.43 Ma), et la Série Différenciée, plus récente (de 0.35 à 0.012 Ma) (Rivals, 1950 ; Bussière, 1967 ; Upton and Wadsworth, 1965 et 1972, Billard et Vincent ,1974 ; Nativel, 1976 et 1978 ; Laux, 1976).

✓ **La Série des Océanites** est constituée de coulées de basaltes à olivines et de basaltes picritiques (océanites), de brèches basaltiques et de lahars. Upton et Wadsworth (1965) ont divisé cette série en deux unités :

- Une unité basale fortement altérée et zéolitisée : '*Older Oceanite Series ou Oceanites I*', datée aux environs de 2 Ma d'après McDougall (1971).
- Une unité supérieure : '*Younger Oceanites Series ou Oceanites II*', observée jusqu'à une altitude de 2000 m au dessus du niveau de la mer. Cette dernière est subdivisée en deux sous unités : une unité inférieure datée à 2.1-0.6 Ma, chloritisée et zéolitisée, et une unité supérieure datée à 0.6-0.43 Ma, ne contenant aucun minéraux d'origine hydrothermale. La limite entre ces deux unités apparaît généralement bien définie.

✓ Les formations de **la Série Différenciée** se seraient mises en place après une pause dans l'activité volcanique de 0.08 Ma environ. L'activité apparaît continue entre 0.35 et 0.22 Ma, principalement sur les flancs occidentaux des Cirques de Mafate et Cilaos. La seconde période serait caractérisée par le remplissage d'un cirque érosionnel, celui des Marsouins (caldera ?), entre 0.1 et 0.02 Ma, avec les dépôts pyroclastiques trachytiques du Plateau de Bébour-Bélouve.

La différenciation de ces deux séries, ainsi que leur cartographie en surface, permet de corréler les âges associés avec le signal magnétique observé. L'essentiel des formations appartenant à la Série des Océanites est antérieur à l'inversion Brunhes-Matuyama (0.78 Ma) et devrait être associé à des anomalies magnétiques négatives. Les formations les plus récentes de cette série et celles appartenant à la Série Différenciée, émises en période Brunhes, devraient se distinguer par des anomalies positives.

I.2. Le complexe intrusif

I.2.1. Description

Un forage géothermique profond (2108 m) réalisé dans le Cirque de Salazie a fourni une coupe stratigraphie cruciale pour la connaissance des zones profondes du Piton des Neiges (Demange et al., 1989 ; Fig. 3-07). En particulier, un important complexe gabbroïque a été mis en évidence, recoupé par de nombreux dykes et sills (Fig. 3-06b). Ces gabbros se retrouvent à l'affleurement au niveau de la Rivière du Mât (Famin et Michon, 2009 ; Fig. 3-06).

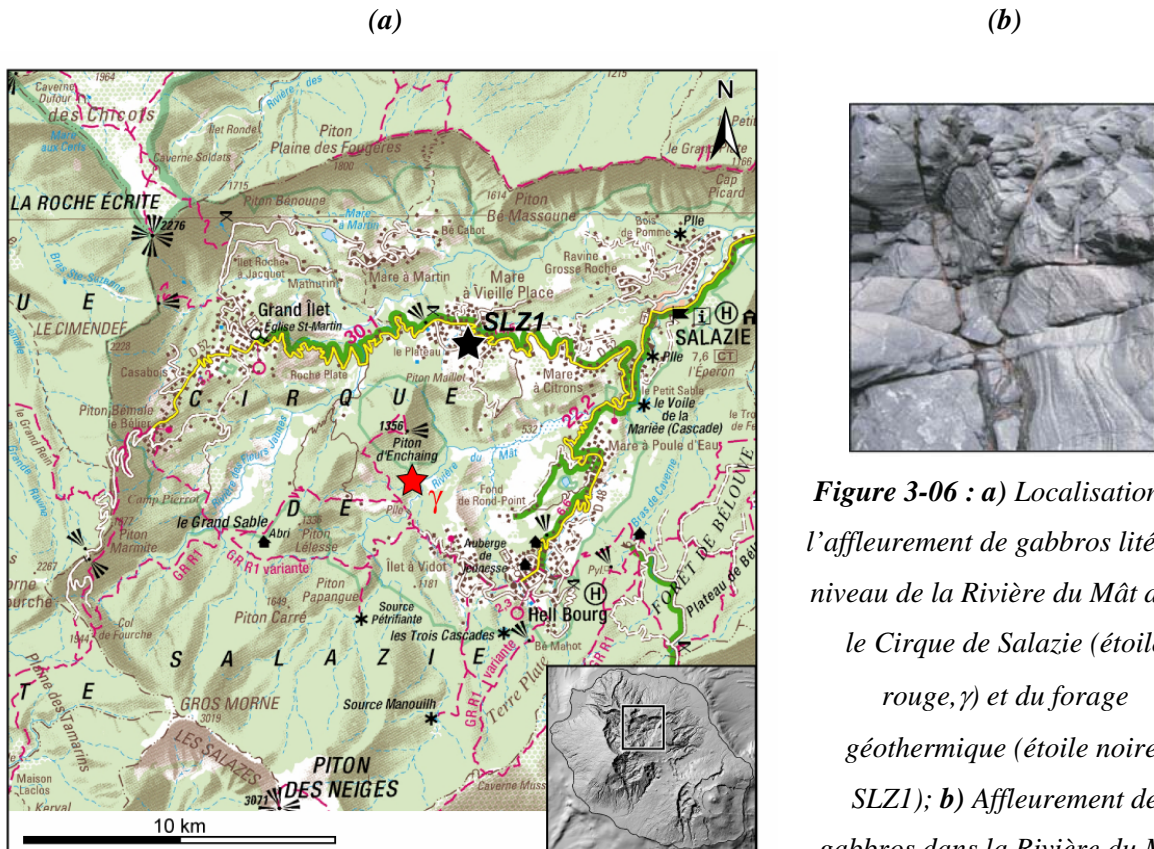


Figure 3-06 : a) Localisation de l'affleurement de gabbros lités au niveau de la Rivière du Mât dans le Cirque de Salazie (étoile rouge, γ) et du forage géothermique (étoile noire, SLZ1); b) Affleurement de gabbros dans la Rivière du Mât (Photographie : BRGM).

1.2.2. Coupe géologique du forage d'exploration géothermique

La figure 3-07 présente le log stratigraphique détaillé du forage géothermique de Salazie, et les paramètres de densité et de polarité d'aimantation estimés en fonction de la nature des différentes formations mises en évidence.

Le forage a été réalisé au nord-est du Piton d'Anchaing (Fig. 3-06a), à une altitude de 195 m jusqu'à une profondeur de 2108 m. Du sommet à la base, sous 36 m de colluvions, le forage a intersecté un assemblage volcanique subaérien (36-810 m), des roches volcaniques sous-marines superficielles (810-1105 m), puis plus profondes (1105-1910 m), suivies d'une épaisse intrusion gabbroïque, dont on retrouve aussi des veines en intrusion dans les formations sus-jacentes.

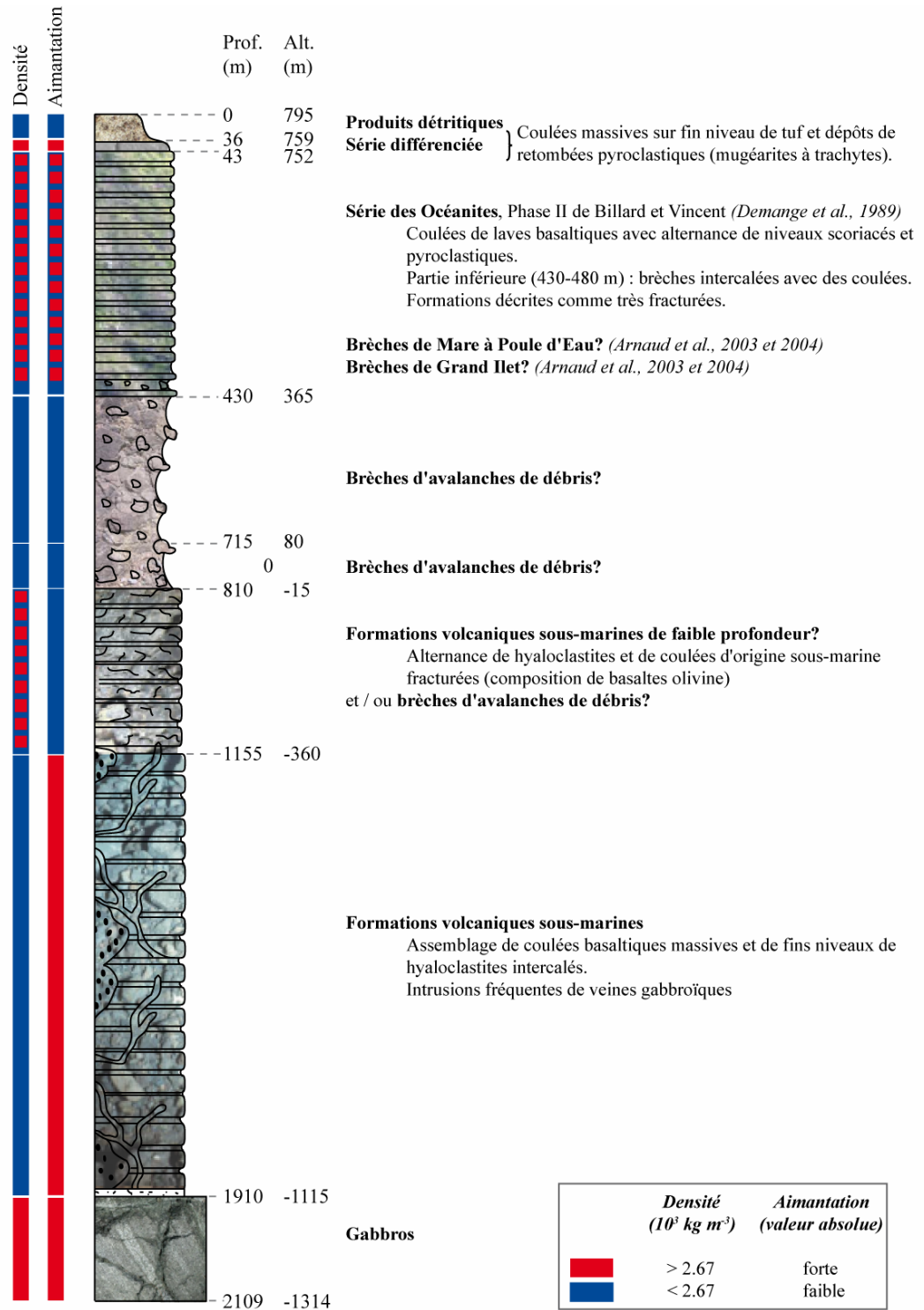


Figure 3-07 : Log stratigraphique du forage géothermique de Salazie (dénomination SLZ1, profondeur : 2109 m ; altitude : 795 m). Modifié d'après Demange et al. (1989) et Oehler (2005). L'ouvrage est localisé dans la figure 3-06. Une estimation des paramètres densité et aimantation supposés est proposée pour les différentes unités.

I.2.3. Modèle d'évolution

Les différents aspects géologiques observés dans la partie centrale du Piton des Neiges peuvent être mis en parallèle avec le modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques proposé pour les volcans Hawaïens (Stearns et MacDonald, 1946 ; Macdonald et Abbott, 1970 ; Peterson et Moore, 1987).

I.2.3.1. Le bouclier sous-marin

Le stade initial ('pre-shield stage' ou 'initial stage') de développement sous-marin est peu connu et semble correspondre à l'émission de laves alcalines (Moore et al., 1982). Lors de ce stade, un réservoir magmatique s'individualise et une caldera peut se former. Les rift zones s'individualisent en parallèle et conditionnent l'édification du volcan. Rapidement, le taux d'émission magmatiques augmente et les magmas deviennent tholéïtiques.

Les laves émises sont alors des basaltes et des basaltes picritiques, correspondant à la *phase majeure de construction du volcan bouclier* ('shield-building stage'). Les éruptions sont fréquentes, et des structures telles que des calderas, des pit craters, des rift zones et des glissements de flancs sont actives.

A grande profondeur, à cause de la forte pression d'eau et sous l'effet de trempes superficielles subies par les magmas émis dans l'eau, les seamounts et le soubassement des grands volcans boucliers océaniques sont constitués de laves denses en pillow lavas, de l'accumulation de fragments de pillow lavas, avec la présence fréquente de coulées de laves pahoehoe. Les études récentes réalisées sur les seamounts ont également mis en évidence l'existence de niveaux de hyaloclastites jusqu'à des profondeurs supérieures à 2000 m (Batiza et al., 1984).

Leur formation résulterait essentiellement de l'effet de contraction associé au refroidissement brutal du magma et de l'effet de fragmentation lors de leur transport dans des courants de haute densité. Les structures calderiques, cratériformes et les rift zones peuvent se développer sur les jeunes volcans boucliers en cours d'édification sous-marine. La formation de telles structures n'est donc pas limitée au stade final d'édification, mais peut se répéter tout au long de l'évolution de l'édifice.

Lorsque l'édifice atteint une plus faible profondeur, pyroclastites et épicyclastites deviennent prédominantes. De violentes explosions fragmentent le magma émis, formant des hyaloclastites et des brèches d'explosion associées à leurs propres produits de remaniement sous l'action de l'activité marine. A ce stade, les glissements sont fréquents, transportant des débris clastiques à la base du bouclier.

I.2.3.2. L'édification du bouclier basaltique émergé

Le stade majeur de construction se caractérise par l'émergence et le passage à un stade de développement subaérien. L'édification du volcan résulte autant de ses manifestations effusives que de la mise en place et du refroidissement de masses magmatiques intrusives au sein de l'édifice. Le taux d'émission du magma est élevé, avec par exemple $0.01 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ pour le Piton de la Fournaise (Lénat et Bachèlery, 1987), et 10 fois plus pour le Kilauea (Dzurisin et al., 1984). Ces réservoirs jouent un rôle important dans l'évolution du bouclier, constituant un lieu de transit et de stockage magmatique, influant sur la composition des laves et l'évolution structurale du volcan. Plusieurs réservoirs peuvent exister, en position superficielle (-1 à -5 km) ou plus profonde, et leur fonctionnement par dilatation, vidange, accumulation de niveaux 'lourds', se traduit au cœur de l'édifice par des ruptures de l'équilibre isostatique générant des structures d'effondrement en surface (calderas, pit craters). La croissance des volcans boucliers est classiquement associée au développement de complexes hypovolcaniques composés de gabbros et de cumulats mais également d'un complexe filonien superficiel constitué de dykes et de sills, comme mis en évidence dans les Cirques de Salazie et de Cilaos du Piton des Neiges.

L'activité éruptive est essentiellement fissurale, ou concentrée dans un ou plusieurs cratères terminaux. L'activité terminale est caractérisée par des éruptions magmatiques intra-cratère, sporadiques ou quasi-continues et un lac de lave peut exister dans le cratère central.

Des éruptions explosives, phréatiques ou phréato-magmatiques se produisent en zone littorale, parfois en zone sommitale, générant d'importants dépôts de brèches et de tufs.

Les fissures éruptives se répartissent en disposition radiale ou concentrique autour des cratères sommitaux, ou encore préférentiellement selon les axes de faiblesse que constituent les rift zones.

La mise en place répétée d'intrusions selon les rift zones et la distension générée perpendiculairement à leur direction est à l'origine de vastes structures de glissement en masse, superficielles ou de plus grande ampleur, caractéristiques des grands boucliers à rift zones actives.

Par la suite, *le stade de déclin de l'activité* ('*capping stage*' ou '*post-shield stage*') est associé à une baisse de la fréquence des éruptions et du taux de production magmatique. Ce stade se traduit par l'émission à nouveau de laves alcalines de composition basaltique, puis le magma évoluant chimiquement, de composition hawaïitique, voire mugéaritique et trachytique (Frey et al., 1990).

Le passage du stade tholéiitique ou faiblement alcalin à alcalin peut être marqué par une phase de calme éruptif. Toutefois, de nombreuses récurrences traduisent une instabilité progressive de l'alimentation mantellique. La différenciation magmatique associée indique une baisse de l'alimentation profonde, voire son arrêt total, le magma étant stocké plus profondément dans l'édifice ou à sa base, voire même dans la base de la croûte océanique.

La différenciation magmatique génère des éruptions plus explosives. Le sommet du volcan est dès lors occupé par des cônes de scories et d'importantes quantités de pyroclastites (exemple du Mauna Kea à Hawaï). Au cours de cette période du volcanisme différencié, le volcan bouclier s'apparente d'avantage à un strato-volcan.

Ensuite se met en place un *volcanisme post-érosion*. Les phénomènes érosionnels interviennent constamment au cours de l'édification subaérienne d'un volcan bouclier, mais leur importance s'accroît durant la phase de déclin de l'activité. Ce processus se traduit par la mise en place de coulées à l'intérieur des dépressions et vallées creusées par l'érosion.

Suite à l'arrêt du fonctionnement du bouclier et l'importante phase d'érosion (*'erosional stage'*) de plusieurs milliers d'années, parfois accompagnée d'une croissance récifale selon la latitude, l'activité volcanique peut reprendre (*'renewed volcanism stage'*) sporadiquement, avec l'émission de magmas fortement alcalins. L'activité volcanique peut se poursuivre ainsi durant plusieurs millions d'années, avec quelques rares éruptions.

Après l'arrêt complet de l'activité, les effets combinés de l'érosion et de la subsidence diminuent l'altitude de l'édifice au niveau de la mer. A certaines latitudes, la croissance corallienne forme une barrière complète autour des formations volcaniques, qui tendent à disparaître complètement (*'atoll stage'*). Sous certaines conditions, le taux de subsidence est supérieur à la vitesse de croissance récifale, l'île subside sous le niveau de la mer et sera progressivement recouverte par la sédimentation marine (*'late seamount stage'*).

Selon les caractéristiques morphologiques et géophysiques, ainsi que la localisation des limites latérales de sources magnétiques, les différentes zones du Piton des Neiges seront décrites succinctement en vue de leur interprétation gravimétrique et magnétique.

II. LA ZONE CENTRALE DU PITON DES NEIGES

II.1. Géologie

Comme décrit précédemment (cf Chapitre 1 § III.1.1), la zone centrale du Piton des Neiges est caractérisée par la présence de trois dépressions majeures, les Cirques de Mafate, Salazie et Cilaos, lui conférant cette morphologie accidentée caractéristique. Ces structures se rejoignent au niveau d'une arête topographique, le Piton des Neiges sensu stricto (s. s.).

A l'est de Salazie, un quatrième cirque, celui des Marsouins, est partiellement comblé par des pyroclastites et des coulées de laves (Kieffer, 1990a. Deniel et al., 1992), formant actuellement la plaine de Bébour-Bélouve (Fig. 3-08).

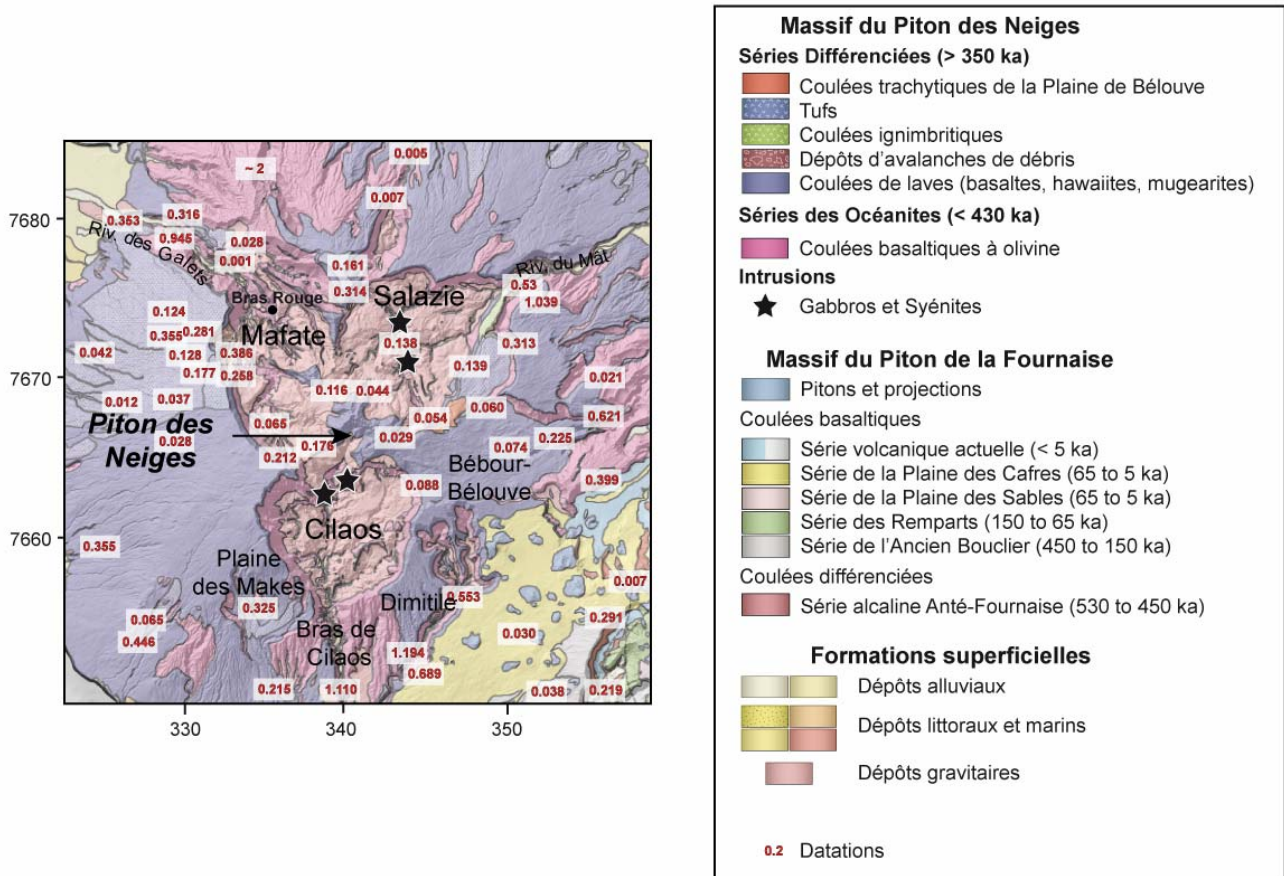


Figure 3-08 : Extrait de la carte géologique simplifiée de la zone centrale du massif du Piton des Neiges, drapée sur le MNT à 25 m de résolution de l'IGN.

Datations K-Ar sur le Piton des Neiges : McDougall (1971) ; McDougall (1973) ; Gillot et Nativel (1982) ; Raïs et al. (1996) ; Kluska (1997);

Datations U-Th sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ;

Datations ¹⁴C sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ; Kluska (1997) ; Fèvre (2005);

Datations Ar-Ar sur le Piton des Neiges : Baksi et al. (1993) ; Baksi et Hoffman (2000) ;

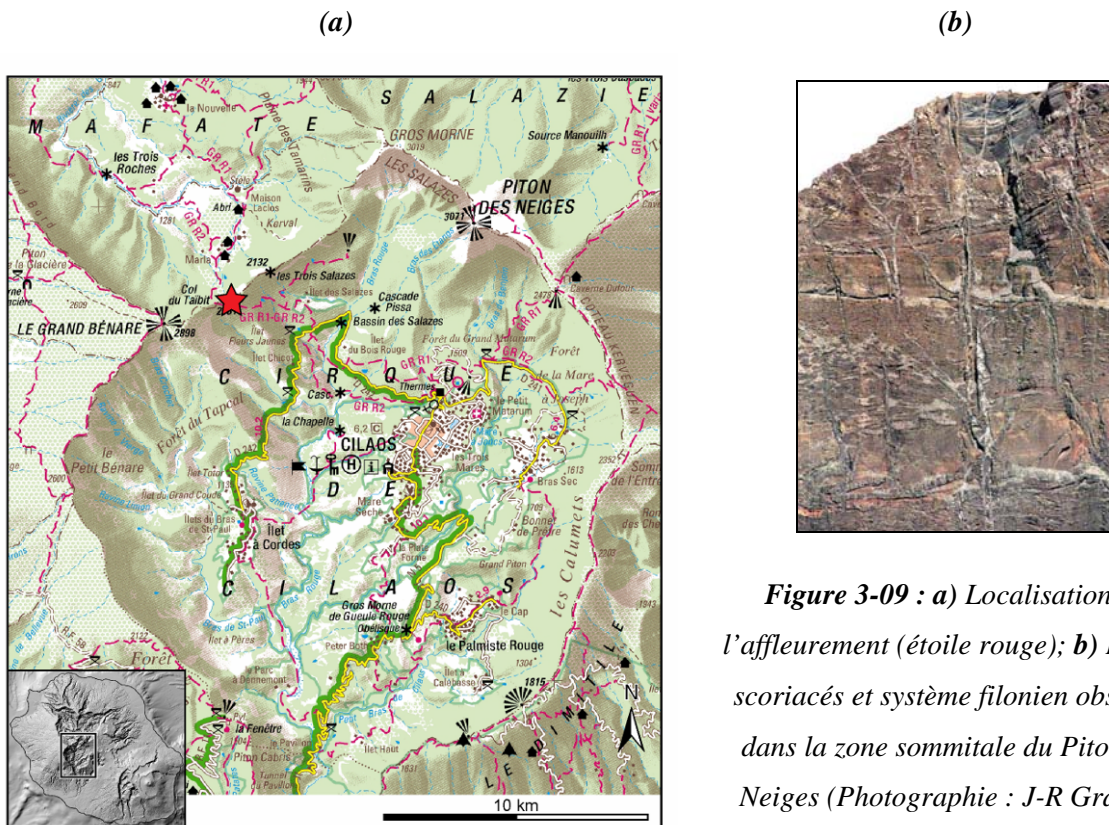
Datations K-Ar sur le Piton de la Fournaise : McDougall (1971) ; Gillot et Nativel (1989) ; Gillot et al. (1994); Kluska (1997) ;

Datations ¹⁴C sur le Piton de la Fournaise : Bachèlery (1981) ; Banton (1985).

II.1.1. Le complexe du Piton des Neiges sensu stricto (ou Massif des Salazes ; Kieffer, 1990a)

Le Piton des Neiges s.s., également dénommé 'Dernier Piton des Neiges' par Rivals (1950) et Defos du Rau (1959), correspond aux résidus d'un petit stratovolcan édifié entre 150 et 20 ka (Kieffer, 1990a). Ce massif correspond au point culminant de l'édifice (3069 m), situé à la jonction des trois

cirques décrits par la suite. Il est constitué de projections stromboliennes dont la puissance actuelle est estimée à 500 m (Kieffer, 1990a). Les bancs de scories remontent à proximité du point culminant actuel à l'aplomb de Bras Rouge, et sont lardés de dykes, de sills et de coulées (Kieffer, 1990a; Fig. 3-09). Morphologiquement, le complexe central du Piton des Neiges se présente sous la forme d'une échine dominant un système d'amphithéâtre, la planèze orientale représentant l'unique résidu de ses pentes externes en continuité avec les dernières coulées de laves du plateau de Bébour- Bélouve.



II.1.2. Les Cirques du Piton des Neiges

II.1.2.1. Description des trois principaux cirques

Les cirques constituent l'une des particularités structurales du massif du Piton des Neiges. Ils ont fait l'objet d'une description exhaustive par Defos du Rau (1959), et leurs caractéristiques ainsi que les diverses hypothèses sur leur genèse et évolution ont été développés par Kieffer (1989) et plus récemment par Salvany (2009).

Les trois principaux cirques correspondent à de larges excavations coalescentes, profondes de 1000 m à 2000 m en moyenne, grossièrement en forme de trèfle et de diamètre moyen d'une dizaine de kilomètres. La morphologie en fond de cirques apparaît très tourmentée, malgré les replats que constituent les ilets-plateaux.

II.1.2.2. La structure de Bébour-Bélouve

La Plaine de Bébour Bélouve, d'un diamètre moyen de 8 km, est isolée des autres cirques par un escarpement sub-vertical de 250 m. Cette structure orientée N120° présente les mêmes caractéristiques que les autres cirques, avec une forme identique divergeant du centre du Piton des Neiges et limitée par des remparts curvilignes sub-verticaux. Cette zone est recouverte de formations récentes appartenant à la Série Différenciée du Piton des Neiges.

II.1.3. Vers une généralisation des produits d'avalanches de débris dans les cirques

De par leur profondeur, les cirques constituent de véritables fenêtres ouvertes sur les formations anciennes et profondes du Piton des Neiges. Les études géologiques menées dans les cirques depuis les années 1960 (Bussière, 1959 ; Upton et Wadsworth, 1965 et 1969, Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979 ; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982 ; Stieltjes, 1986 ; Haurie, 1987 ; Rocher, 1988 ; Maillot, 1999 ; Bret et al., 2003 ; Arnaud et al., 2003 et 2004) ont souligné la quasi omniprésence des formations bréchiques au fond de ces dépressions, sur plus de 150 km².

La distribution de ces produits dans les cirques s'est avérée fondamentale dans la compréhension de l'évolution volcano-structurale du massif ancien, dans la mesure où elle implique des phénomènes de déstabilisations de grande ampleur ayant affecté le cœur du volcan et dont les épanchements ont été identifiés en mer (Oehler, 2005).

Oehler (2005) a proposé un modèle général pour l'origine et l'évolution des cirques, en intégrant ses observations sur les flancs immergés, la morphologie et la géologie subaériennes. Les principaux escarpements qui dissèquent la zone centrale du Piton des Neiges, sont interprétés comme :

- Les zones sources de déstabilisations relativement récentes, souvent remodelées par l'érosion et/ou comblées par l'activité volcanique ultérieure ;
- ou les traces rémanentes d'amphithéâtres d'avalanches de débris, généralement de grandes dimensions et probablement profondément enracinés dans la structure même de l'île.

L'apparente coïncidence évoquée par Oehler (2005) entre ces structures et les limites actuelles des cirques, impliquerait une relation génétique entre la formation des cirques et les épisodes de déstabilisations majeures ayant affecté les flancs nord, sud et ouest du Piton des Neiges. Les processus volcano-tectonique de type effondrement calderique (Chevallier, 1979; Kieffer, 1989 et 1990a), étalement gravitaire (van Wyk de Vries et al., 2001; Oehler et al., 2005) , et les épisodes ultérieurs de déstabilisation, auraient réactivé les failles bordières de ces escarpements, à l'origine de discontinuités structurales et lithologiques sein de l'édifice. Ces discontinuités auraient probablement guidé le démantèlement par érosion du massif, facilitant le creusement des cirques de Mafate, Salazie et Cilaos.

Selon Oehler (2005), les flancs disséqués du Piton des Neiges constitueraient les cicatrices de sources de déstabilisations récurrentes, impliquant le contrôle structural des déstabilisations sur la morphologie de l'île. Toutefois, ce modèle reste spéculatif en raison du manque de contraintes géologiques. Par ailleurs, d'autres auteurs privilégient l'érosion comme origine principale de la formation des cirques (Salavany, 2009).

II.1.4. Un secteur 'clé' pour la géologie du Piton des Neiges : Le Cirque de Salazie et le complexe intrusif

La mise en évidence de gabbros dans le forage d'exploration géothermique, ainsi que leur présence à l'affleurement au sein des Cirques de Salazie et de Cilaos (Fig. 3-08), offrent des informations majeures quant à la compréhension de l'évolution du Massif du Piton des Neiges.

II.1.4.1. Interprétations antérieures

En complément des observations géologiques, les études géophysiques renseignent sur la structure profonde du Piton des Neiges. La modélisation des données géophysiques par Demange et al. (1989) a permis de mieux définir les différentes entités au sein du Cirque de Salazie.

Les études gravimétriques antérieures (Gérard et al., 1980 ; Rousset et al., 1989 ; Lesquer, 1990) associent déjà indiscutablement l'anomalie gravimétrique positive du massif ancien à la présence de roches denses dans la partie centrale du Piton des Neiges, où de nombreuses intrusions (dykes et sills) affleurent, représentant parfois plus de 50 % des formations exposées (Rançon, 1982).

II.1.4.2. Première modélisation géophysique (Demange et al., 1989)

Un modèle géothermique a été proposé (Demange et al., 1989), considérant l'évolution dynamique et les processus hydrothermaux qui ont précédé et accompagné la mise en place du gabbro responsable de l'anomalie géothermique associée.

Le Cirque de Salazie a fait l'objet d'une couverture gravimétrique et de mesures magnétotelluriques (MT) hautes et basses fréquences. L'étude conjointe des méthodes MT et gravimétriques a permis à Demange et al. (1989) d'obtenir une image relativement précise de la structure du corps gabbroïque. Les modèles gravimétriques 3D ont mis en évidence une interface séparant un substratum dense (gabbros $\rho=3.1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) d'une couverture moins dense (produits volcaniques $\rho=2.5 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), représentant le toit du complexe gabbroïque (Fig. 3-10).

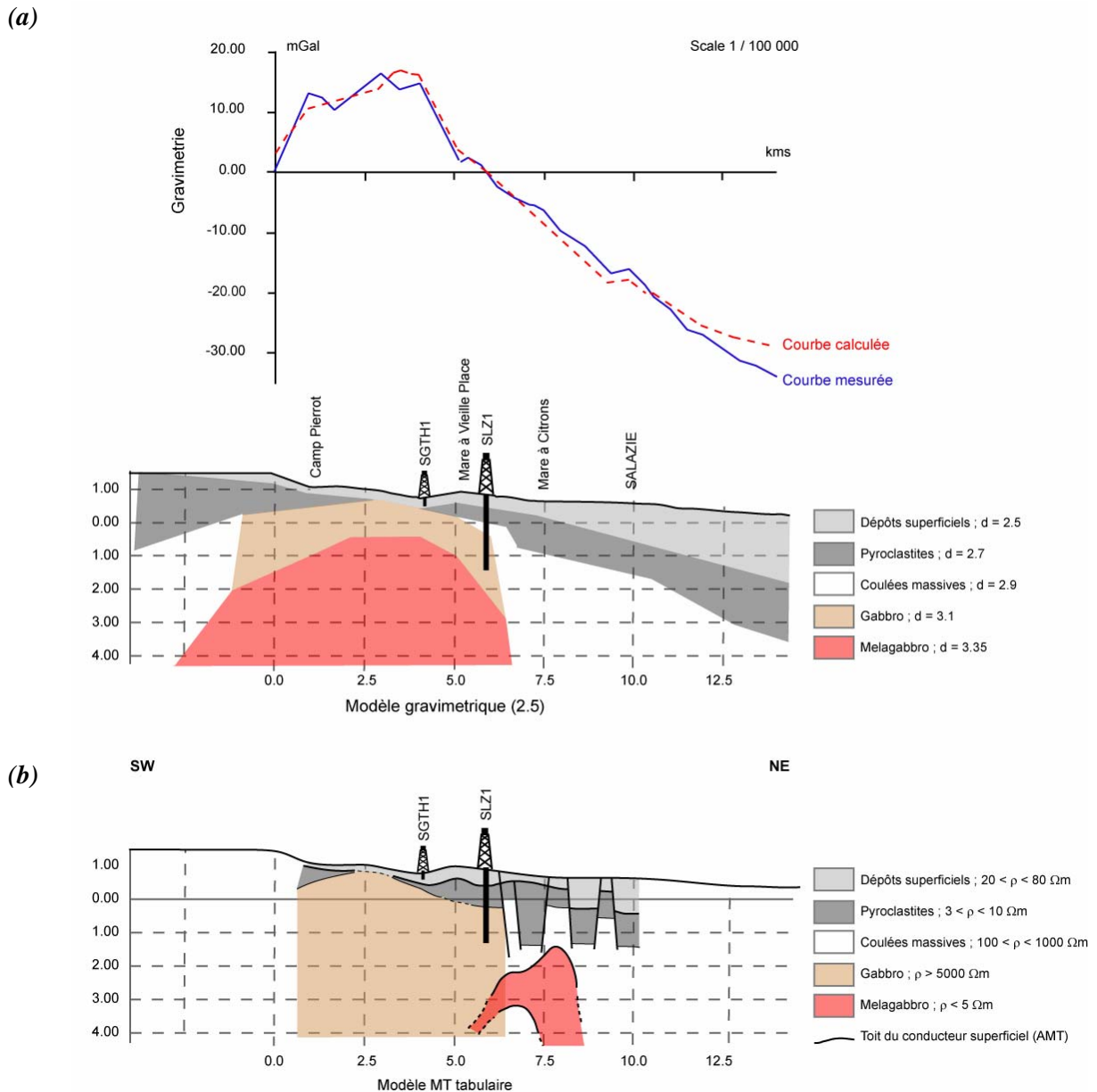


Figure 3-10 : Modèles **a)** gravimétrique et **b)** magnétotellurique du complexe dense du Piton des Neiges. L'ouvrage SLZ1 est localisé dans la figure 3-06 (d'après Demange et al., 1989).

Le complexe affleure au sud de Salazie (Rivière du Mât, Hellbourg), et s'approfondit rapidement au niveau de la Mare à Citrons-Mare à Vieille Place, et Mare à Martin (Fig. 3-10). Par ailleurs, les auteurs mettent en évidence un fort gradient gravimétrique, suggérant que la structure responsable de cette anomalie ne s'étend pas significativement au-delà des limites du Cirque de Salazie. Plus récemment, l'étude gravimétrique détaillée conduite par Malengreau et al. (1999) sur la base de modélisations 2D a mis en évidence un complexe intrusif de grande dimension, profondément enraciné sur plusieurs kilomètres sous le niveau de la mer, s'étendant sur 20-25 km de long et 10-13 km de large.

II.2. Etude croisée données géologiques-géophysiques récentes

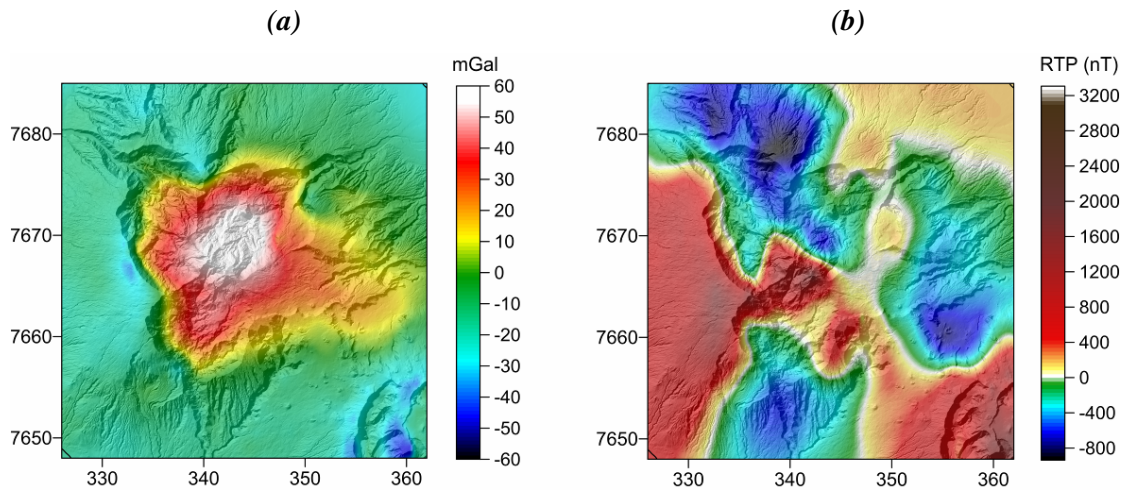


Figure 3-11 : Extraits **a)** de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et **b)** de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur la zone centrale du Piton des Neiges. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

II.2.1. Gravimétrie de la zone centrale du Piton des Neiges (Fig. 3-11a)

D'un point de vue qualitatif, l'anomalie positive apparaît étroitement associée aux quatre cirques de Salazie, Mafate, Cilaos et celui des Marsouins. Comme précédemment proposé par Demange et al. (1989) et Malengreau et al. (1999), cette anomalie est attribuée à la présence du complexe hypovolcanique sous-jacent. Par ailleurs, le maximum de l'anomalie apparaît légèrement décalé vers le nord-est, au niveau du Cirque de Salazie, dans un secteur où affleurent les formations gabbroïques.

II.2.2. Magnétisme de la zone centrale du Piton des Neiges (Fig. 3-11b)

L'anomalie magnétique positive RTP étroitement associée à la zone sommitale du massif ancien, se prolongeant au niveau de la Plaine de Bébou-Bélouve, est cohérente avec la présence de formations appartenant à la Série Différenciée du Piton des Neiges, postérieures à l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama (0.78 Ma).

Au niveau des cirques, les brèches affleurant en fond de dépressions sont considérées comme transparentes d'un point de vue magnétique. En effet, les composantes thermorémanentes des différents blocs sont orientées aléatoirement, résultant en une faible composante d'aimantation induite. Par conséquent, le signal magnétique négatif observé dans les cirques pourrait être associé à la présence des formations anciennes de la Série des Océanites sous-jacentes, comme observées à l'affleurement au niveau des remparts du massif ancien.

III. LE FLANC OUEST DU PITON DES NEIGES

III.1. Géologie

III.1.1. Généralités

Un contraste majeur apparaît entre la topographie relativement fraîche du flanc ouest et les zones nord, est et sud adjacentes, quant à elles intensément disséquées. L'hypothèse d'une simple différence de précipitations entre les zones ENE et OSO ne peut expliquer un tel contraste, car elle impliquerait une morphologie similaire entre les flancs ouest et sud. Par conséquent, cette hétérogénéité topographique à grande échelle pourrait être liée à l'histoire volcano-tectonique du massif, qui aurait permis de préserver un empilement de formations plus régulier sur le flanc ouest (Kieffer, 1990a).

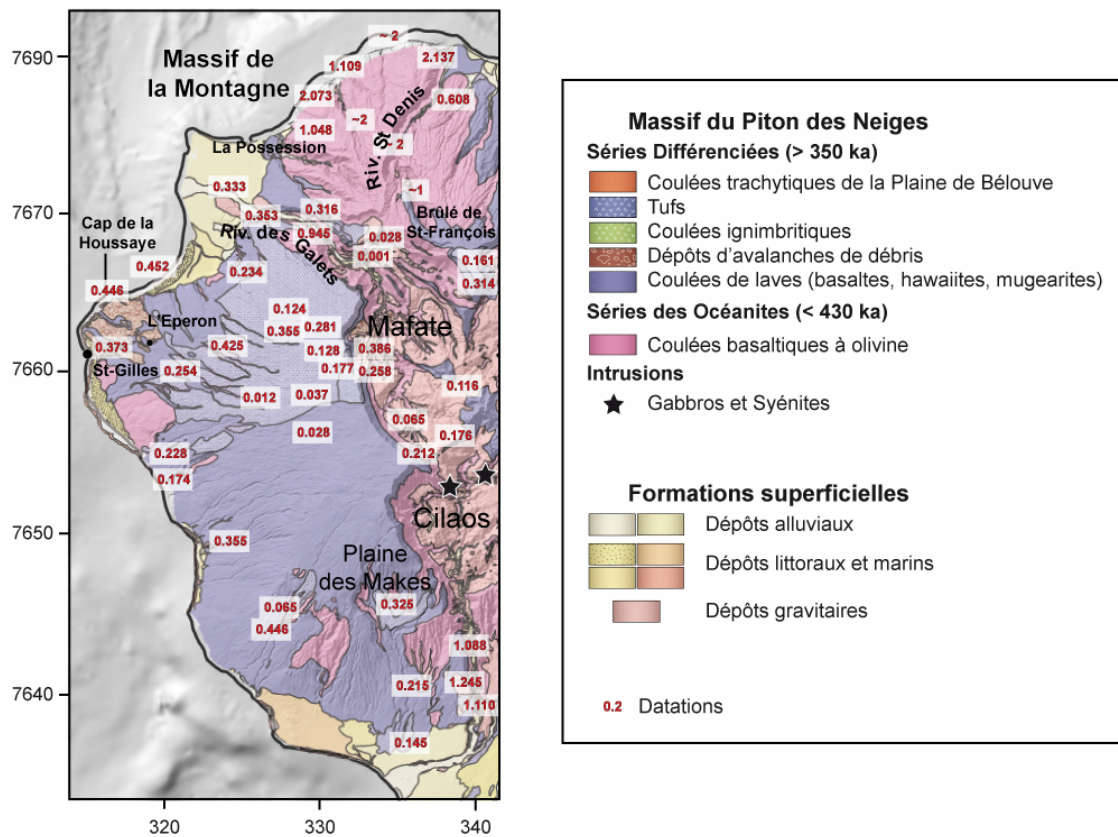


Figure 3-12 : Extrait de la carte géologique simplifiée de la partie occidentale du massif du Piton des Neiges, drapée sur le MNT de l'IGN à 25 m de résolution.

Datations K-Ar sur le Piton des Neiges : McDougall (1971) ; McDougall (1973) ; Gillot et Nativel (1982) ; Raïs et al. (1996) ; Kluska (1997) ;

Datations U-Th sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ;

Datations ¹⁴C sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ; Kluska (1997) ; Fèvre (2005) ;

Datations Ar-Ar sur le Piton des Neiges : Baksi et al. (1993) ; Baksi et Hoffman (2000) ;

Ce flanc est marqué par une planèze constituée essentiellement de formations appartenant à la Série Différenciée du Piton des Neiges (Fig. 3-12), sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur en amont (Kieffer, 1990a). Par ailleurs, la zone de la Plaine des Makes, au sud-ouest du Piton des Neiges (Fig. 3-12), contraste face à l'apparente homogénéité de la planèze occidentale. Cette dépression, large de 5 km pour une profondeur de 200 à 400 m en moyenne, présente des bordures taillées dans des formations de la Série des Océanites, antérieure à 0.43 Ma. Ses versants ainsi que son fond apparaissent couverts de produits pyroclastiques de la Série Différenciée (Kieffer, 1990a). La Plaine des Makes constitue donc une exception à la morphologie préservée du flanc ouest, probablement héritée d'une évolution ancienne.

III.1.2. Les brèches d'avalanches de débris du flanc ouest du Piton des Neiges

Deux sites principaux d'affleurement de brèches d'avalanches de débris ont été mis en évidence sur ce flanc, au niveau de Saint-Gilles (Bachèlery et al., 1996 et 2003 ; Courteaud et al., 1997 ; Bret et al., 2003) et de la Rivière des Galets (Oehler, 2005). Ces deux secteurs peuvent être dissociés sur la base de leur datation, le dernier événement reconnu au sein des brèches de Saint-Gilles étant antérieur à 340 ka (Kluska, 1997), tandis que la mise en place des brèches de la Rivière des Galets est datée aux environs de 70-230 ka (phase IV du Piton des Neiges ; Billard et Vincent, 1974).

III.1.2.1. Les brèches de Saint-Gilles

(Bachèlery et al., 1996 et 2003 ; Courteaud et al., 1997 ; Bret et al., 2003).

Les brèches de Saint-Gilles (Fig. 3-13) couvrent une surface de 16 km² environ en bordure littorale nord-est de La Réunion et disparaissent en aval du village de l'Eperon (Fig. 3-12) sous les coulées trachy-andésitiques de la Série Différenciée du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974).

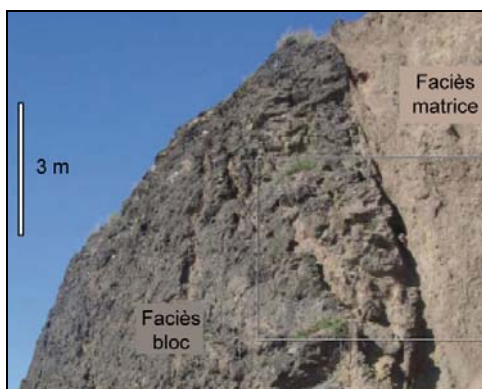


Figure 3-13 : Association des faciès blocs et matrice au sein des formations bréchiques de Saint-Gilles.

Photographie : J.-F. Oehler.

D'après les études de terrain récentes (Bachèlery et al., 2003, Bret et al., 2003, Fèvre et al., 2003), des formations bréchiques apparaissent dans la paroi interne de Mafate, sous les dépôts de la Série Différenciée, et pourraient être l'équivalent amont des brèches de Saint-Gilles (Oehler, 2005).

Les brèches de Saint-Gilles s'étendent plus au nord jusqu'au Cap de la Houssaye (Fig. 3-12) où les formations bréchiques ont été interprétées comme des dépôts d'avalanches de débris alimentées par des épisodes successifs de déstabilisation ayant affecté le flanc ouest du Piton des Neiges (Bachèlery et al., 1996). Ces formations sont recoupées par deux coulées interstratifiées datées à 0.425 et 0.452 Ma (McDougall, 1971), témoignant d'événement espacés dans le temps, localement recouvertes par des coulées de la Série Différenciée du Piton des Neiges datées à 0.271 Ma. A terre, ces formations présentent une topographie caractéristique en 'hummock' (Fig. 3-14) avec un ensemble de rides d'allongement NO-SE et se prolongent en mer sous la forme d'un large plateau sous-marin (Oehler, 2005).

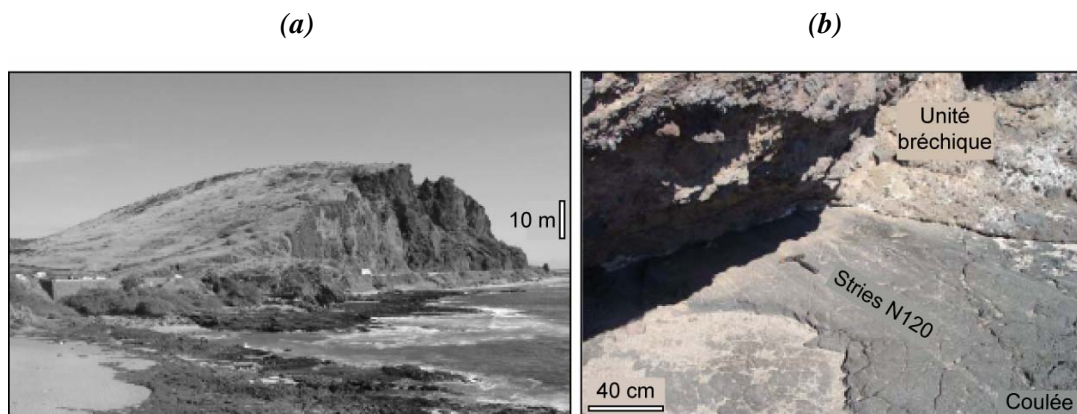


Figure 3-14: a) Photographie du 'hummock' du Cap de la Houssaye, localisé dans la figure 3-12 ; b) Stries observées à la surface de la coulée pahoehoe sous-jacente à l'unité bréchique.

Photographies : J.-F. Oehler.

Par ailleurs, l'étude menée par Oehler (2005) sur les brèches de Saint-Gilles indique que le flanc ouest du Piton des Neiges a été affecté par un minimum de quatre épisodes d'avalanches de débris, avec une continuité entre les formations subaériennes et les dépôts de même nature identifiés en mer au sein du Relief Sous-Marin Ouest.

III.1.2.2. Les brèches de la Rivière des Galets

Les formations bréchiques de la Rivière des Galets (Fig. 3-15), également interprétées en termes de dépôts d'avalanches de débris, affleurent dans plusieurs secteurs du Piton des Neiges et sous la forme d'un soubassement bréchique au cœur du lit de la rivière (Oehler, 2005). L'étude menée par Oehler (2005) a permis de mettre en évidence au moins trois épisodes récurrents de déstabilisations ayant affecté le flanc nord-ouest du Piton des Neiges dans la région Saint-Paul-Rivière des Galets, postérieurement aux événements de Saint-Gilles, c'est-à-dire au cours des derniers 340 ka (Kluska, 1997 ; Bachèlery et al., 2003).

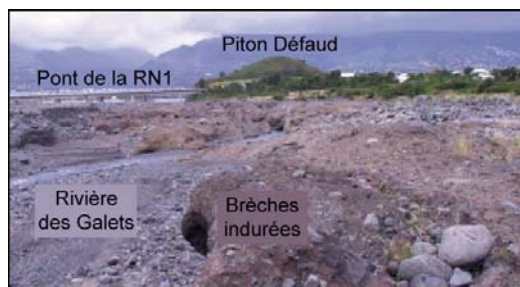


Figure 3-15: Le soubassement bréchique de la Rivière des Galets.
Photographie : J.-F. Oehler.

III.2. Etude croisée données géologiques - géophysiques

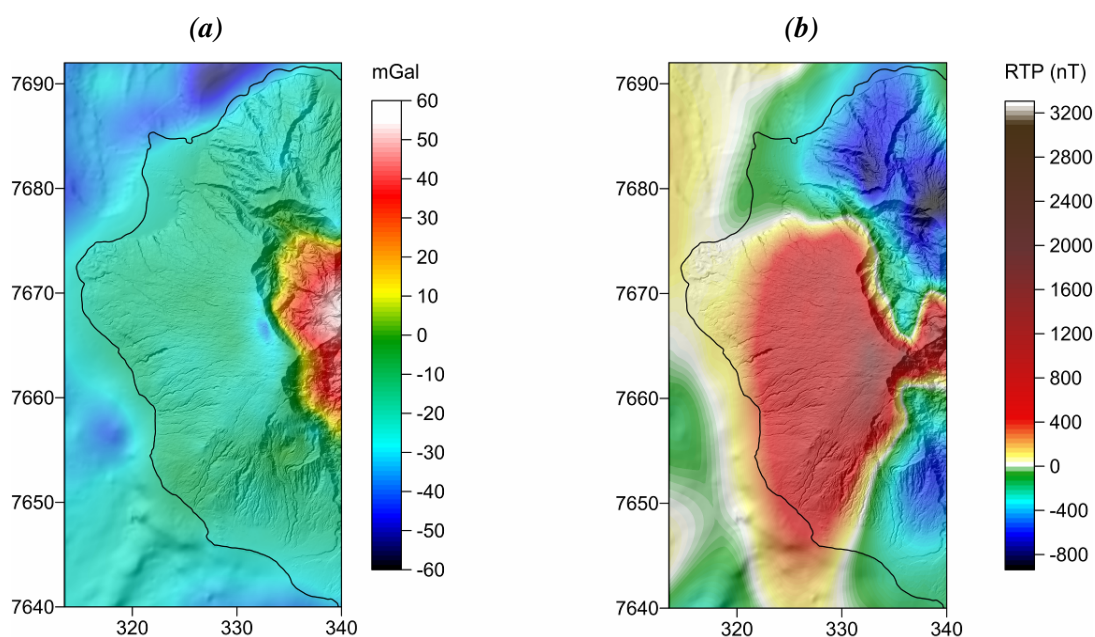


Figure 3-16: Extraits **a)** de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et **b)** de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur le flanc ouest du Piton des Neiges. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

III.2.1. Gravimétrie du flanc ouest du Piton des Neiges (Fig. 3-16a)

Contrastant avec la zone centrale, le flanc ouest du Piton des Neiges ne semble présenter aucune anomalie gravimétrique particulière. Cette différence majeure à l'échelle du massif ancien traduit l'absence de contraste de densité entre les formations superficielles et la densité de correction dans cette zone.

III.2.2. Magnétisme du flanc ouest du Piton des Neiges (Fig. 3-16b)

Le flanc ouest du Piton des Neiges, étroitement associé à une intense anomalie magnétique RTP positive contraste également avec l'ensemble du massif. Lénat et al. (2001) associent cette

anomalie positive à la présence d'une fine pellicule de formations récentes de période Brunhes, surmontant un important volume de roches anciennes. Par ailleurs, l'âge des formations du flanc ouest montre la présence de formations à aimantations normales, cohérentes avec une anomalie magnétique positive.

IV. LE FLANC NORD DU PITON DES NEIGES

IV.1. Géologie

Le flanc nord du Piton des Neiges peut être dissocié en deux ensembles distincts, séparés par la Rivière Saint-Denis qui marque une rupture dans les datations (Fig. 3-17). En effet, les formations les plus anciennes ont été datées à l'ouest de la rivière au niveau du Massif de la Montagne, tandis que les formations composant le flanc N-NE à l'est de la rivière sont plus récentes.

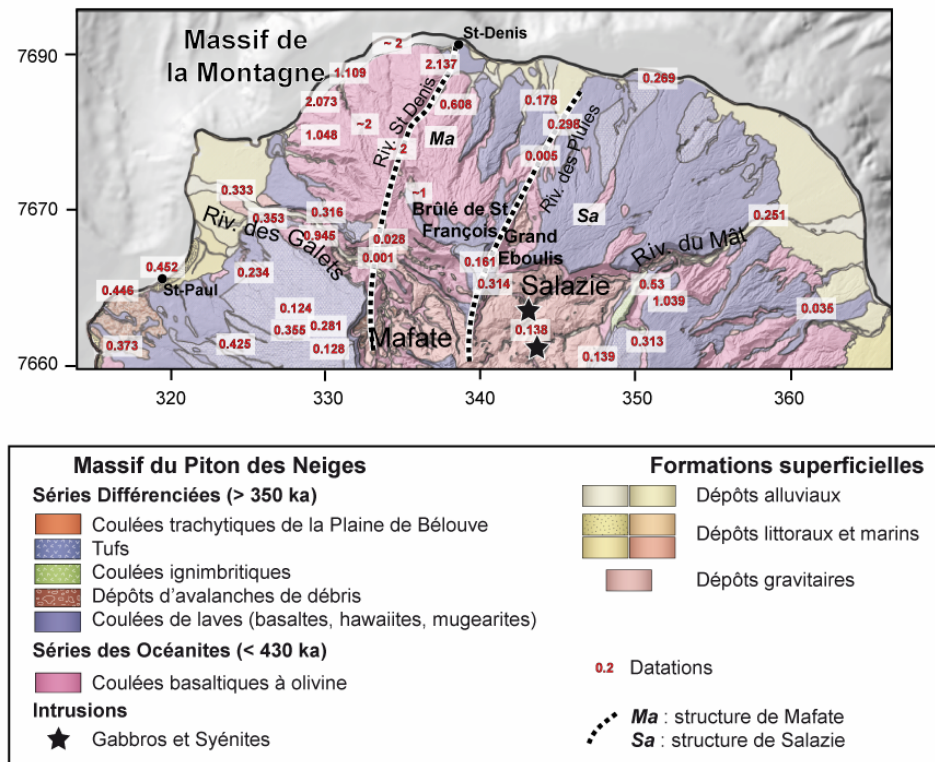


Figure 3-17 : Extrait de la carte géologique simplifiée du flanc nord du Piton des Neiges, drapé sur le MNT de l'IGN à 25 m de résolution.

Datations K-Ar sur le Piton des Neiges : Kluska (1997); Raïs et al. (1996) ; Gillot (1988) ; Gillot et Nativel (1982) ; McDougall (1971) ; McDougall (1973) ;

Datations U-Th sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ;

Datations ¹⁴C sur le Piton des Neiges : Fèvre (2005); Kluska (1997) ; Deniel et al. (1992) ; Delibrias (1986) ;

IV.1.1. Le Massif de La Montagne

La zone nord de l'île est caractérisée par la présence d'un ensemble massif de direction N160, le Massif de la Montagne (Fig. 3-18a), s'étendant latéralement sur 15 km depuis Saint-Denis jusqu'à la Possession. Cette structure correspond à la plus ancienne partie émergée de l'île, avec des âges jusqu'à 2.08 Ma (McDougall, 1971 ; Fig. 3-17). A terre, cet empilement de coulées de laves (Fig. 3-18b), intersecté par de nombreux dykes orientés N20°O, est interprété comme une ancienne rift zone du Piton des Neiges (Chevallier et Vatin Pérignon, 1982). Sa partie immergée proximale correspond au plateau côtier, s'étend sur environ 4 km vers le large et s'achève à 100 m de profondeur environ par une brusque rupture de pente. Au-delà du plateau côtier, le Massif de la Montagne se prolonge sous la forme d'un promontoire sous-marin orienté vers le nord et présente deux éperons à ses extrémités NE et SO, de 2 km de long jusqu'à 1400 m de profondeur et de 6 km de long jusqu'à 1900 m de profondeur respectivement (Oehler, 2005 ; Fig. 3-18a). Par ailleurs, l'existence en mer de structures de ravinement atteste de l'ancienneté des formations et la présence d'éboulis en bas de pente témoigne d'un démantèlement avancé associé à cette structure.

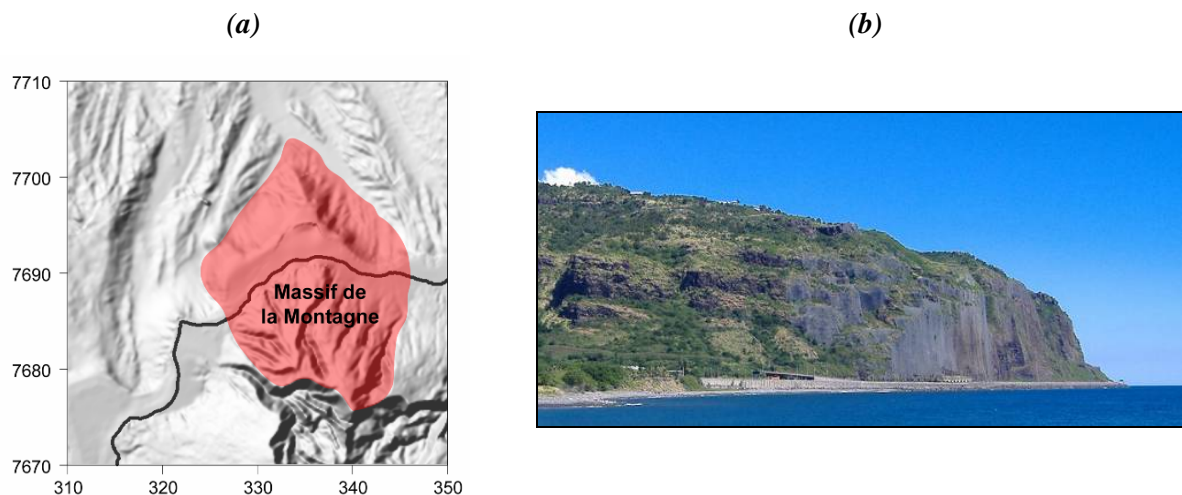


Figure 3-18: *a) MNT à 150 m de résolution centré sur le Massif de la Montagne et son prolongement en mer ; coordonnées en km (WGS84 UTM 40S) ; b) Le Massif de la Montagne au nord de La Réunion, caractérisé par un empilement massif de coulées de laves subaériennes s'étendant en mer, intersecté par de nombreux dykes. (Photographie : J.-F. Oehler).*

IV.1.2. Le flanc N-NE du Piton des Neiges

Comme mentionné par Oehler et al. (2004), la structure de Mafate (*Ma* sur la figure 3-17) entaille Le Massif de la Montagne, avec un remplissage de coulées de lave plus récentes, constituant l'actuel Brûlé de Saint-François (Fig. 3-17 ; McDougall, 1971). Sur la base de critères morphologiques, l'édification du Brûlé de Saint François daterait de 1 Ma (Kluska, 1997).

Le long des remparts du cirque de Salazie, de la Rivière des Pluies à la Rivière du Mât, Oehler et al. (2004) définissent une structure, dénommée structure de Salazie (*Sa* sur la figure 3-17) dont la superficie atteint 180 km² environ, emboîtée à l'intérieur de la structure de Mafate, selon une orientation similaire. Les auteurs soulignent que cette structure est partiellement comblée par des laves de la Série des Océanites et principalement par des produits différenciés (Fig. 3-17), impliquant un comblement préférentiel d'une dépression sur le flanc nord du Piton des Neiges. Ils suggèrent que cette dépression pourrait résulter d'une déstabilisation dont la structure de Salazie serait la cicatrice de l'escarpement source.

La présence de brèches d'avalanches de débris au niveau du Grand Eboulis au cœur de la Rivière des Pluies (Fèvre et al., 2001 ; Bret et al., 2003 ; Fèvre et al., 2004) est en accord avec l'hypothèse de déstabilisation(s) ayant affecté le flanc NE du Piton des Neiges. Selon la carte géologique de Billard et Vincent (1974), la structure de Salazie a été comblée en grande partie par des coulées basaltiques de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges (2.1-0.43 Ma) et les produits différenciés des Phases III et IV (< 0.35 Ma) ne forment qu'une couverture superficielle (Fig. 3-17). Ainsi, le rempart nord du cirque de Salazie est constitué d'un empilement de laves indifférenciées de 700-800 m de puissance en moyenne qui se seraient accumulées postérieurement à la déstabilisation.

Le taux de construction moyen pour la phase bouclier du Piton des Neiges, estimé à environ 0.4 cm an⁻¹ par Kluska (1997), impliquerait une période minimale de 200.000 ans pour former une telle accumulation de laves. Par conséquent, Oehler et al. (2004) proposent que la déstabilisation se serait déclenchée au cours de cette phase bouclier, entre 0.43 et 0.6 Ma.

IV.2. Etude croisée données géologiques – géophysiques

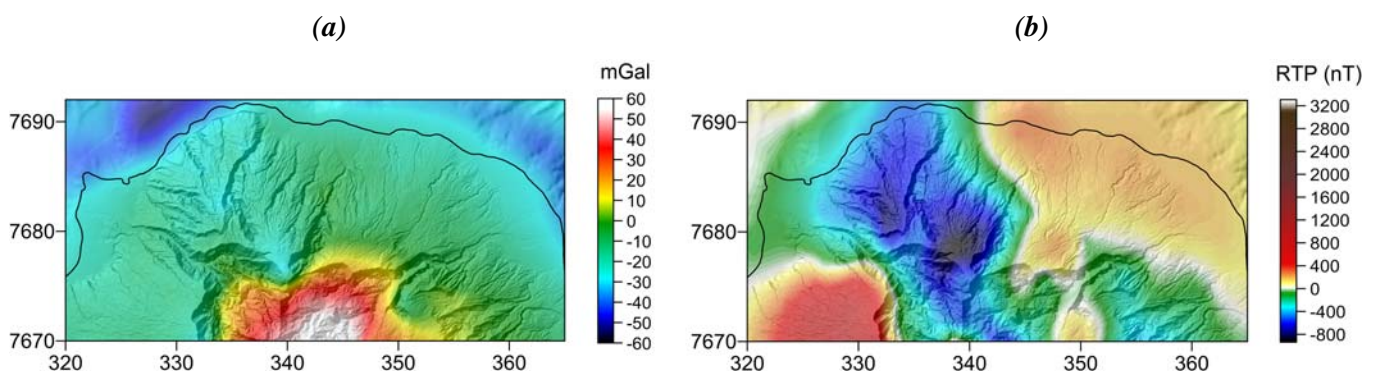


Figure 3-19: Extraits **a)** de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et **b)** de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur le flanc nord du Piton des Neiges. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

IV.2.1. Gravimétrie du flanc nord du Piton des Neiges (Fig. 3-19a)

IV.2.1.1. Le Massif de La Montagne

La présence de coulées de laves massives et d'intrusions dans ce secteur devrait théoriquement générer une anomalie gravimétrique positive, comme généralement observée au niveau des rift zones.

Cependant, en relatif, la nouvelle carte d'anomalie de Bouguer met en évidence une anomalie négative (Fig. 3-19a). Cet aspect sera discuté dans le chapitre suivant, en relation avec le signal gravimétrique négatif observé dans la continuité immergée.

IV.2.1.2. Le flanc N-NE du Piton des Neiges

Comme dans le cas du flanc ouest du Piton des Neiges, le flanc N-NE ne semble présenter aucune anomalie gravimétrique particulière (Fig. 3-19a) traduisant l'absence de contraste de densité entre les formations superficielles et la densité de correction dans cette zone.

IV.2.2. Magnétisme du flanc nord du Piton des Neiges (Fig. 3-19b)

IV.2.2.1. Le Massif de La Montagne

Les formations du Massif la Montagne appartiennent à la Série des Océanites (Fig. 3-17) et sont antérieures à l'inversion Brunhes-Matuyama. Ceci est en accord avec l'anomalie magnétique négative associée au massif (Fig. 3-19b). La Rivière Saint-Denis, qui constitue la limite orientale du massif, semble ainsi marquer une rupture dans la distribution des roches de la série ancienne. Oehler (2005) suggère que cette interruption est due à une limite de glissement, qui aurait donc détruit une partie du Massif de La Montagne

IV.2.2.2. Le flanc N-NE du Piton des Neiges

Dans la continuité du Massif de la Montagne, à l'est de la Rivière Saint-Denis, une anomalie magnétique négative apparaît (Fig. 3-19b), en accord avec la présence de formations de la Série des Océanites. Toutefois, le Brûlé de Saint-François, pourtant associé à des formations de la Série Différenciée (Fig. 3-17), est également caractérisé par une anomalie magnétique négative. Ce caractère témoigne d'une faible épaisseur des formations récentes (> 0.78 Ma) dans cette zone. Par ailleurs, comme mentionné précédemment, la zone s'étendant le long des remparts du cirque de Salazie, de la Rivière des Pluies à la Rivière du Mât, est recouverte de formations appartenant à la Série Différenciée, plus récentes, et caractérisées par une aimantation normale cohérente avec l'anomalie magnétique positive associée.

V. LA TRANSITION PITON DES NEIGES - PITON DE LA FOURNAISE

V.1. Géologie

La transition entre les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise apparaît relativement complexe, caractérisée par les structures de la Plaine des Palmistes et de la Plaine des Cafres (Fig. 3-20).

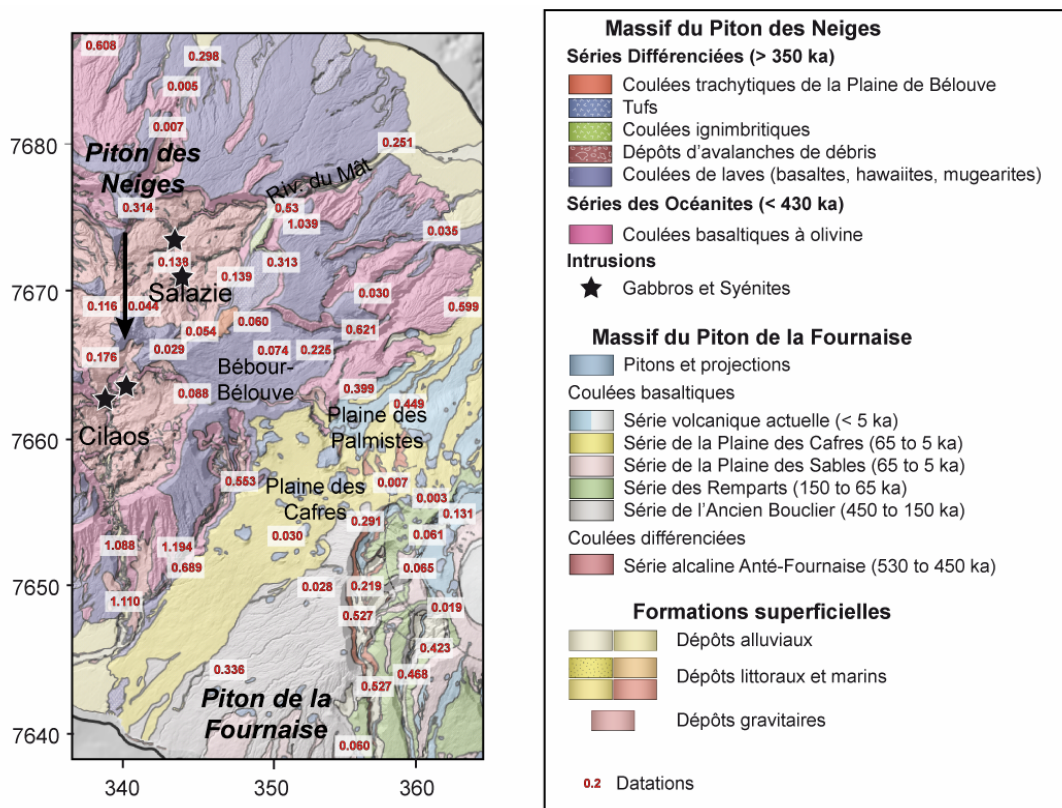


Figure 3-20 : Extrait de la carte géologique simplifiée de la zone transitionnelle entre les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, drapé sur le MNT à 25 m de résolution de l'IGN.

Datations K-Ar sur le Piton des Neiges : McDougall (1971) ; McDougall (1973) ; Gillot et Nativel (1982) ; Raïs et al. (1996) ; Kluska (1997) ;

Datations U-Th sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ;

Datations ^{14}C sur le Piton des Neiges : Deniel et al. (1992) ; Kluska (1997) ; Fèvre (2005) ;

Datations Ar-Ar sur le Piton des Neiges : Baksi et al. (1993) ; Baksi et Hoffman (2000) ;

Datations K-Ar sur le Piton de la Fournaise : McDougall (1971) ; Gillot et Nativel (1989) ; Gillot et al. (1994) ; Kluska (1997) ;

Datations ^{14}C sur le Piton de la Fournaise : Bachèlery (1981) ; Banton (1985).

V.1.1. La Plaine des Palmistes

La Plaine des Palmistes est une structure de type 'vallée-perchée'. D'après Bachèlery (1981), elle serait d'origine tectonique et correspondrait à la partie amont d'une ancienne structure de glissement. En revanche, Kieffer (1990a) lui attribue une origine purement érosive et l'interprète comme un ancien cirque creusé durant l'interphase III-IV, il y a 0.19 Ma (Billard et Vincent, 1974).

D'après Oehler (2005), cette structure représenterait un simple amphithéâtre d'avalanches de débris, dont les limites s'étendraient à l'est de son actuelle bordure. Plusieurs observations ont permis à Oehler (2005) de situer l'occurrence de la déstabilisation de la Plaine des Palmistes entre 0.23 et 0.4-0.6 Ma. L'évolution progressive de cette structure au fil du temps sous l'action érosive serait à l'origine de sa morphologie polylobée. D'un point de vue morphologique, cette dépression de 8 km³, allongée selon un axe N50° et ouverte sur la mer vers le nord-est, est délimitée par un escarpement de 300 à 500 m de hauteur à l'ouest et au nord-ouest respectivement.

V.1.2. La Plaine des Cafres

La Plaine des Cafres constitue la transition la plus régulière entre les deux massifs. Culminant entre 1400 et 1600 m d'altitude, elle est constituée de coulées parsemées de nombreux cônes stromboliens (Kieffer, 1990a) et marquée par des fissures éruptives orientées selon un axe N120.

D'un point de vue morphologique, elle s'apparente aux étendues de coulées et cônes associés reliant les basses pentes de grands appareils de l'île d'Hawaii (Mauna Kea, Mauna Loa, Hualalai, Kohala). La concentration et la répétition d'éruptions excentrées par rapport au centre de la Fournaise a conduit Bachèlery et Chevallier (1982) à considérer l'ensemble de la Plaine des Cafres comme une unité structurale propre. Les données radiochronologiques montrent en effet la succession des éruptions au sein de cette unité, depuis environ 0.22 Ma (phase II selon Kieffer, 1990a), jusqu'à des périodes très récentes. Ces éruptions s'apparentent à des éruptions latérales d'origine profonde, telles qu'elles ont été définies à l'Etna (Kieffer, 1976).

V.2. Étude croisée données géologiques – géophysiques

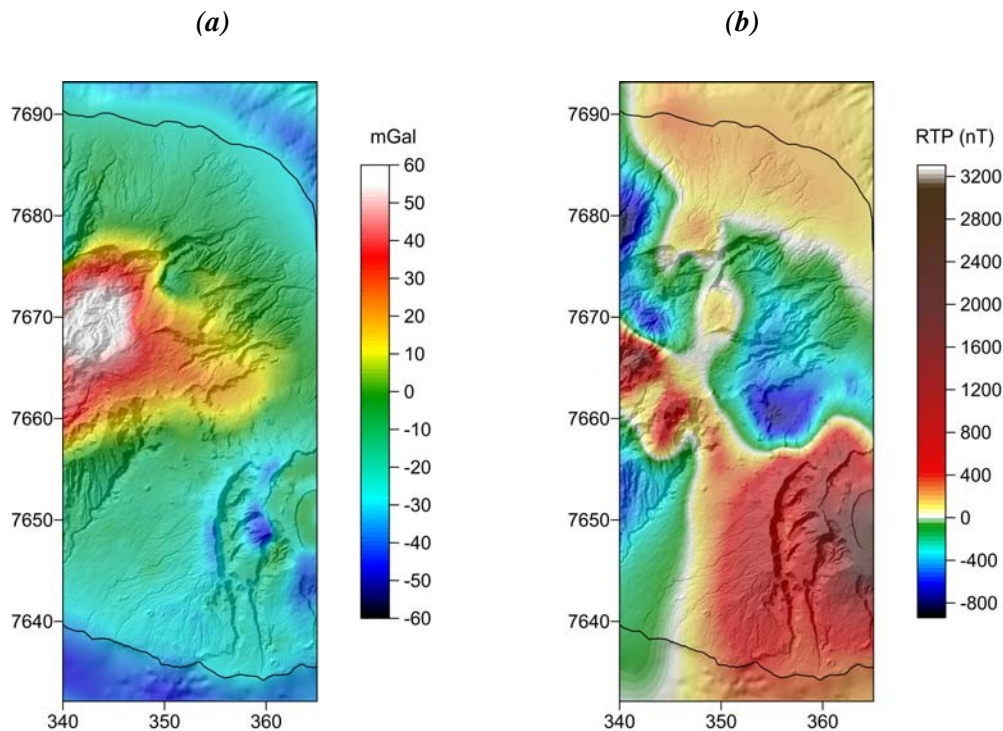


Figure 3-21 : Extraits **a)** de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et **b)** de la carte d'anomalies magnétiques RTP, centrés sur la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

V.2.1. Gravimétrie de la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise (Fig. 3-21a)

La continuité de l'anomalie positive majeure observée à l'aplomb du Piton des Neiges au niveau de la Plaine des Palmistes suggère une origine commune. Le complexe hypovolcanique associé au massif ancien et mis en évidence au niveau des cirques pourrait en effet s'étendre au delà du Cirque des Marsouins et générer l'anomalie positive de la Plaine des Palmistes.

V.2.2. Magnétisme de la transition Piton des Neiges-Piton de la Fournaise (Fig. 3-21b)

V.2.2.1. La transition E-NE

L'anomalie magnétique négative au nord-est de la dépression de Bébour-Bélouve coïncide avec des affleurements de formations antérieures à 0.78 Ma, c'est à dire à aimantation négative. Cette anomalie apparaît reliée à l'anomalie négative de la Plaine des Palmistes au sud-est de ce secteur,

malgré la présence de formations récentes observées à l'affleurement. Cette incohérence âge/anomalie magnétique pourrait s'expliquer par une fine pellicule de formations récentes à l'aplomb d'un important volume de formations anciennes.

V.2.2.2. La transition SE

L'anomalie magnétique négative au sud-est du Piton des Neiges coïncide également avec des roches superficielles antérieures à 0.78 Ma. Comme décrit par Lénat et al. (2001), elle s'étend légèrement sur le flanc sud-ouest du Piton de la Fournaise, suggérant une épaisseur relativement faible des formations postérieures à 0.78 Ma entre les deux massifs, comme proposé dans le cas de la Plaine des Palmistes.

PARTIE 3 : LE PITON DE LA FOURNAISE

ETUDE CROISEE DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

I. GEOLOGIE

Malgré une édification récente, le massif du Piton de la Fournaise présente également une architecture complexe, associée à une évolution ponctuée de phénomènes volcano-tectoniques récurrents, ayant profondément affecté sa morphologie initiale. Face à la monotonie des produits, la faible extension des unités géologiques, la rapidité des phénomènes constructifs ou destructifs et les conditions particulières d'affleurement notamment, la géologie du Piton de la Fournaise apparaît difficile à décrypter.

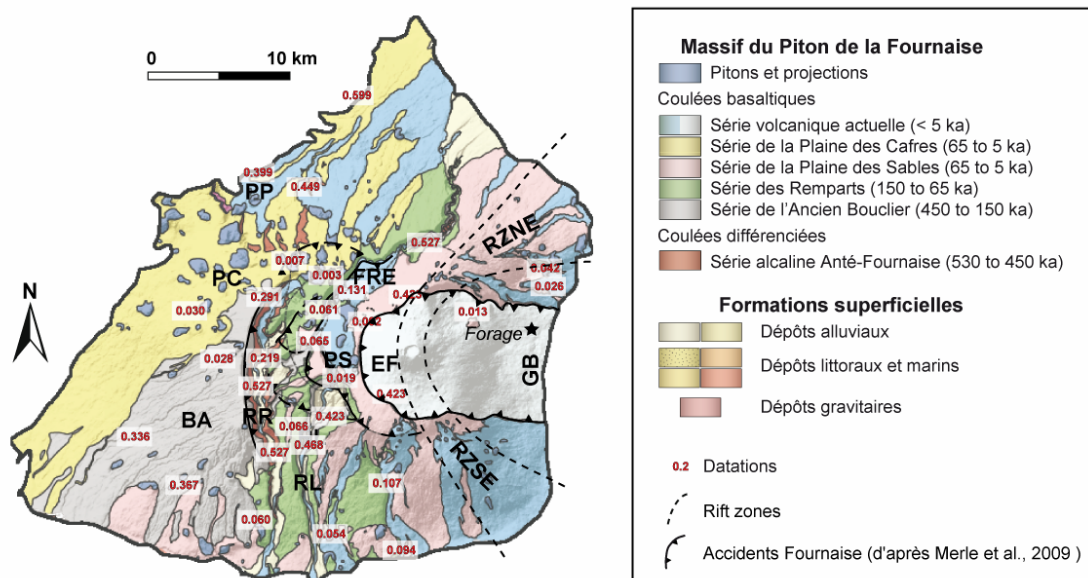
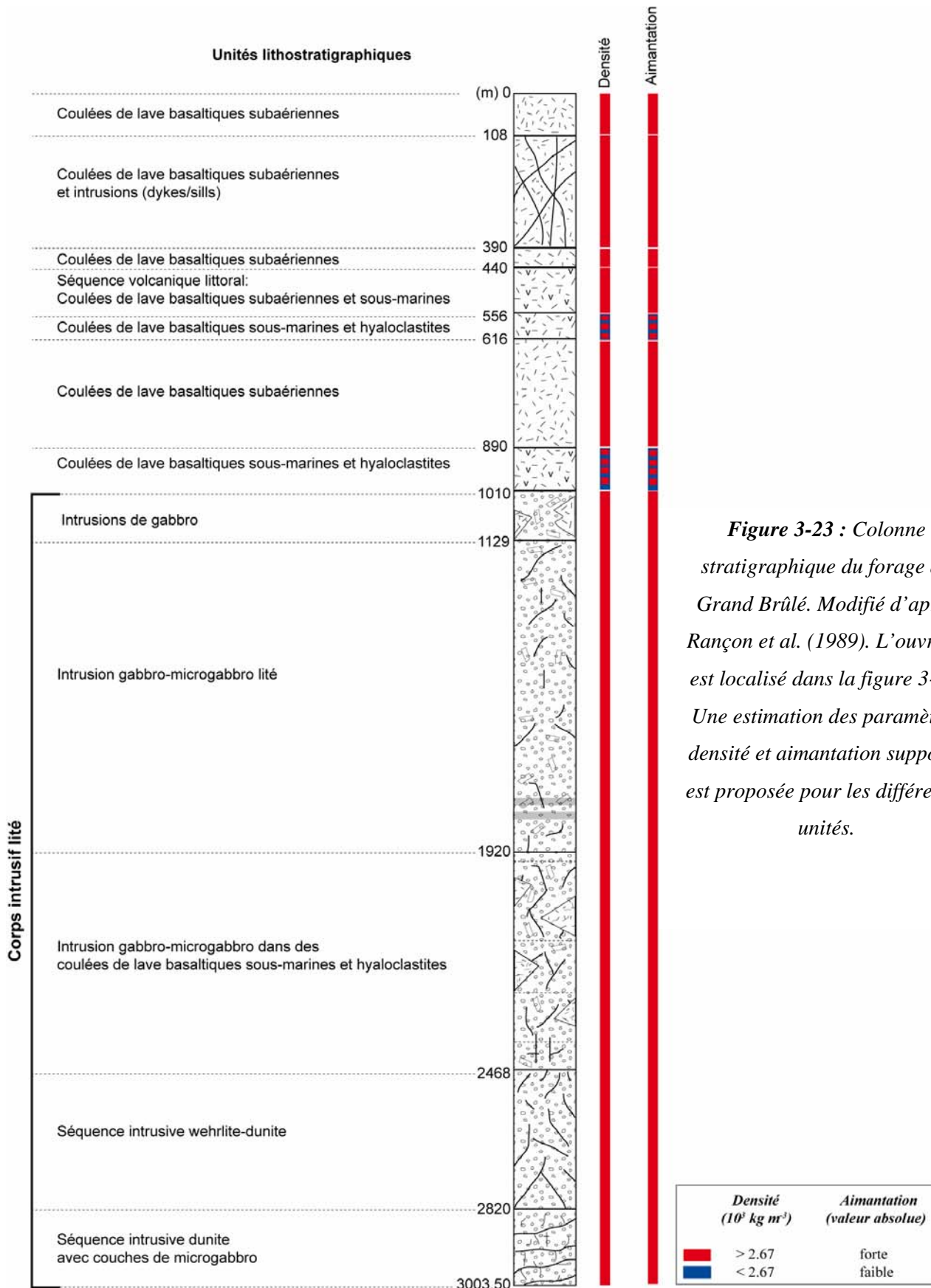


Figure 3-22 : Carte géologique (1/100 000) simplifiée du massif du Piton de la Fournaise. Source : BRGM Réunion (2006). PP : Plaine des Palmistes, PC : Plaine des Cafres, BA : Bouclier Ancien, RR : Rivière des Remparts, RL : Rivière Langevin, PS : Plaine des Sables, FRE : Fond de la Rivière de l'Est, EF : Enclos Fouqué, RZNE et RZSE : Rift Zones NE et SE, GB : Grand Brûlé.

Datations K-Ar sur le Piton de la Fournaise : McDougall (1971) ; Gillot et Nativel (1989) ; Gillot et al. (1994) ; Kluska (1997) ;

Datations ¹⁴C sur le Piton de la Fournaise : Bachèlery (1981) ; Banton (1985).



Les vallées profondes des Rivières des Remparts et Langevin entaillent le massif sur plus de 1000 m de dénivelé. Elles offrent ainsi l'opportunité d'accéder à plus de 500 000 ans de son activité, livrant à l'observation des formations datées entre 0.527 et 0.065 Ma, les coulées de lave les plus anciennes affleurant au bas des vallées étant datées entre 0.527 et 0.498 Ma (Gillot et Nativel, 1989). Ces fenêtres ouvertes sur l'histoire du volcan fournissent des contraintes supplémentaires aux données paléomagnétiques et à la nature des formations, permettant notamment de contraindre au mieux les paramètres densité et aimantation lors de l'étape de modélisation des données gravimétriques et magnétiques. Par ailleurs, le forage d'exploration géothermique entrepris en 1985 dans la zone du Grand Brûlé (Rançon et al., 1989) a révélé six séquences principales (Fig. 3-23), dont un complexe intrusif stratifié dès 1010 m de profondeur (Rançon et al. 1989).

II. APPORT DES DONNEES GEOPHYSIQUES RECENTES

Les signaux gravimétriques et magnétiques associés au massif fournaisien présentent une grande complexité (Fig. 3-24).

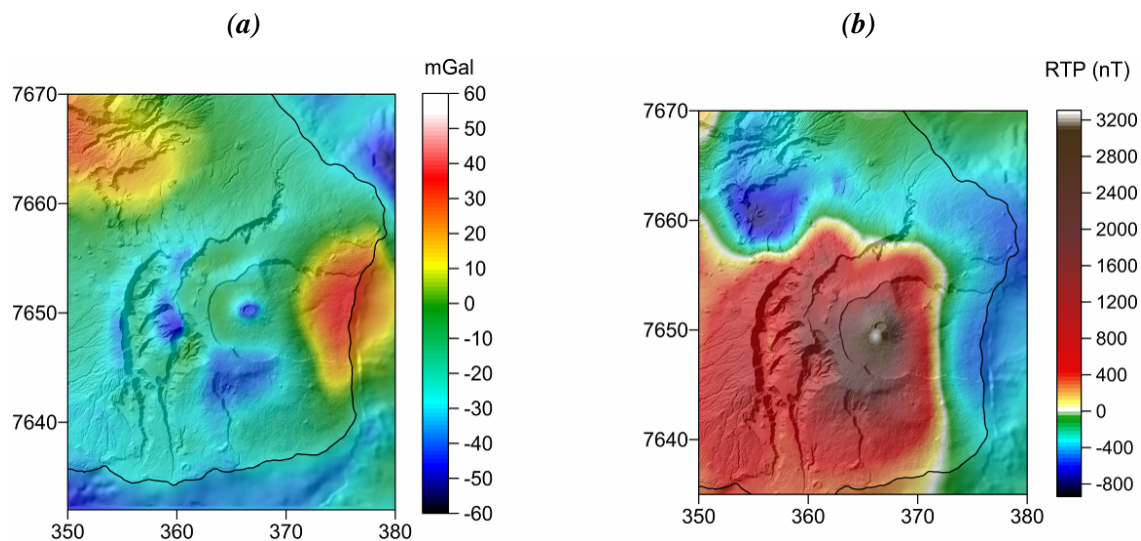


Figure 3-24: Extraits **a)** de la carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et **b)** de la carte d'anomalies magnétiques RTP compilée à une altitude de 3500 m, centrés sur le Massif du Piton de la Fournaise. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

II.1. Gravimétrie du Piton de la Fournaise (Fig. 3-24a)

II.1.1. Le Piton de la Fournaise s. s.

L'anomalie négative dans le secteur Rivière des Remparts-Rivière Langevin implique nécessairement la présence de formations sous-jacentes dont la densité est inférieure à la densité de

correction considérée à cette échelle ($2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$; cf Partie 1 § I. 2.). Toutefois, les roches affleurant au sein des remparts de ces vallées ne diffèrent pas, d'un point de vue gravimétrique, des formations exposées dans les autres vallées.

Au niveau de la Plaine des Sables et du Fond de la Rivière de l'Est, des anomalies positives de courte longueur d'onde apparaissent confinées au sein de ces structures géologiques bien définies. Elles témoignent ainsi de la présence de formations superficielles dont la densité est significativement supérieure à la densité de correction considérée à cette échelle, soit $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Contrairement au signal observé dans les rivières au sud du Piton de la Fournaise, la nature des roches de subsurface à l'aplomb de la Plaine des Sables et du Fond de la Rivière de l'Est peut être déterminée géologiquement, à partir des observations dans les falaises au nord et au sud de ces structures. En effet, un empilement de coulées de laves massives, le Plateau des Basaltes (Fig. 3-25), apparaît à la jonction entre la Plaine des Sables et le Fond de la Rivière de l'Est. L'altitude de cette structure varie entre 130 m depuis le fond de la Plaine des Sables à 600 m environ depuis le Fond de la Rivière de l'Est. Un empilement similaire est visible sous la forme d'un escarpement de 730 m de haut entre le Fond de la Rivière de l'Est et la Rivière de l'Est en amont.

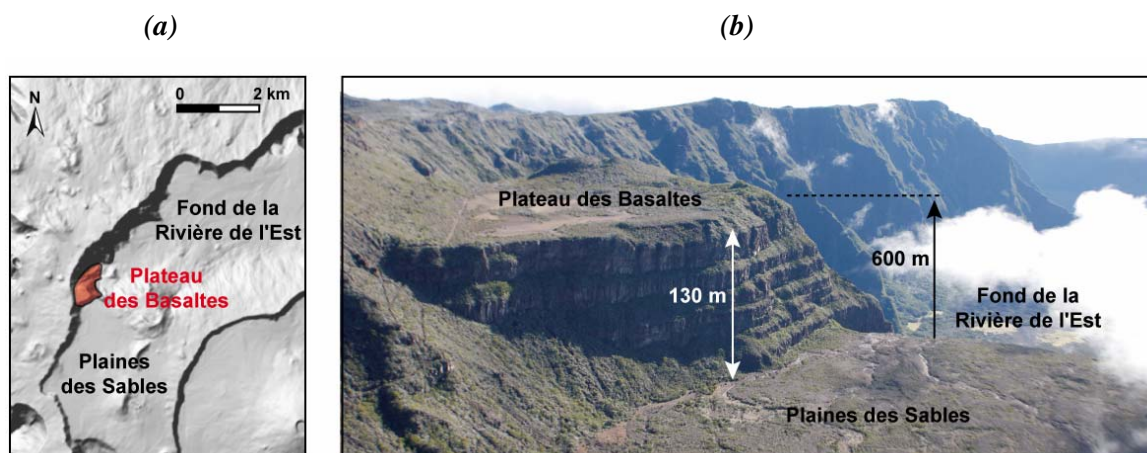


Figure 3-25 : a) Localisation du Plateau des Basaltes sur le MNT à 25 m de résolution de l'IGN ; b) Le Plateau des Basaltes à la jonction entre la Plaine des Sables et le Fond de la Rivière de l'Est (Photographie : N. Villeneuve).

Un tel empilement de coulées est caractéristique de structures de remplissage de dépressions plus ou moins fermées, comme les calderas ou les cratères. Associées à une forte proportion de cœurs massifs de coulées, leur densité est supérieure à celle des coulées de laves mises en place sur les pentes du volcan, généralement moins épaisses et proportionnellement beaucoup plus scoriacées. Par ailleurs, une partie de cette anomalie est probablement liée à la contribution superficielle du complexe hypovolcanique du Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise, dont le toit serait localisé à faible profondeur, comme proposé précédemment dans cette zone.

II.1.2. Le Cône Central

La zone active du Piton de la Fournaise est caractérisée par une anomalie gravimétrique négative. Ce signal diffère de celui des modèles de tomographies sismiques (cf Chapitre 1 § IV.4.1), qui montrent la présence d'une colonne à fortes vitesses, et par conséquent de forte densité, depuis la subsurface à une profondeur de 1 km au moins au dessus du niveau de la mer. Comme décrit précédemment (cf Chapitre 1 § III.1.4.c), l'éruption exceptionnelle d'avril 2007 a engendré l'effondrement du Dolomieu, avec la formation d'un nouveau cratère dont le volume est estimé approximativement à $100\text{-}120 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Michon et al., 2007; Urai et al., 2007). D'un point de vue géologique, l'effondrement offre désormais une coupe au sein du Cône Central sur plus de 300 m de profondeur, avec l'affleurement d'un empilement de coulées de laves peu épaisses, hautement vésiculées et fracturées, ainsi que de parties scoriacées, interprétées par Michon et al. (2009) comme la présence d'un cône de scories de grande dimension recouvert de coulées. Par ailleurs, cet événement volcano-tectonique pourrait être le siège de transferts de masse suffisamment importants pour perturber le champ gravimétrique statique. L'interprétation géologique de la crise volcano-tectonique (Michon et al., 2007) suggère un effondrement associé au drainage d'un réservoir magmatique superficiel, par intrusion latérale et effusion d'un volume de magma comparable, en termes de volume, à celui de l'effondrement. Par conséquent, il s'avère intéressant de comparer les différents jeux de données gravimétriques, anté- et post-effondrement, dans le but d'étudier les éventuelles variations gravimétriques associées à une telle crise.

II.1.3. Le complexe du Grand Brûlé

D'après les études antérieures (Rançon et al., 1989 ; Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999 ; Lénat et al., 2001), l'anomalie positive associée au complexe hypovolcanique du Volcan des Alizés présente une élongation de 10 à 12 km dans la direction nord-sud, un axe localisé à 1.5 km à l'est de la côte, et ne s'étend pas significativement en mer comme précédemment proposé par Rousset et al. (1989). Sa forte amplitude suggère une source de très forte densité ($> 3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), en accord avec les formations observées au sein du forage (Fig. 3-23), un volume conséquent et une importante extension verticale (Rançon et al., 1989). L'acquisition de données gravimétriques récentes, à terre comme en mer, a permis de mieux contraindre la forme de cette anomalie. Le complexe présente ainsi une élongation nord-sud plus importante (15-18 km), dont l'axe est localisé à 1.5 km à l'intérieur des terres. Son extension en mer est désormais bien contrainte par les nouvelles données gravimétriques marines.

II.1.4. Les rift zones du Piton de la Fournaise

Le prolongement en mer des rift zones NE et SE du Piton de la Fournaise constituent des structures particulières. L'origine de ces reliefs bathymétriques a été précédemment décrit (Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 ; Lénat et al., 2001 ; Oehler et al., 2007) en termes de reliques d'anciennes constructions volcaniques massives, non corrélées avec la croissance récente du Piton de la Fournaise (~ 0.5 Ma). Le signal gravimétrique négatif associé apparaît donc incohérent avec la nature même de telles structures massives construites.

II.2. Magnétisme du Piton de la Fournaise (Fig. 3-24b)

II.2.1. La zone centrale

L'anomalie magnétique positive majeure associée à la zone centrale active du Piton de la Fournaise pourrait être générée principalement par le relief, composé essentiellement de coulées de laves récentes, généralement caractérisées par une aimantation supérieure à celle des coulées anciennes (Smith et al., 2002). Le décalage vers le sud du maximum de cette anomalie par rapport à la zone active pourrait être attribué à l'effet de ce relief, et/ou à une épaisseur plus importante des formations à aimantation normale dans cette zone (Lénat et al., 2001). Cette asymétrie pourrait également être liée à l'influence d'un réservoir magmatique ou hydrothermal à faible profondeur (Lénat et Bachèlery, 1990; Lénat et al., 2000; Peltier et al., 2009), pouvant diminuer l'aimantation des roches.

II.2.2. Les flancs émergés du Piton de la Fournaise

L'anomalie magnétique négative observée au niveau de la Rivière des Remparts peut être associée à la présence en fond de rivière de formations datées à plus de 0.5 Ma (c'est à dire proches de l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama ; Gillot et al., 1989). Ces observations suggèrent la présence d'importants volumes de roches à aimantation inverse dans ce secteur, à faible profondeur sous le fond de la vallée. Parallèlement, les anomalies magnétiques négatives associées aux flancs nord et est de l'édifice suggèrent une faible épaisseur des formations à aimantation normale. Une telle hypothèse est soutenue par les résultats du forage profond entrepris dans le secteur du Grand Brûlé (Rançon et al., 1989), montrant que les formations du Piton de la Fournaise ne peuvent excéder 1 km d'épaisseur dans cette zone.

II.2.3. Les prolongements sous-marins des rift zones

Les anomalies magnétiques négatives associées aux constructions sous-marines dans le prolongement des rift zones du Piton de la Fournaise, témoignent d'une aimantation cohérente, c'est-à-dire non affectées par des phénomènes volcano-tectoniques, ainsi que des âges supérieurs à 0.78 Ma.

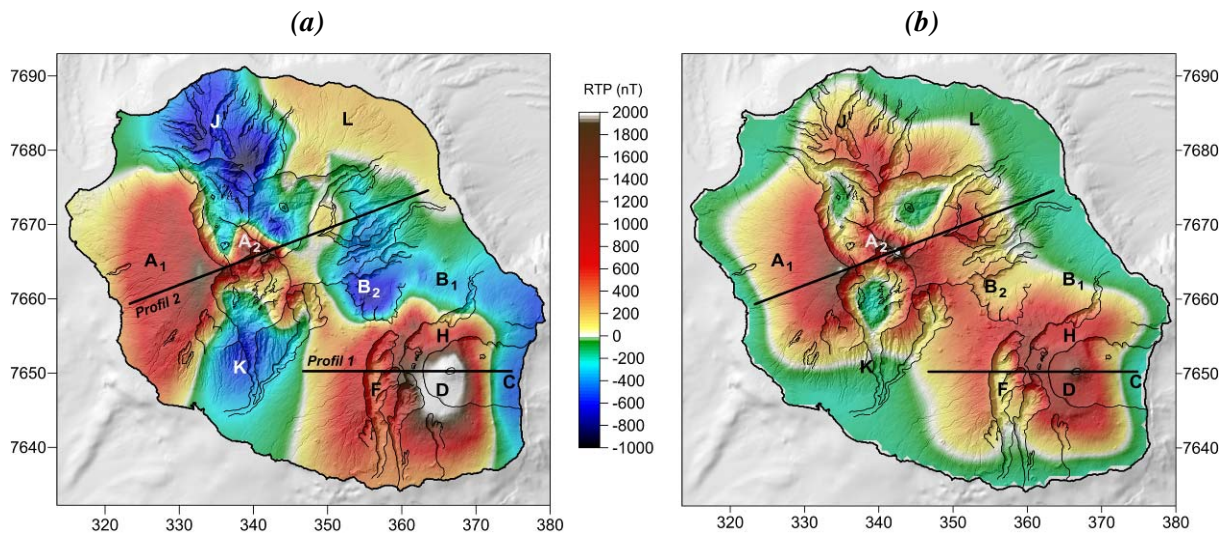
PARTIE 4 : ANALYSE PRELIMINAIRE DES DONNEES MAGNETIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES

I. EFFET DU TERRAIN SUR L'ANOMALIE MAGNETIQUE

La réponse magnétique observée à l'échelle de l'île de La Réunion présente une composante grande longueur d'onde, sans doute étroitement associée à un relief homogène d'un point de vue magnétique, ainsi que des anomalies de plus courte longueur d'onde dont une partie pourrait être liée aux très forts reliefs de l'île

Dans le but d'étudier l'effet d'un terrain à aimantation constante sur la réponse magnétique à l'échelle de l'île, une grille d'aimantation synthétique a été calculée à partir du MNT à 150 m de résolution, considérant une tranche de terrain modélisée de la surface jusqu'au niveau de la mer. Pour conserver des valeurs réalistes, une aimantation de 8 A.m^{-1} a été choisie, représentant une valeur moyenne issue des études paléomagnétiques (Tab. 3-01).

L'anomalie magnétique RTP synthétique générée par la topographie a été calculée par modélisation 3D directe, par l'intermédiaire du logiciel Gmsys-3D permettant une comparaison immédiate avec l'anomalie magnétique RTP observée (Fig. 3-26). Par ailleurs, sur la base de cette modélisation, une étude complémentaire portant sur l'anomalie positive associée au flanc ouest du Piton des Neiges est présentée en Annexe 4.



(c)

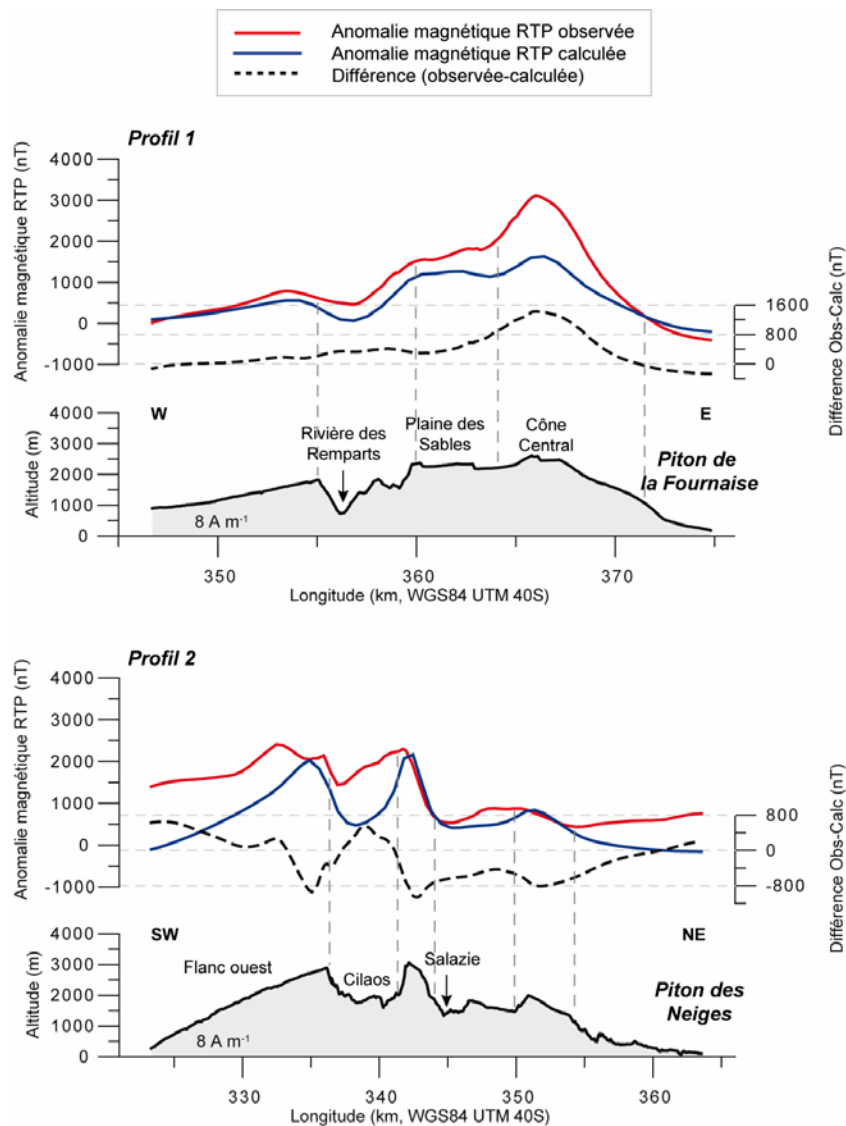


Figure 3-26 : *a) Carte d'anomalies magnétiques RTP observées ; b) Carte d'anomalies magnétiques RTP calculées considérant un terrain homogène d'aimantation 8 A m^{-1} depuis la surface jusqu'au niveau de la mer. Les profils modélisés sont représentés. Les lettres désignent les anomalies magnétiques majeures discutées dans le texte, selon la nomenclature utilisée précédemment ; c) Comparaison entre les valeurs d'anomalies magnétiques RTP observées et calculées selon les profils 1 et 2 localisés en (a). Coordonnées en km (WGS84, UTM 40S).*

En premier ordre, des similitudes apparaissent entre les anomalies synthétiques modélisées (Fig. 3-26a) et observées (Fig. 3-26b). Une anomalie magnétique synthétique positive, cohérente avec l'anomalie observée, apparaît au niveau du Piton de la Fournaise, associée plus particulièrement au Cône Central (anomalie D) et à la zone Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est (anomalie H).

Un négatif relatif apparaît au niveau de la Rivière des Remparts (anomalie F). Une anomalie positive est également reproduite au niveau du flanc ouest du Piton des Neiges et de la zone centrale (anomalies A₁ et A₂). Parallèlement, certaines anomalies négatives relatives apparaissent au sud-est du Piton des Neiges (anomalie K), au niveau de la Plaine des Palmistes (anomalie B₂), sur les flancs nord (anomalie B₁) et est (anomalie C) du Piton de la Fournaise.

Plus en détail, la réponse magnétique synthétique d'un terrain à aimantation constante diverge du signal réel observé, tant au niveau des longueurs d'ondes que des amplitudes des différentes anomalies magnétiques. Par exemple, l'anomalie négative observée au niveau du Massif de la Montagne n'est pas reproduite par le modèle (anomalie J). Les profils présentés dans la figure 3-26c soulignent ces différences, ainsi que la corrélation topographie-anomalie magnétique au niveau du Piton de la Fournaise (profil 1) et du Piton des Neiges (profil 2).

Une telle cartographie permet donc de mettre en évidence une certaine hétérogénéité des formations en termes d'aimantation au sein de l'édifice volcanique. Cette variabilité est aisément justifiée, un tel système volcanique évoluant sur plusieurs millions d'années. Par conséquent, considérer une valeur d'aimantation moyenne n'est probablement pas géologiquement représentatif à l'échelle du complexe volcanique dans son intégralité.

II. GENERALITES SUR LA STRUCTURE GEOELECTRIQUE D'UN VOLCAN BOUCLIER

Les techniques géoélectriques offrent une image de la structure interne en termes de distribution de résistivité et peuvent être interprétées comme des couches volcaniques. Les données MT, AMT et TDEM disponibles à l'échelle de l'île de La Réunion, ont été compilées à nouveau dans le cadre de cette étude pour définir un modèle général de structure interne, offrant ainsi des informations complémentaires aux méthodes gravimétriques et magnétiques.

Les coupes géoélectriques, jusqu'à 1.5 km environ, mettent classiquement en évidence une succession de trois terrains : une zone non saturée (résistivité de 1000 à plusieurs milliers d'ohm.m) ; une zone saturée (résistivité de 100 à quelques centaines d'ohm.m) ; un conducteur profond (résistivité de 20 ohm.m ou moins).

Un bouclier basaltique est généralement composé d'un empilement de coulées de laves hautement perméables, comme observé au Piton de la Fournaise dans les sections stratigraphiques des vallées profondes notamment (Rivière des Remparts ...). Lorsqu'elles ne sont pas saturées en eau, de telles formations sont caractérisées par des valeurs de résistivité de 10 à 100 kohm.m (cf résumé des valeurs de résistivités proposé par Keller, 1988 ; Palacky, 1988 ; Kauahikaua, 1993 ; et Lénat, 1995).

Un important contraste de résistivité apparaît généralement à la transition entre la zone vadose, ou zone non saturée où les roches ne contiennent que peu d'eau, et la zone sous la nappe phréatique où

les roches sont saturées en eau. Dans le cas d'une île océanique, la partie inférieure de la nappe phréatique consiste en une lentille d'eau douce (ou lentille de Ghyben-Herzberg, cf Vacher, 1988), flottant au dessus de la zone saturée en eau de mer. Le toit de cette lentille se situe souvent à quelques mètres au dessus du niveau de la mer. La résistivité d'un empilement basaltique saturé en eau douce est de quelques centaines d'ohm.m, mais diminue à quelques dizaines d'ohm.m ou moins, lorsqu'il est saturé en eau de mer. Ce modèle 'idéal' de distribution de résistivité peut être perturbé par certaines structures volcaniques, telles que des intrusions, ou une activité géothermale dans la zone sommitale ou encore au niveau des rift zones (cf Kauahikaua, 1993 ; Lénat, 1995):

1- Dans les zones d'intrusions (zone centrale, rift zones), les dykes subverticaux peuvent créer des barrières imperméables qui portent les corps d'eau à d'importantes élévations (Stearns, 1942 ; Takasaki, 1981 ; Jackson and Kauahikaua, 1987a).

2- Pour une porosité donnée dans des roches non altérées, la résistivité dépend en premier lieu de celle des fluides, généralement l'eau. Au sein de l'édifice du Piton de la Fournaise, l'eau peut être contaminée par la teneur en ions des fluides hydrothermaux dans la zone active. Ce processus peut diminuer significativement la résistivité des roches et une augmentation de température amplifie cet effet. Par conséquent, une zone chaude avec une forte teneur en fluides hydrothermaux sera caractérisée par des valeurs de résistivité plus faibles (de quelques ohm.m à quelques centaines d'ohm.m).

3- L'altération, et particulièrement l'altération hydrothermale, diminue la résistivité des roches par la formation de minéraux hydratés hautement conducteurs, tels que les minéraux argileux et les zéolites.

4- Les zones très chaudes, dominées par la présence de vapeur, seront caractérisées par des valeurs de résistivités de quelques milliers d'ohm.m.

5- La résistivité d'un magma basaltique, potentiellement présent dans les intrusions à des profondeurs de quelques centaines de mètres, est seulement de quelques ohm.m (Rai et Manghni, 1977).

6- Les dépôts pyroclastiques, ainsi que les formations bréchiqques, présentent généralement des valeurs de résistivités inférieures à celles des coulées de laves, dans la mesure où elles contiennent typiquement des minéraux hydratés.

PARTIE 5 : DISCUSSION - SYNTHESE

Vers un nouveau modèle d'architecture et d'évolution du système émergé de l'Ile de La Réunion à partir des données géophysiques et géologiques.

Les descriptions détaillées précédemment témoignent de la complexité des anomalies gravimétriques et magnétiques associées à l'Ile de La Réunion, en accord avec une évolution volcano-tectonique et une géologie complexes.

La variabilité des paramètres densité, aimantation et résistivité des formations responsables de ces anomalies peut être étudiée par une approche globale, par l'intermédiaire de modélisations diverses sous contraintes géologiques. L'interprétation des distributions de ces propriétés a pour but de proposer une nouvelle vision des structures internes des différents massifs, et d'établir un nouveau schéma structural cohérent à l'échelle de l'Ile de La Réunion sensu stricto.

Les résultats de cette étude gravimétrique, magnétique et de résistivité sont exposés ci-dessous, dans les publications 1 (Gailler et al., 2009) et 2 (Gailler and Lénat, submitted in JVGR), avec certaines redites concernant le contexte géologique et structural notamment, ainsi que les descriptions qualitatives des cartes d'anomalie de Bouguer et d'anomalies magnétiques.

La publication n°1 '*Structure and change of Piton de la Fournaise inferred from gravity surveys (Reunion Island, Indian Ocean)*' permet d'analyser en détail la nouvelle carte d'anomalie de Bouguer du Piton de la Fournaise grâce aux données récentes, selon deux objectifs majeurs :

1- Etudier plus en détail la structure interne du volcan actif, la couverture gravimétrique récemment complétée, permettant de définir clairement la distribution superficielle et profonde des densités au sein de l'édifice. Des modèles 3D et 2D $\frac{3}{4}$ ont été construits pour investiguer la géométrie ainsi que la densité des différentes structures et une comparaison directe a été réalisée avec les modèles de vitesses sismiques issus des tomographies publiées. Les différents résultats ont permis de proposer un nouveau modèle de la structure interne du Piton de la Fournaise et de le discuter en termes de géologie.

2- Analyser les variations gravimétriques associées à l'effondrement du cratère Dolomieu, grâce aux données pré- et post-datant la crise volcano-tectonique et éruptive d'avril 2007. Des modèles ont été calculés dans le but de corrélérer ces événements à d'éventuels déplacements de masse au sein de l'édifice.

La publication n°2 '*Structure of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data*' permet d'appréhender l'architecture du relief émergé de l'Ile de La Réunion à partir des données géophysiques, gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques décrites dans cette étude. Les objectifs majeurs sont les suivants :

- 1- Etudier la nature, l'extension et l'origine des formations superficielles.
- 2- Etudier la distribution des formations récentes et anciennes à l'échelle du relief émergé. Des modèles 2D ³/₄ et 3D ont été construits, permettant de déterminer l'épaisseur des formations récentes et de reconstruire la topographie de l'île à l'époque de l'inversion magnétique Brunhes Matuyama.
- 3- Utiliser les données géoélectriques pour préciser l'interprétation de zones particulières.
- 4- La modélisation des anomalies gravimétriques associées au Piton des Neiges a permis de déterminer précisément la géométrie et l'extension du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges, ainsi que la relation entre cette structure et la morphologie de surface.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis

Lydie-Sarah Gailler^{a,*}, Jean-François Lénat^a, Mathieu Lambert^{a,1}, Guillaume Leveux^{a,2}, Nicolas Villeneuve^b, Jean-Luc Froger^a^a Laboratoire Magmas et Volcans, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, CNRS, 5, rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France^b Centre IRD Réunion, BP 172 97492 Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 April 2008

Accepted 27 January 2009

Available online 5 February 2009

Keywords:

Piton de la Fournaise

gravity anomalies

modelling

seismic tomographies

volcano-tectonic

mass transfer

ABSTRACT

The structure and mass transfers at Piton de la Fournaise volcano are investigated using new on land and offshore measurements. The structures are defined using 2 and 3D modelling. Short-wavelength positive anomalies to the W and NW of the central area are interpreted as shallow piles of thick, dense lava flows which have filled volcano-tectonic depressions, several hundreds of meters deep. This finding provides a new insight into the evolution of the volcano. Conversely, the currently active central zone is associated with a negative short-wavelength anomaly, explained by the presence of thin, highly vesiculated and fractured lava flows building the Central Cone. Low density formations underlying the Rivières des Remparts and Langevin areas are tentatively interpreted as breccias related to erosion and/or to southward directed mass-wasting. Topographic offshore highs in the continuation of the SE and NE rift zones of Piton de la Fournaise are characterized by negative gravity anomalies and reversed magnetic anomalies. Their interpretation as hyaloclastites and pillow lavas provides a coherent explanation for both types of signals if we admit that they were primarily constructed during the Alizés stage. Two main deeper, dense structures are also found: the Grand Brûlé complex, and a complex beneath the Plaine des Sables and the Enclos Fouqué. Both are identified as hypovolcanic intrusive complexes. The Grand Brûlé complex (10 × 18 km in plan view) shows a marked NS-elongated geometry, unlike the other comparable complexes on the island. The Plaine des Sables-Enclos Fouqué complex, a more or less circular structure 5 km in diameter, is attributed to the Ancient Shield stage. It is centered on the Enclos fault, suggesting that the paleo-center of the Ancient Shield was located about 1.5 km eastward of the previously proposed location. An apparent contradiction was noted between the seismic and gravity images of the internal structure. In particular, a high velocity cylinder beneath the summit was not detected in the gravity models. This contradiction was resolved by considering the relative sensitivity of each method.

Finally, the gravity dataset has allowed us to explore the gravity changes that accompanied the major eruptive and volcano-tectonic crisis of April 2007 (350 m collapse of the summit and emission of ~120 × 10⁹ m³ of lava). The change in the mass distribution of the edifice was large enough to be detected in the survey data collected in the central area before and after the crisis. However, the accuracy was too low for the precise assessment of the mass transfers.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Piton de la Fournaise, a large and active oceanic volcano, has been extensively studied and monitored for several decades. However, a large part of its evolution and of its internal structure remains inadequately documented. Most of its surface is covered by relatively young lava flows and thus only a small part of its geological history is

readily accessible at the surface. It has been proposed that Piton de la Fournaise is a relatively young (0.5 Ma) volcano which has grown on the remnants of a larger one called Les Alizés (Lénat et al., 2001). The existence of the latter is only inferred from indirect geological and geophysical observations since it is now concealed by the Piton de la Fournaise volcano.

The evolution of a volcanic system is generally complex because many volcanic (eruptive and intrusive activity), volcano-tectonic (caldera subsidence, flank collapse) and erosive phenomena are interwoven in space and time. Geophysical methods provide images of the internal structure which can subsequently be translated in terms of geological structure and evolution. Here, we use gravity measurements to constrain the internal structure of Piton de la Fournaise.

* Corresponding author.

E-mail address: L.Gailler@opgc.univ-bpclermont.fr (L.-S. Gailler).¹ Present address: GEOLYS sprl, rue des champs Elysées, 4 5590 Ciney, Belgium.² Present address: Géologie des systèmes volcaniques, Institut de physique du globe de Paris, 4, place Jussieu-Case 89-75252, Cedex 05 Paris, France.

We have compiled a new gravity map of Reunion Island using recent data collected on land and offshore. In this work we focus on the Piton de la Fournaise volcano. The complete Bouguer anomaly map for the entire Reunion Island and its submarine flanks will be presented and discussed in a separate paper. The new data are used for two different purposes:

- (1) Firstly, to study the internal structure of Piton de la Fournaise in more detail than the previously published gravity works. The new data coverage allows us to define clearly the shallow and deep density distribution within the edifice. 3D and 2D 3/4 models have been calculated to assess the geometry and the density of the different structures. A comparison has been made with the seismic velocity models from published tomographies. Discrepancies appear between the two methods and we show that each one has strong and weak points. A new model of the internal structure of Piton de la Fournaise is proposed on the basis of our results and discussed in terms of geology.
- (2) Secondly, to make an original study of the gravity changes observed in the central area, for which we have data acquired

before and after the eruptive and volcano-tectonic crisis of April 2007. Models have been calculated in order to determine if these events were associated with significant mass displacements inside the edifice.

2. Geological and structural setting

Reunion Island is located in the southernmost part of the Mascarene Basin (Indian Ocean), 800 km east of Madagascar (Fig. 1a). Its origin is related to the hot spot that generated the Deccan Trapps during the Cretaceous and a volcanic chain whose younger elements are Mauritius and Reunion Island (Duncan et al., 1989). Rising above a seafloor of Paleocene age, the Reunion edifice is a flattened cone 200 to 240 km in diameter and approximately 7000 m high (Labazuy and Lénat, 1990; Oehler et al., 2007). The emerged part of the volcanic system represents only a small portion (3% by volume) of the edifice (de Voogd et al., 1999).

The island is composed of two volcanic massifs: Piton des Neiges, a dormant volcano whose last eruptions are 12,000–20,000 years old (Gillot and Nativel, 1982; Deniel et al., 1992) and the currently active Piton de la Fournaise (Fig. 1b). Piton de la Fournaise, located on the

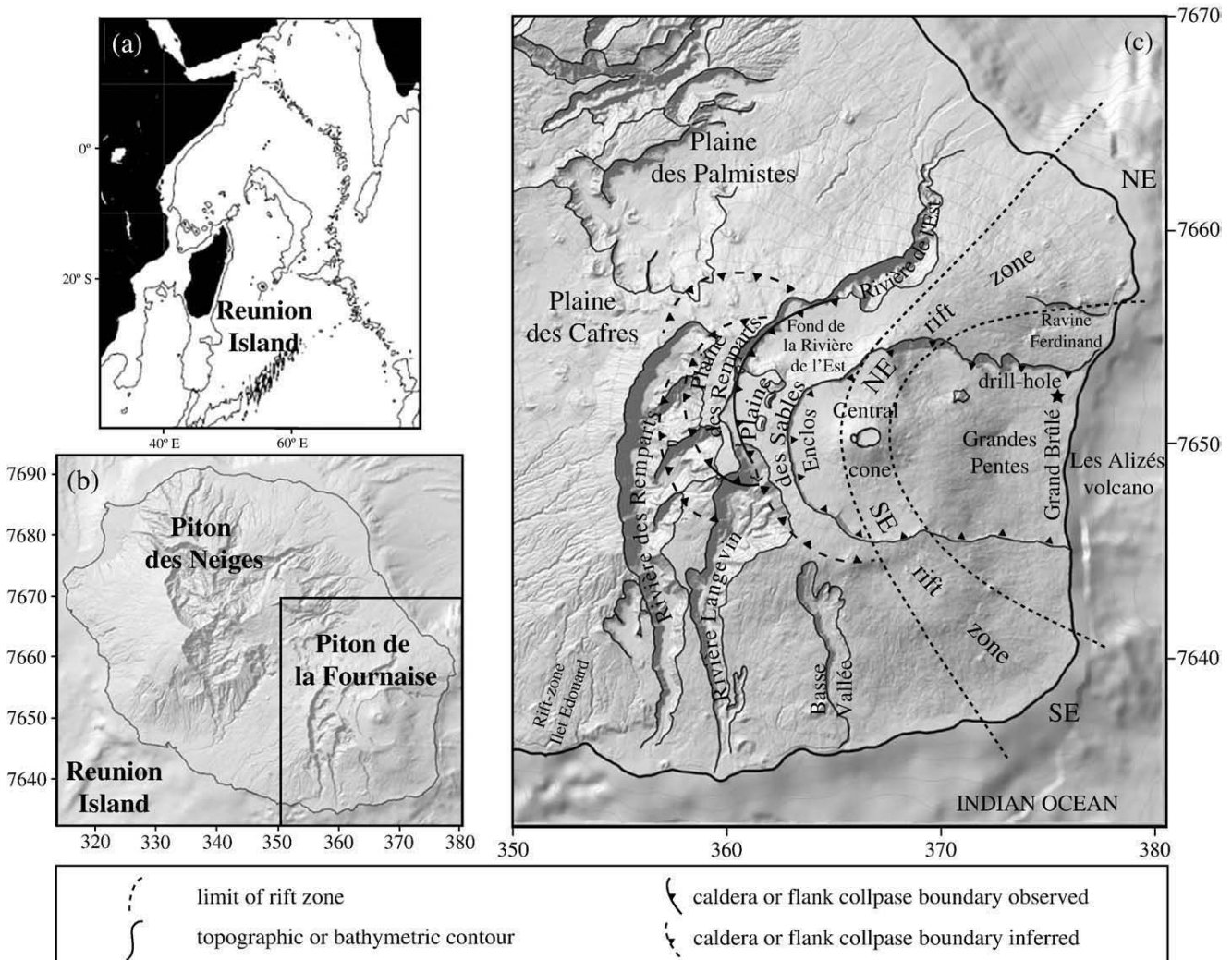


Fig. 1. (a) Location of Reunion Island in the Indian Ocean; coordinates in decimal degrees; (b) shaded relief map of Reunion Island showing the location of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes; coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S). (c) Shaded relief map of Piton de la Fournaise with the main structural features and the location of the main places discussed in the text. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S).

southeastern part of Reunion Island, is one of the world's most active basaltic shield volcanoes whose activity began more than 500,000 years ago (Gillot and Nativel, 1989). Bachèlery and Mairine (1990) and Bachèlery and Lénat (1993) distinguish two phases of building, the "Ancient Shield" (>0.15 Ma) and the "Recent Shield" (<0.15 Ma), comprising several volcano-tectonic events. Some of these events are recognisable on the present morphology as a series of caldera-like rims and curved valleys (Fig. 1c). For some workers, these structures result from classic caldera collapses (Bachèlery and Mairine, 1990; Bachèlery, 1995). For others, they could be the headwalls of successive eastward moving landslides (Gillot et al., 1994; Labazuy, 1996; Lénat et al., 2001). Merle and Lénat (2003) have developed a hybrid model where a vertical collapse could be generated in response to a flank landslide. Their model could explain the formation of the Enclos Fouqué–Grand Brûlé collapse and possibly that of other structures such as the Plaine des Sables one.

The recent activity has been restricted to mostly effusive eruptions on the Central Cone and along the NE and SE rift zones, with some prehistoric eruptions taking place outside of these main structures. The Central Cone built in the depression of the Enclos Fouqué, is 3 km in diameter and 400 m in height with a mean slope of 15–20°. The summit is occupied by a small pit crater to the west, Bory crater (350 by 200 m), and a larger one to the east, Dolomieu crater (1000 by 700 m; Fig. 1c). Eruptions to the west of the Enclos, in the Plaine des Sables, Fond de la Rivière de l'Est and in the Plaine des Cafres, have ages of a few hundred to a few thousand years (Bachèlery, 1981).

The presence of a third, buried volcano, named Les Alizés, on the eastern coast area of Piton de la Fournaise, has been inferred from gravity (Malengreau et al., 1999), magnetic (Lénat et al., 2001) and drill hole (Rançon et al., 1989) data. Its large intrusive and cumulate complex was encountered at a depth of 1000 m beneath the Grand-Brûlé area by a geothermal exploration drill hole. The complex gives rise to a large gravity anomaly. According to gravity models by Rousset et al. (1989) and Malengreau et al. (1999), it is deeply rooted

(5–6 km). Since it cannot be associated with any known volcanic structure at the surface, it has been regarded as an ancient volcanic center pre-dating Piton de la Fournaise. Negative magnetic anomalies offshore from the east coast (Lénat et al., 2001) suggest that rocks belonging to Les Alizés volcano could be present at shallow depth in this area. Alizés activity would pre-date, or be partially contemporaneous, with that of Piton des Neiges.

3. Gravity data

Several gravity land surveys have been carried out since the 1950s on Reunion Island by groups from various French organizations (ORSTOM, BRGM, CNRS—Duclaux et al., 1954; Rechenmann, 1976; Gérard et al., 1980; Demange et al., 1989; Rançon et al., 1989; Rousset et al., 1989), and more recently by Malengreau (1995), Lambert (2003), Leveux (2004). When we started our project, the island was covered with 1634 gravity stations and all available data had been compiled by Leveux (2004). However, this distribution was not ideal to investigate several particularly anomalous areas. Therefore the 2007 survey was carried out to provide a better coverage of selected zones, especially that of Piton de la Fournaise. In addition, the eruption of April 2007, which led to the collapse of the Dolomieu crater, justified the necessity to acquire new data in the active area. Offshore, only a few profiles were available in this area. The ERODER (EROsion et Démantèlement de l'Edifice volcanique de la Réunion) cruise carried out in 2006 provided homogeneous coverage of the submarine flanks from the coast to the base of the edifice on the ocean floor. We have improved the gravity map of Reunion Island using the ERODER survey and about six hundred new data on land (Fig. 2).

3.1. On-land data acquisition and processing

To our knowledge, the surveys from 1979 to 1993 were performed using Lacoste and Romberg gravimeters. The 2003 and 2004 surveys

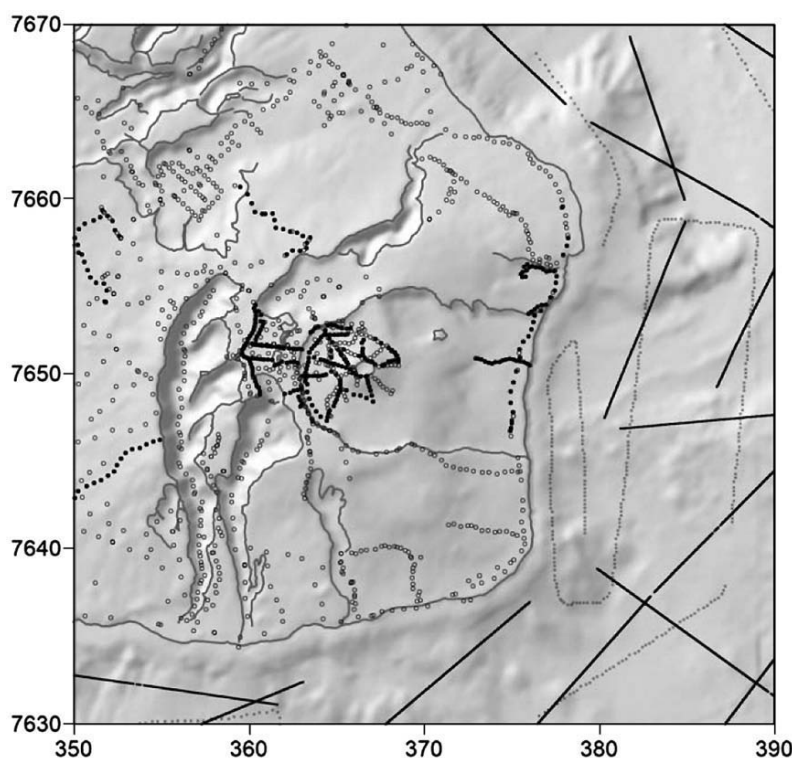


Fig. 2. Data location map of the studied area. ERODER marine survey (2006): black lines; Gallieni marine survey (1995): open circles; Land data from 1979 to 2004: open circles and data from 2007: filled circles. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S).

were done with Scintrex CG-3M gravimeters and the new May 2007 survey with a Scintrex CG5 gravimeter. Before 1993, the horizontal positioning of the gravity stations was determined from maps and elevations were determined using barometric levelling with a resulting accuracy of approximately ± 2 m (Rousset et al., 1989) or geometric levelling (a few millimeters in accuracy). Since 1993, the use of differential GPS techniques to determine station coordinates and altitudes has provided more accurate horizontal positioning and a vertical positioning accuracy of a few centimeters.

The gravity stations are usually distributed along profiles as shown in Fig. 2. Gravity data were tied to the absolute base station established at the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVFP): 978638.1143 mGal; 55°57'18 E; 21.2086 S; alt 1550 m (M. Amalvic, com. pers. 2004). The observed gravity data are corrected with standard procedures, namely tidal variations and instrumental drift. In a first step, the 1967 International Gravity Formula has been used in order to determine the theoretical gravity at each station location on the Earth's spheroid. Then this value is corrected with the free air gradient, Bouguer slab and terrain corrections. The slab correction has been computed considering the Earth's curvature (Lafehr, 1991b). Finally, the resulting theoretical gravity value is subtracted from the observed one to obtain the Bouguer anomaly.

Terrain corrections have been calculated using Oasis Montaj software from Geosoft. A far zone correction is computed using a coarse regional Digital Elevation Model (DEM) whereas the near zone correction is computed with a more detailed local one. The near zone is a 5 km \times 5 km square centered on the station and the far zone extends to 167 km. For the data acquired on land, we have used a 25 m DEM from the Institut Géographique National (IGN) for the near zone and a 500 m DEM for the far zone. For the offshore data, because the measurements were collected further from the surface, we have used a 500 m DEM for the near zone and a 1000 m DEM for the regional corrections. The density of sea water was assumed to be 1.027×10^3 kg m⁻³.

The large topographic change associated with the 2007 summit collapse was also taken into account in the computation of the terrain corrections for the gravity data acquired after the event. The 25 m DEM used for the data pre-dating the collapse of the Dolomieu crater was modified using the new topographic data from Urai et al. (2007). Terrain corrections vary between 10.14 mGal and 17.64 mGal, with an average of 16.39 mGal for the land gravity stations and between 1×10^4 mGal and 0.18 mGal, with a mean value of 0.05 mGal for the marine stations.

The density correction has been determined from the analysis of the correlation between the Bouguer anomaly and the topography (Nettleton, 1939) along 9 evenly spaced profiles. The density which minimizes the correlation varies along portions of the profiles between about 1.6 and 3.0×10^3 kg m⁻³. This is due to the presence of anomalies and it is therefore not possible to determine a unique density value which minimizes the correlation between anomaly and topography everywhere on the map. However, a value of 2.2×10^3 kg m⁻³ represents a reasonable average for the covered area. In addition, this is the best density value to minimize the anomaly/topography correlation across the large and deep valleys of Piton de la Fournaise.

For the surveys carried out between 1979 and 2004, the uncertainty on the gravity measurements ranges from 0.066 to 2.80 mGal with a mean value of 1.8 mGal (Lambert, 2003). For the 2007 survey the mean accuracy is about 0.129 mGal for the gravity measurements and 0.05 m for the elevation measurements. The mean accuracy of the complete Bouguer anomaly is about 0.5 mGal with most of the uncertainty linked to the terrain corrections.

3.2. Marine data acquisition and processing

The new marine gravity data come from the 1995 Gallieni survey and from the 2006 ERODER survey. The ERODER cruise (R/V Beautemps-Beaupré) covers the submarine flanks, with a total of

61,106 useful readings acquired around the island and 4918 data in the study area. The distance between measurements along the profiles is 25 m on average. The measurements have been obtained using a KSS31 relative gravimeter from Bodenseewerk and the dataset was tied to a EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre) absolute gravity base located near the harbor (unpublished report from IFRTP—Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire). Given a negligible drift of the gravimeter (about 0.01 mGal) during the survey no drift correction was applied, but an intersections adjustment between the profiles is required. 21 intersections exist on the 2006 ERODER survey. The histogram of the differences at these crossing points is centred on 0, with a mean value of 0.1558 mGal and a standard deviation of 0.465 mGal. The Gallieni survey has only two intersections with values of -2.75 mGal and 0.98 mGal. Merging the two datasets generates 27 intersections with a mean value of -0.22 mGal and a standard deviation of 1.76 mGal for the differences at crossing lines. These statistics account for the good quality of the marine data. The profiles have been then adjusted using the levelling method of Geosoft Oasis Montaj software.

The marine Bouguer anomaly was also calculated for a terrain density of 2.2×10^3 kg m⁻³, although submarine vesicular rocks should have a higher density than their dry counterparts because of the effect of water saturation (Kauahikaua et al., 2000). Keeping a homogeneous reduction density for the whole map was preferred in order to make the model interpretation more straightforward.

4. The new Bouguer anomaly map: Qualitative description

The new map of Piton de la Fournaise (Fig. 3) is constructed with significantly better data coverage than the last published one by Malengreau et al. (1999), especially in the Enclous Fouqué, Plaine des Sables and Grand Brûlé areas. We will focus on a 1600 km² area centred on the active zone. In this area, 1943 land and 5344 offshore data are available, including 301 new May 2007 data, 4918 from ERODER cruise and 428 from the Gallieni survey. The new data, including those of Lambert (2003), Levieux (2004), the ERODER marine cruise and that of our 2007 survey, have an overall higher accuracy than the previous ones, because they were carried out with modern gravimeters and GPS positioning.

Rousset et al. (1989) and Lesquer (1990) made the first interpretations of the gravity anomalies of the island. Their works show two major positive anomalies associated with intrusive complexes, one located in the central area of Piton des Neiges and the other in the eastern part of Piton de la Fournaise, in the Grand Brûlé area. There is no similar anomaly in the summit area of Piton de la Fournaise, although low amplitude and short-wavelength anomalies were attributed to preferential intrusive zones. The most recent interpretation by Malengreau et al. (1999) provides additional information on a gravity ridge between Piton des Neiges and Piton de la Fournaise and attributes the smaller anomalies over Piton de la Fournaise to lesser bodies of dense rocks emplaced during the early stages of the volcano. The main features and anomalies presented here remain the same as in the Malengreau et al. (1999) map, but their shapes are now better defined and more short-wavelength information is present. These characteristics will allow us to construct more reliable models. We will first describe the main anomalies observed on the new map before turning to the results of the quantitative interpretation of the map (Fig. 4).

4.1. The Grand Brûlé complex anomaly and the rift-zones anomalies

The large positive anomaly of the Grand Brûlé (Fig. 4) has been long recognised (Rousset et al., 1987; Raçon et al., 1989; Rousset et al., 1989) and is clearly associated with a gabbroic and cumulate complex which was encountered by a deep geothermal exploration drill hole at a depth of 1000 m and continued to the bottom of the drill hole at a

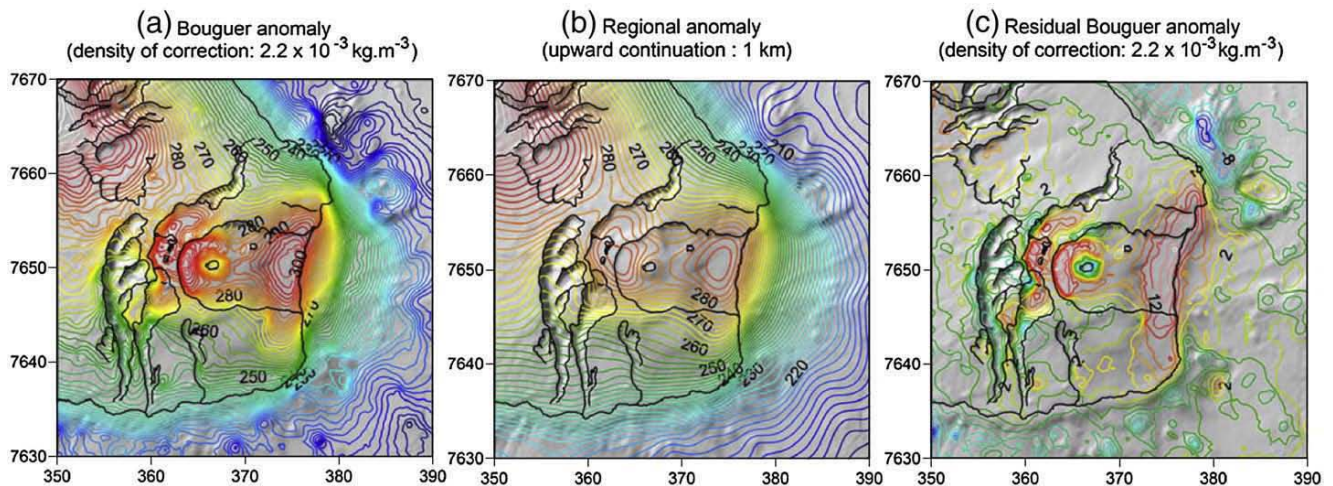


Fig. 3. (a) Bouguer anomaly map computed for a density correction of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$; (b) regional anomaly obtained with a 1 km upward continuation; (c) residual gravity map obtained by subtracting the regional anomaly from the observed one; this residual anomaly is built to extract the short-wavelength signal. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

depth of 3000 m. This structure was interpreted as the central hypovolcanic intrusive complex of a now concealed volcano named les Alizés (Rançon et al., 1989; Malengreau, 1995; Lénat et al., 2001). The new on land and marine gravity data better constrain the shape and extent of this anomaly, both on the emerged and immersed parts of the edifice. The high intensity of the anomaly accounts for a high density of the source (more than $3.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) in agreement with that of the rocks observed in the drill hole, together with its large

volume and large vertical extent. The complex is elongated in a north–south direction (15–18 km) in plan view, with its NS axis located 1.5 km inland. The marine extension is now well constrained with the new offshore data.

To the N–NE and S–SE of the positive Grand Brûlé anomaly, negative anomalies coincide with offshore constructions in the continuation of the NE and SE rift zones of Piton de la Fournaise (Fig. 4). The origin of these bathymetric highs has been discussed by

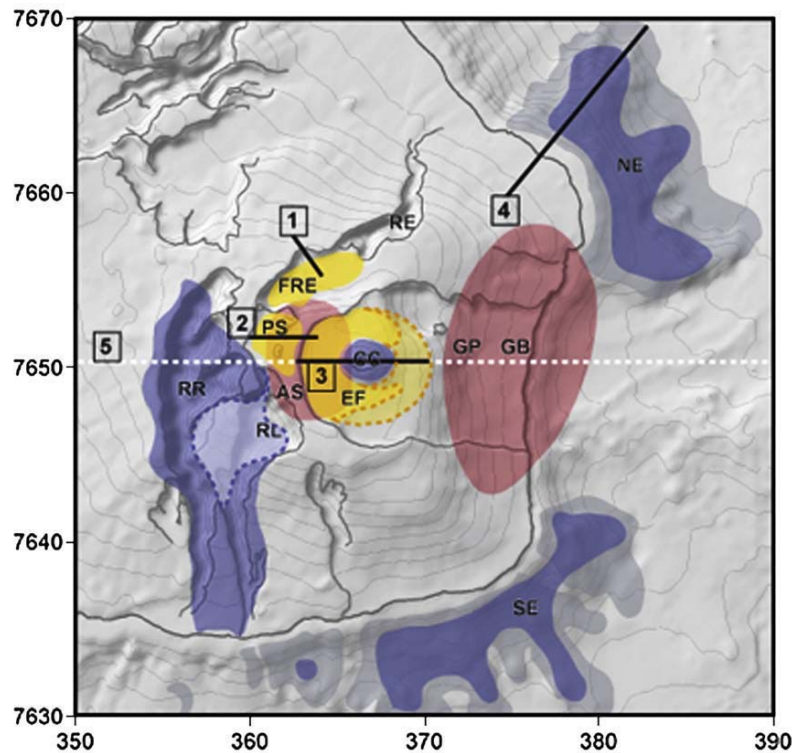


Fig. 4. Interpretive distribution of the shallow anomaly sources (Fig. 3c): Fond de la Rivière de l'Est (FRE), Rivière des Remparts (RR), Rivière de l'Est (RE), Plaine des Sables (PS), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Rift zone Nord Est (NE), Rift zone Sud Est (SE), and deep anomalous bodies: Grand Brûlé (GB) and Ancient Shield of Piton de la Fournaise (AS). Blue areas: short-wavelength negative anomalies; yellow areas: short-wavelength positive anomalies; yellow dashed lines: inferred continuation of short wavelength positive gravity anomalies; red areas: long-wavelength positive anomalies. Offshore topographic highs interpreted by Oehler et al., (2007) as volcanic constructions are shown in grey. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Lénat et al. (1990), Labazuy (1991), and Oehler et al. (2007). They have been regarded as remnants of old volcanic constructions unrelated to the growth of the recent Piton de la Fournaise (~0.5 Ma). They are associated with reverse magnetic anomalies (Lénat et al., 2001) indicating that they have a coherent magnetization and an age of at least 0.78 Ma. It may thus appear confusing that marine volcanic constructions are also associated with negative gravity anomalies.

4.2. The Piton de la Fournaise anomalies

With no large positive anomaly under the present summit area, the gravimetric signature of Piton de la Fournaise differs greatly from those of the Piton des Neiges and Les Alizés volcanoes. The new surveys since 2001 define more precisely the anomalies on the Piton de la Fournaise massif (Fig. 4). The different features are described below from west to east.

The area of the Rivière des Remparts corresponds to a broad, relatively negative anomaly (Fig. 4), which indicates the presence of underlying formations with a density less than the correction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. The explanation of this low density is not obvious from the geology, because the rocks exposed in the rims of the valleys (Bachèlery and Mairine, 1990) do not differ, from a gravity point of view, from the rocks exposed in the other valleys.

To the east of Rivière des Remparts, we observe a curvilinear, positive short-wavelength anomaly over the Plaine des Sables and the Fond de la Rivière de l'Est. This short-wavelength feature was not defined on the previously published gravity maps because of insufficient data coverage. The fact that this anomaly is confined within well defined geological structures suggests the presence of shallow formations with a density significantly higher than the correction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. The subsurface nature of the rocks beneath Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est can be inferred from observations in the rims to the north and south of these structures. Between Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est, a high escarpment (Plateau des Basaltes) exhibits a pile of thick, horizontal lava flows. This structure is about 130 m high to the bottom of the Plaine des Sables area and about 600 m high to the bottom of the Fond de la Rivière de l'Est (Fig. 5). A similar accumulation is also observed in the 730 m-high scarp between Fond de la Rivière de l'Est and the valley of the Rivière de l'Est. These horizontal lava flows are characteristic of the filling of more or less closed depressions such as caldera floors or craters. Their density is higher than that of

generally thinner lava flows emplaced on the volcano slopes, because of their higher proportion of massive core. Hence, we can infer that the subsurface of Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est is composed of several hundred meters of thick, horizontal lava flows.

A long-wavelength positive anomaly is also present to the west of the present summit of Piton de la Fournaise. The high intensity response suggests the presence of a buried dense body by analogy with the dense hypovolcanic complex previously described in the Grand Brûlé area (Rousset et al., 1989; Malengreau et al., 1999). It coincides with the previous central area of Piton de la Fournaise, before it migrated eastwards about 0.15 Ma ago (Bachèlery and Mairine, 1990; Bachèlery and Lénat, 1993). According to Malengreau et al. (1999), the gravity signal could be explained by the presence of a small intrusive complex beneath the Ancient Shield of Piton de la Fournaise. This interpretation is also supported by the occurrence of gabbro and cumulate in this area (Bachèlery, 1981). The new complete dataset available in the Plaine des Sables-Enclos Fouqué area will allow the shape and extent of this major structure to be viewed within the evolution of the Piton de la Fournaise.

Another important pattern of curvilinear short-wavelength anomalies appears around the Central Cone, forming a positive ring around the negative anomaly associated with the cone itself. We do not have direct geological observations to assess the nature of the source of these anomalies. An explanation similar to that proposed above for the short-wavelength anomalies of Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est may be conjectured. It implies the formation of thick lava flows in the Enclos Fouqué floor. Accordingly, the short-wavelength positive anomalies could delineate previous depressions filled by thick lava flows. Conversely, the lava flows emplaced on the cone slopes are usually thin, highly scoriaceous, as can be observed in the rim of the Dolomieu crater. Macroscopically, the pile of lava flows that built the Central Cone must have a low density. An exception is a pile of thicker lava flows filling a paleo-pit crater located beneath the western part of the Dolomieu crater and the Bory crater. However, the lava flows from this local structure are significantly thinner than the ones exposed in the Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est area. Most are only a few meters thick, and the largest are at most 5–10 m thick, whereas the Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est are commonly 30–40 m thick. There is also a large proportion of tephra and scoria between the lava flows. Thus, we can infer that, although this local structure should have a slightly higher density than the rest of the cone, it will not change significantly the overall density of the Central Cone. These

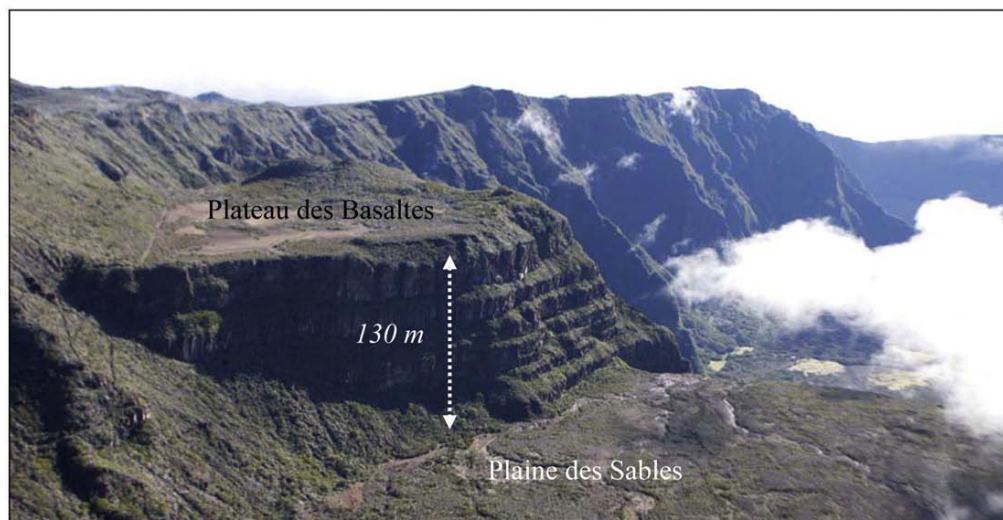


Fig. 5. Plateau des Basaltes in Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est area. Built by massive, horizontal thick lava flows it evidences an infilling stage of the Plaine des Sables caldera.

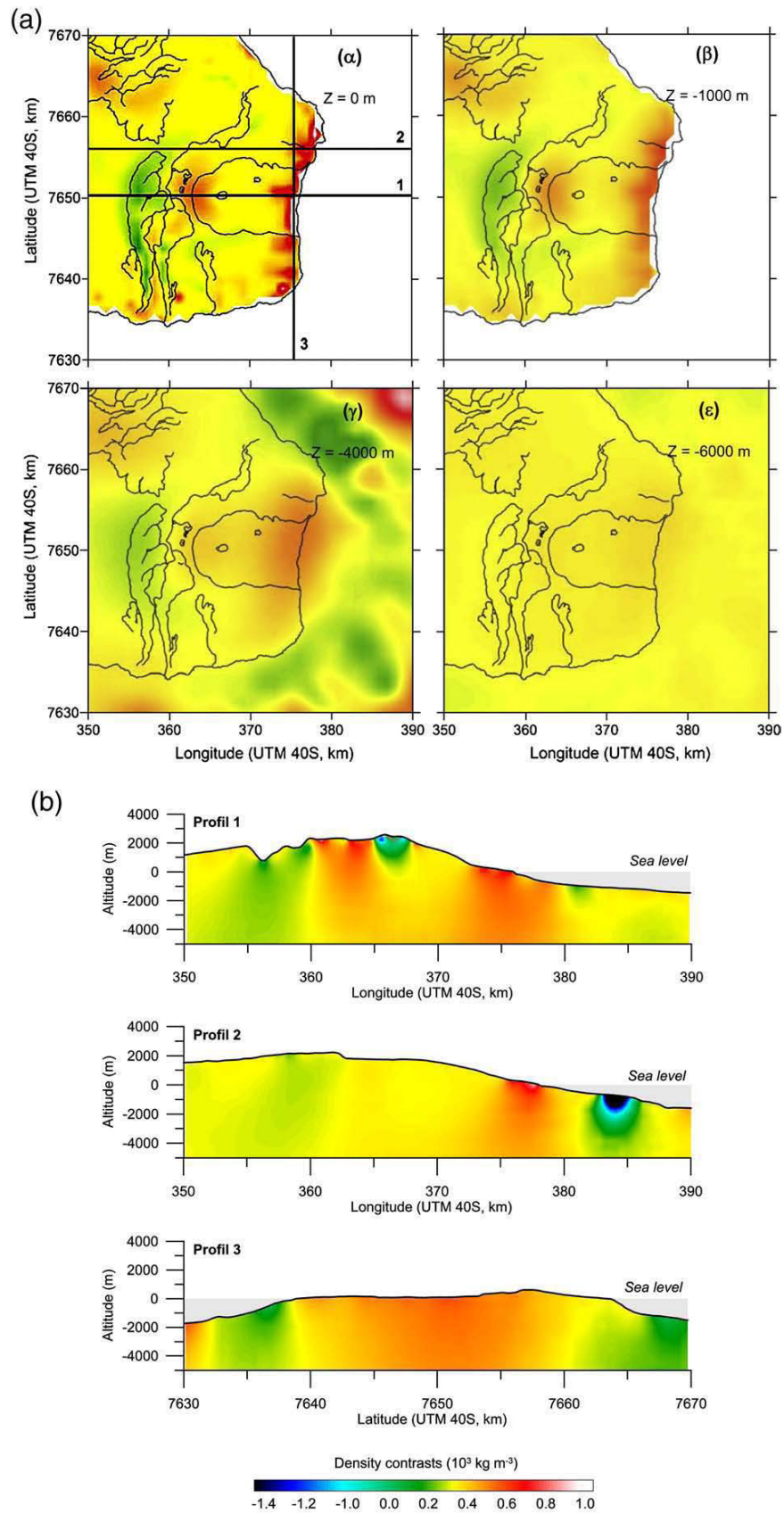


Fig. 6. (a) Horizontal slices in the final model resulting from the UBC-GRAV3D inversion for a correction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ at: (α) sea level; (β) 1000 m bsl; (γ) 4000 m bsl; (ε) 6000 m bsl; (b) vertical slices of the same model from profiles shown in panel a. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S).

observations are coherent with the presence of a negative anomaly above the Central Cone.

5. Gravity modelling and discussion of the structure of Piton de la Fournaise

We have carried out different modelling approaches to study the internal gravity structure of Piton de la Fournaise. Firstly, we have made a 3D inversion of the whole map using the University of British Columbia (UBC) software GRAV3D developed by Li and Oldenburg (1998). Secondly, we have carried out 2D 3/4 modelling using geological and geophysical constraints in order to refine the models for particular zones.

5.1. 3-D model of the central zone of Piton de la Fournaise

The inverted data are extracted anomalies after standard reduction and regional removal are applied. The regional trend is a 2nd degree polynomial fit of the observed data. The data need to be continued upwards because of the strong topography in this area. In our case, the data are continued upwards 125 m above the surface. The subsurface volume is divided into an array of parallelepiped elements whose size is chosen according to the area of interest and to the required resolution. UBC-GRAV3D enables a core region to be defined, beneath the area where observed data exist, and over a surrounding outer region. The latter is necessary to limit boundary effects, especially when the anomalies extend to near or beyond the core region. We have designed a volume with its top just above the highest elevation point. The horizontal mesh size is 1000 m in the outer zone and 250 m in the core region. The elements are 125 m thick near the surface, and increase to 250 m thick at the base of the model at a depth of 20,000 m.

No starting model has been set, but lower and upper density bounds have been imposed (from -2.0 to $2.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) for each cell. According to these parameters, the 3D density model is composed of $166 \cdot 166 \cdot 120$ cells.

Horizontal slices and vertical sections in the 3D model are shown in Fig. 6. Since no constraints have been set for the boundaries of the different structures, the output of the inversion shows smooth structures. We also note an apparent continuity between shallow and deep bodies. Although this could sometimes be real, we show below that in most cases the shallow and deeper structures are not connected. On the basis of this general 3D model, we have chosen to investigate the subsurface structure in more detail with 2D 3/4 models, because the geometrical constraints are more easily managed in 2D.

5.2. 2D gravity modelling

In 2D 3/4 models (we used GM-SYS software), the 2D structures are truncated by the user at some distance chosen in both directions along the perpendicular of the 2D section.

5.2.1. Extraction and modelling of the shallow, short-wavelength anomalies

As noted above in the description of Piton de la Fournaise anomalies, short-wavelength gravity features are obvious in our new gravity map. These high frequency signals can be highlighted using proper filtering methods. Here, we have carried out the separation of the high frequency component by first applying a 1 km upward continuation (Fig. 3b) and then subtracting it from the observed map (Fig. 3a). We observe that when continued upward, the data reduce the effects of the small size shallow structures compared to the larger, deep structures. The resulting residual map obtained by subtracting the upward continued map from the original one (Fig. 3c) highlights the major short-wavelength anomalies of the Fond de la

Rivière de l'Est, Rivière Langevin and Rivière des Remparts, Plaine des Sables, Enclos Fouqué, Central Cone, Grandes Pentés and Grand Brûlé areas (Fig. 4).

5.2.1.1. The Fond de la Rivière de l'Est, the Plaine des Sables filling and the Enclos Fouqué-Central Cone subsurface structures.

The inferred filling of a previous depression or valley by a pile of thick massive lava flows in the Fond de la Rivière de l'Est area is modelled using a density of $2.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (density correction for the map: $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$). Such a density provides a model in which the lava pile is bounded to the west by a high angle rim and by a lower angle rim at the east (Fig. 7a). The 600–800 m thickness of the pile is comparable to the altitude difference between the surface of the Fond de la Rivière de l'Est and the nearby bottom of the Rivière de l'Est.

The positive short-wavelength in Plaine des Sables is modelled by a dense structure with a similar density than the massive accumulation imaged in the Fond de la Rivière de l'Est area ($2.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$). As in the case of Fond de la Rivière de l'Est, the resulting model appears asymmetric, with a higher angle rim bounding the infill to the west (Fig. 7b). The thickness of this lava pile ranges from approximately 600 m to 800 m, which is comparable to the height between the top of the Plateau des Basaltes (Fig. 5) and the surface of the Fond de la Rivière de l'Est, as well as the thickness of the calculated Fond de la Rivière de l'Est filling. However, this structure is wider than the Fond de la Rivière de l'Est filling, and also thinner towards the east. The maximum thinning more or less coincides with a curvilinear axis along which major volcanic cones (Piton Chisny, Demi Piton and Piton Haüy) are built in the Plaine des Sables area.

In both cases of Fond de la Rivière de l'Est and Plaine des Sables infillings, changing the density of the piles would also slightly change the thickness of the models, but not in a large proportion as long as we keep geologically realistic density values. Such models are thus considered to be a plausible image of the subsurface structures of these areas. Figs. 4 and 7 show the lateral and vertical extent of the inferred paleo-depressions. The Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est paleo-depressions are clearly bounded to the west by the fault of the Plaine des Sables which collapsed about 40 ka (Gillot and Nativel, 1989). The models suggest that this fault had a vertical offset of nearly 1000 m. However, the base of the infilling beneath the Fond de la Rivière de l'Est is about 500 m lower in elevation than that beneath the Plaine des Sables. This elevation difference suggests that a paleo-Rivière de l'Est had been carved previously to its infilling by lava flows. The presence of horizontal thick lava flows indicates that the flows were trapped in depressions such as calderas, craters or even valleys. The origin of these short-wavelength components as piles of thick dense lava flows is well established in the Fond de la Rivière de l'Est and Plaine des Sables areas where they are observed in cliffs (Fig. 5). The depressions may have been progressively filled by subsequent effusive activity from a center located to the east, as suggested by Bachèlery and Mairine (1990). Therefore the gravity may be used to map paleo-depressions infilled by thick lava flows.

Within the Enclos, the Central Cone coincides with a circular negative anomaly surrounded by a ring of positive anomalies. We do not have outcrops to determine the source of the positive short-wavelength ring around the Central Cone. However, we can reasonably infer a similar origin to that of the Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est shallow anomalies, because we also note that the ring is bounded by the Enclos Fouqué fault to the west. To the south and to the north, the data coverage does not allow us to map the outer limit of the ring. To the east the ring is also loosely defined by the available data. Where the anomaly is well defined to the west, the maximum here suggests that the pile of lava flows is the thickest or the densest in this area. The corresponding model (Fig. 7c) suggests that the paleo-depression of the Enclos is filled by an accumulation of massive thick lava flows ranging from about 600 to 800 m in thickness for densities of $2.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ and $2.6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ respectively.

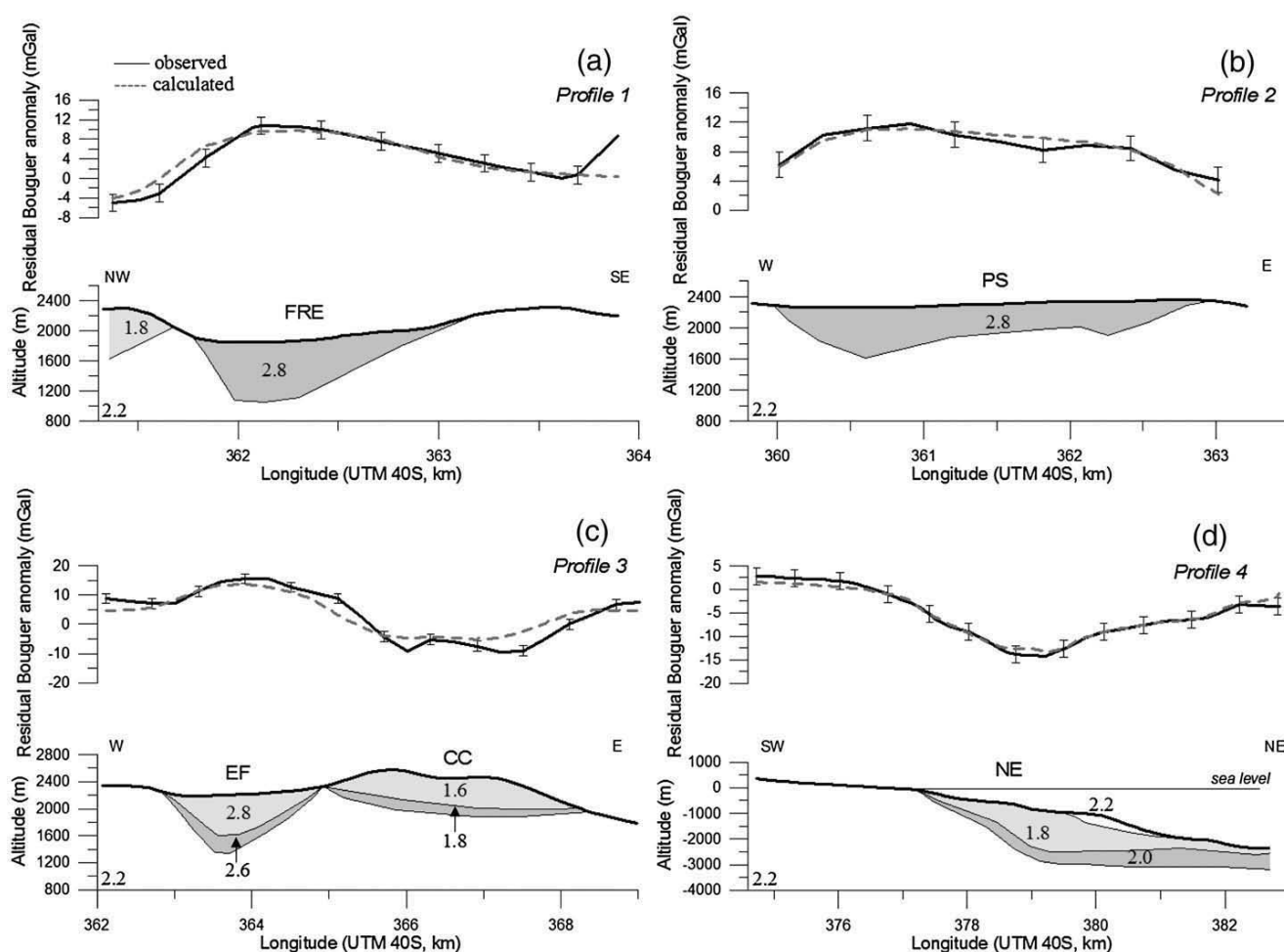


Fig. 7. 2D 1/2 and 2D 3/4 models (profiles are located in Fig. 4) of the short-wavelength anomalies from the residual gravity field (Fig. 3c): (a) profile 1 in Fond de la Rivière de l'Est (FRE) area. The 2D 3/4 structure is limited to a distance of 2 km southward and 5 km northward; (b) profile 2 in Plaine des Sables (PS) area. The 2D 1/2 structure is limited to a distance of 4 km perpendicular to the profile in both directions; (c) profile 3 in Central Cone (CC) and Enclos Fouqué (EF) areas. The 2D 1/2 structure is limited to a distance of 2 km perpendicular to the profile direction for Central Cone (CC) and of 5 km for Enclos Fouqué (EF); (d) profile 4 in the offshore NE rift zone (NE) area. The 2D 3/4 structure is limited to a distance of 7 km south-eastward and 3 km north-westward from the profile direction. Densities are in 10^3 kg m^{-3} . The observed gravity curve is calculated for a correction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, error bars are shown.

The Central Cone itself is modelled with a very low density structure. For densities of $1.6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ and $1.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, the thickness of this structure is estimated as being 400 and 550 m respectively. The nature of the rocks observed in the rim of Dolomieu crater provides a convincing explanation of the gravity low in this area; the cone is mainly composed of thin, highly vesiculated and fractured lava flows. Clearly, the macroscopic density of the rocks exposed in the rim must be very low, considering the percentage of void space and the high degree of fracturing. Moreover, the existence of a hydrothermal system at very shallow depth (Lénaat et al., 2000) may further contribute to decrease the bulk density of this area by hydrothermal alteration. However, the negative gravity signal of this zone appears to contradict the results of seismic tomographies that have detected a shallow high velocity body beneath the summit (Nercessian et al., 1996; Hirn et al., 1999; Brenguier et al., 2007; Prôno et al., 2009-this issue). Nercessian et al. (1996), using a passive tomography approach with local earthquakes, propose the presence of a high-velocity plug (1.5 km in diameter) beneath the central zone, surrounded by a low-velocity ring. This structure has been refined by Hirn et al. (1999) using a passive tomography approach (Fig. 8a). A recent 3D passive tomography (Prôno et al., 2009-this issue), based on the 1998 crisis earthquakes, has provided a high resolution model for the central zone alone (Fig. 8b). The main features of the previous

tomographies, i.e. the shallow high-velocity body beneath the summit and its low velocity surrounding, are also imaged, but with better accuracy.

Seismic wave velocity and density are two correlated parameters and various velocity–density relationships have been defined in the literature. Here we have used the formula proposed by Gebrande et al. (1982) which describes the following quantitative relationship between longitudinal wave velocity V_p (in km s^{-1}) and density ρ (in 10^3 kg m^{-3}) for volcanic rocks:

$$V_p = 2.81\rho - 2.37 \pm 0.18.$$

Using this relationship, the internal structure imaged by the seismic methods has been converted into density layers (Fig. 8) and the associated gravity signal has been calculated. Clearly, the theoretical gravity signal of the seismic tomography significantly departs from the observed one in the central area. There is an apparent contradiction between the high-velocity body (and hence, high density structure) imaged in the seismic tomographies, and the lack of a positive gravity anomaly beneath the summit craters, which has to be explained. Both methods are undoubtedly reliable, but they may accentuate different structures. The strong gravity signal created by the shallow low density Central Cone will mask a more moderate signal from a denser column

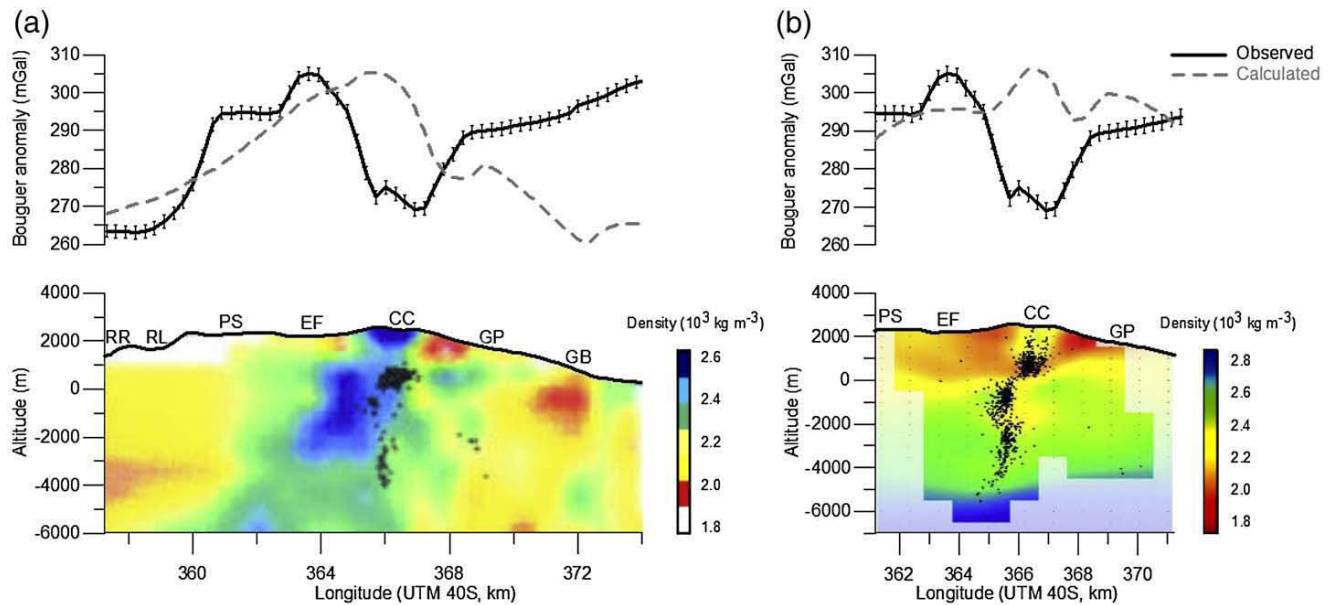


Fig. 8. 2D models of the west to east profile 3 (shown in Fig. 4), on (a) seismic tomography of Hirn et al. (1999); (b) seismic tomography of Prôno et al. (2009–this issue). The seismic velocities have been converted to densities as explained in the text. Labels refer to the main places discussed in text: Rivière des Remparts (RR), Rivière Langevin (RL), Plaine des Sables (PS), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Grandes Pentas (GP), Grand Brûlé (GB).

beneath the summit. Similarly, the ring of dense lava flows inferred from the gravity around the Central Cone may also hide the signal from the low velocity ring of the seismic tomographies. These observations suggest that seismic tomographies are better suited to define deeper structures than subsurface ones, at least with the station and source coverage used in the published tomographies. Conversely, we note that the gravity signal is strongly influenced by shallow structures. It is, therefore, very important to separate the shallow and deeper sources during interpretation of gravity data.

5.2.1.2. Rivière des Remparts; Rivière Langevin.

The negative anomaly imaged in the Rivière des Remparts and Rivière Langevin areas is more difficult to explain, and two major hypotheses can be envisaged. Firstly, the right-bank cliff of Rivière des Remparts is composed of formations belonging to the Ancient Shield of Piton de la Fournaise (Bachèlery and Mairine, 1990). These formations are locally overlain on the left-bank by the sub-horizontal formations of the Recent Shield. During the Ancient Shield period, large episodes of erosion and the collapse of the first caldera (Rivière des Remparts caldera) took place (Bachèlery, 1981; Chevallier and Bachèlery, 1981; Bachèlery and Chevallier, 1982). The present Rivière des Remparts corresponds roughly to the western limit of the Rivière des Remparts caldera. The erosion has excavated a paleo-Rivière des Remparts, which can be reconstructed with the lahar and detrital layers found near the base of the valley rims. At depth, this paleo-valley could be filled by a large proportion of low density erosion material, giving rise to the observed gravity low. Secondly, Oehler et al. (2007) have described large mass-wasting deposits on the south submarine flanks, as an offshore continuation of the Rivière des Remparts and Rivière Langevin. The source area of these deposits could be located in the Rivière des Remparts-Rivière Langevin area, thus low density breccias could be present at depth in this area.

5.2.1.3. The Grandes Pentas–Grand Brûlé subsurface structures.

A shallow dense ($2.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) structure about 300–400 m thick, similar to the dense filling modelled in the Enclos Fouqué area, has been modelled in the Grandes Pentas area (Fig. 9). It would be the eastern part of the dense ring that seems to surround the Central Cone. In this case, however, it is difficult to explain the formation of thick

lava flows, because the flows are unconstrained by a topographic barrier in this area. We can therefore suspect that the lack of measurements along the Grandes Pentas area has created artifacts in the data interpolation, rendering the modelling unreliable in this area.

A conspicuous short-wavelength anomaly is observed near the eastern seashore of Piton de la Fournaise. Here, the presence of a pile of thick, dense lava flows can unambiguously be ruled out, because they have not been observed in two drill holes in the Grand Brûlé area (Courteaud, 1996; Rançon et al., 1989). Since this short-wavelength anomaly practically coincides with the extent of the Grand Brûlé complex (described below), it could correspond to the signal at the top of the dense complex, encountered at a depth of only 1000 m in the deep exploration drill hole (Rançon et al., 1989). Note also that the fit of the model is better if the offshore part of Grand Brûlé area is modelled (Fig. 9) with a low density layer ($1.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$).

5.2.1.4. The NE and SE offshore structures (Fig. 7d).

As mentioned above, the marine constructions continuing along the NE and SE rift zones coincide with negative gravity and magnetic anomalies. In theory, such magnetized structures should also be characterized by a positive gravity response. The interpretation of these features must therefore be coherent with their physical characteristics. A possible explanation for these offshore low density but magnetized structures would be to consider them as being mainly composed of hyaloclastites. This rock type is often characterized by a lower density than lava flows (Moore, 2001) and by stable thermo-remnant magnetization (Harrison and Ball, 1974) though weaker than that of massive lava flows.

The NE topographic high has been modelled by a stratified structure whose density increases (from 1.8 to $2.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) from the seafloor down to about 2000 m in depth (Fig. 7d). This density pattern accounts well for the short-wavelength anomaly in this area and is coherent with the observations reported by Moore (2001). From the analysis of drill cores in Hawaii, he distinguishes two parts in a hyaloclastite sequence. The upper one is composed of friable and uncemented hyaloclastites, which are highly permeable and porous. At depth, the hyaloclastites become cemented and less porous. Accordingly, we propose that the NE and SE offshore topographic highs are hyaloclastite deltas.

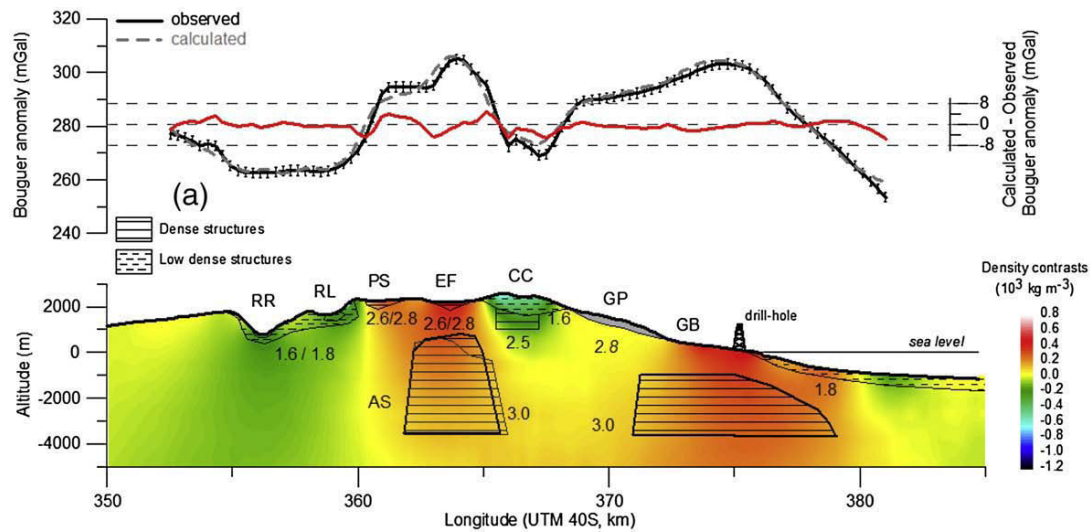


Fig. 9. 2D 1/2 model of the west to east profile 5 (shown in Fig. 4), superimposed on a section of the 3D inversion model. Grand Brûlé deep body is truncated at a distance of 5 km perpendicular to the profile direction; the intrusive complex of the ancient volcanic center of Piton de la Fournaise is truncated at a distance of 10 km perpendicular to the profile direction. The pile of thick, dense lava flows in the Grandes Pentas area appears in grey since the presence of this structure is not well established (see text). The central high velocity body is considered. The two alternative models discussed in the text for the Ancient Shield structure are shown (structure either affected or not by the Enclos Fouqué fault: grey or black structure respectively). The observed gravity curve is calculated for a correction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, error bars are shown. Labels refer to the main places discussed in text: Rivière des Remparts (RR), Rivière Langevin (RL), Plaine des Sables (PS), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Grandes Pentas (GP), Grand Brûlé (GB).

5.2.2. Modelling of the deeper structures

Two main, deeper anomalies are present in the studied area. The largest one is located on the eastern coast and coincides with the hypovolcanic complex attributed to Les Alizés volcano. The second one is a positive anomaly stretching over the western part of the Enclos Fouqué, the Plaine des Sables and the Fond de la Rivière de l'Est. Note also a third anomaly, to the NW of the map, which belongs to Piton des Neiges, and will not be discussed in this work. Constraints from geological observations and geophysical studies have been used for modelling the deeper structures.

The eastern anomaly is well constrained by the data from a deep drill hole. The intrusive layered complex encountered by the drill hole (Fig. 1) in the Grand Brûlé area (from 1000 m to the bottom of the drill hole at 3000 m in depth i.e. about 830 m bsl to 2830 m bsl); (Rançon et al., 1989) is composed successively of sheets of gabbro injected into lavas and hyaloclastites, a zoned intrusion of olivine gabbro and dolerite, and a stratified cumulate gabbro–wehrlite–dunite. According to Demange et al. (1989), the density of this type of intrusive rock generally ranges from 3.1 to $3.35 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

As previously mentioned, the improved coverage of the anomaly, both on land and offshore, allows us to better define the geometry of the source body. We have modelled the Grand Brûlé anomaly with a large dense body, markedly elongated in the NS direction (EW extent of about 10 km and a NS extent of about 18 km), with a density of $3.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. The bottom of the model is at a depth of 4000 m, but this parameter is not well constrained. However, the data from the drill hole and the amplitude of the anomaly clearly show that the complex is rooted at a depth of several kilometers. To the west, the complex extends approximately to the base of the Grandes Pentas and is limited to the east at less than 5 km offshore. To the north it extends beyond the rim of the Grand Brûlé and beyond a partially buried rim called the Ravine Ferdinand rim (Fig. 1). To the south the complex also spreads beyond the southern rim of the Grand Brûlé. We observe that the topography of its roof is tilted eastward in the model near the sea shore (Fig. 9). It is well known through the works of Labazuy (1996), de Voogd et al. (1999) and Oehler et al. (2007) that the eastern submarine flank is covered by several kilometers of mass-wasting deposits. Oehler et al. (2007) have attributed an extensive surface of

debris avalanche deposits at the base of the eastern submarine flank to mass-wasting events affecting Les Alizés volcano. Similarly, Lénat et al. (2001) suggest that only some remnant, reversely magnetized, parts of Les Alizés volcano still exist near the coast, and that the bulk of this volcano has been destroyed by mass-wasting events. Consequently, the top of the complex at the drill hole site could be a glide plane overlain by landslide products as suggested by Courteau (1996). This interpretation could explain the asymmetrical structure required to account for the gravity response.

The source of the deeper, western anomaly cannot be identified by direct observation, but the occurrence of gabbros and cumulate xenoliths in lava flows and tephra in the area above the anomaly suggests that it is created by a hypovolcanic intrusive complex. Bachèlery (1981) describes frequent gabbroic and peridotitic enclaves within the formations from eruptions (such as that of Piton Chisny) in the Plaine des Remparts, Plaine des Sables and Central Cone areas. These xenoliths suggest that the magmas sample underlying intrusive and cumulate complexes. The distribution of these mafic xenoliths to the west of the Enclos is in agreement with the presence of a volcanic center beneath Plaine des Sables during the Ancient Shield period (Bachèlery and Mairine, 1990). The dense complex is also imaged by the seismic tomography of Hirn et al., (1999) where a high velocity body extending between 1 and 3 km bsl is mapped between the Central Cone and Plaine des Sables areas (Fig. 8a).

Accordingly, we model the anomaly with a dense structure ($3.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) beneath the Plaine des Sables–Enclos Fouqué area. The structure extends from about 700 m asl to 3700 m bsl and has a lateral extent of 2 to 4 km. An important issue for the modelling is to establish whether or not the dense body is affected by the fault that limits the Enclos. If the body was not cut by the fault, it would signify that the Enclos fault is listric, with a shallow dip at depth. We have tested the two geometries (Fig. 9): (1) the top of the body is not perturbed by the fault (i.e. continuous across the fault) and (2), the eastern side of the dense body is offset downwards by the fault. We obtain models that fit well with the observed data for both cases, so the results are not conclusive. The factor that limits the discrimination between the two tectonic patterns is the presence of the strong signal of the shallow component of the gravity anomaly attributed to the

infilling of a paleo-depression in the western part of the Enclos (see above). The response difference between the two models of the deeper structure can be easily compensated for by modifying slightly the geometry of the shallow structure.

6. The April 2007 Dolomieu collapse event

A major collapse of the summit zone occurred during the volcanic and volcano-tectonic crisis of April 2007. Since our dataset comprises measurements that both pre- and post-date this major event, we have studied the gravity signal related to the new mass distribution of the edifice.

6.1. Description of the collapse

A series of historical collapse and replenishment events of the Dolomieu crater have been observed, ranging from the collapse of small (tens of meters in diameter) pit craters in 1953, 1986 and 2002 (Lacroix, 1936; Lacroix, 1938; Bachèlery, 1981; Delorme et al., 1989; Longpré et al., 2007), to the larger collapse of the eastern side of the Dolomieu crater (1931) and even its whole collapse (2007). Since the large 1931 collapse, the Dolomieu crater has been gradually infilled by the products of subsequent eruptions, resulting in its complete replenishment at the end of the August 2006–January 2007 eruption, with lava flows spilling over the rim at its lowest elevation from the vents inside the crater.

The April 2007 collapse of the summit crater was associated with exceptional eruptive activity (Michon et al., 2007; Urai et al., 2007). Following several days of intense volcano-tectonic seismic activity beneath the summit, an intrusive seismic crisis began on March 30, 2007 at 16:25 UTM. A short-lived eruption began at 18:50 from a N120 fissure located at 1900 m asl at the SE base of the Central Cone. The seismic tremor ceased on March 31, marking the end of this 10 hours eruptive phase which emitted less than 10^6 m³ of magma. However, the summit volcano-tectonic seismicity continued, and a second eruptive phase began on April 2nd at low altitude (about 650 m), 7 km from the summit. The new fissure was located along the continuation of the previous one (Michon et al., 2007). This 26 day-long eruption was exceptional in volume ($\sim 100\text{--}140 \times 10^6$ m³) and output rate (up to 100 m³ s⁻¹). The lavas, and especially those emitted during the last phase, contained a large percentage of olivine (Famin et al., 2009) suggesting that the eruption had probably drained a shallow reservoir. The seismic activity beneath the summit (between 0 and 500 m in depth), was interpreted as resulting from the fracturing of rocks above the drained reservoir. A summit inward deflation of several centimeters was observed on GPS stations near the rim of the Dolomieu. The seismic signal then changed from continuous to cyclic, with seismic peaks suggesting a step by step collapse of the rock column beneath Dolomieu crater. On April 5th, a paroxysmal seismic phase, characterized by an intensification of the seismicity and the tremor, announced the beginning of the Dolomieu crater collapse (Michon et al., 2007). Fig. 10 shows the Dolomieu crater before and just after its collapse. A fluctuating tremor was recorded until the end of the eruption on May 1st. This eruption was the most voluminous at the Piton de la Fournaise over the last two centuries. According to ground measurements carried out by the Volcanological Observatory, the maximum depth of the collapse was about 320–340 m. The collapse volume, estimated at $100\text{--}120 \times 10^6$ m³ by Michon et al. (2007), was later confirmed by Urai et al. (2007) using ASTER stereo images.

6.1.1. Gravity changes associated with the April 2007 volcano-tectonic events

The compilation of gravity data acquired at different times is common practice in the construction of gravity anomaly maps. There is no objection for doing so as long as the data have comparable accuracy,

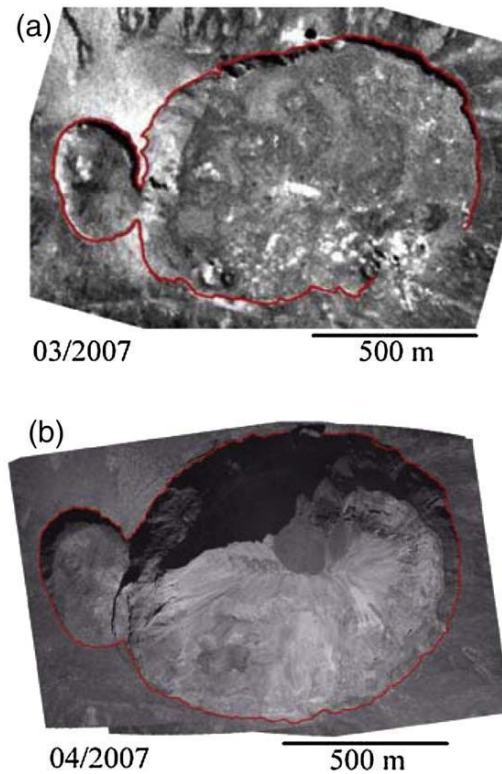


Fig. 10. (a) The Dolomieu crater infilled by successive eruptions just before the April 2007 collapse; (b) the Dolomieu crater just after its April 2007 collapse; depth = 320–340 m, volume = $100\text{--}120 \times 10^6$ m³ (Michon et al., 2007; Urai et al., 2007). Photography: Nicolas Villeneuve.

and that no large mass transfer has taken place in the concerned area. The April 2007 volcano-tectonic event in the summit zone of Piton de la Fournaise may be a case where mass transfers were large enough to perturb the static gravity field. However, the gravity monitoring of volcanoes to track mass transfers at depth is usually performed using techniques that significantly differ from the technique of gravity surveying aimed at studying the static structure of volcanoes (Rymer, 1989; Brown et al., 1991). The gravity survey data used in this study do not have the accuracy required for monitoring purposes, both in the elevation and the gravity measurement precision. For example, the pre-April 2007 data in the central zone were produced by barometric levelling (Rousset et al., 1989), with an accuracy estimated at approximately 2 m, while an accuracy of a few centimeters is generally required for gravity monitoring. However, as we show below, the April 2007 crisis has created mass transfers large enough to be detected in the survey data in the central area.

The pre- and post-April 2007 data coverage (Fig. 11) is sufficient to consider that the comparison of the two datasets is significant, although the stations do not exactly coincide. The comparison has been carried out using free air anomaly because the map has the advantage of being free from the errors associated with terrain corrections of the Bouguer anomaly.

Several profiles have been selected in areas where gravity data pre- and post-dating the collapse are available (Fig. 12). Profile comparisons have been carried out in areas both far from the summit and in the central zone. For the remote areas, the data coverage allows us to compare the pre- and post-collapse data in the Plaine des Sables and Grand Brûlé areas. Within the Plaine des Sables area (profile AB on Fig. 12a), the 2007 data are denser than previously. Post-April 2007 data values are slightly lower, but the difference remains within the estimated error with a mean difference of -0.8 mGal, considering

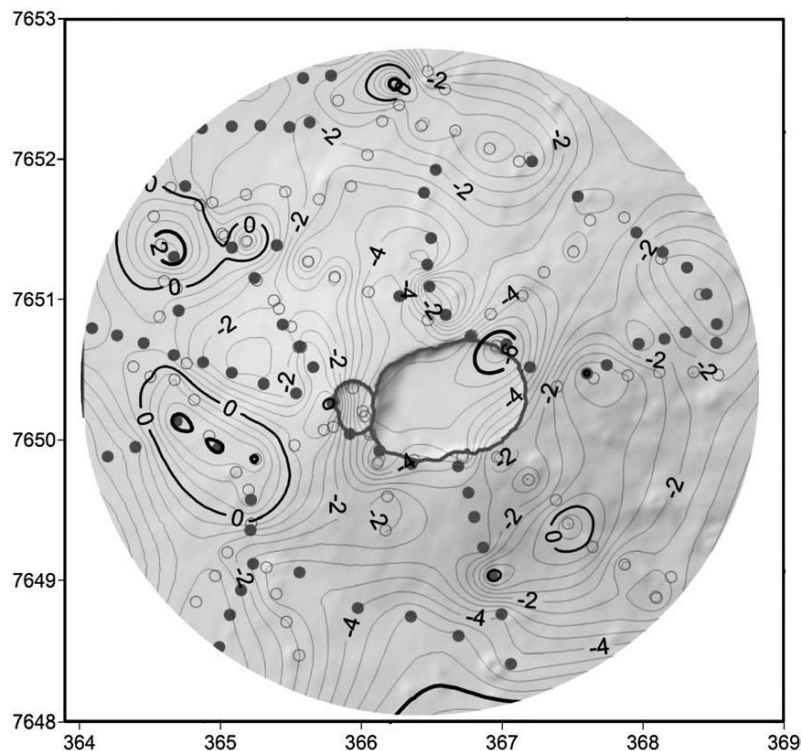


Fig. 11. Contours of the free air anomaly difference between pre- and post-April 2007 Dolomieu collapse (contour interval: 0.5 mGal). Relative maximum (-6 mGal), minimum (2 mGal) and 0 values are shown with thicker contours. Open circles: pre-collapse data; filled circles: post-collapse data. Anomaly in 10^3 kg m^{-3} ; Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S).

the data density and the conditions of acquisition (instruments and levelling) between the two sets of measurements. In the Grand Brûlé area, the difference is of the same order as in the Plaine des Sables. Conversely, near the summit (profile CD on Fig. 12b), we observe significant differences in the free air anomaly. The west to east profile shows a mean difference of -0.8 mGal and a maximum observed difference of -4.5 mGal for the free air anomaly. Therefore, the comparison shows that no changes greater than the inferred error are detected outside of the central area, but that near the summit the changes are significant. The difference between the two datasets shows a noise that can be mostly inferred to the difference in accuracy of the two datasets. For that reason, the difference profile in the central area has been smoothed using a low pass median filter. It will be analysed in the next section.

6.2. Analysis and interpretation of the related gravity changes

6.2.1. Possible causes of the observed gravity variations

Three types of phenomena may be suspected to have generated free air anomaly variations (Fig. 13a). The first one is obvious and directly related to the topography change. In the collapsed crater, air has replaced the rocks (Fig. 13b). The two other possible phenomena are more conjectural and derive from geological considerations. Firstly, we can infer that the collapse has generated rock fracturing in the column beneath the crater, therefore decreasing the density of the column (Fig. 13c). Secondly, we can consider the withdrawal of magma from the shallow reservoir which is inferred to exist near sea level beneath the summit (Lénat et al., 1990; Carter et al., 2007; Peltier et al., 2007). The characteristics of the eruption (huge outflow rate, presence of cumulates, large emitted volume) suggest a quasi hydrostatic draining of a magma body and the volume of the collapse matches that of the erupted magma. In this mechanism, the volume

left by the magma within the edifice would be replaced by less dense fractured rocks.

6.2.2. Estimate of the mass variation

The excess (or deficit) of mass M giving rise to a gravity change can be calculated by a surface integration of the gravity variation (Grant and West, 1965):

$$M = \frac{1}{2\pi G} \iint_S \Delta g(x, y) dx dy$$

where G is the gravitational constant and Δg is the gravity change.

However, there are some practical limitations for this computation. The accuracy of the estimate of the mass change is limited by the accuracy of the observed anomaly and by the limited extent of the map, which does not cover all the extremities of the anomaly.

The surface integration of the free air anomaly difference before and after the Dolomieu collapse has been carried out on a mesh with square cells 20 m wide over a circular area of 25 km^2 centred on the summit craters (Fig. 11). The selected area covers practically the whole surface of the negative anomaly. The computation gives rise to an estimate of $853 \pm 650 \times 10^9$ kg of mass change, which would represent a volume of approximately 384 and $320 \times 10^6 \text{ m}^3$ for densities of 2.2×10^3 and $2.67 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ respectively. Owing to the very large uncertainty, two extreme explanations can be proposed for the mass deficit between the two datasets. On the one hand, the change can be attributed exclusively to the replacement of rocks by air in the collapsed volume. On the other hand, the change may require an additional source of mass deficit amounting to 200×10^9 kg or more, with a volume ranging from 140 to $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ for densities of 2.2×10^3 to $2.67 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ respectively.

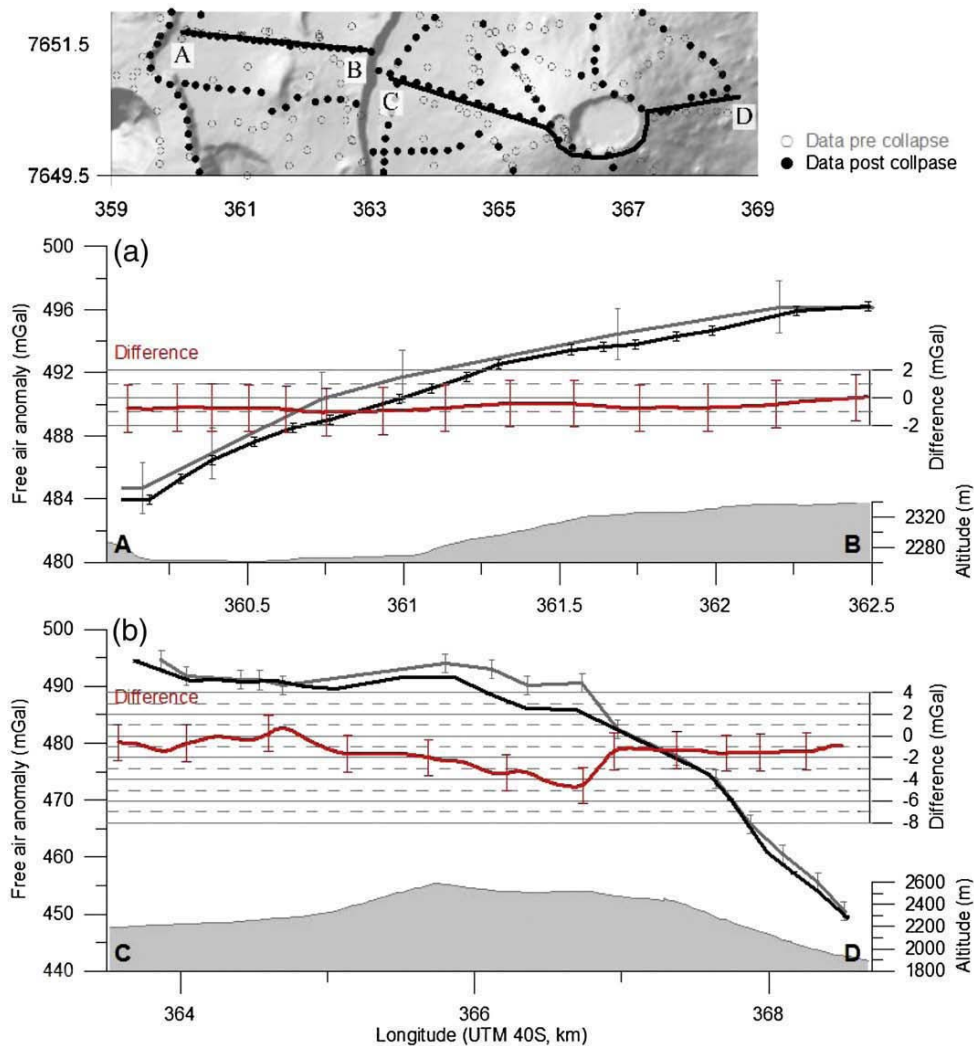


Fig. 12. Comparison of pre- and post-April 2007 gravity anomalies along profiles: (a) Plaine des Sables area; (b) Central Cone area.

6.2.3. Gravity models of structural changes

We have constructed different models corresponding to the three situations shown on Fig. 13, simulating the 3 following structures:

- (1) The collapsed volume (i.e. the new Dolomieu crater; Fig. 13b). For this structure the density is inferred to be of $1.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ on the basis of the structural study described in a previous section.
- (2) A magma body drained by the eruption (Fig. 13d). The $120 \times 10^6 \text{ m}^3$ April 2007 lava flow, with an estimated density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, represents a mass of $2.64 \times 10^{11} \text{ kg}$. The density of basalts samples from Piton de la Fournaise (N. Villeneuve, Com. Pers.) ranges from 2.6 to $3.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. We have thus inferred a density of $2.8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for the magma body. Considering only the lava flow and disregarding the unknown intrusion volume, the drained volume is about $94 \times 10^6 \text{ m}^3$. We have assumed that it was contained in a flattened cylinder, centred beneath the Dolomieu crater, with a diameter similar to that of the crater (an estimate based on the work by Roche et al., 2001). The depth of this reservoir is derived from the analysis of the seismicity and the deformation associated with different crises (Lénat and Bachèlery, 1990; Peltier, 2007; Peltier et al., submitted for publication).
- (3) The third structure is a 1 km diameter cylinder joining the bottom of Dolomieu to the drained reservoir (Fig. 13c). This

structure is intended to simulate a fractured volume created by the collapse of a column between the surface and the magma reservoir. It can be inferred that the density of this column is lowered by the fracture processes, but it is difficult to assess how much. We have tentatively assumed a density decrease of $0.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

We have built 3D models (using GMSYS 3D software) to explore the signals generated by the three types of structures described above. Fig. 13a shows the observed anomaly and the signals of the individual structures and various combinations of the addition of the signals. If we consider only the effect of the collapsed crater (curve 1 on Fig. 13a), the resulting anomaly seems to be insufficient to explain the observed signal, both for the amplitude and for the wavelength. The influence of the cylinder-shaped reservoir at depth (curve 3 on Fig. 13a) is very low and practically negligible considering the accuracy of our data. The effect of a fractured column (curve 2 on Fig. 13a) produces a gravity response with a wavelength larger than that of the collapsed crater and with significant amplitude. The combination of the effects of the three structures (curve 5 on Fig. 13a) creates an anomaly comparable to the observed one, both in amplitude and especially in wavelength. In such a model, the individual contribution of each structure to the gravity signal is about 70% for the collapsed crater, 3% for the reservoir and 27% for the fractured column. It should be

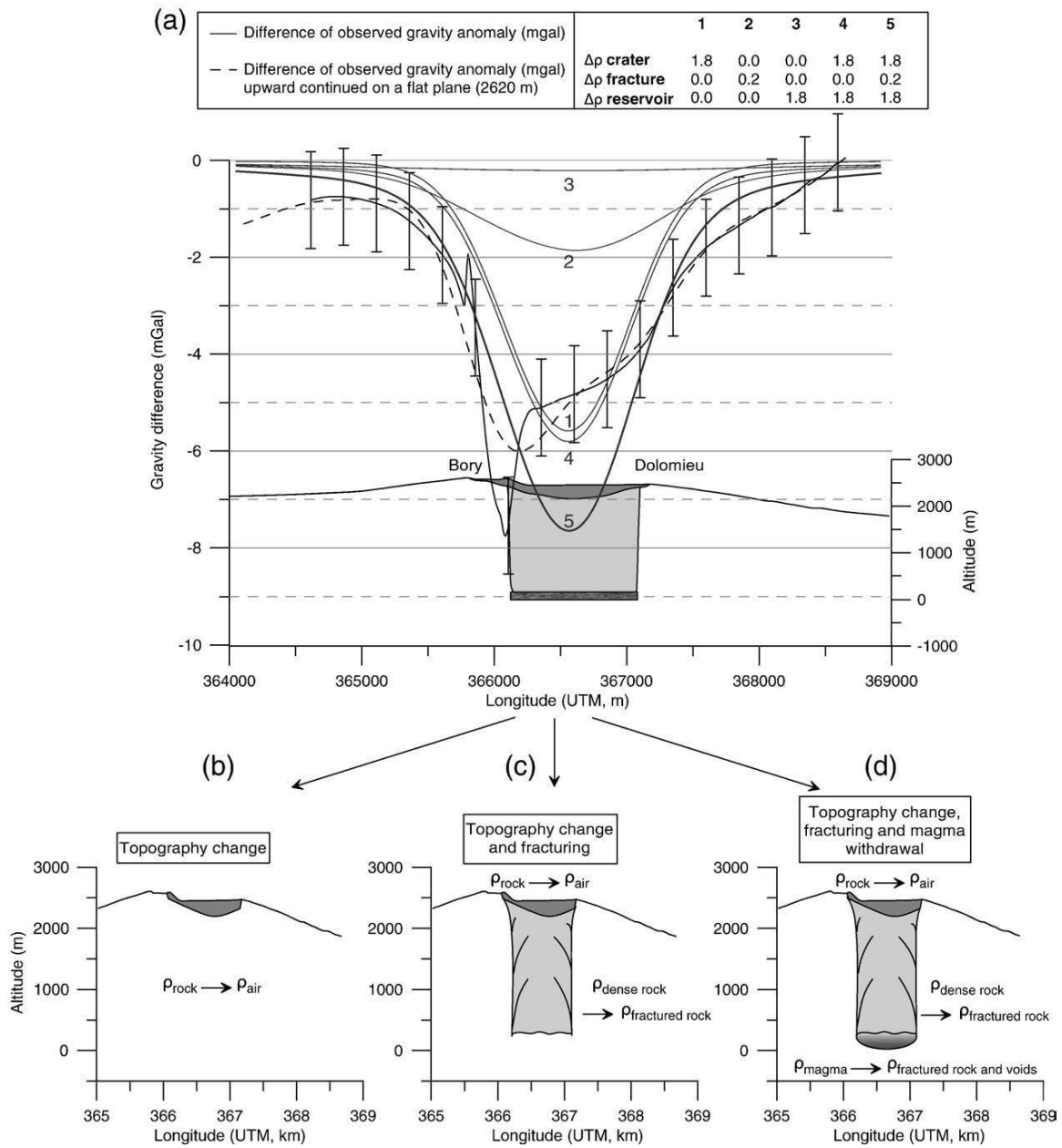


Fig. 13. Conceptual models explaining the free air anomaly decrease after the summit collapse. (a) WE profiles across 3D models (7650.25 km in latitude); the 3D models are computed on a flat plane at 2620 m asl. They show the individual and combined contributions of the different structures considered in the text. Coordinates in meters (WGS84, UTM40S). Errors bars are rms errors calculated for the free air anomaly difference. (b) to (c): possible sources for the observed density decrease.

stressed that the accuracy of the proposed model is limited by that of the data which were not intended to monitor mass transfer within the edifice. However, the models suggest that the gravity changes cannot be explained only by the new crater alone, and that internal density changes also occurred during the collapse crisis.

7. Conclusions

The gravity study presented here provides new information compared to the previously published works by Rousset et al. (1989) and Malengreau et al. (1999). The denser network of on-land and offshore gravity stations enables us to better differentiate the shallow and deeper structures of Piton de la Fournaise and to constrain the structures in the offshore continuation of the volcano. Fig. 14 summarizes the structural results of our work.

Short-wavelength positive anomalies have been attributed to piles of thick dense lava flows that infill previous volcano-tectonic depressions. On this basis, we mapped the lateral extension and the depth of paleo-depressions associated with the collapses of the Plaine des Sables-Fond de la Rivière de l'Est and the Enclos Fouqué (Fig. 14). These geological features were poorly or not at all known. They constitute new constraints to unravel the complex evolution of this area. Conversely, a negative short-wavelength anomaly is associated with the currently most active zone. This Central Cone anomaly can be explained by the nature of the rocks, now well exposed in the rim of the newly collapsed Dolomieu crater. The Central Cone is mostly composed of a pile of thin, highly vesiculated and fractured lava flows. The gravity models suggest that the cone is made of low density rocks from its base to its top. In addition, we suspect that the shallow, hydrothermally altered volume beneath the cone also contributes to

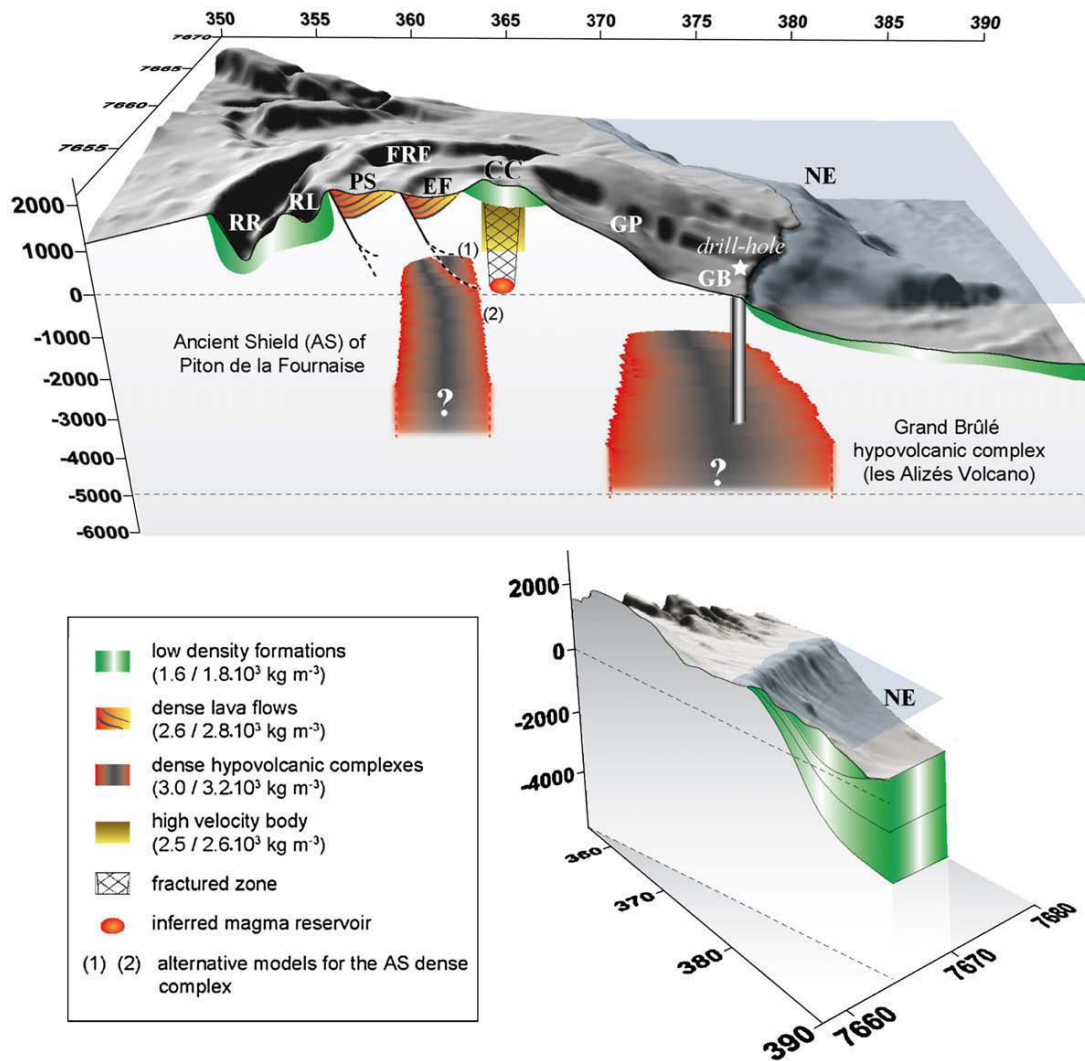


Fig. 14. Conceptual interpretative scheme of the internal structure of Piton de la Fournaise derived from gravity modelling: (a) model of the overall study area; (b) detailed of the NE rift-zone area. Labels refer to the main places discussed in text: Rivière des Remparts (RR), Rivière Langevin (RL), Plaine des Sables (PS), Fond de la Rivière de l'Est (FRF), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Grandes Pentès (GP), Grand Brûlé (GB), NE rift zone (NE), Ancient Shield of Piton de la Fournaise (AS), Grand Brûlé (GB). Coordinates in kilometers (WGS84, UTM40S); densities in 10^3 kg m^{-3} .

the negative anomaly, as well as the column of fractured rocks between the surface collapse and a magma reservoir near sea level.

Negative short- to medium-wavelength anomalies exist in the Rivière des Remparts–Rivière Langevin area, above the offshore continuation of the NE and SE rift zones and above the Central Cone (Fig. 14). For the former zone, no explanation can be derived from the observation of outcrops in the valleys. We speculate that this zone is underlain by breccias related to erosion and/or to southward directed mass-wasting. The interpretation of the topographic highs in the offshore continuation of the NE and SE rift zones had to bring together a relatively low density and a significant thermoremanent reverse magnetization. The interpretation of these rocks as hyaloclastites provides a coherent explanation for the observed signals if we admit that they were primarily constructed during the Alizés stage.

Two main deeper, dense structures are defined (Fig. 14): the Grand Brûlé complex and a complex beneath the Plaine des Sables and the Enclos Fouqué. The Grand Brûlé structure was described by the work of Rousset et al. (1989) and its nature as a hypovolcanic complex has been established by drilling (Rançon et al., 1989). The main contribution of the present work is to provide a map that allows us to improve definition of the geometry of the source body. The latter is clearly

disconnected from the present Piton de la Fournaise volcano and its interpretation as the hypovolcanic complex of Les Alizés volcano (Lénat et al., 2001; Malengreau et al., 1999) remains valid. The most notable characteristic of this structure is its marked NS elongated geometry, a feature not observed on the other similar complexes of Plaine des Sables and Piton des Neiges (Malengreau et al., 1999). This geometry is undoubtedly inherited from an anisotropic stress field during the growth of the complex. However, no interpretation of this characteristic has been yet proposed.

The dense structure beneath the Plaine des Sables and the eastern part of the Enclos can be convincingly identified as the hypovolcanic intrusive complex of the Ancient Shield of Piton de la Fournaise. The occurrence of gabbro and peridotite xenoliths in eruptive products in this area (Bachèlery, 1981) and the seismic tomography of Hirn et al. (1999) support the presence of this underlying hypovolcanic complex. This structure is centred roughly above the Enclos fault, about 1.5 km to the east of the Ancient Shield center proposed by Bachèlery and Mairine (1990). The modelling has been inconclusive in establishing whether or not the complex is affected by the Enclos fault.

One of the difficulties encountered in the interpretation of the gravity data was an apparent contradiction between the seismic

tomographies and the gravity pattern. In particular, a high velocity cylinder is present on all the published tomographies beneath the summit, extending virtually from the surface to at least 1.5 km in depth. In the same area we observe a gravity low. Since high seismic velocities usually correspond to high densities values (Gebrande et al., 1982), the two results seemed incompatible. This apparent contradiction is resolved if we consider the relative sensitivity of each method. Strong shallow gravity signals, such as the one produced by the low dense Central Cone, will significantly hide a moderate signal from a deeper, denser structure (Fig. 14). Conversely, with a moderate station and signal coverage, the seismic tomographies will fail to define precisely the subsurface structures. The combination of both methods increases the accuracy in determining the internal structure of the central area.

Finally, this gravity study has permitted us to go beyond the static structure of Piton de la Fournaise and to explore the gravity changes that accompanied the major eruptive and volcano-tectonic crisis of April 2007. A 350 m collapse of the summit and the emission of $\sim 120 \times 10^6 \text{ m}^3$ of lava created a change in the mass distribution of the edifice large enough to be detected in the data collected in the central area before and after the crisis. However, the gravity change was determined with too low accuracy for the precise assessment of the mass transfers. The mass deficit observed between before and after the April 2007 crisis can be explained by the creation of the new Dolomieu crater only, or by the sum of the effects of the crater formation, the fracturing of a column of rocks between the surface and the drained magma reservoir and the draining of the magma reservoir (Fig. 14).

Acknowledgements

Financial support for the 2001–07 surveys was provided by the Conseil Régional de La Réunion (Geothermal Project) and the VOLCARISK ANR. The gravimeters were provided by the “Parc Instrumental” from INSU. We would like to address special thanks to Jean-François Oehler, Bernard Contarin and Pierre Tinard for their help during the gravity field survey. We wish also to thank the captains and crew of the R/V Beautemps Beupré for their efficient work at sea during the ERODER 1 marine survey and the scientific leaders of this cruise, Bruno Savoy and Patrick Bachèlery. We express our sorrow at the tragic death of Bruno Savoy during summer 2008. Finally, we thank the staffs of the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise and of Université de la Réunion for their frequent logistic help during fieldwork. The paper benefited from helpful reviews and comments by Jim Kauahikaua, and an anonymous reviewer.

References

- Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Reunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. Piton de la Fournaise, Réunion; volcanologic, structural and petrographic study. Doctoral Thesis, Univ. of Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, 255 pp.
- Bachèlery, P., 1995. Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. Rapport Quadriennal 1991–1994. Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris.
- Bachèlery, P., Chevallier, L., 1982. Carte volcano-structurale du massif du Piton de la Fournaise au 1:50000 ème avec notice explicative. Institut de Physique du Globe de Paris.
- Bachèlery, P., Lénat, J.-F., 1993. Le Piton de la Fournaise. Mémoires de la Soc. Géol. France 163, 221–229 Nouvelle Série.
- Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp. 213–242.
- 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. Geophys. Res. Lett. 34, L02305.
- Brown, G.C., Rymer, H., Stevenson, D., 1991. Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. J. Geol. Soc. 148 (3), 585–593.
- Carter, B., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P., Briole, P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. Bull. Volcanol. 69 (7), 741–756.
- Chevallier, L., Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise. Ile de la Réunion, Océan Indien. Bull. Volcanol. 44 (4), 723–741.
- Courteaud, M., 1996. Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du massif de la Fournaise par la méthode audiomagnétotellurique. Université de la Réunion. 212 pp.
- de Voogd, B., Palome, S., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity; seismic reflection profiling offshore La Reunion. J. Geophys. Res. B104 (2), 2855–2874.
- Delorme, H., Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.-L., Delarue, J.F., Delmond, J.C., Hirn, A., Lépine, J.C., Vincent, P.M., Zlotnicki, J., McBirney, A.R., 1989. March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island). J. Volcanol. Geotherm. Res. 36 (1–3), 199–208.
- Demange, H., Chovelon, J., Puvilland, O., 1989. Geothermal model of the Salazie Cirque (Réunion Island): volcanic and structural implications. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36, 153–176.
- Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New ^{230}Th – ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Réunion – a revised chronology for the differentiated series. J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 253–267.
- Duclaux, F., Martin, J., Blot, C., Remiot, R., 1954. Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'île Maurice. ORSTOM, Paris, 1–223 pp.
- Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36, 193–198.
- Famin, V., Welsh, B., Okumura, S., Bachèlery, P., Nakashima, S., 2009. Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise (Reunion hotspot). G-Cubed. 10 (1) Q01007. doi:10.1029/2008GC002015.
- Gebrande, H., Kern, H., Rummel, F., 1982. Landolt-Börnstein numerical data and functional relationship in science and technology. Group V. Geophysics and Space Research, Physical Properties of Rocks, Subvolume b, 1. Springer-Verlag, Berlin, 1–223 pp.
- Gérard, A., Lesquer, A., Lachaud, J.-C., Louis, P., Mennechet, C., 1980. Etude gravimétrique de la moitié sud-est de l'île de la Réunion. C.R. Acad. Sci. Paris 290, 139–142.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C., Nativel, P.-E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion. Earth Planet. Sci. Lett. 122 (291–302).
- Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion. J. Volcanol. Geotherm. Res. 13, 131–146.
- Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36 (53–65).
- Grant, F.S., West, G.F., 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill Book Co, New York, 584 pp.
- Harrison, G.G.A., Ball, M.M., 1974. Geophysical observations on an exposed seamant in the Afar depression. Bull. Volcanol. 38 (1), 1–18.
- Hirn, A., Lépine, J., Sapin, M., Laigle, M., Nicolich, R., Gallart, J., Lankar, V., Nercessian, A., De Voogd, B., Charvis, P., Veinante, J., Verhille, J., 1999. Structure interne du Piton de la Fournaise et de l'Etna d'après la tomographie sismique. Rapport quadriennal 95–98 du CNFGG. Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris, pp. 129–136.
- Kauahikaua, J., Hildenbrand, T., Webring, M., 2000. Deep magmatic structures of Hawaiian volcanoes, imaged by three-dimensional gravity models. Geology 10883–886, 883–886.
- Labazuy, P., 1991. Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In: McGuire, W., Jones, A.P., Neuberger, J. (Eds.), Volcano Instability on the Earth and other Planets. Geological Society, London, pp. 293–305.
- Labazuy, P., Lénat, J.-F., 1990. Recurrent landslides on the east flank of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion. Eos, Trans., Am. Geophys. Union 71 (43), 1577.
- Lacroix, A., 1936. Le volcan actif de la Réunion et ses produits. Gauthier-Villars, Paris, 295 pp.
- Lacroix, A., 1938. Le volcan actif de la Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore. Gauthier-Villars, Paris, 57 pp.
- Lafehr, T.-R., 1991b. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. Geophysics 56 (8), 1179–1184.
- Lambert, M., 2003. Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques. Université Blaise Pascal-CNRS, Clermont-Ferrand, pp. 52.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le Volcanisme de La Réunion Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques. Clermont Ferrand, France, pp. 257–296.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Galdéano, A., Labazuy, P., Rousset, D., Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). Oceanologica Acta 10, 211–223.
- Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B., Labazuy, P., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). Bulletin of Volcanology 62, 75–89.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., Galdeano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). J. Geophys. Res., B 106 (5), 8645–8663.
- Lesquer, A., 1990. Structure profonde de l'île de la Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp. 19–27.
- Levieux, G., 2004. Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, p. 65.

- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1998. 3D inversion of gravity data. *Geophysics* 63, 361–371.
- Longpré, M.-A., Staudacher, T., Stix, J., 2007. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: Ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. *Bulletin of Volcanology* 69, 511–525.
- Malengreau, B., 1995. Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J.-L., 1999. Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (3), 131–146.
- Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 108 (B3), 2166.
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachelery, P., Marti, J., 2007. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: a new example of caldera formation. *Geophys. Res. Lett.* 34, L21301.
- Moore, J.G., 2001. Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112 (1–4), 221–230.
- Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.-C., Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 70, 123–143.
- Nettleton, L.-C., 1939. Determination of density of reduction of gravimeter observation. *Geophysics* 4, 176–183.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2007. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-007-0163-0.
- Peltier, A., 2007. Suivi, Modélisation et Evolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise. Doctorat d'Université Thesis, Université de La Réunion, 365 pp.
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachelery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. *J. Geophys. Res.* 112 (B03207).
- Peltier, A., Bachelery, P. and Staudacher, T., submitted for publication. Magma transfer and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion Island): a review of 35 years of eruptive activity from geophysical and geochemical data. *Earth Science Reviews*, submitted.
- Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 49–62 (this issue).
- Rançon, J.-P., Lerebour, P., Augé, T., 1989. The Grand Brule exploration drilling; new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise Volcano; Part 1, Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36 (1–3), 113–127.
- Rechenmann, J., 1976. Madagascar et autres îles du sud-ouest de l'Océna Indien (cartes des anomalies de Bouguer feuille sud). ORSTOM, Paris.
- Roche, O., van Wyk de Vries, B., Druitt, T.H., 2001. Sub-surface structures and collapse mechanisms of summit pit craters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 1–18.
- Rousset, D., Bonneville, A., Lénat, J.-F., 1987. Detailed gravity study of the offshore structure of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Bull. Volcanol.* 49, 713–722.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lenat, J.F., McBirney, A.R., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36 (1–3), 37–52.
- Rymer, H., 1989. A contribution to precision microgravity data analysis using LaCoste and Romberg gravity meters. *Geophys. J.* 97, 311–322.
- Urai, M., Geshi, N., Staudacher, T., 2007. Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. *Geophys. Res. Lett.* 34, L22318.

Publication n°2

STRUCTURE OF LA RÉUNION (INDIAN OCEAN) INFERRED FROM GEOPHYSICAL DATA

Lydie-Sarah Gailler¹ and Jean-François Lénat¹

¹*Laboratoire Magmas et Volcans, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, CNRS, 5, rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France.*

Article soumis dans JVGR

ABSTRACT

The internal structure of La Réunion (Indian Ocean) is investigated using gravity, magnetic and electromagnetic data from which models are built using constraints from geological observations and previous geophysical studies. A general model of the island is thus derived, providing new information on the individual volcanoes as well as on the growth of the island as a whole. The island is reconstructed at 780 ka (Brunhes-Matuyama reversal) using the magnetic anomaly model which shows a NW-SE elongation with an outgrowth to the SW. The NW branch coincides with La Montagne Massif and the SE branch extends from Piton des Neiges to the NE coast of Piton de la Fournaise and Les Alizés volcano offshore. The SW branch more or less coincides with the direction of the large offshore construction of Etang Salé. Since this period, the shape of the island has drastically changed, mostly due to the construction of the Piton de la Fournaise volcano. Although the products of Piton de la Fournaise volcano cover nearly half of the island, they only achieve a large thickness beneath the central and southern zones. A large active hydrothermal system and a magma storage complex beneath its central zone create specific resistivity and magnetic anomalies patterns. In the western, older, part of Piton de la Fournaise, shallow, highly resistive and dense layers in the Enclos Fouqué, Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est areas are interpreted as piles of thick lava flows filling paleo-depressions. A dense body which occurs at depth in this zone may represent the hypovolcanic intrusive complex of the Ancient Shield of Piton de la Fournaise (Bachelery and Mairine, 1990). To the east of the island, a large positive anomaly is associated with Les Alizés volcano hypovolcanic complex and the reversely magnetized terrains beneath Piton de la Fournaise may be identified as at least part of Les Alizés volcano construction whose offshore flank has been mapped by Gailler and Lénat (accepted in JGR). Piton des Neiges, the largest volcano of La Réunion, forms a giant edifice with a huge central, dense and highly resistive hypovolcanic complex. The thickest accumulations of Brunhes products appear on the western flank and in the central area and, to a lesser extent, on the northern flank. The other areas are either bare of, or scantily covered by,

products younger than 780 ka. This suggests that the location of the vents and the edifice morphology have prevented the resurfacing of large areas of the volcano during this period. A close correlation is observed between the lateral extent of the dense hypovolcanic complex of Piton des Neiges and the presence of overlying depressions. The three main Cirques, the Bébou-Bélouve depression and the Plaine des Palmistes all lie on top of the complex. Following ideas proposed by different authors for Hawaii, Tenerife and the Grand Brûlé, we infer that the subsidence of the dense core leads to the subsidence of the surface or, at least, creates faults that will later guide the erosion and the volcano-tectonic processes. Accordingly, we propose that the primary origin of these large depressions is the subsidence of the dense complex, whilst not excluding the complementary effects of the erosion and other volcano-tectonic events.

Keywords: Réunion Island; gravity, magnetic and electromagnetic data; modelling; internal structure; hypovolcanic complex; geomagnetic reversal.

I. INTRODUCTION

The oceanic volcanic island of La Réunion is one of the highest volcanic systems on Earth, measuring more than 7 km in height and about 220 km in diameter. Although the early stages of its growth are not dated, its construction probably spans at least 5 Ma, since the oldest dated emergent rocks are about 2 Ma (McDougall, 1971). The structure and evolution of such a huge system are difficult to decipher, because only a minor portion of its products and structures is observable at the surface. The knowledge of its internal structure relies on geophysical approaches providing images of the distribution of physical parameters which can then be interpreted in terms of geological structure and evolution.

In this work, we use gravity, magnetic and electrical resistivity methods to study the subaerial part of the island. A companion paper (Gailler and Lénat, accepted in JGR) reports the results of a gravity and magnetic study of the submarine flanks, but the main results of the two studies are combined here to derive a general model of the volcanic system. The three geophysical methods used provide complementary information on the nature of the rocks at depth. For each method we have compiled large sets of data using previously and newly acquired data, both on land and offshore.

In this geological context, one of the main uses of the gravity signal is the detection of the dense intrusive complexes that may exist beneath the central zones of the volcanoes. In La Réunion, two very large hypovolcanic complexes are detected, one beneath Piton des Neiges volcano and the other beneath the eastern coast of the island. The latter is associated with a buried volcano named Les Alizés. Modelling is used to constrain the geometry of these complexes and we discuss the role of these structures in the volcano-tectonic evolution of the island.

Volcanic rocks generally exhibit a strong magnetization where the dominant component is usually the thermoremanent one. Because La Réunion volcanism spans the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal (0.78 Ma), analysis of the magnetic anomalies allows areas predominantly composed of formations either younger or older than the reversal to be identified. Thus models can be used to reconstruct a generalized topography of the island at 0.78 Ma and to show that, since that period, the constructional activity has been dominantly on the western flank and the central zone of Piton des Neiges and, above all, on Piton de la Fournaise.

The resistivity of the volcanic rocks varies over several orders of magnitude, depending mostly of their fluid-saturation, the presence of hydrated minerals and the temperature. The delineation of conductive hydrothermally altered zones beneath Piton de la Fournaise and Piton des Neiges and of the high resistivity hypovolcanic complex of Piton des Neiges are among the foremost results obtained from the analysis of electromagnetic soundings in La Réunion.

The individual results obtained from different geophysical methods are then integrated to derive a model of the internal structure and evolution of La Réunion volcanic system.

II. GEOLOGICAL DESCRIPTION AND PREVIOUS STUDIES

II.1. Geological setting

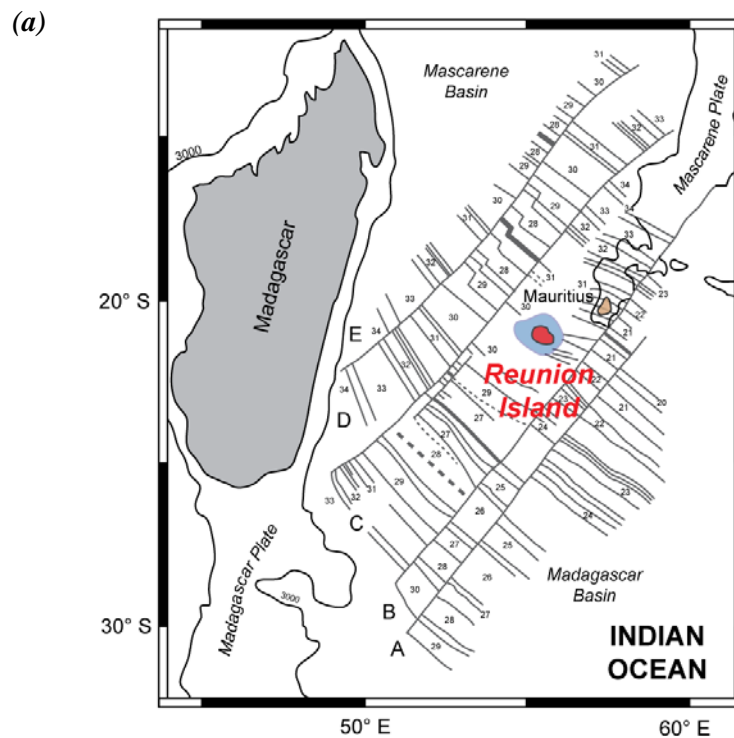
La Réunion (Fig. 1a) is a huge volcanic oceanic system in the southernmost part of Mascarene Basin (Indian Ocean), 800 km east of Madagascar, which originated from the Deccan Trapps hot spot activity. Assuming an exogenous growth, the present effusive rate estimated at $0.34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ suggests that La Réunion growth began there approximately 7 Ma ago. Rising about 7000 m high above a Paleocene seafloor, most of the edifice volume is submerged, as it is commonly the case for many oceanic volcanoes. The edifice appears as a flattened cone 200 to 240 km in diameter and the subaerial part is estimated as being only 3% by volume of the whole volcanic system by de Voogd et al.(1999). The island is primarily composed of two juxtaposed volcanic massifs, the Piton des Neiges and the Piton de la Fournaise (Fig. 1b).

Piton des Neiges (Fig. 1b) in the north-west of the island, is a dormant volcano whose oldest recognized outcropping lava flows are 2.08 Ma basalts (McDougall, 1971). Following a basaltic shield stage from 2.08 Ma (Oceanic Series) to 0.43 Ma, Piton des Neiges subsequently erupted alkaline differentiated lavas between 350 and 12 ka (Differentiated Series) (McDougall, 1971; Gillot and Nativel, 1982; Deniel et al., 1992). This evolution, lasting more than 2 Ma, and involving volcanic and volcano-tectonic activity and high erosion rates, has resulted in a complex geology exposed in deep valleys and in three main depressions: the Mafate, Salazie and Cilaos Cirques. To the east of Salazie, a

fourth one, the Marsouins Cirque, has been partially filled by lava and pyroclastite flows (Deniel, 1990; Kieffer 1990) giving rise to the present Bébou-Bélouve Plain (Fig. 1b).

Piton de la Fournaise occupies the south-eastern part of the island. Recently, Merle et al. (2009) have published a new study of the history of the Ancient Shield of the Piton de la Fournaise. Bachèlery and Mairine (1990) distinguish two building stages described as the 'Ancient Shield' phase (> 0.15 Ma) and the 'Recent Shield' one (< 0.15 Ma). These two stages are separated by a main collapse event that led to an eastward shift of the volcano center from the present-day location of the Plaine des Sables to the current position of the active volcano over the Plaine des Sables-Enclos Fouqué area, implying a migration of the activity toward the E/SE of about 15 km. The oldest lava flows outcropping at the bottom of the deep valleys (Rivière des Remparts, Rivière Langevin and Rivière de l'Est) that dissect the young massif are 0.527 Ma to 0.408 Ma old (Gillot and Nativel, 1989).

The present Piton de la Fournaise is a highly active basaltic shield volcano with most of its activity restricted to effusions from its Central Cone and along the northeast and southeast rift zones (Fig. 1b). The presence of a magma chamber has been inferred beneath the central zone by Peltier et al. (2009).



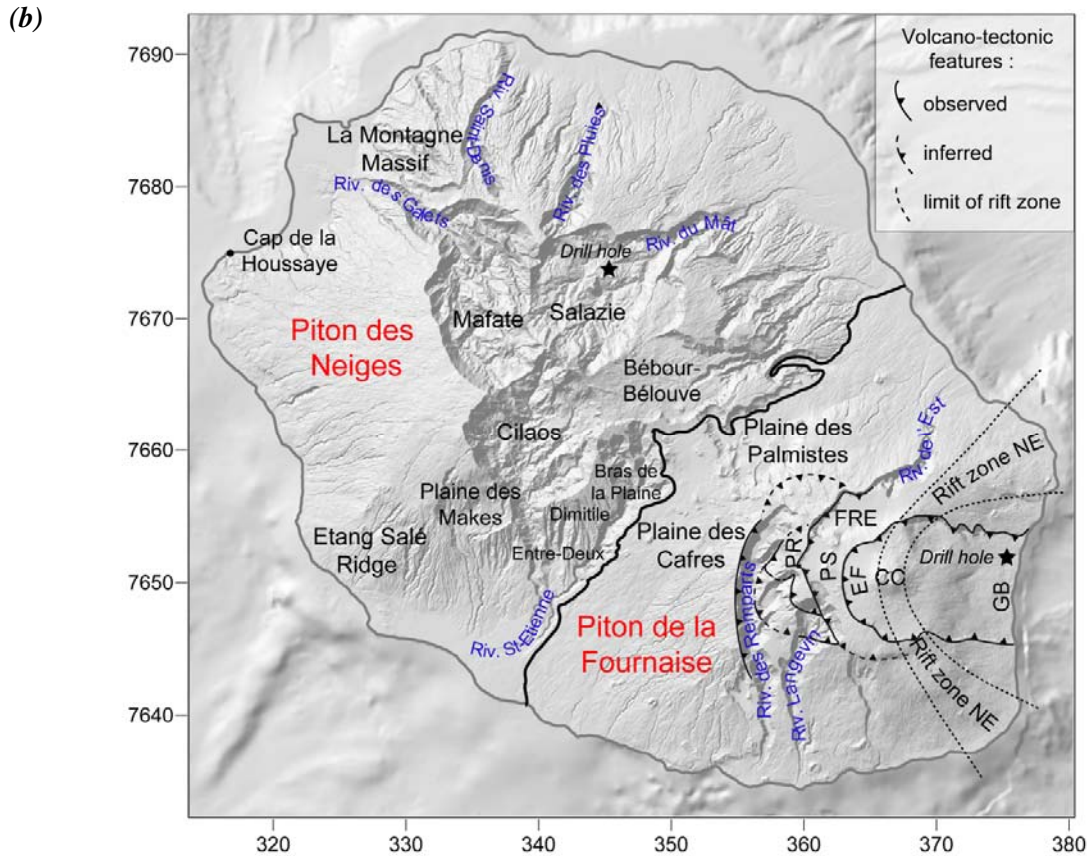


Figure 1: a) Location of La Réunion on a magnetic and tectonic map of the western Indian Ocean (After Schlich et al., 1990); b) Shaded relief map outlining the subaerial part of La Réunion, showing the location of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes. The major structural features of Piton de la Fournaise (Bachelery and Mairine, 1990; Merle et al., 2009) and the location of the main places discussed in the text are shown: PR: Plaine des Remparts, PS: Plaine des Sables, FRE: Fond de la Rivière de l'Est, EF: Enclos Fouqué, CC: Central Cone, GB: Grand Brûlé. Coordinates in km (WGS84, UTM 40S).

In addition, a third, buried volcano named Les Alizés has been inferred from gravity (Malengreau et al., 1999), magnetic (Lénat et al., 2001) and drill hole (Rançon et al., 1989) data on the eastern coast area of Piton de la Fournaise. It has a large intrusive and cumulate complex, encountered at a depth of 1000 m beneath the Grand-Brûlé area by a geothermal exploration drill hole, associated with a large positive gravity anomaly. According to gravity models by Rousset et al. (1989), Malengreau et al. (1999) and Gailler et al. (2009), it is a large, extensive and deeply rooted structure. Since it has not been associated with any known surface volcanic structure, it has been regarded as an ancient volcanic center predating Piton de la Fournaise. In addition, a recent study of the offshore magnetic anomalies (Gailler and Lénat, accepted in JGR) suggests the presence of a buried flank of Les Alizés volcano to the east.

II.2. Previous geophysical studies

II.2.1. Gravity studies

Several on-land gravity surveys have been carried out since the 1950's on La Réunion Island by groups from various French organizations (ORSTOM, BRGM, CNRS-Duclaux et al., 1954; Rechenmann, 1976; Gérard et al., 1980; Demange et al., 1989; Demange et al., 1989; Rançon et al., 1989; Rousset et al., 1989), and, more recently, by Lambert (2003) and Levieux (2004).

The first gravity interpretations made by Rousset et al. (1989), Lesquer (1990) and Malengreau et al. (1999) had already shown that the two large main positive anomalies centered on Piton des Neiges and on the eastern coast could be associated with hypovolcanic complexes of gabbros and ultrabasic cumulates. These two anomalies were studied in detail by Demange et al. (1989) and by Rançon et al. (1989). No comparably large anomaly exists on Piton de la Fournaise volcano, although the studies of Rousset et al. (1989), Lesquer (1990) and Malengreau et al. (1999) have shown that a smaller high density body exists to the west of the present active zone. It coincides with the location of the volcanic center during the earliest stage of the volcano evolution (Bachèlery and Lénat, 1993), and the occurrence of xenoliths of gabbro and ultrabasic rocks within tephra and lava flows in this area supports this model.

Malengreau et al. (1999) interpret a positive axis to the E-SE of the Piton des Neiges as a volcanic center that they named 'Volcan de Takamaka'. It has been shown since (Lambert, 2003; Levieux, 2004), with a better data coverage, that this axis is more likely an extension of the Piton des Neiges anomaly.

More recently, Gailler et al. (2009) have published an interpretation of Piton de la Fournaise gravity structure using the newly compiled gravity map. They propose the presence of piles of thick dense lava flows filling volcano-tectonic depressions in several areas (Plaine des Sables, Fond de la Rivière de l'Est). The Central Cone is interpreted as being constructed of low density material. The deep valleys of Rivière des Remparts and Rivière Langevin could be underlain by low density breccias related to erosion or mass-wasting events. The models of the dense bodies associated with the positive anomalies over the east coast and the paleo-center of the Ancient Shield of Piton de la Fournaise were also refined.

II.2.2. Magnetic studies

An aeromagnetic survey of the island extending over the land-sea transition was carried out in 1986 at 3500m in elevation, and the resulting anomaly map was published in 1988 (Galdéano, 1988). First interpretations of the map were published by Malengreau (1995) and Lénat et al. (2001). They have shown that, since the ages of the La Réunion rocks span the Matuyama and Brunhes magnetic

periods, positive and negative anomalies can be interpreted in terms of constructions pre- and post-dating the intervening magnetic reversal. In particular, the western flank and central area of Piton des Neiges exhibits thick piles of rocks from the Brunhes period, whereas the other zones of the volcano are mostly from Matuyama period. Piton de la Fournaise is a normally and strongly magnetized edifice, but its eastern and northern flanks are underlain by shallow Matuyama formations.

II.2.3. Electrical resistivity studies

Electric and electromagnetic surveys have been carried out in La Réunion for hydrogeologic studies (Courteaud, 1996; Folio, 2001), structural studies of Piton de la Fournaise (Lénat et al. 2000) and geothermal prospecting (Benderitter, 1990 ; Benderitter and Gérard, 1984).

Benderitter (1990) and Benderitter and Gérard (1984) published a synthesis of numerous geoelectrical surveys acquired for a geothermal project on La Réunion. They defined a regional deep conductor whose top lies around -500 m near the coast and 1500 m in elevation in Piton de la Fournaise area. They also note that the resistivity of the resistive layer above the conductor is significantly lower in the cirques of Piton des Neiges than in other areas.

Courteaud (1996) and Folio (2001) made scalar AMT and TDEM (Time-Domain Electromagnetism) soundings on the flanks of Piton de la Fournaise. Like Benderitter and Gérard (1984) and Benderitter (1990) they show the presence of a conductive basement whose top lies at high elevation (1000–2000 m) in the center of the volcanic edifice. Similarly, Shnegg (1997) showed high-level conductors in the older parts of the volcano (from Plaine des Cafres to Plaine des Sables) using AMT soundings. Because the elevations of those conductors are considerably higher than that of the basal water table (Ghyben-Herzberg lens), the geologic nature of this conductive basement is difficult to assess. It is tentatively interpreted as water-saturated formations and/or altered rocks. Lénat et al. (2000) have identified a shallow-level conductive layer in the central area of Piton de la Fournaise as a hydrothermal system. This system occupies a large part of the Enclos, but is found at progressively greater depth away from the central area.

III. GEOPHYSICAL DATA USED IN THIS STUDY

III.1. Gravity data

III.1.1. Compilation of existing data and acquisition of new ones

The last published compilation of gravity data in La Réunion is that of Malengreau et al. (1999). Since then, new data have been collected by Lambert (2003), Levieux (2004), and in 2007 by the authors of this article. The data coverage of La Réunion has thus been dramatically improved

(Fig. 2). The recent surveys have been performed with Scintrex CG-3M (2003, 2004) and Scintrex CG5 (2007) gravimeters. Differential GPS techniques have also allowed more accurate horizontal and vertical positioning compared to previous surveys, usually made with barometric levelling and map positioning. The total dataset, including old and new data, is now composed of 2257 gravity stations.

III.1.2. Map construction

The gravity data are corrected using standard procedures, namely tidal variations and instrumental drift, free air gradient, Bouguer slab and terrain corrections. More detailed information on the processing may be found in Gailler et al. (2009).

In order to determine the reduction density which minimizes the correlation between the topography and the Bouguer anomaly, Nettleton (Nettleton, 1939) tests have been made. Defining a unique reduction density for the whole map is difficult, because the correlation between the topography and the Bouguer anomaly varies from zone to zone. A density reduction of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ has been judged as a good compromise to minimize this correlation at the scale of the island even if a lower density would be more suited for some local zones. The Bouguer anomaly map has been constructed with a grid size of 0.7 m, and the interpolation has been constrained at the island margins using offshore data detailed in a separate paper (Gailler and Lénat, accepted in JGR).

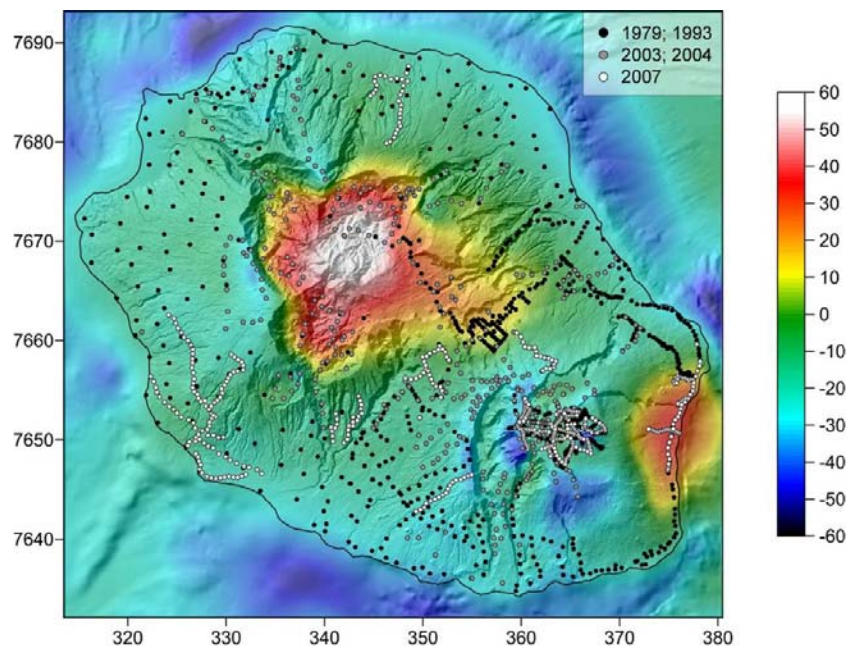


Figure 2: Residual Bouguer gravity map of La Réunion and the surrounding oceanic region compiled using a density reduction of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$. The on-land gravity stations are labeled according to the acquisition period. The data at the land-sea transition and the offshore anomalies are discussed in a separate paper (Gailler and Lénat. submitted). Coordinates in km (WGS84, UTM 40S).

A residual Bouguer anomaly (Fig. 2) was then calculated by subtracting the effect of the long wavelength regional component estimated by a 3rd polynomial surface covering an area of approximately 200 by 240 km around the island.

III.2. Magnetic data

III.2.1. Aeromagnetic data compilation

We have recompiled the aeromagnetic survey flown in 1986 over La Réunion at a constant altitude of 3500 m above sea level, covering the emerged relief and extending from 10 to 30 km beyond the island coast (Galdéano et al., 1988). The flight plane recorded data along south to north lines spaced 3 km apart, and west-east tie-lines spaced 10 km apart (Lénat et al., 2001), with a distance of about 150 m between successive measurements. In order to better constrain the present active zone, the lines and tie-line spacing were decreased to 1 and 3 km respectively over the Piton de la Fournaise area (Fig. 3). The data have been reduced using standard procedures, including the correction of the distance between the magnetometer and the aircraft (i.e. 30 m), the IGRF (International Geomagnetic Reference Field) reduction, and the intersection adjustment between the flight and tie lines.

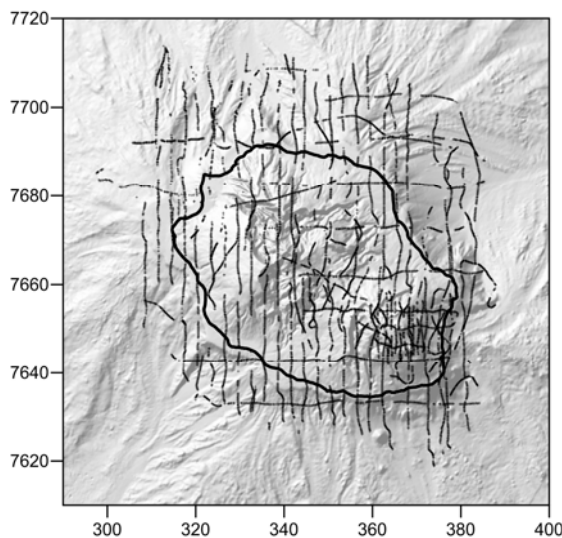


Figure 3: *Distribution of the aeromagnetic data acquired in 1986 over Reunion Island.*

III.2.2. Construction of the magnetic anomaly map

The magnetic anomaly map has been constructed with a mesh size of 200 m (Fig. 4a). A reduced-to-the-pole (RTP) map has then been calculated (Fig. 4b). At La Réunion's latitude, because of the inclination of the magnetic field, the anomaly induced by a normally or reversely magnetized body will have a strong dipolar appearance. A normally magnetized body will give rise to a magnetic high to the north, with a maximum located near its northern edge and a magnetic low to the south with

a minimum located near its southern edge. The RTP transformation (Baranov, 1957) cancels, or significantly reduces the dipolar appearance of the anomalies and offsets them to their sources.

A RTP transformation requires the directions of both the Earth's magnetic field and of the total magnetization of the rocks to be known. The apparent (or total) magnetization corresponds to the sum of the remanent and induced magnetizations. The induced magnetization vector is collinear with the ambient field, whereas the remanent magnetization is the combination of various types of magnetizations. The natural magnetization of basic volcanic rocks is usually characterized by the preponderance of the thermoremanent component, and the Königsberger ratio (i. e. the ratio of the natural remanent magnetization to the induced magnetization) is usually high. In La Réunion, the present magnetic field, and consequently the induced magnetization, has a declination of 18° and an inclination of -57° . From a paleomagnetic point of view, the mean direction of magnetization of a lava pile emitted over a period of tens to hundreds of thousand years can be assimilated to the direction of a centred axial dipole (i. e. a declination of 0°), corresponding at the latitude of La Réunion to an inclination of -36° .

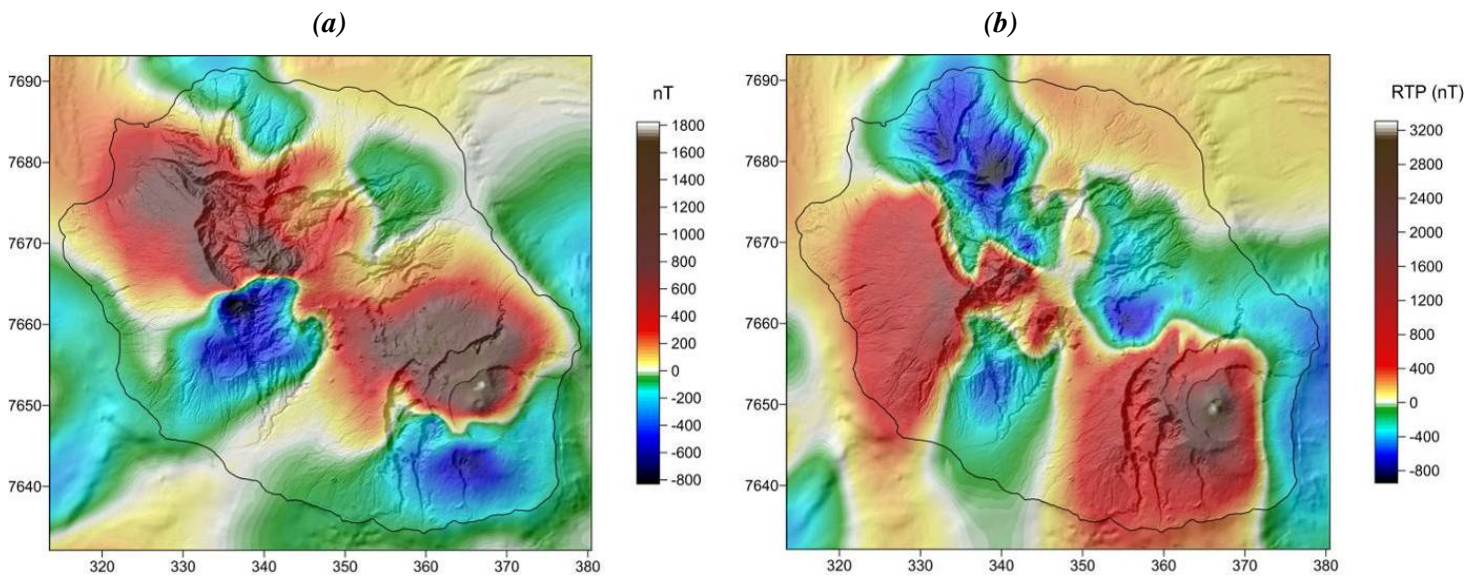


Figure 4: *a) Magnetic anomaly map of La Réunion and surrounding oceanic region at an altitude of 3500 asl ; b) RTP (calculated for an inclination of -36°) magnetic anomaly map of La Réunion at the same altitude. The land-sea transition and the offshore anomalies are discussed in a separate paper (Gailler and Lénat, accepted in JGR). Coordinates in km (WGS84, UTM 40S).*

III.3. Electromagnetic (EM) data

Numerous EM soundings have been carried out in La Réunion for various projects. Here we use some of the 58 AMT (AudioMagnetoTelluric) and 135 MT (MagnetoTelluric) new soundings

made by various organizations in both Piton des Neiges and Piton de la Fournaise areas (Fig. 5) within the framework of a recent geothermal reconnaissance project. We also use TDEM (Time Domain ElectroMagnetism) data to study in detail the shallow structure of the central zone. The TDEM soundings were carried out using a TEMFAST® equipment with 100 m square single loops.

IV. MODELLING METHODS USED IN THE STUDY

We have carried out different modelling approaches to investigate the gravity and magnetic structure of La Réunion. 3D inversions have usually been performed first to obtain general models of the distribution of the density or the magnetization. 2D $\frac{3}{4}$ models have been built in a second step for specific zones, because they allow more detailed models to be constructed where geological and geophysical constraints can be integrated more easily. In addition, Euler deconvolution has been applied to the magnetic map in order to better individualize the main magnetic structures.

IV.1. 3-D Model inversion of gravity and magnetic data

The 3D inversions are carried out on both residual Bouguer anomalies and RTP magnetic anomalies using two different modelling approaches.

The first one is carried out using GRAV3D and MAG3D software developed by Li and Oldenburg (1998). The model region is discretized by means of a mesh model. The size of the finite elements which define the models decreases towards the inner zone where a higher resolution is required. The range of both density and susceptibility contrast in each cell has been fixed. The inversion process accounts for the observed anomalies with a distribution of bodies, with both positive and negative density contrasts in the gravity models, and both normal and reversed magnetization in the magnetic ones.

As it is usual with inversion methods, the modelled structures present very smooth boundaries. In the case of our data, we have observed that the inversion results tend to create mostly shallow bodies with a few of them extending significantly at depth.

The second one is carried out using GMSYS-3D developed as an extension for Oasis Montaj (Geosoft) in order to build gravity and magnetic surface-oriented models. The models are defined by a number of stacked surface grids with density, susceptibility and remanent magnetization distributions specified for the layer below each surface. The base topographies of each layer, as well as the different parameters (density, susceptibility and remanent magnetization) are then progressively adjusted by the inversion process until the model accounts for the observed gravity or magnetic signal within a certain range of error. Contrary to the GRAV3D-MAG3D approach, the adjustment of the modelled surfaces to fit the observed data results in sharp interfaces between the different structures. In addition, the

model response is calculated directly on the observation surface in GRAV3D and MAG3D, whereas GMSYS-3D computes the model response on a flat plane. Therefore, the gravity data acquired at the ground surface must be upwardly continued on a flat plane. This may result in a detrimental loss of useful short wavelength information.

IV.2. 2D Models of gravity and magnetic data

2D models have been constructed (using GMSYS software), because the geometrical constraints are more easily managed than in 3D. Where strictly 2D models (infinite extent perpendicular to the profile) could have biased the results, 2D $\frac{1}{2}$ and 2D $\frac{3}{4}$ models have been constructed. The modelled structures are truncated at the same user-defined distance from the section plane in the strike direction in the 2D $\frac{1}{2}$ case, and at different distances in the 2D $\frac{3}{4}$ one, thus allowing more realistic modelling.

IV.3. Euler deconvolution

The Euler deconvolution (Reid et al., 1990) can be used to delineate magnetic and gravimetric boundaries and to calculate source depths.

This method presents the advantage of being insensitive to the magnetization direction, implying that the depth estimate is not affected by the direction of the remanent magnetization. This approach assumes that the anomalies are generated by simple structural models represented by a structural index (SI), which is a measure of the degree of attenuation of the magnetic anomaly with distance. It varies between 0.0 and 3.0, depending on the anomalous body shape (0.0 for geological contacts and faults, 0.5 for thick steps, 1.0 for sills and dykes, 2.0 for pipes and 3.0 for spheres).

IV.4. Modelling of EM data

The EM data have been processed using WingLink® software from Geosystem. We have used the 2D smooth inversion module of the software to derive the sections shown in this work. The 2D meshes can be adjusted by the user and the topography can be taken into account. The TDEM soundings have been modelled using WingLink® and Jointem (www.cc.oulu.fi/~mpi/Softat/Jointem.html) when the TDEM data could be inverted jointly with existing DC (Direct Current) soundings from Lénat et al. (2000).

V. GENERAL GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL CONSTRAINTS ON THE PHYSICAL PROPERTIES OF LA RÉUNION

In order to build reliable models, constraints have been sought to define the density and magnetization value ranges within the models. We have mostly used data from the literature, from studies concerning La Réunion or similar contexts.

V.1. Magnetization

V.1.1. Magnetic properties of volcanic rocks

Magnetization contrasts between rock masses at La Réunion can arise from two different causes: differences in magnetization direction or differences in magnetization intensity. The apparent magnetization is the vector sum of the induced magnetization (M_i) and of the natural remanent magnetization (NRM). M_i is the product of the magnetic susceptibility (k) and the Earth's magnetic local induction field (B_E). In more detail, NRM is the vector sum of several types of remanent magnetization. In the case of volcanic rocks, the thermoremanent magnetization (TRM) is usually by far the most important component. This magnetization is acquired as rocks cool below the Curie temperature, and it usually has a high intensity and stability over time unless chemically altered. TRM also has the direction of the ambient B_E at the time of the lava cooling. Another type of remanent magnetization that can have some importance on the scale of our work is viscous remanent magnetization (VRM). VRM is produced by long exposure to an external field, is oriented with the ambient B_E , and its build up is a logarithmic function of time. VRM can represent one fifth of the NRM in volcanic rocks (Prévot, 1975).

At the scale of the interpretation of the magnetic structure of La Réunion, we consider large volumes of rocks instead of individual lava flows. Thus, like in paleomagnetism, we shall assume that the average direction of the TRM for a sequence of rocks spanning tens to hundreds of thousands of years is that of a geocentric axial dipole (declination = 0° , inclination = -36° for normally magnetized rocks, and $+36^\circ$ for reversely magnetized rocks) and not that of the present-day Earth's magnetic field (declination = -18° , inclination = -57°). Conversely, the VRM and the M_i will be oriented in the direction of the present field. Note that for the same value of TRM a normally magnetized rock will have a larger apparent magnetization than a reversely magnetized one.

The magnitudes of NRM and k depend not only upon the amount and nature of titanomagnetite content of the rock but also on its grain size, composition, and thermal history (see a discussion by Hildenbrand et al., 1993). Generally speaking, basalts will show higher values than differentiated lavas. Two other main factors may act on the magnetization in volcanic contexts: hydrothermal alteration and temperature.

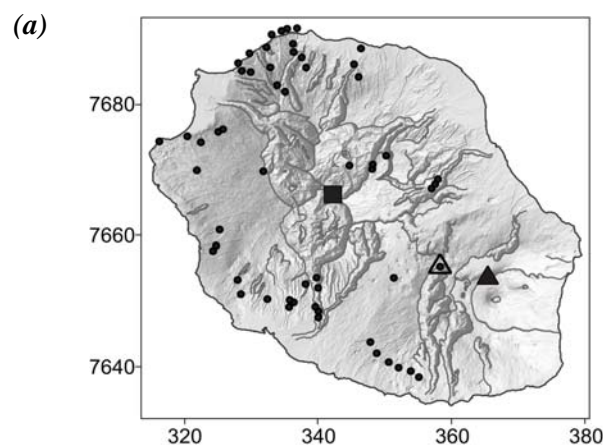
Hydrothermal alteration will alter the highly magnetic titanomagnetite to nonmagnetic or poorly magnetic minerals. High temperatures will also tend to decrease TRM as they approach the Curie temperature. Thus the volume encompassing a magma reservoir may have a very weak TRM.

V.1.2. Data from samples

Only few data from three paleomagnetic studies (Chamalaun, 1968; Chauvin et al., 1991; Raï's et al., 1996) are available for the magnetization of La Réunion rocks (Fig. 5a). They provide natural remanent magnetization (NRM) and susceptibility values for some particular geological sections or outcrops on the Piton de la Fournaise and Piton des Neiges volcanoes (Fig. 5b). The high Koenigsberger ratios (NRM/M_i) show the typical dominance of NRM over induced magnetization of volcanic rocks. However, these studies represent a very limited sampling of the various rock types encountered on land, and the overall rocks of La Réunion are assumed to exhibit a larger range of magnetization values.

In addition, the paleomagnetic studies are usually made on fresh and massive samples whereas the magnetic anomalies are caused by more or less heterogeneous thick piles or bodies of rocks whose macroscopic magnetization may significantly differ from that measured on isolated samples.

However, the paleomagnetic data provide general information for the magnetization range, and we note that the values at La Réunion are similar to that found in similar places such as Hawaii (Doell and Cox, 1965). The Piton de la Fournaise formations exhibit higher mean NRM than those of Piton des Neiges (Fig. 5b).



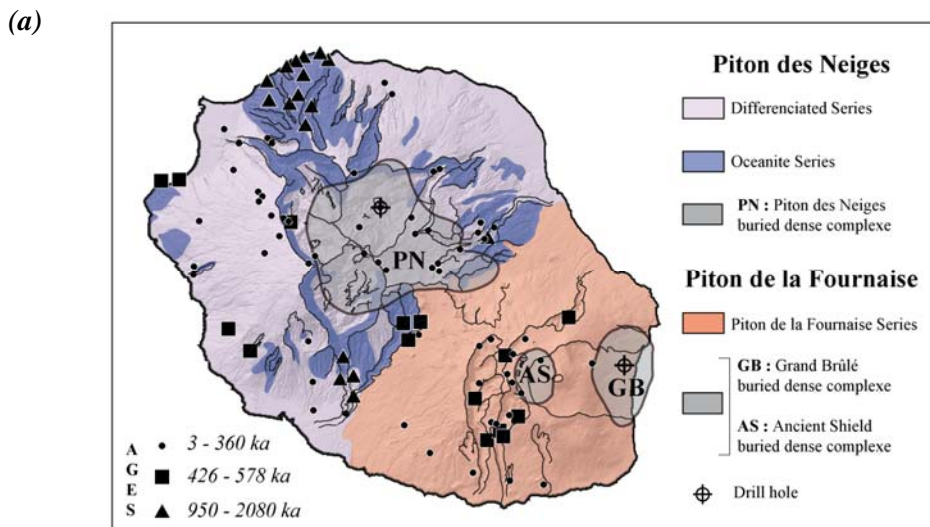
(b)

Reference	Site	Number of samples	NRM ($A.m^{-1}$)			Koenigsberger ratio		
			Min	Max	Mean	Min	Max	Mean
<i>Chamalaun (1968)</i>	● Piton des Neiges ● Piton de la Fournaise	> 100			3.6			5.7
<i>Chauvin et al. (1991)</i>	▲ Rempart de Bellecombe (section)	35	1.1	16.4	6.13	1.8	28.7	10.7
<i>Chauvin et al. (1991)</i>	△ Rivière des Remparts (section)	31	5.2	16.6	9.63	4.9	44.4	18.44
<i>Rais et al., (1996)</i>	■ Piton des Neiges (section)	70	3.2	20.3	6.46	1.9	24.91	9.57

Figure 5: a) Location of the paleomagnetic samples. Sampling sections are shown by squares and triangles; b) Magnetic properties of some volcanic rocks from Piton de la Fournaise (Chamalaun, 1968; Chauvin et al., 1991) and Piton des Neiges (Chamalaun, 1968; Rais et al., 1996) areas located in (a)

V.1.3. General trends in magnetization directions of the volcanic rocks of La Réunion

The available radiometric dates (Fig. 6a) enable to distinguish the period that encompasses the younger Series of Piton de la Fournaise, the Differentiated Series of Piton des Neiges, and a period that encompasses the Oceanites of Piton des Neiges emplaced during the Brunhes normal-polarity epoch, and the older Series of Piton de la Fournaise; and the Oceanites of Piton des Neiges erupted during the Matuyama reverse-polarity epoch (Fig. 6b).



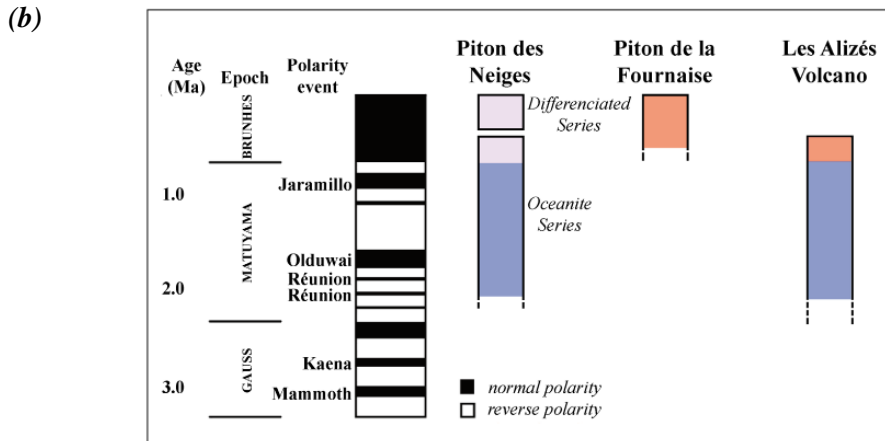


Figure 6: a) Geological sketch map and geochronological data for Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (After Lénat et al., 2001). The extent of the dense hypovolcanic complexes are inferred from 3D gravity modelling ; b) Time relations between geomagnetic epochs, Piton de la Fournaise and Piton des Neiges evolutions (After Lénat et al., 2001) and Les Alizés volcano evolution inferred from the submarine study presented in a separate paper (Gailler and Lénat, accepted in JGR). The available radiometric dates are clustered in three groups: 3 to 360 ka, a period that encompasses the Differentiated Series of Piton des Neiges, and the younger Series of Piton de la Fournaise; 426 to 578 ka, a period that encompasses the Oceanites of Piton des Neiges emplaced during the Brunhes normal-polarity epoch, and the older Series of Piton de la Fournaise; and 950 to 2080 ka, the Oceanites of Piton des Neiges erupted during the Matuyama reverse-polarity epoch. (No rock ages from Piton des Neiges have been found between 360 and 426 ka, 578 and 950 ka, or before 2080 ka.)

V.2. Density

Density values in the models have been constrained using both geophysical and geological observations. The homogeneous reduction density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ used to construct the Bouguer map corresponds to an average density of the whole volcanic system as determined from Nettleton's tests. However, a large range of densities exists among the rocks of La Réunion. Gabbros outcrop in some places at the bottom of the Salazie and Cilaos Cirques (Bussière et al., 1967; Upton and Wadsworth, 1972; Rançon, 1982; Maillot, 1999) and have been encountered by the drill holes carried out in Salazie Cirque (Demange et al., 1989) and in the Grand Brûlé (Rançon et al., 1989). Rocks densities have been measured on samples from the Salazie drill hole by Demange et al. (1989). They report densities between 2.5 and $2.9 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for pyroclastites and lava flows, and between 3.1 and $3.35 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for intrusive rocks. However, it is probable that the in-situ density of the loosest samples (breccias, poorly or non-welded tephra ...) is not taken into account in the published measurements.

The gravity anomalies (Gailler et al., 2009), indeed, tend to show that, macroscopically, some formations of La Réunion may have a density as low as about $1.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Accordingly, the different types of formations have been modelled using realistic densities ranging from 1.6 to $3.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

V.3. Resistivity of volcanic rocks

In general, a basaltic shield consists of a pile of highly permeable lava flows. If not altered or water saturated, such formations generally have resistivities as high as 10–100 kohm.m. A large resistivity contrast usually occurs at the transition between the vadose zone, where rocks contain only some moisture, and the zone beneath the water table, where rocks are fully water saturated. On oceanic islands, the basal water table consists of a lens of fresh water (Ghyben-Herzberg lens; e.g., see Vacher, 1988) floating over the seawater saturated zone. The top of the fresh-water lens generally occurs at an elevation of a few meters to a few tens of meters above sea level. The resistivity of a basaltic pile saturated with fresh water is generally a few hundred of ohm.m but drops to a few tens of ohm.m or less when saturated with seawater. However, this idealized model may be perturbed by some types of volcanic structures:

- In the zones of intrusions (central zone, rift zones), the swarms of subvertical dykes can create impermeable barriers that impound bodies of water at high elevations (Stearns, 1942; Jackson and Kauahikaua, 1987; Takasaki, 1981).

- For a given porosity in unaltered rocks, the resistivity depends primarily upon that of the pore fluid, generally water. Within volcanoes, the water may be contaminated by the ionic content of hydrothermal fluids which can significantly lower the rock resistivity, and raising the temperature will amplify this effect. Therefore, a hot zone with high hydrothermal fluid content will be characterized by low resistivity (a few ohm.m to a few hundred ohm.m).

- Alteration, particularly hydrothermal alteration, lowers the rock resistivity through the formation of highly conductive, hydrated minerals such as clay minerals and zeolites.

- Very hot, vapor-dominated zones will have resistivities of thousands of ohm.m.

- The resistivity of magma, which can be present in intrusions at depth, is only a few ohm.m (Rai and Manghnani, 1977).

- Pyroclastic and breccias deposits generally have lower resistivities than lava flows because they typically contain hydrated minerals.

VI. QUANTITATIVE INTERPRETATION OF THE GEOPHYSICAL STRUCTURE OF LA RÉUNION

VI.1. Euler deconvolution and location of the boundaries of the magnetic structures

We have applied Euler deconvolution (Reid et al., 1990) to the RTP magnetic grid using different window sizes and SIs. A 20 km window size has been found more appropriate with regard of the extent of the main anomalies, and a SI of 0.0 (geological contact) has been chosen. Figure 7 presents the best set of solutions (in terms of computed uncertainty).

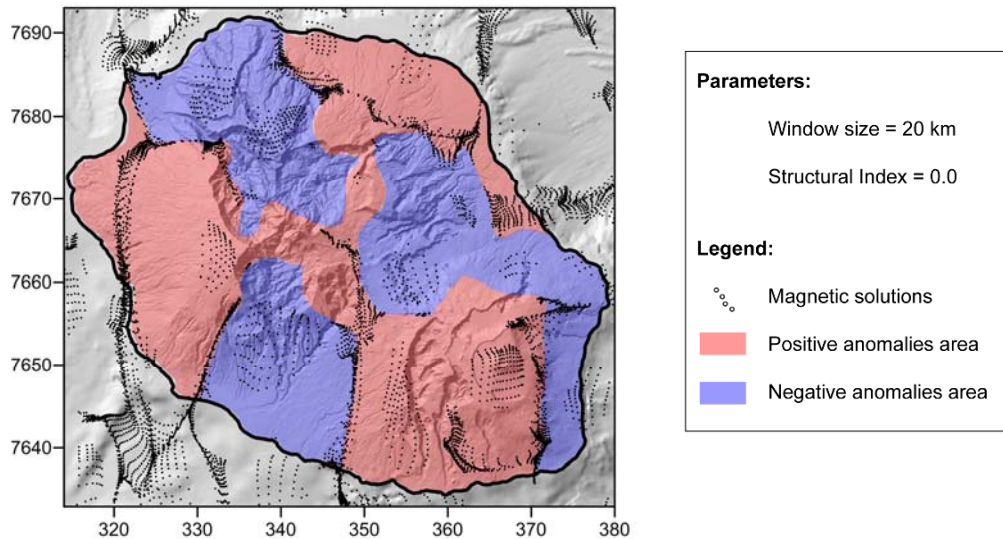


Figure 7: Euler deconvolution solutions obtained from RTP magnetic anomaly map and zoning of the anomalies polarity based on the RTP anomalies distribution.

The main boundaries shown by the Euler solutions coincide globally well with those between the positive and negative anomalies of the RTP map (Fig. 4b). The magnetic signal seems, therefore, to be dominated by the juxtaposition of normally and reversely magnetized series of rocks. The results of the Euler deconvolution and the analysis of the anomaly pattern on the RTP map enables us to delineate zones predominantly constructed by normally or reversely magnetized rocks.

Positive magnetic anomalies are associated with the western flank, central area, and northern flank of Piton des Neiges, and with the central zone and southern flank of Piton de la Fournaise.

Negative magnetic anomalies are present to the north (La Montagne Massif) and to the south of Piton des Neiges (Plaine des Makes, Entre-Deux), together with the northern transition between Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (Bébour-Bélouve, Plaine des Palmistes), and to the north and east of Piton de la Fournaise.

This general zoning will serve as a guide to interpret the magnetic anomalies of the island.

VI.2. The Piton de la Fournaise structure

VI.2.1. Gravity structure of Piton de la Fournaise

The gravity structure of Piton de la Fournaise has been studied in a separate article (Gailler et al., 2009), and the main results can be summarized as follows (Fig. 8). To the west of the Piton de la Fournaise central zone, the Enclos Fouqué and the Plaine des Sables areas are interpreted as shallow piles of thick, dense lava flows which have filled volcano-tectonic depressions. The same explanation is proposed for the Fond de la Rivière de l'Est area to the north-west. Conversely, the currently active zone is thought to be built essentially of thin, highly vesiculated and fractured lava flows and tephtras. Low density formations underlying the Rivière des Remparts and Rivière Langevin areas have been tentatively interpreted as breccias related to erosion and/or to southward direction mass-wasting. Two main, deeper dense structures have been identified as hypovolcanic complexes: the Grand Brûlé complex associated with the old Les Alizés volcano, and a complex beneath the Plaine des Sables-Enclos Fouqué area associated with the Ancient Shield stage.

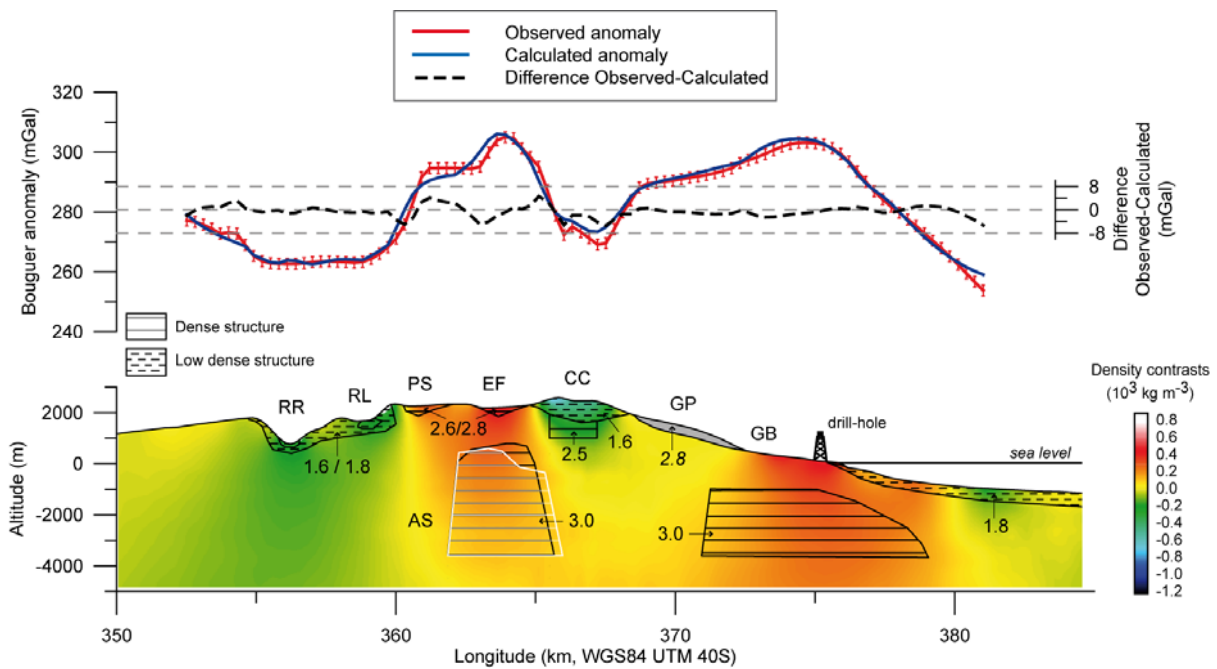


Figure 8: 2D $\frac{1}{2}$ model of a WE profile crossing the Piton de la Fournaise summit, superimposed on a section of the 3D inversion model. The Grand Brûlé deep body is truncated at a distance of 5 km to the north and to the south; the intrusive complex of the ancient volcanic center of Piton de la Fournaise is truncated at a distance of 10 km to the north and south. The pile of thick, dense lava flows in the Grandes Pentes area appears in grey since the presence of this structure is not well established. The central high velocity body is considered.

Two alternative models are presented for the Ancient Shield structure (structure either affected or not by the Enclos Fouqué fault: grey or black structure respectively).

The observed gravity curve is calculated for a correction density of $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, error bars are shown for the observed curve. Labels refer to the main places: Rivière des Remparts (RR), Rivière Langevin (RL), Plaine des Sables (PS), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Grandes Pentes (GP), Grand Brûlé (GB).

VI.2.2. Magnetic structure of Piton de la Fournaise

VI.2.2.1. General magnetic structure of the volcano

The magnetic map of Piton de la Fournaise (Fig. 4) suggests that the volcano is underlain by reversely magnetized rocks whose top could be located at shallow depths on the northern and eastern flanks. We have, therefore, firstly tested models where Piton de la Fournaise would have a constant normal magnetization, and the substratum a constant reverse one with its bottom fixed at -4000m.

2D $\frac{3}{4}$ tests have been carried out along 3 profiles shown on figure 9a.

We have investigated the geometry at depth of the normally magnetized rocks of Piton de la Fournaise for three values of magnetization: 8, 12 and 14 A m^{-1} . The underlying substratum has a constant -6 A m^{-1} magnetization. As expected, the formations of Piton de la Fournaise are thicker for low magnetization and thinner for higher magnetization. The differences between the thicknesses of the modeled layer for the three values of magnetization are globally higher for the higher elevation areas of Piton de la Fournaise, i.e. where the thickness of the massif is expected to be maximal. Since a very pronounced and unrealistic root is required above these areas for the lowest magnetization value (8 A m^{-1}), we will not discuss the associated models.

We therefore favor the models with the higher magnetizations where this root is flatter, although it is clear that assigning a constant magnetization for the whole Piton de la Fournaise massif is a great generalization of reality. One reason to explain this apparent root could be that the center of the massif, which is younger, has a higher magnetization than the outer flanks. Therefore, when we consider a constant magnetization, the thickness of the model has to be greater in this area.

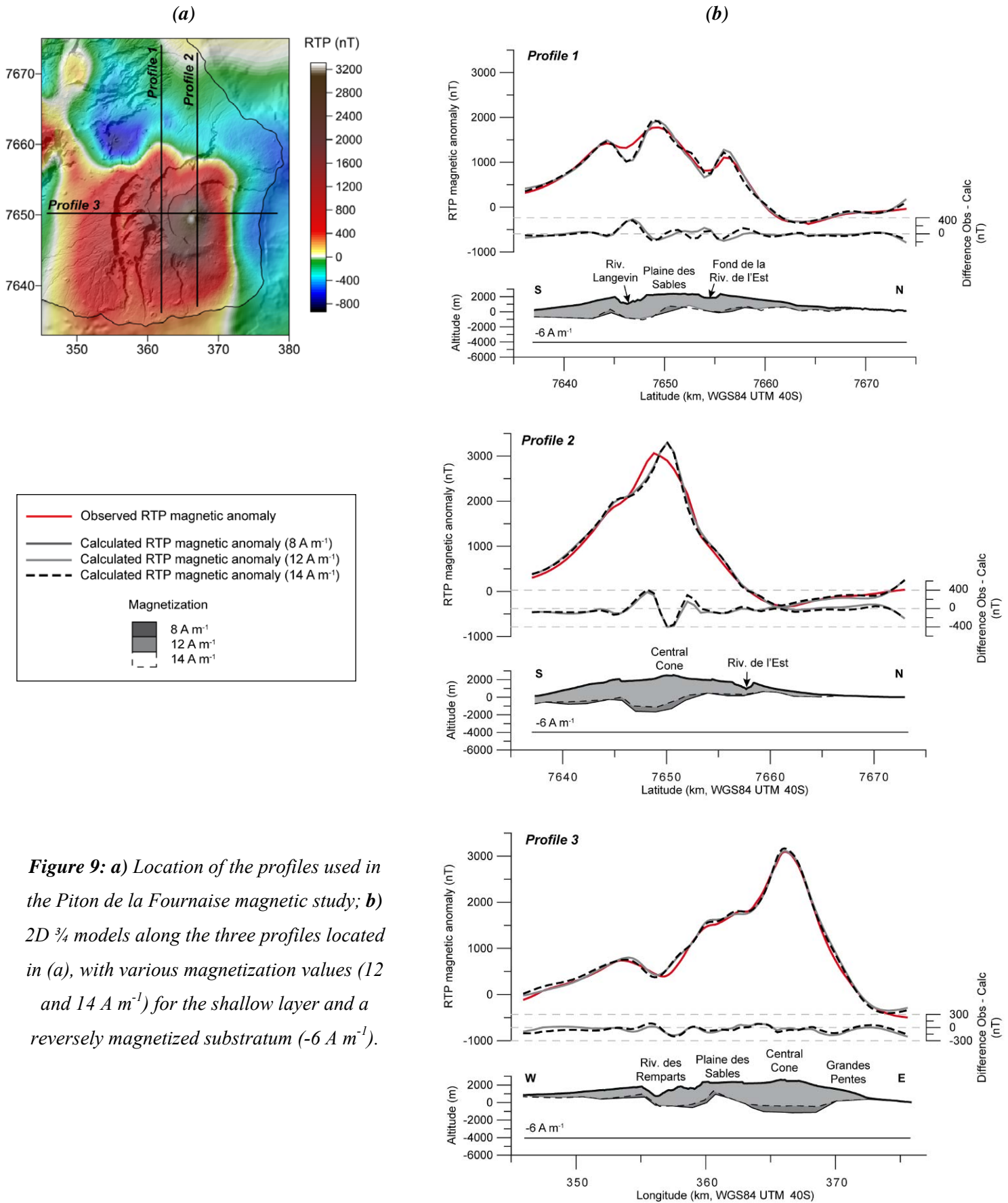


Figure 9: a) Location of the profiles used in the Piton de la Fournaise magnetic study; b) 2D $\frac{3}{4}$ models along the three profiles located in (a), with various magnetization values (12 and 14 A m⁻¹) for the shallow layer and a reversely magnetized substratum (-6 A m⁻¹).

In addition, in the models, the shorter wavelength anomalies are explained by irregularities at the base of the models. Explaining them by internal magnetization heterogeneities would probably be more realistic. However, the inferred small thickness of the normally magnetized rocks to the south and north of Piton de la Fournaise is in full agreement with the available ages at the bottom of the Rivière des Remparts, Rivière Langevin and Rivière de l'Est valleys, where ages of more than 500 ka (i.e. close to the Brunhes-Matuyama reversal) have been measured (Gillot and Nativel, 1989). To the north of the massif particularly, the normally magnetized formations associated with Piton de la Fournaise appear to be very thin. To the east, also, the normally magnetized formations are thin, and the presence of underlying reversely magnetized rocks is suggested by the magnetic anomaly pattern both on land and offshore (Gailler and Lénat, accepted in JGR). In addition, the deep drill hole carried out in the Grand Brûlé area (Rançon et al., 1989) shows that Piton de la Fournaise formations cannot be thicker than about 1 km in this zone.

VI.2.2.2. *The structure of the central active zone*

The central active zone of Piton de la Fournaise is characterized by a strong positive RTP magnetic anomaly. A large part of this anomaly is clearly caused by the relief of the area and also probably by the fact that it is mostly built by young lava flows that tend to have a higher magnetization than the older ones (Smith et al., 2001). However, the maximum of the anomaly is not exactly centred on the Central Cone but is slightly offset to the south (Fig. 10a). This pattern seems to be real, because it is always observed on RTP maps calculated with different magnetization directions, from that of a geocentric axial dipole to that of the present day magnetic field. In this area, different phenomena can generate magnetization contrasts, and particularly the presence of hydrothermal and magmatic systems (Lénat and Bahèlery, 1990; Lénat et al., 2000; Peltier et al., 2007 and 2009) that can lower the rocks magnetization.

In order to appraise the effect of a low magnetization material beneath the summit, the 2D model along profile 2 of figure 9 has been modified (Fig. 9b). This model with a constant magnetization at 12 A m^{-1} is modified with the adjunction of a shallower layer with a higher magnetization (18 A m^{-1}) and a non magnetized cylinder below the Dolomieu crater to simulate the presence of a hydrothermally altered zone and possibly the presence of magma.

The observed magnetic signal is well reproduced considering a 2200 m high cylinder extending from sea level to about 250 m below the surface. The shallower higher magnetized layer is about 1800 m thick beneath the summit. It extends farther to the south of the Cone than to the north in the model, but this could be an artefact of the 2D approach that does not take into account the difference in the topography between the NE and NW parts of the Enclos (i. e. the presence of a depression to the NE).

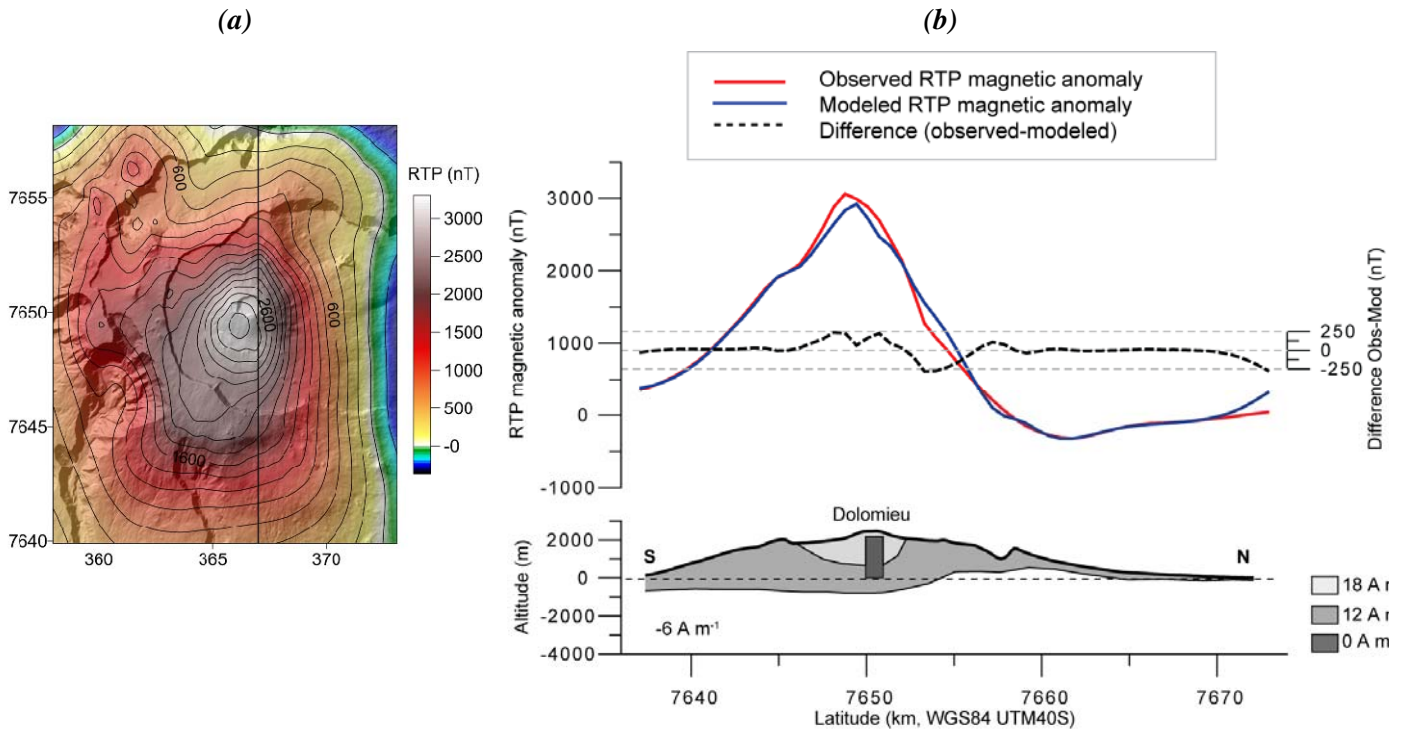


Figure 10 : *a*) Extract of the RTP magnetic anomaly map (contours interval : 200 nT) with the southward offset of the positive anomaly to the south of the summit of Piton de la Fournaise, and location of the study profile (profile 2 on figure 9); *b*) 2D $\frac{3}{4}$ model along the profile located in (a). The normally magnetized lower layer (12 A m^{-1}) and the shallower higher magnetized one (18 A m^{-1}) are truncated at a distance of 5 km to the east and 17 km to the west. The non magnetized cylinder beneath the summit is truncated at a distance of 2 km in both directions.

Although the model remains simple, it strongly supports both the higher magnetization of the most recent part of the volcano and the presence of a low magnetized zone beneath the summit. This latter is necessary to explain the offset of the anomaly maximum from the summit, but its geometry cannot be constrained with the available magnetic data.

VI.2.3. Resistivity structure of Piton de la Fournaise

The resistivity structure of Piton de la Fournaise can be summarized along the W-E profile presented in figure 11. It crosses the Plaine des Cafres, the Rivière des Remparts, the Plaine des Sables, the Enclos Fouqué and the Central Cone. The section across Piton de la Fournaise in figure 11a shows the general pattern of the distribution of resistivities at depth. The shallower layers are the most resistive with values higher than 1000 ohm.m. They overlie conductive layers ($\sim <100 \text{ ohm.m}$) with variable thickness and resistivity values. At depths of a few kilometers the layers become more resistive ($> 100 \text{ ohm.m}$.)

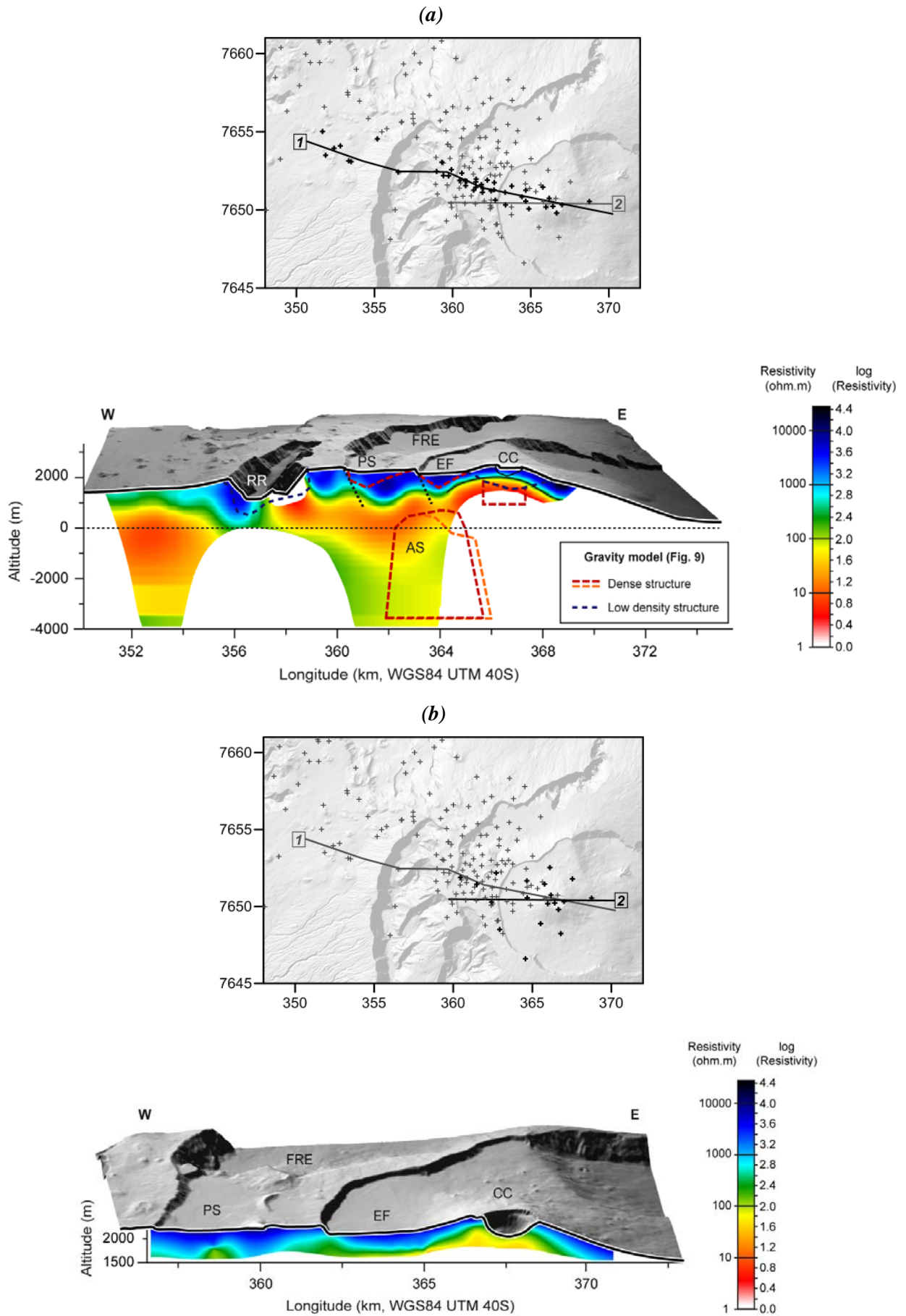


Figure 11: Resistivity sections superimposed onto 3D views of the topography. The location of the profiles and of the soundings is shown on a map at the top of each figure. The bold symbols show the stations used to construct the 2D section. **a)** 2D MT model. The zones not constrained by the sounding are whitened. The boundaries of the gravity structures proposed by Gailler et al. (2009) are superimposed; **b)** Shallow resistivity structure obtained from the 2D interpolation of 1D TDEM models.

Labels refer to the main structures: Rivière des Remparts (RR), Plaine des Sables (PS), Enclos Fouqué (EF), Central Cone (CC), Ancient Shield hypovolcanic complex of Piton de la Fournaise (AS), Fond de la Rivière de l'Est (FRE).

The thickness of the shallow resistive layer ranges between about 400 m beneath the Central Cone to about 1000 m beneath the Enclos Fouqué and the Plaine des Sables. Clear variations in the thickness of these layers coincide with the faults limiting the main volcano-tectonic structures. In this volcanological context, these resistive layers are easily identified as piles of water-unsaturated lava flows near the surface and lava flows saturated with fresh water at depth. We note a good correlation between the thickness of the highly resistive layers to the west of the Enclos and the Plaine des Sables with zones interpreted as piles of dense lava flows filling paleo-depressions in the gravity study of Gailler et al. (2009).

The conductive layers are shallowest beneath the Central Cone and form a dome with its top at about 2000 m asl beneath the Dolomieu crater (Fig. 11a, b). This pattern has been well described by Lénat et al. (2000) who interpreted it in terms of an active hydrothermal system. The detailed interpretation (Fig. 11b) suggests that the new Dolomieu crater intersects the hydrothermal zone. Indeed, since the Dolomieu crater collapsed 350 m in 2007, fumaroles and patches of wet soil, created by vapour condensation, can be observed inside the crater at depths of about 200-250 m beneath the surface. This gives strong support for the identification of low resistivity layers with hot and hydrothermally altered rocks in this area. As also described by Lénat et al. (2000), this conductive structure extends over most of the Enclos, becoming deeper away from the summit.

To the west, the conductive structure of the Enclos virtually coincides with another conductive structure extending from beneath the Plaines des Sables to the eastern bottom of the Rivière de l'Est. The low resistivity values (<10 ohm.m) found in the conductive structure exclude an interpretation in terms of fresh water-saturated lava flows. In this context, several processes can contribute to create such low resistivities: the presence of hot mineralized fluids (hydrothermal circulation), the presence of clay minerals (hydrothermal or meteoric alteration, or presence of breccias rich in clay minerals), or a combination of both. We note that this area coincides with the location of the Ancient Shield (Bachelery and Mairine, 1990) of Piton de la Fournaise. Its hypovolcanic dense intrusive complex

(Fig. 11a), inferred from the gravity modelling by Gailler et al. (2009), could have been the heat source for a large hydrothermal system during the early stages of Piton de la Fournaise until the volcano center shifted to its present location in the Enclos. Therefore, the conductive zone beneath the Plaine des Sables could, at least in part, correspond to a fossil hydrothermal system. However, the correlation between the dense body (Fig. 11a) and the resistivity section is not obvious.

The dense body is assumed to be composed mainly of gabbros and cumulates of dense minerals (olivine, pyroxene). These rocks usually have a low permeability and should therefore show higher resistivities than more permeable, water-saturated, lava flows. Although the resistivity values significantly increase beneath the conductive structure, the available data (particularly the lack of deep soundings to the east) do not allow us to unambiguously identify a pattern that could be associated with the inferred dense body. Similarly, the low density terrains inferred by Gailler et al. (2009) to exist beneath the Rivière des Remparts are not individualized in the resistivity section. In this case, the resolution of the MT soundings may be too low with regard to the assumed size of the gravity structure.

On the western side of the Rivière des Remparts, in the area that corresponds to the western flank of the Ancient Shield and to a portion of the Plaine des Cafres, the same general pattern of resistivity with depth is observed with, however, some noticeable differences. It should first be stressed that this area is covered by a limited number of soundings, and that the resolution of the model is therefore poorer than to the east. In the Plaine des Cafres area, the thickness of the highly resistive pile of lava flows is noticeably lower than on Piton de La Fournaise. This could indicate that the layers are more altered in this area. Near sea level, the resistivity values become very low (< 10 ohm.m). Because this area was not located above a central volcano, these low resistivities cannot be related to the presence of a large hydrothermal system, although a pervasive hydrothermal alteration around the intrusions that have fed the numerous cinder cones of the area cannot be excluded. The presence of sea water could provide a satisfactory explanation for the low resistivity pattern in this area. In addition, depending of the amplitude of the flexure beneath the island, hyaloclastite layers could be present at a certain depth. These rocks usually contain hydrated minerals and have a low resistivity

VI.3. The Piton des Neiges structure

VI.3.1. Gravity structure of Piton des Neiges

The positive anomaly at the center of the Piton des Neiges volcano is the largest (both in amplitude and extent) feature of the gravity map (Fig. 2). This anomaly has been modelled using three techniques and the results are shown on figures 12 and 13.

As previously mentioned the rocks that create this anomaly are assumed to be gabbros and cumulates (see section V.2.). We therefore assume a density contrast of $0.5 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ between the dense complex and the surrounding homogeneous rocks affected by the density correction ($2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$). In addition, a 3D inversion has been carried out using GMSYS-3D (Fig. 12). For that purpose, the data should be upwardly continued on a flat plane to an altitude of 3060 m, just above the altitude of the Piton des Neiges summit, and the base of the model has been fixed to -4000 m. Figure 12 shows the results of a 3D model obtained by inversion with GMSYS-3D (surface-oriented model). The model culminates beneath the summit of Piton des Neiges, and its lateral extension nearly coincides with the three major cirques and the paleo-cirque of Bébou-Bélouve. The top of the eastern portion of the structure is significantly deeper and extends practically to the Plaine des Palmistes.

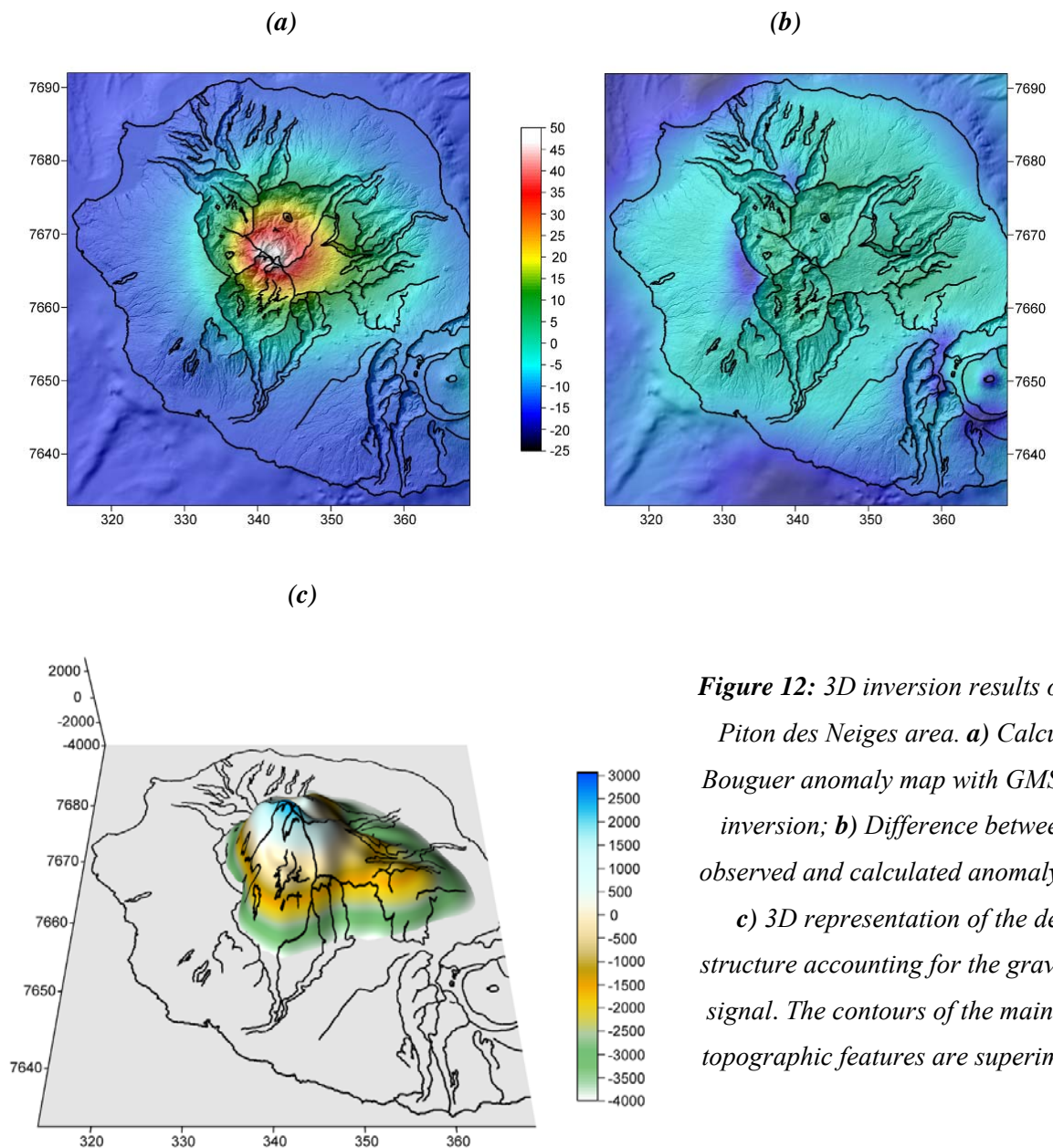
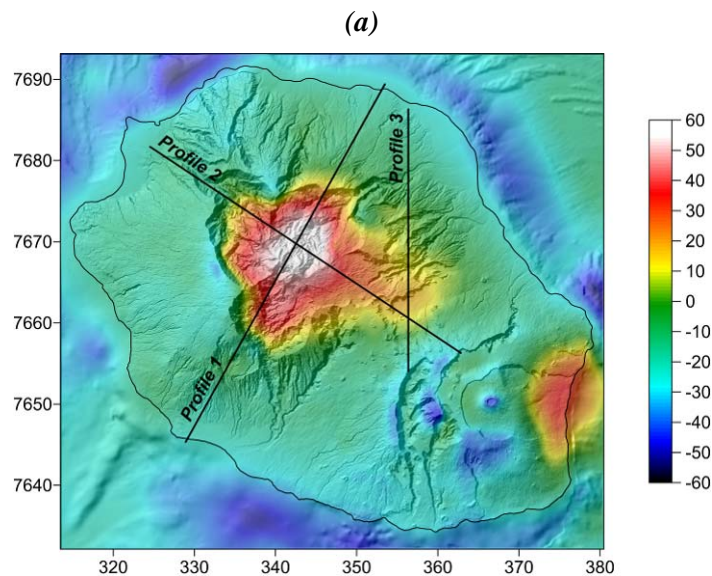


Figure 12: 3D inversion results over the Piton des Neiges area. **a)** Calculated Bouguer anomaly map with GMSYS-3D inversion; **b)** Difference between the observed and calculated anomaly maps; **c)** 3D representation of the dense structure accounting for the gravimetric signal. The contours of the main island topographic features are superimposed.

This model and a second one obtained by inversion using GRAV3D (smooth boundaries) have been used to help with the construction of 2D $\frac{3}{4}$ models (Fig. 13). The base of the model remains fixed at a depth of -4000 m, and both the surface and the lateral extent have been iteratively adjusted to fit the observed anomaly. The top of the models are in agreement with the gabbro outcrops in the Salazie and Cilaos Cirques (profile 1 on figure 13). Like the 3D models, the 2D ones are compatible with the continuity between the central complex and its extension beneath the Bébour-Bélouve and Plaine des Palmistes areas (profile 3 on figure 13). In these areas, the top of the complex deepens significantly, and the structure vanishes beneath the Plaine des Palmistes. The 2D models, as with the 3D ones, also suggest a rise of the dense body beneath the summit area (profiles 1 and 2 on figure 13). The rise of gabbros at a higher elevation than in the bottom of the Cirques in this area is not supported by geological observations. However, the central zone is characterized by a notably high density of dykes and sills (e.g. Rançon, 1982) whose density is higher (no vacuoles) than that of the exogenous rocks. We therefore infer that the general model integrates the presence of this shallow complex of dykes and sills.

Accordingly, a good overall coherence thus appears between the results obtained with the three modelling approaches since all produce very similar dense complex geometries.



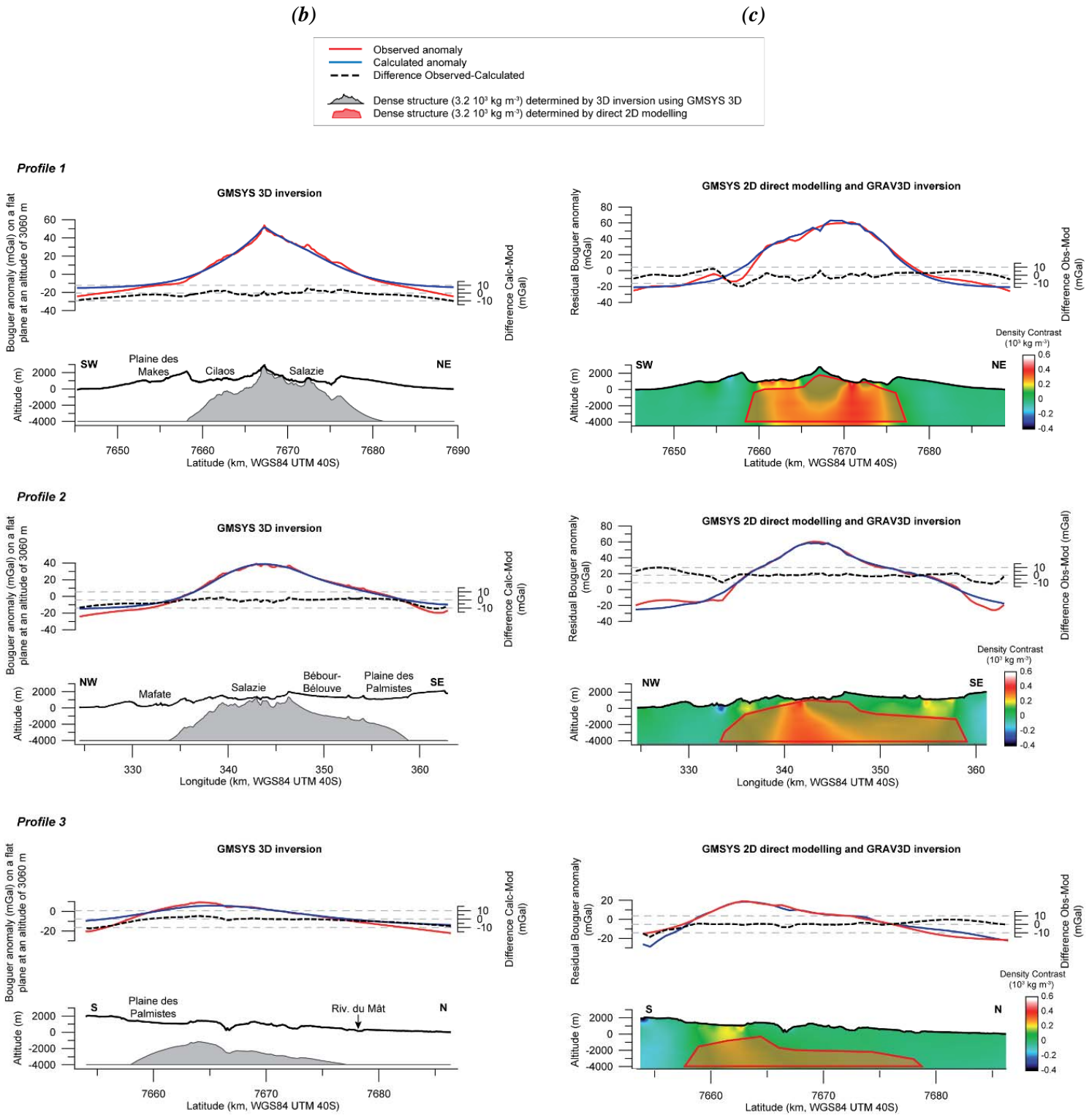


Figure 13 : Bouguer anomaly models along profiles 1, 2 and 3 shown in a); b) slices in the 3D models computed with GMSYS 3D; c) 2D $3/4$ models superimposed onto the slices in the GRAV3D model; the 2D $3/4$ structures are truncated at a distance of 10 km to the north-west and 20 km to the south-east for the profile 1, 7 km to the east and 21 km to the west for profile 2, 12 km to the north-west and 14 km to the south-east for profile 3.

VI.3.2. Magnetic structure of Piton des Neiges

VI.3.2.1. General magnetic structure of the volcano

The magnetic anomaly map of Piton des Neiges is broadly similar to that of the age distribution of surface rocks (Fig. 6a). Negative magnetic anomalies are observed where the largest outcrops of rocks older than the Brunhes-Matuyama reversal are mapped. However, in detail, the magnetic map appears to provide a smoother or more integrated image of the pre- and post-Brunhes-Matuyama reversal formations. This pattern can be easily understood if we consider that the bulk of the massif is constructed of rocks older than 0.780 Ma blanketed by more recent formations. The thickness of the Brunhes period rocks must be significantly greater in order to create a positive anomaly which will overcome the generally negative signal created by the bulk of the massif at the altitude of the aeromagnetic survey (3500 m).

In order to evaluate the thickness of the Brunhes period formations, we have constructed 2D $\frac{3}{4}$ models along selected profiles crossing the main magnetic features (Fig. 14a). This approach is similar to that carried out on Piton de la Fournaise. The Brunhes period rocks are assigned a constant normal magnetization of 10 A m^{-1} and the pre-Brunhes substratum a constant reverse one of -6 A m^{-1} . The magnetization of the Brunhes period rocks have been set to a lower value than that of Piton de la Fournaise, because the rocks from the Differentiated Series of Piton des Neiges will tend to have a lower magnetization than that of the basalts of Piton de la Fournaise. The limitations of these models are obvious from the fact that a constant magnetization is considered and that the magnetization value is poorly constrained. However, this approach allows us to derive general information on the relative thickness of the Brunhes formations in the different areas. A lower magnetization of the Brunhes formations would result in a larger thickness of the latter. The shorter wavelength anomalies are explained by irregularities at the base of the Brunhes period formations but they more probably correspond to internal magnetization heterogeneities. The problem of the poorly magnetized breccias and erosion products recognized in the cirque bottoms and in some peripheral areas (Demange et al., 1989; Bachèlery et al., 1996; Bachèlery et al., 2003) is not addressed in this modelling. However, these formations generally are fairly thin and can be ignored on the scale of the general model derived here.

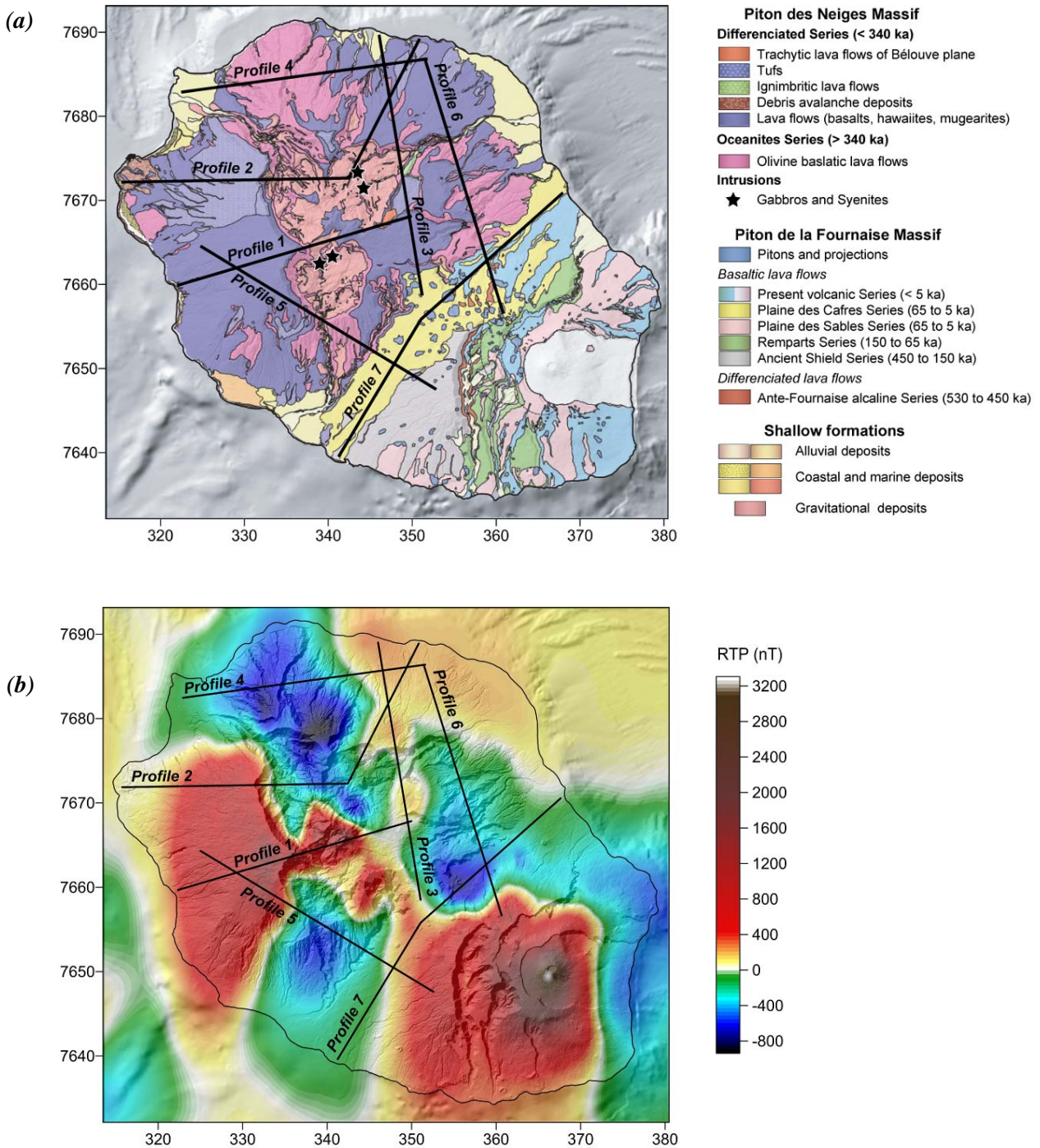


Figure 14 (1): Location of the study profiles **a)** on the geological map (after Bachèlery and Mairine, 1990; Bachèlery et al., 2006); gabbros outcrops are underlined with black stars, and **b)** on the RTP magnetic anomaly map. Coordinates in km (WGS84, UTM 40S).

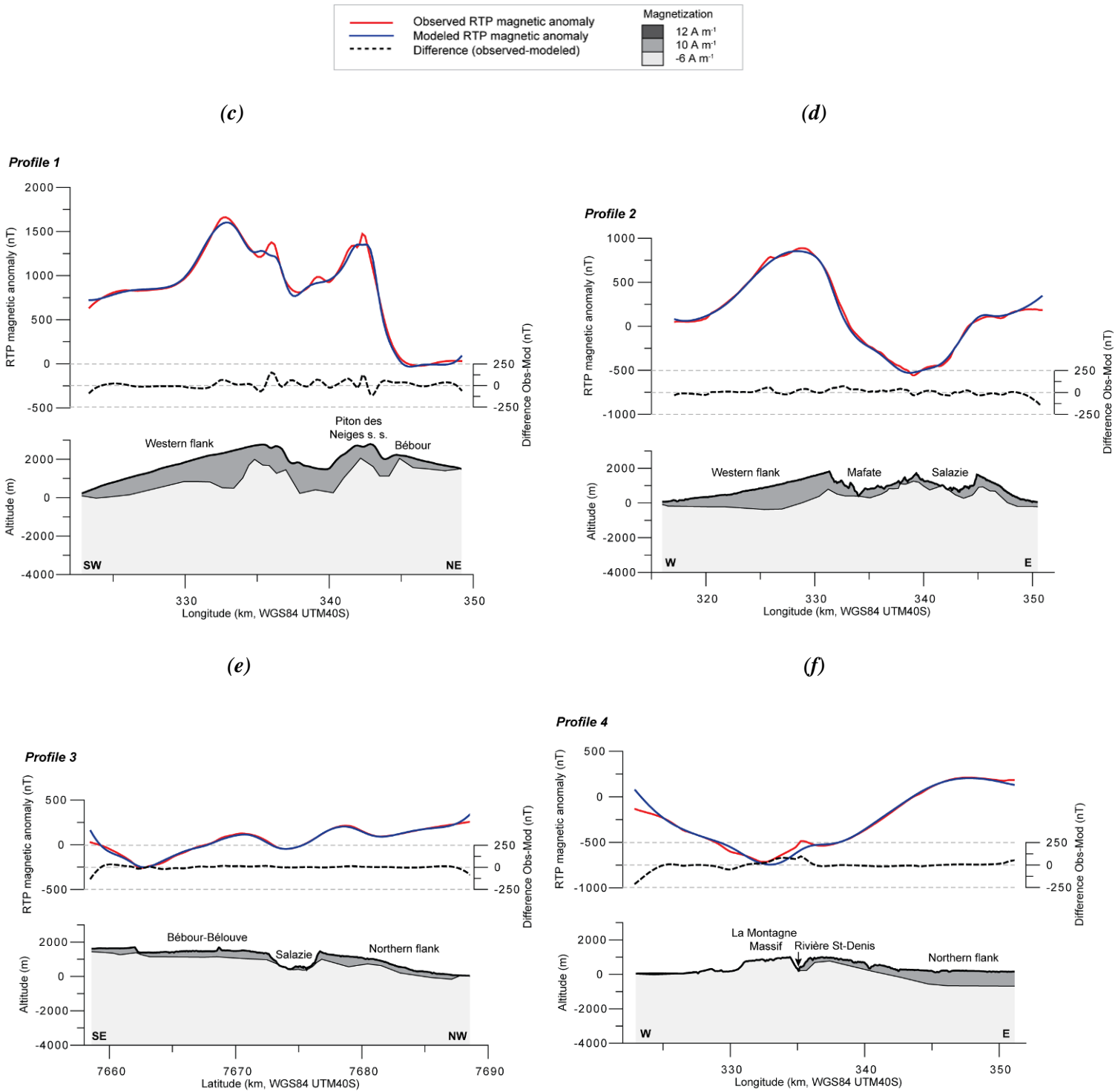


Figure 14 (2): $2D^{3/4}$ models along the profiles located in (a) and (b): **c)** the structures are truncated at a distance of 8 km to the north and 24 km to the south; **d)** the structures are truncated at a distance of 8 km to the north and 24 km to the south; **e)** the structures are truncated at a distance of 12 km to the north-east and 5 km to the south-west; **f)** the structures are truncated at a distance of 10 km to the north and 15 km to the south.

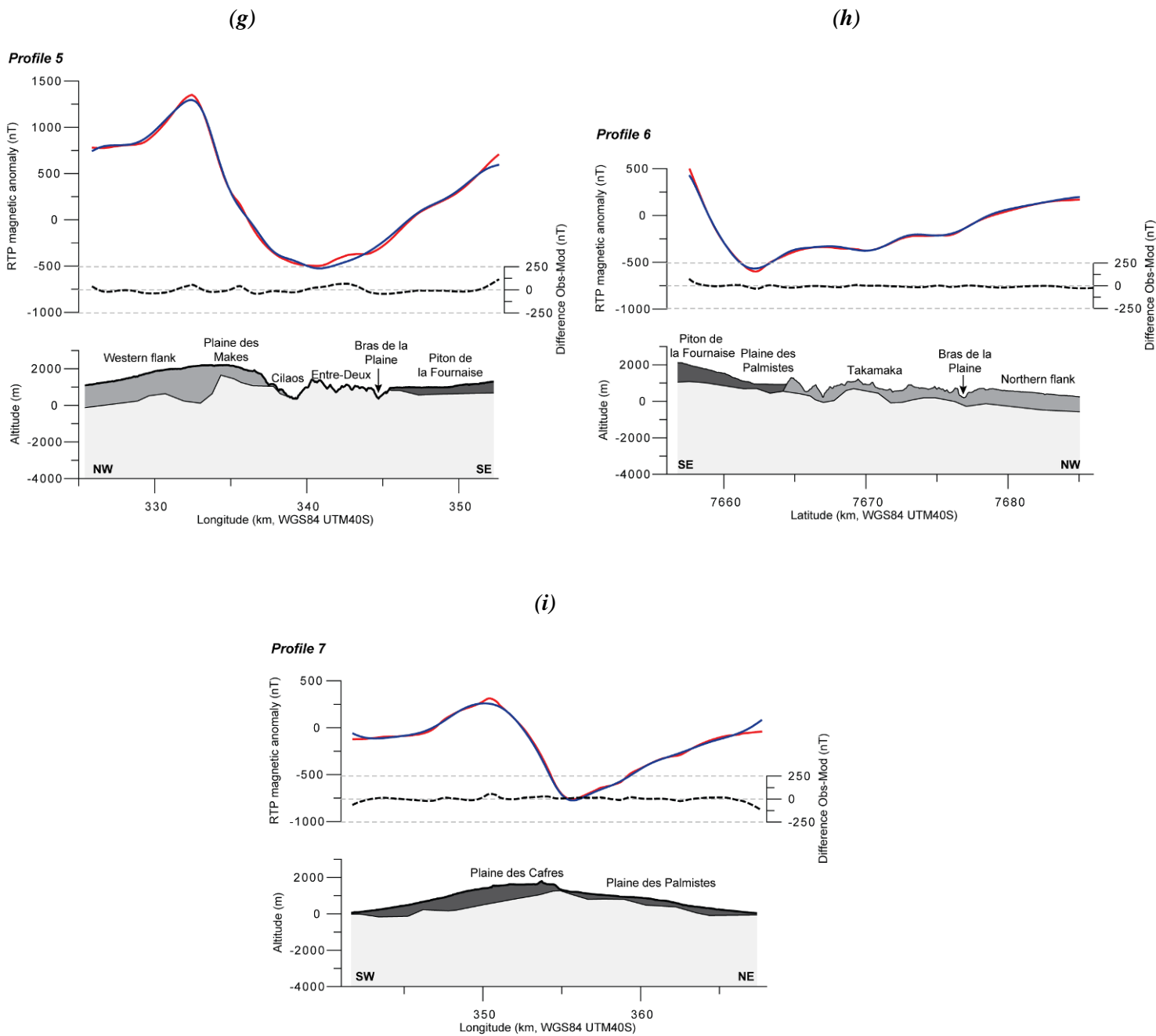


Figure 14 (3): 2D $\frac{3}{4}$ models along the profiles located in (a): **g**) the structures are truncated at a distance of 14 km to the north-east and the south-west; **h**) the structures are truncated at a distance of 12 km to the north-east and 10 km to the south-west; **i**) the structures are truncated at a distance of 16 km to the north-west and 30 km to the south-east.

VI.3.2.2. Central zone of Piton des Neiges

The Piton des Neiges sensu stricto is associated with a strong positive RTP magnetic anomaly whereas the three main cirques mostly exhibit a negative magnetic signal. The thickness of the Brunhes period rocks beneath the central area is approximately 1000 m in the model (Fig. 14c), and decreases in the adjacent cirques where only some topographic highs show a significant thickness. However, in the Bébour-Bélouve depression, also associated with a positive anomaly, a pile of Brunhes rocks a few hundreds of meters thick is modelled, in agreement with the geological observations (Kieffer, 1990).

VI.3.2.3. North-northwestern area of Piton des Neiges

The profile 3 on figure 14 crosses La Montagne Massif and a part of the northern flank characterized by negative and positive anomalies respectively. This pattern is globally in agreement with the surface geology (Fig. 14a), although there is not a strict match between the extent of the anomalies and that of the pre- and post-Brunhes formations. This is straightforwardly explained by the model showing that a significant cover of Brunhes period rocks must exist to create a positive anomaly. The model (Fig. 14f) thus shows the virtual absence of Brunhes period rocks over La Montagne Massif and their presence on the northern flank with thickness rising to about 850 m on the lower slopes of the flank.

VI.3.2.4. Western flank of Piton des Neiges

This area of the Piton des Neiges volcano is the least eroded part of the massif. It is covered by a pile of formations belonging to the Differentiated Series (< 0.350 Ma) and corresponds to a large and broad positive RTP anomaly (Fig. 14b) suggesting the presence of a significant thickness of Brunhes period rocks in this area. The eastern limit of the anomaly coincides with the rim of Mafate Cirque, and partially with the Cilaos Cirque rim and the Plaine des Makes depression. The models (Fig. 14c, d, g) show the thickest accumulation of Brunhes period rocks over the Piton des Neiges volcano. For the considered magnetization values, the series would reach a thickness of about 2000 m.

VI.3.2.5. Southern flank of Piton des Neiges

The southern flank corresponds to the south and south-west areas of the Cilaos Cirque. Its western and eastern limits are the western flank of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise, respectively. Geologically, this area is mostly occupied by old rocks from the Oceanites Series, sometimes locally covered by thin sequences of rocks from the Differentiated Series (Fig. 14a). The presence of a negative magnetic anomaly is thus easily explained. However, we note that the anomaly

extends farther to the east than the boundary with Piton de la Fournaise (Fig. 4b and 14b). This suggests that pre-Brunhes rocks constitute the basement of Piton de la Fournaise in this area and that the thickness of Piton de la Fournaise lavas is relatively low here. The model on profile 5 (Fig. 14g) illustrates well this general structure of the southern flank.

VI.3.2.6. Northern flank of Piton des Neiges

The northern flank, where covered by formations from the Differentiated Series (Fig. 14a), presents a surface almost as pristine as that of the western flank. In these areas, we observe positive anomalies, but the latter are less large than the anomaly associated with the western flank. This suggests that the thickness of the Brunhes period formation is lower than beneath the western flank, as supported by the models (Fig. 14d, e, h).

VI.3.2.7. Piton des Neiges - Piton de la Fournaise transition

The southern transition has already been described above (section VI.3.2.5). In the central part of the island, the area between the two volcanoes is covered by cinder cones and lavas flows from the recent (< 65 ka) Plaine des Cafres Series (Bachèlery, 1981; Chevallier and Bachèlery, 1981; Fig. 14a). This series is contemporaneous with construction of Piton de la Fournaise, and is only distinguished from the latter by the geographical distribution of the vents. Its lava flows cover the areas down to the sea to the SW of the Plaine des Cafres and to the NE, including the Plaine des Palmistes depression.

We have already noted, to the south (Fig.9b, profile 3 and Fig. 14g), the thickness of the Piton de la Fournaise formations (including the Plaine des Cafres Series) progressively decreases towards the west.

To the north, and particularly in the Plaine des Palmistes area, the presence of a negative anomaly suggests that the Piton de la Fournaise formations are relatively thin whereas the positive anomaly in the Plaine des Cafres area suggests a greater thickness. This general pattern is well supported by the model along profile 7 (Fig. 14i).

VI.3.3. Resistivity structure of Piton des Neiges

The profile on figure 15 is used to study the resistivity structure of Piton des Neiges. From south to north, it crosses the Cilaos Cirque, the Piton des Neiges summit, the Salazie Cirque and a portion of the northern flank (Roche Ecrite). The resistivity pattern is significantly different from that of Piton de la Fournaise. Shallow resistive layers are not widespread, but appear only in some places. Conductive layers dominate except beneath the cirques where a dome of resistive layers is observed.

(a)

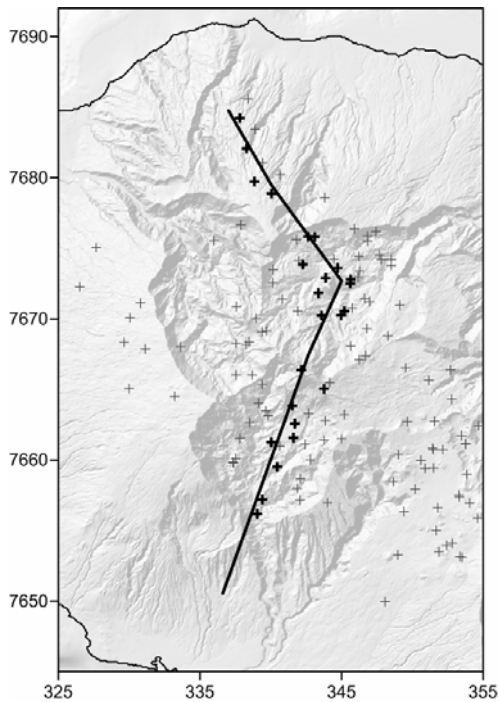
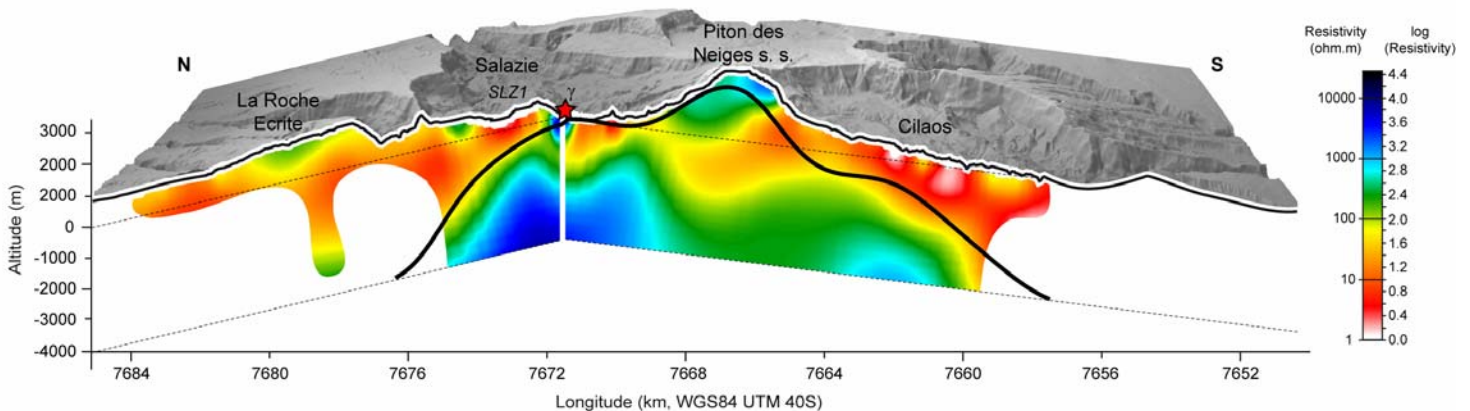


Figure 15: **a)** Location of the study profile. The bold symbols show the stations used to construct the 2D section; **b)** 2D inversion MT model, superimposed onto a 3D view of the topography along the profile shown in (a). The red star locates the outcrop of gabbro (γ) in Salazie Cirque. The area of the deep exploration well is located (SLZ1). The thick black contour represents the Piton des Neiges hypovolcanic dense complex obtained through GMSYS-3D inversion (VI.3.a). Areas unconstrained by the soundings are whitened.

(b)



On the northern flank, the shallow terrains are moderately resistive (about 100 ohm.m) and have thicknesses ranging between 400 m and 1100 m. At depth, the layers become conductive. This pattern is in good agreement with the geological section of the northern rim of the Salazie Cirque. The upper portion of the section shows mostly a pile of lava flows beneath which a series of extensively altered formations is observed.

The shallow layers in the cirques are typically conductive, in agreement with the geological nature of the rocks. Indeed, the bottoms of the cirques are mostly composed of breccias of various origin overlying lava flows and hyaloclastites (Demange et al., 1989). All these rocks are usually altered and invaded by secondary minerals such as chlorite, zeolites, serpentine and clays. They are therefore conductive rocks and, in addition, they can become saturated with sea water at depth.

Between the two cirques, the Piton des Neiges summit ridge shows high resistivity layers (about 1400 m thick). This pattern is explained by the geological nature of this area which is mostly composed of lava flows, scoriaceous formations and a dense network of dykes and sills. Most of this volume is water unsaturated.

The major feature of the resistivity section is the presence of a huge dome of resistive rocks beneath the zone encompassing the cirques and the central area. A correlation can be established between this dome and the dense body revealed by the gravity study (see above). As previously indicated, a hypovolcanic complex is mostly composed of resistive rocks. In the cirques, the boundaries of the gravity model of the complex and transition to high resistivities are in good agreement, except locally in the Cirque of Salazie and beneath the summit area. In Salazie, a shallow short wavelength resistive structure is observed beneath a sounding made close to a gabbroic outcrop. However, we are not able to determine whether the resistive feature is real or due to a measurement problem at this sounding.

The misfit between the top of the model of the dense gravity body and that of the high resistivity zone is marked beneath the summit zone. We have seen above that the gravity model in this zone is, on the one hand, less constrained because of the poor data coverage of this area and, on the other hand, probably influenced by the high density of sills and dykes found at shallow depth in the central zone. We have also to differentiate the gravity and the resistivity response for a given rock. The upper part of the hypovolcanic complex might be hydrothermally altered. In this case, it can keep a high density but become electrically more conductive. The geometry of the resistive body beneath the cirques suggests that this phenomenon is widespread at the top of the hypovolcanic complex, because, although patches of gabbros outcrop in the cirques, we observe low resistivity values down to depths of hundreds of meters to kilometers. A model, coherent with both resistivity and gravity observations, would be to consider that the large hypovolcanic complex has developed a widespread hydrothermal alteration in its upper part, and in the overlying terrains. This would explain the thick conductive cap around the top of the complex. Beneath the central zone, the hydrothermal alteration could have been stronger, resulting in the deepening of the conductive cap beneath the summit.

VII. INTERPRETATION OF THE LARGE SCALE STRUCTURES OF THE ISLAND

VII.1. A reconstructed image of La Réunion surface at the Brunhes-Matuyama reversal

We have shown in previous sections that the general magnetic structure of the volcanoes can be described as a mass of pre-Brunhes-Matuyama reversal rocks, locally covered by a series of formations from the Brunhes period of variable thickness.

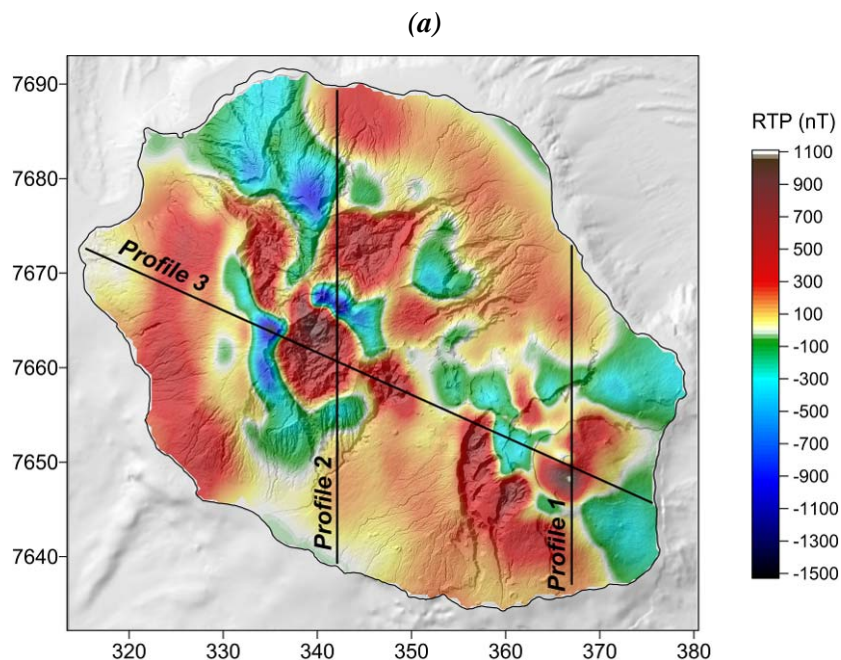
For each volcano, a simple 2D model along selected profiles has allowed us to delineate the main vertical distribution of the two series of rocks. This approach can be generalized in 3D for the whole island (Fig. 16). It has been carried out using a GMSYS-3D inversion method with the same type of constraints as for the 2D approach.

The pre-Brunhes substratum has a fixed constant reversed magnetization of -4 A m^{-1} and the younger rocks have a constant normal magnetization of 12 A m^{-1} except the upper part of Piton de la Fournaise which has a constant magnetization of 18 A m^{-1} . For practical reasons, the magnetization has been assumed to be the same for Piton des Neiges and the lower part of Piton de la Fournaise, although a lower magnetization is expected for the differentiated rocks of Piton des Neiges.

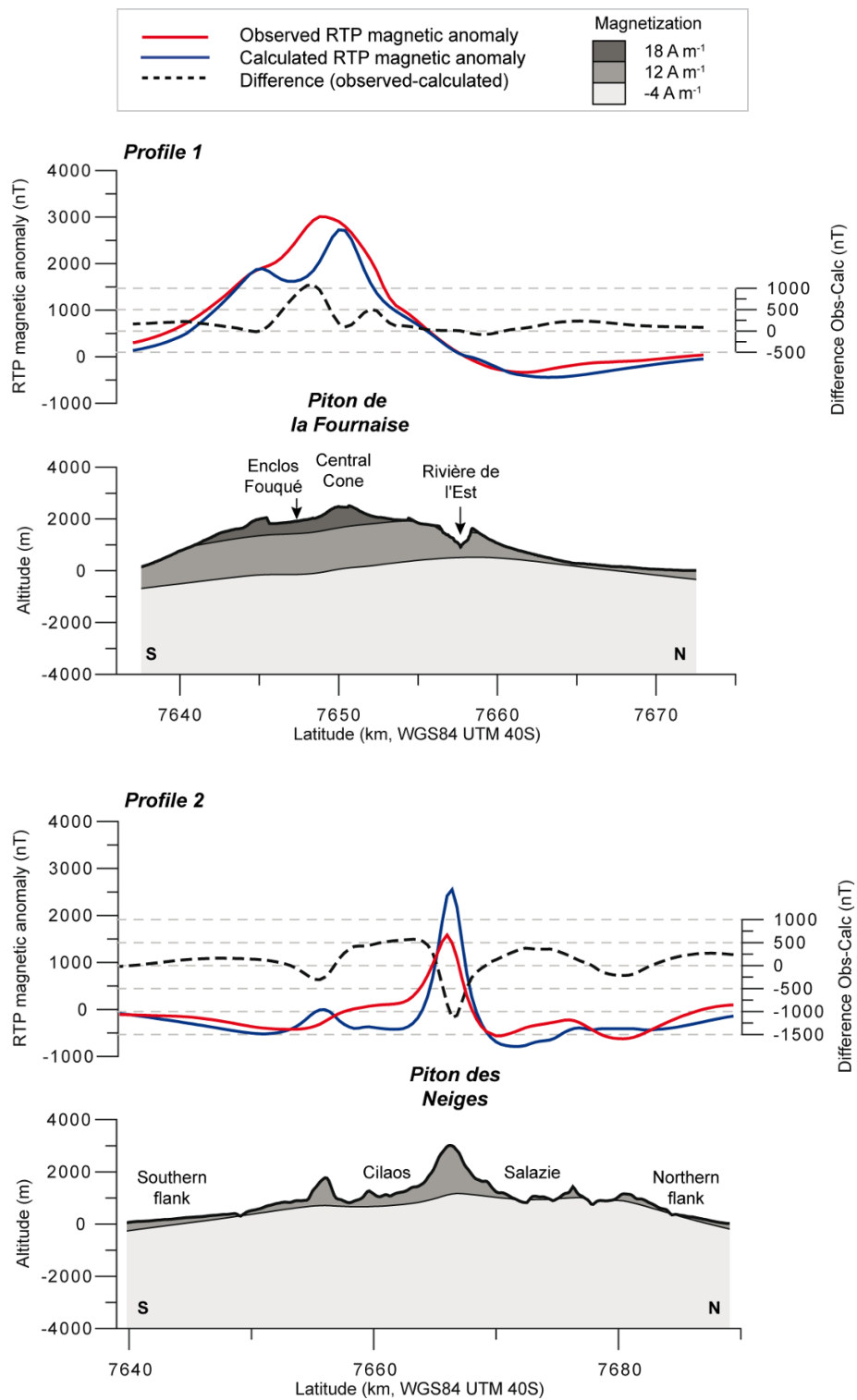
As underlined above for the 2D approach, using constant magnetizations for the two series is a crude simplification that precludes a detailed description of the magnetic structures. The magnetization heterogeneities are accounted for by varying the bottom depth of the Brunhes period series.

The intensity of the Brunhes formations magnetization determines their thickness, in other words, a lower magnetization would result in a larger thickness. Bearing in mind these modelling limits, we can however infer that the result provides correct general information on the relative thickness of the Brunhes formations in the different areas.

The observed field is suitably accounted for by the model (Fig. 16a), although some discrepancies are observed, especially for the shortest wavelengths (see profiles on figure 16).



(b)



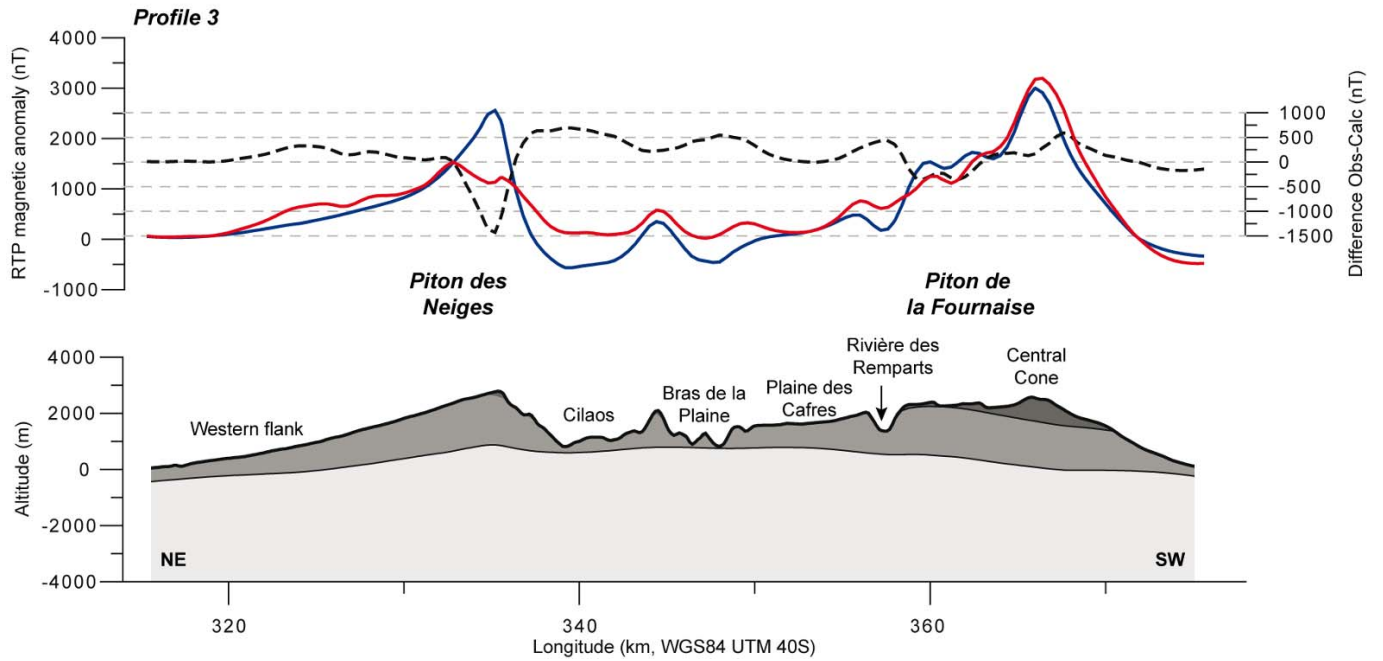


Figure 16: a) Difference between the observed and computed RTP magnetic anomaly maps; b) Slices within the 3D model computed by 3D inversion along the three profiles located in (a).

The topography at the time of the Brunhes-Matuyama reversal (Fig. 17) is simply calculated by subtracting the Brunhes period formations derived from the 3D magnetic model from the present topography. Because of the limits in the precision of the magnetic model, as specified above, the map should not be regarded as an absolute and exact reconstruction of La Réunion topography 0.78 Ma ago. Conversely, for the long wavelength features and their relative elevation, the map has a strong value and can be used to discuss the evolution of the island. We have also added the bathymetry of the top of the reversely magnetized offshore volcanic constructions modelled by Gailler and Lénat (accepted in JGR) to figure 17. There is a clear gap in elevation between the reconstruction of the island and of the offshore constructions. This shift is lower for the highest parts of the offshore constructions and it can be considerable for the lowest part. This can be easily explained if we recall that the top of the highest parts of the offshore construction is far better determined in the modelling process than deepest ones.

The most obvious feature is the island shape, radically different from the present one, exhibiting at 0.78 Ma a strong NW-SE elongation with an outgrowth toward the SW. The overall pattern shows three branches diverging from the centre of Piton des Neiges. The tip of the NW branch coincides with La Montagne Massif. The SE branch one nearly coincides with the NE coast of Piton de la Fournaise, where reversely magnetized formations have been recognized offshore (Gailler and Lénat, accepted in JGR). The direction of the SW branch globally corresponds to that of a subaerial and submarine rift zone defined by Gailler and Lénat (accepted in JGR), but not exactly. However, we

should remember that our reconstruction of the island does not have a good resolution and, therefore, the difference in orientation and location between the submarine rift zone and the SW branch of the island might only be due to the lack of resolution of the model. We also note (Fig. 17) that the dense hypovolcanic complex of Piton des Neiges shows the same global shape as the reconstructed edifice one.

Les Alizés volcano has no clear topographic expression in the on land reconstitution, especially to the north where the map suggests the flank of a construction diverging from Piton des Neiges. However, here, again, the resolution of the reconstruction may be too low to address the detailed morphology of individual edifices.

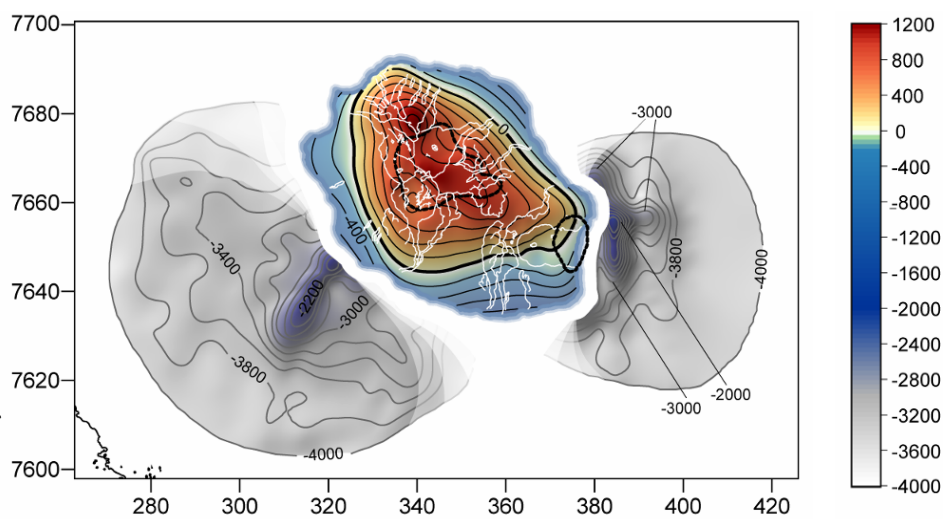


Figure 17: Morphology of La Réunion (contour interval: 200 m), and the offshore constructions (contour interval: 200 m) of Les Alizés volcano and Etang Salé zones as defined by Gailler and Lénat (accepted in JGR) at the Brunhes-Matuyama reversal 780 ka years ago; the -2000 m isocontour of the Piton des Neiges and Grand Brûlé hypovolcanic complexes are shown with thicker black lines; the main features of the present topography are shown with white lines.

VII.2. The role of the intrusive complexes in the tectonics

The dense hypovolcanic complex of the Piton des Neiges volcano is well mapped in 3D with the gravity and resistivity data, but it has no obvious magnetic signature. Its nature is well established from geological observations. Bodies of gabbros outcrop in the Salazie and Cilaos Cirques (Fig. 14a) and a 2109 m deep geothermal drill hole in Salazie have revealed several occurrences of these formations. Over these crystalline rocks, a dense network of dykes and sills is observed, particularly in the central area (Chevallier and Vatin-Pérignon, 1982; Maillot, 1999).

When its contours are superimposed on the topography (Fig. 18), it becomes striking that its location coincides with that of the main depressed areas: the three Cirques of Mafate, Salazie and Cilaos, the Bébou-Bélouve depression and, at its eastern tip, the Plaine des Palmistes. We suspect that this relationship between the morphology of the volcano and the location of the dense complex is not accidental, but that a genetic connection must exist between the two features. Similarly, a comparable relationship can be envisaged between the Grand brûlé hypovolcanic complex and the topography in this area.

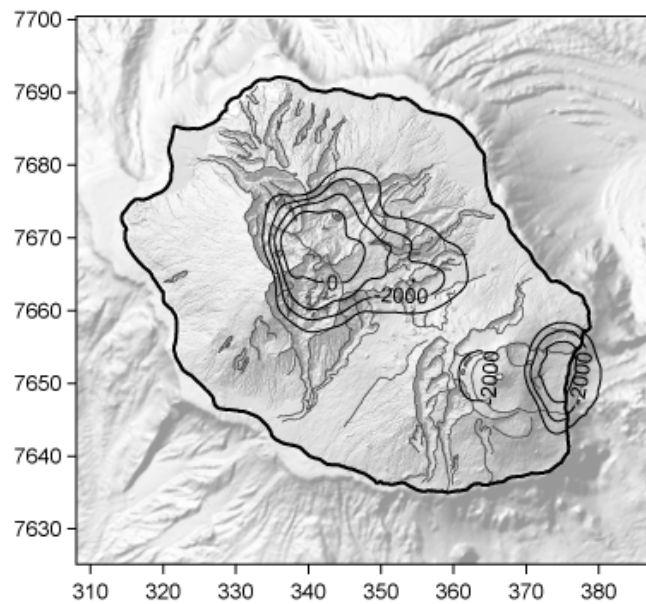


Figure 18: Contours (interval: 1000 m) of the Piton des Neiges hypovolcanic complex obtained by 3D inversion (Fig. 14c) superimposed onto the island topography.

The origin of the cirques has been widely discussed and several mechanisms have been proposed to explain their formation: caldera collapses (Defos du Rau, 1959; Chevallier, 1979; Kieffer, 1990), flank collapses (Stieltjes, 1986; Oehler et al., 2008) or passive spreading (van Wyk de Vries et al., 2001; Oehler et al., 2005).

Walker (1988) has suggested a causal relationship between subsidence of oceanic basaltic volcanoes and the development of dense intrusive complexes. For him, the “*localized excess of load of intrusive rocks*’ will subside ‘into the thermally weakened lithosphere”, creating a flexure of the lithosphere and the formation of calderas at the surface. More recently, Fernandez et al. (2009) have interpreted the long term and long wavelength subsidence of a zone in Tenerife (Canary Islands) as a result of the gravitational sinking of a dense core into a weak lithosphere. The Tenerife dense core has the same nature as that of Piton des Neiges and comparable dimensions. The observations in Hawaii and Tenerife thus support the active role of large dense bodies on the surface tectonics.

In addition, from another point of view, Clague and Denlinger (1994) have proposed that cumulates of olivine must form at depth on Kilauea volcano, creating a body that can flow as long as it remains hot enough. In these conditions, a cumulate body will influence the volcano-tectonic processes of the edifice.

Figure 19 is a sketch that illustrates the possible connection between the dense complex and the surface morphology of the volcano. If the dense complex subsides, either by compaction, or by spreading, or by lithospheric flexure, or as a consequence of a combination of all these processes, reverse faults will develop and trigger in turn the formation of peripheral normal ring faults (Roche et al., 2000).

Two extreme outcomes can be predicted:

- If the subsidence of the complex is large (i.e. hundreds of meters to a few kilometers), the collapse will almost certainly propagate up to the surface. In this case, the formation of a caldera is a possibility. However, the dynamics of the subsidence of the complex must also be considered. It is probably a long term phenomenon which evolves slowly as the intrusive complex progressively increases in volume and height in response to the volcano growth. Therefore, it may be more realistic to consider long term surface subsidence than to envision the formation of a caldera at a given moment.

- On the other hand, the amplitude of the complex subsidence may be relatively low (i.e. a few hundred meters or less). In this case, the subsidence of the surface can be very weak, but faults will probably propagate to the surface anyway. These faults will then form zones of weakness that will act as guides for erosion and volcano-tectonic processes. Accordingly, even if the subsidence of the dense complex remains weak, a relationship may be established between the induced faults and the surface morphology, and, for example, the digging of the cirques by erosion would be influenced and guided by the faults.

This model should also be considered for the case of the large dense complex to the east (Les Alizés complex). In fact, it has already been suggested by Michon and Saint-Ange (2008) who propose that the eastern trough of Piton de la Fournaise results from the '*downward drag*' of the dense complex.

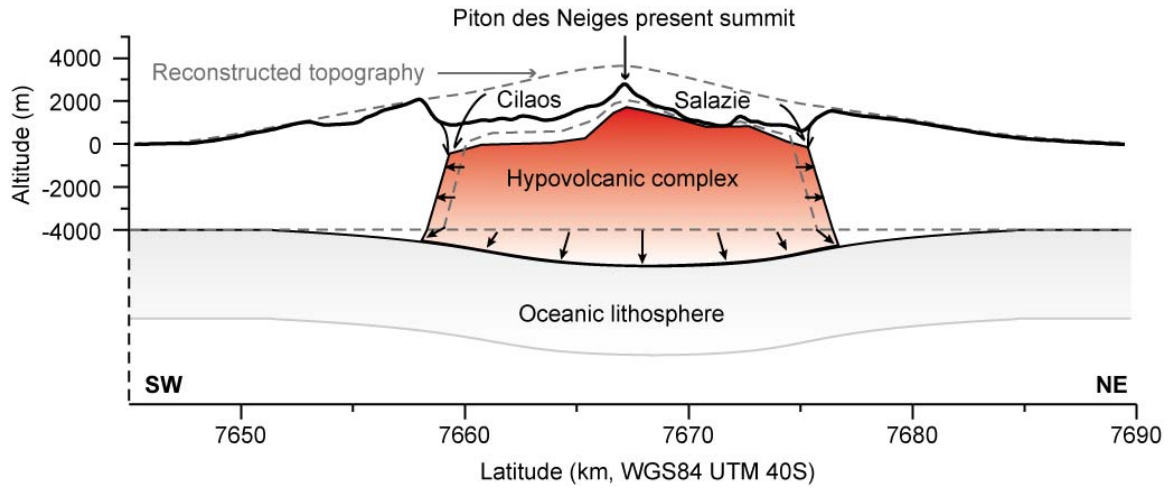
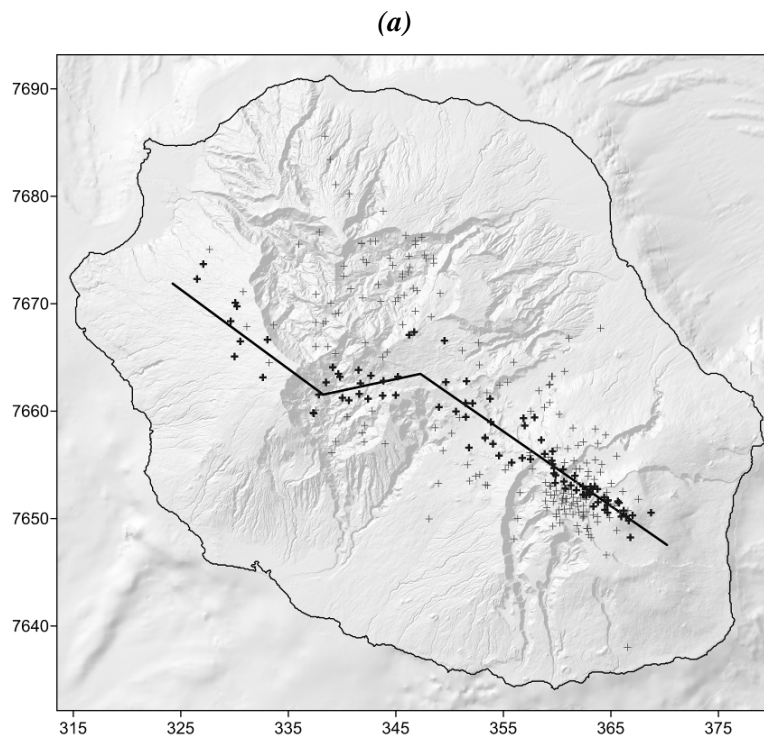


Figure 19: Sketch showing the subsidence of the dense complex of Piton des Neiges and the possible development of faults in the overlying terrains (see text).

VII.3. Resistivity structuring of the island

A generalized 2D resistivity section of the island has been modeled using MT data (Fig. 20). The resistivity parameter provides different information to the density and the magnetization of the rocks and, therefore, complementary information on the internal structure of the island. The interpretation of the individual areas has already been made above, but the section at the scale of the island gives a unique insight.



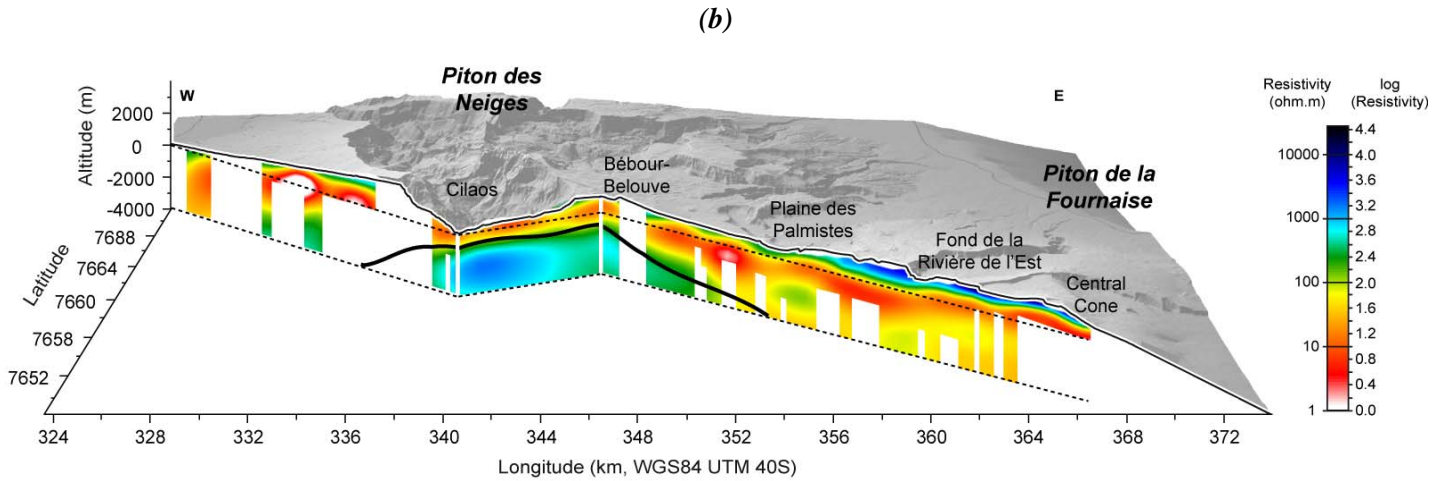


Figure 20: *a) Location of the study profile. The bold symbols show the soundings used to construct the 2D section; b) 2D inversion MT model, superimposed onto a 3D view of the topography along the profile shown in (a). The black thick contour represents the top of the Piton des Neiges hypovolcanic dense complex obtained through gravity modelling (VI.3.a). Areas unconstrained by the soundings are whitened.*

The island is globally characterized by a succession of three layers, from the surface to the inferred base of the edifice:

- (1) a thin (few hundreds of meters to about a kilometer) resistive layer;
- (2) a thick (several kilometers) conductive layer;
- (3) a more resistive layer, with highly variable thickness and resistivity.

In detail, the geological identification of the layers may differ in the different zones.

The shallow resistive layer is the easiest to identify, mostly corresponding to unaltered piles of lava flows. Its thickness is greater in the most recently constructed zone of Piton de la Fournaise.

The widespread conductive layer deserves a more detailed analysis. In this geological context, the presence of very low resistivity values (around 10 ohm.m and less) can only be explained by the presence of sea water, hydrated minerals (clays, chlorite, zeolites) or hot mineralized fluids. We observe that the conductive layer is present at elevations significantly higher than sea level. Therefore, a large part of the origin of the low resistivities is to be sought in processes other than saturation with sea water. The presence of hot mineralized fluids can be considered for the center of the two volcanoes. Hydrothermal springs exist in the central area of Piton des Neiges and in the Cirques of Cilaos and Salazie (Join et al., 1997) and a temperature of 192° has been measured at the bottom of a 2108 m deep drill hole in Salazie (Demange et al., 1989). At Piton de la Fournaise, the presence of an active hydrothermal system has been documented by Lénat et al. (2001). In addition to conductive fluids, the presence of secondary hydrated minerals from hydrothermal alteration is observed in La

Réunion, predominantly in Piton des Neiges where the erosion has exposed deeper levels inside the volcano. This alteration is complex, and different episodes and types of alteration may interfere. Beside a zeolites sequence centered on Piton des Neiges (Rançon, 1985), a more pervasive hydrothermal alteration (zeolites, clays, chlorite ...) extends in the Oceanite Series up to the periphery of the massif. This can explain the origin of the low resistivity values observed beneath the flanks of Piton des Neiges. By analogy, we can infer that these processes explain the similar conductive zones on the flanks of Piton de la Fournaise. The natural evolution of the lava flows at depth, under the action of meteoric water flow and lithostatic pressure, could also contribute to lower the resistivity of the rocks, but this effect is not well known.

For the deep resistive layer, the zone beneath the center of Piton des Neiges is worthy of attention. As we have seen above, this resistive zone coincides with the dense complex revealed by the gravity.

We note the good overall agreement between the resistivity and gravity structure along the profile. In the areas not perturbed by deep intrusive complexes, the increase of resistivity with depth is probably related to the lithostatic compaction of the rock which diminishes the content of conductive fluids.

VIII. DISCUSSION AND CONCLUSION

The analysis of gravity, magnetic and resistivity data, combined with geological observations and previous geophysical interpretations, offers a new vision of the internal structure of La Réunion and of its evolution. The model we present here of the island provides new information on the individual volcanoes as well as on the growth of the island as a whole.

Although the products of Piton de la Fournaise volcano cover nearly half of the island (Fig. 6a and 14a), the magnetic data show that Brunhes products have a significant thickness only beneath the central and southern zones of the volcano (Fig. 9b and 16b). Even though we do not know if Piton de la Fournaise started to grow before or after the Brunhes–Matuyama reversal (the oldest dated rock of Piton de la Fournaise is 527 ka old; Gillot and Nativel, 1989), this shows that most of the construction during the Brunhes period occurs in these latter zones. Beneath its northern and eastern flanks, the pile of Brunhes products is noticeably thin. To the east, this interpretation is supported by the data from the Grand Brûlé geothermal drill hole (Rançon, 1989). The Piton de la Fournaise pile may be as thin as about 100 m, and is not thicker than 1000 m. This suggests that the Piton de la Fournaise volcano has grown on the southern flank of a pre-existing, pre-Brunhes-Matuyama reversal, relief. This pattern is well observed on the reconstructed island at the Brunhes-Matuyama reversal (Fig. 17).

The central area of Piton de la Fournaise has been the highly active center of magmatic activity for at least about the last 5000 years. A hydrothermal system has developed (Lénat et al., 2001) and hot magma intrusions and a magma reservoir are inferred to exist between a few hundreds of meters beneath the summit down to about sea level (Lénat and Bachèlery, 1990; Peltier et al., 2008). These structures generate resistivity and magnetic anomalies. A shallow dome of low resistivity rocks exists beneath the Central Cone. Lénat et al. (2001) have shown that it probably corresponds to the active hydrothermal system, a volume of hot and hydrothermally altered rocks. These almost certainly have a lower magnetization than the surrounding rocks and the presence of magma in intrusions or in a reservoir will further contribute to decrease the magnetization of the zone. The pattern of magnetic anomalies above the central zone can indeed be explained if we consider the presence of a low or non magnetized volume of rocks. However, the data do not allow us to define precisely the geometry of this volume.

Farther from the central zone, to the west, shallow highly resistive layers in the Enclos Fouqué, Plaine des Sables and Fond de la Rivière de l'Est areas coincide well with the shallow dense structures found by Gailler et al. (2009). These structures have been interpreted as piles of thick dense lava flows that have filled paleo-depressions. The dense complex described by Gailler et al. (2009) beneath the Plaine des Sables and the western part of the Enclos is not clearly recognized in the resistivity interpretation. This structure may represent the hypovolcanic intrusive complex of the Ancient Shield (Bachèlery and Mairine, 1990) of Piton de la Fournaise.

However, from about sea level, a one kilometer thick conductive layer is observed inside the whole western part of the massif. Near the assumed western border of the dense complex, the bottom of the conductive layer deepens significantly. It can therefore be suspected that the hydrothermal activity associated with the paleo-intrusive complex has, at least, contributed to create the conductive zone.

On land, the clearest signal of Les Alizés volcano is the large positive anomaly associated with its hypovolcanic complex. Gailler et al. (2009) have presented a gravity model of this major structure. The reversely magnetized terrains beneath Piton de la Fournaise may tentatively be identified with at least part of the construction of Les Alizés volcano. This is coherent with the finding of the flank of Les Alizés volcano on the eastern submarine flank by Gailler and Lénat (accepted in JGR). On the reconstructed map of La Réunion at 780 ka (Fig. 17), at the eastern tip of the on land reconstruction, we can tentatively distinguish a shape that could correspond to Les Alizés. However, care must be exercised in this case, because, as has been stressed before, the resolution of the reconstruction is poor. Similarly, no resistivity contrast marking the boundary between Piton de la Fournaise and Les Alizés is observed (Fig. 11). This suggests that the products of the two volcanoes are electrically similar, at least at this scale.

Piton des Neiges is the largest volcano on La Réunion. It forms a giant edifice, from the top of the underlying oceanic crust, around – 4000 m, to its summit at more than 3000 m. It has a huge central dense hypovolcanic complex, virtually rooted at the base of the edifice and culminating near 1000 m in elevation (Fig. 13). In addition, a 50 km offshore continuation of its construction has been found to the southwest by Gailler and Lénat (accepted in JGR). As in the case of Piton de la Fournaise, the magnetic anomalies have been used to map the zones predominantly built pre- and post- the Brunhes-Matuyama reversal. The models show that the thickest accumulations of Brunhes products are on the western flank and the central area and, to a lesser extent, on the northern flank (Fig. 14). The other areas are either bare of, or scantily covered by, products younger than 780 ka. This fact obviously indicates that the location of the vents and the morphology of the edifice have prevented the resurfacing of large areas of the volcano during this period.

The observation of a close correlation between the lateral extent of the dense hypovolcanic complex of Piton des Neiges and the presence of overlying depressions is a major result of our study. The three Cirques of Mafate, Salazie and Cilaos, the Bébou-Bélouve depression and the Plaine des Palmistes all lie above the complex. Following the ideas proposed for Hawaii by Walker (1988), Fernandez et al. (2009) for Tenerife and Michon and Saint-Ange (2008) for the Grand Brûlé, we propose a direct relationship between the surface depressions and the presence of a dense core inside the volcano. The subsidence of the dense core leads to the subsidence of the surface or, at least, creates faults that will later guide the erosion and volcano-tectonic processes. Thus, in the case of Piton des Neiges, we propose that the primary origin of the large depressions of the massif is the subsidence of the dense complex. This does not exclude the complementary effects of erosion and of other volcano-tectonic events.

We have reconstructed the morphology of the island at 780 ka using the modelling of the magnetic anomalies. This date does not correspond to any known major volcanic stage but is imposed by the Brunhes-Matuyama reversal. Since that period, the shape of the island has drastically changed with the development of the construction to the SW, on the Piton des Neiges side, and, predominantly, to the SE with the construction of Piton de la Fournaise.

In summary, our work proposes the first complete model of the structure of the island of La Réunion. The model can be used to discuss the evolution of the system. This model is derived on the scale of the entire island and cannot pretend to explain smaller scale structure, but can however serve as a basis for more detailed studies.

ACKNOWLEDGEMENTS

We greatly acknowledge the 'Conseil Régional de la Réunion' for its financial support for the acquisition of gravity and electromagnetic data in the framework of the geothermal exploration and for its encouragement to use the data for academic research purposes. All the Geothermal Project participants are also thanked for their various contributions. .

The gravimeters were provided by the 'Parc Instrumental' from INSU (CNRS). We also thank the staffs of the Piton de la Fournaise Volcanological Observatory and of the Université de La Réunion for frequent scientific discussions and their logistic help during fieldwork.

REFERENCES

- Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): étude volcanologique, structurale et pétrologique, Thesis, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 255 pp.
- Bachèlery, P. and Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: J.-F. Lénat (Editor), *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, France, pp. 213-242.
- Bachèlery, P. and Lénat, J.F., 1993. Le Piton de la Fournaise. *Mémoires de la Soc. Géol. France*, Nouvelle Série 163: 221-229.
- Bachèlery, P., Labazuy, P. and, J.F., 1996. Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C.R. Acad. Sci.*, 323: 475-482.
- Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M. and Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan bouclier Piton des Neiges (Réunion). *Bull. Soc. Geol. France*, 174: 125-140.
- Bachèlery, P., Mairine, P., Odon, O., Arnaud, N., Boyer, T., Hoareau, J.L., Join, J.L., Nassor, H., Robineau, B., Techer, S., Villeneuve, N., Welsh, B., Billard, G., Nehlig, P., Bret, L., Fèvre, Y., Quinquis, J.P. and Bucelle, M., 2006. Carte géologique de la Réunion (1/100000), BRGM (Ed).
- Benderitter, Y., 1990. Études géoélectrique et électromagnétiques à la Réunion. In: J.F. Lénat (Editor), *Le volcanisme de la Réunion*, monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, France, pp. 29-42
- Benderitter, Y. and Gérard, A., 1984. Geothermal study of Réunion Island: audiomagnetotelluric survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 311-332.
- Bussière, P., 1967. Carte géologique de La Réunion au 1/100000 et notes explicatives, BRGM (Ed), Orléans, France
- Chamalaun, F.H., 1968. Paleomagnetism of Réunion Island and Its Bearing on Secular Variation. *J. Geophys. Res.*, 73(14): 4647-4659.
- Chauvin, A., Gillot, P.-Y. and Bonhommet, N., 1991. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field Recorded by Two Late Quaternary Volcanic Sequences at the Island of La Réunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, 96(B2): 1981-2006.
- Chevallier, L., 1979. Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental, Thesis, Univ. Grenoble, France.

- Chevallier, L. and Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise. Ile de la Réunion, Océan Indien. Bull. Volc., 44 (4): 723-741.
- Clague, D.A. and Denlinger, R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. Bull. Volc., 56: 425-434.
- Courteaud, M., 1996. Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du Massif de la Fournaise par la méthode audiomagnétotellurique, Thesis, Univ. La Réunion, France, 212 pp.
- de Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J. and Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity; seismic reflection profiling offshore La Réunion. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets, 104,(2): 2855-2874.
- Defos du Rau, J., 1959. Le relief de l'île de la Réunion, Thesis, Univ. Bordeaux, France.
- Demange, J., Chovelon, P. and Puvilland, P., 1989. Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): volcanic and structural implications. J. Volcanol. Geotherm Res., 36: 153-176.
- Deniel, C., 1990. Le magmatisme du Piton des Neiges. In: J.F. Lénat (Editor), Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 115-144.
- Deniel, C., Kieffer, G. and Lecointre, J., 1992. New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Réunion - A revised chronology for the Differentiated Series. J. Volcanol Geotherm. Res., 51: 253-267.
- Doell, R.R. and Cox, A., 1965. Paleomagnetism of Hawaiian lava flows. J. Geophys. Res., 70: 3377-3405.
- Duclaux, F., Martin, J., Blot, C. and Remiot, R., 1954. Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'île Maurice, ORSTOM, Paris.
- Fernández, J., Tizzani, P., Manzo, M., Borgia, A., González, P.J., Martí, J., Pepe, A., Camacho, A.G., Casu, F., Bernardino, P., Prieto, J.F. and Lanari, R., 2009. Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis. Geophysical Research Letters, 36(4): L04306.
- Folio, J.L., 2001. Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise: Apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan bouclier, Thesis, Univ. La Réunion (France).
- Gailler, L.S. and Lénat, J.F., submitted. Architecture of La Réunion inferred from geophysical data.
- Gailler, L.S., Lénat, J.F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N. and Froger, J.-L., 2009. Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. J. Volcanol. Geotherm. Res., 184: 31-48.
- Galdéano, A., Lénat, J.F. and Lalanne, F.-X., 1988. Carte magnétique de l'île de la Réunion. Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand.
- Gérard, A., Lesquer, A., Lachaud, J.-C., Louis, O. and Mennechet, C., 1980. Etude gravimétrique de la moitié sud est de l'île de La Réunion. C.R. de l'Académie des Sciences de Paris, 290: 139-142.
- Gillot, P.-Y. and Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion. J. Volcanol. Geotherm. Res., 13: 131-146.
- Gillot, P.-Y. and Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res., 36: 53-65.
- Hildenbrand, T.G., Rosenbaum, J.G. and Kauahikaua, J.P., 1993. Aeromagnetic Study of the Island of Hawaii. J. Geophys. Res., 98(B3): 4099-4119.

- Jackson, D.B. and Kauahikaua, J., 1987. The high-level water table beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *How Volcanoes Work*, Hilo, Hawaii, January 19–25, 120.
- Join, J.L., Coudray, J. and Longworth, K., 1997. Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Réunion. *Journal of Hydrology*, 190: 1-18.
- Kieffer, G., 1990. Grands traits morphologiques de l'île de la Réunion. In: J.F. Lénat (Editor), *Le volcanisme de la Réunion*. Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 75-114.
- Lambert, M., 2003. Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 52 pp.
- Lénat, J.F. and Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise. In: J.F. Lénat (Editor), *Le Volcanisme de La Réunion* Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 257-296.
- Lénat, J.F., Fitterman, D. and Jackson, D.B., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bull. Volc.*, 62 (2): 75-89.
- Lénat, J.F., Gibert-Malengreau, B. and Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, B, 106,(5): 8645-8663.
- Lesquer, A., 1990. Structure profonde de l'île de la Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. In: J.F. Lénat (Editor), *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 19-27.
- Levieux, G., 2004. Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 65 pp.
- Li, Y. and Oldenburg, D.W., 1998. 3D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63: 361-371.
- Maillot, E., 1999. Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques: Ile de la Réunion (Océan Indien). Approche structurale et expérimentale, Thesis, Univ. de la Réunion.
- Malengreau, B., 1995. Structure profonde de l'île de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 366 pp.
- Malengreau, B., Lénat, J.F. and Froger, J.L., 1999. Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88(3): 131-146.
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 35(3): 261-288.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. and Smietana, M., 2009. Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in press.
- Michon, L. and Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113(B03203): 1-19.
- Nettleton, L.C., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4: 176-183.
- Oehler, J.F., van Wyk de Vries, B. and Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc-shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144: 169-189.
- Oehler, J.F., Lénat, J.F. and Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 70: 717-742.

- Peltier, A., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. *J. Geophys. Res.*, 112(B03207).
- Peltier, A., Bachèlery, P. and Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184: 93-108.
- Prévoit, M., 1975. Magnétisme et minéralogie de roches néogènes et quaternaires; contribution au paléomagnétisme et à la géologie du Velay, Thésie, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France, 443 pp.
- Rai, M.P. and Manghnani, M.H., 1977. Electrical conductivity of basalts to 1550°C. Chapman conference on partial melting in the earth's upper mantle proceedings. Oregon Department of Geology and Mineralogy Bull. 96:219–232
- Raïs, A., Laj, C., Surmont, J., Gillot, P.-Y. and Guillou, H., 1996. Geomagnetic field intensity between 70 000 and 130 000 years B.P. from a volcanic sequence on La Réunion, Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*(140): 173-189.
- Rançon, J.P., 1982. Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de la Réunion, Thesis, Univ. de Paris-Sud XI, Orsay, 225 pp.
- Rançon, J.P., 1985. Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26: 297-315.
- Rançon, J.-P., Lerebour, P. and Augé, T., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling; new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise Volcano; Part 1, Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3): 113-127.
- Rechenmann, J., 1976. Madagascar et autres îles du sud-ouest de l'Océan Indien (cartes des anomalies de Bouguer feuille sud), ORSTOM, Paris.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. and Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophys.*, 55: 80-91.
- Roche, O., Druitt, T. and Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, 105(B1): 395-416.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A. and Lénat, J.F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3): 37-52.
- Schlich, R., Dymant, J. and Munsch, M., 1990. Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins, Colloque International Volcanisme Intraplaque: Le Point Chaud de la Réunion, Inst. de Phys. du Globe, Paris.
- Shnegg, P.A., 1997. Electrical structure of Plaine des Sables caldera, Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Ann. Geofis.*, 40: 305-317.
- Stearns, H.T., 1942. Hydrology of volcanic terranes, Physics of the earth, vol IX. Hydrology. Dover, New York, pp. 678–703.
- Stieltjes, L., 1986. Carte géologique de la Réunion, 1/200000, Atlas hydrogéologique de la Réunion, illustration 6.
- Takasaki, K.J., 1981. Evaluation of major dike-impounded groundwater reservoirs, Island of Oahu. US Geol. Surv. Open-File Rep. 81-1119:146.
- Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1972. Peridotitic and Gabbroic Rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35(2): 139–158.
- Vacher, H.L., 1988. Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100: 580-591.

- van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., Robineau, B., Merle, O. and Bachèlery, P., 2001. Factors Governing the Volcano-Tectonic Evolution of La Reunion Island: a Morphological, Structural and Laboratory Modelling Approach, EUG XI, 8-12th April 2001, Strasbourg.
- Walker, G.P.L., 1988. Three Hawaiian calderas: An origin through loading by shallow intrusions. *J. Geophys. Res.*, 93: 14773-14784.

CHAPITRE 4

STRUCTURE 3D DES FLANCS IMMERGÉS DE L'ÎLE DE LA RÉUNION APPORT DES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Objectifs :

- Investiguer l'architecture du système immergé de l'Ile de La Réunion en termes de structure interne, à partir des données géophysiques ;
- Synthétiser les connaissances géologiques en mer, les diverses études et interprétations bathymétriques et géophysiques antérieures ;
- Analyser en détail les anomalies gravimétriques et magnétiques associées aux flancs sous-marins de l'Ile de La Réunion ;
- Modéliser (2D, 2D ½, 2D ¾ et 3D) les anomalies gravimétriques et magnétiques sous-marines ;
- Etudier les zones volcaniques marines construites dans le prolongement des structures subaériennes et comparer les résultats des modélisations magnétiques avec les interprétations de sismiques réflexion ;
- Définir la nature du plateau côtier à la transition terre-mer ;
- Investiguer la signature des quatre excroissances sous-marines et la comparer avec les interprétations géologiques ;
- Définir les relations entre la morphologie du système immergé et la structure interne ;
- Reconstituer la morphologie de l'édifice construit à l'échelle terre-mer.

Mots clés :

Flancs sous-marins ; anomalies gravimétriques et magnétiques ; modélisations ; constructions volcaniques ; sismique réflexion ; hyaloclastites ; dépôts d'avalanches de débris ; édifice construit et structure interne ; modèle d'évolution 3D.

PARTIE 1 : ÉTUDE DÉTAILLÉE DES ANOMALIES GÉOPHYSIQUES MARINES

Bien que le relief émergé ait fait l'objet de nombreuses investigations géologiques et géophysiques, les flancs sous-marins, constituant l'essentiel du système volcanique, sont restés longtemps méconnus. Dans le but d'accéder à l'histoire éruptive et à la structure interne du complexe réunionnais, les campagnes océanographiques ont progressivement intéressé l'environnement immergé de La Réunion depuis les années 80. Le développement des techniques d'investigation, les études bathymétriques et géophysiques ont ainsi permis d'imager ce volume immergé jusqu'alors inaccessible.

En particulier, les campagnes récentes menées en 2006 et 2007 (Forever, Eroder 1 et 2) dans l'environnement immergé de La Réunion ont fourni une couverture bathymétrique, gravimétrique, magnétique et sismique remarquable à l'échelle des flancs sous-marins, avec la réalisation complémentaire de dragages et carottages des fonds océaniques. L'inventaire des campagnes océaniques gravimétriques et magnétiques utilisées dans le cadre de cette étude est détaillé dans le chapitre 2.

I. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER MARINE

I.1. Description qualitative

Comme détaillé précédemment, la nouvelle carte d'anomalie de Bouguer générale a été calculée pour une densité de correction constante de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Bien que les formations vésiculées sous-marines soient généralement plus denses que leurs équivalents subaériens anhydres, en raison des effets de saturation en eau (Kauahikaua et al., 2000), une densité de correction homogène a été privilégiée à cette échelle, dans le but de conserver une certaine cohérence lors de la modélisation et de l'interprétation.

Le support de cette étude gravimétrique du système immergé correspond à la carte d'anomalie résiduelle (cf Chapitre 2, Partie 1 § VI.2.), permettant de se focaliser essentiellement sur les structures locales superficielles (Fig. 4-01).

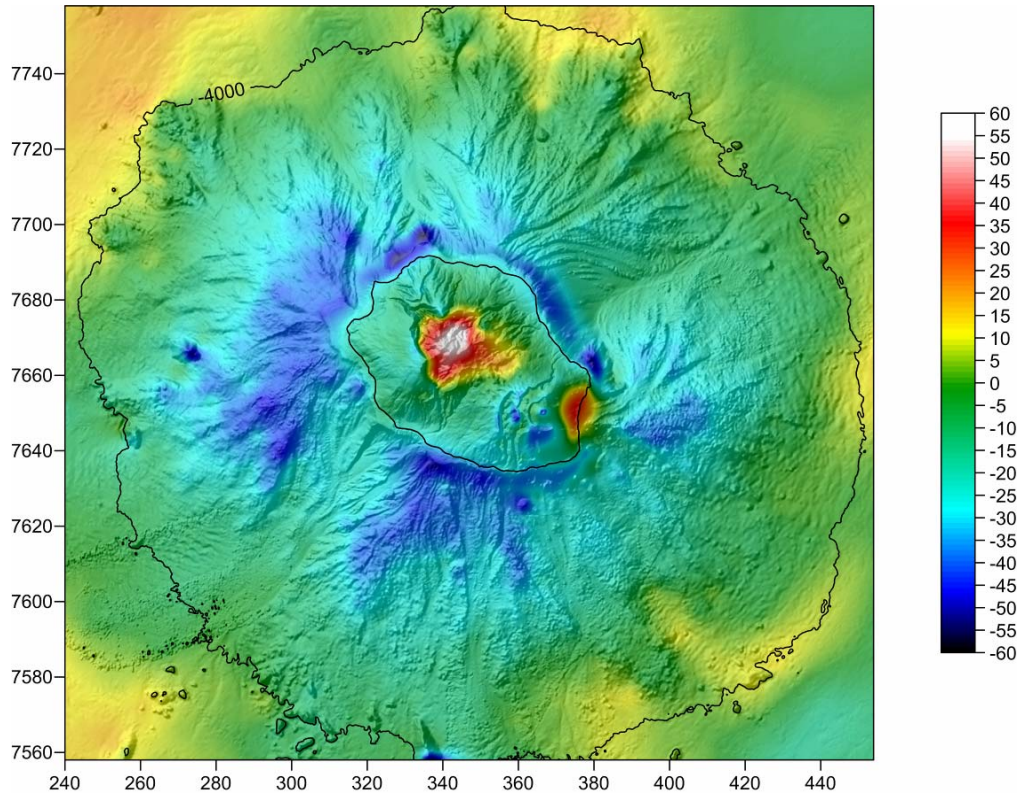


Figure 4-01: Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle des flancs immergés de l'île de La Réunion calculée pour une densité de correction de $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. L'anomalie régionale est définie selon une surface polynomiale de degré 3 soustraite à l'anomalie originelle. Les isobathes à 0 et -4000 m sont représentées. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

I.2. Analyse préliminaire

L'un des aspects majeurs de la carte d'anomalie de Bouguer est l'apparente coïncidence entre les différentes unités bathymétriques définies par Oehler (2005) (plateau côtier, excroissances sous-marines nord, est, sud et ouest, et constructions volcaniques dans le prolongement de structures émergées ; cf Chapitre 1 § III.2.2.) avec des anomalies gravimétriques particulières.

A la transition terre-mer, *le plateau côtier*, presque continu depuis le niveau de la mer jusqu'à 100 m de profondeur environ, présente une extension en mer de 2 à 3 km autour du Piton des Neiges, apparaît plus restreint autour du Piton de la Fournaise, voir même absent à l'est de l'île. Il est étroitement associé à une ceinture d'anomalie négative (Fig. 4-02).

Les quatre excroissances bathymétriques majeures, au nord, à l'est, au sud et à l'ouest de l'île, principalement composées d'une accumulation de produits dérivés de déstabilisations de flancs (Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008), sont associées à des anomalies gravimétriques négatives de grande longueur d'onde (Fig. 4-02).

Parallèlement, *les constructions volcaniques* mises en évidence dans le prolongement sous-marin des constructions subaériennes du Massif de la Montagne au nord du Piton des Neiges et des rift zones du Piton de la Fournaise à l'est, présentent également des anomalies négatives. Un tel signal semble incohérent avec la nature supposée de ces structures massives. Seul le prolongement immergé de la Ride d'Etang Salé, au sud-ouest du Piton des Neiges, est caractérisé par un signal gravimétrique relatif positif (Fig. 4-02).

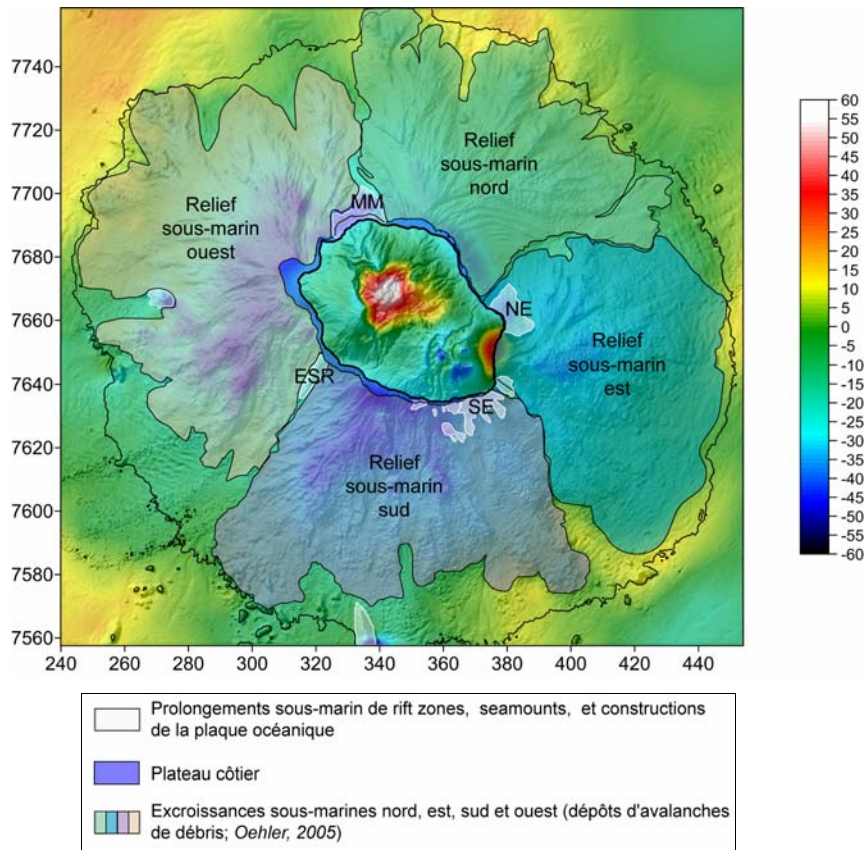


Figure 4-02 : Mise en évidence des différents ensembles bathymétriques (Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008), associés à des anomalies gravimétriques remarquables. Les acronymes se réfèrent aux structures discutées dans le texte : MM : Massif de la Montagne, NE et SE : rift zones NE et SE du Piton de la Fournaise, ESR : Ride sous-marine d'Etang Salé. Les isobathes à 0 et -4000 m sont représentées. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

II. LA NOUVELLE CARTE D'ANOMALIES MAGNETIQUES MARINES

II.1. Description qualitative

Dans le but de préserver les signaux de courtes longueurs d'onde représentatifs des structures crustales superficielles, le document utilisé lors de la phase interprétative correspond à une carte composite (Fig. 4-03) constituée par l'anomalie magnétique marine résiduelle (cf Chapitre 2, Partie 2 § VII.2.) compilée au niveau de la mer, et l'anomalie aéromagnétique compilée à une altitude de 3500 m. En effet, prolonger les données marines vers le haut, à l'altitude des données aéromagnétiques, engendre une perte d'information de courte longueur d'onde essentielle à l'interprétation.

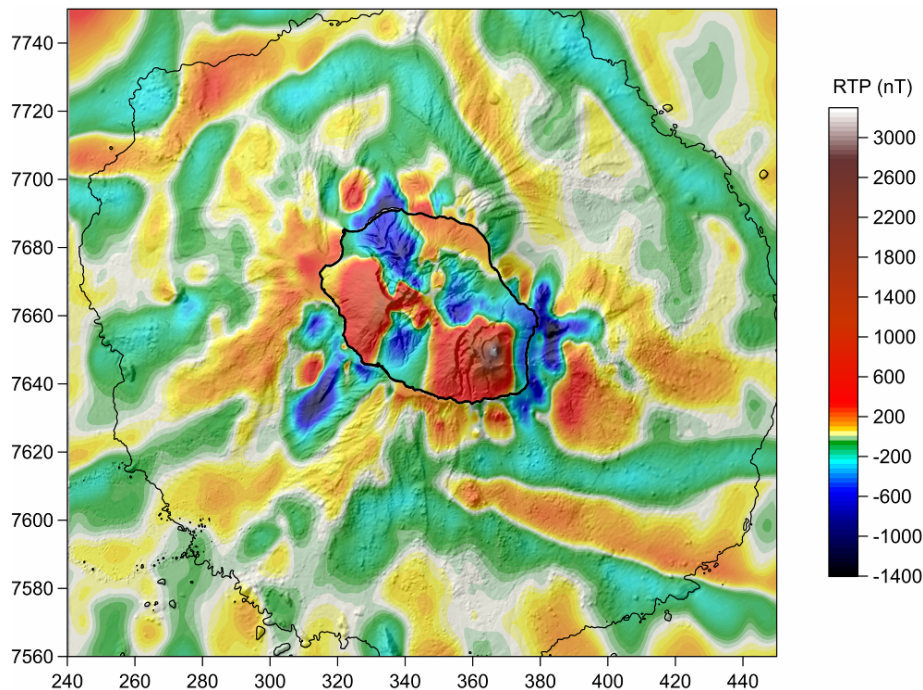


Figure 4-03 : Carte d'anomalies magnétiques RTP composite : la partie marine résiduelle est compilée au niveau de la mer, la partie aéromagnétique à une altitude de 3500 m. Les isobathes à 0 et -4000 m sont représentées. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).

Qualitativement, la transition terre-mer de l'île est caractérisée par la présence d'anomalies de plus ou moins grandes longueurs d'onde associées au plateau côtier, s'étendant parfois plus en mer (Fig. 4-04). Dans certaines zones, une continuité apparaît avec le signal magnétique observé à terre.

II.1. Analyse préliminaire

Trois zones particulières, marquées par des anomalies de grandes longueurs d'onde (Fig. 4-04, zones 1 à 3) et plusieurs zones de courte à moyenne longueurs d'onde (Fig. 4-04, zones 4 à 7) peuvent être mises en évidence.

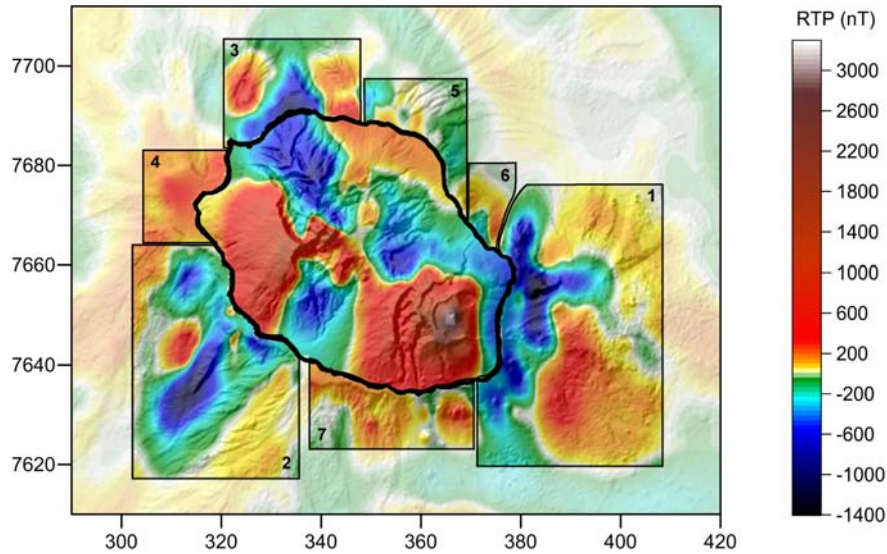


Figure 4-04: Mise en évidence des zones d'anomalies magnétiques majeures à la transition terre-mer. 1) Volcan des Alizés ; 2) Ride sous-marine d'Etang Salé ; 3) Massif de la Montagne ; 4) Flanc ouest du Piton des Neiges ; 5) Flanc nord du Piton des Neiges ; 6) Flanc nord du Piton de la Fournaise ; 7) Flanc sud du Piton de la Fournaise.

La continuité immergée du flanc est du Piton de la Fournaise est marquée par une anomalie négative de grande longueur d'onde et de forte amplitude, associée au prolongement sous-marin du Grand Brûlé et s'étendant asymétriquement sur une vingtaine de kilomètres en mer. La zone distale est marquée par un signal positif grande longueur d'onde (Fig. 4-04, zone 1). La juxtaposition d'anomalies négatives et positives indique sans aucun doute l'existence de couches dont la cohérence géologique originelle a été préservée, avec une prédominance de la composante thermorémanente sur le signal magnétique. Les anomalies négatives indiquent qu'une partie des sources est antérieure à la transition Brunhes-Matuyama (0.78 Ma). En premier ordre, les courtes à moyennes longueurs d'onde des anomalies observées suggèrent une profondeur relativement faible du toit des structures sources.

A proximité de la côte, une corrélation apparaît entre les anomalies négatives et les reliefs interprétés comme d'anciennes constructions volcaniques pré-datant les rift zones actuelles du Piton de la Fournaise. Mise à part cette étroite association, les anomalies ne coïncident avec aucune structure superficielle connue.

Le secteur est de La Réunion est depuis longtemps reconnu comme une zone particulière au sein du système volcanique, avec la focalisation de l'activité volcanique actuelle, mais également l'existence de l'ancien Volcan des Alizés (Lénat et al., 2001). Une étude récente menée sur les âges des échantillons subaériens dragués lors de la campagne Fournaise 2 (Lénat et al., 2009) dans le prolongement immergé est du Piton de la Fournaise, a permis de mettre en évidence un échantillon daté à 1.8 Ma, pouvant appartenir aux Alizés. Par conséquent, les anomalies magnétiques observées

dans ce secteur pourraient être attribuées à la présence de cet ancien édifice à faible profondeur sous le flanc est du Piton de la Fournaise.

Parallèlement, dans le prolongement immergé du flanc sud-ouest du Piton des Neiges, la Ride sous marine d'Etang Salé, localisée entre les reliefs sous-marins sud et ouest, est associée à des anomalies magnétiques de grandes longueurs d'onde, négatives et positives, comparables à celles observées à l'est du Piton de la Fournaise (Fig. 4-04, zone 2). D'un point de vue morphologique, cette ride orientée N30, de 17 km de long sur 2 à 3 km de large pour 400 à 800 m de hauteur, est interprétée comme une ancienne rift zone du Piton des Neiges (Lénat et Labazuy, 1990), sa géométrie étroite et allongée étant comparable aux rift zones hawaïennes telle que la Ride de Puna (Smith et al., 2002). Par ailleurs, la Ride sous-marine d'Etang Salé semble partiellement érodée par des épisodes de déstabilisations (Lénat et al., 2001 ; Oehler et al., 2008). La zone anomalique n'est pas restreinte à la ride sensu stricto, mais apparaît plus large et s'étend considérablement en mer (Fig. 4-03). Comme dans le cas du prolongement est du Piton de la Fournaise, les anomalies magnétiques associées pourraient être générées par des constructions volcaniques anciennes, certaines antérieures à l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama. Une discontinuité apparaît entre ce signal magnétique et l'anomalie positive observée dans son prolongement subaérien. A terre, le secteur de la Ride d'Etang Salé est associé à une anomalie magnétique positive cohérente avec l'épaisse couverture de formations appartenant à la Série Différenciée du Piton des Neiges et un alignement de cônes stromboliens satellites contemporains (330-12 ka; McDougall, 1971; Billard and Vincent, 1974; Gillot et Nativel, 1982; Deniel, 1990; Deniel et al., 1992).

Au nord du Piton des Neiges, le prolongement immergé du Massif de la Montagne présente une forte anomalie négative étroitement superposée au promontoire sous-marin (Fig. 4-04, zone 3). Cette anomalie présente une continuité évidente avec le relief émergé, reconnue comme la partie la plus ancienne de La Réunion (McDougall, 1971), et interprétée comme une ancienne rift zone du Piton des Neiges (Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982). Comme mentionné par Lénat et al. (2001), cette anomalie négative est cohérente avec les formations subaériennes caractérisées par une aimantation inverse en raison de leur âge. En mer, deux signaux positifs de plus courte longueur d'onde apparaissent de part et d'autre de cette anomalie négative majeure, associés à un seamount au nord-ouest, et à l'ensemble plateau-talus côtier à l'est.

A l'ouest du Piton des Neiges, une anomalie positive apparaît étroitement associée au plateau côtier dans le prolongement de Saint-Gilles (Fig. 4-04, zone 4), présentant une apparente continuité avec le signal magnétique positif observé sur le flanc ouest du Piton des Neiges. D'un point de vue géologique, la zone de Saint-Gilles est caractérisée par la présence de coulées massives sous-jacentes aux dépôts d'avalanches de débris mis en évidence dans ce secteur (Fig. 4-05). Ces coulées de laves, datées à 0.435 Ma selon McDougall (1971) et donc postérieures à l'inversion Brunhes-Matuyama, se

prolongent sans aucun doute en mer au niveau du plateau côtier, justifiant ainsi l'anomalie sous-marine positive observée.



Figure 4-05 : *Coulées de lave massives sous-jacentes aux dépôts d'avalanches de débris observées dans la région de Saint-Gilles (Photographie : J.-F. Oehler).*

Enfin, un ensemble d'anomalies de très courtes longueurs d'ondes est présent au niveau des prolongements sous-marins nord du Piton des Neiges (Fig. 4-04, zone 5), nord et sud du Piton de la Fournaise (Fig. 4-04, zones 6 et 7 respectivement). Ces signaux ponctuels, bien contraints par les mesures, peuvent être attribués à la pente naturelle de l'édifice construit aimanté.

PARTIE 2 : DISCUSSION - SYNTHESE

Vers un nouveau modèle d'architecture et d'évolution du système immergé de l'Ile de La Réunion à partir des données géophysiques et géologiques.

La publication n°3 '*3D structure of the submarine flanks of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data*' présente les résultats obtenus dans le cadre de notre étude géophysique à l'échelle du système immergé.

Dans un premier temps, une synthèse des interprétations bathymétriques et géophysiques antérieures est présentée. L'analyse détaillée du complexe sous-marin a mis en évidence des flancs immergés essentiellement composés de produits de glissement et de dépôts d'avalanches de débris, disséqués par des canyons d'érosion, avec l'existence de relief particuliers interprétés en termes de constructions volcaniques primaires (Oehler, 2005 ; Lénat et al., 2001). Ces zones construites demeurent méconnues au-delà du système émergé. Les études sismiques antérieures ont toutefois fourni un certain nombre d'informations quant à la structure des flancs immergés, imageant certains horizons d'intérêt majeur au sein d'un édifice volcanique océanique dépourvu de flexure lithosphérique. Dans un second temps, la remarquable couverture gravimétrique et magnétique acquise depuis une trentaine d'années dans l'environnement immergé de La Réunion a permis une étude exhaustive du complexe immergé. L'important jeu de données nouvellement compilé inclue les mesures issues des campagnes récentes, favorisant ainsi la construction de cartes gravimétriques et magnétiques plus précises.

Trois aspects majeurs sont abordés :

- 1- Le premier objectif est de définir l'extension et la morphologie des zones volcaniques construites au-delà du complexe volcanique émergé.
- 2- Le second point intéresse la nature du plateau côtier, marquant la transition entre le relief émergé et les flancs sous-marins.
- 3- Enfin, la structure interne des quatre excroissances topographiques sous-marines, associées à des dépôts d'avalanches de débris, est investiguée.

Dans le but d'étudier la structure interne du système immergé, des modèles 3D et 2D $\frac{3}{4}$ complémentaires ont été réalisés sur la base des contraintes géologiques et des interprétations géophysiques antérieures. Les résultats des modélisations sont comparés aux études bathymétriques et sismiques, impliquant la discussion des éventuelles incohérences. En conséquence, l'analyse détaillée des données géophysiques, gravimétriques et magnétiques, disponibles en complément des considérations géologiques, a permis de proposer un modèle 3D général de la structure interne du système volcanique de La Réunion.

Publication n°3

**3D STRUCTURE OF THE SUBMARINE FLANKS OF LA RÉUNION (INDIAN OCEAN) INFERRED FROM
GEOPHYSICAL DATA**

Lydie-Sarah Gailler¹ and Jean-François Lénat¹

¹*Laboratoire Magmas et Volcans, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand,
Université Blaise Pascal, CNRS, 5, rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France.*

Article accepté dans JGR

ABSTRACT

La Réunion (Indian Ocean) constitutes a huge volcanic oceanic system of which most of the volume is submerged. We present a study of its submarine part based on the interpretation of magnetic and gravity data compiled from old and recent surveys. A model of the submarine internal structure is derived from 3D and 2D models using constraints from previous geological and geophysical works. Two large scale, previously unknown, buried volcanic construction zones are discovered in continuation of the island constructions. To the east, the Alizés submarine zone is interpreted as the remnants of Les Alizés volcano eastward flank whose center is marked by a large hypovolcanic intrusion complex. To the southwest, the Etang Salé submarine zone is interpreted as an extension of Piton des Neiges, probably fed over a large extent by a volcanic rift zone. They are predominantly built during Matuyama period, and thus probably belong to the early volcanism. A correlation exists between their top and seismic horizons recognized in previous studies and interpreted as the base of the volcanic edifice. Their morphology suggested a lithospheric bulging beneath La Réunion, not required to explain our data, since the seismic interfaces match the top of our volcanic constructions. The coastal shelf coincides with a negative Bouguer anomaly belt, often associated with magnetic anomalies suggesting a shelf built by hyaloclastites. A detailed analysis of the offshore continuation of La Montagne Massif to the north confirms this hypothesis. The gravity analysis confirms that the bathymetric bulges, forming the northern, eastern, southern and western submarine flanks, are predominantly built by debris avalanches deposits at the surface.

Keywords: Réunion Island; submarine flanks; magnetic and gravity anomalies; modelling; seismic reflection; volcanic constructions; landslides deposits; hyaloclastites.

I. INTRODUCTION

Oceanic volcanic islands usually have a long and complex history of volcanic and volcanotectonic events. This history is always difficult to unravel, both on land, because of the resurfacing by subsequent activity and erosion, and offshore, where geological information is difficult to access. Since the 1980's, a substantial amount of works has been carried out to study the submarine flanks of volcanic islands, especially the Hawaiian Islands (Moore et al., 1989; Moore et al., 1994), Canary Islands (Carracedo, 1999; Krastel et al., 2001; Urgeles et al., 1999) and Réunion Island (Lénat et al., 1990; Oehler et al., 2008; Ollier et al., 1998). Published studies have usually been limited to the analysis of the submarine flanks surface using bathymetry, imagery and dredging or coring of the shallow rocks. In this work, we present a new approach for studying the 3D structure of the submarine flanks of La Réunion. In order to extend the investigation at depth, we have analyzed the gravity and magnetic anomalies associated with the flanks structures. The distribution of both the density and the magnetization allows us to reconstruct the 3D geometry of the main geological units, regardless of whether they extend to the surface or have been buried by subsequent products.

New magnetic and gravity datasets have been compiled using the data from old and recent surveys. The interpretation of the magnetic anomalies is effective for distinguishing the constructed structures which retain a coherent remanent magnetization, from the ones formed by breccias (debris avalanches...) which exhibit only a weaker induced magnetization. In addition, because La Réunion volcanism encompasses at least one magnetic reversal (Brunhes-Matuyama), the strong thermoremanent component of the constructed structures gives rise to positive or negative anomalies, depending upon their ages. Interpretation of the gravity anomalies allows the submarine flanks materials to be differentiated and characterized due to their density contrast. For example, gravity confirms that huge bulges described by Oehler et al. (2008) are mostly built up of low density material inferred to represent accumulations of debris avalanche deposits. We have been thus able to reconstruct the morphology of the submarine constructed zones which are concealed by subsequent mass wasting deposits. Unforeseen, very large, extensions of the volcanic constructions of La Réunion have been discovered to the east and southwest of the island. This result is compared with those of previous seismic studies by de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997), and the bulging of the lithosphere proposed by these authors is challenged by our new model. The nature of the coastal shelf and of the submarine flanks is explored by gravity and magnetic modelling. The coastal shelf appears to correspond mostly to deltas of pillow lavas and hyaloclastites. The four main bulges of the flanks are probably built dominantly by accumulation of debris avalanches deposits, virtually from the sea floor to their surface. In detail, lateral density contrasts within these bulges are tentatively correlated to the distribution of the different geological units observed at the surface.

A general model of the internal structure of the submarine part of La Réunion is proposed, based on our new geophysical 3D image, together with the results from previous works.

II. GEOLOGICAL DESCRIPTION AND PREVIOUS STUDIES

II.1. Geodynamic context and general shape

La Réunion, a large intraplate volcanic system in the Mascarene Basin (Indian Ocean; Fig. 1a), is widely considered as the expression of a mantle plume (Duncan et al., 1989). This flattened edifice (Fig. 1b), 220 to 240 km in diameter at the level of the surrounding seafloor, reaches about 7 to 8 km in height.

It was built on Upper Cretaceous to Paleocene oceanic lithosphere created by a system of NW–SE paleo-rift segments separated by NE–SW fracture zones (e.g., Mahanoro–Wilshaw or Mauritius Fracture Zones; Fig. 1a). The island, sensu stricto, is elliptical in shape (50×70 km) with a NW–SE orientation and rises to more than 3000 m a.s.l. On this surface, it consists of two juxtaposed volcanic massifs: Piton des Neiges and Piton de La Fournaise volcanoes.

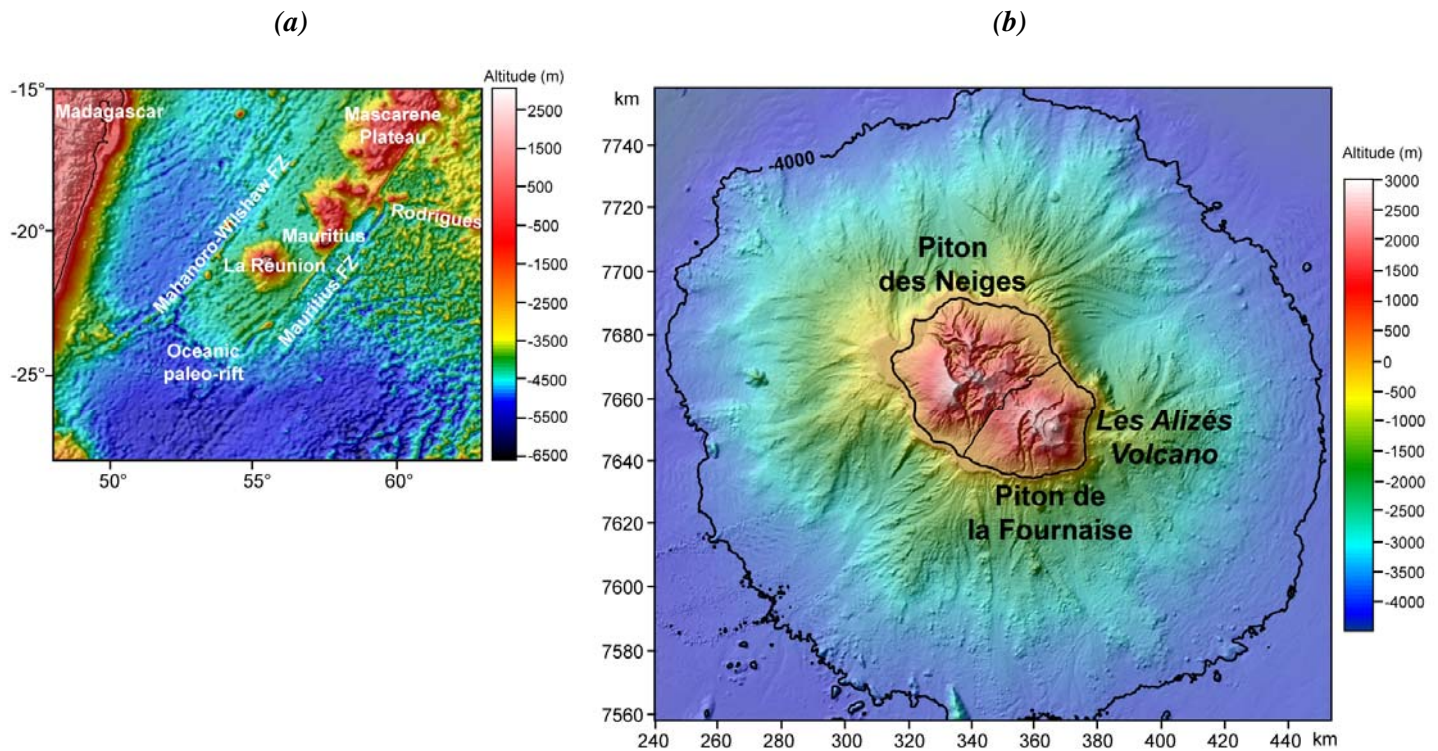


Figure 1: *a)* Location of La Réunion in the southwest Indian Ocean; Coordinates in degrees; *b)* Shaded topography of the island and surrounding sea floor (isobath -4000 m shown), compiled from IGN (Institut Géographique National), SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), FOREVER (FORMATION et Evolution de l'Edifice de la Réunion), and ERODER (EROSion et Démantèlement de l'Edifice volcanique de la Réunion) data; Coordinates in km, WGS84 UTM 40S.

II.2. The island volcanoes

Piton des Neiges occupies the northwestern part of the island. It is a dormant volcano whose youngest eruptive products are dated at 12 ka (Deniel et al., 1992). Its subaerial history started with the building of a basaltic shield volcano before 2.08 Ma (age of the oldest outcropping lava flows) to about 0.423 Ma (Oceanic Series) (McDougall, 1971). Piton des Neiges then erupted alkaline-differentiated lavas between 330 and 12 ka (Differentiated Series) (Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982; McDougall, 1971). Morphologically, this old massif is dissected by deep valleys and three major central depressions locally called cirques.

Piton de La Fournaise occupies the southeastern part of the island. It is a highly active basaltic shield volcano whose recent activity is concentrated on the Central Cone and along its northeast and southeast rift zones. Piton de La Fournaise has been active from at least 0.527 Ma (Gillot and Nativel, 1989). Bachèlery and Mairine (1990) and Bachèlery and Lénat (1993) distinguished two phases of building, with the 'Ancient Shield' (> 0.15 Ma) and the 'Recent Shield' (< 0.15 Ma), comprising several volcano–tectonic events. Some of these events are recognizable on the present morphology as a series of caldera-like rims and arcuate rims of valleys. These structures could result either from classic caldera collapses (Bachèlery and Mairine, 1990; Bachèlery, 1995) or from successive, eastward-moving landslides (Duffield et al., 1982; Labazuy, 1996; Lénat et al., 2001).

The presence of a third, buried volcano has been inferred from gravity (Gailler et al., 2009; Malengreau et al., 1999), magnetic (Lénat et al., 2001) and drill hole (Rançon et al., 1989) data on the eastern coastal area of Piton de la Fournaise. Named Les Alizés, this volcano is known only by its large intrusive and cumulate complex encountered at a depth of 1,000 m beneath the Grand-Brûlé area by a geothermal exploration drill hole. This large, extensive and deeply rooted complex has not been associated with any known volcanic structure. It has therefore been regarded as an ancient volcanic centre predating Piton de la Fournaise. Negative magnetic anomalies offshore of the eastern coast (Lénat et al., 2001) suggest that rocks belonging to Les Alizés volcano could be present at a shallow depth in this area. Les Alizés activity would predate, or be partially contemporaneous with, that of Piton des Neiges.

II.3. Previous submarine studies

II.3.1. Bathymetry and sonar images

The bathymetry around La Réunion remained poorly known until 1983 when a low resolution map, obtained using a mono-beam echo-sounder, was published (Averous, 1983). In 1984, a multi-beam sonar bathymetric survey was carried out on the eastern flank of La Réunion (Lénat et al., 1989; Lénat et al., 1990). In 1988, a high definition sonar image of this area was acquired using deep-tow

sonar, SAR (Cochonat et al., 1990; Labazuy, 1996; Ollier et al., 1998). In addition, bottom pictures were taken at selected sites, and rock samples were collected by dredging and coring. These data have provided an image of the nature and distribution of the submarine features to the east of the active volcano (Lénat et al., 2009; Ollier et al., 1998). In particular they suggested that, with the exception of a few features near the coast, the material on the submarine flank was entirely derived from mass wasting and sedimentation phenomena. In addition, detailed bathymetry for a large area of the southern and southwestern submarine flanks of the island was acquired in 1993 using multi-beam echo-sounder data (Fretzdorff et al., 1998).

More recently, Oehler et al. (2008) made a compilation and interpretation of all the high-resolution multi-beam bathymetry and acoustic imagery data collected between 1984 and 2003 on La Réunion. The coverage of the flanks, although not complete, was sufficient to provide the basis for an exhaustive study of the submarine domain of La Réunion. This work allowed the authors to draw the first geological map of the submarine flanks of the overall volcanic system. Different types of submarine features have been identified: a coastal shelf, debris avalanches and sedimentary deposits, erosion canyons, volcanic constructions near the coast, and seamounts offshore. Debris avalanche deposits are by far the most extensive and voluminous formations. Their accumulation has built four huge Submarine Bulges to the east, north, west, and south of the island, forming fans 20–30 km wide at the coastline and 100–150 km wide at their distal ends, 70–80 km offshore. The source landslides have recurrently dismantled the Piton des Neiges, Les Alizés, and the Piton de La Fournaise volcanoes.

In 2006 and 2008, still unpublished surveys from the cruises Forever, Eroder 1 and its second leg Eroder 2 (Deplus et al., 2009; Sisavath et al., 2009) have provided a complete, high resolution swath bathymetry and sonar imagery, coverage of the submarine flanks and of the surrounding seafloor.

II.3.2. Seismic studies

Seismic studies were undertaken in the area during a cruise (named Reusis; Appendix A1-a) in 1993 (Charvis et al., 1999; de Voogd et al., 1999; Gallart et al., 1999) and during the above mentioned Forever and Eroder cruises. Reusis data suggested that the crust underlying La Réunion shows virtually no downward flexure, and the authors suggested that it could even be bulging upward in some places. On multichannel seismic reflection profiles, de Voogd et al. (1999) identified superficial and deep slumps together with debris avalanches to the south and to the east of the island. Some reflectors were interpreted as slide or decollement surfaces, the deepest being the top of the oceanic sediments.

II.3.3. Gravity and magnetic studies

Rousset et al. (1987) have published an interpretation of gravity data collected during the 1984 survey on the eastern flank of La Réunion. They describe the eastern border of the positive anomaly associated with a cumulate complex interpreted as the central hypovolcanic intrusion system of Les Alizés which is now well constrained both on land and offshore (Gailler et al., 2009) (Fig. 4a). They also evidence the overall low density of the products that form the eastern flank. Lénat et al. (2001) constructed a marine magnetic map of the flanks of La Réunion using the data available at that time. They found reverse anomalies near the coast to the east, the southwest and the north of the island, and proposed 2D models for interpreting these anomalies. They suggested that the eastern reverse anomaly could correspond to the presence of rocks belonging to Les Alizés volcano.

III. GEOPHYSICAL DATA

III.1. Gravity data

The new data acquired during the Forever and Eroder surveys have provided a homogeneous and precise coverage of the submarine flanks. In addition, good quality data from a transit route of the Gallieni cruise carried out in 1995 have also been included in our dataset. The on land data have already been described by Gailler et al. (2009).

III.1.1. Data processing

The on land gravity data have been reduced using standard procedures, namely tidal variations and instrumental drift. For marine data, the drift correction has been neglected (e.g. 0.01 mGal during Eroder cruise), but an intersection adjustment has been performed at profile crossings, firstly for each survey, and then between the different surveys (Tab. 1).

Difference at the crossing points of the gravity profiles			
Survey	Mean ; Standard deviation (mGal)		
Forever	-0.61 ; 2.77	0.071 ; 1.22	-0.039 ; 2.55
Eroder	-0.085 ; 0.48		
Gallieni	0.89 ; 2.64		

Table 1: Means and standard deviations of the differences at the crossing points of the marine gravity profiles.

The 1967 International Gravity Formula has been used to determine the theoretical gravity at each station location on the Earth's spheroid. The Bouguer slab correction has been computed considering the Earth's curvature (Lafehr, 1991). Due to the strong topography of the volcanic edifice, terrain effects are significant on La Réunion. A general assumption in determining the optimal density correction is to consider the value minimizing the correlation between the gravity anomaly and the elevation (Nettleton, 1939).

A series of anomaly maps has been computed for different density correction values ranging from 1.6 to $3.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ in order to determine the minimum correlation between gravity and topography at the scale of the overall edifice. We have studied this correlation especially along a large scale profile crossing the deep valleys of the edifice. The on land gravity anomalies and the topography appear strongly correlated for density values ranging from 1.6 to $2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, and reversely correlated for values exceeding $2.8 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. A density value of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ appears to better minimize the anomaly-topography correlation across the large, deep valleys of the volcanic edifice. For the submarine flanks, the correlation reaches its minimum around 2.2 - $2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. In order to make the model interpretation more straightforward, however, a homogeneous reduction density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ has been applied to the whole map.

The topographic effects have been corrected using Oasis Montaj software from Geosoft. A far zone correction is computed using a coarse regional Digital Elevation Model (DEM), whereas the near zone correction is computed with a more detailed local one. The near zone is a $5 \times 5 \text{ km}$ square centered on the station and the far zone extends to 167 km .

On land, data have been corrected using a 25 m DEM from the Institut Géographique National for the near zone and a 500 m DEM for the far zone. For the offshore data, because the measurements were collected farther from the surface, we have used a 500 m DEM for the near zone and a 1000 m DEM for the regional corrections. The density of sea water was assumed to be $1.027 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

A very low amplitude and high frequency noise was often noted on the marine gravity data, and was filtered out using a low-pass filter. In a conventional interpolation, short-wavelength, elongated anomalies intersected by several measurement profiles are usually rendered as strings of ellipsoidal beads attracted by the measurement profiles. In our case, this phenomenon was obvious in several areas. In order to minimize these effects, we have used the 'Trend Enforcement algorithm' from Oasis Montaj. User defined trend lines joining highs (or lows) between adjacent profiles (when they unambiguously belong to the same elongated anomaly). Intermediate values between the profiles are linearly interpolated along the trend lines and included in the dataset to carry out the final interpolation. This process results in smoother maps with better defined anomaly trends.

An obvious, very long-wavelength regional trend oriented NE-SW can be interpreted as being produced by deep crustal structures. In order to focus on the local subsurface structures, this regional

low frequency has been estimated by a 3rd polynomial surface and subtracted from the observed map. The resulting residual map represents the local Bouguer anomaly (Fig. 2) which will be analyzed below.

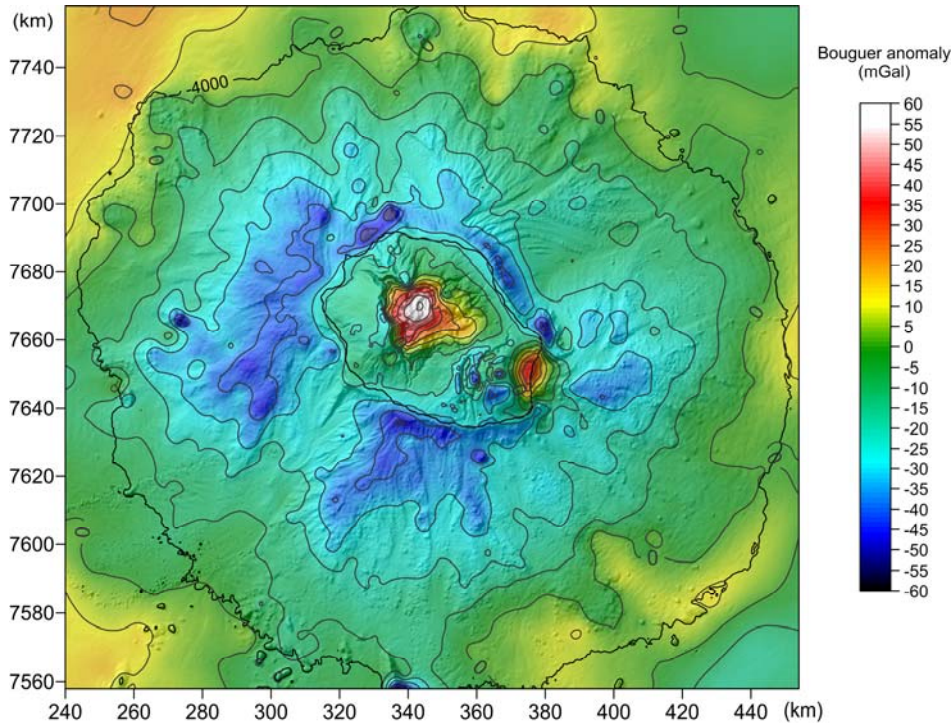


Figure 2: Residual Bouguer anomaly map of the whole edifice of La Réunion (contour interval: 10 mGal). The black solid contours refer to the 0 m and -4000 m isobaths. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).

III.2. Magnetic data

The marine magnetic dataset includes the earlier Hydroamsterdam (1984) and Sonne (1999) cruises and the more recent, Forever (2006), Eroder (2006) and its second leg Eroder 2 (2007), ones. The constraints provided by these last, more precise, surveys, allow us to define more clearly the different wavelengths of the magnetic anomalies. On land, we have recompiled an aeromagnetic survey flown in 1986 over La Réunion at 3500 m above sea level (Galdéano et al., 1988).

The on land and marine magnetic data have been reduced using standard procedures, including the correction of the distance between the magnetometer and the ship or the aircraft, the intersection adjustment, and the IGRF reduction. As in the case of the marine gravity data an intersection adjustment has been performed at both aeromagnetic and marine magnetic profile crossing points. For the offshore data, this treatment has been firstly done for each survey, and then between the different surveys (Tab. 2)

Difference at the crossing points of the magnetic profiles					
Survey	Mean ; Standard deviation (nT)				
Aeromagnetic	7.53 ; 31.53				
Forever	-3.46 ; 32.65	0.092 ; 8.34	-421.49 ; 29.7	-1055.23 ; 56.457	27.52 ; 36.301
Eroder	-5.04 ; 9.69				
Sonne	-10.85 ; 13.54				
Hydroamsterdam	-22.71 ; 30.87				
Eroder2	-1.85 ; 11.65				

Table 2: Means and standard deviations of the differences at the crossing points of the aeromagnetic and marine magnetic profile.

In order to preserve the short wavelength signals, we have chosen to construct a composite map at sea level for the marine data and another one at 3500 m in elevation for the on land data. An upward continuation of the marine data at 3500 m would result in a detrimental loss of useful short wavelength information. On the other hand, because the elevation of the highest summits on land exceeds 3000 m, it is not possible to make a downward continuation of the aeromagnetic data.

We present maps of reduced-to-the-pole (RTP) anomalies, since this transformation reduces significantly the dipolar appearance of the anomalies and offsets them to their sources (Baranov, 1957). The magnetic maps prior to the RTP transformation, both on land and offshore are presented in the Data Repository of the Journal. The direction of the apparent magnetization and that of the ambient field are required to compute a RTP map. The apparent (or total) magnetization corresponds to the sum of the remanent and induced magnetizations. The induced magnetization vector is collinear with the ambient field (present magnetic field vector in La Réunion: declination $\sim -19^\circ$; inclination $\sim -54^\circ$), whereas the remanent magnetization is the combination of various types of magnetizations. For basaltic rocks, the thermoremanent component (TRM) is generally the dominant one. Although the present magnetic field differs significantly from that of a geocentric axial dipole field for that latitude (declination of 0° and inclination of -36°), we have used this direction for the magnetization, since it well represents the TRM direction of the terrains when secular variation effects are averaged, and because the generally high Koenigsberger ratio (i. e. the ratio of the natural remanent magnetization to the induced magnetization) of volcanic rocks indicates a preponderance of the thermoremanent magnetization component over the induced one.

On the submarine flanks and the surrounding seafloor, we observe moderate to long wavelength linear anomalies typical of the magnetic fabric of the oceanic crustal structures. We also note the presence of shorter wavelength and less extensive anomalies located mostly on the upper submarine flanks. These latter volcanic anomalies will be the target of our study. We have therefore filtered the marine map to minimize the signals related to the oceanic crust. The residual map is shown on figure 3a.

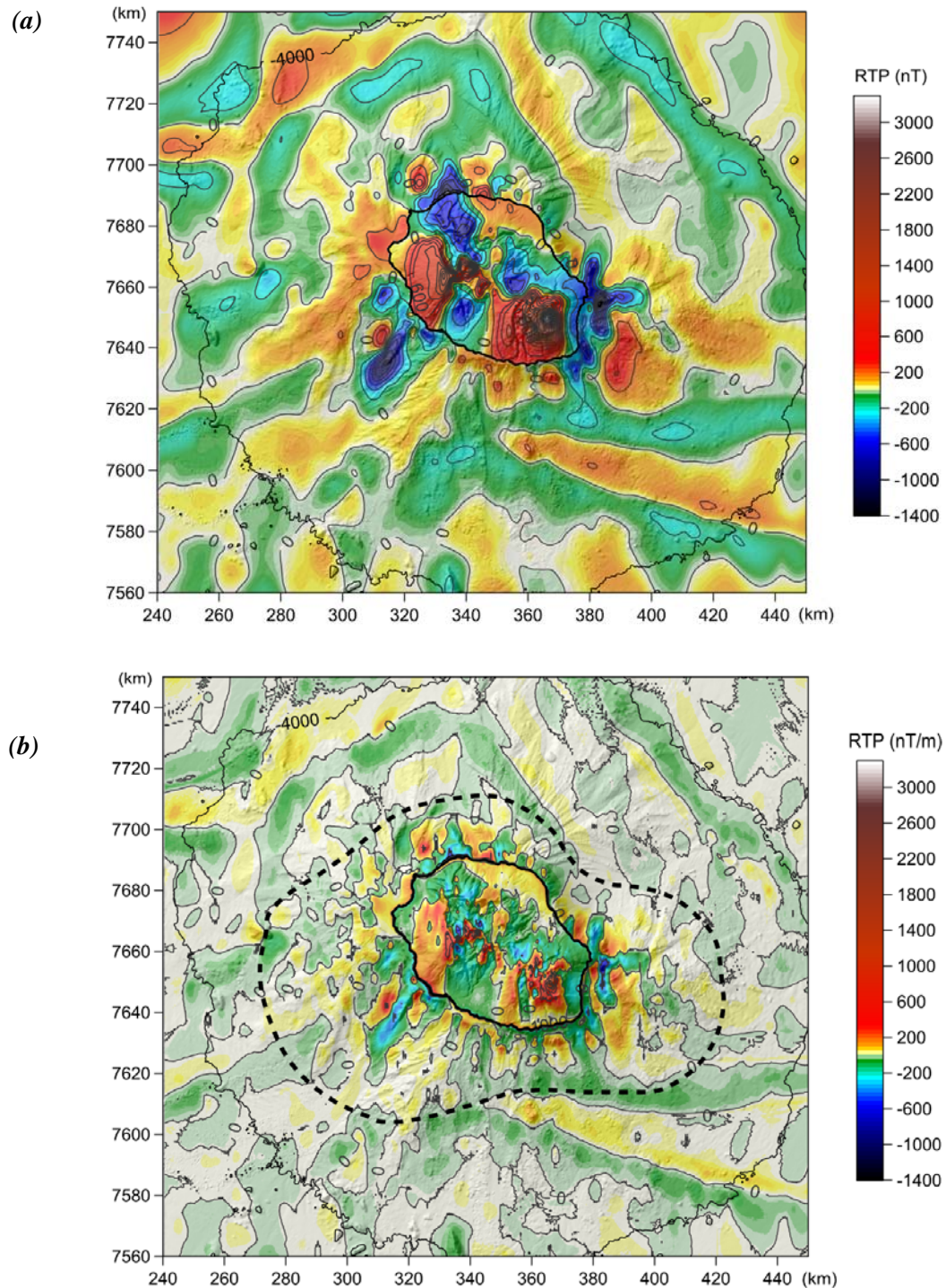


Figure 3 : **a)** Composite RTP magnetic anomaly map (contour interval: 200 nT): the marine part is computed at sea level and the on land part is computed at 3500 m; **b)** Vertical gradient (contour interval: 500 nT m⁻¹) of the residual RTP map presented in (a). The black solid contours refer to the 0 m and -4000 m isobaths and the dashed contour evidences the area dominated by short to medium wavelength magnetic anomalies. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).

III.3. Modelling of the geophysical anomalies

We have carried out different modelling approaches in order to define the magnetic and gravity structure of the areas of interest. 3D inversions, computed using GRAV3D and MAG3D software developed by Li and Oldenburg (1998), have allowed us to obtain smooth general models of the magnetization and density distribution, whereas 2D modelling has been used to derive more detailed models constructed with more geological and geophysical constraints than the 3D inversions.

III.3.1. 3-D inversion

The inversions are carried out on residual magnetic RTP data and residual Bouguer data. The model region is divided up by means of a mesh model with variable eastward and northward extents depending on the area of interest. The size of the finite elements defining the models decreases towards the inner zone, where a higher resolution is required. The range of density and susceptibility, which can be negative to account for a reverse magnetization contrast, is fixed in each cell. In this study, the starting models have homogeneous magnetization or density (0 A m^{-1} and 0 kg m^{-3}), and no magnetization or density bounds have been imposed in the inversion. The parameters of the meshes are given for each study area in the table 3.

Modelled area	Cell size x*y*z (m)	Number of cells
Les Alizés area	200*200*100	5 116 640
Etang Salé Ridge area	1000*1000*500	189 720
La Montagne Massif area	200*200*100	5 214 825

Table 3: Parameters involved in the inverse magnetic modelling for each study area.

The inversion process tends to account for the observed anomalies with a succession of juxtaposed shallow bodies, with both normal and reverse magnetization, and both positive and negative density values. Some of these bodies are strictly superficial and some extend at depth to the base of the model volume. The different wavelengths of the observed anomalies are thus well reproduced. As is usual with this type of inversion, the structures present very smooth boundaries. As a consequence, we have used this first general approach to construct more detailed 2D models with sharp boundaries.

III.3.2. 2D Models

Since the geometrical constraints are more easily managed in 2D, 2D^{1/2} and 2D^{3/4} models have been constructed (using GMSYS software). In the 2D^{1/2} case, the structures are truncated at the same

distance from the section plane in the strike direction, and in 2D^{3/4} the structures are truncated at different distances. In addition, this kind of modelling also permits a strike different from 90°.

III.3.3. General geological and geophysical constraints

Very few constraints exist to infer the geometry of the internal structure of the submarine flanks. Apart from the bathymetry, only the seismic reflection works by de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997) carried out at the east and to the south-southwest of the island provide any information. The authors identify a V reflector as the base of the volcanic construction, above the oceanic sediments, and a shallower one, H, as the top of Les Alizés volcano. However, the authors themselves acknowledge that the interpretation of V is not well established.

The extent of the volcanic system can be assessed with the bathymetry and the seismic data from de Voogd et al. (1999). In the bathymetry, the base of the cone corresponds to a water depth of about -4000/-4250 m. In the seismic data an unconformity between the volcanic products and subhorizontal sediments is observed at similar depths. We have therefore assumed that the base of the volcanic cone lies around -4000 m. It should be stressed that this parameter is not crucial in the construction of the models, because the gravity and magnetic modelling is not usually very sensitive when studying the base of the sources.

With respect to the density and magnetization values used within the models, we have relied on data from the literature concerning La Réunion or similar contexts. Few data exist on the magnetization of La Réunion rocks except three paleomagnetic studies (Chamalaun, 1968; Chauvin et al., 1991; Raïs et al., 1996), which provides natural remanent magnetization (NMR) and susceptibility values for some particular geological sections in the Piton de la Fournaise and Piton des Neiges volcanoes. As is common for basaltic rocks, the major factor is the thermoremanent magnetization (TRM), and the Koenigsberger ratio (i. e. the ratio of the natural remanent magnetization to the induced magnetization) is high. However, most of the offshore volcanic constructions have probably been emplaced underwater and should be predominantly composed of pillow lavas. Some studies (Delius et al., 2003) show a lower remanent magnetization for submarine basalts as compared to their subaerial counterparts. Since the magnetization of the underwater formations cannot be precisely constrained in the case of La Réunion, we have kept a realistic range of magnetization of $\pm 8 \text{ A m}^{-1}$ in the models (Chamalaun, 1968; Chauvin et al., 1991; Raïs et al., 1996).

Density values in the models have been constrained using geophysical and geological observations. The homogeneous reduction density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ used to construct the map corresponds to an average density of the whole volcanic system. From measurements on drill hole samples, Demange et al. (1989) report densities between 2.5 and $2.9 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for pyroclastites and lava flows, and between 3.1 and $3.35 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for intrusive rocks. In addition, lower density values

have been inferred for formations on land and offshore in the interpretation of gravity anomalies (Gailler et al., 2009). Accordingly, the different types of formations have been modelled using density ranging from 1.6 to $3.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

IV. OFFSHORE CONTINUATION OF THE VOLCANIC CONSTRUCTIONS OF LA RÉUNION

Three areas, to the east, southwest and north of the island, show volcanic constructions extending from the coast up to some tens of kilometers offshore. Since these constructions are buried beneath the debris avalanche deposits and the sediments covering the submarine flanks, their identification relies mostly on the pattern of the magnetic anomalies.

IV.1. Magnetic signal of buried volcanic constructions on the submarine flanks

The RTP maps (Fig. 3a) clearly show the presence of both normal and reverse magnetic anomalies extending from the coast up to a few tens of kilometers offshore. These anomalies do not coincide with the extent and the shape of the submarine flanks. The vertical gradient map allows us to differentiate clearly these anomalies associated with the volcanic constructions from those of the crust due to their shorter wavelengths, which indicate a shallower origin. We can therefore infer that these anomalies are generated by volcanic constructions related to La Réunion volcanism. Another independent argument is the relatively high amplitude of the anomalies, comparable to the on land ones. As previously shown, mafic volcanic rocks, such as those from La Réunion, generally have a very high magnetization and their total magnetization is dominated by the thermoremanent component. The high proportion of reverse anomalies indicates that the sources have kept a coherent thermoremanent component of magnetization and, consequently, that a large portion of these volcanic constructions predates the Bruhnes-Matuyama reversal. By contrast, the rest of the submarine flanks, which are thought to be mostly constructed of accumulated breccias and sediments (Oehler et al., 2008), are virtually 'transparent' from a magnetic point of view. Within breccias, the thermoremanent components of the blocks are randomly oriented, leaving only a relatively weak induced magnetization component. Therefore, the breccias do not generate magnetic anomalies comparable in amplitude to that of massive volcanic constructions.

IV.2. Extent of the magnetic anomalies associated with volcanic constructions

The vertical gradient map (Fig. 3b) enables the signal of the shallowest sources to be amplified. Therefore, the short wavelength anomalies of the vertical gradient correspond to the geometric and magnetization heterogeneities in the shallow parts of the sources bodies of the RTP anomalies shown in figure 3a. Accordingly, the distribution of this short wavelength signal can be used

to map the extent of the volcanic constructions around La Réunion, which form a continuous belt around the island as underlined on figure 3b. To the east and southwest the belt is shown to be significantly larger than in the other sectors.

IV.3. The eastern submarine anomalies

IV.3.1. Geological setting

The eastern zone of La Réunion (Fig. 4a) has long been recognized as a particular area within the volcanic system, being both the site of the presently active volcanic part of the island and the location of the old Les Alizés volcano (Lénat et al., 2001). Offshore, the area is covered by sediments and landslides products. Most of the landslide breccias on the surface have a subaerial origin and are younger than 115 ka (Cochonat et al., 1990; Labazuy, 1996; Lénat et al., 1989; Lénat et al., 2009; Oehler et al., 2008; Ollier et al., 1998). However, an age of 1.8 Ma was measured on a dredged sample (Lénat et al., 2009), suggesting that parts of Les Alizés volcano could be involved in the mass wasting events of this area, as also suggested by Oehler et al. (2008). In addition, offshore reliefs approximately along the NE and SE continuation of the Piton de la Fournaise rift zones, have been regarded as remnants of volcanic constructions predating the Piton de la Fournaise (Lénat et al., 1989; Lénat et al., 1990).

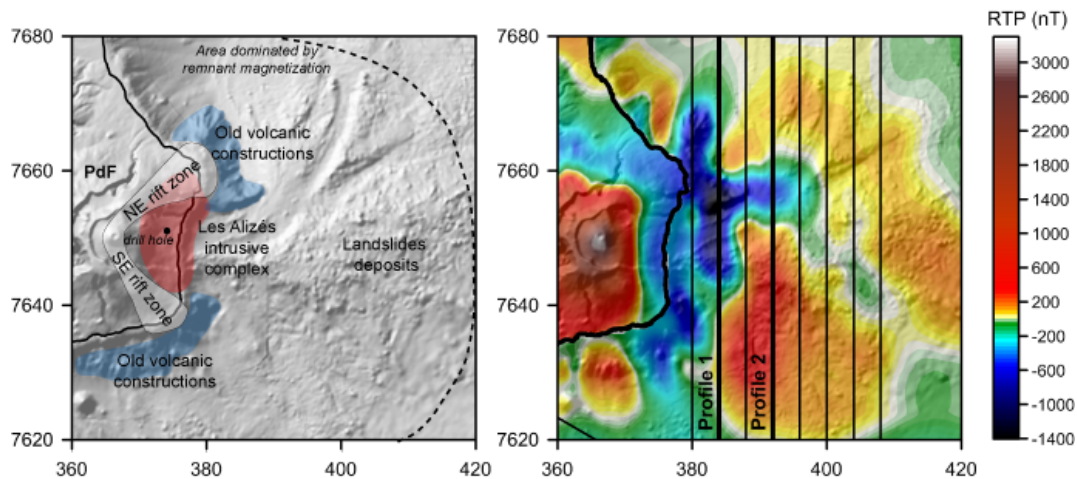


Figure 4: **a)** Map showing the major features associated with the eastern part of La Réunion: the Piton de la Fournaise rift zones, the inferred old volcanic constructions in their continuation (Lénat et al., 1989; Lénat et al., 1990), the drill hole location in the Grand Brûlé area, Les Alizés intrusive complex evidenced by the drill hole and the gravity data, and the landslide deposits characterized by a chaotic topography. Les Alizés intrusive complex extension is derived from the -1400 m contours of our 3D model presented in figure 5; **b)** Extract of the composite RTP magnetic anomalies map (Fig. 3a) centered on the eastern area of La Réunion, with the location of the profiles studied in (c);

Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).

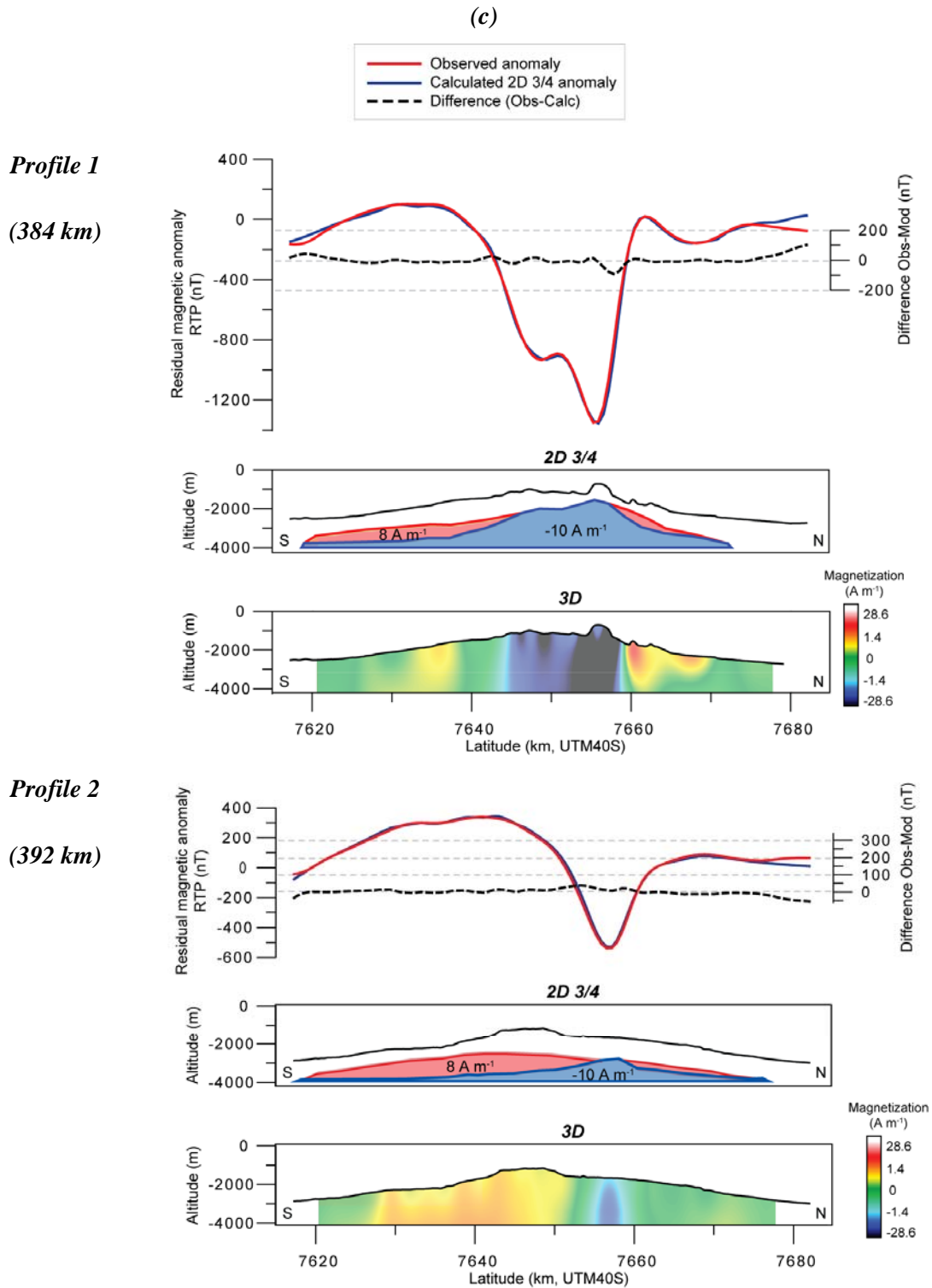


Figure 4: c) 2D^{3/4} models of the magnetic anomalies along the profiles located in (b) in thicker lines.

The bottom sections show the 2D^{3/4} magnetic models in the foreground, superimposed on the corresponding sections in the 3D inversion model in the background. The 2D structures are truncated at a distance of 26 km eastward and 19 km westward from the profile direction in (a) and at a distance of 18 km eastward and 27 km in (b). The normally and reversely magnetized structures are represented in red and in blue respectively. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).

IV.3.2. Description and modelling of the magnetic anomalies

The eastern area is characterized by high amplitude, mostly negative anomalies (Fig. 4b). In addition, near the coast, the negative anomalies appear along the continuation of on land negative anomalies in association with recent lava flows from the Piton de la Fournaise which may appear as conflicting. However, it is shown in a separate paper (Gailler and Lénat, submitted in JVGR) that the Piton de la Fournaise lava pile is rather thin in this area and underlain by reversely magnetized formations. The presence of both negative and positive anomalies offshore indicates unambiguously that the anomalies are created by layers which have preserved their original geological coherence, and that the signal is dominated by their thermoremanent component of magnetization. Moreover, the negative anomalies indicate that part of the source is older than the Brunhes-Matuyama magnetic reversal (0.78 Ma).

The short to medium wavelengths character of the anomalies suggest a rather shallow depth to the top of the sources, as also indicated by the strong vertical gradient in this area (Fig. 3b). A correlation is observed near the coast between the location of the negative anomalies and the relief interpreted as old volcanic constructions predating the present rift zones of Piton de la Fournaise (Fig. 4b). Elsewhere, the anomalies do not coincide with any known surface structures, suggesting that a large part of the volcanic construction lies buried in this zone. The modelling of the anomalies will help us to determine the location and the morphology of these constructions.

A 3D inversion has been carried out and 2 $D^{3/4}$ models have been constructed along 7 evenly spaced profiles oriented north to south between the coast and the eastern tip of the anomalies (Fig. 4c). The base of the structures is fixed at -4000 m according to the assumption described above, and both the shape and the magnetization are adjusted to account for the observed anomalies.

Since any magnetic (or gravity) anomaly can be accounted for by an infinite number of different sources, the modelling of magnetic and gravity anomalies presents a problem known as the 'non-uniqueness problem'. However, the domain of the solutions is drastically limited when geologically plausible constraints, such as geometry, magnetization and density values, are specified in the models. In this work, the 2D $3/4$ models are constructed to obtain the simplest possible source shapes, while their geometry and magnetization remain compatible with the geological observations. Since the modelling suggests that both normal and reversely magnetized bodies are present, we have assumed that the reversely magnetized formations are located beneath the normally magnetized ones, when these latter are present. We therefore propose that anomalies are caused only by normally magnetized Brunhes and reversely magnetized Matuyama constructions. Figure 4c shows two sections illustrating the 3D and 2D $3/4$ modelling results along the two profiles located in figure 4b. The other 2D $3/4$ models used in the 3D reconstruction are presented in the Data Repository of the Journal.

Figure 5 is a 3D rendering of the inferred model surface, built by interpolation of the 2D models along the 7 profiles. It shows the general morphology of the offshore construction. The general shape of this concealed portion of La Réunion volcanism is that of a volcano flank, becoming thinner offshore and connecting to the on land construction. In addition, the lateral extent of this structure is compatible with that of a flank of Les Alizés volcano lying around the Grand Brûlé hypovolcanic complex.

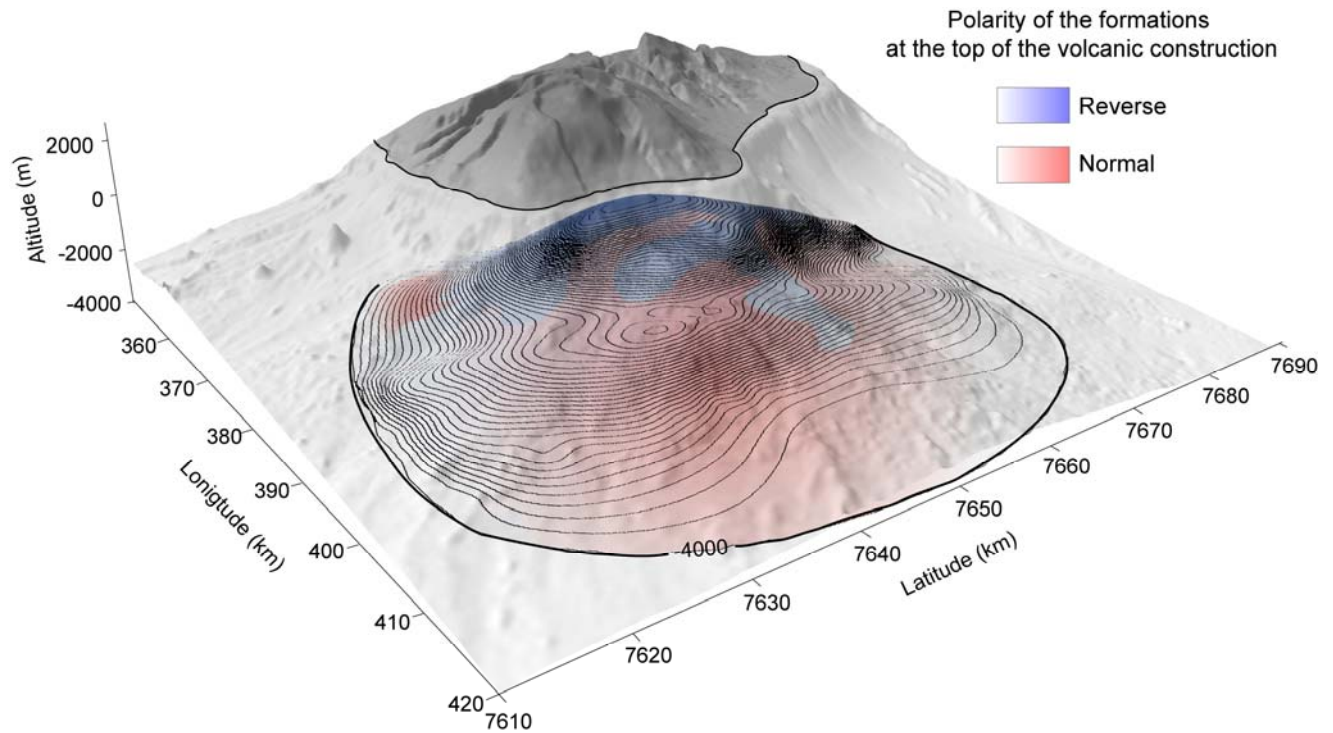


Figure 5: 3D morphology of the eastward submarine flank of Les Alizés volcano surface reconstructed using the results of the 2D $\frac{3}{4}$ modeling. The contours represent the top of the magnetic structures obtained through modelling (contours interval: 50 m).

IV.4. Comparisons with the seismic data and interpretations

On the offshore seismic reflection profiles from the Reusis survey, the two main interfaces identified by de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997) (the top of the oceanic basement (B) and the top of the sediments, named the base of the volcanoclastic edifice (V) by the authors) are separated, on average, by 600 m of oceanic sediments. A third interface H, has been observed on some profiles between V and the surface.

Identifying V as the base of the volcanoclastic edifice, de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997) propose that the crust is bulging upwards in this area (Fig. 8). The H horizon follows the same pattern and Pou Palomé (1997) suggests that it could also represent the top of Les Alizés volcano.

Considering the relative accuracy of the two methods, a striking convergence is observed between the topography of the crust bulge inferred by the authors of the seismic interpretation and that of the volcanic construction derived from our magnetic interpretation (Fig. 8). Thus the question of the nature of this apparent bulge must be resolved in order to understand the evolution of this area.

The magnetic signature of this area seems incompatible with that of a bulged oceanic lithosphere. The oceanic crust is typically characterized by long wavelength positive and negative strips. Although the pattern of oceanic magnetic anomalies is quite complex around La Réunion (Bissessur et al., 2009), the latter are easily differentiated from the short wavelength and heterogeneously distributed anomalies related to the volcanic construction (Fig. 3a). An upwardly flexed oceanic lithosphere could not create the short wavelength alternation of positive and negative anomalies observed over the eastern offshore zone of La Réunion (Fig. 3 and 4). Accordingly, we infer that the V and H seismic horizons do not correspond to a bulge of the lithosphere in this area, but to the top, or internal interfaces of a buried, still coherent, part of the volcanic construction of La Réunion. The shape and lateral extent of this construction is fully compatible with the remnants of the eastern flank of Les Alizés volcano which is now almost completely buried beneath subsequent products resulting from constructive and destructive processes of the volcanic edifice.

This interpretation can be generalized to the northern and southern parts of the island in the areas covered by the de Voogd et al. (1999) survey. In this, the authors also propose that the oceanic crust is rising upwards toward the island (Fig. 8). However, this apparent bulging has a much lower offshore extent than that of the eastern area.

From a magnetic point of view, the areas where de Voogd et al. (1999) propose a crustal bulge correspond to the belt of short wavelength magnetic anomalies with normal and reverse polarity. On the basis of the modelling carried out for the eastern anomalies, we infer that this part of anomaly belt, to the east and to the southwest also corresponds to volcanic constructions unrelated to the oceanic plate. In the other places around the island apart to the north, as we will see hereafter, the volcanic constructions do not extend very far offshore, and the anomaly belt would thus just be generated by rocks from the natural slope of the volcanic construction of the island.

IV.5. The southwestern submarine anomalies

IV.5.1. Geological setting

The southwestern submarine flank of La Réunion is characterized by the presence of a conspicuous sharp ridge oriented 30°N, about 17 km long, 2-3 km wide and 400-800 m high (Fig.6a). This ridge, named Etang Salé Ridge (ESR), is located at the saddle between the southern and eastern bulges of the submarine flanks (Oehler et al., 2008). Lénat et al. (2001) have suggested that it could be

an ancient rift zone of the Piton des Neiges which has been partially eroded by mass wasting events. The on land continuation of the ridge is characterized by an alignment of strombolian satellite cones observed between the coast and the summit of this flank of the Piton des Neiges volcano (Fig. 6a). The cones and their basement belong to the Differentiated Series (330-12 ka; Billard and Vincent, 1974; Deniel et al., 1992; Deniel and 115-144., 1990; Gillot and Nativel, 1982; McDougall, 1971) of the Piton des Neiges.

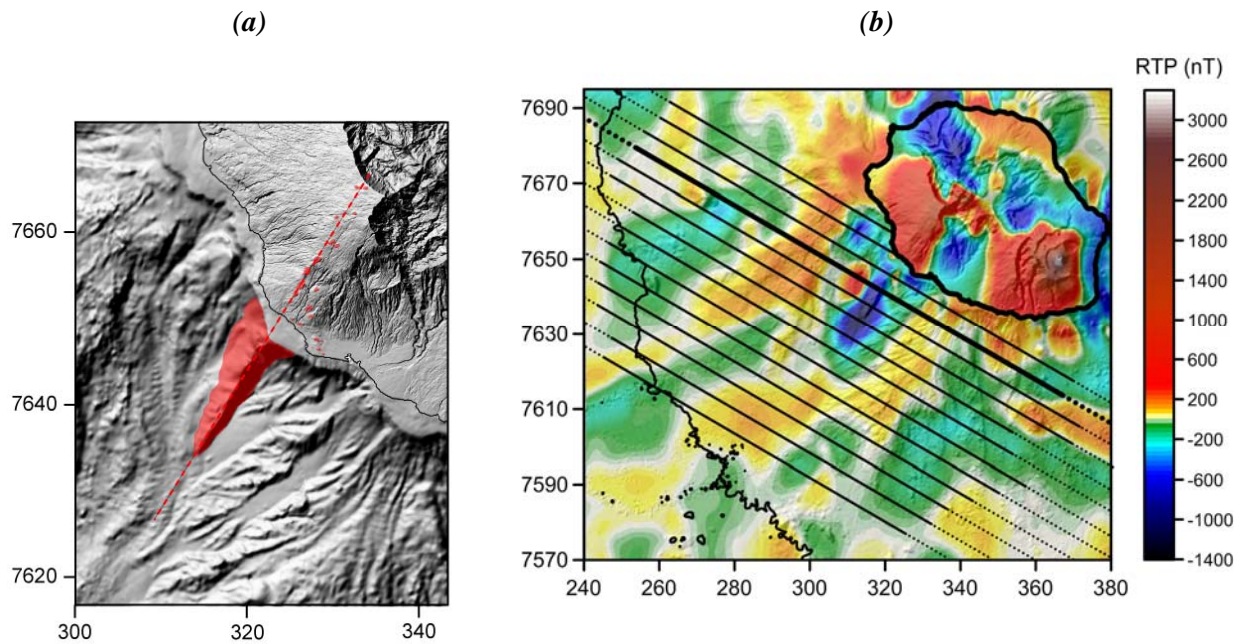


Figure 6: *a) Offshore Etang Salé Ridge (red area) and line of strombolian parasitic cones (red points) on the southwestern flank of Piton des Neiges, both oriented N30°. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S); b) Southwestern extract of the RTP magnetic anomaly map presented in figure 3a and location of the profile studied in (c); Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).*

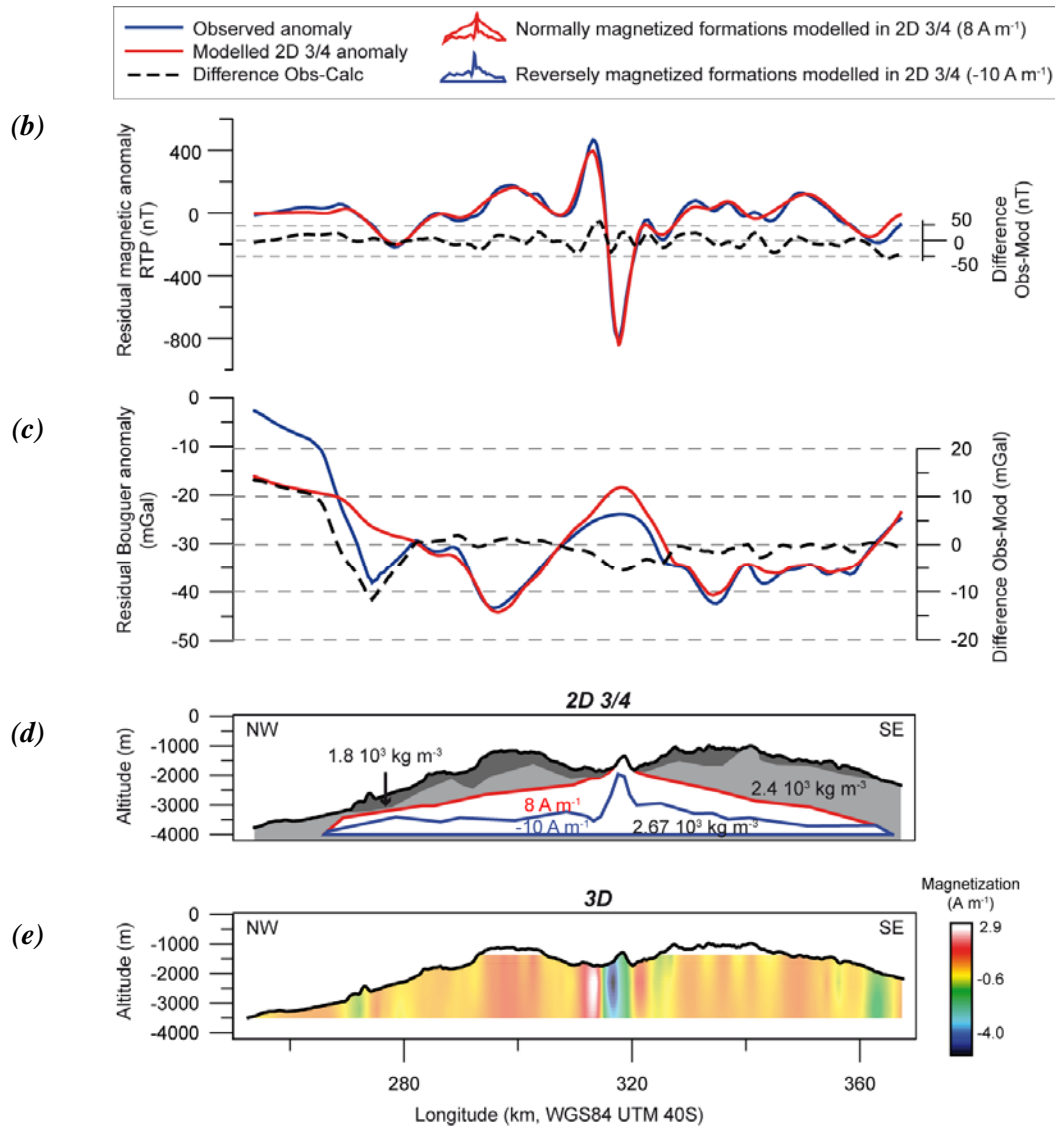


Figure 6: **c)** $2D^{3/4}$ models of the magnetic anomalies along the profile located in (a) in thicker line. The 2D structures are truncated at a distance of 25 km northward and 38 km southward from the profile direction in (a) and at a distance of 33 km northward and 30 km southward in (b). The normally and reversely magnetized structures are represented in red and in blue respectively; **d)** Gravity $2D^{3/4}$ model along the same profile. The volcanic constructions defined by the magnetic interpretation (b) are modelled with a density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, whereas the inferred pile of mass-wasting derived breccias has densities between $1.8\text{-}2.4 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S).

IV.5.2. Description and modelling of the magnetic anomalies

As shown on figures 3 and 6b, this submarine area is characterized by large and extensive magnetic anomalies, comparable to those observed on the eastern submarine flank. The anomalous zone is not restricted to the submarine Etang Salé Ridge, but extends farther offshore (about 38 km)

and is wider (about 36 km near the seashore). The area of short to medium wavelength anomalies can even be extended if the vertical gradient is considered (Fig. 3b), because a high frequency signal is still present on the lower slopes and the foot of the anomalies. Both positive and negative anomalies are observed, although the latter cover a larger surface. At the shoreline, the magnetic anomaly switches abruptly to being positive. This on land positive anomaly originates from the fact that the volcano flank is covered by a thick sequence of products from the Differentiated Series (330-12 ka) producing a large positive anomaly (Lénat et al., 2001). Using the same rationale as for the eastern zone, we infer that the magnetic anomalies in the near offshore zone are caused by the presence of buried volcanic constructions, some of them being older than the Brunhes-Matuyama reversal of 0.78 Ma.

As in the case of the eastern continuation of Piton de la Fournaise, we consider that both negative and positive anomalies are superimposed and could correspond to successive construction stages at different epochs. Along the southwestern submarine ridge, 2D^{3/4} models have been constructed along 14 NW-SE evenly spaced profiles between the coast and the southwestern tip of the anomalies (Fig. 6b). We found that three significantly different types of models can each explain the observed magnetic anomaly pattern.

In the first type, the positive and negative anomalies can be explained by juxtaposed structures with normal and reverse magnetization as suggested by the 3D inversion results. The second type is derived from volcanological considerations and is comparable to the models for the eastern flank, considering a basal, homogeneous, reversely magnetized structure covered in some areas by normally magnetized formations. In this case, the bathymetric ridge is not considered as a magnetic source. The last set of models is based on the same configuration as the second type, but the magnetized structure includes the bathymetric ridge, that is the upper surface of the modelled construction mimics the topography of this relief. Each type of model satisfies the observed magnetic signal and it is therefore not possible to select one type on modelling arguments alone. From a volcanological point of view, however, we favor the third type of models since it seems more rational to consider that a pile of constructions built during the Matuyama period is covered by constructions built during the Brunhes epoch, where the well defined bathymetric ridge also corresponds to a volcanic constructional feature. The magnetic signal also suggests a stronger magnetization for the ridge and its continuation

Figure 6c shows a selected section to illustrate the 3D and 2D^{3/4} modelling results along the profile located on figure 6b. The other 2D^{3/4} models used in the 3D reconstruction are presented in the Data Repository of the Journal. The upper surface of the overall magnetic structure can be modelled as being relatively smooth, with the surface of the underlying reversely magnetized structure being more chaotic. Within this latter structure, the area corresponding to the large negative anomaly elongated along a N30 direction, is modelled by formations with a higher magnetization. At the northeast, this highly magnetized structure coincides with the Etang Salé Ridge. Downslope, when this bathymetric feature vanishes beneath the volcano-detritic products, the modelled linear structure continues for a

further 10 kilometers. However, because of the non-unicity of the solution reliable to the modeling approach, the models cannot resolve the magnetization intensity and polarity of the ridge itself. In figure 6c, we show that the top of the structure could be normally magnetized.

IV.5.3. Joint interpretation of the gravity and magnetic data

One of the major features of the newly compiled Bouguer anomaly map is the presence of a negative gravity belt at the land-sea transition, together with strong negative anomalies associated with the submarine flanks. However, over the southwestern area where the magnetic anomalies are observed, the gravity signal appears less negative compared to the adjacent southern and western topographic bulges (Fig. 2). In order to investigate the gravity signal, several models have been built at different scales.

A 3D inversion has been carried out on a zone covering the area shown in figure 6. The result suggests that the anomaly pattern can be primarily explained by considering a relatively lower density for the two large bulges on the NW and SE sides of the inferred volcanic ridge.

We have, therefore, explored models explaining both the gravity and magnetic signals. Figure 6d presents the results obtained along profile 1 located in figure 6b. In this model, the magnetic structure, corresponding to the volcanic construction, is inferred to have a density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, whereas the overlaying terrains, thought to be mostly constituted of breccias, have a lower density.

This joint model provides information on the nature of the ridge and the surrounding volcanic constructions. The Etang Salé Ridge lies along the continuation of a subaerial rift zone-like structure (Fig. 6a) and it bears morphological similarities with rift zones in similar context such as the submarine Puna Ridge (Smith et al., 2002) along the continuation of the east rift zone of Kilauea volcano in Hawaii. The Puna Ridge is characterized by a high magnetization (Smith et al., 2001) and the presence of a positive gravity anomaly explained by Leslie et al. (2004) by the presence of a dike swarm. The bathymetric feature of Etang Salé Ridge also exhibits high magnetizations, but the fact that it is surrounded and partially covered by low density breccias and sediments precludes an unambiguous observation as to whether or not it is associated with a positive gravity anomaly. However, the presence of a large gravity anomaly that would be associated with a dense and large body of intrusions and cumulates, similar to the Grand Brûlé anomaly (Fig. 2) can be ruled out. In summary, the morphology of the ridge and the interpretation of the magnetic and gravity data strongly suggest that there is a considerable offshore extension of the volcanic construction of La Réunion to the southwest of the island. This construction could be more or less organized around a long rift zone structure.

The morphology of this volcanic construction has been reconstructed using the evenly spaced $2D \frac{3}{4}$ magnetic models (Fig. 7). The resulting structure presents an ellipsoidal shape about $80 \times 90 \text{ km}$

in dimension, centered on the rift zone. This result suggests that the constructed part of La Réunion volcanism extends much farther to the southwest than previously known, and that parts of this lateral volcanism predates the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Because of the strong arguments supporting continuity between a Piton des Neiges rift zone, the Etang Salé Ridge and the buried part of the latter, the offshore construction is probably associated with lateral eruptions of the Piton des Neiges volcano. The alignment of the cones (Fig. 6a) of recent ages (Differentiated Series) on the Piton des Neiges subaerial portion, and the magnetic interpretation clearly indicate that the Etang Salé rift zone has been active since before the Brunhes-Matuyama reversal for at least a few hundred thousand years.

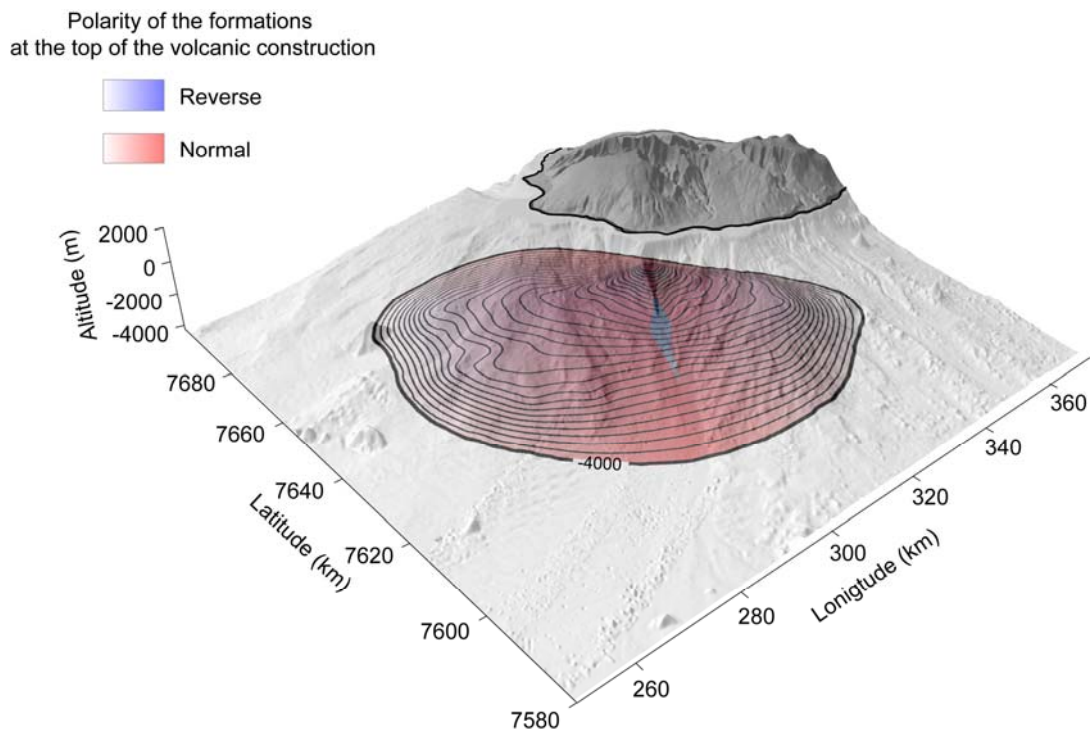


Figure 7: 3D morphology of the surface of the Submarine Ridge of Etang Salé reconstructed using the results of the 2D $\frac{3}{4}$ modeling. The contours represent the top of the magnetic structures obtained through modelling (contours interval: 50 m).

IV.5.4. Comparisons with the seismic data

The Etang Salé Ridge is only partially covered on its eastern side by the seismic data from de Voogd et al. (1999). Like in the case of the eastern submarine flank described above, we note a clear correlation between the location of the crustal bulging inferred by de Voogd et al. (1999) and that of the volcanic construction derived from our magnetic and gravity data interpretation. This can be clearly observed on figure 8. Keeping in mind the uncertainties of both types of data, we note that the seismic V horizon follows the same trend as the inferred volcanic construction.

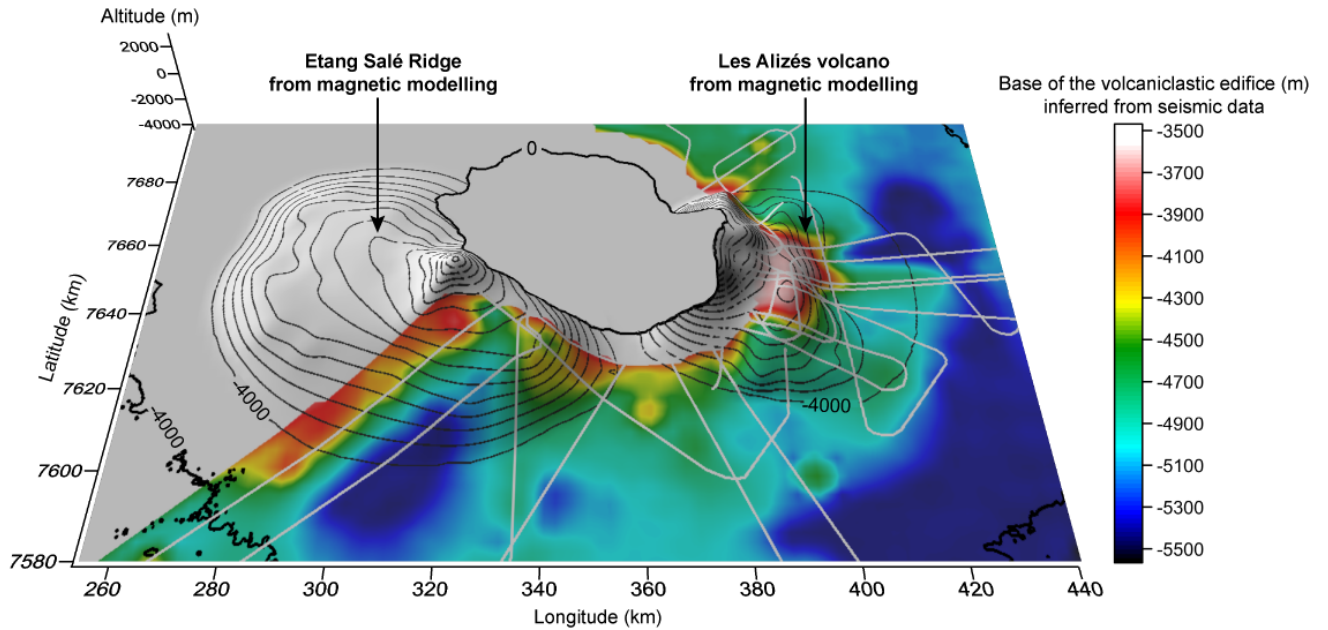


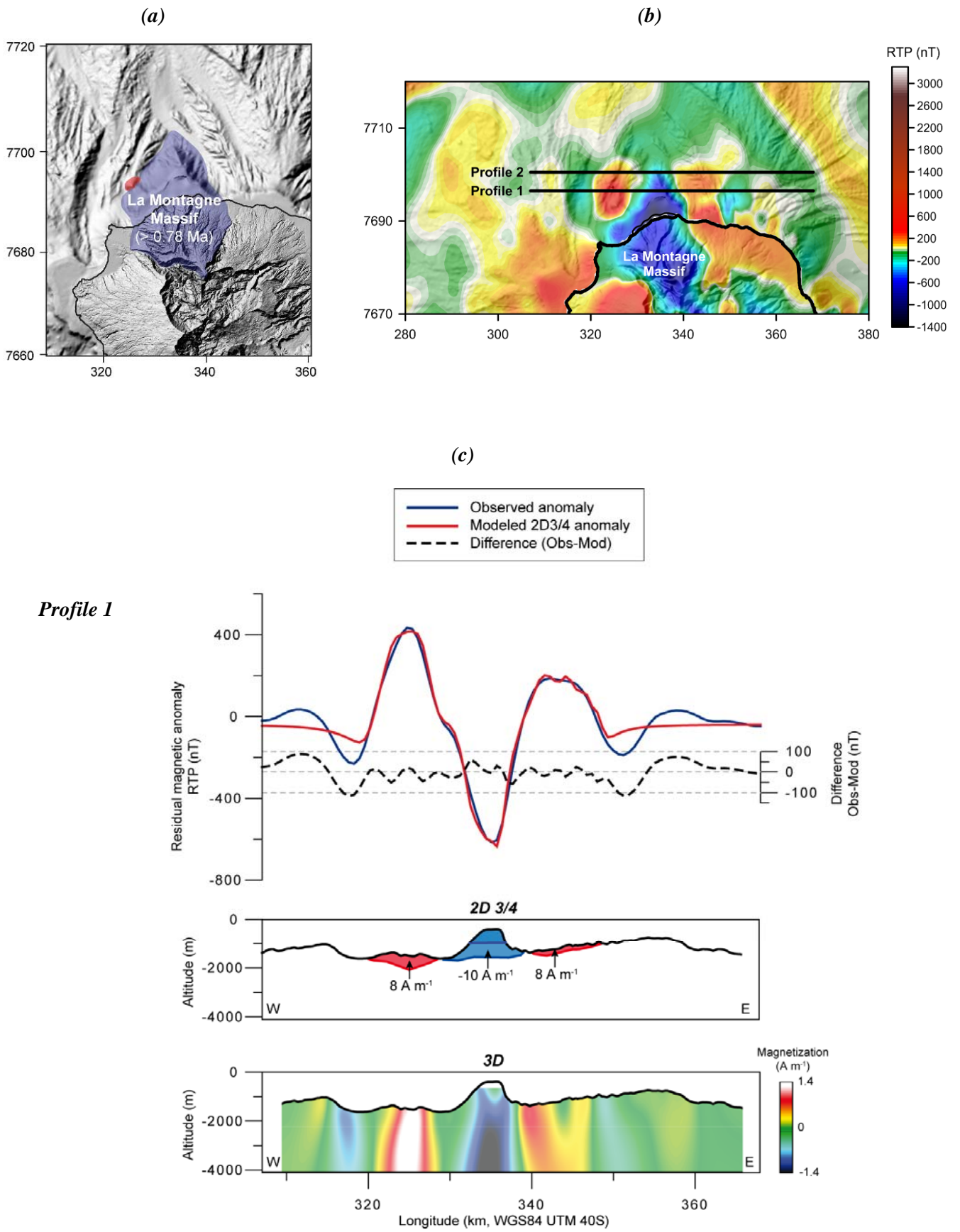
Figure 8: Comparison between the topography of the eastern and southwestern volcanic constructions inferred from the magnetic interpretation (shown in shaded relief and as 200 m interval contours) and the top of the V horizon of de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997), shown as color coded topography. The black line represents the coastline location and the white lines locate the Reusis survey profiles.

We therefore suggest that, in this area also, the lithospheric bulging proposed by de Voogd et al. (1999) beneath La Réunion does not exist, and instead represents the signature of the volcanic construction of La Réunion during its early stages.

IV.6. The offshore continuation La Montagne Massif

IV.6.1. Geological setting

La Montagne Massif occupies the northern part of the island (Fig. 9a) and is the oldest emergent part of La Réunion, with ages up to 2.08 Ma (McDougall, 1971). This pile of lava flows intersected by numerous dykes oriented N20°W has been interpreted as an ancient rift zone of Piton des Neiges (Chevallier and Vatin-Pérignon, 1982). Beyond the coastal shelf, La Montagne Massif continues for 5 to 10 km as a submarine promontory (Fig. 9a), rising between 500 to 1200 m higher than the surrounding areas, for a lateral extent of 15 km in its proximal part and 5 km in its distal part.



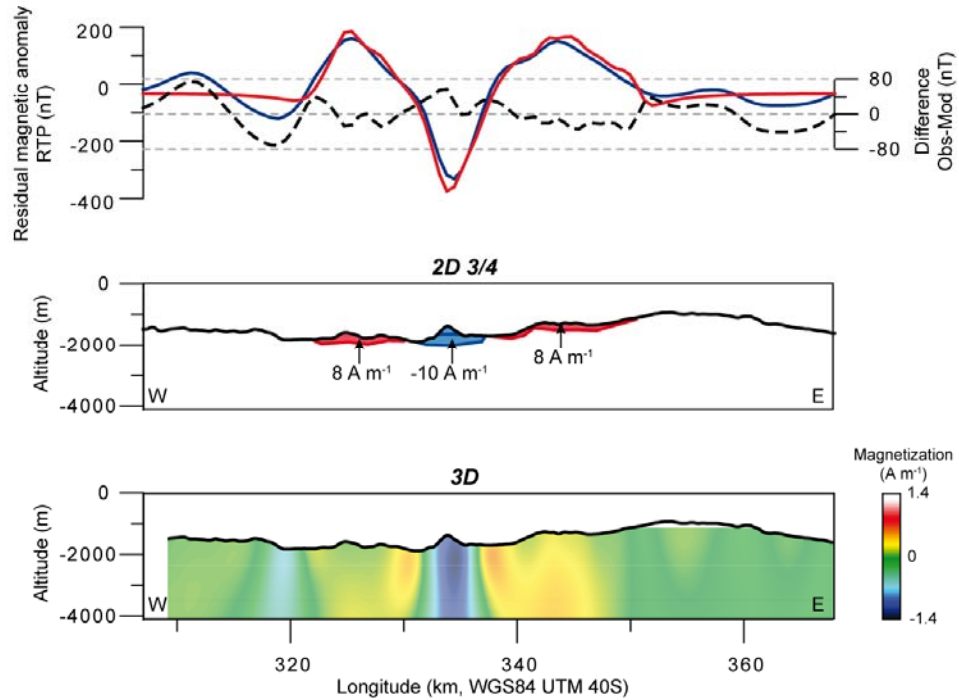
Profile 2


Figure 9: **a)** Shaded topography and bathymetry of La Montagne Massif (in blue). The area in red corresponds to a fresh-looking cone; **b)** Extract of the RTP magnetic anomaly map presented in figure 3a showing the anomaly pattern associated with La Montagne Massif. **c)** 2D^{3/4} magnetic models along the profiles located in (b). The bottom sections show the 2D magnetic models in the foreground, superimposed on the corresponding sections in the 3D inversion model in the background. The 2D structures are truncated at a distance of 7 km northward and 9 km southward from the profile direction for the first profile and at a distance of 3 km northward and 12 km southward for the second one. The normally and reversely magnetized structures are represented in red and in blue respectively. Coordinates in kilometers (WGS84, UTM 40S);

 IV.6.2. Magnetic study

On land as well as offshore, La Montagne Massif is characterized by a well defined negative magnetic anomaly surrounded by two short wavelength positive ones offshore (Fig. 9b). The latter coincide with a cone-like relief to the northwest and to the littoral shelf and slope to the east. As described by Lénat et al. (2001), the negative anomaly is coherent with the reversed magnetization expected for the subaerial formations according to the published ages of La Montagne Massif. Conversely, the two positive anomalies suggest the existence of formations younger than the Brunhes-Matuyama reversal on the edges of La Montagne Massif.

A 3D inversion of the northern area has been carried out and 2D^{3/4} models have been constructed along two E-W profiles practically orthogonal to the eastern boundary of the main

structure (Fig. 9b). The 3D inversion (Fig. 9b) produces a model with sharp limits between the reversely magnetized main structure and the two normally magnetized formations on the flanks. In the 2D approach, the anomalies can be modelled with shallow, normally and reversely magnetized structures. We note that the magnetization contrasts here are appreciably lower than those observed in the two previously described areas.

The magnetic models support the interpretation of the undersea promontory as the offshore continuation of La Montagne Massif. Beside this old massif, the surrounding normally magnetized structures suggest the emplacement of volcanic constructions younger than the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. In particular, the positive anomaly to the northwest coincides with a small, cone-like relief, 3 km in diameter, which appears surprisingly non-eroded, whereas all the other bathymetric features of the area exhibit signs of different degrees of erosion. However, the geological nature of this feature is not known.

IV.6.3. Gravity study

Whereas the geological nature of the on land massif and the magnetic models suggest that La Montagne Massif is mostly formed by dense rocks (massive lava flows and intrusions), a negative gravity signature is observed on land as well as in its submarine continuation (Fig. 10a). This pattern differs significantly from those observed for the eastern continuation of Piton de la Fournaise and the offshore part of the Etang Salé Ridge. It is well known that in oceanic islands delta-like lava are formed at the land-sea transition, composed mostly of pillow lavas, hyaloclastites and breccias (Skilling, 2002). Therefore, their nature explains their gravity signature.

A 2D^{3/4} model has been built (Fig. 10b) along the profile shown on figure 10a, based on the model proposed by Gailler et al. (2009) for the gravity anomalies offshore of Piton de la Fournaise rift zones. In this model, the submarine formations are interpreted as hyaloclastites and pillow lavas, because their density is generally lower than that of massive lava flows (Moore, 2001), and can explain this gravity pattern, whereas their stable thermoremanent magnetization (Harrison and Ball, 1974) can account for the magnetic one.

The offshore promontory is accordingly modelled as a low density structure. The density increases from 1.8 to 2.4 10³ kg m⁻³ from the seafloor to about 3200 m in depth to account for the lithostatic compaction (Moore, 2001), and a higher density (2.9 10³ kg m⁻³) is assigned to the subaerial part. However, to account for the gravity low above the subaerial part, the low density hyaloclastite layer should probably extend on land beneath the sea level. Geologically, this means that before La Montagne Massif emerged, it was mostly composed of hyaloclastites and pillow lavas, and then covered by the massive subaerial lava flows.

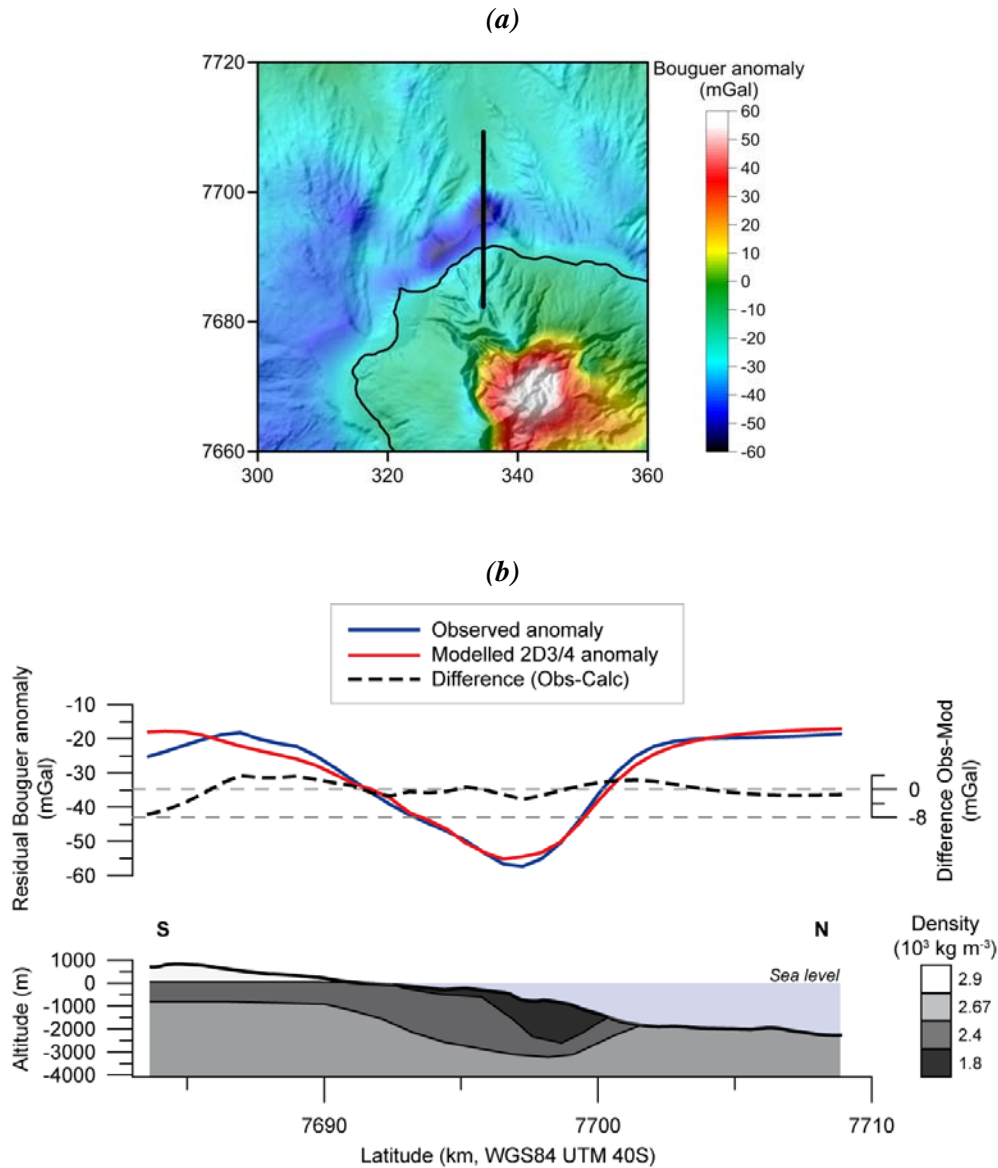


Figure 10: *a)* Location of the study profile on an extract of the Bouguer anomaly map computed for a density correction of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, centered on the northern part of La Réunion; *b)* $2D^{3/4}$ gravity model on the north to south profile 1 shown in (a). The inferred layers are truncated at a distance of 8 km and 12 km in the eastern and western profile directions respectively.

The magnetic and gravity models cannot prove whether or not La Montagne Massif was a rift zone, but they indicate that the massif is composed of underwater facies below sea level, and that it does not extend as far from the coast as the eastern and southwestern structures described earlier. A 3D reconstruction of the surface of the magnetic sources derived from the magnetic models (Fig. 9b) is shown on figure 11.

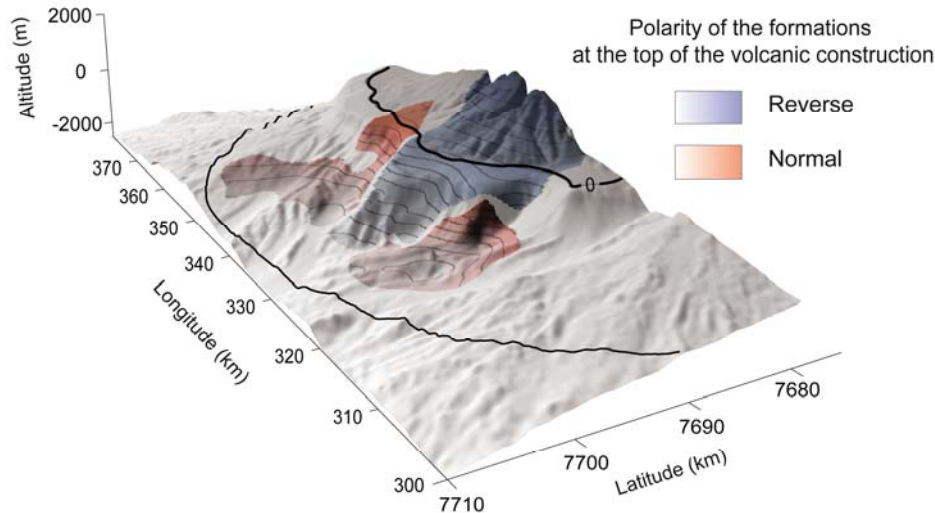


Figure 11: 3D morphology of the offshore continuation of La Montagne Massif surface from the results of the 3D inversion and the 2D^{3/4} magnetic modelling. The black line drawn offshore represents the maximum magnetic vertical gradient extent in the northern area.

V. STRUCTURE OF THE OTHER FEATURES OF THE SUBMARINE FLANKS

V.1. Geological description

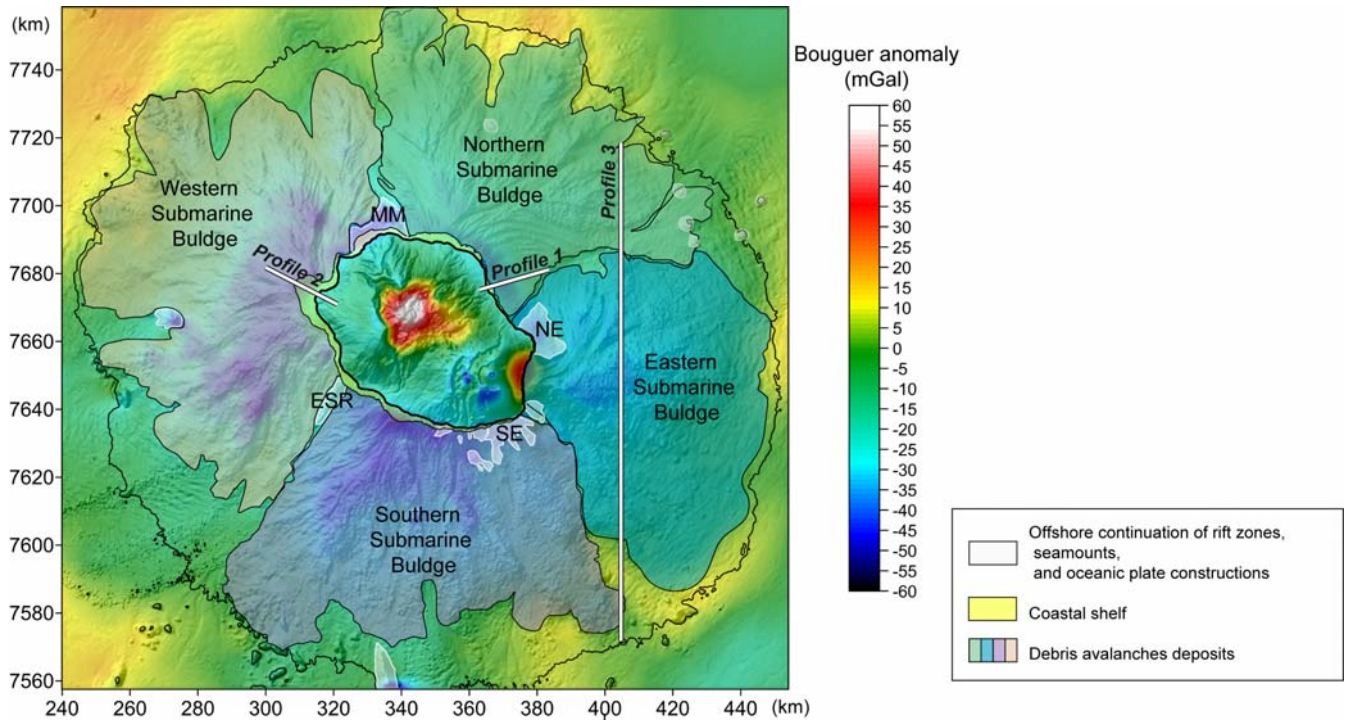
The surface geology of the submarine flanks of La Réunion has been extensively described by Oehler et al. (2008). The main features are four huge bulges covering the northern, eastern, southern and western submarine flanks from the coast to the oceanic sea floor (Fig. 12a). For Oehler et al. (2008), they are predominantly built up of accumulations of products deriving from mass wasting processes. A quasi continuous shelf is observed near the coast between sea level and approximately -100 m in depth (Fig. 12a), with an average width of 2-3 km around Piton des Neiges, but narrower around Piton de la Fournaise and disappearing altogether to the east. Oehler et al. (2008) associate this shelf with past sea level lows. In addition, Oehler et al. (2008) describe a few small volcanic constructions on the submarine flanks. Some of them, located near the coast, can be associated with La Réunion volcanism, whereas others, located on the lower parts of the flanks, are constructions belonging to the oceanic plate protruding above the submarine flank formations.

V.2. Description of the gravity and magnetic anomalies of the submarine flanks

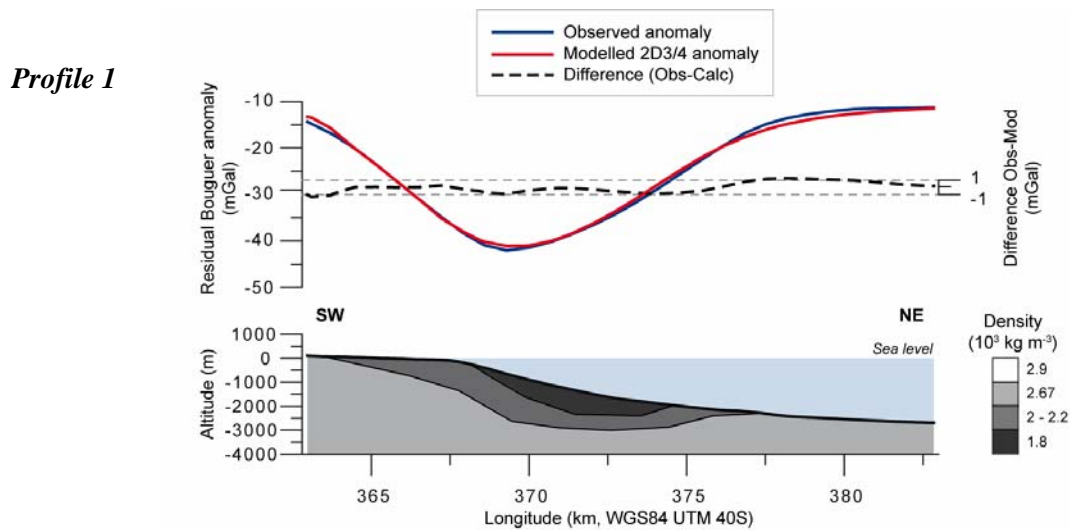
Each type of bathymetric feature defined by Oehler et al. (2008) is associated with a particular gravity signal (Fig. 12a). The coastal shelf corresponds to a negative Bouguer anomaly belt at the land-sea transition, and also to a belt of short wavelength magnetic anomalies (Fig. 3a). The submarine flanks are also characterized by negative Bouguer anomalies coinciding with the four topographic

main bulges. As previously mentioned, because of their brecciated nature (Oehler et al., 2008), the submarine flanks are virtually 'transparent' from a magnetic point of view, exhibiting no particular magnetic signal except in the areas analyzed above and to the west where the fan-shaped gravity low coincide with an approximately equivalent fan-shaped magnetic high. In this section, we will consequently use the gravity data alone to study the coastal shelf and the main submarine bulges.

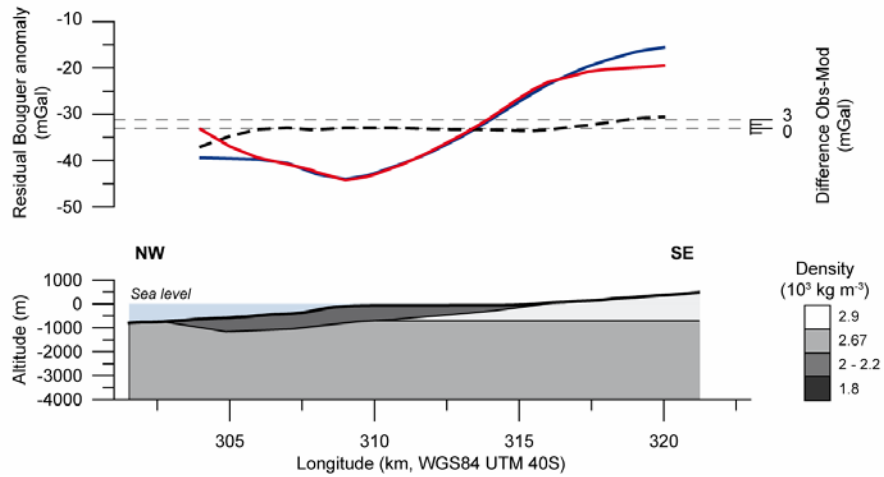
(a)



(b) Coastal Shelf



Profile 2



(c) Eastern Bulge

Profile 3

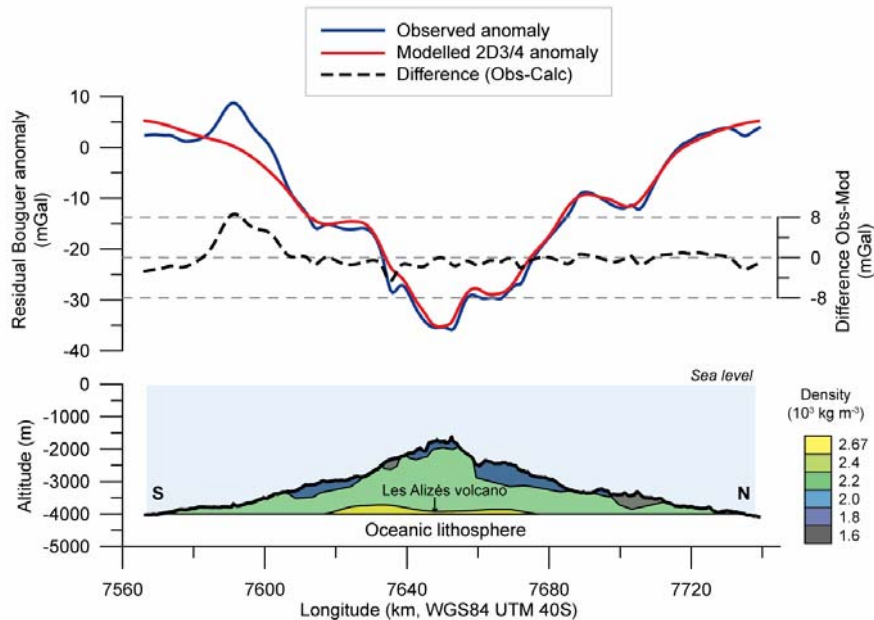


Figure 12: **a)** Interpretative distribution of the anomaly sources superimposed onto the Bouguer anomaly map presented in figure 2 (correction density of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$). The main features are presented: the coastal shelf, the northern, eastern, southern and western submarine bulges, and the offshore volcanic constructions (NE and SE: offshore continuation of the NE and SE Piton de la Fournaise rift zone respectively; ESR: Etang Salé Ridge; MM: La Montagne Massif). Coordinates in km, WGS84 UTM 40S; **b)** 2D^{3/4} models of the coastal shelf along the profiles located in (a); the layers are truncated at a distance of 20 km in the northwestern and 13 km in the southeastern direction along profile 1, and 26 km in both northwestern and southeastern directions along profile 2; **c)** 2D model of the Eastern Submarine Bulge along the profiles shown in (a).

V.2.1. Modelling and interpretation of the gravity anomalies associated with the coastal shelf

The negative Bouguer anomaly belt around the emerged complex suggests the presence of formations less dense than the density correction of $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, but the associated magnetic signature indicates the presence of undisturbed volcanic constructions. 2D^{3/4} models have been built to study these structures. As in the case of the offshore continuation of the Piton de la Fournaise rift zones and La Montagne Massif, the shelf can be assumed to be essentially built of hyaloclastites and pillow lavas. The coastal shelf is therefore modelled as a stratified structure (Fig. 12b), with density increasing from 1.8 to $2.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ with depth. Its vertical extent ranges from 2000 m (profile 1 on figure 12b) to 600 m (profile 2 on figure 12b).

The gravity models support the interpretation of the coastal shelf as deltas mainly composed of hyaloclastites and pillow lavas. This interpretation is also coherent with a narrower shelf around the young coasts of Piton de la Fournaise, where paleo-coasts formed during low sea level period have been resurfaced by subsequent lava flows. The fact that the negative pattern is less marked in the Etang Salé Ridge area may be related to the specific structure of this zone, as described above.

V.2.2. Modelling and interpretation of the gravity anomalies associated with the submarine bulges

As previously described, the four main bathymetric bulges are associated with negative gravity anomalies (Fig. 12a). This observation is in agreement with the interpretation of Oehler et al. (2008), who consider the bulges as accumulations of products derived from mass wasting. We have therefore assigned low density values to the bulges from the surface to the presumed base of the volcanic system at -4000 m, except in the areas where we have inferred the presence of volcanic constructions.

A 3D inversion has been carried out, and 2D models constructed for each bulge. The 3D models from inversion mostly show lateral variations of density within the bulges, but have a poor vertical resolution of the structures. For each bulge, two or three parallel profiles running perpendicular to the mean slope of the bulges have been modelled. Figure 12c shows a 2D model example obtained for a north-south profile on the eastern bulge. The anomaly is correctly fitted for a density of $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ for the overall bulge. However, in order to fit the shorter wavelength anomalies, lateral contrasts of density are required. In the model, the contrasts are created by shallow structures with a lower density than that of the overall bulge. The rationale is to consider that the surface deposits are less compacted than the deeper ones. For each bulge good correlations appear between the geological units defined by Oehler et al. (2008) and the distribution of surface densities in the models.

The interpolation of the density values along the individual gravity profiles (Fig. 13) illustrates this correlation on the map.

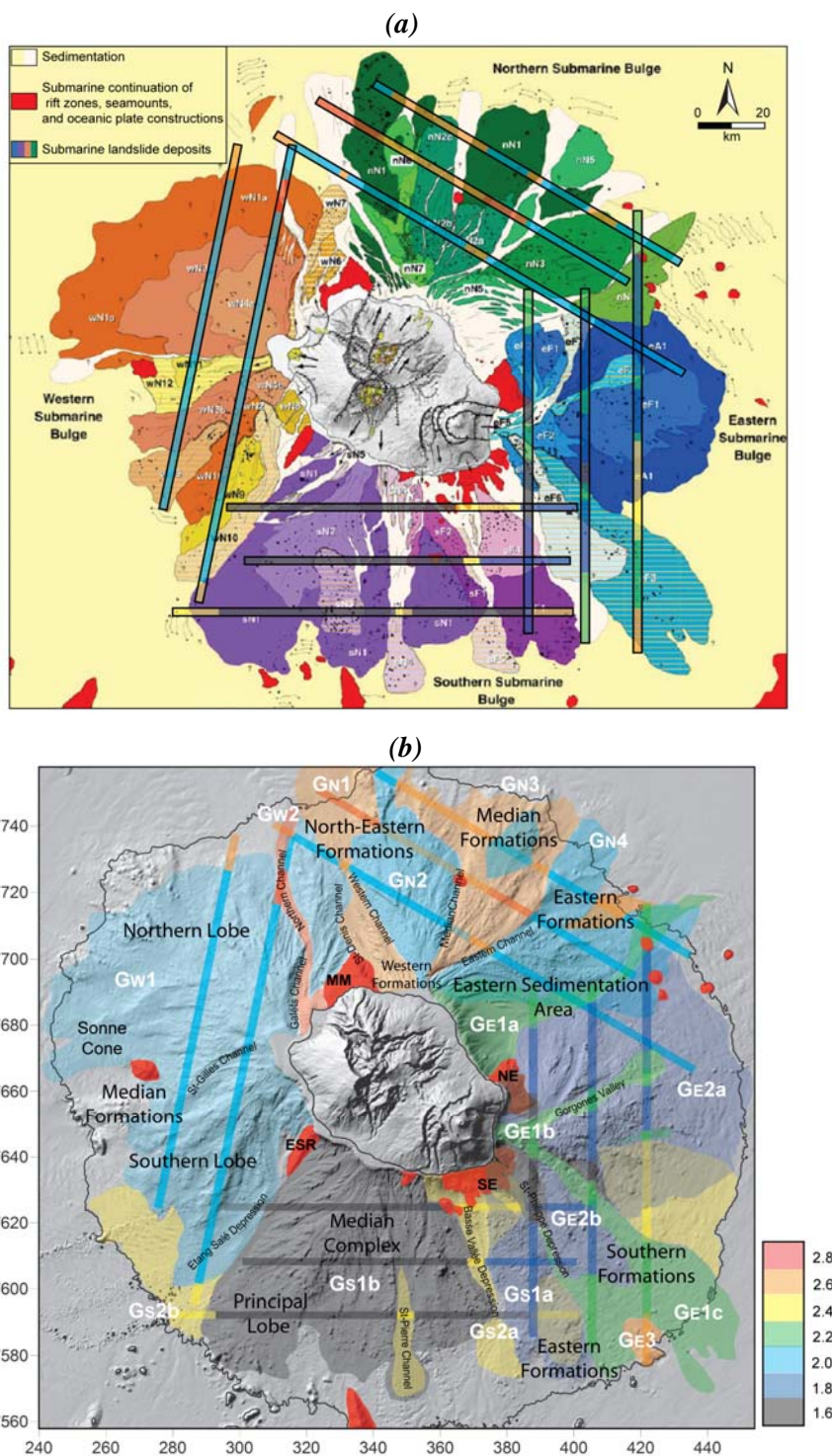


Figure 13: *a*) Geological map of the submarine flanks of La Réunion, from Oehler et al. (2008); *b*) Inferred 2D density distribution at the surface of the submarine flanks, based on the modelling along different profiles and the correlations with the geological units defined by Oehler et al. (2008). The labels (e.g. GE) refer to the gravity (G) units of North (N), East (E), South (S) and West (W). The numbers and their letter index (e.g. 1b) specify units and sub-units.

However, not all the units from Oehler et al. (2008) have a corresponding gravity signature. This is easily explained if we consider that, on one hand, some of the units are very small, and, on the other hand, that different units may have similar or even close densities. Some units, or set of units, can be clearly distinguished according to their density (Fig. 13b). The lower density range is associated with some large units (e.g. GN2, GN4 for the northern bulge, GE2a, GE2b for the eastern bulge, GS1a, GS1b for the southern bulge and GW1 for the western bulge), whereas moderate densities correlate with channels separating larger units (e.g. GE1b) and sedimentation zones (e.g. GS2a and GS2b). On the contrary, some units are associated with higher densities (e.g. GE3, GN1 and GN3), which also often correspond to units exhibiting large emergent blocks, a chaotic topography and a visible, thin sedimentary blanket (Oehler et al., 2008). These may represent denser mass-wasting deposits with a high content of mega-blocks. We also note that the western submarine bulge is significantly more homogeneous, in terms of density, than the three others.

VI. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Like for many volcanic islands, the submarine flanks of La Réunion represent a far greater surface and volume than the emerged part. Previous studies of the undersea parts of La Réunion and other volcanic islands have mostly focused on the surface products, using bathymetry, acoustic images and sampling. The new aspect of the work presented here is to use gravity and magnetic signals to extend the investigation at depth. Three major types of results have been obtained: (1) the discovery of unknown huge offshore extent of the volcanic constructions in two areas; (2) the validation of the nature of the four bulges as predominantly breccias deposits; and (3) the presence of a belt of hyaloclastites and pillow lava around the island.

The magnetic data have been instrumental in discovering the offshore extent of the volcanic constructions of La Réunion. The presence of both normal and reverse, short to medium wavelength, anomalies around the emerged part of the island, argues for formations that have kept their thermoremanent component which is the undisputable proof that coherent volcanic constructions are present beneath the debris avalanches deposits and sediments covering the submarine flanks (Fig. 3). These constructions lie, at least in part, in the continuation of the island ones, and their magnetic signature differentiates them clearly from the features of the underlying oceanic crust. Huge, previously unrecognized, volcanic constructions, extending tens of kilometers from the seashore, have thus been evidenced to the east (the Alizés zone) and southwest (the Etang Salé zone) of the island and represent a substantial surface of the construction of La Réunion.

The Alizés submarine construction seems to be located around a major hypovolcanic complex located near the seashore (Fig. 4), whereas Etang Salé zone cannot be associated with a similar volcanic center, since no strong positive gravity anomaly argues for the presence of a dense intrusive core. It seems more likely to be at least partly controlled by an elongated structure which bears volcanic rift zone characteristics. The Etang Salé zone would thus be a now concealed extension of Piton des Neiges volcano. The inferred submarine volcanic rift zone coincides locally with a prominent submarine ridge and connects with a line of subaerial cones younger than 0.43 Ma (Fig. 6a). The negative polarity of the magnetic anomaly associated with the inferred rift zone indicates that it was mostly built before the Brunhes-Matuyama magnetic reversal (0.78 Ma), but the magnetic models suggest that the upper part of this inferred rift zone might be composed of younger, normally magnetized, rocks. Thus, considering that the submarine rift zone and the on land alignment of cones belong to the same structure, the latter would have been active for a long period of time. The depth of the roof and the magnetic polarization of both construction show that they were mostly built during early phases of La Réunion volcanism. However, like most of the volcanic system, they could also have been partially destroyed by mass wasting processes (Oehler et al., 2008). For Les Alizés, the important role of mass wasting is clear. The top of the hypovolcanic complex is located about 1000 m beneath the present surface (Rançon et al., 1989) and no outcropping geological formation can be

linked to the edifice associated with the complex, even if some submarine features near the coast might belong to Les Alizés. In regard to the long-time evolution, recurrent volcano-tectonic and erosional processes associated with the evolution of oceanic islands, we consider that a large part of Les Alizés volcano should have been destroyed by landslides. In addition, Oehler et al. (2008) inferred that part of the submarine debris avalanche deposits to the east can be associated with landslides from the Les Alizés volcano. Etang Salé zone is almost entirely buried beneath the Southern and Western Submarine Bulges of debris avalanches and sediment deposits (Oehler et al., 2008). The Etang Salé Ridge protrudes into the saddle between the two bulges (Fig. 6a) and could be a remnant relief isolated between zones affected by landslides.

Elsewhere, the constructions extend only about 10 to 15 kilometers from the seashore, forming the 10-20° natural slope of the constructions observed on land.

The morphology of the submarine constructed part of La Réunion can be reconstructed on the base of the magnetic and gravity analyses and models (Fig. 14). The short to medium wavelength anomaly belt has been used to define the maximum extent of the offshore constructed part of the edifice. The reconstructed edifice exhibits a dramatically different shape than that of the emerged part of La Réunion. It has an ellipsoidal shape with two main outgrowths toward the east and the southwest, extending about 200 km along the NE direction and 160 km along the NW direction.

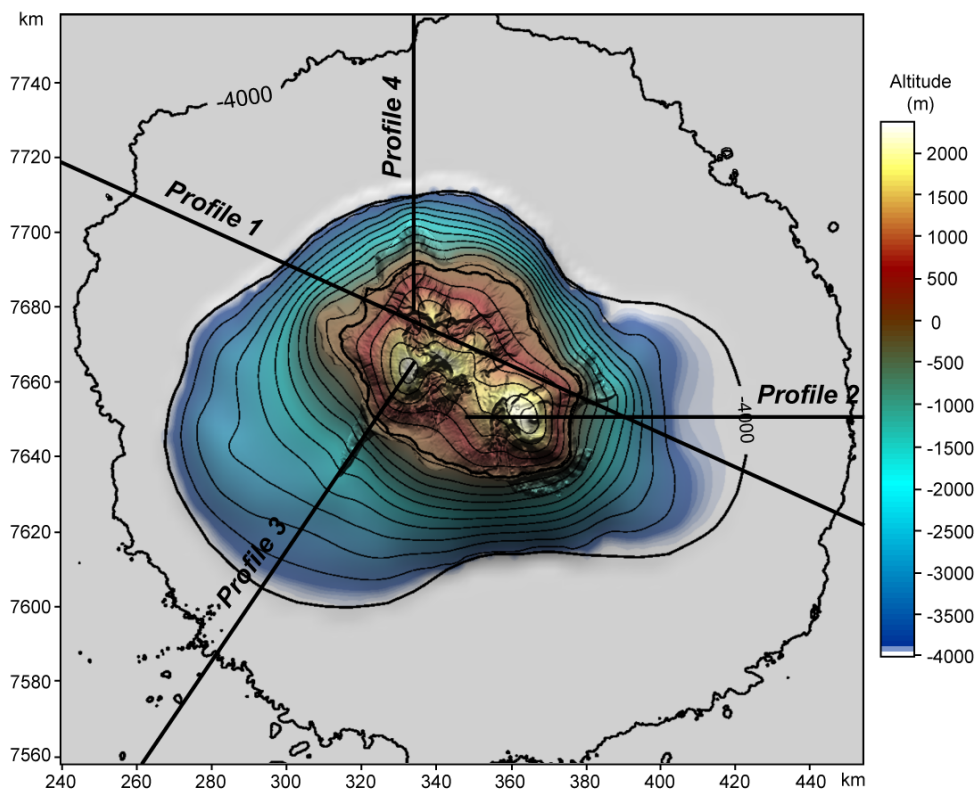


Figure 14: 3D morphology of the constructed volcanic edifice integrating the on land and the submarine parts recognized in this study. The present-day shore-line and the present-day -4000 m contours are shown with black lines. Coordinates in km, WGS84 UTM 40S.

On figure 15, selected sections emphasize the new structures suggested by our models. Note that, in this figure, the Piton des Neiges and the Alizés hypovolcanic dense complexes are based on a separate work by Gailler and Lénat (submitted in JVGR).

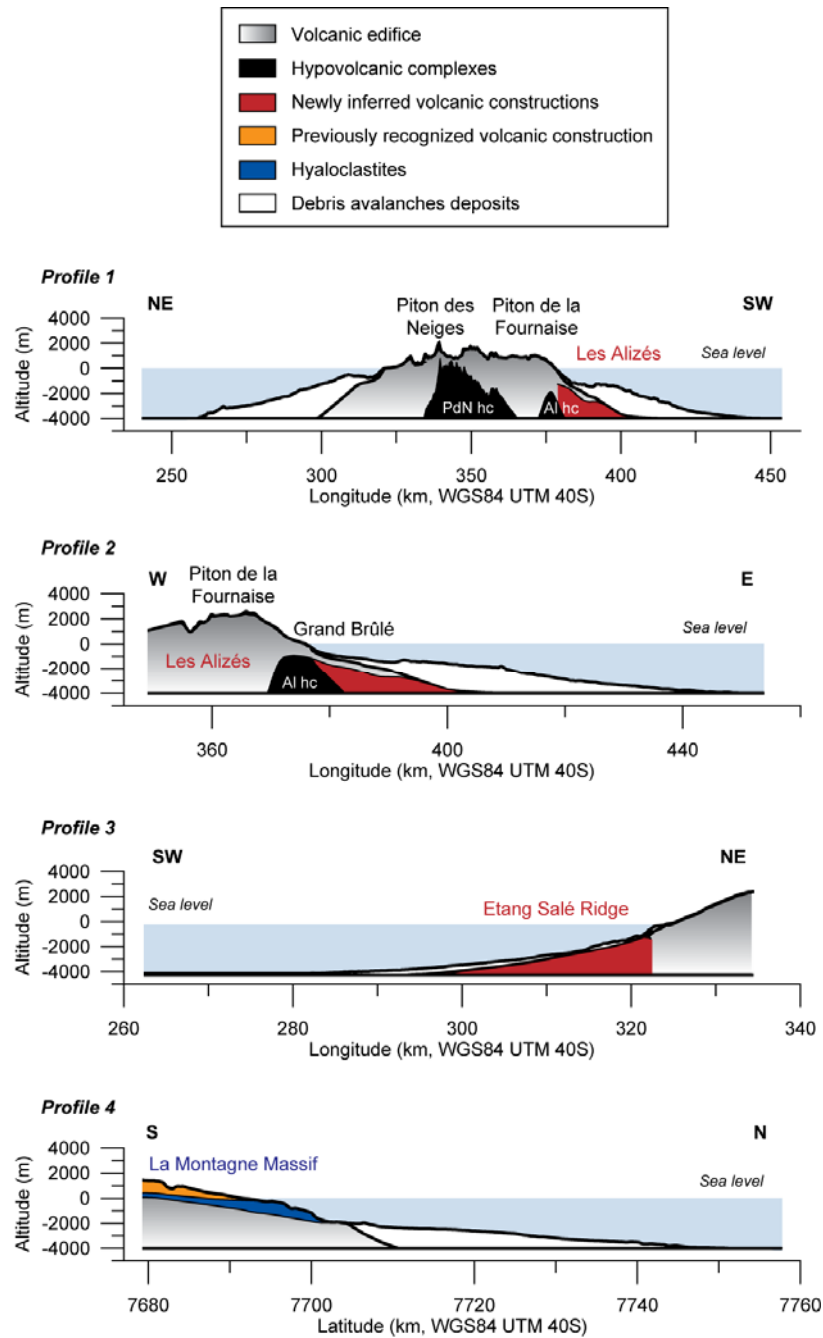


Figure 15: Slices from the 3D model presented in figure 14 along the main structures discussed in the text. The submarine volcanic constructions presented in this study (i.e. Les Alizés volcano, Etang Salé Ridge and La Montagne Massif) are underlined. The hypovolcanic complexes of Les Alizés volcano (Al hc) and Piton des Neiges (PdN hc) are described in a separate paper (Gailler and Lénat, submitted in JVGR).

The discovery of large offshore extensions of the La Réunion volcanic construction has brought our attention to the previous interpretation of seismic horizons by de Voogd et al. (1999) and Pou Palomé (1997). We demonstrate that the seismic horizons are coincident, especially to the east and to the southwest of the island, with the top of the two main volcanic constructions derived from our magnetic model. The general magnetic scheme is also appropriate for the other areas around the island. This interpretation challenges the previous hypothesis of a general bulge of the oceanic crust beneath La Réunion. In our interpretation, we see only the slope or offshore extensions of the volcanic constructions (Fig. 16).

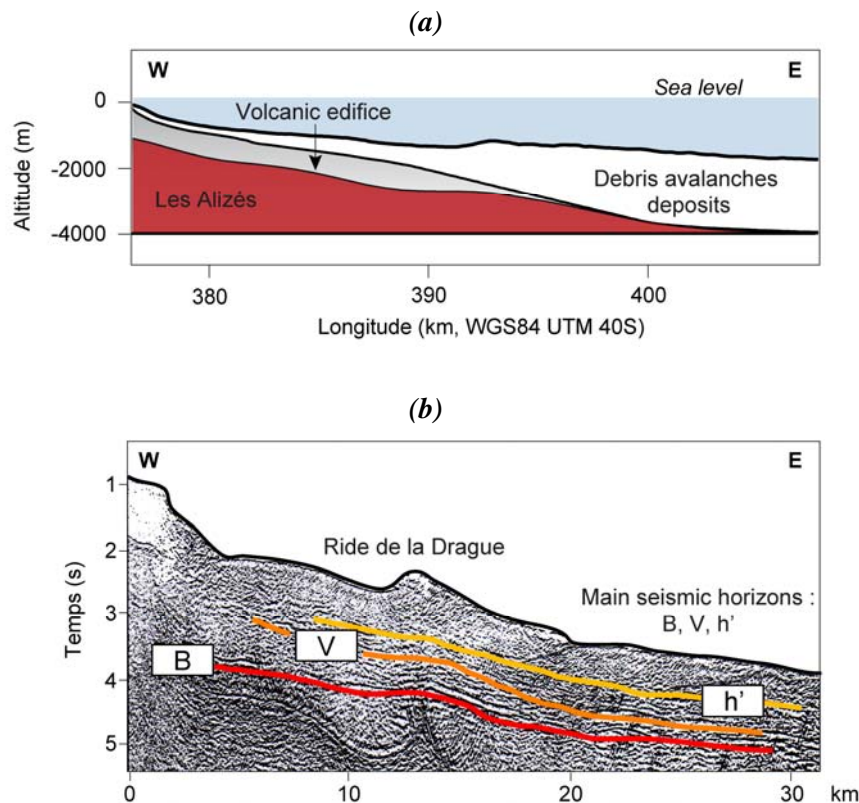


Figure 16: *a)* Slice from the 3D magnetic model across Les Alizés volcano, extracted from figure 15 (profile 2); *b)* Portion of the seismic profile R7w: V is the base of the volcanoclastic edifice, B the top of the oceanic basement and h' an intraedifice reflector.

The coastal shelf around La Réunion is associated virtually everywhere with a negative Bouguer anomaly. In some locations, the shelf is associated with prominent magnetic anomalies, as in the case of the Piton de la Fournaise rift zones offshore continuation to the east, and in the continuation of La Montagne Massif to the north. The eastern anomaly have been already discussed and interpreted by Gailler et al. (2009) and we propose a model accounting for the strong magnetization and low density of La Montagne Massif both offshore and on land. The offshore magnetic and gravity pattern are explained by the presence of pillow lavas and hyaloclastites (Fig. 15;

profile 4). On land, we infer that the subaerial pile of lava flows rests on a low density material series that are also probably pillow lavas and hyaloclastites. We also note that a small, normally magnetized cone-like relief, lies on the offshore tip of La Montagne Massif. This was not expected, because La Montagne Massif is built by the oldest known rocks of La Réunion (about 2.1 Ma).

Finally, the good gravity and magnetic coverage of the submarine flanks has allowed us to study the structure of the four major bulges described by Oehler et al. (2008). Their magnetic and gravity signatures strongly support their nature as being essentially composed of breccias with a weaker magnetization and a lower density than those of the volcanic constructions. In detail, the gravity interpretation suggests the presence of lateral variations of density within the bulges, with some correlations with the units of the geological map established by Oehler et al. (2008) as well as with surface facies.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has benefited from data acquired by numerous scientific projects. We thank the captains and crew, and their scientific leaders: Paul Beuzard (Hydroamsterdam, 1984), Peter Stoffers (SO87, 1993), Philippe Patriat (Gallieni, 1995), Christine Deplus (Forever, 2006), Bruno Savoye and Patrick Bachèlery (Eroder 1, 2006 and Eroder 2, 2007). We have a special thought for Bruno Savoye who tragically passed away in 2008. The paper has benefited from helpful and constructive reviews and comments from Isabel Blanco Montenegro and Gareth Ito.

REFERENCES

- Averous, P. (1983), Esquisse géomorphologique des atterrages de l'île de La Réunion, Document Terres Australes et Antarctiques Françaises.
- Bachèlery, P., and P. Mairine (1990), Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, in *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 213-242, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France.
- Bachèlery, P., and J.-F. Lénat (1993), Le Piton de la Fournaise. Piton de la Fournaise, *Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, 163, 221-229.
- Bachèlery, P. (1995), Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion, 107-112 pp, Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris.
- Baranov, V. (1957), A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudogravimetric anomalies, *Geophysics*, 22, 356-383.
- Billard, G., and P. M. Vincent (1974), Cartes géologiques de la France, La Reunion 1/50000 (4 feuilles) et notice.
- Bissessur, D., J. Dymont, C. Deplus, and V. Yatheesh (2009), A triple junction trace beneath Reunion Island? Insight from marine magnetic anomalies, *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009*, 11, EGU2009-6383.
- Carracedo, J. C. (1999), Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94, 1-19.
- Chamalaun, F. H. (1968), Paleomagnetism of Réunion Island and Its Bearing on Secular Variation, *J. Geophys. Res.*, 73(14), 4647-4659.
- Charvis, P., A. Laesanpura, J. Gallart, A. Hirn, J. Lepine, B. de Voogd, T. A. Minshull, Y. Hello, and B. Pontoise (1999), Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Reunion, from wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, B104,(2), 2875-2893.
- Chauvin, A., P.-Y. Gillot, and N. Bonhommet (1991), Paleointensity of the Earth's Magnetic Field Recorded by Two Late Quaternary Volcanic Sequences at the Island of La Réunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res.*, 96(B2), 1981-2006.
- Chevallier, L., and N. Vatin-Pérignon (1982), Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean, *Bull. Volc.*, 45, 285-298.
- Cochonat, P., et al. (1990), Glissements et dépôts gravitaires en domaine volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion), *CR Acad Sci*, 311, 679-686.
- de Voogd, B., S. P. Palome, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallart, D. Rousset, J. Danobeitia, and H. Perroud (1999), Vertical movements and material transport during hotspot activity; seismic reflection profiling offshore La Reunion, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 104,(2), 2855-2874.
- Delius, H., T. S. Brewer, and P. K. Harvey (2003), Evidence for textural and alteration changes in basaltic lava flows using variations in rock magnetic properties (ODP Leg 183), *Tectonophysics*, 371, 111-140.
- Demange, J., P. Chovelon, and P. Puvilland (1989), Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): volcanic and structural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 153-176.
- Deniel, C., G. Kieffer, and J. Lecointre (1992), New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: A revised chronology for the Differentiated Series, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51, 253-267.

- Deniel, C. D. L. J. e., Le volcanisme de la Réunion., and M. 115-144. (1990), Le magmatisme du Piton des Neiges, in *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 115-144, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France.
- Deplus, C., B. de Voogd, J. Dymont, D. Bissessur, E. Sisavath, F. Depuiset, and M. Mercier (2009), New insights on the oceanic lithosphere at La Reunion hotspot volcano, *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009, 11*, EGU2009-6383, 2009.
- Duffield, W. A., L. Stieltjes, and J. Varet (1982), Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion and Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *12*, 147-160.
- Duncan, R. A., J. Backman, and L. Peterson (1989), Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 193-198.
- Fretzdorff, S., P. Stoffers, C. W. Devey, and M. Munsch (1998), Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Reunion Island, western Indian Ocean, *Marine Geology*, *148*(1-2), 39-53.
- Gailler, L., J.-F. Lénat, M. Lambert, G. Levieux, N. Villeneuve, and J.-L. Froger (2009), Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*, 31-48.
- Gailler, L., and J.-F. Lénat (submitted in JVGR), Structure of La Réunion inferred from geophysical data.
- Galdéano, A., L. J.-F., and L. F.-X. (1988), Carte magnétique de l'île de la Réunion, Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire de Physique du Globe de Clermont.
- Gallart, J., L. Driad, P. Charvis, M. Sapin, A. Hirn, J. Diaz, B. de Voogd, and M. Sachpazi (1999), Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Reunion from an offshore-onshore seismic transect, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, *104*(2), 2895-2908.
- Gillot, P.-Y., and P. E. Nativel (1982), K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *13*, 131-146.
- Gillot, P. Y., and P. Nativel (1989), Eruptive history of the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1-3), 53-65.
- Harrison, G. G. A., and M. M. Ball (1974), Geophysical observations on an exposed seamount in the Afar depression, *Bull. Volcanol.*, *38*(1), 1-18.
- Krastel, S., H. U. Schmincke, C. L. Jacobs, R. Rihm, T. M. Le Bas, and B. Alibés (2001), Submarine landslides around the Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, *106*(B3), 3977-3997.
- Labazuy, P. (1996), Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W. J. McGuire, et al., pp. 295-306, J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., London.
- Lafehr, T.-R. (1991), An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction, *Geophysics*, *56*(8), 1179-1184.
- Lénat, J.-F., P. Vincent, and P. Bachèlery (1989), The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Structural and geomorphological interpretation from Sea Beam mapping, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 1-36.
- Lénat, J.-F., P. Bachèlery, A. Bonneville, A. Galdéano, P. Labazuy, D. Rousset, and P. Vincent (1990), Structure and morphology of the submarine flank of an active volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean), *Oceanol. Acta.*, *10*, 211-223.
- Lénat, J.-F., B. Gibert-Malengreau, and A. Galdeano (2001), A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res.*, *B*, *106*(5), 8645-8663.

- Lénat, J.-F., P. Boivin, C. Deniel, P.-Y. Gillot, P. Bachèlery, and Team Fournaise-2 (2009), Age and nature of lavas on the submarine flanks of Piton de la Fournaise (Reunion island), *J. Volcano. Geotherm. Res.*
- Leslie, S. C., G. F. Gregory F. Moore, and J. K. Morgan (2004), Internal structure of Puna Ridge: evolution of the submarine East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawai'i, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 129(4), 237-259.
- Li, Y., and D. W. Oldenburg (1998), 3D inversion of gravity data, *Geophysics*, 63, 361-371.
- Malengreau, B., J.-F. Lénat, and J.-L. Froger (1999), Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(3), 131-146.
- McDougall, I. (1971), The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion (Indian Ocean), *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 35(3), 261-288.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989), Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 94(B12), 17465-17484.
- Moore, J. G., W. R. Normark, and R. T. Holcomb (1994), Giant hawaiian landslides, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 22, 119-144.
- Moore, J. G. (2001), Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112(1-4), 221-230.
- Nettleton, L. C. (1939), Determination of density of reduction of gravimeter observation, *Geophysics*, 4, 176-183.
- Oehler, J.-F., J.-F. Lénat, and P. Labazuy (2007), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*
- Oehler, J.-F., J.-F. Lénat, and P. Labazuy (2008), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 70, 717-742.
- Ollier, G., P. Cochonat, J.-F. Lénat, and P. Labazuy (1998), Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Sedimentology*, 45, 293-330.
- Pou Palomé, S. (1997), Structure et évolution de l'édifice volcanique du point chaud de la Réunion: Traitement et interprétation des profils de sismique réflexion de la campagne REUSIS, Univ. de Pau, Pau, France.
- Raïs, A., C. Laj, J. Surmont, P.-Y. Gillot, and H. Guillou (1996), Geomagnetic field intensity between 70 000 and 130 000 years B.P. from a volcanic sequence on La Réunion, Indian Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*(140), 173-189.
- Rançon, J.-P., P. Lerebour, and T. Auge (1989), The Grand Brule exploration drilling; new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise Volcano; Part 1, Lithostratigraphic units and volcanostructural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3), 113-127.
- Rousset, D., A. Bonneville, and J.-F. Lénat (1987), Detailed gravity study of the offshore structure of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, *Bull. Volcanol.*, 49, 713-722.
- Sisavath, E., F. Saint-Ange, N. Babonneau, P. Bachelery, C. Deplus, B. De Voogd, and B. Savoye (2009), Giant turbidite systems off La Reunion Island – Indian Ocean, *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009*, 11, EGU2009-7105.
- Skilling, I. P. (2002), Basaltic paoehoe lava-fed deltas: large-scale characteristics, clast generation, emplacement processes and environmental discrimination, *Geological Society*, 202, 91-113.

- Smith, D. K., M. A. Tivey, P. M. Gregg, and L. S. L. Kong (2001), Magnetic anomalies at the Puna Ridge, a submarine extension of Kilauea Volcano: Implications for lava deposition, *J. Geophys. Res.*, *106*(B8), 16,047-016,060.
- Smith, D. K., L. S. L. Kong, K. T. M. Johnson, and J. R. Reynolds (2002), Volcanic morphology of the submarine Puna Ridge, Kilauea volcano, in *Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives. Geophys. Monograph. 128 Am. Geophys. Union.*, edited by L. P. Takahashi E, Garcia MO, Naka J, Aramaki S, pp. 125-142.
- Urgeles, R., D. G. Masson, M. Canals, A. B. Watts, and T. Le Bas (1999), Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, *104*(B11), 25331-25348.

PARTIE 3 : COMPLEMENTS DE L'ETUDE GEOPHYSIQUE

I. LES FLANCS IMMERGES DE LA REUNION

En complément des résultats gravimétriques détaillés sur le flanc sous-marin est dans la publication n°3 : '*3D Structure of the submarine flanks of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from geophysical data*', la section suivante présente l'intégralité des modélisations effectuées selon les différents profils à l'échelle des quatre excroissances sous-marines (Publication n°3, Fig. 13). Rappelons que les modèles sont construits selon un schéma identique : les grandes longueurs d'onde négatives sont reproduites considérant des reliefs de faibles densités depuis la surface à la base présumée de l'édifice à -4000 m de profondeur. Les anomalies de courte longueur d'onde sont ajustées par l'intermédiaire de contrastes de densité superficiels. Les constructions volcaniques majeures précédemment décrites (Volcan des Alizés, Ride sous-marine d'Etang Salé) sont prises en compte au sein des modèles et sont affectées d'une densité moyenne, soit $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

L'anomalie négative grande longueur d'onde est ajustée considérant une densité homogène inférieure à la densité de correction ($2.67 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) variant, selon l'excroissance, entre $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ pour les reliefs est et sud, 2.4 et $2.5 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ pour les reliefs ouest et nord respectivement. Pour chaque profil, les contrastes latéraux de densité nécessaires pour rendre compte des courtes longueurs d'onde, sont créés par des structures superficielles de densité généralement inférieure à celle de l'ensemble du relief considéré. Ces contrastes peuvent être définis selon quatre ensembles : les dépôts de très faible densité, (de 1.6 à $1.8 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), les dépôts de faible densité (de 2.0 à $2.2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), les dépôts dont la densité est comparable à la densité de correction (de 2.4 à $2.6 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) et les dépôts dont la densité est supérieure à la densité de correction (2.8 à $3.0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$). La présence de tels dépôts superficiels denses pourrait être liée à la nature des glissements, qui impliquent sans aucun doute la mobilisation de blocs denses lors de leur mise en place.

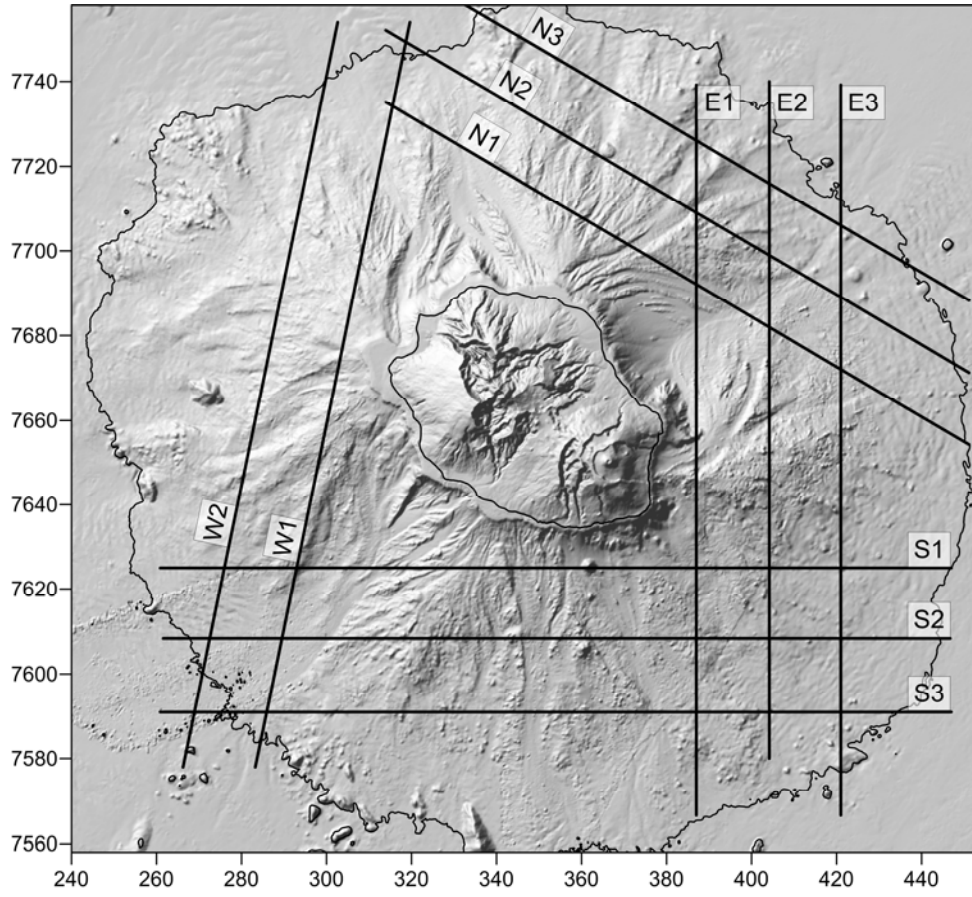
Parallèlement, malgré une faible résolution verticale des structures, les modèles 3D imagent d'importantes variations latérales de densité au sein de chaque relief sous-marin.

Pour chaque profil, une corrélation apparaît entre certaines unités géologiques définies par Oehler et al. (2008) et la distribution de ces densités de surface, comme en témoigne l'interpolation de ces contrastes de densité en carte (Publication n°3, Fig. 13b).

La figure 4-06 présente les différents jeux de profils parallèles (Fig. 4-06a) sélectionnés à l'échelle des différentes excroissances nord (Fig. 4-06b), est (Fig. 4-06c), sud (Fig. 4-06d) et ouest (Fig. 4-06e).

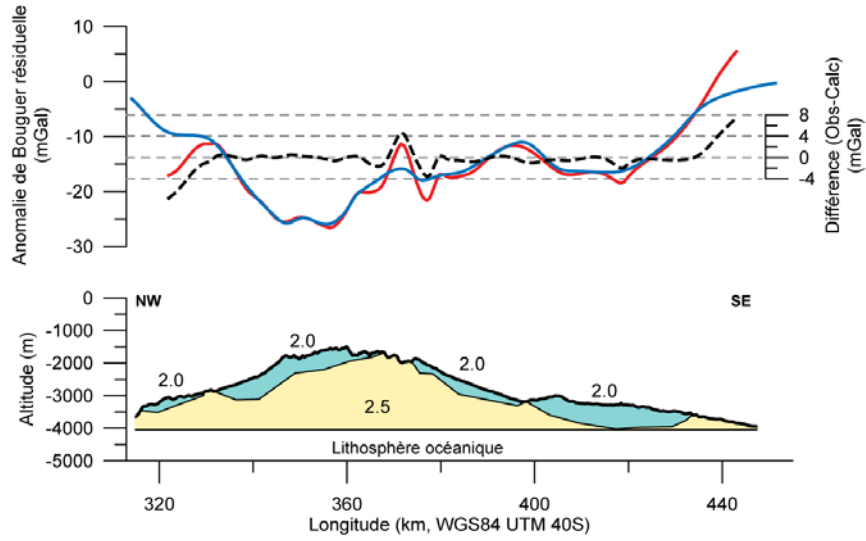
Pour chaque excroissance, les résultats de la modélisation 2D (Gmsys-2D) de l'un des profils sont superposés aux coupes correspondantes au sein du modèle obtenu par inversion 3D (GRAV3D).

(a)

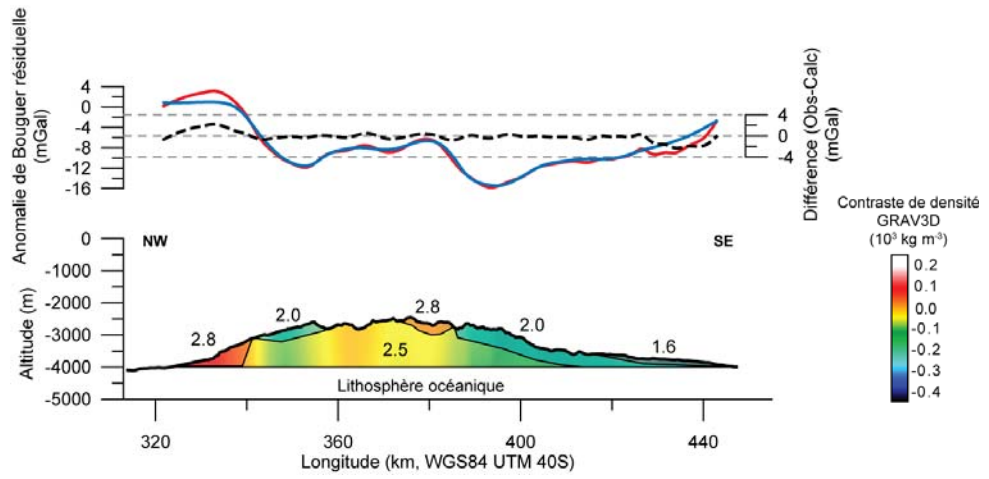


(b) Flanc nord

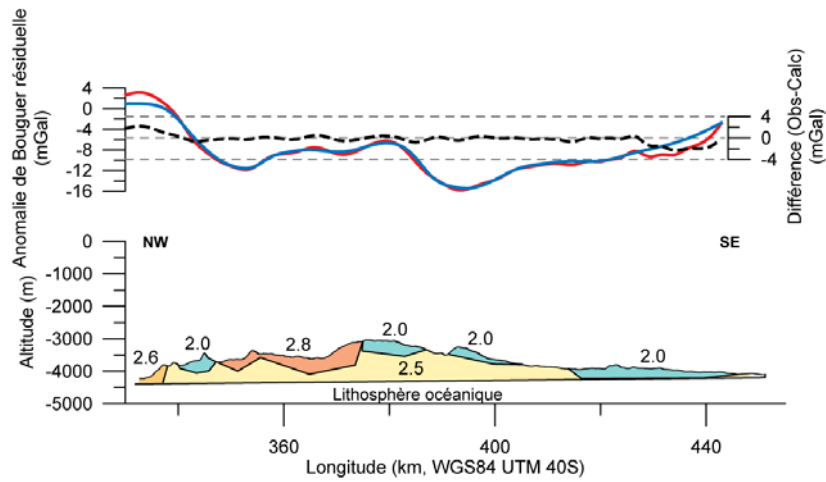
Profil N1



Profil N2

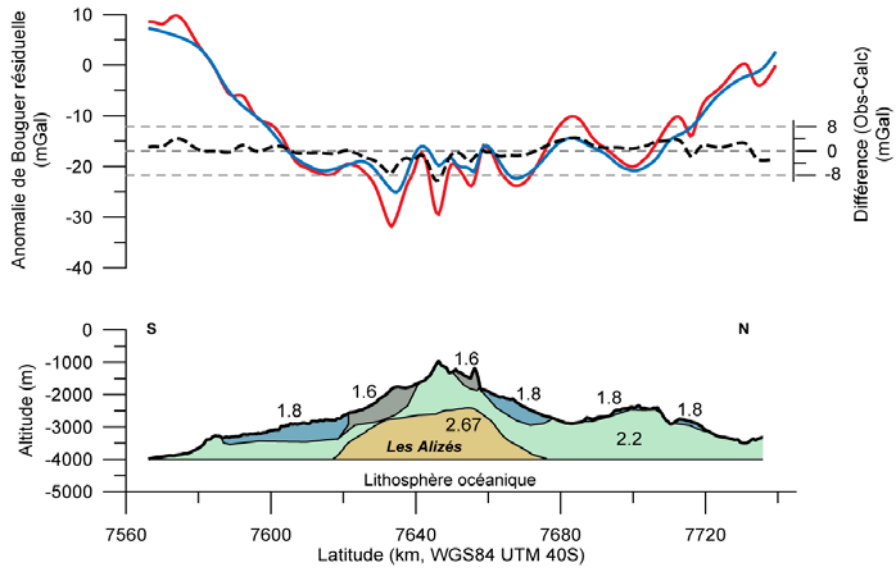


Profil N3

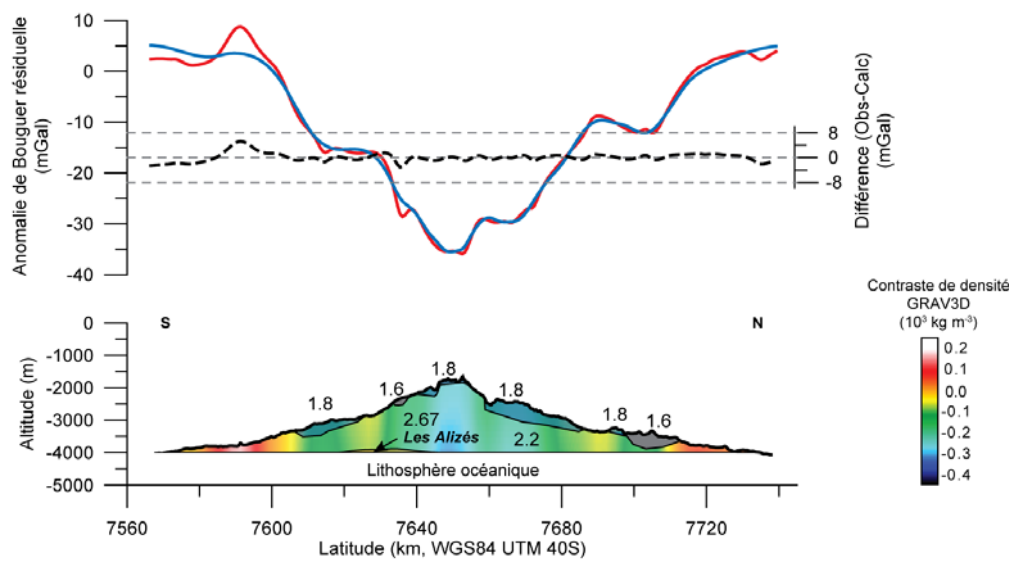


(c) Flanc est

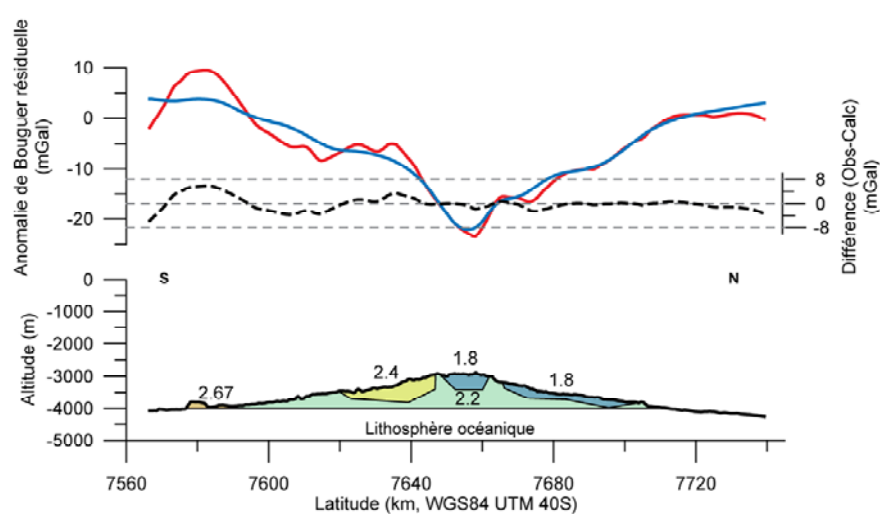
Profil E1



Profil E2

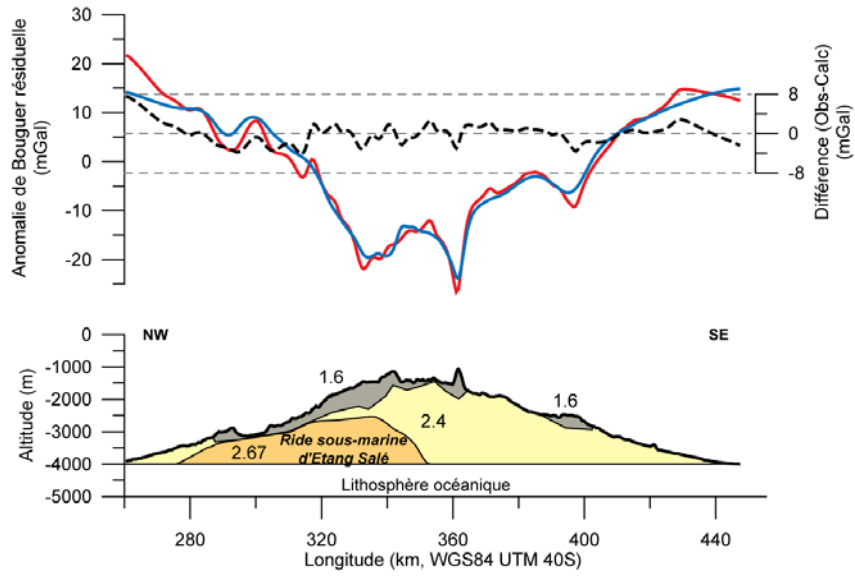


Profil E3

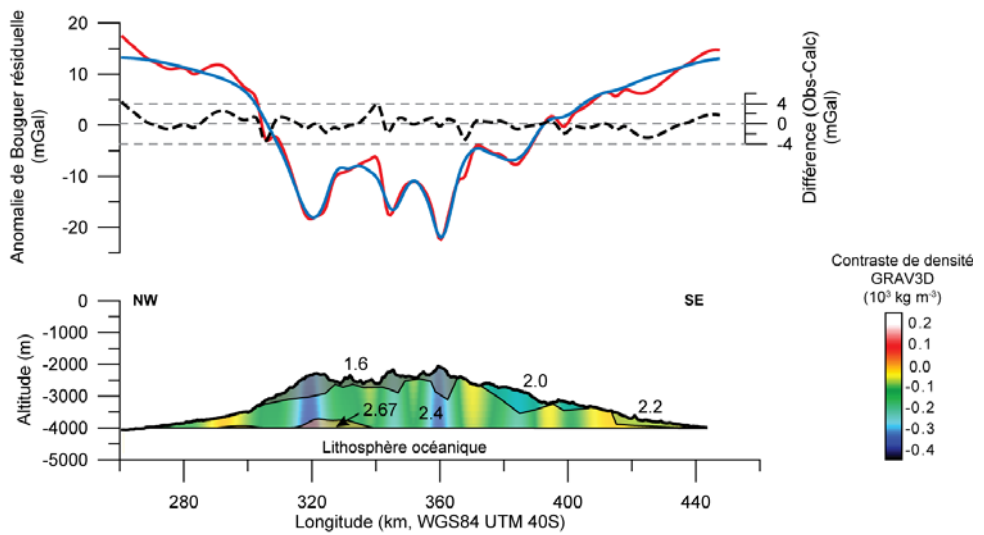


(d) Flanc sud

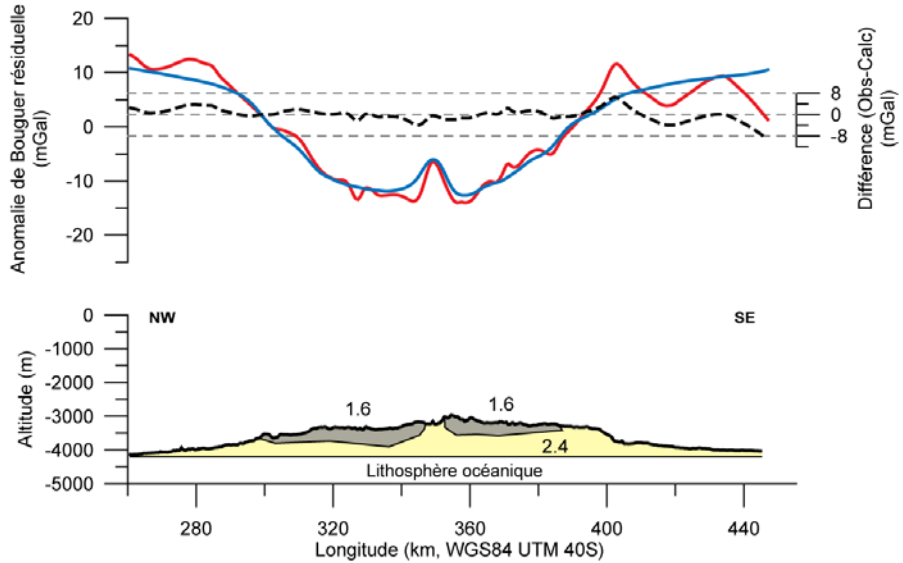
Profil S1



Profil S2



Profil S3



(e) Flanc ouest

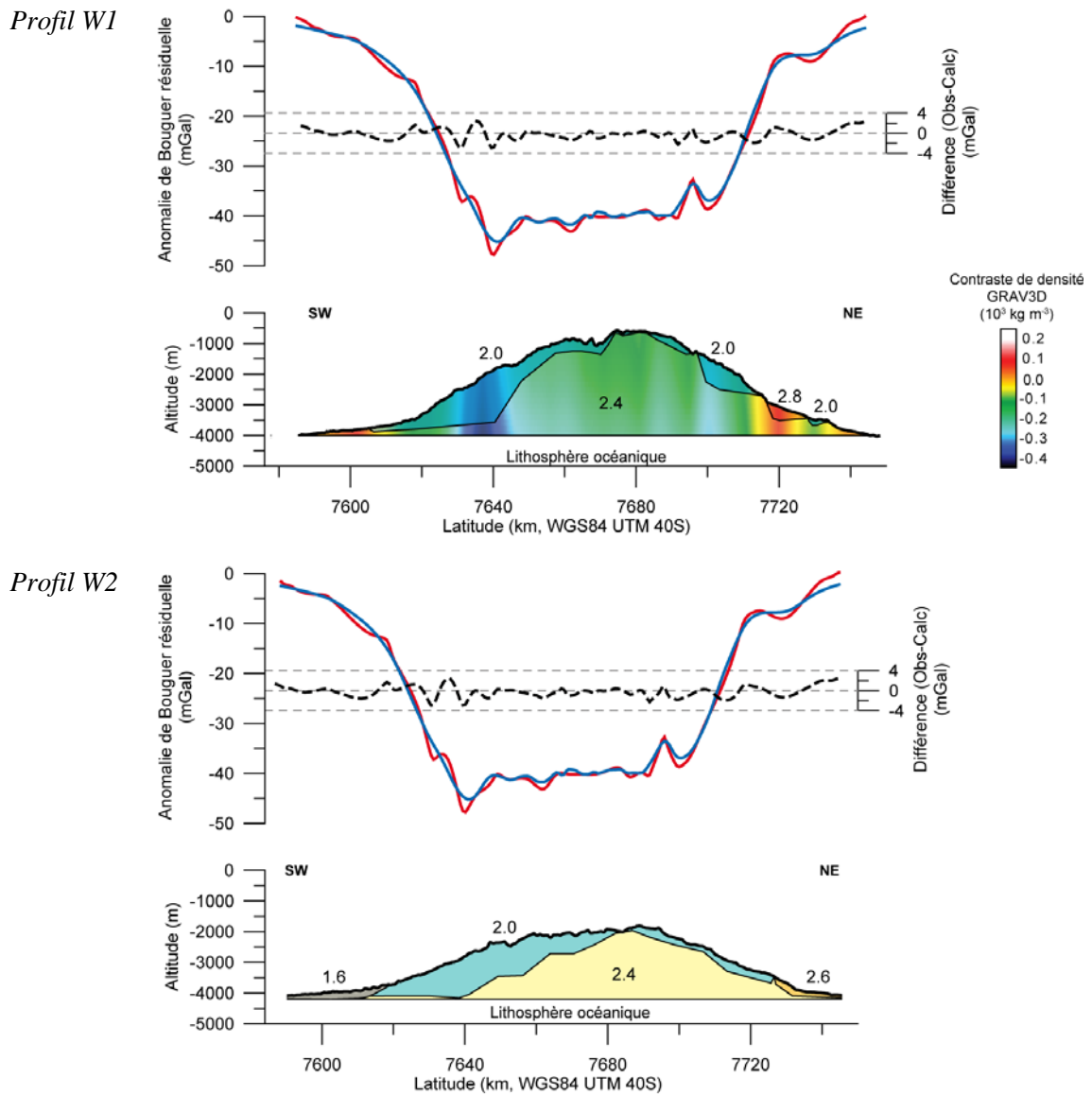


Figure 4-06: Modèles 2D selon les différents jeux de profils parallèles sélectionnés pour chaque excroissance est, sud, ouest et nord, localisés en (a) :

b) Relief sous-marin nord ; c) Relief sous-marin est ; d) Relief sous-marin sud ; e) Relief sous-marin ouest.

Pour les profils N2, E2, S2 et W1, les modèles 2D sont superposés aux coupes correspondantes obtenues par inversion 3D (GRAV3D).

II. MORPHOLOGIE DU RELIEF CONSTRUIT ET ESTIMATIONS QUANTITATIVES

L'analyse détaillée des anomalies gravimétriques et magnétiques, sur la base des contraintes géologiques, a permis de discrétiser le complexe de La Réunion en différents ensembles, selon leur nature, leur âge et leur extension notamment. L'architecture de l'édifice total, classiquement définie en termes de reliefs émergés et immergés, peut être précisée en considérant en premier ordre l'édifice construit et les produits d'avalanches de débris le surmontant. En second ordre, la structure interne est caractérisée par les constructions volcaniques anciennes et les complexes intrusifs denses. Dans le but de quantifier ces différentes unités, leurs volumes ont été estimés en fonction des modèles 3D obtenus dans le cadre de cette étude (Tab. 4-01). Les volumes ont été déterminés en considérant une surface inférieure à -4000 m de profondeur, soit la base supposée de l'édifice volcanique. Seul le volume du relief émergé est calculé en considérant le niveau de la mer comme surface inférieure.

			Volume (km ³)	Volume (%)
Edifice Total (émergé-immérgé)			44,486	100.00
Flancs immergés			32,293	72.59
Edifice construit (émergé-immérgé)			25,665	57.69
Dépôts d'avalanches de débris sous-marins			18,821	42.31
Constructions marines volcaniques	Relief actuel	<i>Les Alizés</i>	1,611	3.62
		<i>Etang Salé</i>	4,167	9.37
	Relief à la transition Brunhes-Matuyama	<i>Les Alizés</i>	907	2.04
		<i>Etang Salé</i>	2,066	4.64
Complexes hypovolcaniques		<i>Complexe PdN</i>	1,289	2.90
		<i>Complexe GB</i>	300	0.67
		<i>Complexe AS</i>	53	0.12
Relief émergé (de la surface jusqu'au niveau de la mer)	Relief actuel		2,185	4.91
	Relief à la transition Brunhes-Matuyama		833	1.87

Tableau 4-01: Estimations des volumes de chacune des unités mises en évidence au cours de cette étude.

L'édifice construit et les dépôts d'avalanches de débris représentent donc environ 58% et 42% respectivement du système total. Actuellement, la partie marine des constructions volcaniques anciennes constituent une proportion importante, soit environ 13% de l'édifice total et 22% de l'édifice construit. Les complexes hypovolcaniques associés au Piton des Neiges, au Volcan des Alizés et au Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise représentent quant à eux 4% du système, soit seulement 6% de l'édifice construit.

CHAPITRE 5

ETUDE COMPARATIVE DE QUELQUES ILES VOLCANIQUES OCEANIQUES

Objectif :

Discuter les analogies et dissemblances entre La Réunion et différents volcans boucliers en terme de caractéristiques morpho-structurales et d'interprétations géophysiques.

Mots clés :

La Réunion ; Archipel d'Hawaii ; Archipel des Canaries ; morphologies subaériennes et marines ; anomalies gravimétriques et magnétiques ; structure interne et fonctionnement.

I. GENERALITES ET MORPHOLOGIE DE SURFACE

I.1. Généralités

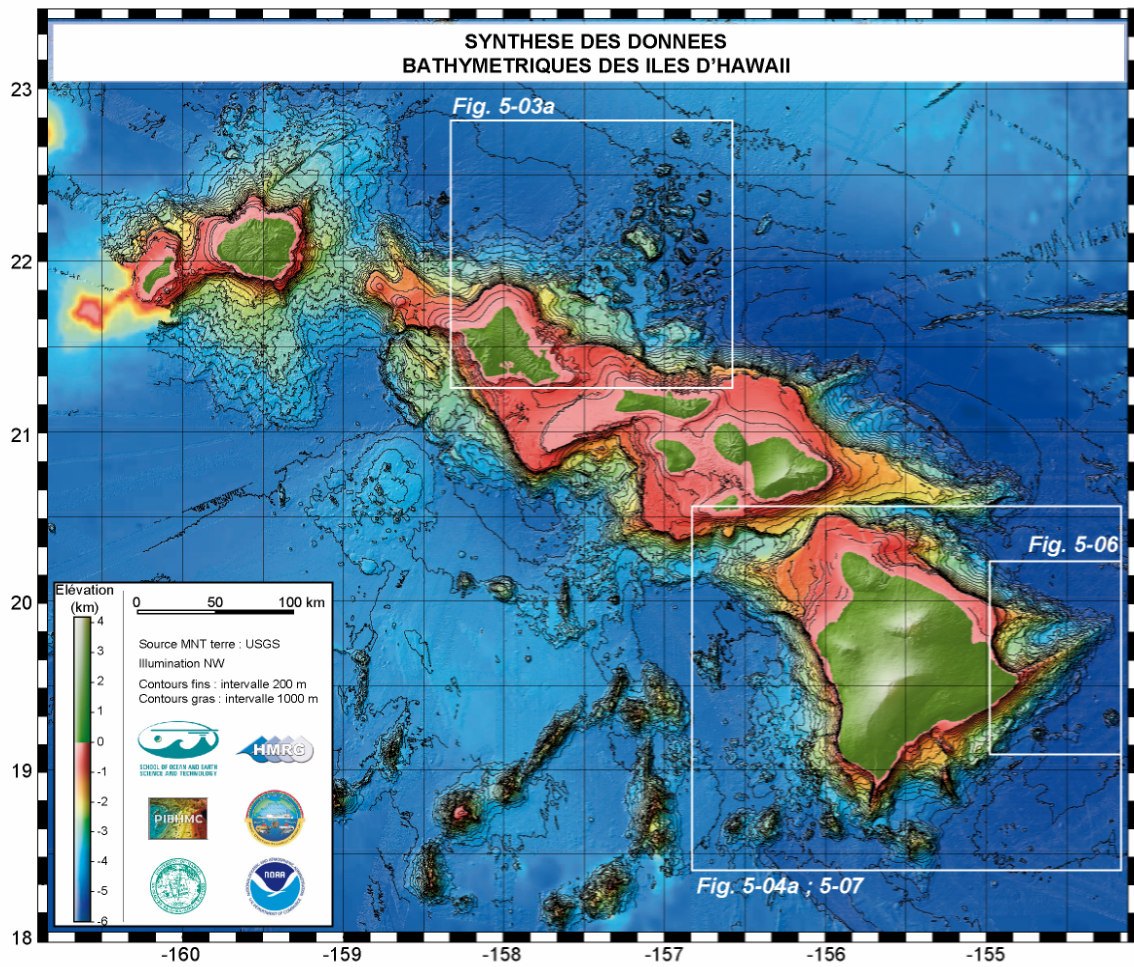
Les volcans boucliers sont classiquement distingués selon des critères morphologiques et structuraux. Trois ensembles majeurs de volcans boucliers ont été définis, les édifices de type islandais, galapagos et hawaïen. La Réunion appartient aux volcans boucliers de type 'hawaïen', considérés comme l'archétype du bouclier basaltique en domaine océanique. Ces édifices sont caractérisés par d'importantes dimensions, pouvant atteindre 9000 m de hauteur au dessus du plancher océanique. Leur pente varie le plus souvent entre 1 et 10° et leur volume (Peterson et Moore, 1987) atteint plusieurs dizaines de milliers de km³ (42 500 km³ pour le Mauna Loa). La phase majeure de fonctionnement est caractérisée par de fréquentes éruptions de laves basaltiques à partir d'événements essentiellement fissuraux. Des axes préférentiels d'intrusions et de fracturation dénommés 'rift zones', concentrent la majorité des fissures éruptives. Ces structures peuvent se prolonger en mer, atteignent parfois plusieurs dizaines de km de long pour seulement quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de large et peuvent abriter des réservoirs magmatiques secondaires (comme par exemple au Kilauea). Elles constituent ainsi de véritables épines dorsales drainant vers la surface l'essentiel du magma émis.

La zone sommitale de l'édifice, depuis laquelle divergent les rift zones, est généralement marquée par la présence d'une caldera résultant de la coalescence de multiples unités d'effondrement. La topographie d'un édifice contrôle sa stabilité, délimitant des 'flancs libres', dont le glissement est un mécanisme récurrent, voir constant, sur ce type de volcan bouclier. Les cicatrices de glissements résultantes orientent le développement des rift zones. De plus, en présence d'un flanc libre, les intrusions au sein des rift zones génèrent des déformations et des contraintes contribuant également à l'instabilité de ces flancs.

Bien que les îles de La Réunion et d'Hawaï appartiennent au même type de bouclier et soient caractérisées par des dynamismes et des produits émis très similaires, une différence notable existe dans la distribution des pentes de leurs volcans actifs : les pentes sous-marines moyennes d'Hawaï sont plus fortes que les pentes subaériennes, contrairement au schéma observé à La Réunion. Les pentes sous-marines hawaïennes sont également plus fortes que celles de La Réunion, alors qu'une relation inverse s'observe dans les domaines subaériens (Lénat et Labazuy, 1990).

Cette étude a pour objectif de comparer les caractéristiques morphologiques, structurales et géophysiques de l'édifice de La Réunion avec des exemples classiques de volcans boucliers océaniques, en particulier avec les volcans des Archipels d'Hawaï (Fig. 5-01a) et des Canaries (Fig. 5-01b).

(a)



(b)

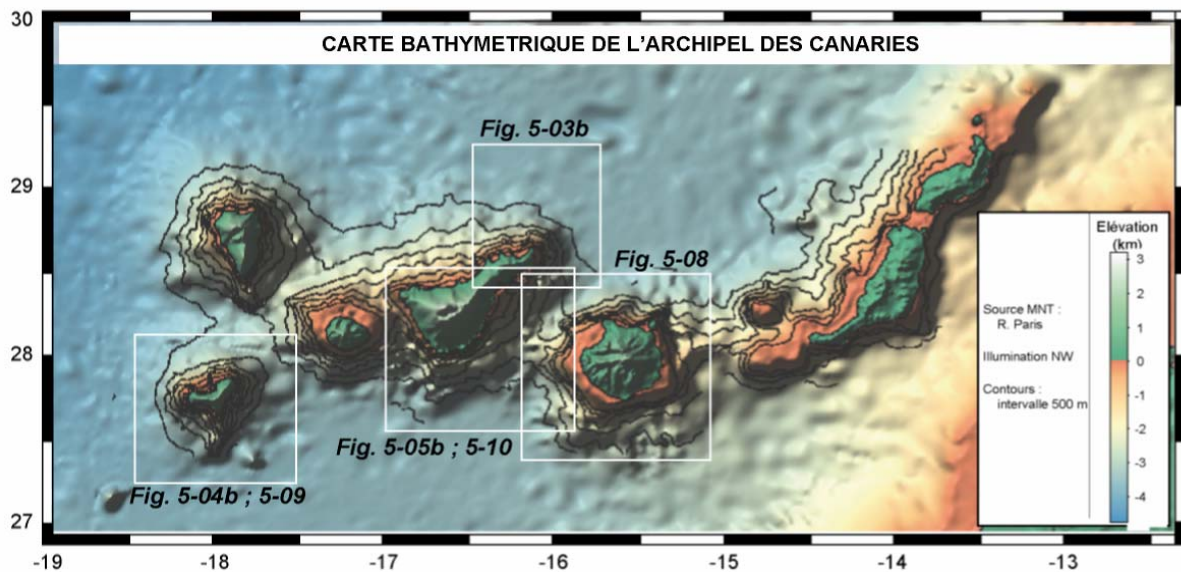


Figure 5-01 : Synthèse des données bathymétriques des Archipels d'Hawaii (a) et des Canaries (b), et localisation des figures présentées dans la suite de l'étude.

I.2. Reliefs immergés des îles volcaniques

La topographie sous-marine entourant les îles océaniques présente différentes structures remarquables :

- ✓ *La zone proximale*, généralement de faible pente, caractérisée par un plateau côtier constituant le prolongement naturel du relief émergé de l'île ;
- ✓ *Les flancs immergés* de l'île aux pentes variables, correspondant à des zones d'accumulation de produits impliqués dans les déstabilisations et associés à la présence de blocs de dimensions variables glissés en mer. Ces flancs sont généralement disséqués par des canyons et des chenaux d'érosion.
- ✓ *Les structures proximales massives* dans le prolongement de structures subaériennes (constructions de premier ordre).
- ✓ *Les constructions volcaniques secondaires*, de dimensions moindres, observées sur les flancs immergés ou isolés à l'échelle de la plaque océanique (constructions de second ordre).

De nombreux facteurs et processus influent sur la morphologie des flancs sous-marins des volcans boucliers, tels que la fabrique tectonique de la plaque, par la présence de failles notamment, la subsidence de l'île, la sédimentation, les effondrements gravitationnels de flancs instables, et les coulées de débris transportant des carbonates (fragments de coraux) et des sédiments volcanogéniques à plus grandes profondeurs.

Des différences notables apparaissent toutefois dans la bathymétrie des îles volcaniques d'archipels variés, suggérant des modes de fonctionnements et d'évolutions différents.

I.2.1. Le plateau côtier

Les plateaux côtiers sont des structures classiques des îles volcaniques océaniques, observées notamment autour de l'édifice réunionnais (Oehler et al., 2008), des îles hawaïennes (Clague et Moore, 2002), et des îles orientales de l'Archipel des Canaries (Ablay et Hürlimann, 2000). Ils sont généralement interprétés comme les effets de la subsidence ou comme des variations du niveau de la mer (Moore et Clague, 1992 ; Carracedo, 1999).

A La Réunion, la profondeur du plateau côtier coïncide avec le niveau de la mer dans la partie sud-ouest de l'Océan Indien, lors des déglaciations (Colonna, 1994 ; Camoin et al. 2004). Oehler et al. (2008) associent ainsi la rupture de pente bordant le plateau côtier à une paléo-côte liée aux variations eustatiques. Par conséquent, ce plateau ne peut être considéré comme un témoin de la subsidence de La Réunion, comme suggéré par Lénat et Labazuy (1990).

I.2.2. Les flancs immergés

Les flancs sous-marins des îles volcaniques sont modelés par des processus volcaniques constructifs, les glissements de flancs, l'érosion, la sédimentation et les mouvements tectoniques. Différents mécanismes de constructions et de destruction de flancs sont évoqués selon l'île volcanique considérée, comme mentionné par Mitchell et al. (2002) dans une comparaison détaillée entre les îles des Canaries et d'Hawaii.

I.2.2.1. Déstabilisations de flancs et dépôts d'avalanches de débris

Les glissements de flancs constituent un phénomène récurrent lors de la croissance des édifices volcaniques. Si les strato-volcans, de par leurs morphologies, leurs constitutions et leurs pentes plus abruptes, ont plus de probabilité d'être affectés par des déstabilisations, les dépôts de glissements les plus volumineux ($> 1000 \text{ km}^3$) ont été recensés dans l'environnement des volcans boucliers (Tab. 5-01). De nombreuses études, basées essentiellement sur les données d'imagerie sonar, ont démontré l'importance de ces glissements lors de la croissance des volcans océaniques de points chauds, tels que l'île de La Réunion (Lénat et al., 1989 ; Cochonat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Bachèlery et al., 1996 et 2003 ; Oehler et al., 2004 et 2008), les îles d'Hawaii (Moore et al., 1989 et 1994), les îles des Canaries (Ablay et Hürlimann, 2000 ; Krastel et al., 2001), les îles de Polynésie Française (Filmer et al., 1994 ; Clouard et al., 2001 ; Clément et al., 2002), et l'île Tristan da Cunha (Holcomb et Searle, 1991) notamment.

Les sources subaériennes des déstabilisations de flancs sont associées à la morphologie des édifices, et donc aux contraintes gravitaires associées. Lorsqu'un glissement se produit, la cicatrice va guider la mise en place de rift zones. Par exemple, dans le cas d'El Hierro, le glissement de El Golfo au NO (Fig. 5-04) et la cicatrice associée auraient conditionné la mise en place de la rift zone NO. Parallèlement, à La Réunion, la morphologie primitive de l'île (cf Chapitre 3, Partie 5, Fig. 17) serait associée à des zones de faiblesse au sein de l'édifice et au développement de glissements dont les cicatrices conditionneraient l'existence d'un système à trois branches.

Par ailleurs, comme mentionné précédemment, la déformation et les contraintes générées par les intrusions dans les rift zones vont également contribuer à la création d'instabilités pouvant conduire à des glissements. D'autres sources potentielles de glissements existent, comme notamment le développement de l'altération hydrothermale du cœur des volcans, à l'origine de zones à faible cohésion.

Les avalanches de débris les plus volumineuses sont généralement associées aux événements les plus anciens. Un total de 47 épisodes de déstabilisation a été mis en évidence à La Réunion, 9

événements pour l'île d'Hawaïi, et les dépôts de 13 effondrements et avalanches de débris pour les volcans de Ténérife, El Hierro et La Palma (Tab. 5-01 ; Fig. 5-02).

ARCHIPEL	Edifice et Evénement	Age événements (Ma)	Volume (km ³)		Références
MASCAREIGNES	Ile de la Réunion		V-	V+	
	<i>Piton de la Fournaise</i>	< 0.3 - < 0.005	75	1020	<i>a</i>
	<i>Piton des Neiges</i>	> 0.452 - < 0.05	430	1897	<i>a</i>
	<i>Les Alizés</i>	< 1.8	>100		<i>a</i>
CANARY	El Hierro				
	<i>El Golfo</i>	0.013 - 0.017	150-180		<i>b, c</i>
	<i>Las Playas</i>	0.145 - 0.176	>50		<i>c</i>
	<i>El Julan</i>	< 0.160	130?		<i>c, d</i>
	La Palma				
	<i>Cumbre Nueva</i>	0.125 - 0.536	95		<i>b, e</i>
	<i>Playa de la Veta</i>	0.8 - 1.0	650?		<i>b, e</i>
	Tenerife				
	<i>Icod</i>	0.150 - 0.170	150?		<i>b, f</i>
<i>Orolova</i>	0.540 - 0.690	500?		<i>b, g, h</i>	
HAWAII	Hawaïi				
	<i>Alika I</i>	0.200 - 0.250	400		<i>i, j, k</i>
	<i>Alika II</i>	0.112 - 0.127	200		<i>i, j, k</i>
	Molokai				
	<i>Wailau</i>	1.5	1500		<i>j, l, m</i>
	Oahu				
	<i>Nuuanu</i>	2.1 - 2.2	3000-5000		<i>j, l, n</i>
	<i>Kaena</i>	3.6	?		<i>j</i>
	Kauai				
<i>Kauai Nord</i>	~ 5	1400		<i>j</i>	
<i>Kauai Sud</i>	~ 5	?		<i>j</i>	

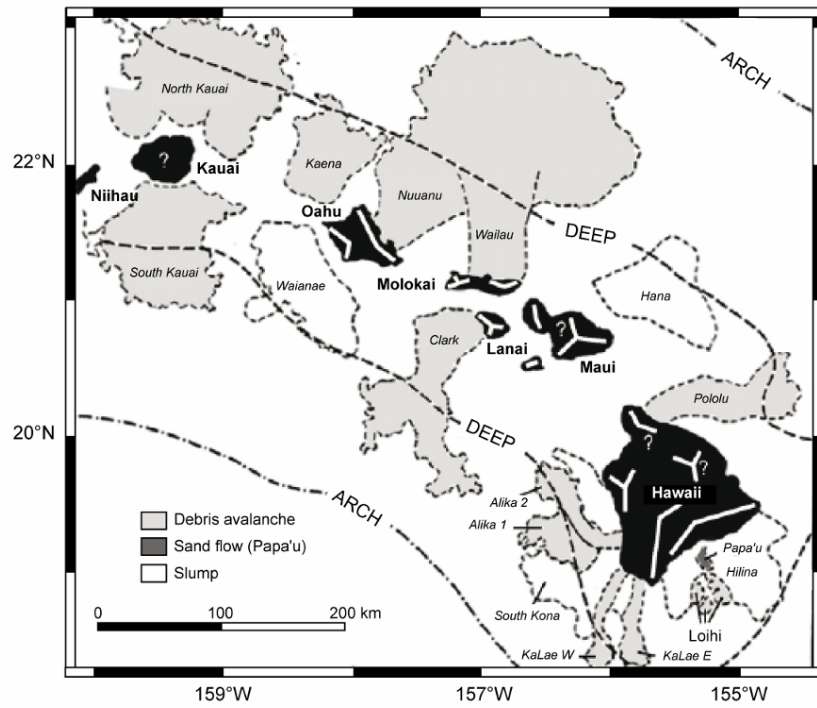
Tableau 5-01 : Tableau synthétique comparatif entre les volumes d'avalanches de débris estimés sur l'île de La Réunion et sur les volcans bouliers d'Hawaïi et des Canaries.

Références : *a*- V- et V+ indiquent respectivement les volumes minimum et maximum définis par Oehler, 2005 ; *b*-Masson et al., 1998 ; *c*-Masson et al., 2002 ; *d*-Holcomb et Searle, 1991 ; *e*-Urgeless et al., 1999 ; *f*-Cantagrel et al., 1999 ; *g*-Marti, 1998 ; *h*- Watts et Masson, 1995 ; *i*-Lipman et al., 1988 ; *j*-Moore et al., 1989 ; *k*-McMurty et al., 1999 ; *l*-Satake et al., 2002 ; *m*-Clague et al., 2002 ; *n*-Moore et al., 1994a.

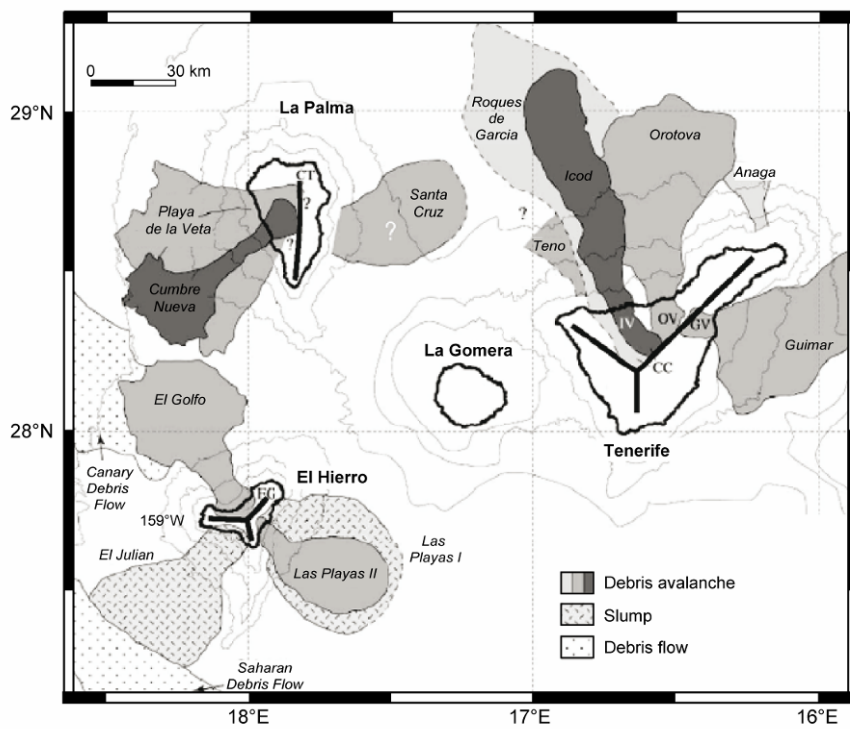
A différentes échelles, les événements de déstabilisations ont donc modelé les reliefs sous-marins des divers archipels volcaniques, impliquant des morphologies et des produits comparables entre les flancs immergés des différentes îles. Une différence majeure apparaît toutefois dans la distribution des dépôts d'avalanches de débris et de glissements entre les édifices volcaniques étudiés. Les produits de déstabilisations couvrent en effet la quasi totalité de l'environnement immergé de La

Réunion, mais s'avèrent plus localisés et associés à un ou plusieurs flancs subaériens dans le cas des édifices d'Hawaii et des Canaries (Fig. 5-02).

(a)



(b)



(c)

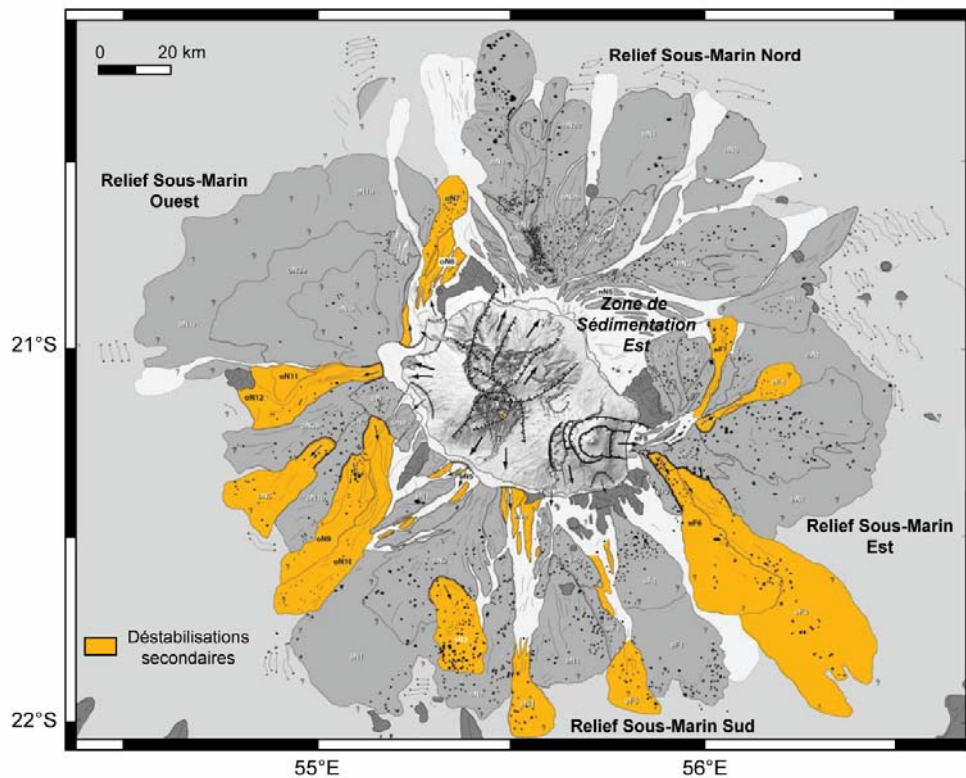


Figure 5-02: Les destabilisations de flancs de **a**) l'Archipel d'Hawaii (modifié d'après Moore et al., 1989) ; **b**) de Ténérife, La Palma et El Hierro (Canaries ; modifié d'après Masson et al., 2002) ; **c**) de La Réunion (d'après Oehler, 2005).

D'un point de vue morphologique, les flancs immergés des îles océaniques de La Réunion (Oehler et al., 2008), d'Hawaii (Moore et al., 1994), de Ténérife (Watts et Masson, 1995), d'El Hierro (Urgeles et al., 1997), ou de La Palma (Urgeles et al., 1999), apparaissent généralement comme de larges terrains à hummocks. Cette morphologie est associée à la présence de blocs glissés en mer lors des épisodes de destabilisation, et dont les dimensions peuvent être pluri-hectométriques à kilométriques (Oehler et al., 2008).

A Hawaii, le glissement de Nu'uano a affecté le volcan Koolau (Fig.5-03a), mobilisant 2.4 à $3.0 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ de l'île de Oahu (Satake et al., 2002; Robinson et Eakins, 2006). Les dépôts d'avalanches de débris associés à ce glissement présentent d'énormes blocs (comme le seamount de Tuscaloosa : ~30 km de long sur 17 km de large et une hauteur de 2 km) glissés sur une large zone.

Parallèlement, le secteur est du volcan Molokai, au sud-est de Oahu, a été affecté par le glissement de Wailau (Moore et al., 1989, 1994a,b) dont les dépôts se retrouvent en mer sous la forme de nombreux blocs (Fig. 5-03a). Ces déstabilisations et glissements ont généré des cicatrices de glissements sur les flancs des édifices.

Dans l'environnement immergé de Ténérife, l'avalanche de débris d'Orotava (Fig. 5-03b) est l'un des glissements les plus importants connu dans l'Archipel des Canaries (Masson et al. 2002). Sa morphologie en hummocks, caractérisée par la présence de reliefs de 30 à 11 m de haut pour 50 à 1140 m de diamètre, peut être associée à la présence de blocs glissés en mer (Llanes et al., 2003).

A La Réunion, dans le prolongement du Piton de la Fournaise, Labazuy (1991 et 1996) distingue trois ensembles de blocs juxtaposés au sein du Plateau Sous-Marin Est, sur la base de l'interprétation des données sonar et sismiques (Fig. 5-03b). Ces blocs, essentiellement composés de basaltes subaériens selon les échantillonnages effectués, ont été déplacés sans grands bouleversements dans plusieurs épisodes de glissements successifs du flanc oriental et se sont accrétés pour former le relief actuel.

(a)

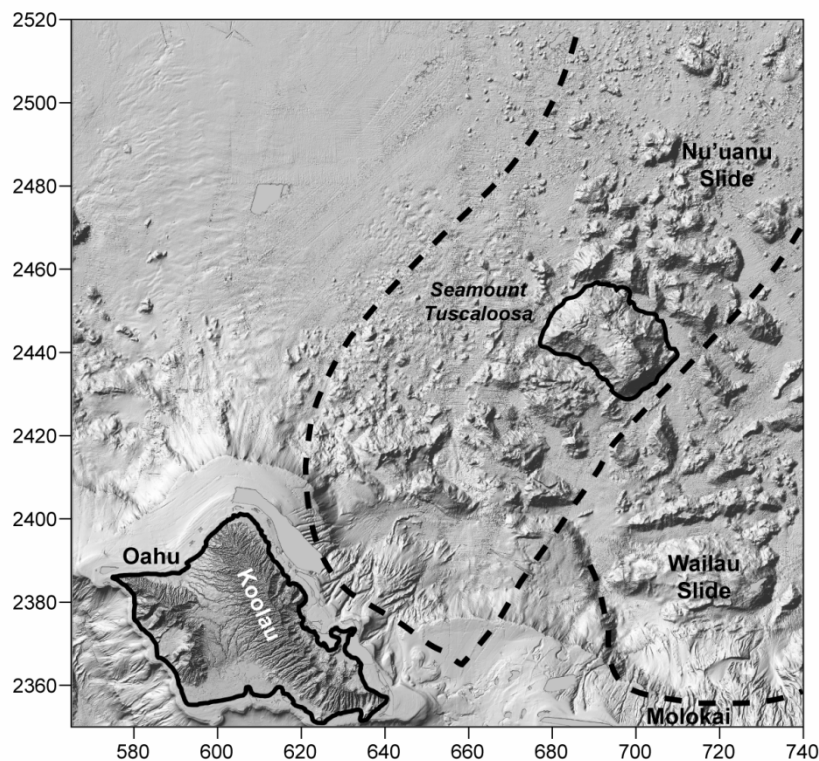
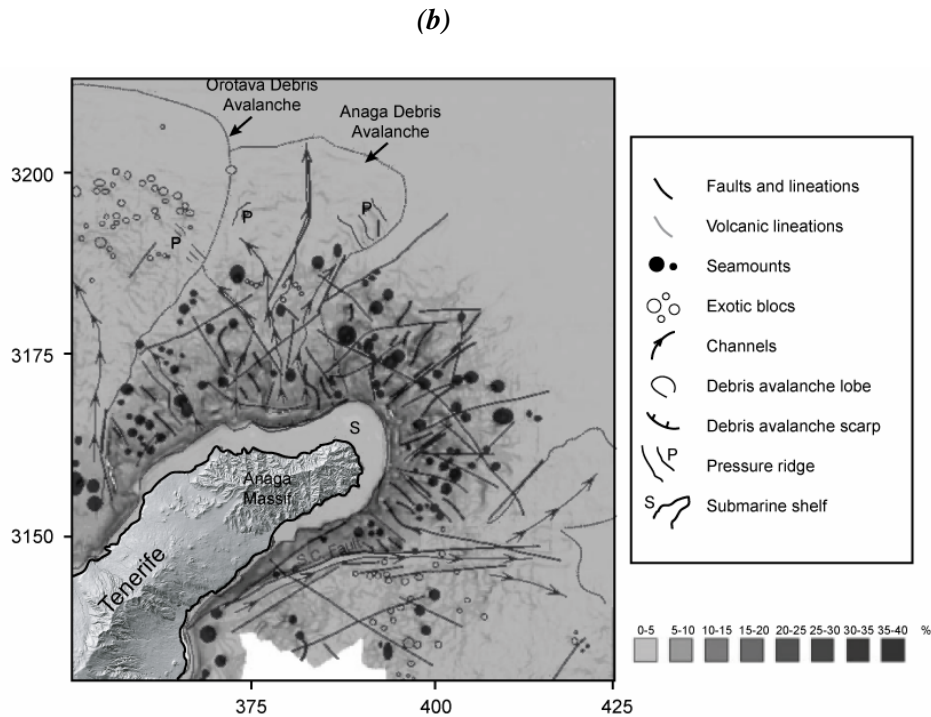


Figure 5-03: a) MNT de l'île de Oahu (Hawaii) et bathymétrie associée (sources MNT : <http://www.soest.hawaii.edu/HMT:index.php>). Les secteurs en pointillés délimitent les glissements de Nu'uuanu et de Wailau et les mégablocs associés (d'après Moore et al., 1989, 1994a, b ; Moore et Clague 2002).

Coordonnées en km (UTM 4N).



(c)

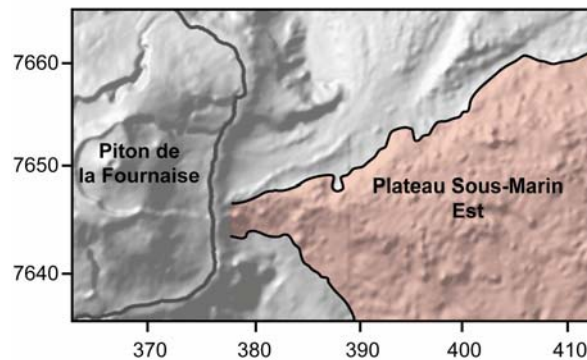


Figure 5-03: b) MNT de la partie émergée de l'île de Ténérife et carte de pente sous-marine de la région NE de Ténérife, superposés à l'interprétation morphologique des flancs du Massif d'Anaga, d'après les données bathymétriques (d'après Llanes et al., 2003). Coordonnées en km (UTM 28N).
c) Ensemble des blocs glissés du Plateau Sous-Marin Est dans le prolongement immergé du Piton de la Fournaise (d'après Labazuy, 1996 ; Oehler, 2005). Coordonnées en km (WGS84, UTM 40S).

A La Réunion, au moins un tiers de ces événements correspond à des phénomènes de déstabilisations secondaires (Fig. 5-03c). De tels épisodes affectent directement une structure d'accumulation de produits d'avalanches de débris et remobilisent des matériaux déjà impliqués dans un ou plusieurs épisodes de déstabilisations primaires (ou dans d'autres épisodes secondaires). Ces événements secondaires sont principalement reconnus en domaine sous-marin ou côtier et semblent

présenter une relation génétique avec la formation des chenaux et autres dépressions décrits en mer (Oehler, 2005).

I.2.2.2. Canyons et accumulations de dépôts sédimentaires

Les flancs sous-marins des îles océaniques volcaniques sont souvent disséqués par des chenaux suivant généralement la direction de plus grande pente et connectés à la côte. Ces dépressions correspondent à des canyons d'érosion, probablement comblés de produits issus de l'érosion subaérienne (Oehler et al., 2008). A La Réunion, la zone proximale nord-est de l'île, dénommée Zone de Sédimentation Nord-Est (Fig ; 5-03c) par Oehler et al. (2004), peut être considérée comme une large zone d'accumulation de produits sédimentaires.

Ces dépressions sont également observées au large des îles océaniques d'Hawaii ou d'El Hierro, communément considérées comme la conséquence directe des déstabilisations (Moore et Chadwick, 1995 ; McCurty et al., 1999 ; Gee et al., 2001). Urgeles et al. (1999) décrivent des structures similaires sur les flancs immergés de La Palma (Canaries). Ils soulignent que les chenaux ont tendance à se former le long des lobes d'avalanches de débris et proposent de les utiliser pour délimiter des phases successives de déstabilisations.

I.2.3. Les constructions de premier ordre : les rift zones

Les archétypes des rift zones volcaniques sont celles des volcans Mauna Loa et Kilauea à Hawaii (Tab 5-02 ; Fig. 5-04a). Il s'agit de rides linéaires ou incurvées, proéminentes et allongées (2 à 3 km de large pour plusieurs dizaines de kilomètres de long) depuis les régions sommitales à des profondeurs abyssales (Stearns et MacDonald, 1946 ; Fiske et Jackson, 1972 ; MacDonald et al., 1983 ; Fornari, 1987). Les éruptions se concentrent le long de ces rift zones, créant d'importantes rides volcaniques (parfois > 100 km) par intrusions répétées de dykes et éruptions de flancs (Fiske et Jackson, 1972). Deux rift zones principales (Tab. 5-02) s'étendent depuis la caldera sommitale du Kilauea : la rift zone est (ERZ, East Rift Zone ; Fig. 5-04a) subaérienne et sous-marine hautement active, et la rift zone sud-ouest (SRZ, Southwest Rift Zone), moins active et essentiellement subaérienne (Moore et Fiske, 1969 ; Swanson et al., 1976 ; Wolfe et al., 1987 ; Lonsdale, 1989).

Dans l'Archipel des Canaries, El Hierro (Tab. 5-02), dont les formations subaériennes les plus anciennes sont datées à 1.12 Ma (Guillou et al., 1996), est la plus jeune de l'ensemble des îles volcaniques des Canaries. Sa partie subaérienne semble caractérisée par trois rift zones espacées de 120°. Cependant, l'étude de la distribution des points de sortie et des dykes affleurant (Münn et al., 2006) suggère que les zones d'intrusions sont diffuses et non strictement focalisées sur des rift zones. Ceci est particulièrement avéré pour les rift zones NO et NE, dont les parties sous-marines traduisent bien une construction par des points de sortie diffus. Le prolongement sous-marin de la rift zone sud

présente la morphologie d'une rift zone et semble coalescente avec une construction allongée dans la même direction, mais qui est identifiée (Gee et al., 2001) comme un édifice préexistant. De plus, la géologie de surface indique la présence d'une rift zone récemment active dans la zone sud de l'île (Fuster et al., 1993).

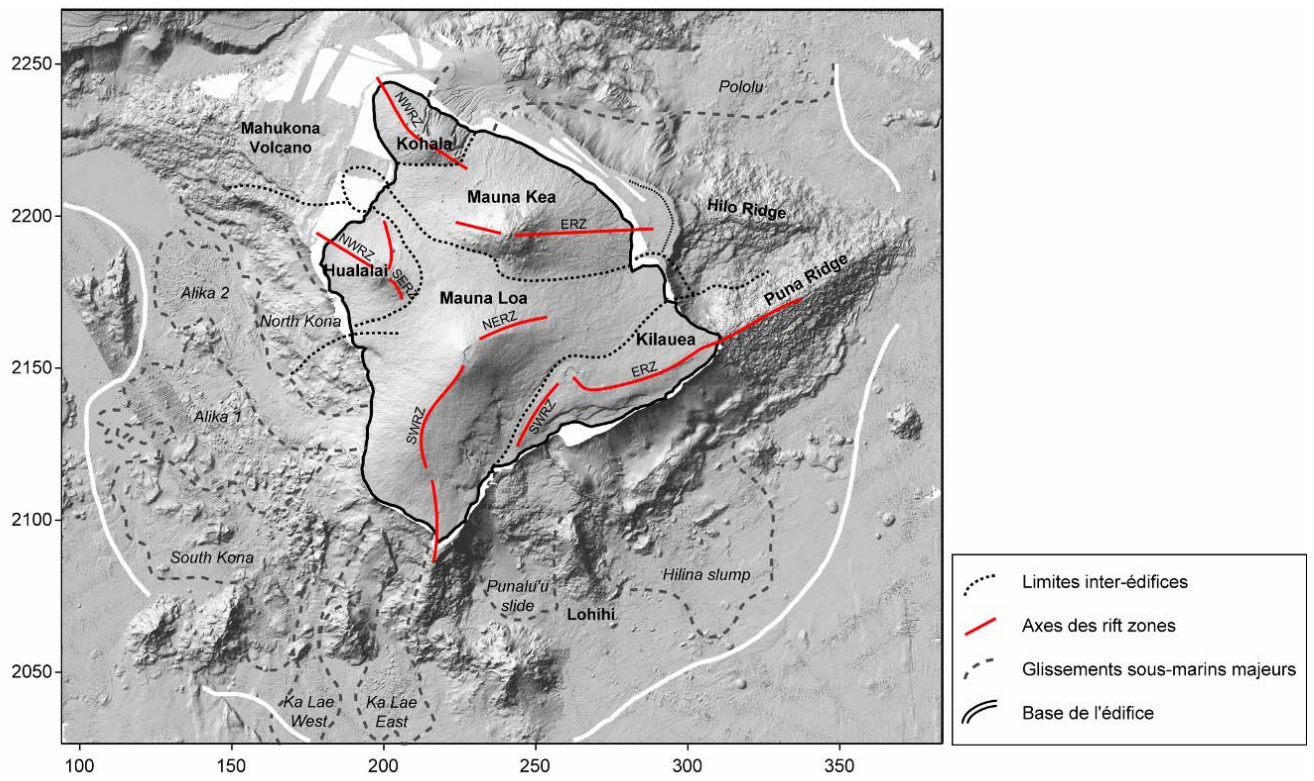
A La Réunion, les structures interprétées comme des rift zones (Tab. 5-02 ; Fig. 5-04c) présentent des caractéristiques différentes de celles des rift zones d'Hawaii ou de la rift zone sud d'El Hierro. Les deux rift zones, NE et SE, du Piton de la Fournaise sont relativement bien focalisées dans la zone centrale, puis deviennent plus larges ou diffuses en aval, ne se prolongeant que très peu en mer. A proximité de la côte, elles reposent sur des reliefs interprétés comme plus anciens que le Piton de la Fournaise actuel (Labazuy, 1991 ; Lénat et al., 2001). Au niveau du Piton des Neiges, le massif de la Montagne est interprété comme une rift zone (Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982 ; Lénat et Labazuy, 1990). Son extension latérale est similaire à celle des rift zones du Piton de la Fournaise et son extension en mer apparaît également limitée. Seule la ride sous-marine d'Etang Salé présente une convergence morphologique avec les rifts zones hawaïennes, formant une ride bathymétrique étroite et allongée dont la morphologie évoque celle de la ride de Puna à Hawaii (Smith et al., 2002 ; Leslie et al., 2004).

ILE	Edifice	Construction sous-marine	Orientation (°)	Largeur (km)	Longueur (km)	Profondeur de la base	Pente moyenne (°)	Réf.
REUNION	Piton de la Fournaise	Rift zone NE	N70	~ 15	2-3	2200	25-30	<i>a</i>
		Rift zone SE	N135	~ 14	2-3	2000		<i>a</i>
	Piton des Neiges	Massif de la Montagne	N160	~ 15-5	7-10	1400-1600		<i>b</i>
		Ride d'Etang Salé	N30	~ 5	15	2200		<i>b</i>
HAWAII	Kilauea	Rift Zone E-Puna Ridge	N45		70		10	<i>c</i>
	Mauna Loa	Rift Zone SE			50			<i>d</i>
CANARY	El Hierro	Rift Zone NW et NE	N120 et N40	~ 25-35	20	3200	12	<i>e</i>
		Rift Zone S	N20	~ 10-15	38	3700	27	<i>e</i>

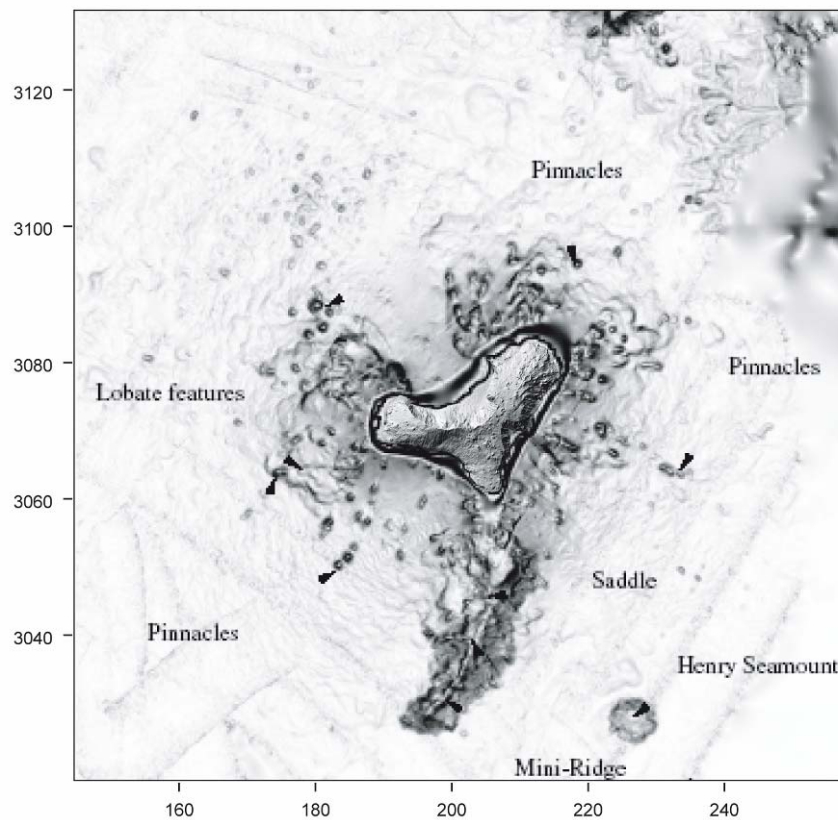
Tableau 5-02 : Comparaison des principales caractéristiques des prolongements sous-marins des rift zones de La Réunion, d'Hawaii et des Canaries.

Références : *a*- Labazuy, 1991 ; *b*- Lénat et Labazuy, 1990 ; *c*- Malahoff et Mc Coy, 1967 ; Fornari et al., 1987 ; Lonsdale, 1989 ; *d*-Fornari, 1987 ; *e*- Gee et al., 2001.

(a)



(b)



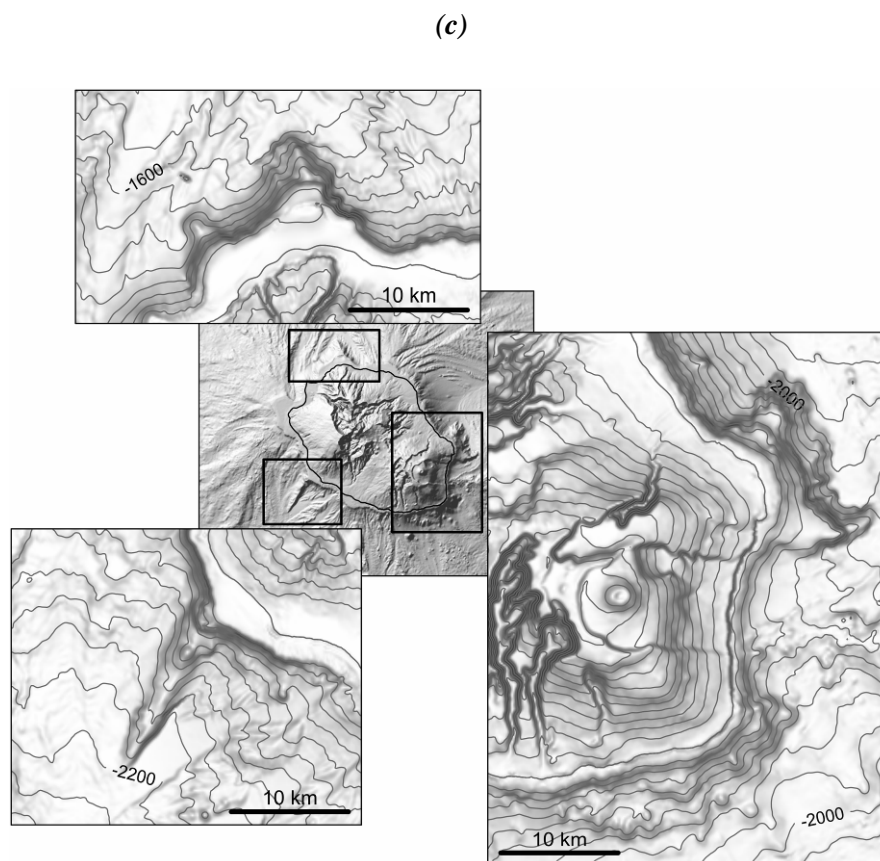


Figure 5-04:a) Caractéristiques morphologiques de l'île d'Hawaii et des prolongements sous-marins (modifié d'après Peterson et Moore, 1987 ; Lipman et al., 1990).

Source MNT mer : HRGM. Les limites des édifices subaériens et des rift zones sont adaptées d'après Wolfe et Morris (1996). Coordonnées en km (UTM 5N).

b) Caractéristiques morphologiques de l'île d'El Hierro (Canaries). MNT de l'île (source : GRAFCAN, communiqué par Raphaël Paris) superposé à la carte de pente en mer (source : Gee et al., 2001). Coordonnées en km (UTM 28N).

c) Caractéristiques morphologiques des prolongements sous-marins des rift zones NE et SE du Piton de la Fournaise, du Massif de la Montagne et de la Ride d'Etang Salé à La Réunion (intervalle des isocontours : 200 m).

I.2.4. Les constructions de second ordre

L'environnement sous-marin des îles océaniques est également caractérisé par la présence de constructions de second ordre, correspondant typiquement à des seamounts isolés de morphologies variables, présents sur les flancs immergés ou la plaque océanique, associés au volcanisme des édifices ou à la formation et à l'évolution de la croûte respectivement. Dans le cadre de cette étude, nous ne considérons que les seamounts associés à l'activité des édifices volcaniques.

1.2.4.1. Hawaii

Les images et les données acquises au sonar latéral longue portée GLORIA (Geologic Long-Range Inclined Asdic) ont permis de confirmer la présence de nombreux seamounts de morphologies variables dans l'environnement de l'Archipel d'Hawaii.

De nombreux seamounts tabulaires apparaissent, notamment au niveau des prolongements sous-marins des rift zones (Fig. 5-05a ; Clague et al., 2000). Ces seamounts sont communs dans divers environnements océaniques, incluant le plancher océanique et les flancs immergés des édifices (Smith, 1996; Bridges, 1997; Clague et al., 2000). 112 cônes tabulaires, présentant parfois un cratère central, et 22 seamounts côniques ont été mis en évidence autour des Iles d'Hawaii, Maui et Niihau, sur, ou à proximité des rift zones des volcans Kilauea, Kohala (ou Mauna Kea), Mahukona et Haleakala (Fig. 5-05a). Ils peuvent présenter des morphologies variables, avec un toit parfaitement plat (Fig. 5-05a A et C), un pit cratère central (Fig. 5-05a B) ou encore une forme cônique (Fig. 5-05a D). Leurs dimensions peuvent atteindre 5 km de diamètre et 300 m de hauteur. Ces cônes tabulaires seraient monogéniques, formés au cours d'éruptions effusives sur quelques années à quelques dizaines d'années (Clague et al., 2000).

Leur formation a été discutée par de nombreux auteurs (Clague et al. 2000; Zhu et al. 2002), et sont généralement interprétés comme résultant du refroidissement progressif d'un lac de lave (Clague et al., 2000). L'éruption doit être sous-marine, localisée sur des pentes faibles, effusive et soutenue, caractérisée par des taux d'émission faibles à modérés, sans interruption majeure, et de longue durée. La croissance de ces seamounts se fait vers le haut et l'extérieur par débordements successifs des coulées de laves, donnant des flancs abrupts composés de pillow lavas. Parfois, le magma est drainé en profondeur dans le conduit, formant un cratère central. Les seamounts côniques se forment sous certaines conditions particulières, par accumulation de magma fragmenté et hautement vésiculé, lors de brèves éruptions (Clague et al., 2000).

1.2.4.2. Les îles des Canaries

Dans l'environnement immergé de l'Archipel des Canaries, de nombreux seamounts d'origine volcanique ont été identifiés et étudiés en détail, par exemple autour de l'île de Ténérife, (Fig. 5-05a ; Romero Ruiz et al., 2000). L'essentiel de ces seamounts s'aligne selon la direction volcano-tectonique principale de l'Archipel des Canaries. Ces seamounts présentent des caractéristiques similaires à celles des zones émergées et des paramètres géomorphologiques observés partout ailleurs sur le fond océanique. La majorité de ces seamounts s'apparente à des cônes plus ou moins réguliers, de forme elliptique, ou résultante de la coalescence de deux ou plusieurs cônes simples.

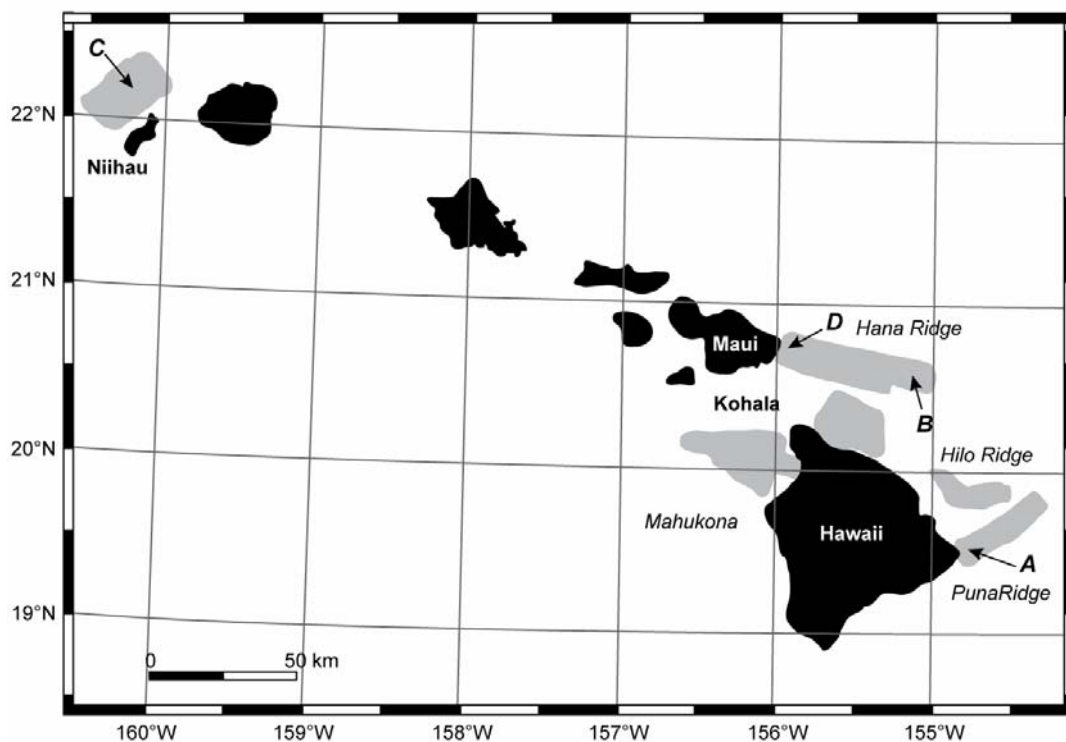
D'autres édifices sont classifiés selon une structure 'arquée' ou 'en pancake' (Romeo Ruiz et al., 2000). Lorsqu'ils ne sont pas réguliers, ces édifices individuels présentent généralement une symétrie bilatérale, avec pour la plupart une orientation préférentielle.

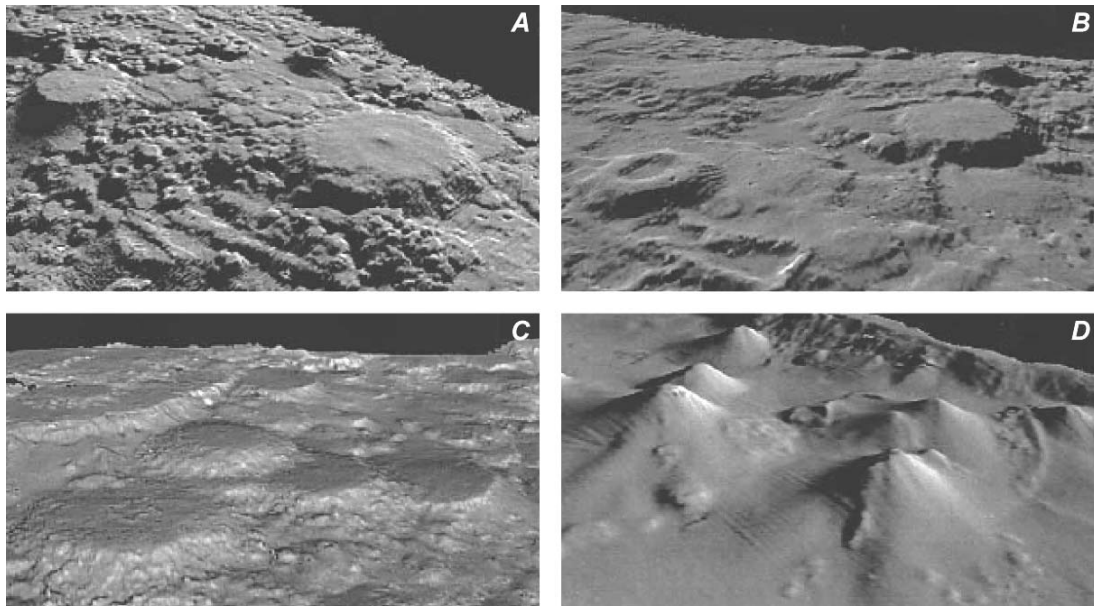
Une telle distribution du volcanisme offre un certain nombre de contraintes quant à la connaissance des édifices. En effet, la présence d'un volcanisme diffus le long d'un alignement tectonique peut-être interprétée comme un indice de contrôle tectonique sur la localisation du volcanisme de point chaud.

1.2.4.3. La Réunion

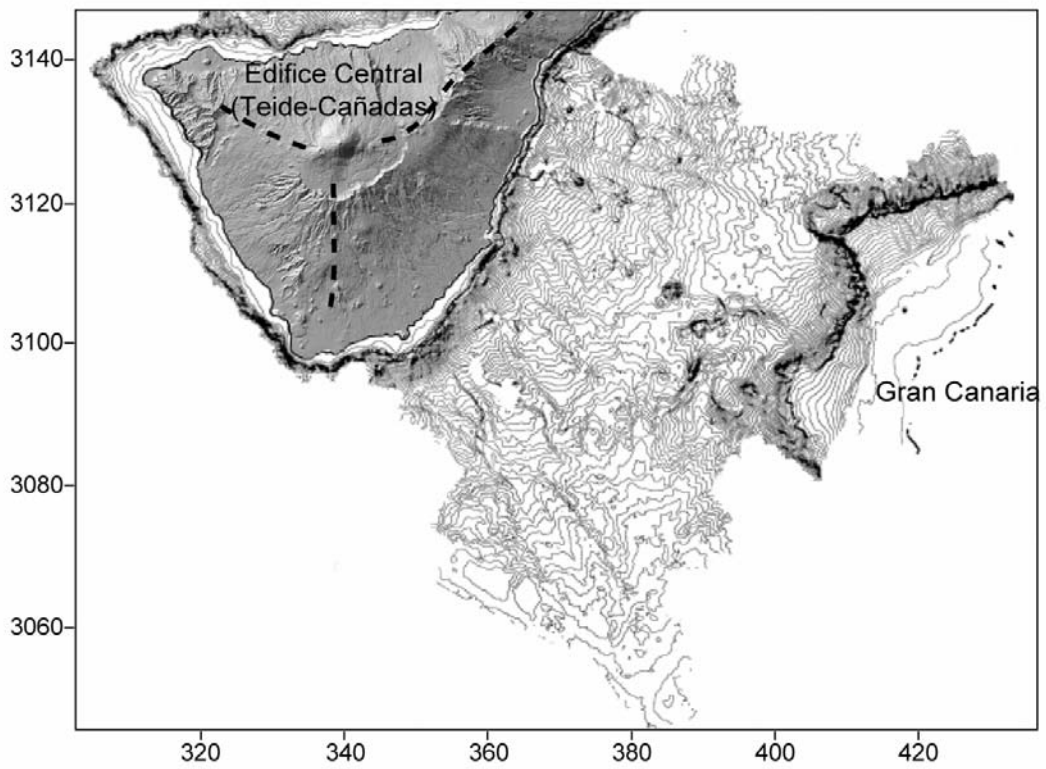
Des constructions de second ordre apparaissent également dans l'environnement de La Réunion, avec par exemple le cône du Sonne à l'ouest et le cône Eliane au sud. Parallèlement aux alignements de seamounts décrits dans l'environnement sous-marin de Ténérife (Romeo Ruiz et al., 2000), le cône Eliane constitue le relief proximal d'une série de trois cônes identifiés au sud de l'île jusqu'à 3000 m de profondeur environ (Fig. 5-05b). Comme décrit précédemment dans le cas de l'Archipel d'Hawaii, un ensemble de seamounts tabulaires de tailles relativement limitées apparaît au niveau de la zone immergée nord/nord-est (Fig. 5-05b). Ces structures sont caractérisées par de fortes valeurs de réflectivité, suggérant la présence de matériaux rugueux qui pourraient caractériser des formations de type pillow-lava (Oehler, 2005), également reconnues sur les flancs des seamounts hawaïens.

(a)





(b)



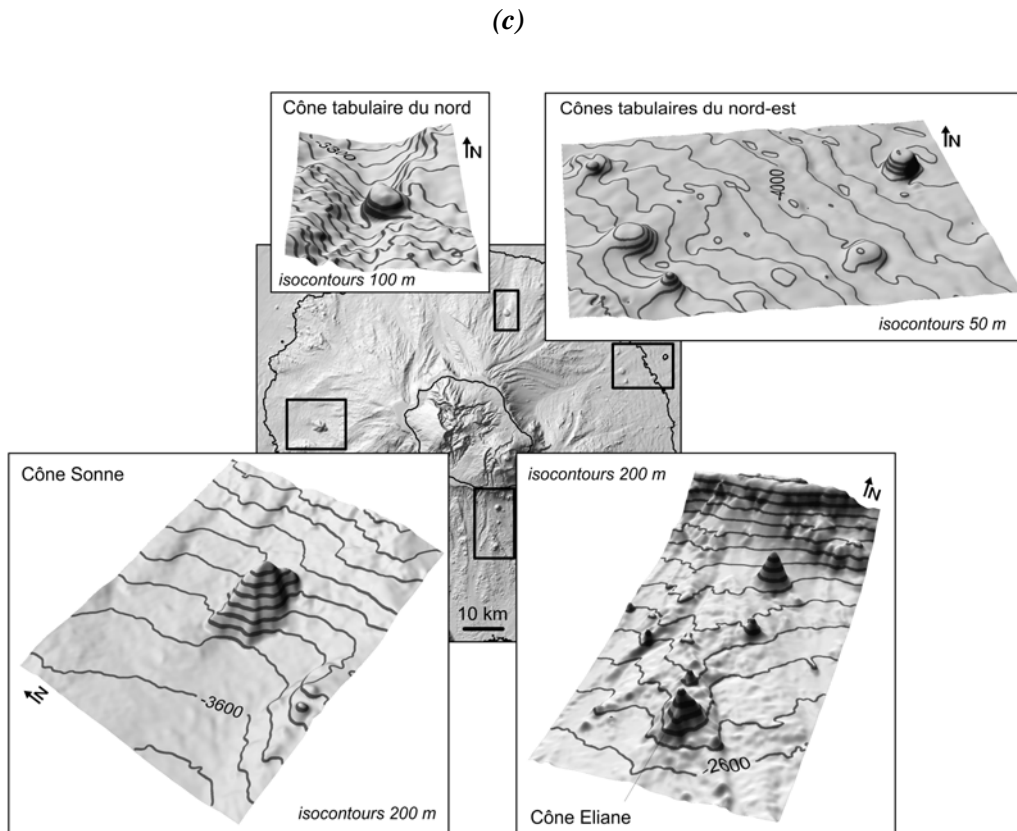


Figure 5-05 : Les reliefs de second ordre sur les flancs immergés d'Hawaii, Ténérife et La Réunion.
a) Carte des îles de l'Archipel d'Hawaii, localisation des zones de seamounts tabulaires, et vue en perspective de certain d'entre eux (indiqués par les flèches). A : Les cônes tabulaires de Puna Ridge, vus depuis l'E-SE. Le sommet du cône le plus large présente un diamètre de 2.6 km. B : Les cônes tabulaires de Hana Ridge, vus depuis le SE. Le sommet du cône en haut, à droite de l'image présente un diamètre de 2 km. C : Les cônes tabulaires du flanc NO de Niihau, vus depuis le NO. Le sommet du cône le plus large à gauche de l'image présente un diamètre de 3.7 km. D : Les cônes à sommet conique de Hana Ridge, vus depuis le NE. Le sommet du cône le plus large à gauche de l'image présente un diamètre de 3.7 km. Coordonnées en degrés. D'après Clague et al. (2000).

b) Bathymétrie entre Ténérife et Gran Canaria ; intervalle des isocontours : 50 m. Les lignes en pointillés indiquent la direction des rift zones (d'après Carracedo, 1999). Données bathymétriques de Palomo et al., 1998b. Source MNT de Ténérife : GRAFCAN, communiqué par Raphaël Paris. Coordonnées kilomètres (UTM 28N).

c) Les reliefs de second ordre dans l'environnement immergé de La Réunion : les cônes tabulaires N et NE, le cône du Sonne à l'E et le cône Eliane dans l'alignement de deux autres seamounts au S.

I.3. Flexure lithosphérique et sous-plaquage magmatique

Au cours des dernières décennies, de nombreuses campagnes géophysiques ont permis d'étudier la structure profonde des principales îles volcaniques et de leur environnement (Watts et al., 1985 ; Binard et al., 1991 ; Watts et al., 1997 ; de Voogd et al., 1999 ; Ali et al., 2003). Des flexures lithosphériques ont été mises en évidence, en réponse à la charge de l'édifice sur la croûte océanique, en particulier sous la chaîne hawaïenne (Watts et al., 1985) et sous l'île de Ténérife (Watts et al., 1997). Sous les îles du Cap Vert, l'absence apparente de flexure a été interprétée en évoquant un soutien dynamique créé par un 'soulèvement général' de la zone, lié à la présence d'un sous-plaquage magmatique (Ali et al., 2003).

Dans le cas de La Réunion, l'interprétation des données de sismiques proposée par de Voogd et al. (1999) et Gallart et al. (1999) suggère une absence de flexure significative sous La Réunion, et même un bombement lithosphérique dans certaines zones.

La flexure lithosphérique est contrôlée par trois paramètres principaux (Watts, 2001):

- ✓ La taille de l'édifice volcanique, soit la charge de surface ;
- ✓ L'épaisseur élastique de la lithosphère (T_e) qui dépend de la rigidité flexurale effective (Burov et Diament, 1995) ;
- ✓ La force ascendante induite par des matériaux sous-plaqués et un amincissement lithosphérique (Watts et al., 1980 ; Ali et al., 2003). Ces phénomènes créent un contraste de densité induisant une poussée d'Archimède à l'origine d'une compensation isostatique.

Les valeurs de T_e de chacune des lithosphères océaniques sont sensiblement identiques à La Réunion (28 km, Bonneville et al., 1990), à Hawaii (30-35 km Wessel et Keating, 1994), à Ténérife (26 km, Watts et al., 1997) et au Cap Vert (29 km, Ali et al., 2003). Ces paramètres ne permettent donc pas d'expliquer les différences de géométrie lithosphérique observées.

Par conséquent, des mécanismes supplémentaires, générant une compensation isostatique, doivent être envisagés pour expliquer l'absence de flexure à La Réunion (Michon et al., 2007) :

- ✓ *Une érosion thermique de la base de la lithosphère* générée par une anomalie du manteau, soit le panache du point chaud ;
- ✓ *Un sous-plaquage magmatique.*

Les deux phénomènes peuvent effectivement être présents à La Réunion. Le déplacement relatif de l'île par rapport au point chaud au cours de la période d'activité connue (depuis au moins 2 Ma ; MacDougall, 1971), peut être estimé à moins de 40 km (Charvis et al., 1999) sur la base des modèles géodynamiques de la tectonique des plaques. La faible vitesse de la plaque constitue donc un élément favorable au développement d'un amincissement lithosphérique sous l'effet d'un panache de point chaud. Par ailleurs, les données de sismique grand angle (Chapitre 1, Fig. 1-25 ; Gallart et al.,

1999) ont révélé une importante quantité de matériel sous-plaqué sous la partie sud-ouest de la Réunion.

Une telle absence de flexure lithosphérique et la présence d'un sous-plaquage magmatique ont été mises en évidence pour d'autres îles océaniques :

- McNutt et Bonneville (2000) proposent une compensation isostatique des Iles Marquises par un corps magmatique différencié sous le Moho, mis en évidence par les études sismiques (Caress et al., 1995).

- Parallèlement, Blanco-Montenegro et al. (2003), à partir d'une analyse spectrale des anomalies magnétiques, proposent l'existence de formations profondes (du Moho jusqu'à 23 km en profondeur environ) se comportant comme des sources magnétiques, en accord avec le sous-plaquage magmatique mis en évidence par d'autres méthodes géophysiques.

- Une zone de sous-plaquage magmatique a également été mise en évidence à l'aplomb du volcan Cumbre Vieja (La Palma, Canaries) de 7 à 14 km de profondeur, à l'origine d'un soulèvement général à l'échelle de l'île (Klügel et al., 2005).

- A une autre échelle, l'étude des vitesses sismiques au niveau de la Ride Ninety East (Océan Indien) a également permis de mettre en évidence l'existence d'un sous-plaquage magmatique (Grevemeyer et al., 2000).

I.4. Reliefs émergés des îles volcaniques

En termes de reliefs émergés, les exemples classiques d'édifices anciens et plus récents des Archipels d'Hawaii et des Canaries présentent certaines analogies morphologiques avec l'île de La Réunion.

I.4.1. Hawaii

Les volcans hawaïens présentent communément une caldera sommitale ainsi que des rift zones allongées et incurvées au niveau desquelles se concentre l'activité. Des calderas sommitales sont observées sur le Kilauea et le Mauna Loa (Fig. 5-02a), chacune d'entre elles étant connectée à deux rift zones proéminentes. De telles structures sont également observées sur le seamount de Loihi, (Malahoff, 1987, Malahoff et al., 1982).

I.4.1.1. Koolau

Sur l'île d'Oahu, le volcan Koolau est un ancien édifice caractérisé par la présence d'une caldera profondément érodée, plus large que les calderas hawaïennes actives. La fin de son stade de construction est estimée à 2.9 Ma environ (Morgan et al., 2006). Après une longue période d'érosion,

la morphologie de l'édifice a été progressivement modifiée. Actuellement, environ 900 m de formations sont exposées.

Parallèlement, à La Réunion, dont l'histoire a débuté il y a au moins 2 Ma (McDougall, 1971), les remparts du Piton des Neiges exposent en moyenne 1000 m d'épaisseur de formations en bordure des cirques. Ainsi, de par leurs âges et leurs morphologies accidentées, les édifices anciens de Koolau à Hawaii et du Piton des Neiges à La Réunion présentent de fortes analogies.

1.4.1.2. Kilauea

Le Kilauea, sur l'île d'Hawaii est l'un des volcans les plus documentés au monde. Le bouclier subaérien du Kilauea est caractérisé par deux rift zones, l'une intensément active à l'est et l'autre plus discrète au sud-ouest, divergeant toutes deux d'une caldera de 4 km de diamètre environ, située à une altitude de 1200 m. L'essentiel de sa surface est couverte de coulées de laves de composition tholéitique homogène (Wolfe et Morris, 1996). Les 90% de sa surface exposée sont antérieurs à 1.5 ka (Holcomb, 1987), les formations de surface ne dépassant pas 300 m d'épaisseur. Selon un âge basé sur des estimations de taux d'accumulation de lave (non sur des données géochronologiques ; Easton, 1987), aucune d'entre elles n'est antérieure à 100 ka. L'âge global du Kilauea a été ainsi estimé entre 150 ka (Lipman, 1995) et 200-300 ka (Easton, 1978).

1.4.1.3. Loihi

Le seamount actif de Loihi est le volcan sous-marin le plus jeune de l'archipel (probablement < 0.5 Ma), localisé dans l'extension septentrionale du point chaud hawaïen (Jackson et al., 1972). Il repose par 1900 m et 4755 m de fond au nord et au sud respectivement, impliquant une pente sous-marine de 5° environ. Le sommet de l'édifice, localisé à 969 m sous le niveau de la mer, est caractérisé par la présence d'une caldera de 2.8 km de large sur 3.7 km de long, au sein de laquelle se trouvent deux pit craters de 0.6 et 1.2 km de diamètres pour 73 m et 146 m de profondeur respectivement (Malahoff, 1987). Deux rift zones divergent depuis le sommet, l'une au sud allongée sur 17 km, l'autre au nord allongée sur 7 km. Comme dans le cas des édifices émergés, ce seamount présente des évidences de déstabilisations récentes à grande échelle ayant disséqué les flancs est et ouest du volcan.

1.4.2. Les Canaries

1.4.2.1. Ténérife

Ténérife (Fig. 5-05b) est l'île la plus importante des Canaries, avec une histoire éruptive de plus de 12 Ma, comprenant un stade de construction du bouclier et la formation d'une structure

volcanique centrale, l'édifice de Las Cañadas (LCE), depuis 3.5 Ma (Marti et al., 1994). Comme dans le cas du Piton des Neiges, l'édifice est caractérisé par la superposition de deux séquences stratigraphiques majeures, l'une ancienne (*Lower Group* : > 3.5-1.57 Ma) et l'autre récente (*Upper Group* : 1.57-0.179 Ma). A l'image des autres îles volcaniques, l'évolution du LCE est marquée par une alternance de phases de construction et de destruction, incluant des effondrements verticaux et latéraux de plusieurs dizaines de km³ (Marti et al., 1994), avec notamment la formation de la Caldera de Las Cañadas (LCC) dans la période la plus récente. Au cours des derniers 170-190 ka, au sein de cette caldera, s'est édifié le proéminent complexe volcanique de Pico Viejo-Pico Teide (PV-PT) par une activité essentiellement effusive, et quelques épisodes explosifs (Ablay et Marti, 2000 ; Edgar et al., 2007). Le complexe est alimenté par des magmas superficiels (< 5 km), mais également par des apports plus profonds (Ablay et Hürlimann, 2000 ; Ablay et Marti, 2000).

L'activité récente (< 2 ka) se concentre au niveau du complexe PV-PT, et le long de deux rifts majeurs orientés NO-SE et SO-NE. Par analogie, l'activité récente du Piton de la Fournaise se focalise au niveau du Cône Central et des deux rift zones NE et SE divergeant depuis la zone sommitale.

Selon Marti et al. (1997) et Hürlimann et al. (1999a), la formation de la Caldera de Las Cañadas sur l'île de Ténérife serait à l'origine des déstabilisations de flanc de Icod et de La Orotava. Hürlimann et al. (1999a) soulignent cependant, sur la base de modélisations numériques, que les processus d'inflation de la chambre magmatique, d'effondrement vertical de son toit et le choc sismique résultant, sont nécessaires au déclenchement d'une déstabilisation. Les vallées localisées au nord du complexe (Icod et La Orotava) sont interprétées comme les cicatrices de ces glissements. Elles peuvent être comparées à certaines structures reconnues sur l'île de La Réunion, comme notamment la dépression du Grand Brûlé (Lénat et Labazuy, 1990 ; Lénat et al., 1990 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995 ; Labazuy, 1991 et 1996 ; Lénat et al., 2001 ; Merle et Lénat, 2003), les structures de la Plaine des Sables, du Morne Langevin et de la Rivière des Remparts au niveau du Piton de la Fournaise (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Merle et al., 2009). Parallèlement, au niveau du Piton des Neiges, Oehler (2005) interprète les vallées de la Rivière des Galets, de la Rivière St-Denis et de la Rivière des Pluies comme des cicatrices de glissement du flanc nord du massif ancien.

I.4.2.2. El Hierro

L'édifice volcanique d'El Hierro s'élève à 5500 m depuis le plancher océanique, sa base reposant à -4000 m de profondeur sous le niveau de la mer. L'île actuelle est composée de trois édifices formés successivement à l'aplomb d'édifices plus anciens partiellement détruits (Carracedo et al., 2001). Sa géométrie subaérienne à trois branches (Fig. 5-04b) a été interprétée comme un exemple classique de système de rift triple, où la remontée du magma engendre un système de fractures à 120°

(Fuster et al., 1993 ; Carracedo, 1994). D'autres auteurs (Münn et al., 2006) associent cette configuration à un étalement gravitaire de l'édifice sur un substratum ductile.

Dans le cas de La Réunion, cette géométrie classique n'est pas observée en surface, bien qu'un certain nombre de rift zones aient été mises en évidence à l'échelle de l'île. Seule la reconstruction de la morphologie de l'île à la transition Brunhes-Matuyama (cf Chapitre 3, Partie 5, Fig.17) suggère l'existence d'un tel système à trois branches.

II. COMPARAISON DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES

Les études géophysiques menées dans l'environnement des Archipels d'Hawaii et des Canaries mettent également en évidence certaines analogies et dissemblances dans les signaux gravimétriques et magnétiques associées aux différentes îles étudiées.

II.1. Hawaii vs La Réunion

II.1.1. Anomalies de la rift zone est du Kilauea (Fig. 5-06)

Les axes des rift zones hawaïennes subaériennes sont caractérisés par de fortes anomalies géophysiques (Fig. 5-06). Les campagnes gravimétriques menées au niveau de la partie subaérienne de la ERZ ont mis en évidence une anomalie de 15 mGal environ, décalée vers le nord-est de l'axe de la ride (e.g. Kinoshita et al., 1963 ; Swanson et al., 1976), qui semble se prolonger en mer au niveau de la ride de Puna (Kauahikaua et al., 2000). Cette anomalie est attribuée à la présence d'un complexe de dykes progressivement déplacé vers le sud-est par des intrusions répétées (Leslie et al., 2003).

La carte magnétique révèle une anomalie positive allongée parallèle à l'axe de la ride (Fig. 5-06b ; Malahoff et McCoy, 1967 ; Leslie et al., 2003), formant un dipôle coïncident avec l'anomalie gravimétrique. Comme dans le cas du signal gravimétrique, l'intensité de l'anomalie magnétique diminue dans la partie distale de la rift zone, suggérant une diminution du volume du corps source dans cette zone.

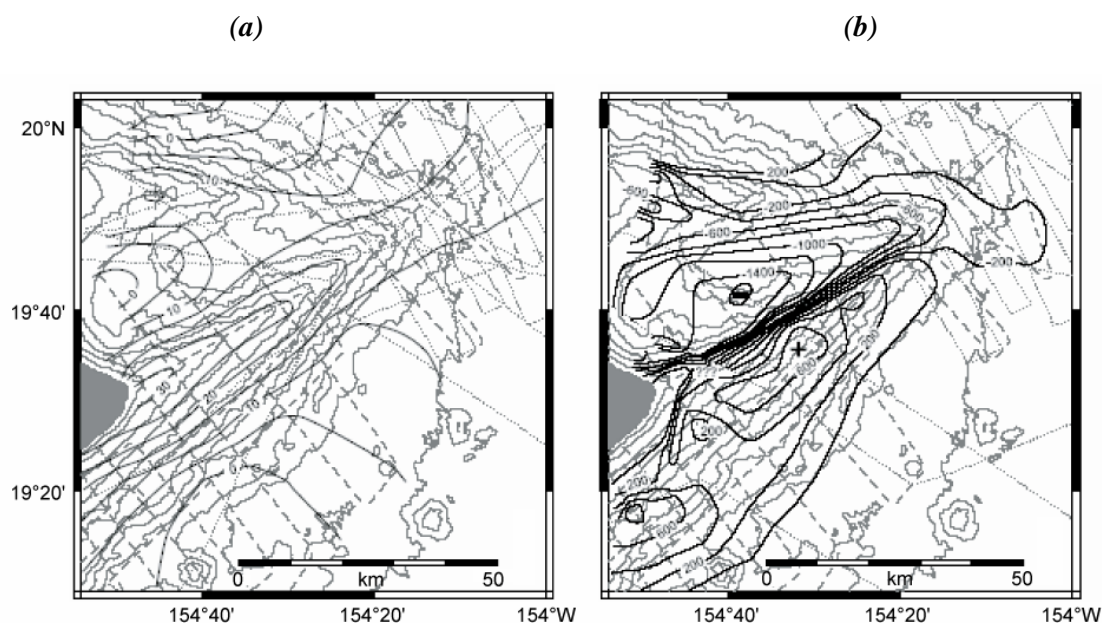


Figure 5-06 : Cartes **a)** gravimétrique corrigée et **b)** magnétique de la zone de la Ride de Puna ; +/- indique l'axe du large dipôle magnétique dans la partie supérieure de la ride ; intervalles des isocontours 5 mGal (a), 100 nT (b), et 500 m pour la bathymétrie.

D'après Leslie et al. (2003).

Les prolongements en mer des rift zones réunionnaises sont également caractérisés par d'importantes anomalies magnétiques impliquant des reliefs construits, mais sont associés à des anomalies gravimétriques négatives. Ces structures ont par conséquent été interprétées en termes de hyaloclastites et de pillow lavas (Gailler et al., 2009) plutôt qu'en termes d'intrusions. L'extension sous-marine de la Ride d'Etang Salé au sud-ouest du Piton des Neiges, bien que morphologiquement comparable aux rift zones hawaïennes ne présente qu'un signal gravimétrique positif de faible amplitude, ne permettant pas d'établir la présence d'intrusions denses.

II.1.2. Anomalies magnétiques de l'île d'Hawaï (Fig. 5-07)

L'ensemble des volcans de l'île d'Hawaï est caractérisé par des anomalies magnétiques positives de haute amplitude : 750 nT pour Kohala, 1250 nT pour la rift zone est du Kilauea, 950 nT pour le Mauna Kea, 100 nT pour le Kilauea, 600 nT pour Hualalai, 800 pour le Mauna Loa et 1100 nT pour Loihi. Ces anomalies de forte amplitude sont associées aux effets magnétiques combinés des édifices volcaniques et des systèmes intrusifs au sein des volcans.

Plus en détail, une étude aéromagnétique détaillée menée par Hildenbrand et al. (1993) sur l'île d'Hawaï a fourni de nouvelles contraintes sur les propriétés magnétiques des roches et la

structure géologiques de l'île. A l'échelle régionale, une analyse spectrale a délimité deux zones magnétiques superficielles, chacune de 2.5 km d'épaisseur environ et localisées à une profondeur de 1 km. Une zone d'origine inconnue apparaît au centre de l'île, associée à un fort signal magnétique régional positif (Fig. 5-07b). La seconde zone, à l'est de la rift zone est (ERZ), active, du Kilauea, coïncide avec des anomalies magnétiques négatives prononcées orientées parallèlement à la rift zone. Si le champ magnétique au niveau de la ERZ est associé à la présence d'intrusions fortement magnétiques (Malahoff et Woolard, 1966 ; Flanigan et Long, 1987), la rift zone est bordée sur ses flancs par des anomalies négatives linéaires de grandes longueurs d'onde (Fig. 5-07a et b). Ces anomalies sont associées à la présence de roches chimiquement altérées par des fluides hydrothermaux, au sein desquelles la titanomagnétite a été détruite, en accord les observations géologiques et la mise en évidence d'un système hydrothermal actif (Thomas, 1989). Par ailleurs, les anomalies magnétiques positives de courtes longueurs d'onde mises en évidence au niveau de la ERZ du Kilauea reflètent probablement le refroidissement lent d'intrusions non altérées.

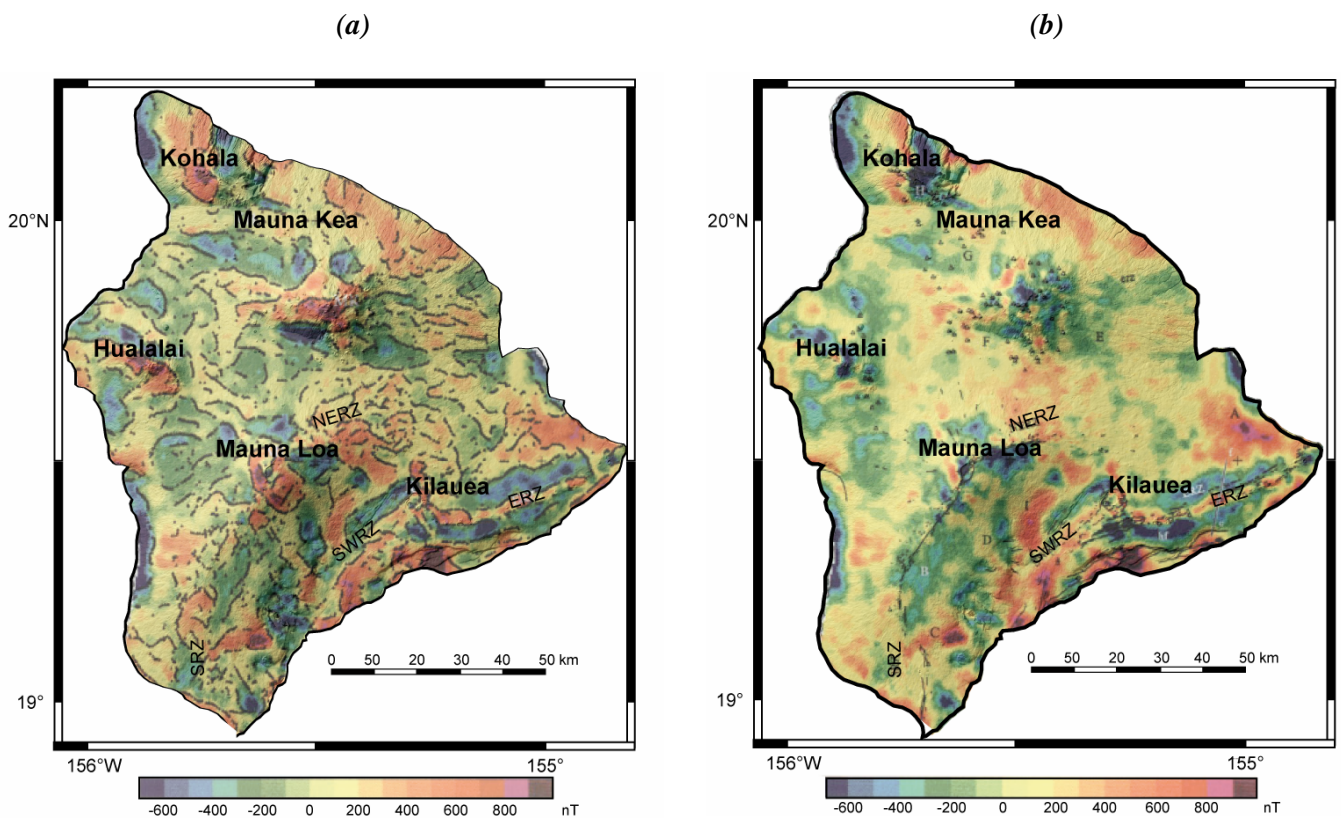


Figure 5-07 : *a) Carte d'anomalies magnétiques résiduelles RTP ; b) Carte d'anomalies magnétiques résiduelles RTP, corrigée des effets de terrain. Coordonnées en degrés. D'après Hildenbrand et al. (1993).*

L'analyse des effets magnétiques du terrain suggère une diminution de l'aimantation avec la profondeur au sein des volcans du Mauna Loa et du Mauna Kea, partiellement attribuée aux effets d'altération chimique par les eaux géothermales. Les auteurs proposent également un effet des eaux non géothermales, dans la mesure où les volumes affectés par cette diminution d'aimantation apparaissent larges, comparés aux estimations de volume contenus dans les systèmes hydrothermaux. La nature exacte de ce processus d'altération reste toutefois à identifier.

Les auteurs précisent également que la méthode magnétique permet de définir l'extension latérale des structures locales d'un bouclier, telles que les rift zones, les calderas sommitales, les pit crater et les fissures éruptives. Par exemple, les différentes structures du Mauna Kea, de Hualalai et de Kohala apparaissent plus difficiles à distinguer à cause des anomalies associées à l'activité et aux structures récentes de l'édifice. Le mécanisme de subsidence à l'échelle de l'île, ou plus localement à l'échelle des structures, atténuerait en parallèle l'expression magnétique des rift zones et des calderas.

Dans La cas de La Réunion, l'hypothèse de la subsidence du corps dense du Piton des Neiges pourrait ainsi expliquer l'absence de signature magnétique associée au complexe hypovolcanique dans la zone centrale du massif ancien.

II.1.3. Anomalies magnétiques du seamount Loihi (Fig. 5-08)

Les études marines et aéromagnétiques menées au niveau du seamount de Loihi ont mis en évidence une anomalie résiduelle positive d'une amplitude de 3900 nT (Fig. 5-08). Malahoff (1987) associe cette anomalie à la présence de coulées et d'intrusions basaltiques postérieures à 0.7 Ma, soit l'âge de la période magnétique normale actuelle (LaBrecque et al., 1977).

Une anomalie négative de courte longueur d'onde se superpose à cette anomalie positive, directement à l'aplomb du sommet, avec une amplitude de 1600 nT.

D'après les résultats des modélisations, Malahoff (1987) propose d'associer ce signal négatif à la présence d'un corps chaud, probablement un réservoir magmatique superficiel sous le sommet.

Cette interprétation conforte l'hypothèse d'un système magmatique ou hydrothermal à l'aplomb de la zone centrale active du Piton de la Fournaise, proposée dans notre étude pour expliquer le décalage vers le sud du maximum de l'anomalie magnétique positive par rapport au Cône Central (cf Chapitre 3).

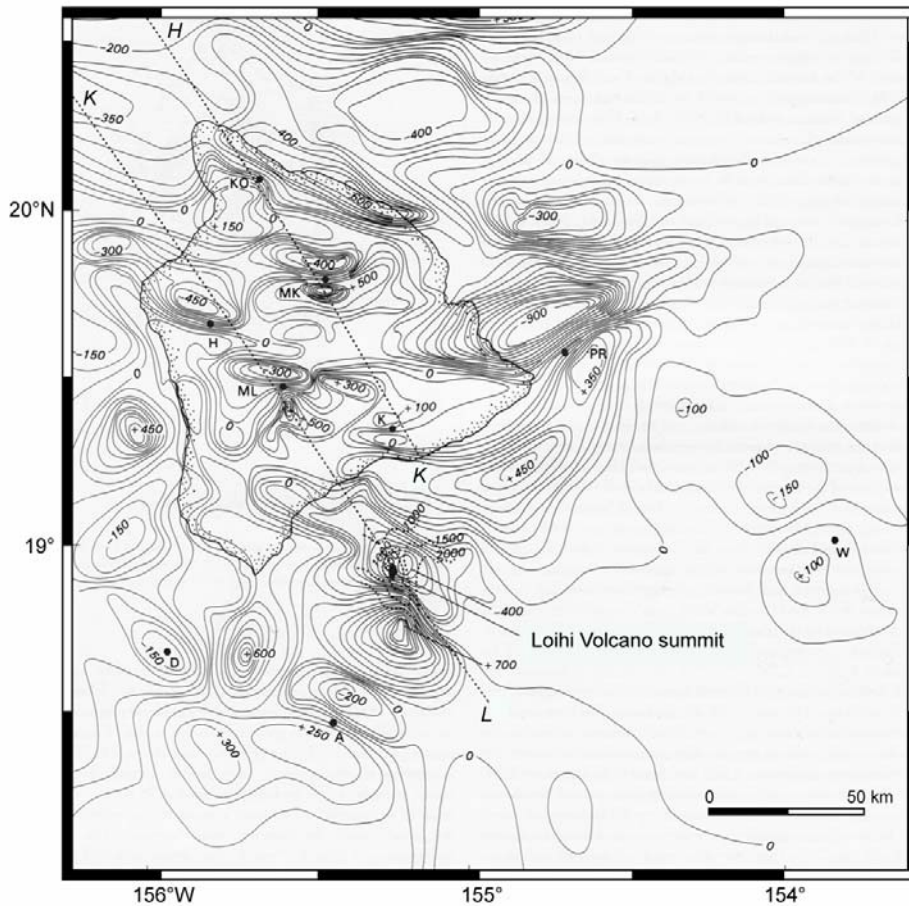


Figure 5-08 : Carte d'anomalies magnétiques résiduelles de l'île d'Hawaï et de son environnement immergé (intensités en nanoteslas). Altitude des levés aéromagnétiques : 2000 m asl pour les données marines, 3000 m pour les données du Mauna Kea (MK) et du Mauna Loa (ML). Données aéromagnétiques d'après Malahoff et Woollard (1970).

KO : Kohala, H : Hualalai, K : Kilauea, PR : Puna Ridge, W : Wini Seamount, A : Apuupuu Seamount, D : Day Seamount.

La ligne H-K indique la trace du point chaud Haleakala-Mauna Kea-Kilauea. La ligne K-L indique la trace Kahoolawe-Hualalai-Mauna Loa-Loihi.

D'après Malahoff (1987).

II.2. Les Canaries vs La Réunion

II.2.1. Anomalies magnétiques et gravimétriques de l'île de Gran Canaria (Blanco-Montenegro et al., 2003)

L'étude magnétique de l'île de Gran Canaria (Fig. 5-09) menée par Blanco-Montenegro et al. (2003) a permis de contraindre la localisation et la géométrie de certaines structures majeures :

Le noyau mafique de l'île résultant d'une croissance endogène, composé d'une ancienne chambre magmatique, de dykes et de sills formés au cours des stades sous-marin et de construction du bouclier basaltique. Dans certaines zones, le noyau intrusif s'étend en direction de la surface, mettant en évidence le système d'alimentation principal de l'édifice. L'anomalie magnétique la plus forte au nord-ouest de l'île, associée à l'affleurement des coulées de laves basaltiques les plus anciennes permet de localiser ce système. Par ailleurs, la carte d'anomalie de Bouguer de Bosshard et MacFarlane (1970) montre une bonne corrélation entre les anomalies gravimétriques et magnétiques : deux maxima gravimétriques principaux apparaissent et coïncident approximativement avec les anomalies magnétiques positives, signifiant que le coeur de l'île n'est pas seulement plus aimanté, mais également plus dense que les roches encaissantes.

Un minimum magnétique est attribué à la chambre magmatique résiduelle, qui a alimenté l'activité volcanique explosive au centre de l'île à la fin du stade d'édification. Elle serait liée à la formation de la caldera de Tejedera et à l'intrusion de roches felsiques créant une géométrie en cone sheet.

Une structure linéaire à aimantation inverse apparaît en mer au nord-ouest de l'île, associée à la fracture active ENE-OSO entre Gran Canaria et Ténérife. Cette fracture aurait favorisé la mise en place d'intrusions. Par ailleurs, Romeo Ruiz et al. (2000) ont identifié un ensemble de seamounts entre les deux îles et les associent à cette faille active. Blanco-Montenegro et al. (2003) interprètent donc ces intrusions comme la source magmatique du volcanisme sous-marin entre Gran Canaria et Ténérife.

A terre, l'anomalie magnétique principale est définie selon trois directions : ENE-OSO, NO-SE et NS. L'anomalie allongée selon la direction ENE-OSO présente une tendance similaire à la faille reconnue en mer entre Gran Canaria et Ténérife.

L'anomalie orientée NO-SE divise l'île en deux et coïncide avec la fracture proposée par Bourcart (1935) et Bourcart et Jeremine (1937).

Par ailleurs, considérant des intrusions magmatiques résiduelles appartenant dans certaines zones au noyau mafique de l'île comme les sources des anomalies magnétiques, les auteurs proposent une édification de Gran Canaria conditionnée par l'ascension et l'intrusion de magma le long d'un système régional de fractures en extension.

Les auteurs démontrent par conséquent l'influence de la tectonique régionale sur la croissance de Gran Canaria lors de son évolution.

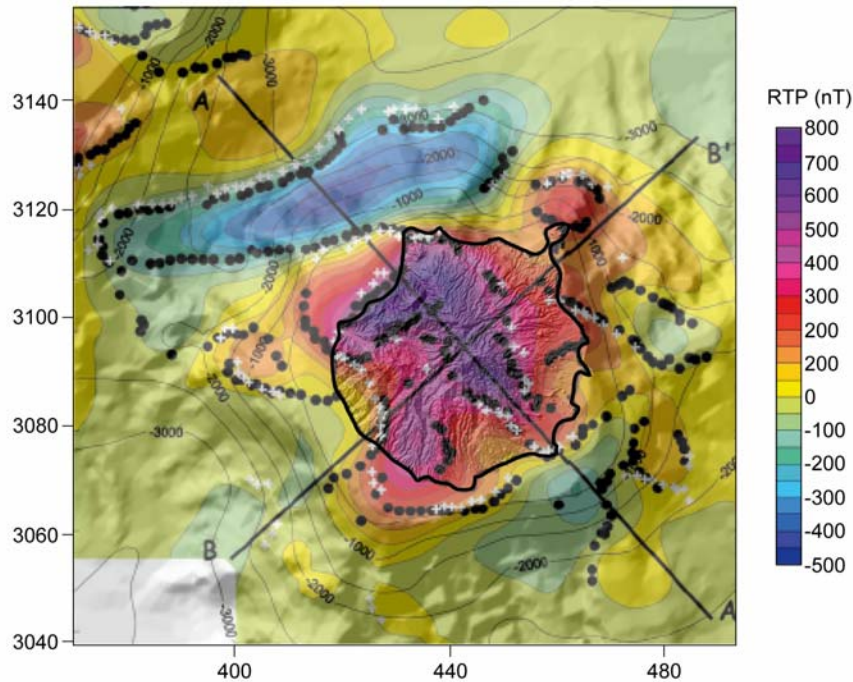


Figure 5-09 : Carte d'anomalies magnétiques RTP de Gran Canaria ($I=46,8^\circ$; $D=0^\circ$) (d'après Blanco Montenegro et al., 2003). Les croix blanches indiquent la localisation du gradient horizontal maximum de pseudogravité, les points noirs le gradient horizontal de l'anomalie magnétique RTP, chacun délimitant les limites des sources magnétiques. Les contours présentent la bathymétrie (intervalle des contours : 500 m) (d'après Smith et Sandwell, 1997). Coordonnées en km (UTM 28N).

II.2.2. Anomalies magnétiques de El Hierro (Blanco-Montenegro et al., 2008)

La carte d'anomalies magnétiques RTP de El Hierro (Blanco Montenegro et al., 2008 ; Fig. 5-10), met en évidence une forte anomalie positive à l'aplomb de l'île, mais également dans le prolongement des rifts zones NO et NS (Fig. 5-10 b). Le prolongement sous marin NE est quant à lui associé à une anomalie négative.

Les fortes aimantations modélisées par les auteurs ont été interprétées en termes de complexes intrusifs au sein des rift zones. L'aimantation inverse de la rift zone sous-marine NE implique une édification pre-Brunhes, en accord avec les formations à aimantation inverse, affleurant dans la continuité subaérienne.

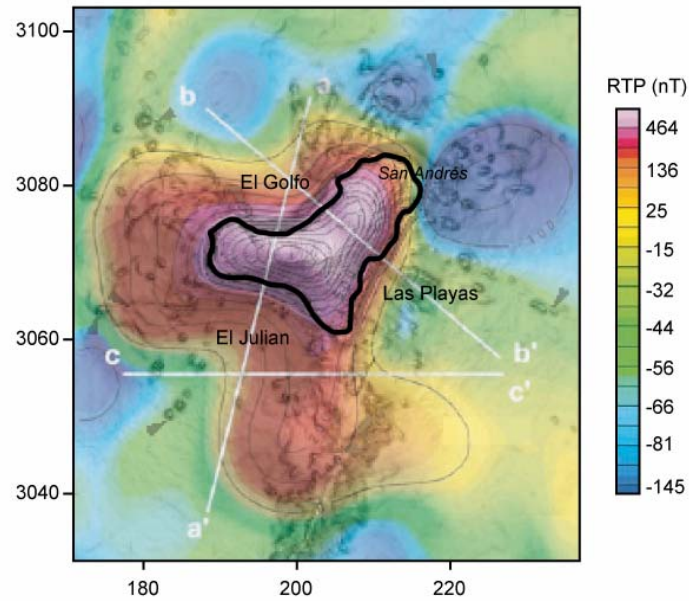


Figure 5-10 : Anomalies aéromagnétiques RTP de El Hierro ($D=13^\circ$, $I=40$) à partir du levé magnétique de 1993 (Spanish National Geographic Institut). Coordonnées en km (UTM 28N).
D'après Blanco-Montenegro et al. (2008).

La carte d'anomalies magnétiques RTP de La Réunion (cf Chapitre 4, Fig. 3) présente une plus grande complexité, probablement liée à une histoire plus ancienne et plus complexe. La différence majeure entre les deux édifices demeurant toutefois l'absence de signature magnétique évidente du corps dense du Piton des Neiges à la Réunion.

Une analogie apparaît entre la rift zone NE d'El Hierro et la rift zone dans le prolongement sous-marin du Massif de la Montagne à La Réunion, toutes deux caractérisées par une anomalie magnétique négative cohérente avec les formations anciennes reconnues à terre, au niveau de San Andrés et du Massif de la Montagne respectivement.

Par ailleurs, la partie distale de la rift zone SO de El Hierro est caractérisée par une anomalie magnétique négative, en accord avec l'hypothèse d'un ancien édifice dans ce secteur. Ces caractéristiques, tant morphologiques que magnétiques, sont comparables à celles observées dans le prolongement sous-marin de la rift zone SE du Piton de la Fournaise.

II.2.3. Anomalies gravimétriques et magnétiques de l'île de Ténérife (Araña et al., 2000 ; Gottsman et al., 2008)

Les méthodes gravimétriques et magnétiques ont été appliquées à l'île de Ténérife selon une approche similaire à celle de notre étude, par modélisations 3D et 2D. L'analyse des anomalies

gravimétriques et magnétiques (Fig. 5-11) a permis de définir certains aspects fondamentaux quant au schéma structural et à l'évolution volcanique de l'île.

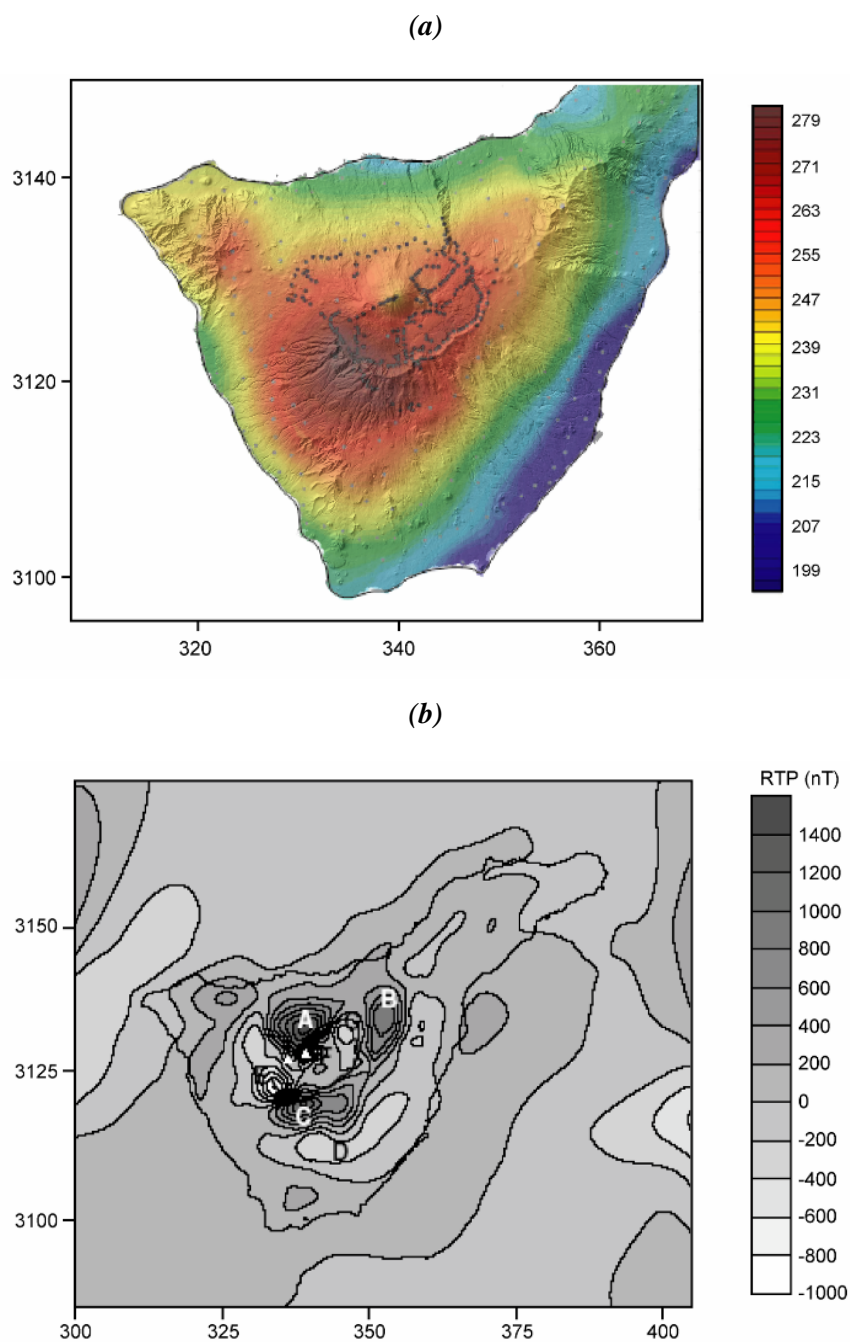


Figure 5-11 : **a)** Carte d'anomalie de Bouguer (mGal) de la zone centrale de Ténérife (d'après Gottsman et al., 2008). Les points localisent les stations gravimétriques utilisées par Gottsman et al. (2008) lors de l'inversion des données gravimétriques ; **b)** Carte d'anomalies magnétiques RTP résiduelle (d'après Araña et al., 2000). Coordonnées en km (UTM 28N).

Le centre de l'île est dominé par la présence d'une forte anomalie gravimétrique positive (Fig. 5-11a) associée à une structure dense depuis laquelle divergent deux rift zones principales (Gottzman et al., 2008).

Un schéma analogue peut être proposé dans le cas de La Réunion. En effet, le corps dense du Piton des Neiges apparaît localisé à la jonction du système de rift zones mis en évidence à la transition Brunhes-Matuyama. Ces rift zones représentent des constructions périphériques alimentées et partiellement contrôlées par ce corps dense, foyer de l'édifice.

Dans la zone centrale de Ténérife, la coïncidence entre certains minima gravimétriques et magnétiques (Fig. 5-11a, b) est cohérente avec la présence de matériaux peu denses et peu aimantés, formant un remplissage de caldera d'effondrement. D'un point de vue gravimétrique, le cône récent de Teide est essentiellement constitué d'une accumulation de produits de faibles densités (2 km environ d'épaisseur), en accord avec la nature pyroclastique des produits récents. D'un point de vue magnétique, l'altération hydrothermale est proposée comme une explication du minimum magnétique de courte longueur d'onde associé à Teide.

A l'échelle du Piton de la Fournaise, les anomalies gravimétriques, en parallèle avec les observations géologiques, suggèrent un cône central actif composé de matériaux très peu denses comme dans le cas de Ténérife, bien que ce dernier soit composé de produits différenciés. Concernant les anomalies magnétiques associées au Piton de la Fournaise, un décalage significatif apparaît entre le maximum de l'anomalie centrale et le sommet topographique. Un tel décalage s'explique également, en partie, par l'influence d'un système hydrothermal ou magmatique (cf Chapitre 3).

Enfin, Gottzman et al. (2008) proposent un mécanisme d'effondrement vertical à l'origine de la caldera de Ténérife (Las Cañadas, Fig. 5-05b) à partir des données gravimétriques seules, confortée par une excellente corrélation avec les données des investigations électromagnétiques et magnétiques.

Parallèlement, l'étude menée au niveau du Piton des Neiges suggère une relation étroite entre la formation des cirques et la présence du corps dense sous-jacent, impliquant un mécanisme vertical similaire lié à la subsidence du complexe hypovolcanique au cours de l'évolution du massif (cf Chapitre 3).

III. CONCLUSIONS

Cette étude comparative (non exhaustive) a permis de souligner certaines analogies et différences, tant morphologiques et structurales que géophysiques, entre quelques îles des Archipels d'Hawaii, des Canaries et de La Réunion. Les reliefs émergés de chaque île étudiée présentent de nombreuses caractéristiques communes :

- ✓ Calderas associées à des zones de glissement ;
- ✓ Complexe hypovolcanique associé à une anomalie gravimétrique positive ;
- ✓ Produits de faible densité associés à l'activité récente ;
- ✓ Influence du système hydrothermal sur les signaux gravimétriques et magnétiques.

Les reliefs immergés des différentes îles présentent, quant à eux, des différences morphologiques et géophysiques majeures, essentiellement au niveau des prolongements sous-marins des rift zones subaériennes. Cependant, le manque d'études gravimétriques et magnétiques récentes et détaillées sur les flancs immergés des Iles d'Hawaii et des Canaries ne permet pas une comparaison à grande échelle des différents systèmes volcaniques.

SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

I. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le système océanique volcanique de La Réunion est un système complexe et seule une faible proportion de son volume est accessible en surface. Les investigations géologiques (Maillot et al., 1999 ; Fèvre, 2005 ; Bachèlery et al., 2003 ; Merle et al., 2009 ; Oehler et al., 2008 ; et références citées par ces publications), les études géophysiques, gravimétriques (Malengreau et al., 1999 ; Lambert, 2003 ; Levieux, 2004) ; magnétiques (Lénat et al., 2001) et sismiques (Brenquier et al., 2007 ; Nercessian et al., 1996 ; Pronô et al., 2009 ; Charvis et al., 1999 ; de Voogd et al., 1999 ; Gallart et al., 1999) notamment, à terre comme en mer, ont permis une avancée considérable quant à la compréhension de la structure et de l'évolution de l'édifice réunionnais.

Notre étude a consisté en une compilation et une analyse couplée de l'intégralité des données gravimétriques et magnétiques disponibles à terre et en mer. En parallèle, l'étude des données géoélectriques acquises à terre a permis de préciser et de renforcer le modèle de structure interne de l'édifice. Sur la base des observations géologiques, bathymétriques et des interprétations géophysiques antérieures, un modèle 3D du système volcanique océanique est proposé. Ce travail met pour la première fois en lumière la structure interne de l'édifice volcanique dans son intégralité, et en particulier la présence de large constructions volcaniques anciennes jusqu'alors inconnues en mer, la connexion des structures à la transition terre-mer, les relations génétiques entre morphologie de surface et structure interne, précisant également différents aspects discutés dans les modèles antérieurs.

La structure générale de l'île est décrite comme un socle de formations anciennes antérieures à l'inversion Brunhes-Matuyama et localement recouvertes de formations plus récentes, plus ou moins épaisses. La topographie de l'île à la transition magnétique est reconstruite et se présente comme un système à trois branches divergeant de la zone centrale du Piton des Neiges, avec une élongation principale NO-SE et une excroissance en direction du SO.

I.1. Le Piton de la Fournaise

La densification de la couverture gravimétrique a permis de différencier les structures superficielles et profondes du Piton de la Fournaise et de contraindre les structures dans le prolongement sous-marin de l'édifice. D'importants empilements de coulées de laves épaisses et massives ont été mis en évidence au niveau de la Plaine des Sables, de l'Enclos Fouqué et du Fond de la Rivière de l'Est, interprétés comme les remplissages de dépressions volcano-tectoniques de quelques centaines de mètres de profondeur. Ces structures constituent les témoins des événements volcano-tectoniques ayant affecté le Piton de la Fournaise au cours de son évolution, se distinguant dans la morphologie actuelle sous la forme d'une série de remparts et de vallées curvilignes. L'origine

de ces structures demeure largement débattue, interprétées comme le résultat d'effondrement calderique classique (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995), comme les fronts de glissements successifs en direction de l'est (Gillot et al., 1994 ; Labazuy, 1996 ; Lénat et al., 2001), ou par l'intermédiaire d'un modèle hybride dans lequel l'effondrement vertical serait initié en réponse au glissement de flanc (Merle et Lénat, 2003).

Inversement, le Cône Central, peu dense, est composé d'un empilement de coulées de laves peu épaisses, très vésiculées et fracturées, ainsi que de parties scoriacées, interprétées par Michon et al. (2009) comme marquant la présence sous-jacente d'un cône de scories de grande dimension.

A l'échelle de la zone centrale active, une contradiction apparente entre les images gravimétriques et sismiques de la structure interne est résolue en considérant la sensibilité relative de chaque méthode. En effet, si le signal gravimétrique est dominé par l'effet des terrains superficiels très peu denses, la résolution des tomographies sismiques ne permet pas, quant à elle, de mettre en évidence de telles structures superficielles de petite dimension et n'imagent que le complexe filonien sous-jacent.

Des formations peu denses apparaissent également à l'aplomb de la Rivière des Remparts et de la Rivière Langevin, dont l'origine peut être associée à la présence d'une épaisseur significative de brèches au sens large, dérivant de processus d'érosion et/ou de glissements.

Le jeu de données gravimétriques acquis en 2007 a permis de mettre en évidence et d'analyser l'effet gravimétrique associé à la crise éruptive et volcano-tectonique majeure d'avril 2007, à l'origine de l'effondrement du cratère Dolomieu sur 350 m et l'émission de 120.10^6 m^3 de produits environ. Des variations de gravité mesurables par les données de prospection (beaucoup moins précises que des données de surveillance) ont été mises en évidence entre les jeux de mesures pre- et post-effondrement, dont l'origine principale est la création du cratère. D'autres processus pouvant contribuer à une telle variation (baisse de densité de la colonne effondrée par fracturation, départ de magma d'un réservoir) ont été étudiés, mais la faible précision des données de prospection ne permet pas de lever l'ambiguïté quant à l'origine de cette variation.

Par ailleurs, dans les parois du cratère Dolomieu, des zones de condensation de fluides apparaissent à des profondeurs de 200 m environ, semblant correspondre au sommet du système hydrothermal. Cette observation constitue une contrainte majeure pour les modèles géophysiques et en particulier géoélectriques.

En profondeur, deux structures denses majeures sont identifiées comme des complexes hypovolcaniques: le grand complexe du Grand Brûlé à l'est du Piton de la Fournaise, associé au Volcan des Alizés, et celui du Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise, de dimension beaucoup plus

faible, sous la zone Plaine des Sables-Enclos Fouqué. Ce dernier apparaît centré au niveau de la faille de l'Enclos, suggérant la localisation du paléo-centre du Bouclier Ancien à environ 1.5 km de la position antérieurement proposée. Un niveau à faible résistivité électrique surmonte ce complexe et pourrait correspondre à un paléo-système hydrothermal.

Un apport majeur de l'analyse des anomalies magnétiques est la mise en évidence d'une très faible épaisseur des formations de la période Brunhes sur les flancs nord et est du Piton de la Fournaise. Cette observation est cohérente avec une construction du Piton de la Fournaise sur le flanc sud de la branche SE du massif qui existait à 0.78 Ma..

I.2. Le Piton des Neiges

L'un des principaux résultats de notre étude est la mise en évidence des dimensions colossales de l'édifice du Piton des Neiges. En effet, il est organisé autour d'un complexe intrusif dense dont les dimensions horizontales et verticales sont considérables. Les modèles gravimétriques montrent, pour des contrastes de densité réalistes, que ce complexe s'enracine probablement au moins jusqu'au sommet de la plaque océanique sous-jacente et que sa partie construite s'étend bien au-delà des affleurements du massif, probablement jusqu'à l'aplomb de la Plaine des Palmistes et peut être même au-delà.

La morphologie du Piton des Neiges, ainsi que la distribution des produits en surface, témoignent d'une histoire complexe associant les processus de construction, d'érosion et de mouvements volcano-tectoniques. En particulier, les glissements de flancs peuvent avoir largement contribué à cette complexité, si l'on considère l'ampleur des produits de glissement retrouvés en mer. Seul le flanc ouest et, à moindre échelle, le flanc nord-est, présentent une morphologie préservée associée à la présence de formations récentes qui auraient comblé les dépressions issues du démantèlement de l'édifice. Le fond des cirques est occupé par des formations bréchiques surmontant des coulées de laves et des hyaloclastites (Demange et al. 1989). La zone sommitale du Piton des Neiges semble, quant à elle, essentiellement construite par une accumulation de produits datant de la période Brunhes.

Un horizon conducteur apparaît à l'aplomb de la zone sommitale et des cirques à des profondeurs intermédiaires, associé à des formations zéolitisées et altérées par action hydrothermale, permettant de définir le front du système hydrothermal associé au complexe du Piton des Neiges.

Nos modèles montrent une étroite corrélation entre l'extension latérale du corps dense du Piton des Neiges et la présence des dépressions sus-jacentes. En effet, les trois Cirques de Mafate, Salazie et Cilaos, la dépression de Bébour-Bélouve ainsi que la Plaine des Palmistes miment en surface l'extension du corps dense. Selon les interprétations proposées par différents auteurs pour les

îles de Hawaï, Ténérife et pour le Grand Brûlé à La Réunion, notre étude suggère que la subsidence du corps dense du Piton des Neiges a initié la subsidence de la surface, ou tout au moins généré des failles qui guideraient l'érosion et les processus volcano-tectoniques. Par conséquent, nous interprétons ces larges dépressions topographiques comme la conséquence de la subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges, sans exclure les effets complémentaires de l'érosion et autres processus volcano-tectoniques.

I.3. Les flancs sous-marins

A la transition terre-mer, le plateau côtier ceinturant l'île est interprété en termes de hyaloclastites et de pillow lavas, comme les prolongement sous marins des rift zones du Piton de la Fournaise et du Massif de la Montagne.

L'analyse des anomalies gravimétriques associées aux quatre excroissances sous-marines majeures renforce leur interprétation en termes d'accumulations de dépôts d'avalanches de débris relativement peu denses, s'étendant probablement du plancher océanique jusqu'à leur surface. Par ailleurs, les contrastes latéraux superficiels de densité mis en évidence dans nos modèles peuvent être corrélés avec certaines unités géologiques reconnues en surface.

L'interprétation des anomalies magnétiques a permis de découvrir des structures construites (ayant conservé une aimantation rémanente cohérente) sous les flancs sous-marins et de les distinguer des formations bréchiques (caractérisées par une faible aimantation induite) qui constitue l'essentiel du relief immergé. Ces structures construites sont associées à des anomalies positives ou négatives selon leurs âges. Leur morphologie a été modélisée. Deux zones volcaniques majeures jusqu'alors inconnues ont été mises en évidence: à l'est du Piton de la Fournaise dans le secteur des Alizés, et au sud-ouest du Piton des Neiges, dans le secteur de la Ride sous-marine d'Etang Salé. La structure sous-marine des Alizés s'étend sur 45 km en mer, est interprétée comme un reliquat du flanc est du Volcan des Alizés, dont le centre est marqué par le complexe hypovolcanique du Grand Brûlé. La structure associée à la Ride sous-marine d'Etang Salé s'étend sur 50 km en mer, est interprétée comme l'extension sud-ouest du Piton des Neiges, et serait probablement alimentée par une rift zone volcanique du Piton des Neiges lors de ses phases anciennes. Ces deux constructions représentent une proportion considérable du volume de l'édifice réunionnais. Elles ont été édifiées principalement lors de la période magnétique Matuyama et pourraient par conséquent appartenir aux phases anciennes du volcanisme réunionnais.

La découverte de ces larges constructions volcaniques immergées a porté notre attention sur les interprétations antérieures d'horizons sismiques proposées par de Voogd et al. (1999) et Pou Palomé (1997). Les auteurs ont identifié différentes interfaces sismiques : le toit du socle océanique (B), le toit des sédiments ou base de l'édifice volcanoclastique (V), et éventuellement le toit du Volcan

des Alizés (H). Ils observent un bombement systématique de la base de l'édifice en direction de l'île et suggèrent un bombement de la croûte océanique sous l'île de La Réunion. Cependant, une forte corrélation apparaît entre les horizons V (et H lorsqu'il est présent) et le toit des constructions volcaniques mises en évidence à l'E et au SO lors de cette étude. Nous proposons, par conséquent, une interprétation alternative aux observations sismiques, considérant les horizons V et H comme le toit des constructions recouvertes de dépôts d'avalanches de débris et de sédiments des flans immergés. Dans ce cas, aucun bombement de la croûte n'est requis pour expliquer les données.

I.4. Synthèse

Les différentes planches présentées ci-après exposent une synthèse 3D de la structure interne du système de La Réunion dans son intégralité, depuis les zones internes à la surface.

L'activité, depuis au moins 2 Ma (McDougall, 1971), des deux centres volcaniques primitifs majeurs, le Volcan des Alizés à l'est du Piton de la Fournaise et le Piton des Neiges (Lénat et al., 2001), est organisée autour des deux complexes hypovolcaniques majeurs. La construction du Piton de la Fournaise (< 0.53 Ma) à l'aplomb des deux volcans préexistants est caractérisée par la présence d'un complexe dense de plus petite dimension, associé au Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise (*planche A*). L'hypothèse de la formation des cirques du Piton des Neiges par subsidence du complexe hypovolcanique est représentée par une flexure locale de la lithosphère océanique. Par analogie, un mécanisme comparable est envisagé au niveau du corps dense du Grand Brûlé.

La morphologie de l'île et des constructions volcaniques anciennes du Volcan des Alizés et de la Ride sous-marine d'Etang Salé à la transition Brunhes-Matuyama est représentée sur la *planche B*, d'après leurs empreintes magnétiques négatives.

La *planche C* présente la morphologie actuelle supposée des constructions volcaniques sous-marines dans le prolongement immergé du relief subaérien.

La *planche D* illustre la morphologie de l'édifice construit de La Réunion dans son ensemble.

Enfin, la *planche E* met en évidence, superposée aux reliefs construits, une couverture interprétée comme les dépôts d'avalanches de débris en mer, issus du démantèlement de l'édifice subaérien, associés à des dépôts sédimentaires.

Planche E

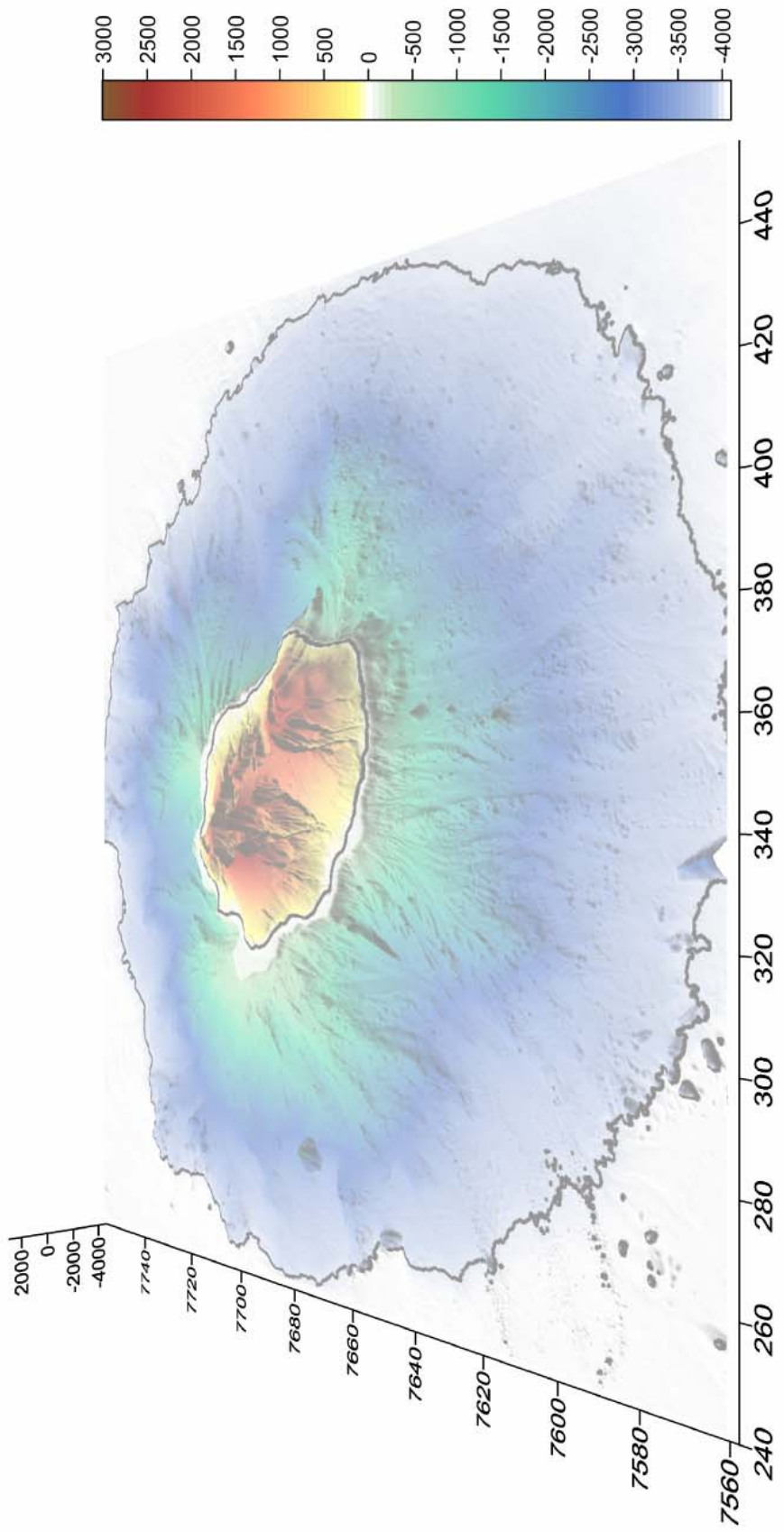


Planche D

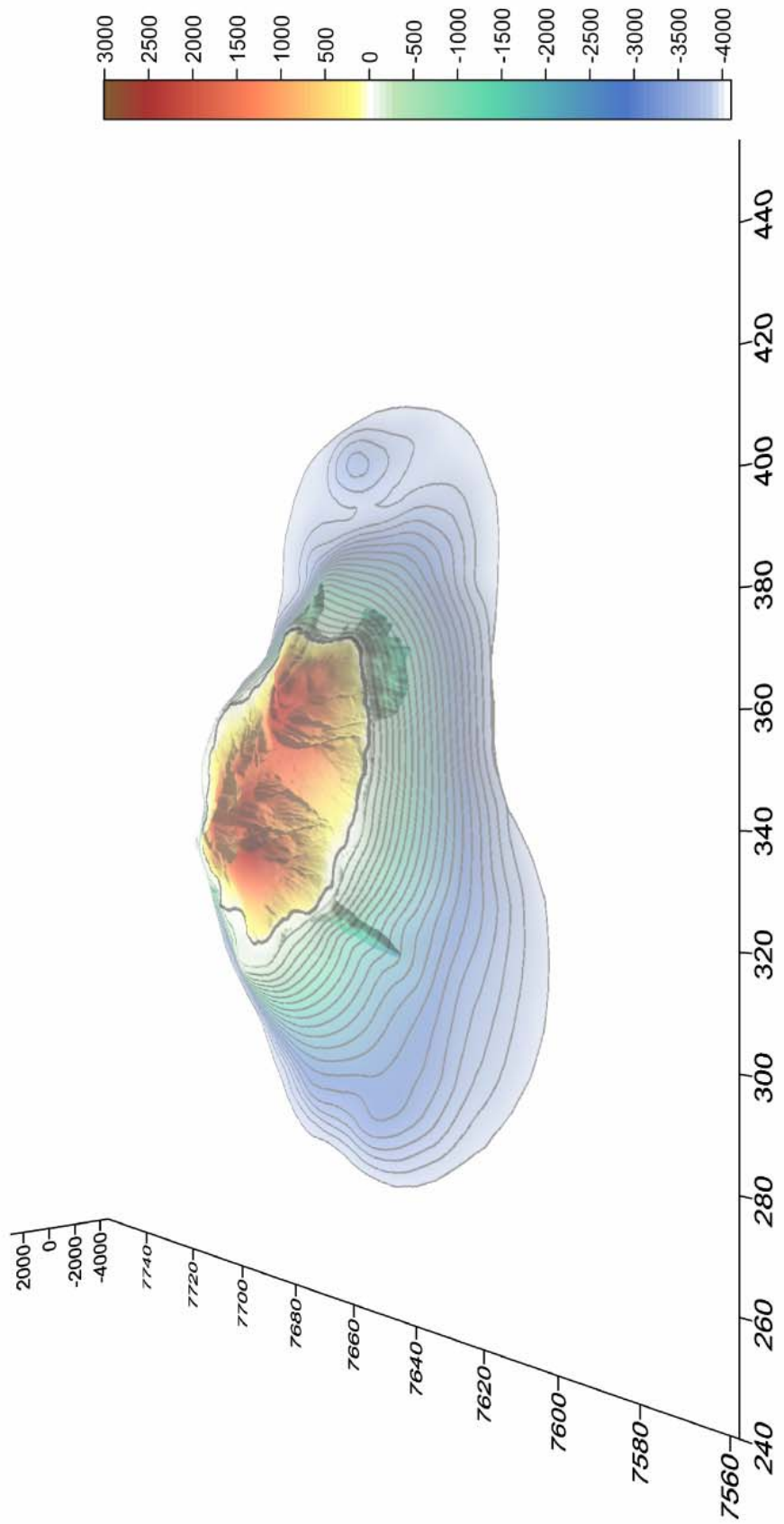


Planche C

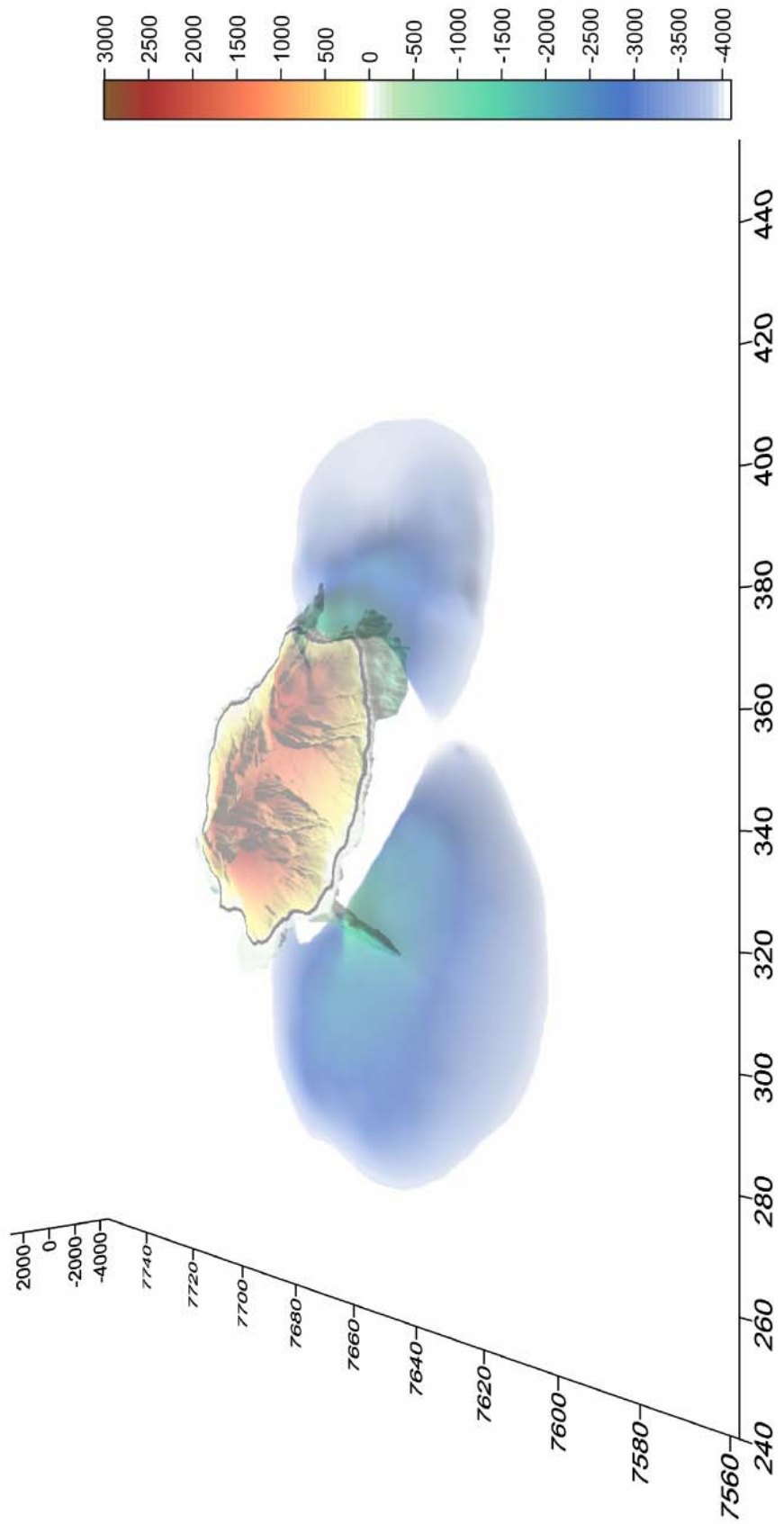


Planche B

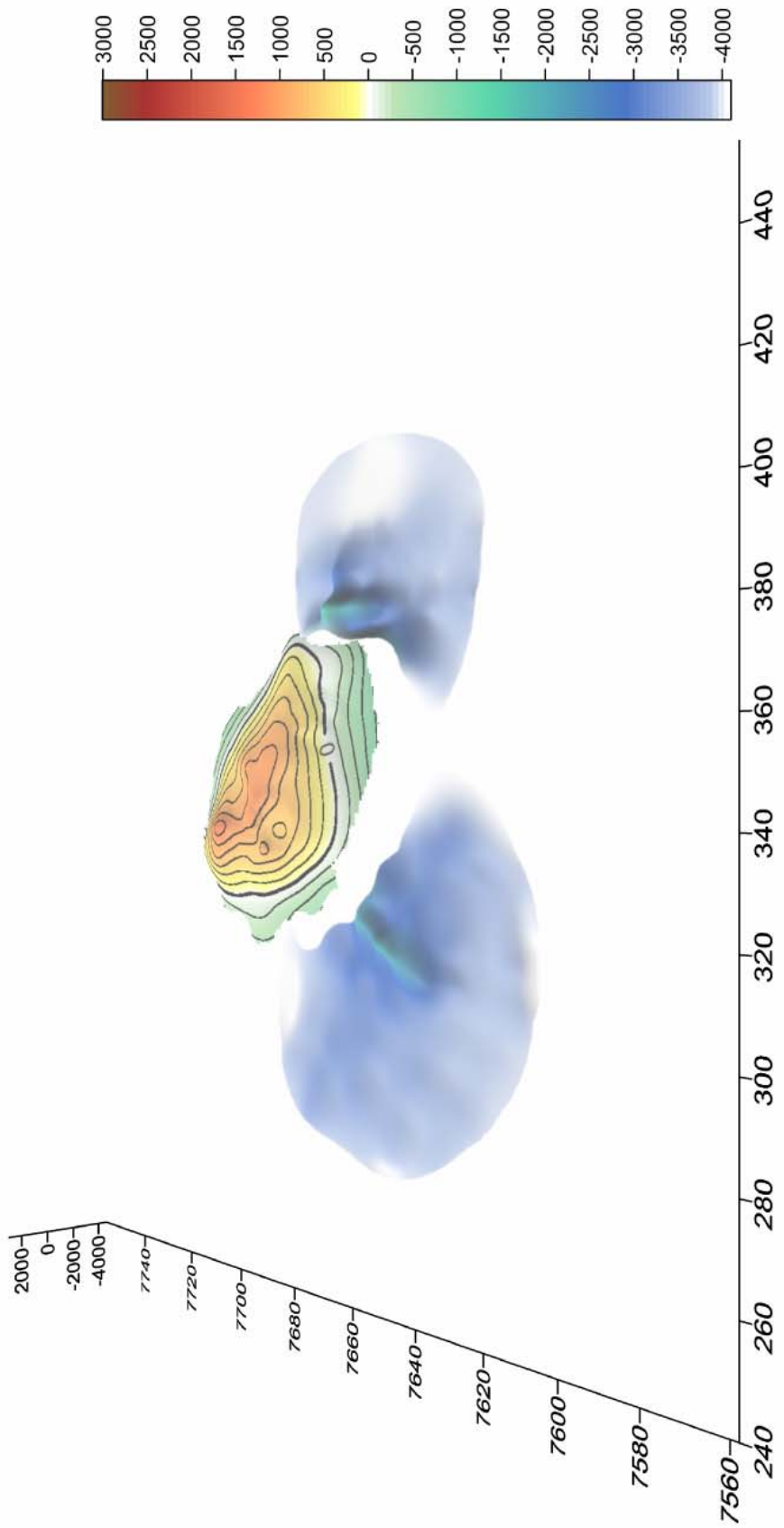
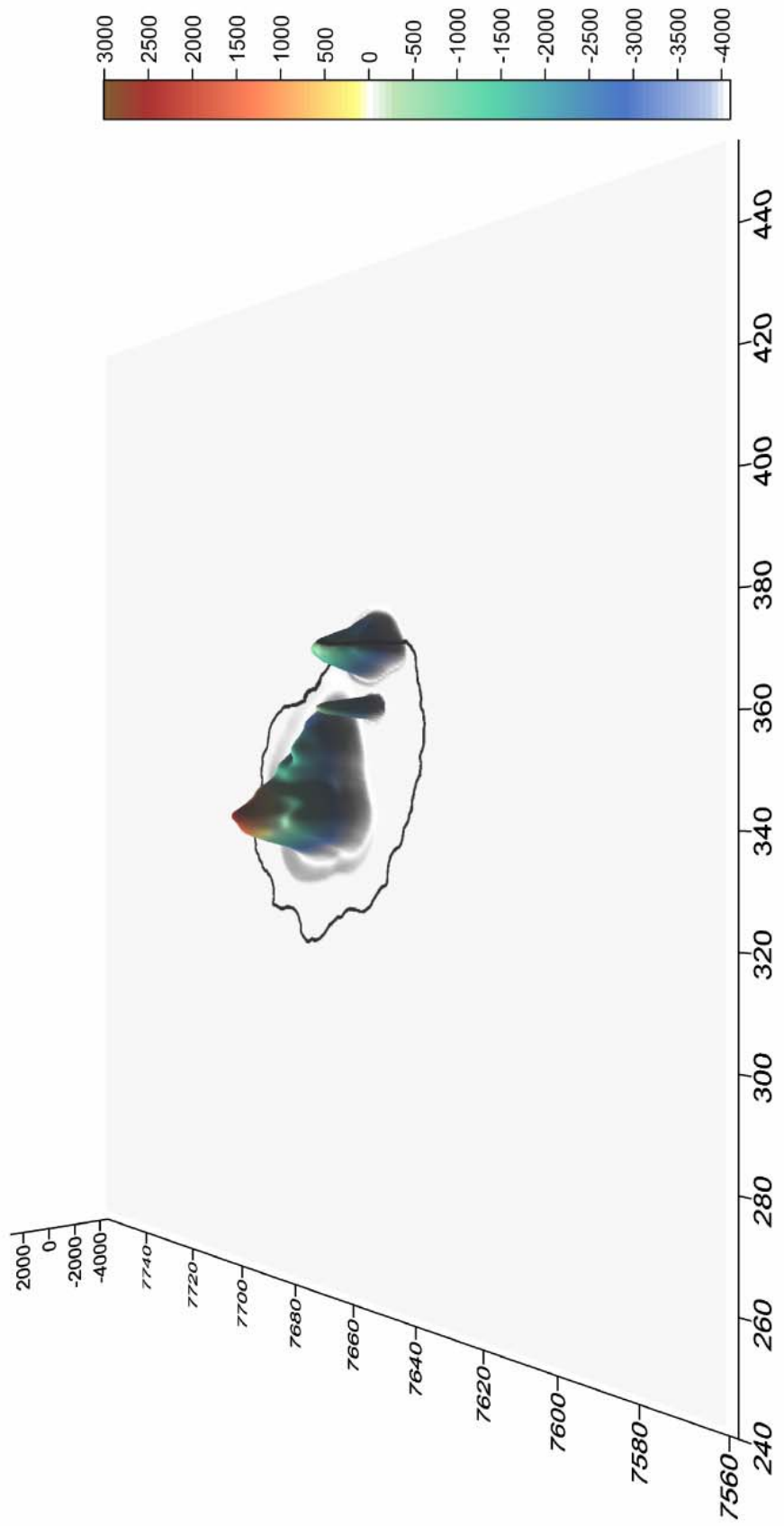


Planche A



II. PERSPECTIVES

Cette étude apporte de nouveaux éléments de réponse majeurs quant à la structure interne et l'évolution du système volcanique océanique de La Réunion, soulignant l'apport indéniable des données géophysiques dans la compréhension du fonctionnement de cet édifice. Toutefois, la complexité d'un tel système génère un certain nombre d'incertitudes et de zones d'ombre sur lesquelles doivent se focaliser les études à venir.

A terre, le réseau de stations gravimétriques présente encore des zones peu ou non contraintes par les mesures, ne permettant pas de définir précisément les gradients de l'anomalie de Bouguer dans des secteurs d'intérêt majeur. Par exemple, les flancs sud (zone de Basse Vallée) et nord (zone de la Rivière de l'Est) du Piton de la Fournaise, l'ensemble Plaine des Osmondes-Grandes pentes à l'est du massif actif, ou encore les secteurs de Takamaka, les flancs nord (Rivière des Pluies-Cirque de Salazie) et sud-est (est du Cirque de Cilaos-Bras de la Plaine) du Piton des Neiges, sont dépourvus de mesures. En raison d'une topographie accidentée et/ou d'une abondante végétation, la majorité de ces zones apparaît toutefois difficile à couvrir, voire même inaccessible.

Afin de compléter ce travail, il apparaît nécessaire d'analyser plus précisément les différentes structures gravimétriques mises en évidence, afin d'investiguer plus en détail les relations entre structure interne et morphologie de surface. A l'image de l'étude gravimétrique détaillée menée sur la zone centrale du Piton de la Fournaise, il serait notamment judicieux d'analyser certaines zones d'intérêts majeures de l'île selon une approche similaire.

Parallèlement, les données magnétiques portent une information dont la richesse n'a été que très partiellement exploitée dans ce travail. Nous nous sommes limités à extraire les informations générales de grande longueur d'onde pour étudier les mégastructures de l'île. Des modèles plus détaillés peuvent être réalisés dans le but d'affiner la structure de certaines zones.

La situation est similaire concernant les données géoélectriques. Le jeu de données associant les mesures réalisées par différents organismes depuis de nombreuses années, compilé dans le cadre du projet de géothermie de la Région Réunion est exceptionnel. Dans le cadre de ce travail, nous n'avons utilisé qu'une partie des données, sans construire de modèles détaillés de zones spécifiques. Des études comparables à celle réalisée sur la zone centrale du Piton de la Fournaise par Lénat et al. (2000) devraient, avec les données actuellement disponibles, conduire à des modèles détaillés de la structure de certaines zones. De plus, les sondages MT réalisés dans le cadre du programme de géothermie permettent d'imager la structure profonde de l'île jusqu'à la lithosphère, constituant un important champ de recherche qui n'a pas encore été abordé.

Il nous faut aussi signaler l'intérêt des forages de reconnaissance géothermique profonds qu'il est envisagé de réaliser sur le Piton de la Fournaise. Ils permettraient d'étalonner localement les modèles géophysiques, offrant également des contraintes à la modélisation d'autres secteurs.

L'hypothèse de la relation entre la subsidence des complexes hypovolcaniques et la formation des cirques notamment pourrait être étudiée par modélisation analogique et numérique.

En mer, l'importante couverture sismique, acquise en parallèle avec les données gravimétriques et magnétiques lors des campagnes récentes, appelle à être confrontée à nos résultats géophysiques. Les échantillons dragués et carottés dans l'environnement de La Réunion devraient par ailleurs fournir un certain nombre de contraintes à l'interprétation des données géophysiques, de par leurs natures, leurs compositions chimiques et leurs âges.

A grande échelle, l'édifice volcanique de La Réunion s'intègre dans un immense système intraplaque et nécessite de ce fait l'étude détaillée de la plaque océanique sous-jacente au niveau du Bassin des Mascareignes. Par exemple, un certain nombre de constructions volcaniques isolées apparaît à l'échelle de la plaque, avec notamment un ensemble de rides parallèles mises en évidence dans la bathymétrie proximale du plancher océanique, au sud-est de La Réunion. L'analyse de leur signature géophysique permettrait de mieux comprendre l'environnement dans lequel évolue le volcanisme réunionnais.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Ablay, G. et Hürlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 135-159.
- Ablay, G.J. et Martí, J., 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide–Pico Viejo Formation, Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103 (1–4): 175–208.
- Ali, M.Y., Watts, A.B. et Hill, I., 2003. A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *J. Geophys. Res.*, 108 (B5), 2239.
- Araña, V., Camacho, A.G., García, A., Montesinos, F.G., Blanco, I., Vieira, R. et Felpeto, A., 2000. Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103 (1–4): 43–64.
- Arnaud, N., Bachèlery, P. et Cruchet, M., 2003. Dismantling processes of basaltic shield volcanoes. Origin of the Piton des Neiges breccias-Reunion Island, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11th April 2003, Nice.
- Arnaud, N., Bachèlery, P. et Cruchet, M., 2004. Recurrence of large flank collapses in a basaltic shield volcano: example of Piton des Neiges volcano, Reunion Island, RST Joint Earth Sciences Meeting, 20-25th September 2004, Strasbourg.
- Averous, P., 1983. Esquisse géomorphologique des atterrages de l'île de La Réunion. Document Terres Australes et Antarctiques Françaises.

B

- Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): étude volcanologique, structurale et pétrologique, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 255 pp.
- Bachèlery, P. et Chevallier, L., 1982. Carte volcano-structurale du massif de la Fournaise au 1/50 000^e avec notice explicative, Publication Institut de Physique du Globe de Paris.
- Bachèlery, P. et Montaggioni, J., 1983. Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise, Ile de la Réunion, (Océan Indien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297: 81-84.
- Bachèlery, P. et Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. Dans: J.-F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 213-242.
- Bachèlery, P. et Lénat, J.-F., 1993. Le Piton de la Fournaise. *Mémoires de la Soc. Géol. France*, Nouvelle Série 163: 221-229.
- Bachèlery, P., 1995. Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. *Rapport Quadriennal 1991-1994*, Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris.
- Bachèlery, P., Labazuy, P. et Lénat, J.F., 1996. Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C.R. Acad. Sci.*, 323: 475-482.
- Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M. et Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan bouclier Piton des Neiges (Réunion). *Bull. Soc. Geol. France*, 174: 125-140.

- Bachèlery, P., Mairine, P., Odon, O., Arnaud, N., Boyer, T., Hoareau, J.L., Join, J.L., Nassor, H., Robineau, B., Techer, S., Villeneuve, N., Welsh, B., Billard, G., Nehlig, P., Bret, L., Fèvre, Y., Quinquis, J.P. et Bucelle, M., 2006. Carte géologique de la Réunion (1/100000), BRGM (Ed).
- Baksi, A.K., Hoffman, K.A. et McWilliams, M., 1993. Testing the accuracy of the geomagnetic polarity time-scale (Gpts) at 2.5 Ma, utilizing Ar-40/Ar-39 incremental heating data on whole-rocks basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 118(1-4): 135-144.
- Baksi, A.K. et Hoffman, K.A., 2000. On the age and morphology of the reunion event. *Geophys. Res. Lett.*, 27(18): 2997-3000.
- Baranov, W., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophys.*, 22: 359-383.
- Baranov, W., 1975. Potential fields and their transformations in applied geophysics. *Geoexploration monographs Series, serie 1, n°6*. Gebrüder Borntraeger - Berlin - Stuttgart (Ed), 121 pp.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, E., Vincent, E., Quideteur, X., Shackleton, N.J. et Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Batiza, R., Fornari, D.J., Vanko, D. et Lonsdale, P., 1984. Craters, Calderas and Hyaloclastites: Common features of young Pacific seamounts. *J. Geophys. Res.*, 89: 8371-8390.
- Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K. et Cheminée, J.L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Geophys. J. Int.*, 161: 549-558.
- Benderitter, Y. et Gérard, A., 1984. Geothermal study of Réunion Island: audiomagnetotelluric survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 311-332.
- Benderitter, Y., 1990. Études géoélectrique et électromagnétiques à la Réunion. Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion, monographie*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 29-42
- Bernard, A. et Munsch, M., 2000. Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre? . *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 330: 777-783.
- Bhattacharyya, B.K., 1965. Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophys.*, 30: 829-857.
- Billard, G. et Vincent, P.M., 1974. Cartes géologiques de la France, La Réunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. BRGM (Ed), France.
- Binard, N., Hékinian, R., Cheminée, J.L., Searle, R.C. et Stoffers, P., 1991. Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific. *Tectonophysics*, 186: 293-312.
- Bissessur, D., Dymant, J., Deplus, C. et Yatheesh, V., 2009. A triple junction trace beneath Reunion Island? Insight from marine magnetic anomalies. *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2009, 11: EGU2009-6383.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press., 441 pp.

- Blanco-Montenegro, I., Torta, J.M., Garcia, A. et Araña, V., 2003. Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 601-616.
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A. et Chiappini, M., 2008. Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophys. J. Int.*, 173: 339–350.
- Bleil, U. et Petersen, N., 1983. Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxydation of ocean floor basalts. *Nature*, 301: 384-388.
- Bonneville, A., Barriot, J.P. et Bayer, R., 1988. Evidence from geoid data of a hotspot origin from the southern Mascarene Plateau and Mascarene island (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, 93: 4199-4212.
- Bonneville, A., 1990. Structure de la lithosphere. Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le Volcanisme de la Réunion*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 1-18.
- Bonneville, A. et McNutt, M., 1992. Shear strength of the great Pacific fracture zones. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 2023-2026.
- Bosshard, E. et MacFarlane, D.J., 1970. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *J. Geophys. Res.*, 75: 4901-4918.
- Bourcart, J., 1935. Géologie de la Grande Canarie. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 9: 124-125.
- Bourcart, J. et Jeremine, E., 1937. La Grande Canarie. *Bull. Volc.*, Ser. 2: 1-77.
- Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Nercessian, A. et Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L02305.
- Bret, L., Fèvre, Y., Join, J.L., Robineau, B. et Bachèlery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123: 25-41.
- Bridges, N.T., 1997. Characteristics of seamounts near Hawaii as viewed by GLORIA. *Mar. Geol.*, 138(3–4): 273–301.
- Brocher, T.M., 2005. Compressional and shear wave velocity versus depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0, Open-File Report, 05–1317. U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 58 pp.
- Brown, G.C., Rymer, H. et Stevenson, D., 1991. Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. *J. Geol. Soc.*, 148(3): 585-593.
- Buffet, B.A., 2000. Earth's core and the geodynamo. *Science*, 288: 2007-2012.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *S. Afr. J. Geol.*, 4: 339-407.
- Burov, E.B. et Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? *J. Geophys. Res.*, 100: 3905–3927.
- Bussière, P., 1959. Etude géologique de l'île de la Réunion. Service géologique, Madagascar. 64 p.

Bussière, P., 1967. Carte géologique de La Réunion au 1/100000 et notes explicatives, BRGM (Ed), Orléans, France

C

Camacho, A.G., Montesinos, F.G. et Vieira, R., 2002. A 3D gravity inversion tool based on exploration of model possibilities. *Computers and Geosciences*, 28: 191-204.

Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. et Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Mar. Geol.*, 206: 119-146.

Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M. et Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and Genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27: 739-742.

Caress, D.W., McNutt, M.K., Detrick, R.S. et Mutter, J.C., 1995. Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373: 600-603.

Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60: 225-241.

Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94: 1-19.

Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., de la Nuez, J. et Pérez-Torrado, F.J., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canary Islands. *Estud. Geol.*, 57: 175-273.

Carter, B., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P. et Briole, P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. *Bull. Volc.*, 69(7): 741-756.

Cazenave, A. et Feigl, K., 1994. *Formes et mouvements de la Terre*, Belin-CNRS (Ed).

Chamalaun, F.H., 1968. Paleomagnetism of Réunion Island and Its Bearing on Secular Variation. *J. Geophys. Res.*, 73(14): 4647-4659.

Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lepine, J., de Voogd, B., Minshull, T.A., Hello, Y. et Pontoise, B., 1999. Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, B104,(2): 2875-2893.

Chauvin, A., Gillot, P.-Y. et Bonhommet, N., 1991. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field Recorded by Two Late Quaternary Volcanic Sequences at the Island of La Réunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, 96(B2): 1981-2006.

Chevallier, L., 1979. Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental, Thèse d'Université, Univ. de Grenoble, France.

Chevallier, L. et Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise. Ile de la Réunion, Océan Indien. *Bull. Volc.*, 44 (4): 723-741.

Chevallier, L. et Vatin-Pérignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volc.*, 45: 285-298.

Clague, D.A. et Moore, J.G., 2000. Formation of submarine flat-topped volcanic cones in Hawaii. *Bull. Volc.*, 62: 214-233.

- Clague, D.A. et Moore, J.G., 2002. The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113: 259-287.
- Clément, J.P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C. et Guille, G., 2002. Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120: 87-101.
- Clouard, V., Bonneville, A. et Gillot, P.Y., 2001. A giant landslide on the southern flank of Tahiti Island, French Polynesia. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 2253-2256.
- Cochonat, P., Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Boivin, P., Cornaglia, B., Deniel, C., Labazuy, P., Le Drezen, E., Lipman, P.W., Ollier, G., Savoye, B., Vincent, P.M. et Voisset, M., 1990. Glissements et dépôts gravitaires en domaine volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). *CR Acad Sci*, 311: 679-686.
- Colonna, M., 1994. Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0-140000 ans) dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien, Thèse, Univ. de Provence.
- Corwin, R.F. et Hoover, D.B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, 44(2): 226-245.
- Coulomb, J. et Jobert, G., 1973. *Traité de Géophysique interne*. Masson (Ed), Tome 1.
- Courteaud, M., 1996. Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du Massif de la Fournaise par la méthode audiomagnétotellurique, Thèse d'Université, Univ. de la Réunion, 212 pp.
- Courteaud, M., Bachèlery, P., Robineau, B. et Join, J.L., 1997. Les brèches de Saint-Gilles. Note technique géologique, Laboratoire des Sciences de la Terre, Univ. de La Réunion. .
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.J. et Capetta, H., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 80: 361-374.

D

- de Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J. et Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity; seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, 104,(2): 2855-2874.
- de Voogd, B., Deplus, C., Sisavath, E., Depuiset, F. et Mercier, M., 2009. Vertical movements of the oceanic lithosphere above La Réunion hotspot. *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2009, 11: EGU2009-5754-3.
- Decker, R.W., 1987. Dynamics of Hawaiian volcanoes: an overview. *U.S.G.S. Prof. Paper* 42: 997-1018.
- Defos du Rau, J., 1959. *Le relief de l'île de la Réunion*, Thèse d'Université, Univ. de Bordeaux.
- Delorme, H., Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Delarue, J.F., Delmond, J.C., Hirn, A., Lépine, J.C., Vincent, P.M., Zlotnicki, J. et McBirney, A.R., 1989. March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3): 199-208.

- Demange, J., Chovelon, P. et Puvilland, P., 1989. Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): volcanic and structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 153-176.
- Deniel, C., 1990. Le magmatisme du Piton des Neiges. Dans: J.-F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 115-144.
- Deniel, C., Kieffer, G. et Lecointre, J., 1992. New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Réunion - A revised chronology for the Differentiated Series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51: 253-267.
- Deplus, C., Bonvallet, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H. et Dubois, J., 1995. Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64: 23-52.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Depuiset, F. et Sisavath, E., FOREVER cruise scientific party, 2007. Does the Reunion Hotspot Volcano Emplace on a Fossil Ridge or a Fracture Zone? , AGU Fall Meet., San Francisco, pp. Eos Trans.Suppl., Abstract V31F-05.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Bissessur, D., Sisavath, E., Depuiset, F. et Mercier, M., 2009. New insights on the oceanic lithosphere at La Réunion hotspot volcano. *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2009, 11: EGU2009-6383, 2009.
- Dobrin, M.B. et Savit, C.H., 1988. *Introduction to geophysical prospecting*, Fourth Edition, 867 pp.
- Doell, R.R. et Cox, A., 1965. Paleomagnetism of Hawaiian lava flows. *J. Geophys. Res.*, 70: 3377-3405.
- Duclaux, F., Martin, J., Blot, C. et Remiot, R., 1954. Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'île Maurice, ORSTOM, Paris.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L. et Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion and Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12: 147-160.
- Duncan, R.A., 1981. Hotspots in the southern oceans – an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics*, 74: 29-42.
- Duncan, R.A., Backman, J. et Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 193-198.
- Dymont, J., 1991. Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: Apport des anomalies magnétiques, Thèse d'Université, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- Dzurisin, D., Koyanagi, R.Y. et English, T.T., 1984. Magma supply and storage at Kilauea volcano, Hawaii, 1956-1983. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21: 177-206.

E

- Easton, R.M., 1978. Stratigraphy and petrology of the Hilina formation: the oldest exposed lavas of Kilauea Volcano, MS Thesis, Univ. Hawaii at Manoa, Honolulu, Hawaii, 274 pp.

Easton, R.M., 1987. Stratigraphy of Kilauea Volcano. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof., pp. 243–260.

Edgar, C.J., Wolff, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L. et Martí, J., 2007. The late Quaternary Diego Hernández Formation, Tenerife: volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160 (1–2): 59–85.

Emerick, C.M. et Duncan, R.A., 1982. Age progressive volcanism in the Comores archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60: 415-428.

F

Famin, V. et Michon, L., 2009. Volcano Destabilization by Magma Injections in a Detachment, ILP Joint Task Force Meeting, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, October 5-9 2009, pp. 51.

Famin, V., Welsh, B., Okumura, S., Bachèlery, P. et Nakashima, S., 2009. Three differentiation stages of a single magma of Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10: Q01007.

Featherstone, W.E. et Dentith, M.C., 1997. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers and Geosciences*, 23(10): 1063-1070.

Fernández, J., Tizzani, P., Manzo, M., Borgia, A., González, P.J., Martí, J., Pepe, A., Camacho, A.G., Casu, F., Berardino, P., Prieto, J.F. et Lanari, R., 2009. Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis. *Geophysical Research Letters*, 36(4): L04306.

Fèvre, Y., Bret, L., Robineau, B. et Join, J.L., 2001. A Newly Discovered Debris Avalanche Deposit, Rivière des Pluies breccia, Northern Reunion Island, EUG XI, 8-12th April 2001, Strasbourg.

Fèvre, Y., Bret, L., Arnaud, N. et Bachèlery, P., 2003. New insight on Mafate-Saint-Gilles debris avalanche deposits (westward Piton des Neiges volcano-Reunion Island), EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11th April 2003, Nice.

Fèvre, Y., Saint-Ange, F. et Robineau, B., 2004. Assessment of the effects of erosion and sediment transport during the rainy season in a deep shield volcano valley: Rivière des Pluies case in La Réunion Island (Indian Ocean), RST Joint Earth Sciences Meeting, 20-25th September 2004, Strasbourg.

Fèvre, Y., 2005. Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé-La Réunion (Océan Indien), Thèse d'Université, Univ. de la Réunion, 215 pp.

Filmer, P.E., McNutt, M.K. et Wolfe, C.J., 1993. Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands. *J. Geophys. Res.*, 98: 19565-19577.

Filmer, P.E., McNutt, M.K., Webb, H.F. et Dixon, D.J., 1994. Volcanism and Archipelagic Aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Mar. Geophys. Res.*, 16: 385-406.

Fiske, R.S. et Jackson, E.D., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: The effects of regional structure and gravitational stresses. *Proc. R. Soc. London Ser. , A* 329: 299-326.

- Flanigan, V.J. et Long, C.K., 1987. Aeromagnetic and near surface electrical expression of the Kilauea and Mauna Loa rifts systems, Hawaii. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 2, pp. 935-946.
- Folio, J.L., 2001. Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise: Apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan bouclier, Thèse d'Université, Univ. de la Réunion.
- Fornari, D.J., 1987. The geomorphic and structural development of Hawaiian submarine rift zones. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, pp. 125-132.
- Fretzdorff, S., Stoffers, P., Devey, C.W. et Munschy, M., 1998. Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Reunion Island, western Indian Ocean. *Marine Geology*, 148(1-2): 39-53.
- Fretzdorff, S. et Haase, K.M., 2002. Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and the mantle source. *Mineralogy and Petrology*, 75: 153-184.
- Frey, F.A., Wise, W.S., Garcia, M.O., West, H.B., Kwon, S.T. et Kennedy, A.K., 1990. Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *J. Geophys. Res.*, 95: 1271-1300.
- Fuster, J.M., Hernan, F., Cendrero, A., Coello, J., Cantagrel, J.M., Ancochea, E. et Ibarrola, E., 1993. Geochronologia de la Isla de El Hierro (Islas Canarias). *Bol. R Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 88(1-4): 85-97.

G

- Gailler, L., Lénat, J.-F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N. et Froger, J.-L., 2009. Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184: 31-48.
- Gailler, L. et Lénat, J.F., soumis à *J. Geophys. Res.* Architecture of La Réunion inferred from geophysical data.
- Galdéano, A., Lénat, J.-F. et Lalanne, F.-X., 1988. Carte magnétique de l'île de la Réunion. Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand.
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B. et Sachpazi, M., 1999. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore onshore seismic transect. *J. Geophys. Res.*, B, Solid Earth and Planets, 104(2): 2895-2908.
- Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G. et Mitchell, N.C., 2001. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Mar. Geol.*, 177: 271-293.
- Gérard, A., Lesquer, A., Lachaud, J.-C., Louis, O. et Mennechet, C., 1980. Etude gravimétrique de la moitié sud est de l'île de La Réunion. *C.R. de l'Académie des Sciences de Paris*, 290: 139142.
- Gignoux, N., 1978. Etude gravimétrique du complexe leptyno-amphibolitique du Lézou (Rouergue), Diplôme Ing.-Doct., IPG Strasbourg.

- Gillot, P.-Y. et Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13: 131-146.
- Gillot, P.-Y. et Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 53-65.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C. et Nativel, P.-E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122(291-302).
- Goslin, J. et Patriat, P., 1984. Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of the 5 aseismic ridges in the Indian-Ocean. *Tectonophysics*, 101(3-4): 221-244.
- Gottsmann, J., Camacho, A.G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A. et Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168: 212-230.
- Graham, D., Lupton, J., Albarède, F. et Condomines, M., 1990. Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Nature*, 347: 545-548.
- Grant, F.S. et West, G.F., 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Book Co, New York, 584 pp.
- Grevemeyer, I. et Flueh, E.R., 2000. Crustal underplating and its implications for subsidence and state of isostasy along the Ninetyeast Ridge hotspot trail. *Geophys. J. Int.*, 142: 643-649.
- Gudmundsson, A., 1988. Formation of collapse calderas. *Geology*, 16: 808-810.
- Gudmundsson, A., Martí, J. et Turon, E., 1997. Stress fields generating ring faults in volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, 24(13): 1559-1562.
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F. et Björnsson, H., 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature*, 389: 954-957.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F. et Rodriguez Badiola, E., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- Gunn, P.J., 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23: 300-312.

H

- Hahn, A. et Bosum, W., 1986. Geomagnetism selected examples and case histories. Dans: G. Borntraeger (Ed), *Geoexploration monographs Series 1*, Berlin, pp. 166.
- Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravity stations. *Geophysics*, 4: 184-194.
- Haurie, J.L., 1987. Géodynamique des cirques de la Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versants, Thèse d'Université, Univ. de Grenoble.
- Henderson, R.G. et Zietz, I., 1949. The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophys.*, 14: 6731-6752.

- Hildenbrand, T.G., Rosenbaum, J.G. et Kauahikaua, J.P., 1993. Aeromagnetic Study of the Island of Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 98(B3): 4099-4119.
- Hirn, A., Lépine, J.C., Sapin, M., Laigle, M., Nicolich, R., Gallart, J., Lankar, V., Nercessian, A., de Voogd, B., Charvis, P., Veinante, J.L. et Verhille, J., 1999. Structure interne du Piton de la Fournaise et de l'Etna d'après la tomographie sismique, Rapport quadriennal 95-98 du CNFGG. Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris, pp. 129-136.
- Holcomb, R. et Searle, R., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Mar. Geotechnol.*, 10: 19-32.
- Holcomb, R.T., 1987. Eruptive history and long-term behavior of Kilauea volcano. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 1, pp 261–350
- Hürlimann, M., Turon, E. et Martí, J., 1999a. Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary Islands. *Phys. Chem. Earth.*, 24: 921-924.
- Hürlimann, M., Ledesma, A. et Martí, J., 1999b. Conditions favouring catastrophic landslides on Tenerife (Canary Islands). *Terra Nova*, 11: 106-111.
- Izett, G.A. et Obradovich, J.D., 1994. ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints for the Jaramillo normal subchron and the Matuyama-Bruhnes geomagnetic boundary. *J. Geophys. Res.*, 99(B2): 2925-2934.

J

- Jackson, D.B. et Kauahikaua, J., 1987. The high-level water table beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *How Volcanoes Work*, Hilo, Hawaii, January 19–25, 120.
- Jackson, E.D., Silver, E.A. et Dalrymple, G.R., 1972. Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonics. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 83: 601-618.
- Join, J.L., Coudray, J. et Longworth, K., 1997. Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Réunion. *Journal of Hydrology*, 190: 1-18.

K

- Kaneoka, I., Takaoka, N. et Upton, B.G.J., 1986. Noble gas systematics in basalts and a dunite nodule from Réunion and Grande Comores Islands, Indian Ocean. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59: 35-42.
- Kauahikaua, J., 1993. Geophysical characteristics of the hydrothermal systems of Kilauea volcano, Hawaii. *Geothermics*, 22: 271-299.
- Kauahikaua, J., Hildenbrand, T. et Webring, M., 2000. Deep magmatic structures of Hawaiian volcanoes, imaged by three-dimensional gravity models. *Geology*, 28: 883-886.
- Kearey, P. et Brooks, M., 1984. An introduction to geophysical exploration. *Geoscience Texts*, vol. 4. Blackwell Scientific Publications.
Chapter 6: Gravity surveying. 138-170.
Chapter 7: Magnetic surveying. 171-197.

- Keller, G.V., 1988. Rock and mineral properties. Dans: M.N. Nabighian (Ed), *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, pp. 13–52.
- Kieffer, G., 1989. La formation des cirques du Piton des Neiges (La Réunion). *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 5: 361-370.
- Kieffer, G., 1990a. Grands traits morphologiques de l’Ile de la Réunion. Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*. Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 75-114.
- Kieffer, G., 1990b. Evolution dynamique et structurale récente (“Phase IV”) du Piton des Neiges (Ile de La Réunion, Océan Indien). Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*. Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 163-185.
- Kinoshita, W.T., Krivoy, H.L., Mabey, D.R. et MacDonald, R.R., 1963. Gravity survey of the Island of Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 475: 114–116.
- Klügel, A., Hansteen, T.H. et Galipp, K., 2005. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Island). *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 211-226.
- Kluska, J.M., 1997. Evolution magmatique et morpho-structural du Piton des Neiges (Ile de la Réunion) au cours des derniers 500000 ans, Thèse d'Université, Univ. Paris XI, Orsay.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.M. et Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 106(B3): 3977-3997.

L

- La Brecque, J.L., Kent, D.V. et Cande, S.C., 1977. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5: 330–335.
- Labazuy, P., 1988. Interprétation de données bathymétriques et géophysiques sur les flancs immergés de la Réunion, DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy, P., Lénat, J.F., Cochonat, P., Bachèlery, P., Boivin, P., Cornaglia, B., Deniel, C., Le Drezen, E., Lipman, P.W., Ollier, G., Savoye, B., Vincent, P. et Voisset, M., 1989. High-resolution side-scan sonar images of the undersea portion of Piton de la Fournaise volcano, Abstract. 5ème réunion de l'EUG. Strasbourg.
- Labazuy, P. et Lénat, J.-F., 1990. Recurrent landslides on the east flank of Piton de la Fournaise Volcano, Réunion. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 71(43): 1577.
- Labazuy, P., 1991. Instabilités au cours de l’évolution d’un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Dans: W. McGuire, A.P. Jones et J. Neuberg (Eds), *Volcano Instability on the Earth and other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, pp. 293-305.
- Labazuy, P., Charbonnier, S., Staudacher, T. et Oehler, J.-F., 2004. New insights on the December 2002 pit crater at Piton de la Fournaise from self potential and GPS surveys, EGU 1st General Assembly, Nice, pp. EGU04-03226.

- Lacroix, A., 1936. Le volcan actif de la Réunion et ses produits, Paris, 295 pp.
- Lacroix, A., 1938. Le volcan actif de la Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore, Paris 57 pp.
- Lafehr, T.-R., 1991a. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56: 1170-1178.
- Lafehr, T.-R., 1991b. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8): 1179-1184.
- Lambert, M., 2003. Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 52 pp.
- Laux, S.J., 1976. The evolution of the early volcanic rocks of Réunion, Thèse non publiée, Univ. d'Edinburgh, 199 pp.
- Le Mouél, J.L., 1976. Le champ géomagnétique, *Traité de géophysique interne. Tome 2-Magnétisme et géodynamique*, pp. 9-67.
- Le Pichon, X., 1976. Introduction sommaire à la tectonique des plaques. Dans: Coulomb et Jobert, Masson (Ed), *Traité de géophysique interne*, pp. 403-448.
- Lecoître, J., 1992. Le volcanisme explosif du massif du Piton des Neiges (Ile de la Réunion). Etudes volcanologiques des Séries différenciées. Calderas, glissements gravitaires et cratères d'explosion; approche expérimentale par modélisation analogique 2D, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Galdéano, A., Labazuy, P., Rousset, D. et Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *Oceanologica Acta*, 10: 211-223.
- Lénat, J.F., 1987. Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion), Thèse d'Etat, Univ. de Clermont-Ferrand, 337 pp.
- Lénat, J.F. et Bachèlery, P., 1987. Dynamics of magma transfers at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean). Dans: Chi-Yu et R. Scarpa (Eds), *Earth Evol. Sci. Special Issue "Modeling of volcanic processes"*, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, pp. 57-72.
- Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A. et Hirn, A., 1989. The beginning of the 1985-1987 eruptive cycle at Piton de la Fournaise (La Reunion): New insights in the magmatic and volcanotectonic systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 36: 209-232.
- Lénat, J.F., Vincent, P. et Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Structural and geomorphological interpretation from Sea Beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 1-36.
- Lénat, J.-F. et Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Dans: J.-F. Lénat (Ed), *Le Volcanisme de La Réunion Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand*, pp. 257-296.
- Lénat, J.F. et Labazuy, P., 1990. Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand*, pp. 43-74.

- Lénat, J.F., 1995. Geoelectrical methods in volcano monitoring. Dans: W. McGuire, C.R.J. Kilburn et J.B. Murray (Eds), *Monitoring active volcanoes: strategies, procedures and techniques*. UCL Press, London, pp. 248–274.
- Lénat, J.F., Fitterman, D. et Jackson, D.B., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bull. Volc.*, 62 (2): 75-89.
- Lénat, J.F., Gibert-Malengreau, B. et Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, B, 106,(5): 8645-8663.
- Lénat, J.-F., Boivin, P., Deniel, C., Gillot, P.-Y., Bachèlery, P. et Team Fournaise-2, 2009. Age and nature of lavas on the submarine flanks of Piton de la Fournaise (Reunion island). *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 184: 199-207.
- Leslie, S.C., Gregory, F., Moore, G.F. et Morgan, J.K., 2004. Internal structure of Puna Ridge: evolution of the submarine East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 129(4): 237-259.
- Lesquer, A., 1990. Structure profonde de l'île de la Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. Dans: J.-F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 19-27.
- Levieux, G., 2004. Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 65 pp.
- Li, Y. et Oldenburg, D.W., 1998. 3D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63: 361-371.
- Lipman, P., Normark, W., Moore, J., Wilson, J. et Gutmacher, C., 1988. The Giant Submarine Alika Debris Slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93(B5): 4279-4299.
- Lipman, P.W., 1995. Growth of Mauna Loa during the last hundred thousand years, rates of lava accumulation versus gravitational subsidence. Dans: J.M. Rhodes et J.P. Lockwood (Eds), *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards*. Am. Geophys. Monogr., vol. 92, pp. 45– 80.
- Llanes, P., Muñoz, A., Muñoz-Martin, A., Acosta, J., Herranz, P., Carbo, A., Palomo, C. et Group, Z.W., 2003. Morphological and structural analysis in the Anaga offshore massif, Canary Islands: fractures and debris avalanches relationships. *Mar. Geophys. Res.*, 24: 91-112.
- Longman, I.M., 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *J. Geophys. Res.*, 64: 2351-2355.
- Longpré, M.-A., Staudacher, T. et Stix, J., 2007. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: Ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. *Bull. Volc.*, 69: 511-525.
- Lonsdale, P., 1989. A geomorphological reconnaissance of the submarine part of the East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Volc.*, 51: 123-144.
- Lytwyn, J. et Burke, K., 1995. Short hectic life, sudden death and burial of the Deccan Trap Source Mantle Plume (DTPMP). *AGU 95 Fall Meeting Abstracts T22E-14: 571*

M

- MacDonald, G., Abbott, A. et Peterson, F., 1983. *Volcanoes in the Sea, the Geology of Hawaii*, University of Hawaii Press, Honolulu, 517 pp.
- Macdonald, G.A. et Abbott, A.T., 1970. *Volcanoes in the Sea, The Geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, HI, 517 pp.
- Maillot, E., 1999. *Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques: Ile de la Réunion (Océan Indien)*. Approche structurale et expérimentale, Thèse d'Université, Univ. de la Réunion.
- Mairine, P. et Bachèlery, P., 1997. Major erosional period in the building of Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 325(4): 243-249.
- Malahoff, A. et Woollard, G.P., 1966. Magnetic surveys over the Hawaiian Islands and their geologic implications. *Pac. Sci.*, 20: 265-311.
- Malahoff, A. et McCoy, F., 1967. The geologic structure of Puna submarine ridge, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 72(2): 541-548.
- Malahoff, A. et Woollard, G.P., 1968. Magnetic and tectonic trends over the Hawaiian Ridge. Dans: L. Knopoff, C.L. Drake et P.J. Hart (Eds), *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. Washington D.C., pp. 241-276.
- Malahoff, A. et Woollard, G.P., 1970. Geophysical studies of the Hawaiian Ridge and Murray Fracture Zone. Dans: A.E. Maxwell (Ed), *The Sea-Ideas and observations on the progress in the study of the seas*. New-York, Interscience Publishers, pp. 73-131.
- Malahoff, A., McMurtry, G.M., Wiltshire, J.C. et Yeh, H.W., 1982. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, 298: 234-239.
- Malahoff, A., 1987. Geology of the summit of Loihi submarine volcano. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350*, pp. 133-144.
- Malengreau, B., Lénat, J.F. et Bonneville, A., 1994. Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. *Bull. Soc. Géol. France*, 165: 221-232.
- Malengreau, B., 1995. *Structure profonde de l'île de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques*, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 366 pp.
- Malengreau, B., Lénat, J.-F. et Froger, J.-L., 1999. Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88(3): 131-146.
- Martí, J., Mitjavila, J. et Araña, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.*, 131: 715-727.
- Martí, J., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25: 879-882.
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R. et Huhnerbach, V., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology*, 45: 411-432.

- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. et Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Sc. Rev.*, 57: 1-35.
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 35(3): 261-288.
- McDougall, I. et Watkins, N.D., 1973. Age and duration of the reunion geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 443-452.
- McMurtry, G.M., Herrero-Bervera, E., Cremer, M.D., Smith, J.R., Resig, J., Sherman, C. et Torresan, M.E., 1999. Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alika 2 giant Hawaiian submarine landslide. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94: 35-58.
- McNutt, M. et Bonneville, A., 2000. A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *Geochem. Geophys. Geophys.*, 1: Paper number: 1999GC000028.
- Melcher, P., 1982. *Les méthodes de la géophysique*. Dunod Université, Bordas, 198 pp.
- Merle, O. et Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 108 (B3): 2166.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. et Smietana, M., 2009. Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in press.
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P. et Martí, J., 2007a. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L21301.
- Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N. et Staudacher, T., 2007b. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112: 1-21.
- Michon, L. et Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113(B03203): 1-19.
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N. et Staudacher, T., 2009. Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184: 14-30.
- Mitchell, N.C., Masson, D.G., Watts, A.B., Martin, J.R. et Urgeles, R., 2001. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 15: 83-107.
- Mohamed-Abchir, M.A., 1996. *Les Cendres de Bellecombe: Un événement majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion*, Thèse d'Université, Univ de Paris VII.
- Moore, J.G. et Fiske, R.S., 1969. Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1191-1201.
- Moore, J.G., Clague, D.A. et Normark, W.R., 1982. Diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii. *Geology* 10: 88-92.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. et Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.*, 94(B12): 17465-17484.

- Moore, J.G. et Clague, D.A., 1992. Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1471-1484.
- Moore, J.G., Normark, W.R. et Holcomb, R.T., 1994a. Giant hawaiian landslides. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 22: 119-144.
- Moore, J.G., Bryan, W.B. et Ludwig, K.R., 1994b. Chaotic deposition by giant wave, Molokai, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 962-967.
- Moore, J.G. et Chadwick, W.W., 1995. Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas Hawaiï. Dans: J.M. Rhodes et J.P. Lockwood (Eds), *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History and Hazards*. AGU Monogr., 92, pp. 21-44.
- Moore, J.G., 2001. Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112(1-4): 221-230.
- Morgan, J.K., Resig, J.M. et Siesser, W.G., 2006. Microfossil assemblages on Tuscaloosa seamount and their constraints on the age of Nuuanu landslide, north of Oahu, HI. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 151: 269-278.
- Morgan, W.J., 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. Dans: C. Emiliani (Ed), *The Sea*, pp. 443-487.
- Moritz, H., 1980. Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Géodésique*, 54: 395-405.
- Münn, S., Walter, T.R. et Klügel, A., 2006. Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 143: 257-268.
- Munsch, M., 1987. Etude géophysique détaillée du point triple de Rodriguez et de la zone axiale des trois dorsales associées (Océan Indien), Thèse d'Université, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, IPG, Paris, 232 pp.

N

- Nativel, P., 1976. Trachytes quartzifères et comendites à La Réunion. Aspects pétrologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 5: 1357-1364.
- Nativel, P., 1978. Volcans de La Réunion. Pétrologie. Faciès zéolite (Piton des Neiges). *Sublimés (Piton de la Fournaise)*, Thèse d'Etat, Université Paris Sud, Orsay, 2 tomes, 510 pp.
- Naudy, H. et Neumann, R., 1964. Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. *Geophysical Prospecting*, 13: 1-11.
- Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.-C. et Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70: 123-143.
- Nettleton, L.C., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4: 176-183.
- Neumann, R. et Courtillot, V., 1976. Interprétation des anomalies magnétiques et prospection magnétique. Dans: Coulomb et Jobert, Masson (Ed), *Traité de géophysique interne*. Tome 2- Magnétisme et géodynamique, pp. 201-211.
- Norton, I.O. et Sclater, J.G., 1979. Model for the evolution of the Indian-Ocean and the breakup of

Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, 84(NB12): 6803-6830.

O

- Oehler, J.-F., Labazuy, P. et Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volc.*, 66: 585-598.
- Oehler, J.-F., 2005. Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Ile de La Réunion. Mise en évidence, implications et origines, Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 458 pp.
- Oehler, J.-F., van Wyk de Vries, B. et Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc-shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144: 169-189.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F. et Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 70: 717-742.
- Olivier, R.J. et Simard, R.G., 1981. Improvement of the conic prism model for terrain correction in rugged topography. *Geophysics*, 46: 1054-1056.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lénat, J.-F. et Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology*, 45: 293-330.
- Ozima, M., Ojoshima, M. et Kinoshita, H., 1974. Magnetic properties of submarine basalts and the implications on the structure of the oceanic crust. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 26: 335-354.

P

- Palacky, G.J., 1988. Resistivity characteristics of geologic targets. Dans: M.N. Nabighian (Ed), *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, pp. 53-130.
- Parasnis, D.S., 1962. *Principles of Applied Geophysics*. Methuen, London, 176 pp.
- Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31: 447-455.
- Peltier, A., 2007. Suivi, Modélisation et Evolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise, Thèse d'Université, Univ. de La Réunion, 365 pp.
- Peltier, A., Staudacher, T. et Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. *J. Geophys. Res.*, 112(B03207).
- Peltier, A., Bachèlery, P. et Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184: 93-108.
- Perez, J.P., 1992. *Mécanique, points matériels, solides, fluides*. Masson (Ed), 500 pp.

- Peterson, D.W. et Moore, R.B., 1987. Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. Dans: R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, pp. 149-189.
- Philippot, F., 1984. La sédimentation volcanogène récente autour de l'île de la Réunion, Thèse d'Université, Univ. Paris Sud, Orsay, 213 pp.
- Pou Palomé, S., 1997. Structure et évolution de l'édifice volcanique du point chaud de la Réunion: Traitement et interprétation des profils de sismique réflexion de la campagne REUSIS, Thèse d'Université, Univ. de Pau.
- Pozzi, J.P., 1975. Magnetic properties of oceanic basalts. Effects of pressure and consequences for the interpretation of anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 337-344.
- Prévoit, M., 1975. Magnétisme et minéralogie de roches néogènes et quaternaires; contribution au paléomagnétisme et à la géologie du Velay, Thèse d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 443 pp.
- Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L. et Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2): 49-62.

R

- Rai, M.P. et Manghnani, M.H., 1977. Electrical conductivity of basalts to 1550°C. Chapman conference on partial melting in the earth's upper mantle proceedings. *Oregon Department of Geology and Mineralogy Bull.* 96:219-232
- Rais, A., Laj, C., Surmont, J., Gillot, P.-Y. et Guillou, H., 1996. Geomagnetic field intensity between 70 000 and 130 000 years B.P. from a volcanic sequence on La Réunion, Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*(140): 173-189.
- Rançon, J.-P., Lerebour, P. et Augé, T., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling; new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise Volcano; Part 1, Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3): 113-127.
- Rançon, J.P., 1982. Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de la Réunion, Thèse d'Université, Univ. de Paris-Sud XI, Orsay, 225 pp.
- Rançon, J.P., 1985. Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26: 297-315.
- Rançon, J.P., Lerebour, P. et Auge, T., 1987. Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion). Implications volcanologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304: 55-60.
- Rançon, J.P., 1990. Lithostratigraphie du forage du Grand Brûlé. Implications volcanologiques. Dans: J.F. Lénat (Ed), *Le volcanisme de la Réunion*. Monographie. Centre de Recherches Scientifiques, Clermont-Ferrand, pp. 187-200.
- Rechenmann, J., 1976. Madagascar et autres îles du sud-ouest de l'Océan Indien (cartes des anomalies de Bouguer feuille sud), ORSTOM, Paris.

- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. et Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophys.*, 55: 80-91.
- Richard, V., 1984. Exploration par la gravimétrie des cibles minières profondes: Application de deux techniques inverses. Exemple de Neves Corvo (Portugal), Thèse d'Université, Univ. Montpellier II, 199 pp.
- Rivals, P., 1950. Histoire géologique de l'île de la Réunion, Thèse d'Université, Univ. de Paris, 142 pp.
- Robinson, J.E. et Eakins, B.W., 2006. Calculated volumes of individual shield volcanoes at the young end of the Hawaiian Ridge. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 151: 309-317.
- Roche, A., 1976. Paléomagnétisme. Dans: Coulomb et Jobert, Masson (Ed), *Traité de géophysique interne*. Tome 2-Magnétisme et géodynamique, pp. 107-128.
- Roche, O., Druitt, T. et Merle, O., 2000a. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, 105(B1): 395-416.
- Roche, O., Druitt, T.H. et Merle, O., 2000b. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, 105(B1): 395-416.
- Rocher, P., 1988. Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges: Etude détaillée du cirque de Salazie, Thèse d'Université, Univ. Paris XI-Orsay.
- Romeo Ruiz, C., Garcia-Cacho, L., Araña, V., Yanes Luque, A. et Felpeto, A., 2000. Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 105-119.
- Rousset, D., Bonneville, A. et Lénat, J.-F., 1987. Detailed gravity study of the offshore structure of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Bull. Volcanol.*, 49: 713-722.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A. et Lénat, J.F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3): 37-52.
- Ryan, M.P., 1987. Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of sibaldera magma reservoirs and rifts systems. *U.S.G.S. Prof. Paper 1350*: 1395-1447.
- Rymer, H., 1989. A contribution to precision microgravity data analysis using LaCoste and Romberg gravity meters. *Geophysical Journal*, 97: 311-322.

S

- Salvany, T., 2009. Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques: Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien), Thèse d'Université, Univ. Paris XI, UFR Scientifique d'Orsay, 385 pp.
- Sandwell, D.T. et Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 10039-10054.

- Satake, K., Smith, J.R. et Shinozaki, K., 2002. Three-Dimensional Reconstruction and Tsunami Model of the Nuuanu and Wailau Giant Landslides, Hawaii. Dans: E. Takahashi, P.W. Lipman, M.O. Garcia, J. Naka et S. Aramaki (Eds), Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives. Geophys. Monograph 128. Am. Geophys. Union., pp. 333-346.
- Scheu, B., Kern, H., Spieler, O. et Dingwell, D.B., 2006. Temperature dependence of elastic P- and S-wave velocities in porous Mt. Unzen dacite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 153: 136-147.
- Schlich, R., 1975. Structure et âge de l'océan indien occidental. Société Géologique de France, Mémoire hors série n°6: 102 pp.
- Schlich, R., 1982. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. Dans: A.E.M. Nairn et F.G. Stehli (Eds), The oceans basins and margins, pp. 51-147.
- Schlich, R., Dymont, J. et Munsch, M., 1990. Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins, Colloque International Volcanisme Intraplaque: Le Point Chaud de la Réunion, Inst. de Phys. du Globe, Paris.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. et Ritzwoller, M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307: 1615–1618.
- Sheth, H.C., 2005. From Deccan to Reunion: no trace of a mantle plume. Dans: G.R. Foulger, Natland, J. H., Presnall, D. C., Anderson, D. L. (Ed), Plates, Plumes and Paradigms, pp. 477-501.
- Shnegg, P.A., 1997. Electrical structure of Plaine des Sables caldera, Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Ann. Geofis.*, 40: 305-317.
- Sisavath, E., Saint-Ange, F., Babonneau, N., Bachèlery, P., Deplus, C., De Voogd, B. et Savoye, B., 2009. Giant turbidite systems of La Réunion Island – Indian Ocean. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009, 11: EGU2009-7105.
- Skilling, I.P., 2002. Basaltic pahoehoe lava-fed deltas: large-scale characteristics, clast generation, emplacement processes and environmental discrimination. *Geological Society*, 202: 91-113.
- Smietana, M., Bachèlery, P. et Hémond, C., 2009. The third Volcano of La Réunion Island : new geochemical data from submarine flanks. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009, 11: EGU2009-4880-2.
- Smith, D.K., 1996. Comparison of the shapes and sizes of seafloor volcanoes on Earth and “pancake” domes on Venus. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73(1-2): 47–64.
- Smith, D.K., Tivey, M.A., Gregg, P.M. et Kong, L.S.L., 2001. Magnetic anomalies at the Puna Ridge, a submarine extension of Kilauea Volcano: Implications for lava deposition. *J. Geophys. Res.*, 106(B8): 16,047-16,060.
- Smith, D.K., Kong, L.S.L., Johnson, K.T.M. et Reynolds, J.R., 2002. Volcanic morphology of the submarine Puna Ridge, Kilauea volcano. Dans: L.P. Takahashi E, Garcia MO, Naka J, Aramaki S (Ed), Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives. Geophys. Monograph. 128 Am. Geophys. Union., pp. 125-142.
- Smith, W.H.F. et Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
- Spector, A. et Grant, F.S., 1970. Statistical model for interpreting aeromagnetic data. *Geophys.*, 35: 293-302.

- Spell, T.L. et McDougall, I., 1992. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 1181-1184.
- Staudacher, T., Sarda, P. et Allègre, C.J., 1990. Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean. *Chem. Geol.*, 89: 1-17.
- Stearns, H.T., 1942. Hydrology of volcanic terranes, *Physics of the earth*, vol IX. Hydrology. Dover, New York, pp. 678–703.
- Stearns, H.T. et Macdonald, G.A., 1946. Geology and groundwater resources of the Island of Hawaii. Hawaii Div. of Hydrogr., Honolulu, Bull. 9, 363 pp.
- Stieltjes, L., 1986. Carte géologique de la Réunion, 1/200000, Atlas hydrogéologique de la Réunion, illustration 6.
- Stieltjes, L. et Moutou, P., 1989. A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 67-86.
- Swanson, D.A., Duffield, W.A. et Fiske, R.S., 1976. Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 963: 39 pp.

T

- Takasaki, K.J., 1981. Evaluation of major dike-impounded groundwater reservoirs, Island of Oahu. *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 81-1119:146.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, L.E., 1990. *Applied Geophysics. Second Edition* - Cambridge University Press.
Chapter 2: Gravity methods. 6-61.
Chapter 3: Magnetic methods. 62-135.
- Thomas, D.M., 1989. Hydrothermal systems in Hawaii. Dans: E.L. Winterer, D.M. Hussong et R.W. Decker (Eds), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 271-287.
- Tinard, P., 2008. Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données interférométriques. Août 2003 – Avril 2007., Thèse, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 382 pp.

U

- Upton, B.G.J. et Wadsworth, W.J., 1965. Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature*, 207: 151-154.
- Upton, B.G.J. et Wadsworth, W.J., 1972. Peridotitic and Gabbroic Rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35(2): 139–158.
- Urai, M., Geshi, N. et Staudacher, T., 2007. Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L22318.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. et Masson, D.G., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island. *J. Geophys. Res.*, 102: 20305-20323.

Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B. et Le Bas, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 104(B11): 25331-25348.

V

Vacher, H.L., 1988. Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100: 580-591.

van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., Robineau, B., Merle, O. et Bachèlery, P., 2001. Factors Governing the Volcano-Tectonic Evolution of La Réunion Island: a Morphological, Structural and Laboratory Modelling Approach, EUG XI, 8-12th April 2001, Strasbourg.

Vine, F.J. et Matthews, D.H., 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, 199: 947-949.

W

Walker, G.P.L., 1988. Three Hawaiian calderas: An origin through loading by shallow intrusions. *J. Geophys. Res.*, 93: 14773-14784.

Watts, A.B., Bodine, J.H. et Steckler, M.S., 1980. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85: 6369- 6376.

Watts, A.B. et Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 100: 24487-24498.

Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. et Henstock, T.J., 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 431-448.

Watts, A.B., ten Brink US, Buhl, P. et Brocher, T.M., 1985. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emporer seamount chain. *Nature*, 315: 105-111.

Wessel, P. et Keating, B., 1994. Temporal variations of flexural deformation in Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 99: 2747-2756.

White, R. et McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones. The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94: 7685-7729.

Williams, D.L. et Finn, C., 1985. Analysis of gravity data in volcanic terrain and gravity anomalies and subvolcanic intrusions in the Cascade Range, U.S.A., and at other selected volcanoes. Dans: W.J. Hinze (Ed), *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Purdue Univ., Dep. Geosci. west Lafayette, IN, United States, pp. 361-374.

Wolfe, E.W., Garcia, M.O., Jackson, D.B., Koyanagi, R.Y., Neal, C.A. et Okamura, A.T., 1987. The Pu'u O'o eruption of Kilauea Volcano, episodes 1-20, January 3, 1983, to June 8, 1984. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1350: 471-508.

Wolfe, E.W. et Morris, J.D., 1996. Geologic Map of the Island of Hawaii, 1:100,000, Miscellaneous Investigation Series, U.S. Geological Survey, Map I-2524

Woollard, G.P., 1979. The new gravity system changes in international gravity base values and anomaly values. *Geophys.*, 44: 1352-1366.

Y

Yokose, H., Lipman, P.W. et Kanamatsu, T., 2005. Physical and chemical properties of submarine basaltic rocks from the submarine flanks of the Hawaiian Islands. *Marine Geology*, 219(2-3): 173-193.

Z

Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd U.N. Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, California, May 1975.* 2: 1299-1309.

Zhu, W., Smith, D.K. et Montesi, L.G.J., 2002. Effects of regional slope on viscous flows; a preliminary study of lava terrace submarine emplacement at submarine volcanic rift zones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 119: 145–159.

ANNEXES

ANNEXE 1 – FACTEURS, UNITES ET CONVERSIONS

I. GRAVIMETRIE

I.1. Grandeurs et unités

Grandeur	cgs	SI	Conversion
Accélération (G)	milligal (mGal)	m sec ⁻²	1 mGal = 10 ⁻⁵ m sec ⁻²
Densité (ρ ou D)	gm cm ⁻³	kg m ⁻³	1 gm cm ⁻³ = 10 ³ kg m ⁻³

I.2. Exemples de densités

Lithologie	Nb échantillons	ρ Gamme cgs	ρ Moyenne cgs	ρ Gamme SI	ρ Moyenne SI
Ignée basique	83	2.09-3.17	2.79	2090-3170	2790
Métamorphique	114	2.40-3.10	2.74	2400-3100	2740
Dolomite	120	2.36-2.90	2.7	2360-2900	2700
Ignée acide	105	2.30-3.11	2.61	2300-3110	2610
Calcaire	487	1.93-2.90	2.54	1930-2900	2540
Argile	322	1.77-2.45	2.42	1770-2450	2420
Grès	617	1.61-2.76	2.32	1610-2760	2320

Modifié d'après Dobrin et Savit 1988

II. MAGNETISME

II.1. Grandeurs et unités

Grandeur	egs	SI	Conversion
Champ magnétique (B)	gauss (G)	tesla (T)	1 gauss = 10^4 T
Champ magnétique (B)	gamma (γ)	nanotesla (nT)	1 gamma ^a = 1 nT ^b
Champ magnétique (H)	oersted (Oe)	A m ⁻¹	1 oersted = $10^3/4\pi$ A m ⁻¹
Aimantation (M)	emu cc ⁻¹	A m ⁻¹	1 gauss = 10^3 A m ⁻¹
Susceptibilité (χ ou S)	sans dimension		1 (cgs) = 4π (SI)
Rapport de Koenigsberger (Q)	sans dimension		1 (cgs) = 1 (SI)
Inclinaison du chap magnétique (I)	degré (°)		
Déclinaison du chap magnétique (D)	degré (°)		

Modifié d'après Blakely 1995

^a 1 gamma = 10^{-5} nanotesla

^b 1 nanotesla = 10^{-9} tesla

II.2. Exemples de susceptibilités

Lithologie	Nb échantillons	χ Gamme cgs	χ Moyenne cgs	χ Moyenne μ cgs	χ Moyenne SI
Ignée basique	78	0.000044-0.009711	0.002596	2.596	0.0326
Ignée acide	58	0.00003-0.006527	0.000647	647	0.00813
Métamorphique	61	0-0.005824	0.000349	349	0.00439
Argile	137	0.000005-0.001478	0.000052	52	0.00065
Grès	230	0-0.001665	0.000032	32	0.0004
Calcaire	66	0.000002-0.000280	0.000023	23	0.00028
Dolmite	66	0-0.000075	0.000008	8	0.0001

Modifié d'après Dobrin et Savit 1988

ANNEXE 2 – DONNEES GRAVIMETRIQUES 2007, 2004, 2003

Cette annexe résume l'intégralité des données gravimétriques récentes acquises à terre en 2003 (Lambert, 2003) ; 2004 (Levieux, 2004) ; 2007 (Gailler et al., 2009).

Les stations de bases internationales et de références sont repérées en gris foncé, les bases intermédiaires en gris clair.

Les paramètres propres aux gravimètres utilisés lors des différentes campagnes sont définis dans les en-têtes, au début de chaque fichier de données.

✓ Valeurs renseignées :

SD : Déviation Standard ;

Tilt X-Tilt Y : variation du nivellement horizontal au cours de la mesure (en x et en y) ;

T int : température par rapport à la référence interne ;

ETC : correction du terme de marée (Earth Tide Correction) ;

Rejet : Nombre de données rejetées par acquisition

CG-5 SURVEY		CG-5 SETUP PARAMETERS				CG-5 OPTIONS			
Survey name:	2007	Gref:	0	Tide Correction:	YES				
Instrument S/N:	9323	Gcall:	8892,454	Cont, Tilt:	YES				
Client:	Scintrex	TiltxS:	525,57	Auto Rejection:	YES				
Operator:	LMV	TiltyS:	602,98	Terrain Correction:	NO				
Date:	03/05/2007	TiltxO:	-3,665	Seismic Filter:	YES				
Time:	06:51:53	TiltyO:	-16,092	Raw Data:	NO				
LONG:	55,70 W	Tempco:	-0,143						
LAT:	21,20 S	Drift:	0						
ZONE:	0	DriftTime Start:	07:45:58						
GMT DIFF:	-4	DriftDate Start:	03/05/2007						

SECTEUR	GRAVIMETRIE										POSITIONNEMENT			
	N° STATION	GRAVITE (mGal)	SD (mGal)	TILT X (arcsec)	TILT Y (arcsec)	T° int (mK)	ETC (mGal)	DUREE (s)	REJET	DATE (jj:mm:aa)	H GMT (hh:mm:ss)	LAT (dd)	LONG (dd)	ALT (m)
SECTEUR	GLAC	2819,928	0,235	-2,9	-2,3	1,2	-0,074	85	0	02/05/2007	16:55:55	-21,2273	55,5507	1292,493
	OBS	2768,721	0,102	0,6	-2,3	1,3	-0,082	85	0	02/05/2007	17:33:45	-21,2086	55,5719	1550,000
	GLAC	2819,769	0,188	-1,1	-4,6	1,3	-0,079	85	0	02/05/2007	18:21:27	-21,2273	55,5507	1292,493
	GLACa	2820,341	0,258	-1,6	0,2	1,1	0,168	85	0	03/05/2007	08:10:01	-21,2273	55,5507	1292,493
	OBSa	2768,978	0,208	0,0	-4,2	1,4	0,151	85	0	03/05/2007	09:03:47	-21,2086	55,5719	1550,000
	030501	2623,776	0,129	-1,5	1,0	1,2	0,034	120	0	03/05/2007	11:21:45	-21,2311	55,6527	2269,548
	030502	2626,024	0,103	-9,4	0,0	1,3	0,017	120	0	03/05/2007	11:38:55	-21,2313	55,6536	2266,670
	030503	2627,460	0,115	-6,9	1,2	1,3	0,001	120	0	03/05/2007	11:55:45	-21,2314	55,6546	2265,740
	030504	2628,432	0,124	-9,7	1,9	1,3	-0,010	120	0	03/05/2007	12:08:44	-21,2315	55,6560	2266,284
	030505	2629,073	0,129	-7,0	-0,3	1,3	-0,021	120	0	03/05/2007	12:21:46	-21,2317	55,6571	2267,046
Plaine des Sables	030506	2629,006	0,168	-10,5	0,5	1,3	-0,032	120	0	03/05/2007	12:35:14	-21,2318	55,6583	2268,914
	030507	2629,113	0,116	-19,3	-0,7	1,3	-0,042	120	0	03/05/2007	12:48:48	-21,2319	55,6604	2274,213
	030508	2628,683	0,120	-17,0	0,3	1,4	-0,075	120	1	03/05/2007	13:54:28	-21,2319	55,6604	2274,203
	030509	2627,193	0,106	-19,6	5,5	1,4	-0,080	120	0	03/05/2007	14:14:00	-21,2321	55,6614	2281,038
	030510	2623,841	0,116	-1,9	-9,0	1,3		120	0	03/05/2007	15:19:37	-21,2322	55,6625	2294,216
	OBSb	2768,686	0,222	-5,2	-5,8	1,4	-0,008	85	0	03/05/2007	17:29:54	-21,2086	55,5719	1550,000
	GLACb	2819,812	0,186	-1,6	-2,0	1,4	0,005	85	0	03/05/2007	17:53:32	-21,2273	55,5507	1292,493
	GLACa	2820,139	0,198	-3,6	-2,3	1,1	0,124	120	0	04/05/2007	06:43:42	-21,2273	55,5507	1292,493
	OBSa	2769,059	0,178	0,0	-4,0	1,3	0,160	120	0	04/05/2007	07:56:13	-21,2086	55,5719	1550,000
	SABa	2623,987	0,085	-3,3	0,0	1,3	0,160	120	0	04/05/2007	09:03:35	-21,2311	55,6527	2269,521
040502	2622,379	0,114	-13,5	-0,2	1,3	0,145	120	3	04/05/2007	09:39:36	-21,2323	55,6635	2302,138	

Enclos Fouqué																									
070512													3085,773	0,059	-16,7	1,6	1,3	0,006	120	1	07/05/2007	14:58:55	-21,2401	55,7923	205,672
070513													3080,243	0,058	-7,6	2,4	1,4	-0,003	120	0	07/05/2007	15:16:30	-21,2406	55,7903	230,765
070514													3073,579	0,057	4,2	-1,4	1,4	-0,015	120	0	07/05/2007	15:40:17	-21,2413	55,7885	260,473
070515													3067,969	0,052	-11,8	2,4	1,4	-0,025	120	0	07/05/2007	16:03:36	-21,2414	55,7864	286,561
070516													3063,450	0,057	-10,7	-1,8	1,4	-0,032	120	0	07/05/2007	16:25:57	-21,2421	55,7847	306,015
070517													3057,043	0,050	-4,4	-4,1	1,4	-0,037	120	0	07/05/2007	16:41:06	-21,2417	55,7827	332,773
NDLb													3063,399	0,085	-19,1	0,9	1,5	-0,044	120	0	07/05/2007	17:56:52	-21,1615	55,8235	66,580
GLACb													2820,499	0,092	5,8	-0,8	1,6	-0,004	120	0	07/05/2007	21:17:16	-21,2273	55,5507	1292,493
GLACa													2820,706	0,080	-4,2	2,7	1,4	0,004	120	0	08/05/2007	06:52:26	-21,2273	55,5507	1292,493
BELa													2602,829	0,059	26,9	-2,5	1,5	0,046	120	0	08/05/2007	08:11:46	-21,2253	55,6849	2359,733
PABa													2641,655	0,073	1,2	12,4	1,4	0,065	120	0	08/05/2007	08:44:37	-21,2242	55,6929	2217,349
ROSa													2627,875	0,052	-5,9	9,5	1,5	0,081	120	0	08/05/2007	09:17:51	-21,2343	55,6999	2271,902
080501													2614,869	0,061	4,2	0,0	1,5	0,092	120	0	08/05/2007	09:40:15	-21,2341	55,7029	2313,093
080502													2563,597	0,066	-17,6	10,5	1,5	0,111	120	0	08/05/2007	10:36:40	-21,2375	55,7113	2481,858
080503													2558,537	0,092	-19,1	-9,0	1,4	0,118	120	0	08/05/2007	11:34:36	-21,2387	55,7144	2505,592
080504													2573,116	0,067	-9,2	-8,3	1,4	0,116	120	0	08/05/2007	12:00:38	-21,2369	55,7133	2456,298
080505													2585,655	0,079	-27,8	-5,1	1,4	0,114	120	0	08/05/2007	12:15:17	-21,2355	55,7132	2395,480
080506													2602,537	0,074	-21,8	-14,0	1,5	0,111	120	0	08/05/2007	12:33:14	-21,2338	55,7135	2332,400
080507													2621,891	0,078	-1,1	7,8	1,5	0,098	120	2	08/05/2007	13:12:27	-21,2308	55,7130	2259,302
080508													2635,477	0,079	-4,8	-4,3	1,6	0,068	120	0	08/05/2007	14:17:50	-21,2294	55,7138	2207,694
080509													2651,441	0,080	8,0	1,4	1,6	0,004	120	1	08/05/2007	16:14:53	-21,2232	55,7067	2154,983
080510													2649,661	0,071	-8,3	2,5	1,5	-0,001	120	0	08/05/2007	16:27:45	-21,2234	55,7048	2166,898
080511													2645,290	0,072	-6,6	7,3	1,4	-0,007	120	0	08/05/2007	16:40:47	-21,2230	55,7019	2190,161
PABb													2641,612	0,070	0,1	4,5	1,5	-0,019	120	0	08/05/2007	17:10:54	-21,2242	55,6929	2217,349
BELb													2602,803	0,064	11,0	-6,2	1,5	-0,031	120	0	08/05/2007	17:53:37	-21,2253	55,6849	2359,733
GLACb													2820,859	0,063	-2,4	-2,1	1,4	-0,040	120	2	08/05/2007	19:12:08	-21,2273	55,5507	1292,493
GLACa													2821,840	0,080	0,0	-3,1	1,5	0,109	120	0	09/05/2007	12:34:14	-21,2273	55,5507	1292,493
PDSa													2596,889	0,077	-14,1	4,5	1,5	0,095	120	0	09/05/2007	14:24:03	-21,2316	55,6487	2352,662
090501													2563,871	0,095	0,3	6,0	1,5	0,064	120	0	09/05/2007	15:37:23	-21,2571	55,6566	2403,347
090502													2566,442	0,076	0,8	-5,4	1,4	0,051	120	0	09/05/2007	16:01:24	-21,2554	55,6567	2411,592
090503													2569,626	0,078	-19,4	-7,8	1,4	0,045	120	1	09/05/2007	16:13:17	-21,2536	55,6560	2414,599
090504													2569,641	0,065	-10,7	-3,2	1,4	0,042	120	0	09/05/2007	16:17:02	-21,2536	55,6560	2414,599
090505													2572,830	0,093	-0,4	-1,6	1,4	0,037	120	0	09/05/2007	16:26:35	-21,2520	55,6550	2414,031
090506													2576,726	0,075	-2,9	0,5	1,4	0,032	120	0	09/05/2007	16:36:21	-21,2503	55,6542	2417,242
090507													2580,956	0,079	-9,4	-4,1	1,4	0,025	120	0	09/05/2007	16:48:44	-21,2485	55,6537	2398,286
090508													2583,381	0,089	8,7	3,3	1,4	0,017	120	0	09/05/2007	17:03:15	-21,2469	55,6527	2393,433
090509													2587,116	0,075	-6,2	-12,9	1,4	0,010	120	0	09/05/2007	17:16:06	-21,2450	55,6527	2384,178
090510													2593,470	0,054	-4,2	-1,0	1,4	0,004	120	0	09/05/2007	17:28:02	-21,2432	55,6525	2374,154
090511													2597,379	0,087	-3,5	-4,5	1,3	-0,002	120	0	09/05/2007	17:43:19	-21,2413	55,6519	2357,431
Morne Langevin																									

150509	3039,639	0,089	-3,1	2,7	1,3	-0,068	120	0	15/05/2007	11:42:37	-21,1909	55,8043	326,498
150510	3035,796	0,092	-1,8	6,9	1,3	-0,084	120	0	15/05/2007	12:09:34	-21,1922	55,8024	348,306
150511	3044,552	0,100	-1,6	-3,5	1,4	-0,095	120	0	15/05/2007	13:42:04	-21,1940	55,8039	316,138
150512	3040,603	0,086	-0,3	0,0	1,3	-0,090	120	0	15/05/2007	13:57:22	-21,1949	55,8019	338,074
150513	3039,233	0,098	1,3	0,8	1,3	-0,077	120	0	15/05/2007	14:25:09	-21,1959	55,8006	346,169
150514	3037,257	0,092	4,4	6,7	1,3	-0,068	120	2	15/05/2007	14:39:20	-21,1975	55,8014	358,458
150515	3041,031	0,110	-9,9	8,9	1,4	-0,046	120	0	15/05/2007	15:10:41	-21,1971	55,8034	340,020
150516	3101,037	0,091	1,3	4,7	1,4	-0,001	120	0	15/05/2007	16:06:23	-21,2118	55,8144	111,032
150517	3096,241	0,102	-5,0	8,9	1,4	0,014	120	0	15/05/2007	16:25:35	-21,2119	55,8119	133,647
NDLb	3066,476	0,143	-3,6	-5,2	1,3	0,040	120	3	15/05/2007	17:01:19	-21,1615	55,8235	66,580
GLACb	2823,362	0,219	-3,5	0,0	1,5	0,068	120	0	15/05/2007	19:35:28	-21,2273	55,5507	1292,493
GLA Ca	2824,062	0,163	-1,5	-5,4	1,4	0,203	120	0	16/05/2007	06:52:03	-21,2273	55,5507	1292,493
160501	2775,194	0,109	-7,8	-3,0	1,5	0,138	120	0	16/05/2007	09:12:56	-21,1840	55,5594	1568,706
160502	2776,565	0,229	-0,2	1,6	1,3	0,126	120	4	16/05/2007	09:24:49	-21,1877	55,5608	1560,885
160503	2779,669	0,124	7,5	-2,0	1,3	0,113	120	0	16/05/2007	09:36:23	-21,1920	55,5625	1543,138
160504	2775,534	0,148	-0,4	-0,5	1,3	0,105	120	0	16/05/2007	09:43:51	-21,1958	55,5640	1553,498
160505	2772,790	0,176	-2,2	1,0	1,4	0,089	120	0	16/05/2007	09:57:14	-21,1986	55,5671	1556,521
160506	2772,120	0,194	6,9	0,7	1,3	0,077	120	0	16/05/2007	10:07:10	-21,1989	55,5715	1569,859
160507	2772,310	0,154	-3,9	2,0	1,3	0,063	120	0	16/05/2007	10:19:35	-21,2026	55,5729	1567,718
GLA Cb	2823,528	0,111	4,4	-2,7	1,4	0,045	120	0	16/05/2007	10:34:29	-21,2273	55,5507	1292,493
160508	2945,504	0,157	5,5	-1,9	1,4	-0,029	120	0	16/05/2007	11:40:47	-21,3131	55,5463	657,197
160509	2934,780	0,139	-0,5	1,5	1,3	-0,040	120	0	16/05/2007	11:51:03	-21,3118	55,5507	710,739
160510	2930,045	0,142	8,2	1,9	1,3	-0,050	120	0	16/05/2007	12:02:11	-21,3097	55,5545	737,658
160511	2921,578	0,121	-2,9	8,3	1,3	-0,058	120	0	16/05/2007	12:11:37	-21,3062	55,5563	777,729
160512	2904,688	0,160	1,3	-1,7	1,3	-0,069	120	0	16/05/2007	12:24:51	-21,3037	55,5609	860,556
160513	2898,580	0,161	-1,8	4,4	1,3	-0,077	120	0	16/05/2007	12:36:51	-21,3020	55,5651	893,039
160514	2881,445	0,125	2,5	-4,2	1,3	-0,091	120	0	16/05/2007	13:01:40	-21,3006	55,5690	974,107
160515	2871,331	0,116	6,8	-0,8	1,5	-0,103	120	0	16/05/2007	14:20:03	-21,2983	55,5726	1034,659
160516	2865,201	0,115	1,9	2,3	1,4	-0,100	120	0	16/05/2007	14:31:19	-21,2963	55,5761	1059,440
160517	2855,095	0,154	9,2	-2,8	1,4	-0,095	120	0	16/05/2007	14:46:12	-21,2929	55,5778	1105,473
160518	2843,944	0,173	5,4	0,0	1,4	-0,088	120	0	16/05/2007	15:04:12	-21,2896	55,5800	1159,574
160519	2828,669	0,133	6,1	-0,5	1,4	-0,081	120	0	16/05/2007	15:17:53	-21,2867	55,5825	1233,619
160520	2814,472	0,169	2,0	-3,2	1,4	-0,072	120	0	16/05/2007	15:31:12	-21,2848	55,5860	1302,546
160521	2796,422	0,122	8,2	3,8	1,4	-0,065	120	0	16/05/2007	15:43:49	-21,2842	55,5905	1383,022
160522	2779,794	0,159	0,2	-1,2	1,4	-0,056	120	0	16/05/2007	15:55:27	-21,2823	55,5941	1457,167
160523	2761,351	0,152	0,8	2,9	1,5	-0,043	120	0	16/05/2007	16:13:10	-21,2809	55,5978	1527,613
160524	2739,437	0,185	-2,1	3,0	1,5	-0,025	120	0	16/05/2007	16:36:03	-21,2800	55,6013	1599,004
GLA Cc	2823,620	0,099	5,7	1,1	1,5	0,054	120	0	16/05/2007	18:46:01	-21,2273	55,5507	1292,493

Plaine des Cafres

GLACa	2824,147	0,079	-1,6	-4,6	1,4	0,164	120	0	17/05/2007	06:17:10	-21,2273	55,5507	1292,493
BELa	2606,266	0,075	-9,4	-14,3	1,4	0,198	120	0	17/05/2007	08:21:14	-21,2253	55,6849	2359,733
PABa	2644,973	0,062	-0,3	5,6	1,5	0,184	120	0	17/05/2007	08:55:02	-21,2242	55,6929	2217,348
170501	2615,202	0,084	-5,4	5,6	1,5	0,105	120	0	17/05/2007	10:26:32	-21,2505	55,7010	2328,220
170502	2629,452	0,085	11,6	-1,7	1,4	0,086	120	0	17/05/2007	10:43:35	-21,2524	55,7010	2263,507
170503	2641,942	0,076	-0,3	4,7	1,4	0,066	120	0	17/05/2007	11:00:56	-21,2546	55,7011	2215,123
170504	2647,968	0,083	8,7	-0,2	1,4	0,049	120	0	17/05/2007	11:15:46	-21,2563	55,7003	2193,499
170505	2652,324	0,080	-0,1	1,3	1,4	0,031	120	0	17/05/2007	11:30:38	-21,2579	55,6995	2175,294
170506	2659,973	0,063	5,7	-2,3	1,5	0,012	120	0	17/05/2007	11:47:53	-21,2600	55,6988	2144,472
170507	2663,297	0,077	7,9	-10,0	1,5	-0,016	120	0	17/05/2007	12:14:22	-21,2616	55,6980	2130,508
170508	2666,138	0,085	4,2	8,5	1,5	-0,035	120	16	17/05/2007	12:33:34	-21,2634	55,6971	2117,096
170509	2670,361	0,071	-1,3	4,8	1,5	-0,060	120	0	17/05/2007	13:02:07	-21,2656	55,6951	2095,942
170510	2671,869	0,080	2,0	-1,7	1,5	-0,092	120	0	17/05/2007	13:57:43	-21,2672	55,6942	2087,196
170511	2674,726	0,069	-4,5	-3,6	1,5	-0,097	120	0	17/05/2007	14:15:52	-21,2689	55,6937	2071,759
170512	2674,317	0,084	1,5	-0,6	1,5	-0,100	120	0	17/05/2007	14:28:33	-21,2708	55,6933	2069,087
170513	2672,318	0,076	2,3	-0,3	1,5	-0,101	120	0	17/05/2007	14:45:17	-21,2688	55,6900	2082,651
170514	2668,364	0,069	0,6	-2,1	1,5	-0,100	120	0	17/05/2007	15:03:48	-21,2661	55,6875	2105,242
170515	2667,454	0,071	-0,7	-5,8	1,5	-0,096	120	0	17/05/2007	15:22:47	-21,2629	55,6853	2114,723
170516	2666,294	0,062	-0,7	-3,5	1,5	-0,092	120	0	17/05/2007	15:36:25	-21,2595	55,6839	2127,161
170517	2664,595	0,052	-1,8	2,1	1,5	-0,084	120	0	17/05/2007	15:56:40	-21,2559	55,6826	2141,224
170518	2660,166	0,083	8,3	-5,3	1,5	-0,074	120	3	17/05/2007	16:15:47	-21,2521	55,6827	2170,111
PABb	2644,777	0,058	6,4	-1,1	1,6	-0,020	120	0	17/05/2007	17:37:48	-21,2242	55,6929	2217,348
BELb	2605,981	0,060	-7,5	-5,9	1,5	0,014	120	0	17/05/2007	18:33:38	-21,2253	55,6849	2359,733
GLACb	2823,962	0,087	1,9	2,4	1,5	0,026	120	0	17/05/2007	21:25:54	-21,2273	55,5507	1292,493
GLACa	2824,766	0,055	2,0	1,9	1,4	0,145	120	0	18/05/2007	06:47:54	-21,2273	55,5507	1292,493
NDLa	3067,623	0,126	1,2	-0,2	1,4	0,190	120	0	18/05/2007	08:46:05	-21,1615	55,8235	66,580
180501	3102,721	0,069	-6,0	-3,1	1,5	0,164	120	0	18/05/2007	09:54:16	-21,2672	55,7959	140,561
180502	3103,855	0,069	-1,0	1,3	1,4	0,159	120	0	18/05/2007	10:02:43	-21,2624	55,7945	137,551
180503	3106,951	0,067	2,7	0,0	1,4	0,151	120	1	18/05/2007	10:13:42	-21,2565	55,7946	128,653
180504	3107,804	0,074	-4,4	5,9	1,4	0,142	120	2	18/05/2007	10:24:38	-21,2518	55,7961	122,912
180505	3111,080	0,081	8,8	4,1	1,4	0,131	120	2	18/05/2007	10:37:28	-21,2463	55,7979	108,499
180506	3114,287	0,058	7,7	-2,8	1,4	0,118	120	1	18/05/2007	10:52:30	-21,2392	55,7998	95,037
180507	3114,778	0,074	-5,7	9,8	1,3	0,109	120	0	18/05/2007	11:01:15	-21,2349	55,7997	93,233
180508	3114,658	0,063	8,7	-8,6	1,4	0,100	120	0	18/05/2007	11:10:37	-21,2309	55,8017	87,899
180509	3114,519	0,062	0,5	-10,2	1,4	0,082	120	0	18/05/2007	11:28:28	-21,2282	55,8046	99,938
180510	3115,186	0,069	8,3	9,2	1,3	0,072	120	0	18/05/2007	11:37:02	-21,2246	55,8062	76,233
180511	3114,978	0,060	1,2	-9,8	1,3	0,051	120	0	18/05/2007	11:57:16	-21,2208	55,8074	70,759
180512	3054,789	0,057	-5,2	0,0	1,6	-0,074	120	1	18/05/2007	14:25:31	-21,2409	55,7808	356,428

210507	2893,582	0,130	9,9	3,3	1,6	0,031	120	0	21/05/2007	14:45:46	-21,2184	55,4931	953,541
210508	2880,908	0,086	3,9	-2,7	1,6	0,026	120	0	21/05/2007	14:54:29	-21,2148	55,4937	1014,338
210509	2872,445	0,092	-0,8	4,7	1,6	0,020	120	0	21/05/2007	15:04:26	-21,2108	55,4925	1060,105
GLA Cb	2824,695	0,143	4,6	-3,9	1,8	-0,047	120	0	21/05/2007	18:40:45	-21,2273	55,5507	1292,493
GLA Ca	2825,197	0,116	-0,9	-1,5	1,7	-0,002	120	0	22/05/2007	06:51:20	-21,2273	55,5507	1292,493
220501	3087,489	0,097	-7,6	E	1,7	0,068	120	0	22/05/2007	09:24:57	-21,2507	55,3228	18,238
220502	3080,767	0,103	4,9	1,9	1,6	0,074	120	0	22/05/2007	09:38:01	-21,2472	55,3244	50,767
220503	3056,133	0,086	1,9	4,8	1,6	0,078	120	0	22/05/2007	09:47:37	-21,2464	55,3303	162,173
220504	3045,755	0,081	1,4	-2,7	1,7	0,082	120	0	22/05/2007	09:58:40	-21,2431	55,3308	212,198
220505	3033,131	0,075	-7,6	11,2	1,6	0,085	120	0	22/05/2007	10:07:27	-21,2403	55,3333	272,115
220506	3019,963	0,107	8,7	9,3	1,6	0,089	120	0	22/05/2007	10:17:55	-21,2371	55,3372	336,067
220507	3009,172	0,113	9,2	-4,7	1,6	0,092	120	0	22/05/2007	10:26:48	-21,2360	55,3421	389,818
220508	3000,957	0,086	-0,5	-4,2	1,6	0,094	120	0	22/05/2007	10:34:31	-21,2324	55,3443	434,364
220509	2985,075	0,081	-1,7	3,2	1,6	0,096	120	4	22/05/2007	10:44:35	-21,2289	55,3443	507,366
220510	2964,901	0,101	-11,1	-0,5	1,6	0,102	120	0	22/05/2007	11:11:13	-21,2259	55,3467	605,547
220511	2945,662	0,104	3,5	-12,1	1,6	0,104	120	0	22/05/2007	11:36:21	-21,2243	55,3505	691,599
220512	2944,507	0,097	4,2	-3,3	1,6	0,105	120	0	22/05/2007	11:51:22	-21,2216	55,3466	699,007
220513	2935,854	0,076	4,1	-3,5	1,6	0,105	120	0	22/05/2007	12:00:48	-21,2176	55,3439	737,230
220514	2925,120	0,101	6,7	9,6	1,6	0,104	120	0	22/05/2007	12:09:39	-21,2145	55,3462	795,819
220515	2915,384	0,075	3,6	-3,5	1,7	0,104	120	0	22/05/2007	12:21:11	-21,2115	55,3494	845,688
220516	2907,838	0,087	-4,8	7,6	1,6	0,103	120	0	22/05/2007	12:28:49	-21,2091	55,3522	889,892
220517	2895,569	0,102	0,0	1,9	1,7	0,101	120	0	22/05/2007	12:38:26	-21,2066	55,3551	951,516
220518	2878,344	0,120	-5,4	-3,2	1,6	0,098	120	0	22/05/2007	12:57:37	-21,2027	55,3571	1038,898
220519	2872,776	0,102	3,6	0,4	1,6	0,086	120	4	22/05/2007	13:38:53	-21,1987	55,3564	1075,032
220520	2847,816	0,080	4,8	1,4	1,6	0,082	120	0	22/05/2007	13:49:31	-21,1952	55,3595	1186,167
220521	2826,330	0,101	1,8	-0,2	1,7	0,076	120	0	22/05/2007	14:05:11	-21,1918	55,3617	1293,519
220522	2814,333	0,106	5,3	-0,4	1,6	0,071	120	0	22/05/2007	14:15:41	-21,1888	55,3632	1351,025
220523	2801,738	0,114	-2,5	0,4	1,7	0,066	120	0	22/05/2007	14:27:25	-21,1858	55,3652	1412,879
220524	2783,610	0,186	4,0	-0,7	1,7	0,062	120	5	22/05/2007	14:36:39	-21,1832	55,3686	1499,392
220525	2770,723	0,093	5,6	-0,1	1,7	0,058	120	0	22/05/2007	14:45:11	-21,1827	55,3725	1563,022
220526	2754,114	0,119	6,2	-0,4	1,6	0,053	120	0	22/05/2007	14:54:01	-21,1816	55,3779	1642,128
220527	2739,543	0,144	1,3	-3,4	1,7	0,049	120	0	22/05/2007	15:03:37	-21,1773	55,3779	1708,406
220528	2733,080	0,113	0,7	-2,9	1,7	0,046	120	0	22/05/2007	15:10:35	-21,1741	55,3765	1742,101
220529	2734,726	0,069	5,4	0,9	1,7	0,040	120	0	22/05/2007	15:22:56	-21,1720	55,3730	1730,681
220530	2736,421	0,122	0,6	-1,4	1,7	0,036	120	0	22/05/2007	15:29:50	-21,1696	55,3694	1718,205
220531	2741,810	0,135	0,4	-1,5	1,7	0,031	120	0	22/05/2007	15:39:14	-21,1672	55,3663	1691,631
GLA Cb	2825,264	0,133	-4,0	-2,1	1,8	-0,024	120	0	22/05/2007	17:45:17	-21,2273	55,5507	1292,493
GLA Ca	2825,529	0,106	-4,4	-2,9	1,7	-0,006	120	0	23/05/2007	06:46:18	-21,2273	55,5507	1292,493

Etang Sale

Pls

240505	2657,850	0,160	8,5	5,3	1,7	0,028	120	6	24/05/2007	10:46:52	-21,2424	55,6829	2197,514
240506	2657,626	0,135	4,7	1,4	1,7	0,031	120	0	24/05/2007	10:57:18	-21,2405	55,6836	2198,362
240507	2657,302	0,137	-3,2	-0,9	1,7	0,034	120	0	24/05/2007	11:07:55	-21,2384	55,6838	2200,018
240508	2656,163	0,099	-3,0	5,6	1,7	0,039	120	0	24/05/2007	11:21:15	-21,2354	55,6840	2203,034
240509	2656,273	0,099	4,4	3,3	1,7	0,042	120	0	24/05/2007	11:32:05	-21,2336	55,6855	2201,592
240510	2655,285	0,110	-5,6	9,3	1,7	0,045	120	0	24/05/2007	11:41:29	-21,2320	55,6867	2203,745
240511	2653,640	0,147	-5,6	4,3	1,7	0,048	120	0	24/05/2007	11:50:51	-21,2308	55,6881	2208,755
240512	2653,137	0,103	0,2	0,9	1,7	0,051	120	0	24/05/2007	12:00:35	-21,2293	55,6895	2223,726
240513	2651,332	0,119	8,2	-4,4	1,7	0,053	120	0	24/05/2007	12:09:36	-21,2278	55,6905	2212,953
240514	2649,442	0,123	7,8	-2,9	1,7	0,057	120	0	24/05/2007	12:21:01	-21,2265	55,6922	2216,091
240515	2648,058	0,091	-0,4	-2,4	1,6	0,060	120	0	24/05/2007	12:34:29	-21,2264	55,6936	2219,327
240516	2646,733	0,099	-7,2	3,0	1,6	0,063	120	1	24/05/2007	12:48:51	-21,2284	55,6951	2225,257
240517	2647,220	0,086	0,2	-1,0	1,8	0,072	120	0	24/05/2007	13:40:42	-21,2265	55,6956	2217,359
240518	2647,326	0,074	6,6	-1,8	1,8	0,074	120	1	24/05/2007	13:55:37	-21,2266	55,6979	2214,695
240519	2648,557	0,137	-0,8	-4,2	1,7	0,074	120	0	24/05/2007	14:06:37	-21,2265	55,6999	2206,291
240520	2649,072	0,176	0,6	-4,7	1,7	0,075	120	0	24/05/2007	14:17:06	-21,2264	55,7019	2199,830
240521	2650,041	0,076	-4,8	-5,2	1,7	0,075	120	6	24/05/2007	14:28:10	-21,2265	55,7039	2190,762
240522	2652,730	0,148	-3,1	-2,5	1,7	0,073	120	0	24/05/2007	14:52:55	-21,2262	55,7052	2176,181
240523	2648,125	0,171	4,6	-0,7	1,7	0,070	120	0	24/05/2007	15:16:26	-21,2226	55,6999	2202,061
240524	2646,733	0,102	-1,5	3,5	1,7	0,068	120	0	24/05/2007	15:27:45	-21,2216	55,6982	2204,956
240525	2645,718	0,169	1,0	0,7	1,7	0,066	120	0	24/05/2007	15:38:20	-21,2214	55,6963	2209,129
240526	2644,675	0,127	5,9	1,6	1,7	0,061	120	0	24/05/2007	15:55:05	-21,2217	55,6942	2215,147
240527	2646,590	0,139	3,4	-1,9	1,7	0,059	120	0	24/05/2007	16:05:45	-21,2229	55,6930	2214,512
BELb	2646,759	0,130	-1,3	-2,6	1,7	0,055	120	0	24/05/2007	16:15:13	-21,2242	55,6929	2217,348
240528	2613,591	0,123	2,1	0,5	1,8	0,036	120	0	24/05/2007	17:07:29	-21,2223	55,6891	2324,039
240529	2607,521	0,143	-0,1	-0,1	1,8	0,031	120	0	24/05/2007	17:18:38	-21,2232	55,6873	2358,584
240530	2606,001	0,133	1,5	1,9	1,8	0,027	120	0	24/05/2007	17:27:14	-21,2245	55,6859	2359,523
PABb	2607,964	0,134	9,8	-3,0	1,7	0,023	120	0	24/05/2007	17:36:36	-21,2253	55,6849	2359,733
GLACb	2825,767	0,229	5,5	0,8	1,8	-0,009	120	0	24/05/2007	18:50:00	-21,2273	55,5507	1292,493
GLACa	2826,255	0,214	-4,3	-2,7	1,6	0,025	120	0	25/05/2007	06:50:26	-21,2273	55,5507	1292,493
SABa	2630,116	0,150	-3,8	-4,2	1,8	0,004	120	0	25/05/2007	07:58:27	-21,2311	55,6527	2269,521
250501	2630,783	0,144	-1,4	-2,6	1,8	-0,003	120	0	25/05/2007	08:34:53	-21,2392	55,6614	2288,319
250502	2618,640	0,218	6,3	3,7	1,7	-0,005	120	0	25/05/2007	08:49:49	-21,2394	55,6636	2331,086
250503	2620,611	0,114	-3,8	0,2	1,8	-0,007	120	0	25/05/2007	09:09:18	-21,2421	55,6652	2325,917
250504	2614,201	0,116	-0,4	-1,4	1,8	-0,008	120	0	25/05/2007	09:27:49	-21,2415	55,6672	2353,383
250505	2612,671	0,134	4,0	2,1	1,8	-0,008	120	0	25/05/2007	09:56:25	-21,2402	55,6690	2364,161
250506	2613,109	0,155	6,2	-3,2	1,8	-0,003	120	0	25/05/2007	10:35:27	-21,2408	55,6716	2379,362
250507	2616,106	0,111	-2,2	6,7	1,8	-0,001	120	0	25/05/2007	10:48:17	-21,2404	55,6735	2355,436
Plaine des Sables													

300506	2942,269	0,167	0,7	6,7	1,7	-0,026	120	0	30/05/2007	11:11:19	-21,2036	55,3328	732,581
300507	2937,282	0,249	7,8	3,1	1,7	-0,034	120	11	30/05/2007	11:22:29	-21,2012	55,3296	742,867
300508	2934,409	0,122	4,9	-3,9	1,7	-0,040	120	0	30/05/2007	11:31:06	-21,1972	55,3282	749,437
300509	2933,524	0,154	7,4	0,2	1,7	-0,045	120	1	30/05/2007	11:39:10	-21,1934	55,3288	756,020
300510	2931,338	0,145	-12,6	-6,8	1,7	-0,051	120	1	30/05/2007	11:49:23	-21,1895	55,3297	765,910
300511	2928,614	0,163	-6,2	-8,3	1,7	-0,057	120	0	30/05/2007	12:01:35	-21,1839	55,3290	775,840
300512	2922,810	0,126	0,1	1,4	1,7	-0,062	120	11	30/05/2007	12:10:18	-21,1789	55,3276	801,883
300513	2920,081	0,180	5,9	1,4	1,7	-0,065	120	2	30/05/2007	12:18:06	-21,1747	55,3283	819,883
300514	2918,536	0,159	6,0	0,1	1,7	-0,069	120	0	30/05/2007	12:28:18	-21,1708	55,3283	823,433
300515	2914,985	0,159	-0,5	-2,3	1,8	-0,073	120	4	30/05/2007	12:43:34	-21,1665	55,3286	838,076
300516	2913,177	0,136	-10,8	2,9	1,9	-0,076	120	0	30/05/2007	13:41:03	-21,1622	55,3289	846,803
300517	2908,932	0,155	6,8	-4,7	1,8	-0,075	120	0	30/05/2007	13:49:07	-21,1582	55,3268	865,327
300518	2906,295	0,150	-7,2	11,0	1,8	-0,072	120	0	30/05/2007	14:03:17	-21,1542	55,3241	872,136
300519	2904,978	0,135	5,2	0,5	1,7	-0,069	120	0	30/05/2007	14:13:07	-21,1510	55,3201	877,825
300520	2906,175	0,156	0,7	-0,9	1,8	0,066	120	0	30/05/2007	14:23:09	-21,1466	55,3176	861,872
300521	2907,454	0,196	-4,4	-2,5	1,7	-0,061	120	4	30/05/2007	14:38:30	-21,1427	55,3145	848,611
300522	2906,008	0,171	1,9	-1,5	1,7	-0,056	120	0	30/05/2007	14:48:20	-21,1377	55,3122	857,409
300523	2906,289	0,174	1,8	1,5	1,7	-0,052	120	0	30/05/2007	14:58:30	-21,1334	55,3106	855,249
300524	2911,717	0,174	8,8	-4,7	1,7	-0,047	120	0	30/05/2007	15:08:23	-21,1302	55,3053	819,823
300501b	2951,211	0,142	-6,6	-7,7	1,8	-0,027	120	0	30/05/2007	15:44:21	-21,2231	55,3481	696,211
300525	3014,701	0,127	-1,3	4,4	1,8	-0,018	120	0	30/05/2007	16:01:25	-21,2414	55,3426	362,673
300526	3019,973	0,151	8,3	-2,1	1,8	-0,013	120	0	30/05/2007	16:10:11	-21,2414	55,3479	338,665
300527	3023,433	0,172	-3,4	-2,3	1,8	-0,001	120	0	30/05/2007	16:30:43	-21,2434	55,3529	319,994
300528	3023,451	0,148	0,9	-0,1	1,7	0,002	120	4	30/05/2007	16:38:54	-21,2433	55,3577	316,365
300501c	2951,217	0,131	-0,9	-0,1	1,7	0,012	120	0	30/05/2007	16:57:16	-21,2231	55,3481	696,211
GLACb	2828,290	0,147	9,7	0,2	1,8	0,043	120	0	30/05/2007	18:43:23	-21,2273	55,5507	1292,493
GLACa	2829,221	0,110	0,2	-0,7	1,8	0,171	120	0	01/06/2007	07:43:43	-21,2273	55,5507	1292,493
010601	2967,579	0,067	5,4	-3,6	1,8	0,106	120	0	01/06/2007	09:54:08	-21,2337	55,4811	612,923
010602	2974,941	0,088	-2,4	5,4	1,7	0,093	120	0	01/06/2007	10:09:08	-21,2377	55,4805	574,916
010603	2981,734	0,096	-2,2	9,3	1,7	0,084	120	4	01/06/2007	10:19:35	-21,2419	55,4806	542,347
010604	2990,915	0,081	0,1	0,0	1,7	0,075	120	0	01/06/2007	10:28:26	-21,2466	55,4795	494,474
010605	3001,015	0,093	5,2	-2,2	1,7	0,067	120	0	01/06/2007	10:36:06	-21,2496	55,4762	445,367
010606	3016,596	0,120	1,3	-10,8	1,8	0,052	120	0	01/06/2007	10:51:30	-21,2477	55,4654	371,774
010607	3009,388	0,077	-7,2	8,3	1,7	0,037	120	0	01/06/2007	11:06:44	-21,2433	55,4649	407,557
010608	3002,368	0,101	-2,2	10,7	1,7	0,026	120	0	01/06/2007	11:17:48	-21,2388	55,4646	443,512
010609	3000,148	0,098	6,7	-1,5	1,7	0,011	120	0	01/06/2007	11:33:24	-21,2351	55,4636	456,618
010610	3005,411	0,107	11,5	-4,1	1,7	-0,009	120	0	01/06/2007	11:55:57	-21,2357	55,4677	433,601
010611	3003,517	0,081	-5,6	-10,6	1,8	-0,027	120	0	01/06/2007	12:17:50	-21,2322	55,4695	443,655
010612	2995,626	0,062	0,6	6,5	1,7	-0,035	120	0	01/06/2007	12:27:14	-21,2276	55,4696	480,855
Entre-Deux - Dimittre													

010613	2987,900	0,106	9,3	6,2	1,7	-0,042	120	0	01/06/2007	12:36:50	-21,2229	55,4685	523,322
010614	2868,602	0,081	-9,1	6,3	1,9	-0,085	120	0	01/06/2007	14:30:17	-21,2069	55,4909	1103,797
GLA Cb	2828,925	0,088	-3,1	-1,9	1,9	-0,028	120	0	01/06/2007	17:06:31	-21,2273	55,5507	1292,493

CG-3M SURVEY		CG-3M SETUP PARAMETERS	
Survey name:	2004	Gref (mGal):	0
Instrument S/N:	808424	Gcall:	6159,022
Client:	Scintrex	Gcal2:	0
Operator:	LMV	Tilt x sensit.:	265,5
LONG:	55,70 W	Tilt y sensit.:	285,2
LAT:	21,25 S	Tempco (mGal/K):	-0,1217
ZONE:	0	Drift:	0
GMT DIFF (H):	-4	DriftTime Start:	19:38:16
		DriftDate Start:	27/01/2004

GRAVIMETRIE										POSITIONNEMENT			
N° STATION	GRAVITE (mGal)	SD (mGal)	TILT X (arcsec)	TILT Y (arcsec)	T° int (mK)	ETC (mGal)	DUREE (s)	REJET	DATE (jj:mm:aa)	H GMT (hh:mm:ss)	LAT (dd)	LONG (dd)	ALT (m)
800,E	4721,575	-0,185	-8,0	2,0	0,163	-0,043	120	3	23/02/2004	09:26:28	55,5509	-21,2271	1309,238
XXX,E	4670,979	-0,215	-4,5	6,5	0,162	-0,010	120	0	23/02/2004	10:13:30	55,5719	-21,2086	1550,000
800,E	4721,615	-0,005	-1,5	4,5	0,173	0,020	120	0	23/02/2004	10:49:05	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4714,122	0,224	1,0	2,0	-0,030	0,024	120	0	12/02/2004	13:31:45	55,5509	-21,2271	1309,238
1,E	4659,225	0,266	3,0	12,0	-0,040	0,043	120	0	12/02/2004	14:23:05	55,5767	-21,2040	1585,447
2,E	4616,034	0,325	-7,0	3,5	-0,045	0,052	120	0	12/02/2004	14:51:39	55,6029	-21,2014	1783,201
3,E	4587,802	0,267	0,0	4,0	-0,040	0,056	120	0	12/02/2004	15:15:05	55,6079	-21,2083	1911,548
4,E	4601,414	0,311	-8,0	4,0	-0,050	0,060	120	0	12/02/2004	15:39:21	55,6033	-21,2130	1832,214
5,E	4598,943	0,306	9,0	0,0	-0,090	0,061	120	0	12/02/2004	16:02:32	55,6011	-21,2201	1834,170
6,E	4577,377	0,325	-7,5	-0,5	-0,125	0,060	120	0	12/02/2004	16:30:18	55,6023	-21,2281	1896,384
7,E	4571,449	0,309	-9,0	7,0	-0,140	0,057	120	0	12/02/2004	16:54:13	55,6043	-21,2229	1930,735
8,E	4569,855	0,252	-13,0	-2,0	-0,150	0,051	120	0	12/02/2004	17:18:13	55,6073	-21,2166	1948,858
9,E	4565,552	0,354	-5,0	-3,0	-0,150	0,046	120	0	12/02/2004	17:37:07	55,6104	-21,2121	1977,282
10,E	4577,666	0,311	24,0	-5,0	-0,150	0,040	120	0	12/02/2004	17:55:19	55,6095	-21,2094	1938,224
11,E	4538,906	0,220	-12,0	0,0	-0,160	0,028	120	0	12/02/2004	18:26:30	55,6167	-21,2071	2074,775
12,E	4558,931	0,304	0,0	4,0	-0,180	0,023	120	0	12/02/2004	18:36:31	55,6219	-21,2007	2046,669
13,E	4659,431	0,310	16,0	8,0	-0,110	0,012	120	0	12/02/2004	19:01:41	55,5767	-21,2040	1585,447
800,E	4714,245	0,341	3,0	2,0	-0,090	-0,009	120	0	12/02/2004	19:46:44	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4714,506	0,172	2,0	4,0	-0,070	0,096	120	0	13/02/2004	07:11:54	55,5509	-21,2271	1309,238

14,E	4652,403	0,174	1,0	-0,095	0,078	120	0	13/02/2004	07:54:53	55,5845	-21,2099	1616,912
15,E	4644,754	0,204	-1,0	-0,090	0,070	120	1,5	13/02/2004	08:12:04	55,5919	-21,2092	1656,732
16,E	4642,260	0,224	0,5	-0,155	0,062	120	0	13/02/2004	08:26:44	55,5956	-21,2065	1670,750
17,E	4616,432	0,224	-1,5	-0,115	0,055	120	0	13/02/2004	08:41:36	55,6029	-21,2014	1783,201
18,E	4546,762	0,158	-0,5	-0,135	0,044	120	0	13/02/2004	09:04:26	55,6284	-21,1977	2078,507
19,E	4578,589	0,237	21,5	-0,125	0,023	120	0	13/02/2004	09:47:53	55,6172	-21,1948	1955,057
20,E	4562,080	0,197	-3,5	-0,155	0,013	120	0	13/02/2004	10:11:35	55,6225	-21,1939	2027,107
21,E	4552,341	0,1585	-2,5	-0,140	0,005	120	0	13/02/2004	10:34:45	55,6270	-21,1904	2064,622
22,E	4547,794	0,1895	-10,5	-0,090	-0,004	120	0	13/02/2004	11:03:59	55,6304	-21,1937	2089,343
23,E	4531,772	0,188	-4,5	-0,110	-0,008	120	0	13/02/2004	11:22:31	55,6383	-21,1943	2149,828
24,E	4493,135	0,1635	-5,0	-0,125	-0,011	120	0	13/02/2004	11:41:46	55,6474	-21,2006	2311,886
25,E	4480,880	0,1335	-5,0	-0,085	-0,013	120	0	13/02/2004	12:34:27	55,6535	-21,2094	2385,909
27,E	4477,258	0,1185	-4,5	-0,075	-0,005	120	0	13/02/2004	13:48:04	55,6634	-21,2006	2360,650
30,E	4545,904	0,167	-7,0	-0,050	0,012	120	0	13/02/2004	15:11:11	55,6712	-21,1853	2082,342
31,E	4616,675	0,145	1,0	0,080	0,018	120	0	13/02/2004	15:46:42	55,6029	-21,2014	1783,201
800,E	4714,803	0,161	-8,0	0,070	0,023	120	0	13/02/2004	16:15:51	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4715,726	0,183333	-12,0	-0,150	0,102	120	0	15/02/2004	06:29:02	55,5509	-21,2271	1309,238
32,E	4666,831	0,118	-6,5	-0,120	0,134	120	1	15/02/2004	07:56:29	55,5781	-21,2332	1542,779
33,E	4692,007	0,103	-9,0	-0,140	0,137	120	0	15/02/2004	08:18:40	55,5708	-21,2394	1419,711
34,E	4720,616	0,116	-11,0	0,010	0,137	120	0	15/02/2004	08:40:05	55,5617	-21,2459	1270,583
35,E	4738,559	0,114	-7,0	0,050	0,136	120	0	15/02/2004	08:55:46	55,5569	-21,2509	1178,640
36,E	4782,053	0,106	-32,0	0,105	0,132	120	0	15/02/2004	09:17:52	55,5473	-21,2543	973,137
37,E	4757,208	0,1095	-19,5	0,080	0,123	120	0	15/02/2004	09:49:52	55,5497	-21,2433	1101,533
800,E	4715,837	0,118	-15,5	-2,0	0,085	120	0	15/02/2004	10:13:45	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4715,837	0,118	-15,5	-2,0	0,085	120	0	15/02/2004	10:13:45	55,5509	-21,2271	1309,238
38,E	4637,449	0,161	-9,0	0,018	0,091	120	0,75	15/02/2004	10:56:17	55,5900	-21,2448	1658,295
39,E	4627,788	0,137	-12,0	0,015	0,076	120	0	15/02/2004	11:19:15	55,5938	-21,2462	1699,661
40,E	4656,327	0,146	32,5	0,045	0,066	120	0	15/02/2004	11:36:54	55,5873	-21,2516	1571,491
41,E	4692,079	0,121	19,0	0,030	0,054	120	0	15/02/2004	11:54:10	55,5775	-21,2524	1411,206
42,E	4703,703	0,119	1,0	0,035	0,043	120	0	15/02/2004	12:11:06	55,5758	-21,2595	1351,099
43,E	4731,145	0,1115	-7,5	0,065	0,031	120	0	15/02/2004	12:28:29	55,5685	-21,2651	1217,733
44,E	4747,638	0,12	31,0	0,075	0,018	120	0	15/02/2004	12:48:02	55,5638	-21,2690	1135,905
45,E	4775,651	0,1145	-9,5	0,085	0,006	120	0	15/02/2004	13:09:00	55,5534	-21,2728	993,319
46,E	4653,847	0,134	-16,5	0,125	-0,023	120	0	15/02/2004	14:02:12	55,5845	-21,2099	1616,912
47,E	4643,704	0,127	-122,5	0,060	-0,031	120	0	15/02/2004	14:20:06	55,5956	-21,2065	1670,750
48,E	4589,622	0,122	-8,5	0,025	-0,039	120	0	15/02/2004	14:42:25	55,6079	-21,2083	1911,548
49,E	4579,310	0,1495	-21,0	0,025	-0,045	120	1,5	15/02/2004	15:03:42	55,6095	-21,2094	1938,224
50,E	4567,276	0,1615	-9,0	0,000	-0,049	120	0,5	15/02/2004	15:23:01	55,6104	-21,2121	1977,282
51,E	4540,621	0,139	-10,5	-0,005	-0,051	120	1,5	15/02/2004	15:42:01	55,6167	-21,2071	2074,775
52,E	4560,657	0,164	-2,0	-0,025	-0,052	120	0	15/02/2004	16:00:04	55,6219	-21,2007	2046,669

800,E	4716,012	0,121	-12,0	0,0	0,080	-0,048	120	0	15/02/2004	16:53:27	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4716,414	0,1295	-12,0	-4,0	-0,015	0,066	120	0	16/02/2004	06:32:23	55,5509	-21,2271	1309,238
53,E	4646,710	0,154	-2,7	0,3	-0,047	0,123	120	2,33333333	16/02/2004	07:52:10	55,5919	-21,2092	1656,732
54,E	4499,125	0,122	0,0	6,0	-0,090	0,149	120	0	16/02/2004	08:45:18	55,6849	-21,2253	2359,652
55,E	4505,903	0,109	-6,0	-3,0	-0,235	0,159	120	0	16/02/2004	09:40:41	55,6772	-21,2305	2356,197
56,E	4511,568	0,1525	-4,5	-4,5	-0,110	0,156	120	0	16/02/2004	10:10:30	55,6723	-21,2319	2338,677
57,E	4526,153	0,1065	-1,5	2,5	-0,165	0,146	120	0,5	16/02/2004	10:44:36	55,6606	-21,2317	2274,232
58,E	4525,997	0,0985	2,5	-3,5	-0,130	0,134	120	0	16/02/2004	11:09:24	55,6563	-21,2376	2266,790
59,E	4569,285	0,094	-4,5	-2,0	-0,095	0,093	120	0	16/02/2004	12:11:22	55,6613	-21,2509	2058,987
60,E	4584,248	0,0955	4,0	1,0	-0,100	0,074	120	0	16/02/2004	12:35:04	55,6621	-21,2545	1981,264
61,E	4626,848	0,09	-2,5	1,5	-0,065	0,021	120	0	16/02/2004	13:37:53	55,6632	-21,2605	1771,626
62,E	4517,665	0,104	-4,0	-10,5	0,025	-0,062	120	0	16/02/2004	15:46:17	55,6676	-21,2496	2291,138
63,E	4513,323	0,0995	-3,5	-12,0	-0,040	-0,072	120	0	16/02/2004	16:24:06	55,6760	-21,2516	2319,981
64,E	4510,382	0,0895	0,0	-9,5	-0,210	-0,072	120	0	16/02/2004	17:26:12	55,6682	-21,2431	2335,912
65,E	4503,119	0,1205	-3,5	1,5	-0,195	-0,061	120	1	16/02/2004	18:07:55	55,6708	-21,2372	2372,301
801,E	4499,432	0,097	1,5	4,0	-0,210	-0,040	120	0	16/02/2004	18:59:54	55,6849	-21,2253	2359,652
800,E	4716,845	0,1475	-6,0	1,5	-0,060	-0,012	120	2	16/02/2004	19:59:42	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4717,112	0,132	-8,5	-1,0	-0,200	0,041	120	1	17/02/2004	06:59:54	55,5509	-21,2271	1309,238
66,E	4619,031	0,1415	-11,0	-0,5	-0,220	0,095	120	0	17/02/2004	07:57:58	55,6029	-21,2014	1783,201
801,E	4499,822	0,148	2,5	1,5	-0,225	0,141	120	0	17/02/2004	08:52:26	55,6849	-21,2253	2359,652
68,E	4526,354	0,1375	0,5	1,5	-0,285	0,164	120	0,5	17/02/2004	09:32:04	55,6574	-21,2275	2280,538
69,E	4526,396	0,1365	0,0	-5,0	-0,260	0,173	120	0	17/02/2004	09:55:28	55,6605	-21,2238	2281,779
70,E	4524,052	0,142	6,5	4,0	-0,250	0,178	120	0	17/02/2004	10:19:29	55,6588	-21,2196	2275,201
71,E	4515,473	0,124	1,3	-4,0	-0,107	0,178	120	0	17/02/2004	10:52:59	55,6672	-21,2189	2309,302
72,E	4525,179	0,12	-7,0	-2,5	-0,070	0,170	120	0	17/02/2004	11:23:49	55,6651	-21,2263	2293,043
73,E	4526,922	0,11	-6,0	0,5	-0,080	0,156	120	0	17/02/2004	11:51:57	55,6606	-21,2317	2274,232
74,E	4499,955	0,113	-2,0	-2,7	-0,097	0,137	120	0	17/02/2004	12:20:53	55,6849	-21,2253	2359,652
800,E	4717,387	0,131	-7,0	4,0	0,040	0,075	120	0	17/02/2004	13:29:19	55,5509	-21,2271	1309,238
800,E	4717,387	0,131	-7,0	4,0	0,040	0,075	120	0	17/02/2004	13:29:19	55,5509	-21,2271	1309,238
75,E	4961,336	0,163	9,5	-1,0	-0,010	-0,011	120	0	17/02/2004	14:55:42	55,6306	-21,3798	69,737
76,E	4854,152	0,1556667	27,0	0,3	0,097	-0,041	120	0,33333333	17/02/2004	15:31:50	55,6296	-21,3388	610,228
77,E	4819,644	0,1765	-6,5	27,0	0,135	-0,056	120	0,5	17/02/2004	15:51:34	55,6341	-21,3280	778,375
78,E	4790,886	0,1805	19,0	6,0	0,070	-0,069	120	0	17/02/2004	16:13:34	55,6319	-21,3164	899,129
79,E	4769,551	0,1545	-6,5	0,0	0,060	-0,079	120	0	17/02/2004	16:35:26	55,6325	-21,3075	1002,832
80,E	4759,588	0,143	-14,3	6,3	-0,773	-0,087	120	0	17/02/2004	17:04:36	55,6361	-21,2966	1108,786
81,E	4751,268	0,174	-102,0	93,7	-0,097	-0,089	120	0	17/02/2004	17:29:24	55,6272	-21,2958	1140,394
82,E	4743,070	0,1455	0,5	7,0	0,040	-0,086	120	0	17/02/2004	18:02:18	55,6294	-21,2889	1198,871
83,E	4713,890	0,1295	-2,0	-0,5	0,015	-0,081	120	0	17/02/2004	18:21:46	55,6331	-21,2830	1327,937
84,E	4692,846	0,2015	-3,5	5,5	-0,020	-0,076	120	0	17/02/2004	18:37:48	55,6339	-21,2793	1428,634
800,E	4717,492	0,229	-3,0	4,0	0,050	-0,004	120	3	17/02/2004	20:43:24	55,5509	-21,2271	1309,238

800.E	4717,860	0,172	3,0	-3,0	0,030	0,024	120	2	18/02/2004	07:35:20	55,5509	-21,2271	1309,238
801.E	4500,562	0,106	-1,0	4,0	0,030	0,091	120	0	18/02/2004	08:36:30	55,6849	-21,2253	2359,652
85.E	4517,948	0,2565	-6,0	-10,5	-0,015	0,121	120	0,5	18/02/2004	09:05:45	55,6872	-21,2183	2266,623
86.E	4606,996	0,142	0,0	-3,5	-0,245	0,192	120	0	18/02/2004	11:01:36	55,6795	-21,2067	1889,766
87.E	4617,560	0,1165	-2,5	0,5	-0,195	0,192	120	0	18/02/2004	11:40:23	55,6750	-21,2034	1846,835
88.E	4616,407	0,137	-25,0	9,5	-0,250	0,183	120	0	18/02/2004	12:08:14	55,6721	-21,2043	1851,011
89.E	4613,594	0,1375	6,0	-1,0	-0,240	0,168	120	0	18/02/2004	12:35:51	55,6672	-21,2076	1854,979
90.E	4613,917	0,1305	-2,0	-9,0	-0,180	0,108	120	0	18/02/2004	13:45:05	55,6813	-21,2037	1854,187
91.E	4621,580	0,1725	-5,0	-7,5	-0,235	0,061	120	0	18/02/2004	14:28:33	55,6831	-21,1994	1813,589
92.E	4626,481	0,142	4,0	-4,0	-0,190	0,022	120	0	18/02/2004	15:01:38	55,6887	-21,1977	1787,639
93.E	4629,322	0,139	-5,0	4,0	-0,070	-0,011	120	0	18/02/2004	15:32:21	55,6955	-21,1983	1771,720
94.E	4631,440	0,1475	-4,0	-17,5	-0,050	-0,041	120	0	18/02/2004	16:03:13	55,7009	-21,2017	1768,471
95.E	4622,886	0,114	-4,0	-11,0	-0,140	-0,068	120	0	18/02/2004	16:39:09	55,6924	-21,2068	1812,351
96.E	4576,365	0,1275	2,5	0,5	-0,200	-0,094	120	2	18/02/2004	17:36:46	55,6839	-21,2130	2013,574
97.E	4500,844	0,102	3,5	-4,5	-0,165	-0,088	120	0	18/02/2004	18:55:11	55,6849	-21,2253	2359,652
800.E	4718,278	0,178	-9,0	-4,0	-0,065	-0,055	120	3,5	18/02/2004	19:57:02	55,5509	-21,2271	1309,238
800.E	4718,596	0,197	5,0	1,0	-0,010	-0,031	120	1	19/02/2004	07:30:26	55,5509	-21,2271	1309,238
98.E	4962,560	0,161	-6,0	8,5	-0,015	0,071	120	0,5	19/02/2004	09:01:35	55,6306	-21,3798	69,737
99.E	4750,054	0,0845	-2,5	-1,5	0,165	0,198	120	1,5	19/02/2004	12:17:35	55,6609	-21,2708	1218,252
100.E	4758,996	0,0905	10,0	-1,5	0,120	0,175	120	0	19/02/2004	13:10:04	55,6606	-21,2777	1150,735
101.E	4801,660	0,1075	12,5	-7,0	0,140	0,138	120	0	19/02/2004	13:56:03	55,6572	-21,2810	948,399
102.E	4813,443	0,1015	-8,0	-32,0	0,115	0,108	120	0	19/02/2004	14:25:22	55,6563	-21,2834	879,676
103.E	4821,837	0,1095	-1,0	-1,5	0,135	0,067	120	0	19/02/2004	14:59:57	55,6548	-21,2856	830,185
104.E	4844,666	0,1115	1,0	-0,5	0,125	0,022	120	0	19/02/2004	15:38:24	55,6475	-21,2922	686,107
105.E	4856,724	0,1205	-0,5	-1,5	0,130	-0,024	120	0,5	19/02/2004	16:18:55	55,6443	-21,3001	612,844
106.E	4880,974	0,1275	3,0	-1,0	0,175	-0,059	120	0	19/02/2004	16:56:32	55,6406	-21,3126	489,527
107.E	4928,075	0,1365	-0,5	-4,0	0,145	-0,082	120	0	19/02/2004	17:32:39	55,6476	-21,3451	237,236
108.E	4962,883	0,1403333	-2,3	-1,7	0,150	-0,093	120	0	19/02/2004	17:57:54	55,6306	-21,3798	69,737
800.E	4718,964	0,125	-11,0	-4,0	0,140	-0,094	120	0	19/02/2004	19:11:14	55,5509	-21,2271	1309,238
800.E	4719,317	0,103	3,0	1,0	0,100	-0,071	120	0	20/02/2004	07:24:39	55,5509	-21,2271	1309,238
801.E	4501,985	0,089	-4,5	0,5	0,005	0,004	120	0	20/02/2004	08:45:33	55,6849	-21,2253	2359,652
110.E	4514,439	0,198	-2,0	2,5	-0,030	0,031	120	4,5	20/02/2004	09:08:26	55,6723	-21,2319	2338,677
111.E	4518,497	0,1085	2,5	-1,5	0,020	0,119	120	0	20/02/2004	10:25:14	55,6855	-21,2714	2256,237
112.E	4525,314	0,12	-6,5	-5,5	0,040	0,149	120	0	20/02/2004	10:56:04	55,6822	-21,2793	2196,346
113.E	4532,463	0,133	-1,5	-9,5	0,060	0,173	120	0,5	20/02/2004	11:27:57	55,6840	-21,2870	2138,297
114.E	4513,177	0,126	-1,5	1,0	0,100	0,195	120	0	20/02/2004	12:33:04	55,6946	-21,2759	2260,649
115.E	4530,768	0,156	6,0	13,0	0,010	0,183	120	0	20/02/2004	13:22:54	55,7013	-21,2856	2168,766
116.E	4546,547	0,1435	4,5	-2,5	0,070	0,166	120	0	20/02/2004	13:52:57	55,7038	-21,2924	2079,508
117.E	4578,605	0,1615	8,0	-0,5	0,045	0,128	120	0	20/02/2004	14:36:45	55,7056	-21,3010	1901,960
118.E	4504,125	0,198	1,0	3,5	-0,260	0,004	120	3	20/02/2004	16:24:52	55,6975	-21,2772	2280,119

CG-3M SURVEY		CG-3M SETUP PARAMETERS	
Survey name:	2003	Gref (mGal):	0
Instrument S/N:	808424	Gcall:	6159,022
		Gcall2:	0
Client:	Scintrex	Tilt x sensit.:	265.5
Operator:	LMV	Tilt y sensit.:	285.2
LONG:	55,67 W	Tempco (mGal/K):	-0,1217
LAT:	21,17 S	Drift:	0,69
ZONE:	0	DriftTime Start:	11:13:18
GMT DIFF (H):	-4	DriftDate Start:	05/03/2003

SCINTREX V5.2 AUTOGRAV/Field Mode R5.21													
GRAVIMETRIE					POSITIONNEMENT								
N° STATION	GRAVITE (mGal)	SD (mGal)	TILT X (arcsec)	TILT Y (arcsec)	T° int (mK)	ETC (mGal)	DUREE (s)	REJET	DATE (jj:mm:aa)	H GMT (hh:mm:ss)	LAT (dd)	LONG (dd)	ALT (m)
2222	4661,571	0,134	-5,0	3,0	0,220	-0,089	120	0	24/04/03	1:58:06	55,4850	-20,9018	81,356
211	4452,999	0,110	11,0	11,0	0,150	-0,088	120	0	24/04/03	3:26:04	55,4224	-21,0781	1420,370
169	4526,063	0,113	-1,0	0,0	0,090	-0,086	120	3	24/04/03	3:54:21	55,4226	-21,0190	938,077
9999	4676,352	0,224	-11,0	3,0	0,180	-0,076	120	0	24/04/03	5:17:44	55,2790	-21,1457	84,204
1111	4495,511	0,110	21,0	4,0	0,220	-0,063	120	0	24/04/03	6:59:47	55,4760	-21,1309	1263,905
OBSV	4386,490	0,294	-1,0	1,0	0,390	-0,050	120	0	24/04/03	9:01:41	55,5723	-21,2087	1556,554
8888	4255,260	0,248	1,0	-4,0	0,350	-0,047	120	0	24/04/03	9:30:31	55,6383	-21,1940	2145,121
1008	4237,214	0,121	7,0	3,0	0,320	-0,044	120	0	24/04/03	10:00:36	55,6872	-21,2183	2260,521
276	4380,421	0,236	7,0	5,0	0,370	-0,036	120	0	24/04/03	10:59:17	55,5790	-21,1954	1598,223
5555	4672,100	0,252	5,0	-1,0	0,410	-0,029	120	0	24/04/03	11:51:57	55,7067	-21,0341	35,389
BI	4675,152	0,199	2,0	1,0	0,380	-0,024	120	0	24/04/03	12:20:23	55,7125	-21,0338	7,000
7777	4568,272	0,080	1,0	4,0	0,310	-0,015	120	0	24/04/03	13:07:59	55,5179	-21,0656	939,081
2222	4661,834	0,166	0,0	-1,0	0,340	0,007	120	0	24/04/03	14:49:43	55,4850	-20,9018	81,356
276	4378,657	0,154	0,0	15,0	-0,800	-0,078	100	0	22/03/03	7:45:15	55,5790	-21,1954	1598,223
277	4384,189	0,181	0,0	2,0	0,340	-0,072	100	0	22/03/03	8:03:16	55,5744	-21,2019	1567,948
278bis	4385,059	0,112	1,0	0,0	0,550	-0,063	100	0	22/03/03	8:24:39	55,5718	-21,2083	1550,975
274	4402,498	0,130	-3,0	5,0	0,610	-0,053	100	0	22/03/03	8:48:00	55,5633	-21,2094	1465,901
273	4425,938	0,138	0,0	-4,0	0,670	-0,043	100	0	22/03/03	9:08:21	55,5494	-21,2109	1352,802
137	4423,181	0,153	4,0	3,0	0,730	-0,032	100	0	22/03/03	9:30:19	55,5406	-21,1985	1366,513
138	4417,727	0,129	1,0	1,0	0,740	-0,017	100	0	22/03/03	9:59:42	55,5369	-21,1931	1377,001
136	4434,526	0,144	2,0	9,0	0,760	0,001	100	0	22/03/03	10:37:47	55,5338	-21,2031	1306,379

135	4451,092	0,132	-5,0	3,0	0,710	0,011	100	0	22/03/03	10:58:49	55,5300	-21,2092	1224,541
134	4477,042	0,171	-6,0	-10,0	0,750	0,021	100	0	22/03/03	11:21:33	55,5158	-21,2149	1071,309
133	4481,280	0,126	-12,0	0,0	0,820	0,032	100	0	22/03/03	11:50:50	55,5180	-21,2189	1065,858
132	4493,342	0,141	6,0	2,0	0,770	0,038	100	0	22/03/03	12:10:06	55,5123	-21,2250	989,705
131	4516,216	0,153	-5,0	-9,0	0,790	0,043	100	0	22/03/03	12:28:59	55,5084	-21,2321	890,729
130	4531,121	0,125	-3,0	8,0	0,780	0,046	100	0	22/03/03	12:41:25	55,5050	-21,2361	822,945
276	4378,350	0,167	-2,0	-7,0	0,770	0,052	100	0	22/03/03	13:20:19	55,5790	-21,1954	1598,223
1B80	4234,889	0,122	5,0	-2,0	0,710	-0,097	100	0	23/03/03	6:23:54	55,6872	-21,2183	2260,521
95	4244,549	0,153	-3,0	1,0	0,700	-0,088	100	0	23/03/03	7:17:15	55,6606	-21,2316	2275,340
94	4240,505	0,117	-2,0	2,0	0,580	-0,085	100	0	23/03/03	7:31:28	55,6616	-21,2359	2290,919
93	4240,363	0,117	-1,0	1,0	0,600	-0,079	100	0	23/03/03	7:55:42	55,6621	-21,2445	2282,005
92	4287,635	0,117	2,0	1,0	0,720	-0,067	100	0	23/03/03	8:30:51	55,6613	-21,2509	2059,916
95bis	4244,626	0,111	4,0	2,0	0,730	-0,040	100	0	23/03/03	9:38:23	55,6606	-21,2316	2275,340
74	4210,500	0,124	1,0	1,0	0,690	-0,009	100	0	23/03/03	10:46:01	55,6485	-21,2318	2354,887
73	4214,750	0,137	-10,0	3,0	0,650	0,004	100	0	23/03/03	11:15:18	55,6444	-21,2371	2307,137
72	4201,533	0,151	1,0	1,0	0,670	0,020	100	0	23/03/03	11:52:14	55,6485	-21,2473	2345,952
71	4197,928	0,141	-3,0	-2,0	0,660	0,033	100	0	23/03/03	12:28:37	55,6515	-21,2560	2354,033
74bis	4210,650	0,124	-6,0	-1,0	0,720	0,051	100	0	23/03/03	13:38:46	55,6485	-21,2318	2354,887
1B80	4235,022	0,127	5,0	0,0	0,780	0,055	100	0	23/03/03	14:11:05	55,6872	-21,2183	2260,521
1B80	4234,723	0,126	-5,0	-2,0	0,790	-0,093	100	0	25/03/03	5:24:34	55,6872	-21,2183	2260,521
87	4221,992	0,116	1,0	2,0	0,750	-0,089	100	0	25/03/03	6:31:21	55,6892	-21,2224	2320,367
88	4206,020	0,113	-2,0	-4,0	0,760	-0,085	100	0	25/03/03	7:09:00	55,7025	-21,2191	2347,708
89	4257,568	0,157	9,0	-7,0	0,860	-0,079	100	0	25/03/03	7:58:51	55,7133	-21,2099	2107,230
90	4264,959	0,127	1,0	0,0	0,830	-0,072	100	0	25/03/03	8:41:23	55,7227	-21,2070	2052,705
300	4293,461	0,136	-2,0	5,0	0,860	-0,059	100	0	25/03/03	9:46:53	55,7226	-21,2032	1947,295
299	4339,976	0,195	24,0	-14,0	0,870	-0,043	100	0	25/03/03	10:48:48	55,7155	-21,1967	1766,685
85	4348,290	0,149	-3,0	2,0	0,840	-0,023	100	0	25/03/03	11:54:39	55,7005	-21,2019	1763,064
84	4338,393	0,107	-8,0	-6,0	0,780	-0,010	100	0	25/03/03	12:33:28	55,6920	-21,2067	1808,340
83	4263,483	0,118	-2,0	-4,0	0,760	0,025	100	0	25/03/03	14:25:38	55,6863	-21,2151	2129,483
1B80	4234,988	0,109	6,0	1,0	0,650	0,039	100	0	25/03/03	15:19:46	55,6872	-21,2183	2260,521
1B80	4234,739	0,119	1,0	-2,0	0,880	-0,088	100	0	26/03/03	5:52:37	55,6872	-21,2183	2260,521
96	4229,707	0,131	-1,0	3,0	0,830	-0,086	100	8	26/03/03	6:14:32	55,6722	-21,2318	2332,868
97bis	4226,196	0,086	-1,0	-5,0	0,750	-0,080	100	0	26/03/03	7:13:06	55,6725	-21,2433	2343,057
97	4228,902	0,097	-8,0	-8,0	0,750	-0,078	100	0	26/03/03	7:34:56	55,6761	-21,2433	2338,644
98	4232,189	0,096	2,0	7,0	0,840	-0,075	100	0	26/03/03	7:59:19	55,6796	-21,2538	2306,064
100	4233,792	0,104	3,0	2,0	0,780	-0,073	100	0	26/03/03	8:20:27	55,6814	-21,2632	2275,595
99	4230,983	0,115	0,0	-1,0	0,790	-0,071	100	0	26/03/03	8:38:18	55,6851	-21,2699	2266,027
96	4229,865	0,127	4,0	1,0	0,900	-0,054	100	0	26/03/03	10:50:20	55,6722	-21,2318	2332,868
74	4210,573	0,160	-3,0	0,0	0,900	-0,052	100	0	26/03/03	11:02:15	55,6485	-21,2318	2354,887
75	4212,975	0,160	13,0	2,0	0,900	-0,050	100	0	26/03/03	11:16:51	55,6461	-21,2246	2343,605
76	4215,917	0,118	6,0	0,0	0,890	-0,047	100	0	26/03/03	11:31:19	55,6438	-21,2122	2309,469

77		4210,838	0,142	-4,0	-1,0	0,860	-0,041	100	0	26/03/03	12:01:23	55,6474	-21,2026	2317,388
78		4207,163	0,127	-187,0	4,0	0,830	-0,034	100	0	26/03/03	12:30:36	55,6509	-21,2032	2352,125
79		4202,378	0,134	7,0	3,0	0,710	-0,033	100	0	26/03/03	12:36:26	55,6513	-21,2034	2347,980
80		4242,800	0,113	-1,0	0,0	0,710	-0,020	100	0	26/03/03	13:25:52	55,6597	-21,2197	2254,326
95		4244,651	0,096	1,0	-1,0	0,570	-0,012	100	0	26/03/03	13:56:40	55,6606	-21,2316	2275,340
1B80		4235,002	0,125	11,0	7,0	0,600	-0,006	100	0	26/03/03	14:17:37	55,6872	-21,2183	2260,521
276		4378,114	0,140	9,0	2,0	0,860	-0,060	100	0	27/03/03	10:37:27	55,5790	-21,1954	1598,223
334		4381,185	0,181	2,0	0,0	0,890	-0,059	100	1	27/03/03	10:55:34	55,5879	-21,1660	1618,119
333		4404,682	0,103	-1,0	1,0	0,850	-0,058	100	0	27/03/03	11:20:20	55,5970	-21,1618	1502,017
332		4460,607	0,108	11,0	0,0	0,880	-0,056	100	0	27/03/03	11:44:37	55,6027	-21,1560	1255,877
302		4470,102	0,108	10,0	-8,0	0,840	-0,049	100	0	27/03/03	12:55:34	55,6108	-21,1544	1205,291
301		4494,648	0,095	-2,0	1,0	0,810	-0,044	100	0	27/03/03	13:23:07	55,6165	-21,1470	1111,315
59		4508,094	0,094	-4,0	-6,0	0,760	-0,038	100	0	27/03/03	13:53:05	55,6190	-21,1303	1058,806
332		4460,604	0,096	-2,0	0,0	0,760	-0,031	100	0	27/03/03	14:26:08	55,6027	-21,1560	1255,877
276		4378,148	0,133	0,0	24,0	0,700	-0,021	100	0	27/03/03	15:00:12	55,5790	-21,1954	1598,223
276		4378,010	0,123	10,0	-5,0	0,690	-0,087	100	0	29/03/03	3:36:07	55,5790	-21,1954	1598,223
57		4383,162	0,161	-5,0	-4,0	0,690	-0,088	100	0	29/03/03	4:36:04	55,5809	-21,1758	1606,254
58		4387,768	0,145	-2,0	-7,0	0,850	-0,086	100	0	29/03/03	4:55:15	55,5709	-21,1611	1600,846
278		4392,810	0,077	-9,0	2,0	0,970	-0,077	100	0	29/03/03	5:58:28	55,5717	-21,1438	1599,343
279		4438,135	0,092	2,0	4,0	0,940	-0,061	100	0	29/03/03	7:17:13	55,5754	-21,1317	1410,980
195		4457,775	0,068	1,0	0,0	0,920	-0,054	100	0	29/03/03	7:53:18	55,5716	-21,1256	1344,737
276		4378,199	0,092	-2,0	5,0	0,980	-0,048	100	0	29/03/03	10:49:31	55,5790	-21,1954	1598,223
276		4378,155	0,132	-16,0	10,0	0,860	-0,082	100	0	30/03/03	3:22:24	55,5790	-21,1954	1598,223
57		4383,236	0,139	0,0	2,0	0,880	-0,087	100	0	30/03/03	4:33:37	55,5808	-21,1758	1606,254
56		4372,991	0,138	0,0	-3,0	0,870	-0,086	100	0	30/03/03	4:51:21	55,5878	-21,1786	1638,426
55		4360,514	0,150	-1,0	-4,0	0,840	-0,084	100	0	30/03/03	5:07:38	55,5915	-21,1865	1683,370
54		4337,504	0,155	1,0	-1,0	0,870	-0,076	100	0	30/03/03	5:52:55	55,6118	-21,1939	1774,826
53		4316,392	0,121	-1,0	-3,0	0,860	-0,068	100	0	30/03/03	6:29:03	55,6031	-21,1933	1872,817
53-1		4282,379	0,145	0,0	0,0	0,840	-0,054	100	0	30/03/03	7:21:33	55,6224	-21,1940	2019,514
53-2		4272,901	0,100	1,0	0,0	0,840	-0,048	100	0	30/03/03	7:45:24	55,6262	-21,1931	2060,865
45		4249,524	0,139	1,0	2,0	0,830	-0,042	100	0	30/03/03	8:15:49	55,6354	-21,1912	2152,718
67		4273,117	0,117	-1,0	1,0	0,860	-0,033	100	0	30/03/03	9:15:53	55,6400	-21,1816	2046,130
68		4351,048	0,138	-9,0	-8,0	0,870	-0,032	100	0	30/03/03	10:23:54	55,6339	-21,1744	1712,646
70		4449,497	0,114	4,0	3,0	0,890	-0,042	100	0	30/03/03	11:41:30	55,6272	-21,1620	1292,535
302		4470,240	0,085	-9,0	-7,0	0,880	-0,046	100	0	30/03/03	11:59:25	55,6108	-21,1544	1205,291
332		4460,737	0,076	-3,0	4,0	0,840	-0,049	100	2	30/03/03	12:12:21	55,6027	-21,1560	1255,877
276		4378,289	0,096	8,0	8,0	0,900	-0,058	100	0	30/03/03	12:50:54	55,5790	-21,1954	1598,223
211		4450,840						100		01/04/03	8:00:00	55,4224	-21,0781	1420,370
210		4443,155	0,051	-7,0	-3,0	0,780	-0,017	100	0	01/04/03	8:50:38	55,4274	-21,0845	1479,559
209		4483,029	0,055	-3,0	-3,0	0,830	-0,005	100	0	01/04/03	9:42:57	55,4162	-21,0928	1247,860
208		4477,109	0,041	-4,0	1,0	0,740	-0,001	100	0	01/04/03	10:31:05	55,4238	-21,0954	1303,955

244	4417,317	0,051	-5,0	0,0	0,650	-0,006	100	2	01/04/03	11:36:22	55,4337	-21,1026	1618,102
216	4443,420	0,051	8,0	7,0	0,690	-0,015	100	0	01/04/03	12:17:42	55,4377	-21,0967	1509,969
210	4443,366	0,086	-5,0	1,0	0,690	-0,038	100	0	01/04/03	13:30:05	55,4274	-21,0845	1479,559
211	4451,125	0,046	-5,0	7,0	0,660	-0,055	100	0	01/04/03	14:17:25	55,4224	-21,0781	1420,370
211	4451,074	0,069	-7,0	-4,0	0,690	-0,083	100	0	02/04/03	4:10:34	55,4224	-21,0781	1420,370
210	4443,251	0,051	-4,0	2,0	0,690	-0,067	100	0	02/04/03	6:21:25	55,4274	-21,0845	1479,559
209	4483,019	0,063	-2,0	1,0	0,820	-0,053	100	0	02/04/03	7:03:47	55,4162	-21,0928	1247,860
215	4464,362	0,069	-4,0	0,0	0,840	-0,026	100	0	02/04/03	8:11:33	55,4051	-21,0888	1280,930
214	4438,542	0,109	0,0	9,0	0,830	-0,008	100	0	02/04/03	9:02:55	55,3983	-21,0795	1374,384
213	4496,028	0,092	-5,0	3,0	0,850	0,004	100	0	02/04/03	9:43:06	55,4004	-21,0698	1111,276
211	4451,178	0,074	-7,0	14,0	0,640	-0,032	100	0	02/04/03	14:09:19	55,4224	-21,0781	1420,370
169	4524,140	0,076	2,0	0,0	0,620	-0,075	100	0	03/04/03	5:52:34	55,4226	-21,0190	938,077
168	4596,488	0,093	11,0	5,0	0,650	-0,024	100	0	03/04/03	8:16:29	55,4109	-21,0078	492,420
167	4628,143	0,099	8,0	-1,0	0,670	0,012	100	0	03/04/03	9:51:44	55,4024	-21,0012	348,294
165	4634,301	0,091	-2,0	2,0	0,720	0,023	100	0	03/04/03	10:34:07	55,3903	-21,0010	255,804
166	4625,528	0,116	2,0	-1,0	0,720	0,028	100	0	03/04/03	11:21:21	55,3974	-21,0079	267,630
223	4601,600	0,097	9,0	4,0	0,680	0,024	100	0	03/04/03	12:18:08	55,4083	-21,0221	507,177
224	4518,507	0,081	-6,0	-5,0	0,610	0,004	100	0	03/04/03	13:34:06	55,4197	-21,0260	947,678
169	4524,376	0,085	-2,0	0,0	0,620	-0,007	100	0	03/04/03	14:04:58	55,4226	-21,0190	938,077
169	4524,266	0,089	0,0	0,0	0,510	-0,080	100	0	04/04/03	5:20:17	55,4226	-21,0190	938,077
224	4518,378	0,073	14,0	10,0	0,650	-0,065	100	0	04/04/03	6:35:45	55,4197	-21,0260	947,678
223-2	4621,956	0,085	2,0	-5,0	0,830	-0,032	100	0	04/04/03	8:02:12	55,4044	-21,0223	370,105
222	4602,605	0,064	1,0	1,0	0,670	-0,009	100	0	04/04/03	8:56:15	55,4047	-21,0342	514,151
221	4582,348	0,065	-2,0	6,0	0,670	0,018	100	0	04/04/03	10:03:49	55,4098	-21,0385	662,036
227	4536,091	0,072	15,0	2,0	0,640	0,030	100	0	04/04/03	10:45:49	55,4210	-21,0437	921,559
226	4543,098	0,059	1,0	-1,0	0,570	0,039	100	0	04/04/03	12:16:35	55,4295	-21,0343	896,823
225	4563,287	0,065	-4,0	9,0	0,550	0,034	100	0	04/04/03	12:54:36	55,4257	-21,0241	789,218
169	4524,431	0,067	-1,0	1,0	0,500	0,014	100	0	04/04/03	14:09:51	55,4226	-21,0190	938,077
276	4378,635	0,259	3,0	5,0	0,450	-0,083	100	0	08/04/03	4:44:23	55,5790	-21,1954	1598,223
45	4250,122	0,247	0,0	2,0	0,670	-0,080	100	0	08/04/03	5:34:27	55,6354	-21,1912	2152,718
46	4258,418	0,244	3,0	-3,0	0,490	-0,079	100	0	08/04/03	5:56:13	55,6435	-21,1889	2129,787
47	4257,013	0,298	2,0	1,0	0,500	-0,077	100	0	08/04/03	6:17:53	55,6523	-21,1906	2139,293
48	4249,232	0,217	1,0	0,0	0,490	-0,074	100	0	08/04/03	6:34:41	55,6581	-21,1885	2161,342
49	4266,651	0,247	-1,0	0,0	0,470	-0,071	100	0	08/04/03	6:56:00	55,6712	-21,1854	2076,032
50	4282,136	0,305	3,0	1,0	0,270	-0,056	100	0	08/04/03	8:03:09	55,6815	-21,1826	2001,448
51	4296,938	0,211	-2,0	-1,0	0,320	-0,050	100	0	08/04/03	8:27:02	55,6822	-21,1795	1934,542
52	4307,663	0,260	1,0	-5,0	0,320	-0,044	100	0	08/04/03	8:47:31	55,6844	-21,1775	1885,232
293	4322,076	0,247	1,0	-3,0	0,360	-0,028	100	0	08/04/03	9:37:08	55,6750	-21,1729	1826,604
51	4297,009	0,283	-5,0	0,0	0,350	-0,009	100	0	08/04/03	10:30:13	55,6822	-21,1795	1934,542
48	4249,374	0,267	-1,0	6,0	0,360	0,011	100	0	08/04/03	11:27:16	55,6581	-21,1885	2161,342
276	4378,836	0,203	-8,0	0,0	0,380	0,032	100	0	08/04/03	12:32:15	55,5790	-21,1954	1598,223

276	4378,851	0,319	3,0	10,0	0,370	-0,030	120	0	09/04/03	10:16:01	55,5790	-21,1954	1598,223
195	4458,551	0,177	-1,0	-2,0	0,390	-0,016	120	0	09/04/03	11:01:09	55,5716	-21,1256	1344,737
A195	4458,979	0,145	-2,0	-1,0	0,380	-0,011	120	0	09/04/03	11:19:16	55,5654	-21,1108	1358,375
196	4434,471	0,131	-2,0	-1,0	0,370	-0,001	120	0	09/04/03	11:49:56	55,5523	-21,1025	1490,620
197	4422,049	0,122	1,0	-2,0	0,350	0,004	120	0	09/04/03	12:09:45	55,5454	-21,0845	1554,105
198	4402,370	0,117	-1,0	-2,0	0,360	0,012	120	0	09/04/03	12:34:30	55,5321	-21,0647	1562,254
A195	4459,023	0,172	-1,0	3,0	0,360	0,018	120	0	09/04/03	12:57:13	55,5654	-21,1108	1358,375
B195	4462,654	0,183	-3,0	-1,0	0,350	0,022	120	0	09/04/03	13:09:55	55,5692	-21,1045	1335,773
C195	4481,736	0,132	-3,0	0,0	0,360	0,026	120	0	09/04/03	13:26:00	55,5829	-21,0981	1199,866
332	4461,390	0,263	-11,0	-6,0	0,370	0,034	120	0	09/04/03	14:00:18	55,6027	-21,1560	1255,877
276	4378,917	0,270	-5,0	9,0	0,340	0,042	120	0	09/04/03	14:41:09	55,5790	-21,1954	1598,223
276	4378,759	0,317	14,0	2,0	-1,020	-0,086	120	0	10/04/03	4:27:54	55,5790	-21,1954	1598,223
195	4458,454	0,135	3,0	-2,0	0,510	-0,082	120	0	10/04/03	5:17:02	55,5716	-21,1256	1344,737
64	4481,950	0,156	-1,0	-5,0	0,440	-0,077	120	0	10/04/03	6:10:26	55,5835	-21,1161	1225,258
A64	4493,499	0,161	-1,0	1,0	0,420	-0,075	120	0	10/04/03	6:34:52	55,5872	-21,1190	1166,588
65	4491,655	0,136	-2,0	7,0	0,410	-0,067	120	0	10/04/03	7:39:39	55,5923	-21,1069	1120,030
64	4481,998	0,141	17,0	-3,0	0,400	-0,062	120	0	10/04/03	8:26:32	55,5835	-21,1161	1225,258
195	4458,563	0,141	3,0	5,0	0,390	-0,055	120	0	10/04/03	9:10:47	55,5716	-21,1256	1344,737
57	4384,005	0,259	5,0	-3,0	0,520	-0,049	120	3	10/04/03	9:48:50	55,5808	-21,1758	1606,254
276	4378,873	0,235	-2,0	-1,0	0,530	-0,047	120	0	10/04/03	10:03:32	55,5790	-21,1954	1598,223
BA55	4670,439	0,355	1,0	0,0	0,430	-0,084	120	0	12/04/03	5:07:06	55,7067	-21,0341	35,389
164	4595,319	0,210	-4,0	2,0	0,280	-0,074	120	0	12/04/03	6:03:38	55,6471	-21,0961	549,967
163	4602,678	0,306	-3,0	-2,0	0,280	-0,070	120	0	12/04/03	6:26:30	55,6536	-21,0966	511,930
162	4603,015	0,303	-2,0	0,0	0,310	-0,068	120	0	12/04/03	6:39:18	55,6622	-21,0964	502,808
161	4606,045	0,241	-3,0	1,0	0,330	-0,065	120	0	12/04/03	6:55:36	55,6745	-21,0947	467,297
160	4612,314	0,288	0,0	1,0	0,320	-0,063	120	0	12/04/03	7:08:57	55,6770	-21,0895	418,866
159	4625,441	0,259	15,0	-10,0	0,330	-0,061	120	0	12/04/03	7:28:48	55,6859	-21,0852	338,039
11	4633,692	0,282	-7,0	36,0	0,310	-0,057	120	0	12/04/03	7:58:44	55,7044	-21,0925	281,935
10	4620,230	0,311	2,0	1,0	0,300	-0,056	120	0	12/04/03	8:15:47	55,6981	-21,0979	361,644
9	4606,857	0,253	0,0	1,0	0,270	-0,055	120	0	12/04/03	8:28:10	55,6932	-21,1021	437,060
8	4591,173	0,253	-2,0	-2,0	0,280	-0,055	120	0	12/04/03	8:43:44	55,6904	-21,1084	524,581
11	4633,731	0,350	-25,0	20,0	0,300	-0,054	120	0	12/04/03	9:04:53	55,7044	-21,0925	281,935
12	4633,969	0,411	-9,0	8,0	0,320	-0,054	120	0	12/04/03	9:39:59	55,7070	-21,0961	278,924
13	4633,292	0,246	1,0	15,0	0,370	-0,055	120	0	12/04/03	10:04:40	55,7106	-21,1000	281,732
20	4636,300	0,256	-7,0	14,0	0,380	-0,055	120	0	12/04/03	10:16:18	55,7221	-21,1089	256,841
21	4607,967	0,309	-5,0	-1,0	0,390	-0,056	120	0	12/04/03	10:36:09	55,7035	-21,1119	423,025
22	4593,728	0,334	-9,0	-3,0	0,470	-0,057	120	0	12/04/03	10:56:03	55,6962	-21,1147	504,055
23	4583,725	0,252	1,0	-5,0	0,440	-0,058	120	0	12/04/03	11:14:17	55,6933	-21,1183	561,169
13	4633,323	0,301	-12,0	-2,0	0,480	-0,059	120	0	12/04/03	11:50:09	55,7106	-21,1000	281,732
14	4643,935	0,304	-8,0	-7,0	0,470	-0,060	120	2	12/04/03	12:06:27	55,7183	-21,0986	219,609
15	4652,020	0,271	1,0	-1,0	0,430	-0,059	120	0	12/04/03	12:17:51	55,7268	-21,0961	166,045

17		4659,738	0,308	-6,0	9,0	0,460	-0,059	120	0	12/04/03	12:37:41	55,7340	-21,0949	117,450
18		4670,668	0,277	-5,0	16,0	0,460	-0,058	120	1	12/04/03	12:52:52	55,7413	-21,0879	46,773
19		4674,254	0,360	-1,0	-2,0	0,420	-0,058	120	0	12/04/03	13:03:48	55,7448	-21,0820	16,675
BAS5		4670,752	0,325	0,0	-1,0	0,400	-0,055	120	0	12/04/03	13:28:26	55,7067	-21,0341	35,389
BAS5		4670,602	0,349	-4,0	2,0	0,310	-0,099	120	0	13/04/03	2:54:44	55,7067	-21,0341	35,389
7		4602,917	0,400	-5,0	12,0	0,350	-0,087	120	0	13/04/03	5:02:51	55,7539	-21,1362	400,907
6		4595,663	0,396	5,0	-2,0	0,360	-0,082	120	0	13/04/03	5:22:25	55,7637	-21,1434	438,831
1		4591,772	0,405	12,0	25,0	0,320	-0,079	120	0	13/04/03	5:33:43	55,7682	-21,1464	457,604
2		4548,130	0,337	17,0	-12,0	0,310	-0,075	120	0	13/04/03	5:49:31	55,7646	-21,1534	671,533
3		4520,413	0,474	-11,0	-27,0	0,350	-0,070	120	0	13/04/03	6:09:02	55,7631	-21,1583	810,989
4		4481,524	0,459	-25,0	-38,0	0,350	-0,058	120	0	13/04/03	7:00:49	55,7558	-21,1634	1009,274
5		4438,164	0,528	-18,0	10,0	0,300	-0,047	120	0	13/04/03	7:53:58	55,7508	-21,1670	1198,261
304		4434,982	0,458	-4,0	-1,0	0,400	-0,042	120	0	13/04/03	9:10:38	55,7507	-21,1675	1213,251
3		4520,599	0,411	20,0	-25,0	0,520	-0,048	120	0	13/04/03	10:34:27	55,7631	-21,1583	810,989
6		4595,873	0,426	12,0	4,0	0,520	-0,051	120	0	13/04/03	10:54:03	55,7637	-21,1434	438,831
BAS5		4670,805	0,302	20,0	10,0	0,580	-0,060	120	0	13/04/03	11:45:48	55,7067	-21,0341	35,389
BAS5		4670,669	0,240	2,0	0,0	0,490	-0,103	120	0	14/04/03	3:24:21	55,7067	-21,0341	35,389
158		4632,959	0,343	-1,0	-2,0	0,470	-0,099	120	0	14/04/03	4:16:39	55,6389	-20,9958	243,486
157		4612,055	0,264	-1,0	2,0	0,430	-0,095	120	0	14/04/03	4:37:27	55,6331	-21,0015	358,508
154		4571,121	0,241	-1,0	8,0	0,470	-0,081	120	0	14/04/03	5:27:05	55,6185	-21,0163	595,118
155		4556,951	0,245	-7,0	-8,0	0,460	-0,076	120	0	14/04/03	5:44:26	55,6127	-21,0260	686,388
124		4525,064	0,199	-8,0	0,0	0,390	-0,044	120	0	14/04/03	7:19:02	55,5936	-21,0303	879,132
125		4489,742	0,198	34,0	-16,0	0,410	-0,031	120	0	14/04/03	8:09:30	55,5838	-21,0276	1044,699
126		4439,022	0,192	-13,0	3,0	0,400	-0,022	120	0	14/04/03	9:25:29	55,5706	-21,0298	1271,760
127		4396,492	0,286	-10,0	2,0	0,360	-0,028	120	0	14/04/03	10:33:21	55,5624	-21,0327	1430,713
124		4525,264	0,233	-3,0	1,0	0,320	-0,062	120	0	14/04/03	12:39:06	55,5936	-21,0303	879,132
BAS5		4670,873	0,257	-2,0	4,0	0,380	-0,089	120	0	14/04/03	14:45:35	55,7067	-21,0341	35,389
BAS7		4567,100	0,106	1,0	0,0	0,330	-0,106	120	1	16/04/03	3:54:32	55,5179	-21,0656	939,081
284		4579,480	0,082	0,0	-6,0	0,390	-0,064	120	0	16/04/03	6:17:11	55,5250	-21,0577	837,216
285		4608,176	0,086	1,0	0,0	0,370	-0,056	120	0	16/04/03	6:32:00	55,5274	-21,0488	663,107
286		4626,525	0,123	-6,0	3,0	0,370	-0,048	120	0	16/04/03	6:47:22	55,5290	-21,0429	536,213
A286		4625,793	0,103	0,0	-4,0	0,360	-0,039	120	0	16/04/03	7:05:33	55,5375	-21,0329	479,207
187		4625,078	0,120	17,0	-5,0	0,350	-0,026	120	0	16/04/03	7:29:47	55,5478	-21,0227	420,187
186		4621,408	0,138	-2,0	-4,0	0,340	-0,019	120	0	16/04/03	7:42:43	55,5523	-21,0168	429,908
185		4622,305	0,123	-2,0	-3,0	0,350	-0,010	120	0	16/04/03	8:01:26	55,5663	-21,0079	355,918
184		4635,020	0,156	-9,0	21,0	0,360	-0,003	120	0	16/04/03	8:16:19	55,5791	-20,9995	269,335
A286		4625,860	0,115	-10,0	14,0	0,360	0,012	120	7	16/04/03	8:52:11	55,5375	-21,0329	479,207
188		4629,517	0,101	-1,0	-1,0	0,350	0,028	120	0	16/04/03	9:50:53	55,5392	-21,0253	444,670
A188		4619,782	0,160	-9,0	1,0	0,300	0,030	120	0	16/04/03	10:06:56	55,5459	-21,0185	466,747
190		4620,253	0,146	2,0	-1,0	0,300	0,031	120	0	16/04/03	10:21:27	55,5455	-21,0165	455,547
189		4615,700	0,108	1,0	-3,0	0,300	0,031	120	0	16/04/03	10:36:25	55,5419	-21,0170	492,364

192	4596,529	0,105	5,0	-13,0	0,320	0,028	120	0	16/04/03	11:05:10	55,5399	-21,0194	595,655
191	4596,549	0,124	-3,0	0,0	0,310	0,022	120	0	16/04/03	11:34:18	55,5297	-21,0156	596,195
193	4603,666	0,107	2,0	-4,0	0,320	0,015	120	0	16/04/03	11:59:31	55,5338	-21,0221	590,322
BAS7	4567,344	0,076	0,0	0,0	0,320	-0,038	120	0	16/04/03	13:52:39	55,5179	-21,0656	939,081
BAS7	4567,243	0,071	-1,0	-1,0	0,320	-0,107	120	0	17/04/03	4:01:11	55,5179	-21,0656	939,081
285	4608,396	0,079	2,0	0,0	0,340	-0,104	120	3	17/04/03	4:31:55	55,5274	-21,0488	663,107
I51	4608,295	0,069	-6,0	18,0	0,320	-0,100	120	0	17/04/03	4:51:49	55,5269	-21,0340	626,737
I52	4579,981	0,081	1,0	1,0	0,300	-0,094	120	0	17/04/03	5:13:15	55,5140	-21,0315	794,960
GEOD	4557,112	0,070	-5,0	-1,0	0,300	-0,088	120	1	17/04/03	5:29:44	55,5038	-21,0283	890,780
B151	4610,533	0,077	2,0	-2,0	0,320	-0,081	120	0	17/04/03	5:47:10	55,4946	-21,0334	666,575
C151	4518,367	0,076	3,0	16,0	0,270	-0,071	120	0	17/04/03	6:09:07	55,4769	-21,0307	1111,941
289	4521,495	0,078	-3,0	-2,0	0,280	-0,064	120	0	17/04/03	6:23:48	55,4721	-21,0242	1057,459
I45	4486,599	0,090	2,0	2,0	0,250	-0,057	120	0	17/04/03	6:37:00	55,4730	-21,0160	1133,210
I46	4503,565	0,087	0,0	0,0	0,270	-0,049	120	0	17/04/03	6:51:04	55,4885	-21,0139	1107,400
I47	4530,638	0,081	-2,0	-1,0	0,280	-0,042	120	0	17/04/03	7:04:04	55,4947	-21,0199	984,630
I48	4539,102	0,072	0,0	-3,0	0,280	-0,035	120	0	17/04/03	7:15:48	55,4978	-21,0153	938,377
I49	4572,532	0,086	-3,0	0,0	0,300	-0,025	120	0	17/04/03	7:33:22	55,5043	-21,0153	762,922
GEOD	4557,144	0,074	-8,0	12,0	0,300	0,001	120	0	17/04/03	8:16:31	55,5038	-21,0283	890,780
GEOD	4557,130	0,099	-7,0	7,0	0,260	0,013	120	0	17/04/03	8:38:07	55,5038	-21,0283	890,780
GEOD	4557,137	0,071	-3,0	0,0	0,240	0,022	120	0	17/04/03	8:55:10	55,5038	-21,0283	890,780
288	4485,156	0,074	0,0	6,0	0,230	0,046	120	1	17/04/03	9:56:24	55,4678	-21,0344	1263,123
229	4499,239	0,063	2,0	-4,0	0,260	0,050	120	0	17/04/03	10:12:36	55,4614	-21,0466	1215,457
I70	4530,895	0,060	1,0	0,0	0,260	0,056	120	0	17/04/03	10:53:45	55,4695	-21,0531	1100,758
A170	4543,545	0,064	-11,0	-1,0	0,260	0,055	120	0	17/04/03	11:36:44	55,4782	-21,0589	1065,167
B170	4543,036	0,060	3,0	4,0	0,200	0,052	120	0	17/04/03	11:51:57	55,4783	-21,0593	1066,931
C170	4549,206	0,070	-1,0	-1,0	0,210	0,046	120	0	17/04/03	12:17:44	55,4835	-21,0525	1037,571
D170	4581,726	0,060	-5,0	0,0	0,240	0,035	120	0	17/04/03	12:48:14	55,4921	-21,0542	890,244
E170	4604,877	0,064	0,0	0,0	0,250	0,015	120	0	17/04/03	13:30:05	55,5026	-21,0589	768,458
BAS7	4567,444	0,086	0,0	-1,0	0,230	-0,024	120	0	17/04/03	14:40:22	55,5179	-21,0656	939,081
BAS8	4254,599	0,278	-4,0	1,0	0,240	-0,101	120	0	18/04/03	4:53:45	55,6383	-21,1940	2145,121
48	4250,177	0,189	2,0	0,0	0,230	-0,097	120	0	18/04/03	5:12:22	55,6581	-21,1885	2161,342
51	4297,842	0,166	-3,0	4,0	0,240	-0,081	120	0	18/04/03	5:57:57	55,6822	-21,1795	1934,542
293	4322,912	0,183	1,0	8,0	0,120	-0,061	120	0	18/04/03	6:41:28	55,6750	-21,1729	1826,604
299B	4467,430	0,150	1,0	3,0	0,130	0,070	120	0	18/04/03	10:53:47	55,6439	-21,1490	1207,883
70	4450,969	0,181	11,0	4,0	0,120	0,074	120	0	18/04/03	11:17:20	55,6272	-21,1620	1292,535
BAS8	4254,719	0,177	-3,0	0,0	0,050	0,075	120	0	18/04/03	12:02:54	55,6383	-21,1940	2145,121
BAS9	4675,817	0,168	0,0	1,0	0,360	-0,088	120	0	19/04/03	5:52:30	55,2790	-21,1457	84,204
231	4336,612	0,179	-1,0	3,0	0,330	-0,047	120	1	19/04/03	7:25:35	55,3626	-21,1075	1787,109
I40	4349,966	0,200	4,0	7,0	0,250	-0,038	120	0	19/04/03	7:41:02	55,3595	-21,0939	1713,952
I41	4345,476	0,165	2,0	2,0	0,260	-0,029	120	0	19/04/03	7:56:22	55,3600	-21,0853	1731,793
I42	4345,516	0,123	1,0	0,0	0,270	-0,018	120	0	19/04/03	8:15:44	55,3608	-21,0781	1726,670

143	4339,426	0,130	1,0	-5,0	0,250	-0,008	120	0	19/04/03	8:31:27	55,3624	-21,0668	1740,336
144	4340,969	0,194	-4,0	3,0	0,270	0,003	120	0	19/04/03	8:49:51	55,3665	-21,0597	1735,308
182	4292,218	0,116	-8,0	18,0	0,260	0,017	120	0	19/04/03	9:13:32	55,3786	-21,0624	1949,506
180	4265,336	0,149	-1,0	5,0	0,180	0,026	120	0	19/04/03	9:29:28	55,3794	-21,0739	2089,696
181	4235,681	0,138	17,0	-4,0	0,180	0,035	120	0	19/04/03	9:43:57	55,3865	-21,0715	2173,513
144	4341,028	0,107	3,0	2,0	0,290	0,076	120	0	19/04/03	11:19:05	55,3665	-21,0597	1735,308
231	4336,759	0,151	1,0	2,0	0,210	0,081	120	0	19/04/03	11:40:48	55,3626	-21,1075	1787,109
B231	4321,934	0,150	2,0	-2,0	0,210	0,085	120	0	19/04/03	12:11:36	55,3633	-21,1277	1842,141
235	4323,427	0,154	-1,0	0,0	0,200	0,085	120	0	19/04/03	12:26:44	55,3611	-21,1434	1818,514
BAS9	4676,107	0,155	0,0	2,0	0,270	0,074	120	0	19/04/03	13:46:02	55,2790	-21,1457	84,204
BAS9	4675,902	0,177	-1,0	1,0	0,180	-0,099	120	0	20/04/03	4:52:49	55,2790	-21,1457	84,204
144	4341,096	0,164	2,0	9,0	0,150	-0,060	120	6	20/04/03	7:20:52	55,3665	-21,0597	1735,308
181	4235,798	0,151	0,0	4,0	0,110	-0,050	120	0	20/04/03	7:42:31	55,3865	-21,0715	2173,513
A181	4249,098	0,160	3,0	-8,0	0,180	-0,002	120	0	20/04/03	9:13:03	55,3825	-21,0767	2155,281
233	4225,129	0,143	-11,0	4,0	0,100	0,015	120	0	20/04/03	9:44:25	55,3887	-21,0837	2259,408
179	4201,505	0,136	-1,0	-7,0	0,110	0,032	120	0	20/04/03	10:16:12	55,3925	-21,0893	2351,300
178	4194,347	0,102	5,0	-11,0	0,110	0,046	120	0	20/04/03	10:44:02	55,3967	-21,0984	2414,954
232	4182,151	0,158	6,0	11,0	0,090	0,058	120	1	20/04/03	11:12:07	55,3974	-21,1079	2489,249
A232	4171,742	0,162	2,0	7,0	0,120	0,074	120	0	20/04/03	11:59:53	55,4012	-21,1158	2547,563
234	4197,328	0,165	-1,0	-1,0	0,130	0,084	120	0	20/04/03	12:56:46	55,3956	-21,1356	2429,973
A234	4226,741	0,133	-4,0	-1,0	0,140	0,084	120	0	20/04/03	13:24:24	55,3878	-21,1378	2299,468
B234	4263,003	0,135	-2,0	-1,0	0,160	0,083	120	0	20/04/03	13:47:34	55,3783	-21,1377	2131,283
144	4341,426	0,136	3,0	2,0	0,190	0,084	120	1	20/04/03	14:55:15	55,3665	-21,0597	1735,308
BAS9	4676,381								20/04/03	15:52:49	55,2790	-21,1457	84,204
BAS10	4495,234	0,064	8,0	10,0	0,330	-0,098	120	0	21/04/03	5:50:03	55,4760	-21,1309	1263,905
255	4502,330	0,069	3,0	9,0	0,280	-0,097	120	0	21/04/03	6:06:50	55,4736	-21,1296	1231,266
250	4482,952	0,079	-1,0	-1,0	0,310	-0,065	120	0	21/04/03	7:28:13	55,4857	-21,1475	1261,800
255	4502,344	0,069	10,0	-1,0	0,300	-0,045	120	0	21/04/03	8:22:26	55,4736	-21,1296	1231,266
A255	4509,480	0,094	24,0	17,0	0,240	-0,014	120	0	21/04/03	9:30:59	55,4631	-21,1276	1187,211
265	4506,457	0,064	-7,0	1,0	0,210	-0,004	120	0	21/04/03	9:51:18	55,4557	-21,1238	1205,099
264	4504,359	0,062	-2,0	7,0	0,200	0,003	120	0	21/04/03	10:05:27	55,4565	-21,1148	1184,236
242	4487,145	0,055	-11,0	14,0	0,190	0,011	120	0	21/04/03	10:23:36	55,4489	-21,1180	1284,493
241	4485,279	0,056	-5,0	19,0	0,180	0,032	120	0	21/04/03	11:09:56	55,4464	-21,1304	1277,764
240	4507,823	0,064	-3,0	-11,0	0,160	0,038	120	0	21/04/03	11:25:53	55,4393	-21,1398	1159,195
199	4519,050	0,070	11,0	14,0	0,160	0,045	120	0	21/04/03	11:41:58	55,4368	-21,1490	1097,671
238	4513,783	0,069	4,0	2,0	0,150	0,050	120	0	21/04/03	11:55:20	55,4340	-21,1598	1060,230
241	4485,362	0,065	-14,0	-28,0	0,130	0,059	120	0	21/04/03	12:23:14	55,4464	-21,1304	1277,764
265	4506,597	0,059	-1,0	1,0	0,130	0,064	120	0	21/04/03	12:44:54	55,4557	-21,1238	1205,099
BAS10	4495,395	0,073	33,0	-17,0	0,120	0,069	120	0	21/04/03	13:05:15	55,4760	-21,1309	1263,905
BAS10	4495,188	0,067	26,0	-7,0	0,200	-0,093	120	0	22/04/03	4:21:42	55,4760	-21,1309	1263,905
255	4502,275	0,100	5,0	-2,0	0,170	-0,092	120	0	22/04/03	4:35:31	55,4736	-21,1296	1231,266

256		4505,466	0,117	-9,0	5,0	0,150	-0,091	120	0	22/04/03	4:49:19	55,4709	-21,1378	1218,207
257		4516,941	0,082	-3,0	-5,0	0,210	-0,088	120	0	22/04/03	5:28:55	55,4649	-21,1432	1148,429
258		4529,163	0,111	-2,0	-7,0	0,190	-0,087	120	0	22/04/03	5:41:52	55,4680	-21,1468	1090,754
259		4537,484	0,106	-1,0	1,0	0,210	-0,085	120	0	22/04/03	5:58:48	55,4668	-21,1537	1025,516
260		4553,290	0,083	-14,0	21,0	0,280	-0,082	120	1	22/04/03	6:18:16	55,4626	-21,1585	930,705
A259		4544,319	0,099	-9,0	8,0	0,310	-0,079	120	0	22/04/03	6:38:43	55,4774	-21,1515	978,982
248		4532,083	0,102	-5,0	3,0	0,270	-0,076	120	0	22/04/03	6:51:50	55,4754	-21,1549	1028,715
247		4511,791	0,087	9,0	-15,0	0,270	-0,074	120	0	22/04/03	7:03:22	55,4690	-21,1618	1090,772
246		4532,032	0,125	30,0	-6,0	0,330	-0,071	120	0	22/04/03	7:19:26	55,4683	-21,1684	976,333
245		4546,620	0,125	-9,0	13,0	0,420	-0,067	120	0	22/04/03	7:34:36	55,4609	-21,1742	894,799
207		4562,516	0,103	-11,0	0,0	0,390	-0,063	120	0	22/04/03	7:53:19	55,4558	-21,1756	810,363
206		4590,506	0,107	39,0	-2,0	0,480	-0,057	120	1	22/04/03	8:13:30	55,4534	-21,1822	640,392
205		4621,761	0,128	-14,0	-31,0	0,500	-0,043	120	0	22/04/03	8:59:13	55,4486	-21,1911	421,672
205		4619,745	0,160	4,0	-2,0	0,440	-0,039	120	0	22/04/03	9:10:56	55,4486	-21,1911	421,672
202		4623,724	0,195	-17,0	6,0	0,420	-0,029	120	0	22/04/03	9:40:51	55,4547	-21,2134	375,898
201		4638,144	0,155	-10,0	13,0	0,380	-0,018	120	0	22/04/03	10:10:25	55,4554	-21,2224	275,765
200		4645,448	0,147	11,0	16,0	0,440	-0,012	120	0	22/04/03	10:25:19	55,4561	-21,2356	247,800
203		4610,389	0,186	3,0	3,0	0,460	0,023	120	0	22/04/03	12:01:35	55,4492	-21,2024	427,865
245		4546,704	0,114	-2,0	-3,0	0,360	0,034	120	0	22/04/03	12:33:59	55,4609	-21,1742	894,799
APAL		4558,003	0,112	-2,0	-3,0	0,350	0,038	120	0	22/04/03	12:50:51	55,4749	-21,1689	842,883
BPAL		4544,257	0,122	-3,0	0,0	0,340	0,044	120	0	22/04/03	13:12:05	55,4845	-21,1682	864,380
CPAL		4520,340	0,152	-2,0	-8,0	0,330	0,049	120	0	22/04/03	13:30:56	55,4793	-21,1812	950,180
259		4537,715	0,103	0,0	-2,0	0,310	0,055	120	0	22/04/03	14:03:09	55,4668	-21,1537	1025,516
BAS10		4495,528	0,098	-23,0	31,0	0,250	0,057	120	2	22/04/03	14:23:47	55,4760	-21,1309	1263,905
STDE		4661,671	0,158	-10,0	-6,0	0,230	-0,082	120	0	25/04/03	4:04:33	55,4850	-20,9018	81,356
318		4598,169	0,186	-3,0	-1,0	0,260	-0,062	120	0	25/04/03	6:06:40	55,4335	-20,8858	350,401
319		4574,844	0,221	-14,0	18,0	0,240	-0,058	120	0	25/04/03	6:27:14	55,4172	-20,8944	459,213
321		4568,891	0,253	6,0	-5,0	0,250	-0,055	120	0	25/04/03	6:43:32	55,4167	-20,8982	493,179
322		4561,008	0,177	-11,0	6,0	0,250	-0,053	120	0	25/04/03	6:59:42	55,4165	-20,9045	540,940
323		4543,168	0,183	-4,0	3,0	0,240	-0,050	120	0	25/04/03	7:21:02	55,3959	-20,9214	635,242
324		4547,466	0,171	-13,0	17,0	0,260	-0,048	120	0	25/04/03	7:38:48	55,3907	-20,9286	616,968
325		4535,417	0,264	-9,0	9,0	0,280	-0,046	120	0	25/04/03	8:03:36	55,3852	-20,9250	649,624
327		4645,050	0,218	0,0	5,0	0,310	-0,043	120	0	25/04/03	8:41:17	55,3472	-20,9264	137,386
328		4667,976	0,206	1,0	-1,0	0,310	-0,042	120	0	25/04/03	9:22:07	55,3348	-20,9329	39,962
329		4657,853	0,174	0,0	1,0	0,310	-0,041	120	0	25/04/03	10:17:46	55,3206	-20,9638	115,239
330		4633,432	0,262	3,0	8,0	0,290	-0,041	120	0	25/04/03	10:40:29	55,3421	-20,9523	234,178
331		4592,479	0,181	3,0	4,0	0,270	-0,041	120	0	25/04/03	11:09:38	55,3502	-20,9591	439,708
332his		4544,795	0,167	-7,0	21,0	0,220	-0,041	120	0	25/04/03	11:26:14	55,3599	-20,9689	670,071
A331		4474,452	0,199	-2,0	5,0	0,190	-0,041	120	2	25/04/03	11:49:54	55,3843	-20,9842	1047,911
328		4668,045	0,157	-16,0	-14,0	0,230	-0,039	120	0	25/04/03	12:33:30	55,3348	-20,9329	39,962
STDE		4661,968	0,163	2,0	0,0	0,200	-0,035	120	0	25/04/03	13:18:27	55,4850	-20,9018	81,356

STDE	4661,894	0,148	-2,0	1,0	0,190	-0,087	120	1	26/04/03	2:45:28	55,4850	-20,9018	81,356
315	4528,689	0,148	-11,0	2,0	0,150	-0,069	120	0	26/04/03	5:01:08	55,4345	-20,9156	698,348
313	4505,835	0,155	-15,0	12,0	0,140	-0,064	120	0	26/04/03	5:21:27	55,4356	-20,9228	823,052
312	4501,905	0,190	3,0	-2,0	0,170	-0,060	120	0	26/04/03	5:38:30	55,4294	-20,9298	866,269
311	4476,661	0,193	-2,0	0,0	0,170	-0,054	120	0	26/04/03	6:05:40	55,4337	-20,9329	981,413
310	4458,718	0,115	-6,0	1,0	0,120	-0,050	120	0	26/04/03	6:21:32	55,4310	-20,9423	1089,116
308	4438,557	0,178	-2,0	3,0	0,120	-0,046	120	0	26/04/03	6:41:25	55,4372	-20,9520	1206,385
I10	4391,141	0,115	2,0	0,0	0,090	-0,035	120	0	26/04/03	7:43:09	55,4399	-20,9647	1445,674
I11	4331,077	0,133	4,0	-1,0	0,050	-0,031	120	0	26/04/03	8:33:19	55,4455	-20,9795	1732,774
I12	4306,393	0,136	15,0	20,0	0,040	-0,030	120	0	26/04/03	9:11:38	55,4440	-20,9879	1841,920
I13	4286,091	0,138	0,0	-2,0	-0,010	-0,032	120	0	26/04/03	10:00:15	55,4506	-20,9945	1947,240
I14	4269,953	0,114	0,0	2,0	-0,090	-0,034	120	0	26/04/03	10:31:55	55,4576	-20,9995	2023,469
A114	4241,423	0,115	2,0	1,0	-0,100	-0,037	120	0	26/04/03	11:01:08	55,4604	-21,0070	2134,176
STDE	4662,085	0,114	0,0	0,0	0,120	-0,041	120	0	26/04/03	15:16:58	55,4850	-20,9018	81,356
MAKE	4525,553	0,154	-5,0	-10,0	0,220	-0,086	120	0	23/04/03	4:49:30	55,4065	-21,2082	895,450
MAKE1	4494,104	0,133	-1,0	0,0	0,230	-0,084	120	0	23/04/03	5:05:58	55,4176	-21,2083	1038,979
MAKE2	4465,995	0,151	3,0	-8,0	0,200	-0,083	120	0	23/04/03	5:17:27	55,4252	-21,2015	1187,088
MAKE3	4419,089	0,135	-6,0	2,0	0,270	-0,080	120	0	23/04/03	5:42:53	55,4314	-21,1949	1385,459
MAKE4	4365,422	0,139	-17,0	10,0	0,290	-0,078	120	0	23/04/03	6:00:02	55,4333	-21,1855	1580,831
MAKE5	4423,623	0,180	-5,0	20,0	0,340	-0,076	120	8	23/04/03	6:21:52	55,4242	-21,1884	1400,546
MAKE6	4385,825	0,138	-1,0	2,0	0,330	-0,074	120	0	23/04/03	6:39:16	55,4127	-21,1869	1549,535
MAKE7	4512,563	0,162	27,0	44,0	0,420	-0,067	120	0	23/04/03	7:26:19	55,4090	-21,1994	976,414
MAKE	4525,797	0,176	-1,0	-1,0	0,460	-0,051	120	0	23/04/03	8:56:15	55,4065	-21,2082	895,450

ANNEXE 3 – TRAITEMENT DES DONNEES GPS

La base internationale utilisée comme référence lors du traitement des données gravimétriques de la campagne de 2007 est localisée à l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (station OVPF), dont les coordonnées connues exactement (cf Chapitre 1).

Les données brutes du récepteur permanent (fournies par l'OVPF) et celles du mobile sont au format 'constructeur' Ashtech, et sont compressées. La première étape consiste donc à transformer ces données au format RINEX ASCII (Receiver Independent EXchange Format), un standard international. La procédure de conversion au format RINEX crée trois types de fichiers différents: un fichier d'observation .O, un fichier de navigation .N et un fichier météo .M.

1) Création d'un projet cinématique

✓ Action WinPrism : *Process-Kinematic*

Un projet est édité en cinématique, dans lequel la station de référence (OVPF) est spécifiée par le paramètre $K=0$.

La position et l'altitude de cette station sont alors modifiées en fonction du triplet de coordonnées, connu précisément.

2) Editer les données en vue de la préparation au traitement

✓ Action WinPrism : *Edit Logtime*

Les champs des récepteurs (RCV1 et RCV2) sont renseignés selon les fichiers de la base et du mobile.

A partir des informations notées sur le carnet de terrain lors de la mission, il est nécessaire de vérifier les hauteurs (selon les sites) et les rayons d'antenne (selon les modèles d'appareils utilisés) des GPS statiques et mobiles. Les sites inutiles, parfois dupliqués selon les conditions d'acquisition, doivent être supprimés.

3) Traitement des coordonnées

✓ Action WinPrism: *PNAV, C) Data Processing*

- *Execution Mode*: Forward and Backward

- *Processing Mode*: Survey

- *Processing Parameters*: Walking

Le processus de traitement des données effectue un calcul dit en double différence (Forward and Backward: calcul des déphasages croisés des signaux entre les satellites et les récepteurs, éliminant les décalages d'horloge). Le logiciel PNAV v.2.5.05D effectue le calcul du positionnement et fournit en sortie un fichier ASCII (.C), contenant dans l'en-tête les informations sur la station de référence (nom, latitude, longitude, altitude) et d'autres paramètres concernant l'antenne GPS. Le reste du fichier donne la position en latitude, longitude et altitude recalculées sur la base, de toutes les acquisitions du GPS mobile pour chaque station, ainsi que l'heure correspondant au positionnement.

```

Ashtech, Inc.  GPPS-2          Program:  PPDIFF-PNAV      Version:  2.5.05D
              Fri Jun 01 16:54:28 2007  Differentially Corrected: Y
BASE:  GITG 21 13 06.00911 S  055 41 13.90846 E  2266.663  0.227 0.132  0.000
ROVR:                                     1.266 0.132  0.000
SITE MM/DD/YY HH:MM:SS   SVs PDOP   LATITUDE   LONGITUDE   HI      RMS  FLAG  V_EAST  V_NORTH  V_UP
1701 05/17/07 06:26:34.000000  8  2.4  S 21.25049431 E 55.70101203 2328.2381  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:35.000000  8  2.4  S 21.25049428 E 55.70101202 2328.2352  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:36.000000  8  2.4  S 21.25049421 E 55.70101205 2328.2316  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:37.000000  8  2.4  S 21.25049418 E 55.70101206 2328.2303  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:38.000000  8  2.4  S 21.25049416 E 55.70101205 2328.2275  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:39.000000  8  2.4  S 21.25049414 E 55.70101205 2328.2268  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:40.000000  8  2.4  S 21.25049412 E 55.70101206 2328.2251  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:41.000000  8  2.4  S 21.25049411 E 55.70101206 2328.2246  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:42.000000  8  2.4  S 21.25049410 E 55.70101206 2328.2241  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:43.000000  8  2.4  S 21.25049410 E 55.70101206 2328.2238  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:44.000000  8  2.4  S 21.25049409 E 55.70101206 2328.2234  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:45.000000  8  2.4  S 21.25049408 E 55.70101206 2328.2230  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:46.000000  8  2.4  S 21.25049407 E 55.70101206 2328.2226  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:47.000000  8  2.4  S 21.25049407 E 55.70101206 2328.2223  0.072  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:26:48.000000  8  2.4  S 21.25049406 E 55.70101207 2328.2220  0.072  1  0.000  0.000  0.000
-
-
-
1701 05/17/07 06:29:30.000000  8  2.4  S 21.25049443 E 55.70101201 2328.2541  0.073  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:29:31.000000  8  2.4  S 21.25049444 E 55.70101201 2328.2535  0.073  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:29:32.000000  8  2.4  S 21.25049444 E 55.70101201 2328.2525  0.073  1  0.000  0.000  0.000
1701 05/17/07 06:29:33.000000  8  2.4  S 21.25049431 E 55.70101199 2328.2223  0.087  1  0.000  0.000  0.000
.....
???? 05/17/07 06:29:34.000000  8  2.4  S 21.25049436 E 55.70101200 2329.4845  0.097  1  -0.002  -0.004  0.000
???? 05/17/07 06:29:35.000000  8  2.4  S 21.25049427 E 55.70101197 2329.5027  0.097  1  0.003  0.005  0.000
???? 05/17/07 06:29:36.000000  8  2.4  S 21.25049428 E 55.70101197 2329.4924  0.096  1  -0.001  -0.004  0.000
???? 05/17/07 06:29:37.000000  8  2.4  S 21.25049425 E 55.70101201 2329.4990  0.096  1  0.005  0.005  0.000
???? 05/17/07 06:29:38.000000  8  2.4  S 21.25049425 E 55.70101197 2329.4972  0.096  1  -0.005  -0.003  0.000
???? 05/17/07 06:29:39.000000  8  2.4  S 21.25049421 E 55.70101196 2329.5000  0.096  1  0.001  0.006  0.000
???? 05/17/07 06:29:40.000000  8  2.4  S 21.25049423 E 55.70101198 2329.4991  0.096  1  0.001  -0.006  0.000

```

Exemple de fichier ASCII issu du traitement PNAV pour la station 1701 de la mission de 2007. La ligne en pointillés marque le passage au mode cinématique avant la station suivante.

La valeur moyenne ou médiane de toutes les positions donne alors le triplet de coordonnées le plus précis pour chaque station.

D'autres paramètres sont également disponibles :

- SVs renseigne sur le nombre de satellites utilisés lors du calcul ;
- PDOP est le facteur de qualité géométrique;
- une valeur de rms dont l'expression mathématique n'est pas fournie ;
- un marqueur FLAG qui indique les valeurs bien traitées (FLAG=0) ;
- les 3 dernières colonnes correspondent aux vitesses de déplacement du GPS.

Remarque

Lorsque la station de référence est trop éloignée de la zone prospectée, une station fixe intermédiaire, ou base relais, est implantée entre la base internationale et le secteur de mesures. Dans un premier temps, il est donc nécessaire de calculer la position de la base relais à partir des coordonnées de la station de référence. Cette étape permet de déterminer les coordonnées exactes de cette station intermédiaire, dans le but de l'utiliser comme station de base.

Dès lors, le calcul des coordonnées des différentes stations de mesure est identique, considérant cette fois la base intermédiaire comme référence.

**ANNEXE 4 – COMPLEMENT DE L'ETUDE MAGNETIQUE :
LE FLANC OUEST DU PITON DES NEIGES**

D'après les résultats de la modélisation des anomalies magnétiques et l'hypothèse d'un remplissage proposée au niveau du flanc ouest du Piton des Neiges (Publication n°2), le volume des formations récentes a été estimé. L'extension latérale de la dépression supposée est dérivée de la limite de l'anomalie magnétique RTP positive (Fig. A4-a), tandis que son extension verticale et sa surface inférieure sont déduites des résultats de la modélisation 3D (Publication n°2, Fig. 17). Malgré l'incertitude sur la géométrie et l'aimantation d'une telle structure, ce volume est estimé à 400 km^3 environ (Fig. A4-b). Par conséquent, les formations récentes, postérieures à l'inversion Brunhes-Matuyama, auraient comblé une dépression de volume équivalent résultant d'un épisode de glissement de ce flanc, en accord avec les observations géologiques (500 km^3 ; Oehler, 2005).

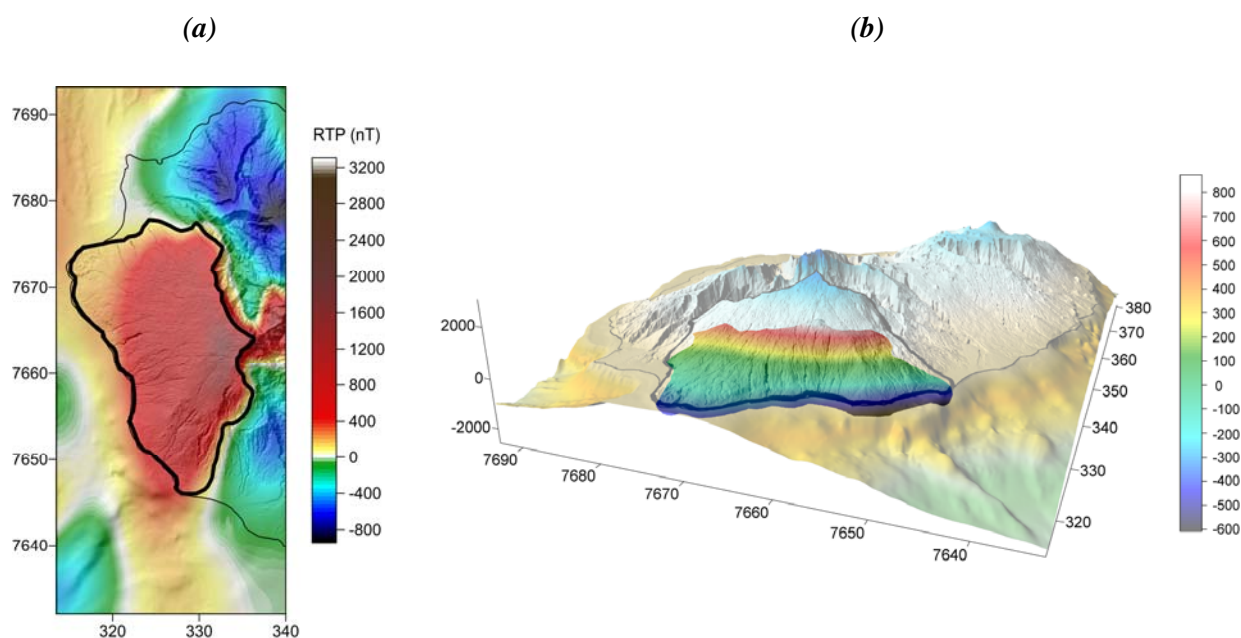


Figure A4 : *a) Extension latérale supposée du remplissage de formations à aimantation normale, estimée à partir de l'anomalie magnétique RTP positive associée au flanc ouest du Piton des Neiges ; b) Représentation 3D (vue depuis l'ouest) de la structure à aimantation normale modélisée au niveau du flanc ouest du Piton des Neiges pour une aimantation moyenne de 12 A m^{-1} . L'échelle de couleur représente la profondeur de la structure modélisée, en mètres. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S).*

RESUME

L'île de La Réunion est un système océanique volcanique dont l'essentiel du volume est immergé. Sa structure interne est investiguée par approches géophysiques, gravimétrie, magnétique et électromagnétique, offrant un modèle du système à grande échelle. La couverture gravimétrique du Piton de la Fournaise permet de distinguer les sources superficielles et profondes. Des variations gravimétriques associées à l'effondrement du Dolomieu en 2007 sont étudiées en termes de déplacements de masse au sein de l'édifice. Le Piton des Neiges apparaît comme un immense volcan organisé autour d'un système hypovolcanique de grande extension. La corrélation entre sa morphologie et la topographie suggère une relation entre la subsidence du complexe et celle des dépressions sus-jacentes. La couverture de formations récentes, incomplète, présente des épaisseurs variables et permet de reconstruire la morphologie de l'île à la transition Brunhes-Matuyama. A l'échelle du système immergé, la morphologie de deux larges zones de constructions volcaniques anciennes est proposée, à l'E et au SO de l'île, remettant en question les interprétations sismiques. La morphologie générale de l'édifice construit est reconstituée. Le plateau côtier est interprété en termes d'accumulation de hyaloclastites et de pillow lavas. Les quatre excroissances sous-marines sont principalement composées d'accumulation de dépôts d'avalanches de débris, dont les contrastes internes de densité peuvent être corrélés avec certaines unités géologiques observées en surface. Une étude comparative entre l'édifice de La Réunion et d'autres îles océaniques met en lumière les analogies et dissemblances morphologiques, structurales et géophysiques entre différents systèmes volcaniques océaniques.

Mots clés : *Ile de La Réunion ; gravimétrie ; magnétisme ; électromagnétisme ; modélisation ; structure interne ; transfert de masse ; complexe hypovolcanique ; morphologie ancienne ; constructions volcaniques ; hyaloclastites ; dépôts d'avalanche de débris.*

ABSTRACT

La Réunion is a huge volcanic oceanic complex of which most of the volume is submerged. Its internal structure is investigated using geophysical approaches; gravity, magnetic and electromagnetic, offering a large scale model of the overall system. The gravity coverage of Piton de la Fournaise volcano distinguishes between shallow and deep sources. Gravity variations associated with the collapse of the Dolomieu crater in 2007 are studied in terms of mass transfers within the edifice. The Piton des Neiges volcano appears as a huge volcano organized around a hypovolcanic complex with a great extent both laterally and vertically. The correlation between its morphology and the topography suggests a relationship between the subsidence of the complex and that of the overlying depressions. The coverage of recent formations, incomplete, presents varying thicknesses and helps to reconstruct the morphology of the island at the Brunhes- Matuyama transition. At the scale of the submarine system, the morphology of two large areas of old volcanic structures is proposed (to the east and south-west of the island) challenging the seismic interpretations. The general morphology of the constructed edifice is built. The coastal shelf is interpreted in terms of accumulation of hyaloclastites and pillow lavas. The four submarine bulges are mainly composed of an accumulation of debris avalanches deposits, whose internal density contrasts can be correlated with some geological units observed at the surface. A comparative study between La Réunion and other oceanic volcanic islands highlights both, morphological, structural and geophysical, similarities and dissimilarities between different oceanic volcanic systems.

Keywords : *La Réunion ; gravity; magnetism ; electromagnetism ; modelling ; internal structure; mass transfer ; hypovolcanic complex; old morphology; volcanic constructions; hyaloclastites ; debris avalanches deposits.*