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

Pierre Tinard

▶ **To cite this version:**

Pierre Tinard. 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. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2007. Français. NNT : . tel-00271539

HAL Id: tel-00271539
https://theses.hal.science/tel-00271539

Submitted on 9 Apr 2008

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.

Numéro d'Ordre : D.U. 1817

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N° 559

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par

Pierre TINARD
Diplômé d'Etudes Approfondies

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

Soutenue publiquement le 21 décembre 2007, devant la commission d'examen composée de :

Jean-François LENAT	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Président
Steve TAIT	Institut de Physique du Globe, Paris	Rapporteur
Christophe DELACOURT	Université de Bretagne Occidentale, Brest	Rapporteur
Philippe DURAND	Centre National d'Etudes Spatiales, Toulouse	Examinateur
Virginie PINEL	Université de Savoie, Chambéry	Examinatrice
Benjamin van WYK de VRIES	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Valérie CAYOL	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directrice de thèse
Jean-Luc FROGER	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse

Résumé

Le Piton de la Fournaise, sur l'île de La Réunion, est l'un des volcans les plus actifs de la planète. Depuis août 2003, quatorze éruptions et l'effondrement majeur du cratère Dolomieu (120 à 150.10^6 m^3) en avril 2007 se sont produits. Nous avons effectué une surveillance en continu de cette période d'activité intense avec des données ASAR-ENVISAT. Les interférogrammes calculés fournissent un enregistrement précis des déplacements de l'édifice lors de chacune des quatorze éruptions ainsi que lors de deux périodes inter-éruptives. Notre étude a permis de mettre en lumière le fort potentiel de l'interférométrie radar comme outil de surveillance opérationnelle de l'activité du Piton de la Fournaise.

Les données interférométriques, ainsi que des données GPS de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, ont été utilisées conjointement afin de caractériser les sources des déplacements mesurés en surface et ce, afin de mieux comprendre la géométrie des systèmes de stockage et les modalités de transfert de magma dans l'édifice. Pour cela, nous avons analysé ces données en utilisant une méthode de modélisation par éléments frontières 3D mixtes, méthode combinée à une inversion de type Monte-Carlo. Les déplacements du sol et d'autres données physiques indiquent que les éruptions peuvent être classées en deux catégories : sommitales et latérales distales. La plupart des déplacements co-éruptifs peut être expliquée par l'injection de dykes à pendage 45° à 70° vers l'Est ou sub-verticaux qui s'enracinent, sous le cône sommital, aux alentours de 1500 m d'altitude. Toutefois, les déplacements associés aux trois éruptions latérales distales (janvier 2004, février 2005 et décembre 2005) sont différents et ne peuvent être expliqués par la simple injection d'un dyke. Les déplacements associés aux éruptions de janvier 2004 et d'avril 2007 suggèrent aussi un glissement vers l'Est de la zone des Grandes Pentes et du Grand Brûlé. Enfin, l'étude de déplacements de grande étendue observés lors des périodes inter-éruptives montre l'existence d'un réservoir magmatique localisé au niveau de la mer.

Abstract

Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island, is one of the most active volcanoes of the Earth, with fourteen eruptions and the large volume crater collapse of Dolomieu crater (120 to 150.10^6 m^3 of material collapsed) since August 2003. We performed a continuous InSAR monitoring of this period of intense volcanic activity using ASAR-ENVISAT data. The computed interferograms provide a precise measurement of volcano displacements associated with each of the fourteen eruptions and during two inter-eruptive periods. Our study highlights the high potentiality of InSAR as an operational monitoring tool for volcanic activity at Piton de la Fournaise.

The interferometric data, together with some GPS data provided by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, were also used to determine the characteristics of superficial dykes that fed eruptions and of the magmatic storage system. We modelled these geodetic data using a 3D-Mixed Boundary Element Method combined with a Monte-Carlo exploration algorithm. Ground displacements and other physical parameters allow distinguishing two kinds of eruptions: proximal and lateral distal. Co-eruptive displacements associated with proximal eruptions can be explained by 45° to 70° eastward or sub-vertical dipping dykes, which root at ~1500 m a.s.l. beneath the central cone. On the contrary, displacements associated with the three lateral distal eruptions of the study period (January 2004, February 2005 and December 2005) cannot be explained by the intrusion of a single dyke. Displacements associated with the January 2004 and April 2007 eruptions suggest global movement of Grandes Pentes and Grand Brûlé areas toward the East. Study of large extent displacements observed during inter-eruptives periods evidences a magmatic reservoir located at sea level.

Table des matières

Résumé iii
Abstract v
Table des matières vii
Liste des tableaux xi
Liste des figures xiii
Liste des abréviations xvii
Carte toponymique et topographique de la zone d'étude xix

Chapitre 1 – Introduction 1

1.1. La surveillance des édifices volcaniques 2
1.1.1 Généralités 2
1.1.2 La géodésie en domaine volcanique 4
1.1.2.1 Principes 4
1.1.2.2 Déplacements du sol et activité volcanique 5
1.1.3 Les outils géodésiques 6
1.1.3.1 Mesures *in-situ* 6
1.1.3.2 L'interférométrie radar 7
1.1.4 La modélisation des déplacements 7

1.2 Le volcanisme du Piton de la Fournaise 9
1.2.1 L'île de La Réunion 9
1.2.2 Le Piton de la Fournaise 11
1.2.2.1 Edification 11
1.2.2.2 Activité éruptive actuelle 12
1.2.2.3 Bilan des connaissances 15

1.3 Objectifs de l'étude 18

Chapitre 2 – Données géodésiques 19

2.1 Principes 19
2.1.1 Interférométrie radar 20
2.1.1.1 Le système ASAR-ENVISAT 20
2.1.1.2 Formation des images radar ASAR 21
2.1.1.3 L'interférométrie radar 22
2.1.1.4 Evaluation de la qualité des interférogrammes 24
2.1.1.5 Déroulement des phases 26
2.1.1.6 Conventions et interprétation des franges 28
2.1.2 Le système GPS 31
2.1.2.1 Les satellites GPS 31
2.1.2.2 Le signal GPS 31
2.1.2.3 Le positionnement GPS 32
2.1.2.4 Effets atmosphériques 34

2.2 Base de données géodésiques sur le Piton de la Fournaise 36
2.2.1 Base de données interférométriques 36
2.2.2 Base de données GPS 42
2.2.2.1 Réseau GPS à réitération ponctuelle 42
2.2.2.2 Réseau des stations GPS permanentes 46
2.2.2.3 Post-traitement des données des stations GPS permanentes 48
2.2.2.4 Déplacements enregistrés par le réseau des GPS permanents 55
2.3 Un outil de surveillance en continu de l'activité volcanique 57
2.3.1 Disponibilité des données 57
2.3.2 Résolution des données InSAR 60
2.3.2.1 Résolution spatiale des données ASAR et InSAR 60
2.3.2.2 Résolution temporelle 63
2.3.2.3 Adéquation des résolutions de l'InSAR pour caractériser les déplacements en domaine volcanique 71
2.3.3 Qualité des données interférométriques 73
2.3.3.1 Décorrélation temporelle 73
2.3.3.2 Evolution temporelle de la cohérence au Piton de la Fournaise 75
2.3.3.3 Aliasing spatial 76
2.3.3.4 Distorsions géométriques 78
2.3.3.5 Bilan des décorrélations dues à une perte de signal 81
2.3.3.6 Résidus orbitaux 82
2.3.3.7 Résidus topographiques 84
2.3.3.8 Bruit de déroulement 87
2.3.4 Composante atmosphérique 89
2.3.4.1 Calibration par les données météorologiques 90
2.3.4.2 Calibration par les délais troposphériques 91
2.3.4.3 Calibration par le ZTD issu de l'analyse d'un réseau GPS 93
2.3.4.5 Utilisation des données radio-spectrométriques 94
2.3.4.6 Corrélation phase / altitude 96
2.3.4.7 Bilan dans le cas du Piton de la Fournaise 97
2.3.5 Caractérisation des déplacements 98
2.3.5.1 Subsidence des coulées de lave 98
2.3.5.2 Déplacements mesurés dans l'axe de visée du satellite 100
2.3.6 Vers un suivi en quasi temps-réel de l'activité volcanique 103
2.3.6.1 Délai de planification de l'acquisition des données 103
2.3.6.2 Délai de mise à disposition des données 104
2.3.6.3 Délai de production des interférogrammes 105
2.3.7 Conclusion 105
2.3.8 Perspectives 107
2.4 Déplacements du sol au Piton de la Fournaise Août 2003 à Avril 2007 109
2.4.1 Déplacements du sol enregistrés par interférométrie radar 109
2.4.1.1 Déplacements co-éruptifs 109
2.4.1.2 Crise sismique de novembre 2003 118
2.4.1.3 L'éruption d'avril 2007 119
2.4.1.4 Déplacements inter-éruptifs 122
2.4.1.5 Produits dérivés : cartographie des coulées de lave 125
2.4.2 Déplacements du sol enregistrés par GPS 127

2.4.2.1 Dérive de la station de référence 127
2.4.2.2 Déplacements co-éruptifs 130
2.4.2.3 Les données des stations GPS permanentes 134
2.4.2.4 L'éruption d'avril 2007 135
2.4.3 Bilan des déplacements 136

Chapitre 3 – Modélisation 139

3.1 Principes et mise en œuvre de la modélisation 139
3.1.1 Principes de la modélisation 140
3.1.1.1 Généralités 140
3.1.1.2 Analytique vs. numérique 140
3.1.1.3 Principes, avantages et hypothèses de la méthode à éléments frontières mixtes 142
3.1.1.4 Principe de l'inversion 145
3.1.1.5 Algorithme d'exploration de proche voisin (« Neighbourhood algorithm », NA) 147
3.1.1.6 Caractérisation statistique des paramètres 149
3.1.2 Mise en œuvre de la modélisation par éléments frontières mixtes 150
3.1.2.1 Maillage des structures et paramètres utilisés 150
3.1.2.2 Echantillonnage des données InSAR 155
3.1.2.3 Analyse du bruit 158
3.1.2.4 Temps de calcul 160
3.1.2.5 Résultats des inversions 160
3.1.3 Etude de l'apport des acquisitions multiswath pour la modélisation des déplacements 165
3.1.3.1 Modèle synthétique 165
3.1.3.2 Choix des données testées 167
3.1.3.3 Meilleurs modèles obtenus 168
3.1.3.4 Bilan de l'apport du multiswath 177

3.2 Modélisation des déplacements co-éruptifs Eruptions sommitales 178
3.2.1 Eruption d'août 2003 180
3.2.2 Eruption de septembre 2003 188
3.2.3 Eruption de décembre 2003 194
3.2.4 Eruption de mai 2004 199
3.2.5 Eruption d'août 2004 205
3.2.6 Eruption d'octobre 2005 211
3.2.7 Eruption de novembre 2005 218
3.2.8 Eruption de juillet 2006 223
3.2.9 Eruption de févier 2007 229
3.2.10 Bilan des modélisations des éruptions sommitales – Discussion 235

3.3 Modélisation des déplacements co-éruptifs Eruptions latérales distales 245
3.3.1 Obstacles à la caractérisation des déplacements enregistrés par l'InSAR 245
3.3.2 Sources des déplacements 250
3.3.3 Eruption de janvier 2004 252

3.3.4 Eruption de février 2005 **265**
3.3.5 Eruption de décembre 2005 **277**
3.3.6 Bilan des modélisations des éruptions latérales distales **285**
Discussion
3.4 Modélisation des déplacements inter-éruptifs **290**
3.4.1 Données GPS **291**
3.4.2 Données InSAR **292**
3.4.3 Modélisation **295**
3.4.4 Discussion **305**
3.5 Transfert de magma depuis la zone de stockage **308**
3.6 Bilan des modélisations **310**

Chapitre 4 – Conclusion et perspectives 313

Références bibliographiques 325

Annexes 335

Liste des Tableaux

2.01 Base de données InSAR sur le Piton de la Fournaise *37*
2.02 Interférogrammes ayant enregistré les déplacements co-éruptifs depuis août 2003 *38*
2.03 Interférogrammes ayant enregistré les déplacements inter-éruptifs *41*
2.04 Nombre de points GPS acquis et ayant enregistré les déplacements co-éruptifs *44*
2.05 Différence d'altitude entre les stations GPS permanentes et les stations référence *53*
2.06 Distance entre les stations GPS permanentes et les stations référence *54*
2.07 Déplacements GPS enregistrés lors des périodes inter-éruptives *55*
2.08 Caractéristiques des acquisitions ASAR sur le Piton de la Fournaise (PdF) *61*
2.09 Résolution au sol des pixels radar ASAR sur le Piton de la Fournaise *62*
2.10 Exemple d'acquisitions ASAR potentielles sur le Piton de la Fournaise *64*
2.11 Combinaisons interférométriques potentielles dans la base de données *68*
2.12 Résolution temporelle selon le swath considéré *69*
2.13 Fréquence de revisite effective en période éruptive au PdF *70*
2.14 Données ASAR perdues par recouvrement ou ombrage sur le PdF *81*
2.15 Caractéristiques des fichiers orbitaux disponibles *83*
2.16 Distance entre les stations météorologiques et le sommet du Piton de la Fournaise *91*
2.17 Dilution de précision (DoP) pour diverses combinaisons de swaths sur le PdF *101*
2.18 Gradients min. et max. des déplacements InSAR observés lors des éruptions *114*
2.19 Caractéristiques des éruptions au Piton de la Fournaise depuis août 2003 *116*
2.20 Dérives potentielles de la station référence ENCg lors des périodes inter-éruptives *129*
2.21 Comparaison des déplacements GPS et des déplacements InSAR *133*

3.01 Combinaisons d'interférogrammes et DoP associée pour l'étude multiswath *167*
3.02 Meilleurs paramètres obtenus lors des inversions de l'étude multiswath *169*
3.03 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'août 2003 *181*
3.04 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2003 *183*
3.05 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de septembre 2003 *189*
3.06 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de septembre 2003 *192*
3.07 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de décembre 2003 *195*
3.08 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2003 *198*
3.09 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de mai 2004 *200*
3.10 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de mai 2004 *201*
3.11 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'août 2004 *206*
3.12 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2004 *207*
3.13 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'octobre 2005 *212*
3.14 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'octobre 2005 *214*
3.15 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de novembre 2005 *219*
3.16 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de novembre 2005 *220*
3.17 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de juillet 2006 *224*
3.18 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de juillet 2006 *225*
3.19 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de février 2007 *230*
3.20 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de février 2007 *233*
3.21 Volumes des dykes modélisés et volumes de lave émis *244*
3.22 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de janvier 2004 *253*
3.23 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de janvier 2004 *259*
3.24 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de février 2005 *266*
3.25 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de février 2005 *272*
3.26 Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de décembre 2005 *278*
3.27 Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2005 *281*
3.28 Déplacements GPS enregistrés lors des périodes inter-éruptives *291*
3.29 Caractéristiques des interférogrammes – périodes inter-éruptives *294*
3.30 Paramètres du meilleur modèle – périodes inter-éruptives – source ellipsoïdale *297*
3.31 Paramètres du meilleur modèle – périodes inter-éruptives – source sphérique *299*
3.32 Valeurs des P_0 ajustées pour les interférogrammes en périodes inter-éruptives *301*

Liste des Figures

1.01	Localisation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien	*9*
1.02	Carte de l'île de La Réunion et localisation des centres volcaniques	*10*
1.03	Structures et carte géologique simplifiée du Piton de la Fournaise	*12*
1.04	Carte toponymique de la zone active actuelle du Piton de la Fournaise	*13*
1.05	Carte des coulées de lave depuis 1972 au Piton de la Fournaise	*14*
1.06	Carte d'anomalie de Bouguer sur le Piton de la Fournaise (données 2007)	*15*
2.01	Géométrie d'une acquisition radar et swaths d'ASAR-ENVISAT	*21*
2.02	Géométrie d'un couple interférométrique	*25*
2.03	Principe d'un déroulement de phases	*27*
2.04	Déroulement des interférogrammes par procédure itérative et SNAPHU	*28*
2.05	Ambiguïté des déplacements du sol enregistrés par l'InSAR	*29*
2.06	Interférogramme et conventions utilisées	*30*
2.07	Principe du positionnement par le système GPS	*32*
2.08	Répartition des satellites GPS dans l'espace et PDOP associée	*33*
2.09	Interférogrammes représentatifs des éruptions survenues depuis août 2003	*39-40*
2.10	Interférogrammes représentatifs des périodes inter-éruptives	*42*
2.11	Réseau GPS à réitération ponctuelle	*43*
2.12	Déplacements GPS enregistrés lors des éruptions depuis août 2003	*45-46*
2.13	Réseau des stations GPS permanentes	*47*
2.14	Positions selon les 3 composantes de la station GPS SFRg pour le 3/09/2004	*49*
2.15	Evolution du PDOP pour la journée d'enregistrement de BORg (28/11/2004)	*50*
2.16	Valeur de la rms pour la station BORg (28/11/2004)	*51*
2.17	Dérive temporaire de la station DSRg (03/09/2004)	*52*
2.18	Evolution de la position de la station DSRg lors de la journée du 28 novembre 2004	*55*
2.19	Déplacements GPS enregistrés lors des périodes inter-éruptives	*56*
2.20	Orbites complètes d'ENVISAT lors des acquisitions sur La Réunion	*60*
2.21	Vitesses d'ENVISAT lors des acquisitions sur La Réunion	*61*
2.22	Couverture spatiale des acquisitions ASAR-ENVISAT sur La Réunion	*65*
2.23	Baseline perpendiculaire en fonction de l'angle d'incidence	*66*
2.24	Carte et histogramme des pentes du Piton de la Fournaise	*66*
2.25	Interférogrammes potentiels en fonction de la baseline perpendiculaire	*67*
2.26	Classification des processus volcaniques	*71*
2.27	Image de cohérence moyennée sur le Piton de la Fournaise	*74*
2.28	Cohérence en fonction de la durée couverte par les interférogrammes	*75*
2.29	Interférogramme couvrant 10 éruptions, de septembre 2003 à juillet 2006	*77*
2.30	Distorsions géométriques des images radar	*79*
2.31	Images radar multilook sur le Piton de la Fournaise en swaths A2 et D7	*80*
2.32	Carte de l'évolution de la cohérence dans le temps	*82*
2.33	Exemple de franges orbitales résiduelles (Amérique du Sud)	*83*
2.34	Exemple de résidus topographiques (Amérique du Sud)	*85*
2.35	Distribution des valeurs de bouclage de triplets d'interférogrammes déroulés	*88*
2.36	Localisation des stations météorologiques sur l'île de La Réunion	*90*
2.37	Evolution du Zenithal Hydrostatic Delay d'août 2003 à mi-2005	*92*
2.38	Couverture nuageuse sur La Réunion observée par MERIS-ENVISAT	*96*
2.39	Correction de la composante homogène à grande échelle de l'atmosphère	*97*
2.40	Signaux de coulées de lave récentes enregistrés par InSAR	*99*
2.41	Interférogrammes représentatifs des éruptions survenues depuis août 2003	*110-111*
2.42	Localisation des fissures éruptives au Piton de la Fournaise de 2003 à 2007	*112*
2.43	Localisation des fissures éruptives sur le cône sommital (08/2003 à 02/2007)	*112*
2.44	Interférogrammes ayant enregistré les déplacements lors de la crise de nov. 2003	*118*
2.45	Interférogrammes ayant enregistré les déplacements lors de l'éruption d'avril 2007	*120*
2.46	Images radar acquises avant et après l'effondrement du Dolomieu en 2007	*120*
2.47	Interférogrammes ayant enregistré les déplacements post-effondrement	*122*
2.48	Déplacements GPS enregistrés lors des périodes inter-éruptives	*123*

2.49 Cartographie de coulées de laves à partir de la cohérence des interférogrammes *125*
2.50 Avancée de la coulée de lave lors de l'éruption de mai 2004 *126*
2.51 Dérive de la station ENCg par rapport à la station IGS-REUN *129*
2.52 Déplacements GPS enregistrés lors des éruptions depuis août 2003 *131-132*
2.53 Déplacements GPS enregistrés lors des périodes inter-éruptives *135*
2.54 Déplacements GPS enregistrés après l'effondrement du Dolomieu *135*

3.01 Décomposition de l'espace des paramètres en cellules de Voronoï *149*
3.02 Extrait d'un maillage topographique progressif – Juillet 2006 *151*
3.03 Vue schématique d'un dyke utilisé pour la modélisation des déplacements *152*
3.04 Paramètres géométriques permettant de définir la partie principale du dyke *153*
3.05 Géométrie de la partie sommitale du dyke avec séparation en échelons *154*
3.06 Paramètres *botcurv* et *vertcurv* permettant de courber le dyke *154*
3.07 Paramètres géométriques décrivant l'ellipsoïde utilisé pour la modélisation *155*
3.08 Sous-échantillonnages de données InSAR par diverses méthodes *156*
3.09 Modèle maximum probabilité et intervalles de confiance à 95% *157*
3.10 Principe du sous-échantillonnage quadtree *158*
3.11 Fonction d'auto-corrélation estimée à partir du bruit moyenné sur 45 interférogram. *159*
3.12 Représentation des paramètres du modèle en fonction du numéro d'itération *162*
3.13 Densités marginales de probabilité 1D et 2D *163*
3.14 Représentation des déplacements observés – modélisés et des résidus – exemple *164*
3.15 Localisation de la fissure éruptive pour le modèle synthétique *165*
3.16 Interférogrammes synthétiques bruités *166*
3.17 Densités marginales de probabilité obtenues pour le cas #1 de l'étude AMS *170*
3.18 Déplacements obs., mod. et résidus pour le cas #1 de l'étude AMS *170*
3.19 Densités marginales de probabilité obtenues pour le cas #2 de l'étude AMS *171*
3.20 Déplacements obs., mod. et résidus pour le cas #2 de l'étude AMS *172*
3.21 Déplacements obs., mod. et résidus pour le cas #3 de l'étude AMS *173*
3.22 Déplacements obs., mod. et résidus pour le cas #4 de l'étude AMS *174*
3.23 Densités marginales de probabilité obtenues pour le cas #5 de l'étude AMS *175*
3.24 Déplacements obs., mod. et résidus pour le cas #5 de l'étude AMS *176*
3.25 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives d'août 2003 *180*
3.26 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption d'août 2003 *181*
3.27 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2003 *183*
3.28 Trace du dyke d'août 2003 visible sur l'interférogramme de septembre 2003 *184*
3.29 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption d'août 2003 *186*
3.30 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption d'août 2003 *187*
3.31 Densités marginales de probabilité – éruption d'août 2003 *187*
3.32 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de septembre 2003 *188*
3.33 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de septembre 2003 *189*
3.34 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de septembre 2003 *190*
3.35 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de sept. 2003 *191*
3.36 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption de septembre 2003 *192*
3.37 Densités marginales de probabilité – éruption de septembre 2003 *193*
3.38 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de décembre 2003 *194*
3.39 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de décembre 2003 *195*
3.40 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2003 *196*
3.41 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de décembre 2003 *197*
3.42 Densités marginales de probabilité – éruption de décembre 2003 *198*
3.43 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de mai 2004 *199*
3.44 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de mai 2004 *200*
3.45 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de mai 2004 *201*
3.46 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de mai 2004 *203*
3.47 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption de mai 2004 *204*
3.48 Densités marginales de probabilité – éruption de mai 2004 *204*
3.49 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives d'août 2004 *205*
3.50 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption d'août 2004 *206*
3.51 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2004 *207*
3.52 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption d'août 2004 *208*
3.53 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption d'août 2004 *209*
3.54 Densités marginales de probabilité – éruption d'août 2004 *210*

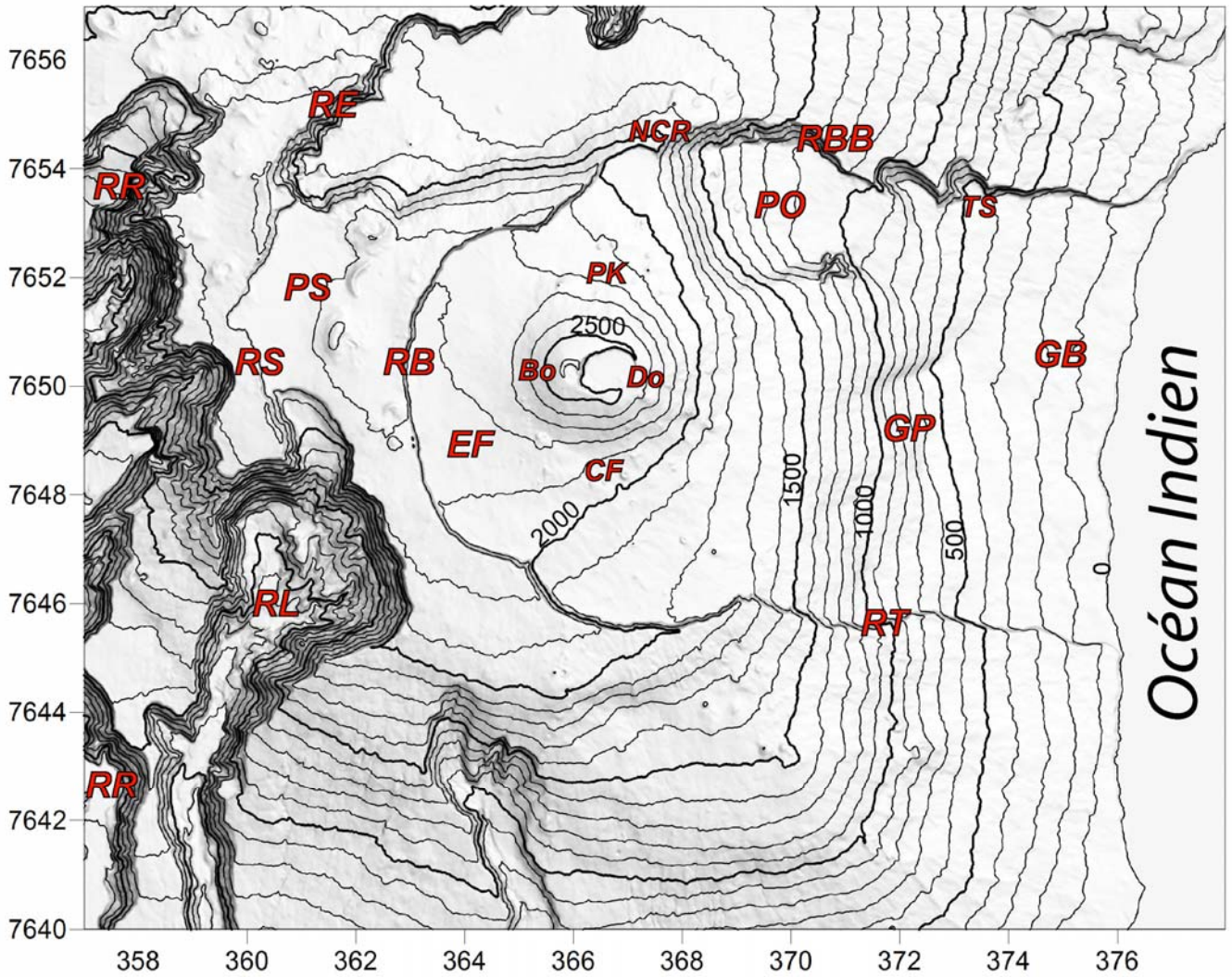
3.55 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives d'octobre 2005 *211*
3.56 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption d'octobre 2005 *213*
3.57 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption d'octobre 2005 *215*
3.58 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption d'octobre 2005 *216*
3.59 Densités marginales de probabilité – éruption d'octobre 2005 *217*
3.60 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de novembre 2005 *218*
3.61 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de novembre 2005 *219*
3.62 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de novembre 2005 *220*
3.63 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de novembre 2005 *221*
3.64 Densités marginales de probabilité – éruption de novembre 2005 *222*
3.65 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de juillet 2006 *223*
3.66 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de juillet 2006 *224*
3.67 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de juillet 2006 *225*
3.68 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de juillet 2006 *226*
3.69 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption de juillet 2006 *227*
3.70 Densités marginales de probabilité – éruption de juillet 2006 *228*
3.71 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de février 2007 *229*
3.72 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de février 2007 *230*
3.73 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de février 2007 *231*
3.74 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de février 2007 *232*
3.75 Déplacements obs., mod. et résidus GPS pour l'éruption de février 2007 *233*
3.76 Densités marginales de probabilité – éruption de février 2007 *234*
3.77 Altitude de la base des dykes modélisés pour les éruptions sommitales *239*
3.78 Traces en surface des dykes modélisés pour les éruptions sommitales *240*
3.79 Projections en surface et en coupe des dykes modélisés - éruptions sommitales *241*
3.80 Déplacements cumulés, changement de pentes pour les éruptions sommitales *243*
3.81 Interférogramme swath 7 descendant – track 005 et cohérence (janvier 2004) *246*
3.82 Interférogramme swath 4 descendant – track 320 mal déroulé *247*
3.83 Interférogrammes et interférogrammes déroulés (février et décembre 2005) *248*
3.84 Interférogrammes et cohérences dans la Plaine des Osmondes *249*
3.85 Interférogrammes passe descendante (janvier 2004 et février 2005) *250*
3.86 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de janvier 2004 *252*
3.87 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de janvier 2004 *253*
3.88 Interférogrammes passe ascendante – janvier 2004 *254*
3.89 Interférogrammes passe descendante – janvier 2004 *255*
3.90 Interférogrammes et motifs de déplacements – janvier 2004 *257*
3.91 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de janvier 2004 *260*
3.92 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de janvier 2004 *261*
3.93 Densités marginales de probabilité – éruption de janvier 2004 *263*
3.94 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de février 2005 *265*
3.95 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de février 2005 *267*
3.96 Interférogrammes et motifs de déplacements – février 2005 *268*
3.97 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de février 2005 *272*
3.98 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de février 2005 *274*
3.99 Densités marginales de probabilité – éruption de février 2005 *275*
3.100 Cartographie des coulées de laves et fissures éruptives de décembre 2005 *277*
3.101 Chronologie des acquisitions InSAR lors de l'éruption de décembre 2005 *278*
3.102 Interférogrammes et motifs de déplacements – décembre 2005 *279*
3.103 Géométrie du dyke du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2005 *281*
3.104 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – éruption de décembre 2005 *282*
3.105 Densités marginales de probabilité – éruption de décembre 2005 *283*
3.106 Altitude de la base des dykes modélisés – éruptions latérales distales *287*
3.107 Traces et projections en surface des dykes modélisés – éruptions latérales distales *288*
3.108 Déplacements cumulés, changement de pentes – éruptions latérales distales *289*
3.109 Déplacements GPS inter-éruptifs sur les trois stations sommitales *292*
3.110 Chronologie des acquisitions InSAR et GPS – périodes inter-éruptives *293*
3.111 Interférogrammes ayant enregistré les déplacements inter-éruptifs *294*
3.112 Densités marginales de probabilité – période inter-éruptive – source ellipsoïdale *298*
3.113 Densités marginales de probabilité – période inter-éruptive – source sphérique *300*
3.114 Géométrie de la source sphérique modélisée pour les périodes inter-éruptives *301*

3.115 Déplacements obs., mod. et résidus InSAR, quadtree – périodes inter-éruptives *303*
3.116 Déplacements obs., mod. et résidus GPS – périodes inter-éruptives *304*
3.117 Localisation de la base des dykes modélisés et du réservoir magmatique modélisé *308*
3.118 Localisation de la sismicité pré-éruptive d'août 2003 à juillet 2006 *309*

4.01 Schéma synthétique de fonctionnement du Piton de la Fournaise depuis août 2003 *319*

Liste des Abréviations

ALOS	Advanced Land Observing Satellite
ARTEMIS	Advanced Relay and Technology Mission Satellite
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DIAPASON	Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey Of Nature
DoP	Dilution of Precision
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
ENVISAT	ENVIronmental SATellite
ERS	European Remote Sensing satellite
ESA	European Space Agency
GPS	Global Positioning System
IGS	International Global navigation satellite system Service
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
IWV	Integrated Water Vapour
JERS	Japanese Earth Resources Satellite
LOS	Line Of Sight
MBEM	Mixed Boundary Element Method
MERIS	MEdium-spectral Resolution Imaging Spectrometer
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NA	Neighbourhood Algorithm
OVPF	Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise
PALSAR	Phased Array type-L Synthetic Aperture Radar
PDOP	Position (3D) Dilution Of Precision (GPS)
PPD	Posteriori Probability Densities
RMS	Root Mean Square (erreur rms)
SNAPHU	Statistical-cost, Network-flow Algorithm for Phase Unwrapping
SSR	Solid State Recorder
STD	Slant Tropospheric Delay
ZHD	Zenithal Hydrostatic Delay
ZTD	Zenithal Tropospheric Delay
ZWD	Zenithal Wet Delay



Carte topographique et toponymique du Piton de la Fournaise (zone d'étude seulement). Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m. Coordonnées UTM 40S (km). *Bo* : cratère Bory, *CF* : Château Fort, *Do* : cratère Dolomieu, *EF* : Enclos Fouqué, *GB* : Grand Brûlé, *GP* : Grandes Pentes, *NCR* : Nez Coupé de Ste Rose, *PK* : Piton Kapor, *PO* : Plaine des Osmondes, *PS* : Plaine des Sables, *RB* : Rempart de Bellecombe, *RBB* : Rempart de Bois Blanc, *RE* : Rivière de l'Est, *RL* : Rivière Langevin, *RR* : Rivière des Remparts, *RS* : Rempart des Sables, *RT* : Rempart du Tremblet, *TS* : Trou de sable.

Chapitre 1

Introduction

L'activité volcanique se manifeste, entre autres, par des déplacements du sol. L'enregistrement de ces déplacements, leur analyse et leur modélisation permettent une caractérisation et une compréhension des mécanismes internes de transfert de magma.

Le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs au monde : plus de 150 éruptions depuis le XVII^{ème} siècle. La surveillance de l'édifice est assurée en continu depuis le début de l'année 1980, date de la mise en service de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF). Au cours des dernières années, l'OVPF a entrepris un renforcement de ses moyens de surveillance de l'activité du volcan avec, par exemple, la densification du réseau de stations GPS permanentes en 2005 et 2006. Parallèlement aux moyens de surveillance *in-situ*, l'interférométrie radar (InSAR) à partir des données ASAR-ENVISAT est utilisée depuis 2003 pour enregistrer, en continu, les déplacements associés à l'activité du Piton de la Fournaise. D'août 2003 à avril 2007, quatorze éruptions ont ainsi pu être imagées en utilisant la méthode InSAR.

L'interférométrie radar propose une alternative nouvelle et intéressante au réseau géodésique déjà existant. Elle permet notamment d'accéder à une caractérisation précise des déplacements avec une couverture spatiale continue et une densité d'échantillonnage très importante à l'échelle de l'édifice entier. La modélisation des déplacements enregistrés par l'interférométrie radar depuis 2003 permettra donc de préciser les mécanismes de stockage et de transport des magmas dans l'édifice.

La modélisation des déplacements enregistrés par interférométrie radar et GPS depuis 2003 au Piton de la Fournaise est l'objet principal de ce travail. Les informations apportées par cette modélisation permettent de préciser les mécanismes de stockage et de transfert des magmas dans l'édifice.

Dans ce premier chapitre, les différentes méthodes de surveillance utilisées classiquement sur les édifices volcaniques seront rappelées brièvement au lecteur. Une revue plus détaillée de la surveillance géodésique sera ensuite présentée et l'apport de l'interférométrie radar comme outil de surveillance de l'activité volcanique sera évoqué avant d'être détaillé dans le chapitre 2.

Une présentation de l'île de La Réunion et du Piton de la Fournaise – volcan-cible des travaux exposés ici – ainsi qu'un bilan des connaissances sur cet édifice seront faits dans la deuxième partie de ce chapitre. Des précisions ultérieures sur les systèmes de stockage et de transports des magmas seront apportées par la modélisation des déplacements enregistrés depuis août 2003 (chapitre 3).

1.1 La surveillance des édifices volcaniques

1.1.1 Généralités

La plupart des outils actuels de surveillance *in-situ* de l'activité volcanique se rattachent principalement aux domaines de la sismologie et de la géodésie (inclinométrie, GPS, distancemétrie, etc). Le panel des outils disponibles pour le volcanologue est souvent complété par d'autres mesures de géophysique (gravimétrie et électromagnétisme par exemple), de géochimie ou d'hydrologie. L'utilisation des outils géodésiques pour la surveillance des édifices volcaniques sera développée plus loin dans ce chapitre.

La sismologie, au même titre que la géodésie, est la méthode de surveillance des édifices volcaniques la plus fréquemment utilisée. Le déploiement d'un réseau simple de quelques instruments situés à proximité d'un édifice volcanique offre une information de premier ordre

pour la surveillance. Ce réseau peut être installé rapidement et sans avoir à accéder nécessairement au centre de la zone active et donc sans avoir à être exposé à des risques volcaniques. Au Piton de la Fournaise, une vingtaine de sismomètres est déployée sur l'ensemble de l'édifice.

La sismologie permet de détecter les signaux précurseurs de presque toutes les éruptions (Benoit et McNutt, 1996 ; Battaglia et al., 2005). Les éruptions sont accompagnées de sismicité, notamment d'un trémor sismique (basse fréquence) témoin des mouvements de magma dans le volcan.
Les séismes de faible magnitude ($M < 1$) peuvent être aisément détectés en quelques secondes, mêmes à plusieurs kilomètres de la source ; ce qui n'est pas le cas des signaux géochimiques et géodésiques qui ne se propagent pas sur des distances importantes.
Un des meilleurs exemples est sans doute l'activité post-1980 au Mont St. Helens. La croissance du dôme dacitique s'est accompagnée de déformations importantes mais aucune de celles-ci ne se propageait à plus d'un kilomètre de distance, ou avec des amplitudes si faibles qu'elles n'étaient pas détectées par le réseau de distancemètres ou d'inclinomètres disposés à l'extérieur du cratère de 1980 (Chadwick et al., 1983 ; Dzurisin et al., 1983). Dans le même temps, des milliers de séismes superficiels étaient enregistrés par le réseau de sismomètres sur les flancs du volcan et en périphérie (Malone et al., 1983).

L'émission de gaz volcaniques est une manifestation de l'activité volcanique et la surveillance géochimique fait partie des possibilités du réseau global de surveillance. Celle-ci consiste essentiellement en :

- l'échantillonnage de terrain et l'analyse des fumerolles et des sources hydrothermales qui témoignent des interactions chimiques entre les gaz ou l'eau et le système magmatique sous-jacent ;
- la surveillance en continu et in-situ de la concentration d'un gaz donné (SO_2, CO_2 ou H_2S par exemple) par spectromètre à corrélation (COSPEC) ou spectromètre infrarouge (FTIR), entre autres, qui permet d'approcher les volumes de magma dans les réservoirs et leur éventuelle réalimentation. Elle permet aussi de mieux connaître les systèmes hydrothermaux.
- la mesure et la quantification des gaz et des aérosols dans les panaches volcaniques.

Au Piton de la Fournaise, l'échantillonnage des coulées de lave est complété par un réseau expérimental de 25 sondes radon.

Parmi les outils géophysiques complémentaires, la gravimétrie est sensible aux changements d'altitude et aux transferts de masse en subsurface. Elle permet donc, en théorie, de déceler le remplissage ou la vidange d'un réservoir magmatique, ou l'intrusion de magma dans son voisinage.

Les mesures du champ magnétique apportent aussi des informations sur les processus internes à l'édifice puisqu'ils renseignent sur le changement d'état de contraintes internes (Johnston et al., 1981) ou sur la température des roches dans l'édifice.

La méthode dite des potentiels spontanés (PS) évalue la séparation des charges ioniques en profondeur en mesurant de faibles différences de potentiels via des électrodes installées en surface. Cette séparation des charges est liée au mouvement d'eau intra-édifice dans des roches perméables. Les mouvements de magma en subsurface créent de nouvelles fractures perméables ou réchauffent l'eau souterraine ; cette dernière produit alors une anomalie PS positive dans les zones dites hydrothermales (Michel et Zlotnicki, 1998).

La surveillance des aquifères volcaniques est intéressante puisque la capacité de stockage de l'eau dans l'édifice est directement liée à son état de contraintes (extensives ou compressives).

Une surveillance à distance, au sol, aéroportée ou satellitale, peut compléter avantageusement cette surveillance *in-situ*. On peut citer la surveillance thermique (Wooster et Rothery, 1997), le suivi par satellite des panaches volcaniques lors des éruptions sub-pliniennes et pliniennes (Roach et al., 2001), une simple surveillance vidéo ou encore une surveillance au sol des panaches par les radars doppler (Dubosclard et al., 2004).

1.1.2 La géodésie en domaine volcanique

1.1.2.1 Principes

La géodésie en volcanologie s'intéresse à la détermination précise de la forme et de la taille des édifices volcaniques et à leur évolution dans le temps.

La surveillance géodésique *in-situ* se base sur des instruments tels que les inclinomètres, les extensomètres, les distancemètres ou le GPS. Ces réseaux instrumentaux de surveillance sont opérationnels en routine sur de nombreux édifices ; c'est le cas au Piton de la Fournaise.
L'interférométrie radar – InSAR – est une méthode géodésique à distance récente, apparue depuis une quinzaine d'années seulement. Elle n'est pas encore utilisée en routine pour la surveillance de l'activité volcanique comme les autres méthodes géodésiques. Ce mémoire permettra de mettre en lumière tout le potentiel de l'interférométrie radar pour une surveillance opérationnelle de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise.

Parfois, la géodésie peut s'avérer être la seule méthode efficace pour la détection d'événements particuliers. En effet, les transferts de magma intra-édifice ne sont pas toujours accompagnés par des émissions de gaz, des anomalies géophysiques ou de la sismicité.
De nombreuses déformations asismiques peuvent donc être détectées par la géodésie bien avant que les variations de contraintes ne produisent un séisme. De plus, l'interférométrie radar peut parfois être la seule méthode capable de détecter certains mouvements des édifices volcaniques. Wicks et al. (2002) ont par exemple mis en évidence un soulèvement dans la zone des Three Sisters (Oregon, USA) grâce à l'interférométrie radar alors qu'aucun autre des réseaux de surveillance déployés sur place ne l'avait détecté.

1.1.2.2 Déplacements du sol et activité volcanique

Bien que la surveillance permanente des édifices volcaniques remonte à plus de 150 ans maintenant avec la création de l'Osservatorio Vesuviano en 1847, il a fallu attendre Mogi en 1958, avec son article révolutionnaire intitulé « *Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them* », pour que soit clairement posée la relation entre déplacements du sol et dynamique du réservoir magmatique. Il a été le premier à relier les déplacements du sol à des changements de pression dans les réservoirs magmatiques. Depuis, de nombreux modèles et formulations ont été développés pour décrire au mieux la complexité des structures volcaniques responsables des déplacements observés en surface. Ces modèles seront expliqués au paragraphe 3.1.1.2.

1.1.3 Les outils géodésiques

Ils peuvent être classés en plusieurs catégories : *in-situ* (GPS, distancemètres, inclinomètres et extensomètres) ou à distance (InSAR), continus ou ponctuels dans le temps,.

1.1.3.1 Mesures *in-situ*

Les mesures continues sont effectuées selon des périodes courtes inférieures à 30 s comme dans le cas du GPS permanent par exemple. Elles apportent une vision dynamique des processus. Ces mesures *in-situ* en continu présentent quelques limitations :

- elles sont soumises à une dérive instrumentale sur le long terme souvent liée à l'usure des instruments ou à une perte progressive de calibration ;
- elles sont parfois affectées par des conditions météorologiques changeantes (variations nycthémérales et saisonnières de température etc.) ;
- la représentativité d'une mesure ponctuelle dans l'espace étendue à son voisinage n'est pas fiable si le mouvement détecté n'a pas la même tendance que l'ensemble des points voisins du réseau. L'utilisateur final doit « espérer » que les mesures continues sont un bon reflet des processus de déformation globale de l'édifice et non pas des artefacts dus à un mouvement isolé ou à une instabilité du point de référence.

Les mesures *in*-situ réitérées ponctuellement avec des distancemètres ou des GPS viennent compléter les mesures en continu. Ces mesures réitérées ponctuellement sont effectuées à des intervalles de quelques jours, semaines ou mois et fournissent une vision statique et cumulée des déplacements survenus entre les deux campagnes de mesure. Elles permettent de déterminer précisément les déplacements du sol avant et après les phases éruptives. Elles sont moins sujettes aux dérives instrumentales affectant les mesures en continu sur les longues périodes.

Ces mesures permettent de couvrir les zones actives de l'édifice volcanique mieux que les mesures continues mais elles impliquent une logistique plus lourde, une mobilisation de personnel sur l'édifice et sont tributaires des conditions géographiques et météorologiques locales pour l'accès et la faisabilité des mesures.

Les mesures réitérées ponctuellement offrent certes une densité de points de mesure plus importante que les mesures en continu mais elles s'avèrent parfois insuffisantes pour échantillonner les déplacements liés aux structures superficielles dans les zones proximales. La superficie couverte par le réseau, même à faible densité, n'est généralement pas non plus suffisante pour rendre compte des déplacements de très grandes longueurs d'onde induits pas des sources plus profondes.

1.1.3.2 L'interférométrie radar

L'InSAR n'est pas affectée par la plupart des limitations de l'instrumentation au sol.

Cette technique de géodésie satellitale permet de rendre compte des déplacements du sol à l'échelle de l'édifice volcanique entier (plusieurs dizaines, voire centaines de km^2). L'information y est continue spatialement avec une résolution décamétrique et une précision infra-centimétrique. Elle permet en outre d'effectuer un enregistrement des déplacements du sol quelles que soient les conditions météorologiques, de jour comme de nuit et même en période de crise. Dans des conditions optimales, les images radar peuvent fournir plus d'informations que tous les autres réseaux géodésiques au sol.
L'InSAR est une méthode de mesure ponctuelle dans le temps (enregistrement des déplacements cumulés sur 35 jours dans le cas d'ASAR-ENVISAT par exemple), mais la fréquence d'acquisition des images radar sur un même volcan devient de plus en plus courte grâce au nombre croissant de satellites imageurs radar disponibles et grâce aux capacités et modes d'acquisition que ces satellites rendent possibles.

Une revue détaillée des apports de l'interférométrie radar comme pour la surveillance de l'activité volcanique sera présentée dans le chapitre 2.

1.1.4 La modélisation des déplacements

Un modèle consiste en une description simplifiée et schématique d'un objet ou d'un phénomène naturel. Le terme de modélisation, quant à lui, désigne deux actions : 1) la

conception d'un modèle et 2) la quantification de données expérimentales ou d'observations au travers du modèle défini précédemment.

En volcanologie, et plus particulièrement en géodésie, la modélisation a pour but de contraindre les sources des signaux de déplacements observés en surface. Cette contrainte porte notamment sur la localisation 3D de la source, sa forme, ses dimensions, son orientation et sa dynamique.
La modélisation peut être *directe* ; dans ce cas, on connaît *a priori* la nature et le fonctionnement de la structure responsable des déplacements observés. La modélisation est dite *inverse* lorsqu'on dispose de données et qu'on cherche un modèle permettant de les expliquer ; on effectue alors une *inversion de données*.

Les principes de la modélisation et de l'inversion de données seront plus largement abordés dans le chapitre 3, avant que ceux-ci ne soient appliqués aux données de déplacements sur le Piton de la Fournaise.

1.2 Le volcanisme du Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise, volcan actif de l'île de la Réunion, constitue l'objet de l'étude présentée ici. Une rapide synthèse de sa nature et de ses caractéristiques ainsi qu'un rapide bilan des connaissances sur ce volcan sont exposés dans cette partie.

1.2.1. L'île de La Réunion

L'île de la Réunion est située au Sud-Ouest de l'Océan Indien à environ 800 km à l'Est des côtes de Madagascar, à l'extrémité de l'alignement volcanique des Mascareignes (Fig. 1.01).

L'île repose à 4000 m de profondeur sur le plancher océanique et culmine à plus de 3000 m au Piton des Neiges. Sa forme est celle d'un cône dont la base mesure plus de 200 km de rayon. Le volume émergé ne représente que 4% de l'ensemble du complexe réunionnais.

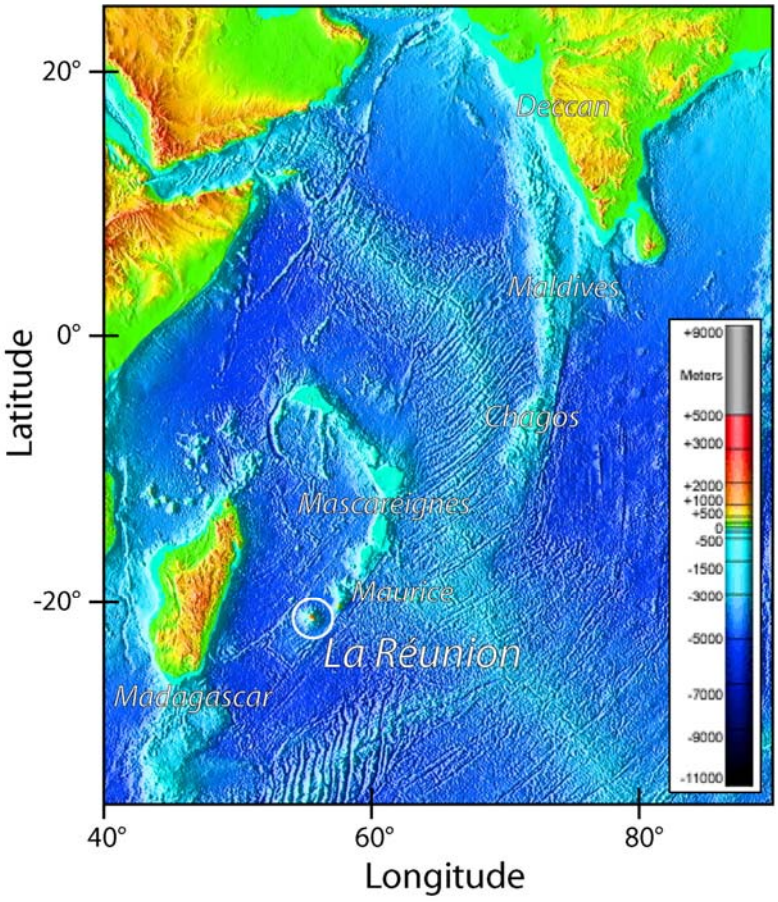


Fig. 1.01 – Localisation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien. Données bathymétriques et altimétriques d'après la base de données ETOPO2v2 du National Geophysical Data Center, USA.

Son origine est liée à l'activité d'un point chaud. L'alignement des structures volcaniques dans l'Océan Indien est compatible avec le mouvement de la plaque indienne vers le nord puis le mouvement de la plaque africaine vers le nord-est au-dessus d'une anomalie thermique fixe. Courtillot et al. (1986) ont montré que ce point chaud serait à l'origine des trapps du Deccan (~65 Ma), des Maldives, de Chagos (48 Ma), du plateau des Mascareignes, de Maurice (7-8 Ma) et enfin de l'île de la Réunion (5 Ma), dernière expression visible en surface du point chaud. Bonneville (1990) situe toutefois la position actuelle du point chaud à 300 km au sud-ouest de la Réunion.

Les travaux de Lytwin et Burke (1995), Burke (1996) et Sheth (2005) proposent quant à eux l'implication d'un point chaud différent pour la Réunion de celui impliqué dans les trapps du Deccan.

L'île, d'une superficie de ~240 km² présente une extension selon un axe Nord-Ouest / Sud-Est (Fig. 1.02) le long duquel s'alignent deux volcans boucliers :

- le Piton des Neiges (3070 m) actif entre 2,08 Ma et - 12000 ans occupe la partie Nord-Ouest de l'île (McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1994 ; Deniel et al. 1992) ;
- le Piton de la Fournaise (2631 m) qui s'est édifié par la suite depuis 0,53 Ma au Sud-Est de l'île (Gillot et Nativel, 1989). Il constitue actuellement le centre actif du volcanisme de l'île.

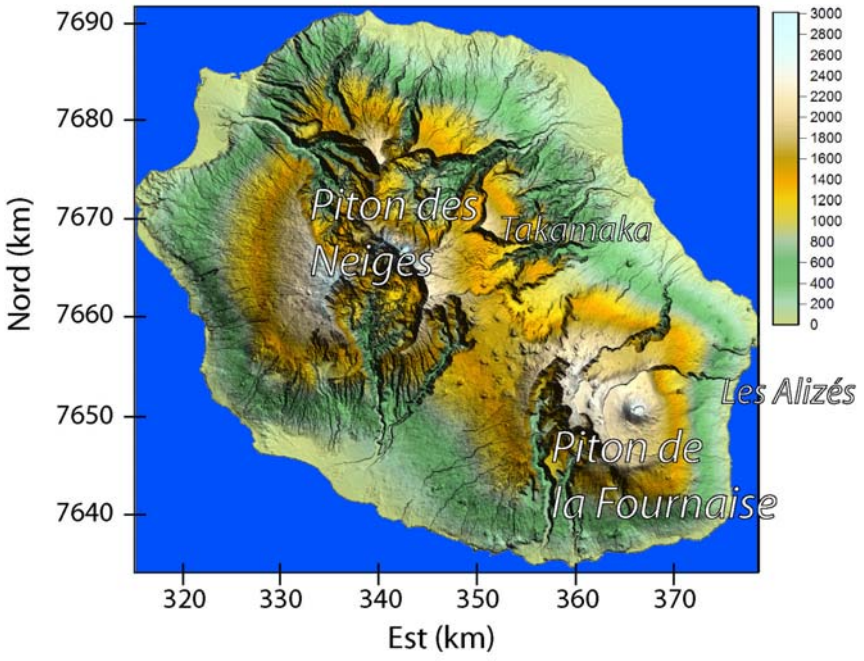


Fig. 1.02 – Carte de l'île de La Réunion avec les deux volcans boucliers : Piton des Neiges et Piton de la Fournaise et les deux complexes volcaniques : Takamaka et Les Alizés. Coordonnées UTM 40S (km) ; échelle d'altitude en mètres.

Il a été suggéré plus récemment, à partir de campagnes de mesures magnétiques et gravimétriques (Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999), l'existence d'un hypocentre volcanique situé au Sud-Est de l'île, partiellement immergé et démantelé, appelé Volcan des Alizés (Fig. 1.02) . Sa mise en place serait contemporaine de celle du Piton des Neiges mais antérieure à celle du Piton de la Fournaise. Des données de gravimétrie et de sismicité tendent aussi à montrer l'existence d'un quatrième centre volcanique, Takamaka, situé au nord-est de l'île (Lénat et al., 2001) (Fig. 1.02).

1.2.2 Le Piton de la Fournaise

1.2.2.1 Edification

Le Piton de la Fournaise est un volcan bouclier océanique résultant d'une succession d'édifications et de déstabilisations de plusieurs édifices dont les centres éruptifs migrent progressivement vers l'Est de l'île. Il occupe la partie sud-est de l'île de la Réunion et son premier centre éruptif était localisé sous l'actuelle Plaine des Sables (Fig. 1.03).

La morphologie globale du Piton de la Fournaise est caractérisée par une succession de grandes dépressions emboîtées, en forme de U, ouvertes vers l'Océan Indien (Fig. 1.03) et qui marqueraient les limites de glissements de terrains successifs vers l'est (Duffield et al., 1982 ; Gillot et al., 1994), ou les limites de caldeiras (Chevallier et Bachèlery, 1981 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995). Trois caldeiras sont clairement identifiées : la caldeira des Remparts (0,29 Ma), la caldeira du Morne Langevin (0,15 Ma) et la caldeira de la Plaine des Sables (0,06-0,04 Ma) (Gillot et Nativel, 1989 ; Staudacher et al., 1990). Alors qu'un glissement de terrain à l'origine du Grand Brûlé est maintenant bien établi (Kieffer, 1990 ; Oehler et al. 2007), le débat reste ouvert sur la nature de la dépression de l'Enclos Fouqué : soit une caldeira (Chevallier et Bachèlery, 1981 ; Duffield et al., 1982 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery 1995), soit la limite de glissement du Grand Brûlé (Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1996 ; Lénat et al., 2001).

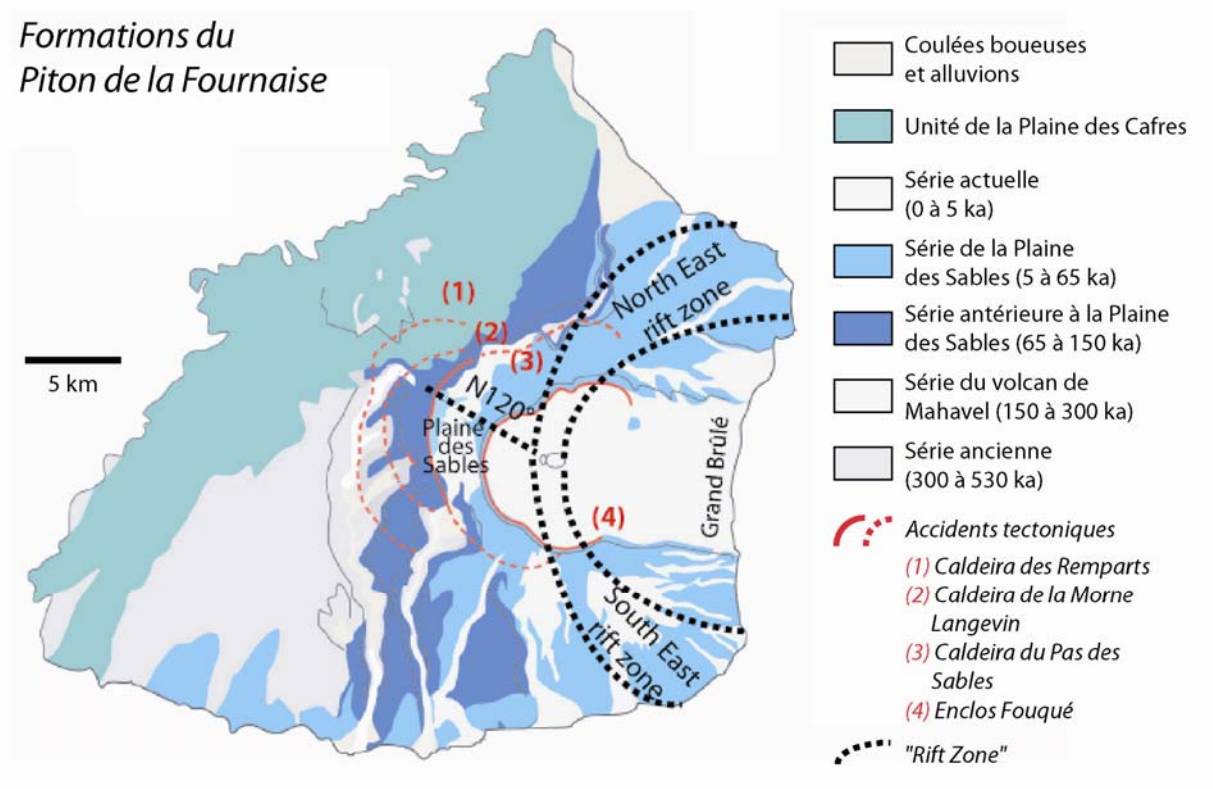


Fig. 1.03 – Structures du Piton de la Fournaise. En pointillés noirs : limites des deux zones d'injections préférentielles (ou rifts-zones). En rouge : limites des structures caldériques et de la dépression de l'Enclos Fouqué. Fond de carte : principales unités géologiques du Piton de la Fournaise. (D'après Bachèlery et Mairine, 1990).

Au sein de l'Enclos Fouqué se dresse un cône sommital, légèrement allongé dans la direction Est-Ouest, de 400 m de haut et d'un diamètre de 3 km environ ; à son sommet se situent les cratères Bory et Dolomieu dont la morphologie a été profondément modifiée suite à l'éruption d'avril 2007 et à l'effondrement du cratère Dolomieu (120 à 150.10^6 m^3, OVPF).

1.2.2.2 Activité éruptive actuelle

Le Piton de la Fournaise est un des volcans les plus actifs au monde. Depuis le début du nouveau cycle éruptif entamé en mars 1998 (après 65 mois d'inactivité), 25 éruptions sont survenues. Le taux moyen d'émission du magma est estimé à environ 0,01 $km^3.an^{-1}$ (Lénat et Bachèlery, 1987). Pour la période plus récente de 1998 à 2007, ce taux est supérieur et de l'ordre de 0,037 $km^3.an^{-1}$ (sur la base des données fournies par l'OVPF).

La majeure partie de l'activité actuelle a lieu au sein de l'Enclos Fouqué, sur le cône sommital et le long de deux axes préférentiels N10 et N120 (« Rift Zone » sur la figure 1.04) (Lénat et Bachèlery, 1990, Michon et al. 2007). Selon Stieltjes et Moutou (1989), 5% des éruptions ont lieu hors de l'Enclos Fouqué depuis 1644 ; ce fut notamment le cas en 1986 au Sud et en 1977 et 1998 au Nord (Fig. 1.05). Les éruptions dites « hors Enclos » s'alignent, elles aussi, le long de ces axes préférentiels qui se prolongent en dehors de l'Enclos Fouqué (Lénat et al., 1989).

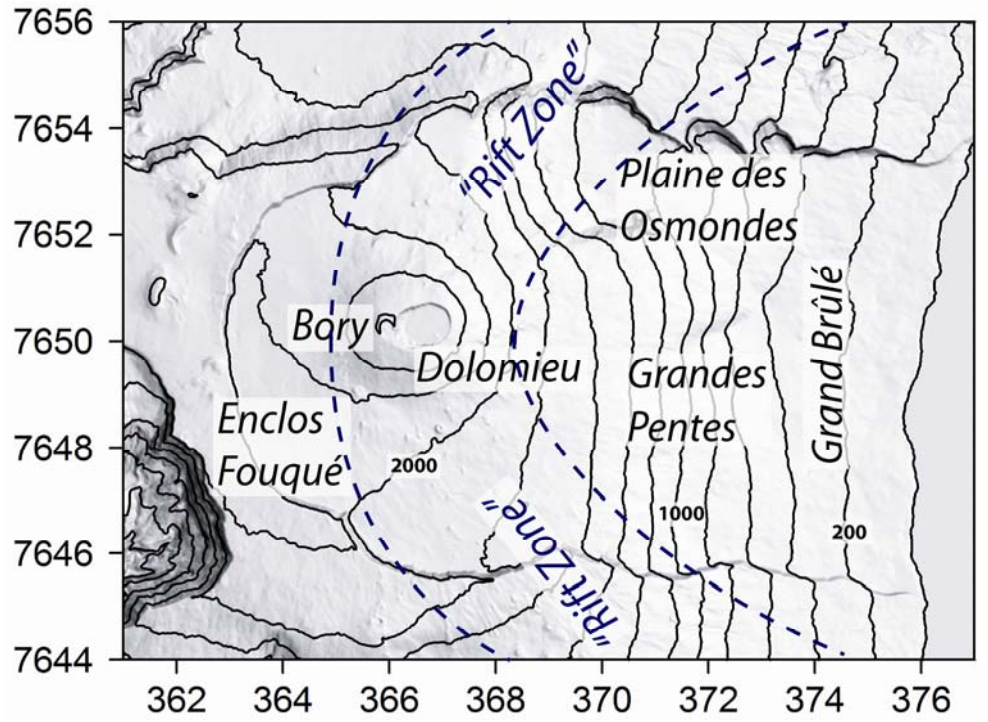


Fig. 1.04 – Principales structures de la zone active du Piton de la Fournaise avec les deux cratères sommitaux Bory et Dolomieu dans l'Enclos Fouqué. Les lignes pointillées indiquent les limites des zones préférentielles d'injection ou rift-zones.

Bachèlery (1981) a montré qu'on pouvait assimiler ces zones d'injections préférentielles à des pseudos « rift-zones » de très faible étendue comparativement aux exemples hawaiien ou islandais. L'autre particularité des « rift-zones » du Piton de la Fournaise tient à l'absence de zone de stockage magmatique en dessous.

La présence de ces zones d'injections préférentielles est confirmée par les données PS qui montrent des anomalies positives sous le cône sommital avec des axes N10 et N120 (Lénat, 1987 ; Labazuy et al., 2004).

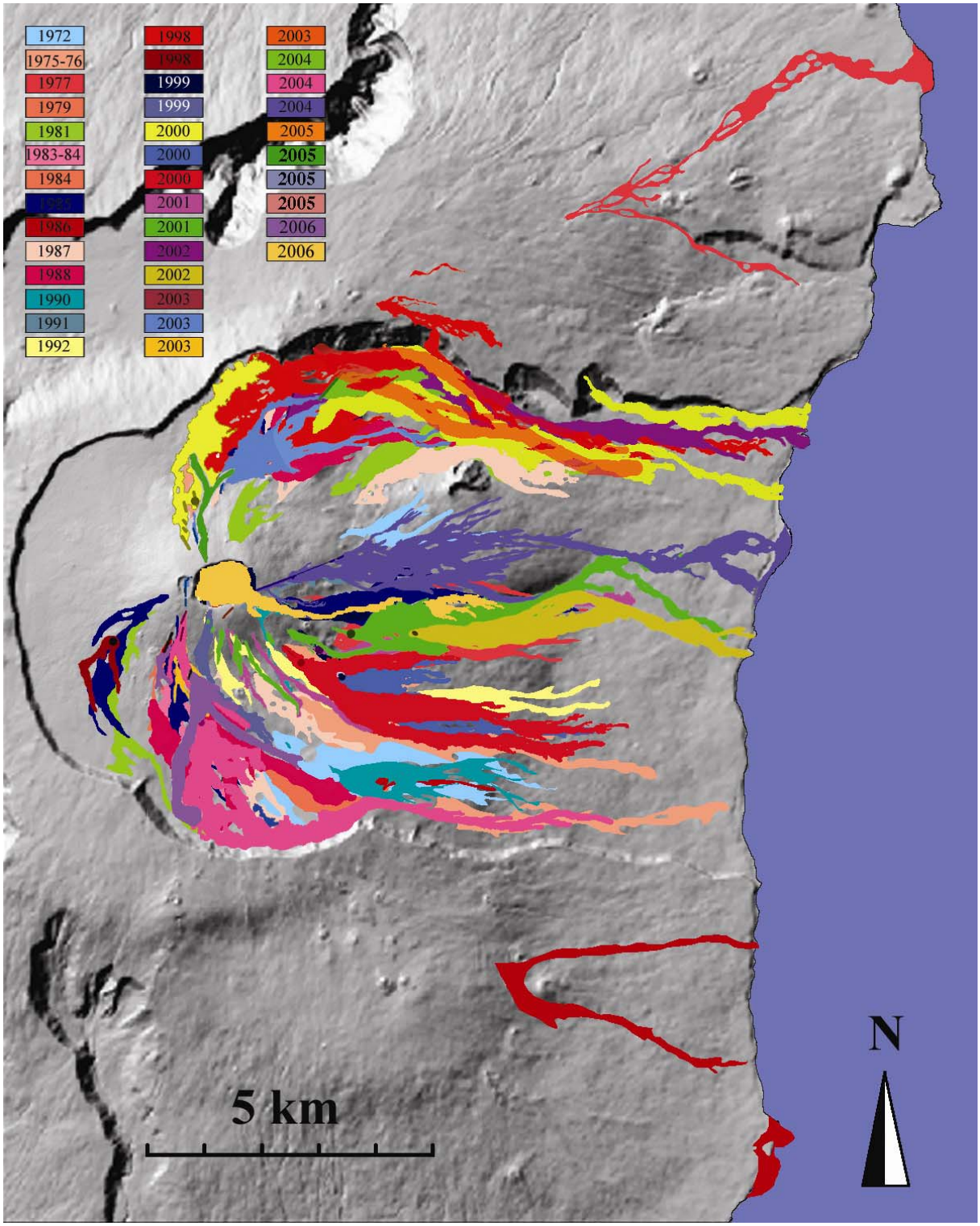


Fig. 1.05 – Carte des coulées de lave depuis 1972 au Piton de la Fournaise. Données OVPF.

1.2.2.3 Bilan des connaissances

De nombreuses campagnes géophysiques, des études sismiques, des prélèvements sur les coulées de lave et leur analyse sont menées sur le Piton de la Fournaise depuis quelques années afin d'étudier la structure interne de l'édifice volcanique et de mettre en lumière les zones de stockage magmatique. Ce point fait encore l'objet de nombreux débats, notamment en ce qui concerne la présence ou non de réservoirs magmatiques, leur nombre et leur extension.

Les campagnes gravimétriques et magnétiques (Gérard et al., 1980, Rousset et al., 1989, Lesquer, 1990, Malengreau 1995, Lénat et al., 2000, 2001 ; Levieux 2004, comm. pers. et Gailler 2007, comm. pers.) confirment toutes l'absence d'un complexe intrusif massif de grandes dimensions relié au centre éruptif actuel du Piton de la Fournaise (Fig. 1.06).

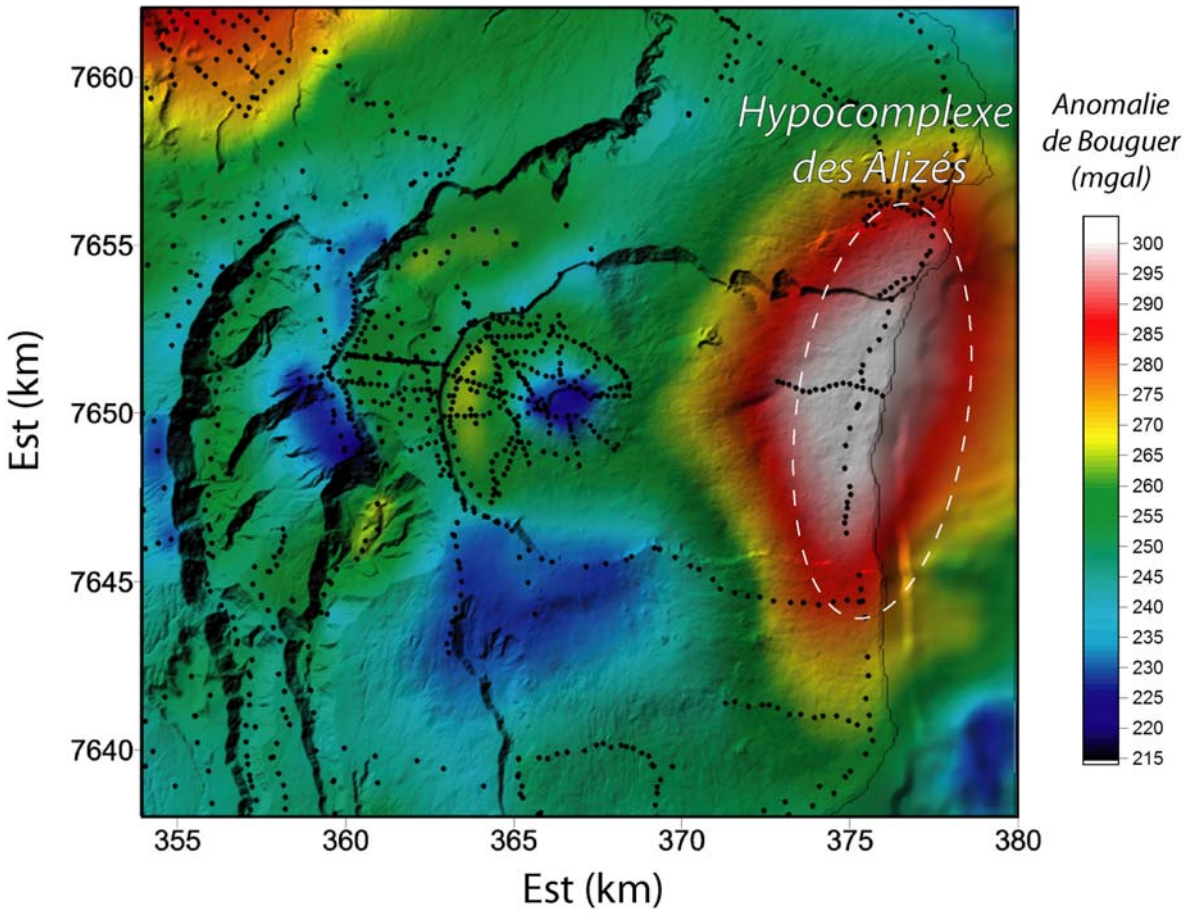


Fig. 1.06 – Carte d'Anomalie de Bouguer sur le Piton de la Fournaise. Compilation de données de diverses campagnes gravimétriques récentes (voir texte). Les données mettent en lumière le complexe volcanique des Alizés et l'absence de structure massive à l'aplomb du cône sommital. Points de mesure gravimétrique en noir, carte calculée avec une densité de correction de 2,67 kg.m^{-3}. Coordonnées UTM 40S (km). (Gailler, 2007, comm. pers.).

Des études de sismique réfraction ont permis de contraindre la partie profonde de l'édifice. Nercessian et al. (1996) ont montré qu'il existe un corps où la vitesse des ondes P est plus élevée. Ce corps se situe dans la croûte océanique à l'aplomb du cône sommital et s'interrompt à 4 km sous le niveau de la mer, soit à l'interface croûte océanique / île de la Réunion.

Dans la partie superficielle de l'édifice, peu de contraintes sont apportées par la sismicité ; cette dernière est focalisée sous le sommet et est associée aux transferts magmatiques superficiels (Battaglia et al., 2005). À partir d'événements sismiques longues périodes, Aki et Ferrazzini (2000) ont proposé un modèle où seraient présents de nombreux niveaux de stockage interconnectés. Ce modèle est à rapprocher de celui de Lénat et Bachèlery (1990) qui suggère l'existence d'un réservoir superficiel constitué en réalité d'un ensemble interconnecté de dykes et sills ; ce réservoir s'étendrait du niveau de la mer jusqu'à environ 1000 m d'altitude.

Albarède (1993) a défini une limite supérieure de 0,1 à 0,3 km^3 pour le volume maximal d'un réservoir magmatique superficiel en se basant sur le taux de production du magma entre 1930 et 1986. Sigmarsson et al. (2005) en se basant sur le rapport ($^{226}Ra/^{230}Th$) ont estimé un volume de 0,35 km^3 pour ce même réservoir superficiel. Sigmarsson et al. (2005) toujours à partir des déséquilibres de l'uranium, et Vlastélic et al. (2005) à partir des isotopes du plomb, apportent aussi une contrainte supplémentaire en définissant deux niveaux de stockage magmatique : un dans la croûte océanique et l'autre dans l'édifice.

Enfin, concernant les données géodésiques, Sigmundsson et al. (1999) et Fukushima et al. (2005), à partir de données RADARSAT pour la période 1998-2000, estiment qu'il n'existe pas de déplacements pré-, syn- et post-éruptifs clairement visibles sur leurs interférogrammes pouvant être la signature d'un quelconque réservoir magmatique du Piton de la Fournaise, alors que Peltier et al. (2007) évoquent un volume inférieur à ~0,3 km^3 pour un réservoir magmatique. Leur évaluation de ce volume se base sur la modélisation de données géodésiques postérieures à 2003 et leur réservoir magmatique superficiel, de géométrie ellipsoïdale, serait situé à environ 500 m au-dessus du niveau de la mer, centré sous le cône sommital.

Le système d'injections magmatiques est mieux contraint puisque Froger et al. (2004) et Fukushima et al. (2005) ont modélisé, respectivement à partir des données ENVISAT-ASAR et RADARSAT-1, les dykes associés aux éruptions de la période 1998-2000 ainsi que l'éruption d'août 2003. Peltier et al. (2007) ont, quant à eux, étudié les injections magmatiques à partir des données de GPS et d'inclinométrie pour la période 2003 à 2007. La plupart des dykes modélisés dans les différents travaux cités précédemment présentent un pendage vers l'Est et s'enracinent de 1000 à 1700 m environ au-dessus du niveau de la mer.

1.3 Objectifs de l'étude

Un des buts, qui sera toujours au premier plan de ce mémoire, est de montrer tout le potentiel de l'interférométrie radar, notamment à partir des données ASAR-ENVISAT, comme outil de surveillance en continu et en quasi temps-réel de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise. Une revue détaillée de l'apport et des limites de cette méthode sera discutée, de façon aussi exhaustive que possible, dans le chapitre 2. Cette étude sera basée sur les données interférométriques acquises sur le Piton de la Fournaise depuis 2003.

Le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs au monde. Pour autant, la caractérisation précise des processus de stockage et d'alimentation magmatique reste un sujet ouvert bien que déjà largement discuté dans la littérature scientifique (Lénat et Bachèlery, 1990 ; Albarède, 1993 ; Sigmundsson et al., 1999 ; Aki et Ferrazzini, 2000 ; Froger et al., 2004 ; Battaglia, 2005 ; Fukushima et al., 2005 ; Sigmarsson et al., 2005 ; Vlastélic et al. 2005 et 2007 ; Peltier et al. 2007). Une caractérisation précise, continue et à grande échelle des déplacements co- et inter-éruptifs permettrait d'apporter de nouvelles informations sur le dynamisme et le fonctionnement de l'édifice.

La base de données interférométriques constitue un enregistrement continu et unique à ce jour des déplacements de l'édifice volcanique liés à son activité depuis l'éruption d'août 2003 jusqu'à l'éruption d'avril 2007. Les données enregistrées par l'InSAR permettront de préciser, de façon continue spatialement, les champs de déplacements caractéristiques associés à l'activité du volcan.

Un autre objectif de ce travail sera d'étudier et de contraindre le stockage et le transfert du magma au Piton de la Fournaise, depuis l'éruption d'août 2003, en utilisant conjointement les données GPS fournies par l'OVPF et les données InSAR. La modélisation des déplacements survenus avant, après et durant les 14 éruptions par une méthode numérique de type 3D-MBEM permettra de préciser la nature et la géométrie des sources responsables des déplacements enregistrés depuis août 2003 au Piton de la Fournaise et ainsi de mieux comprendre son fonctionnement.

Chapitre 2

Données Géodésiques

L'objet de ce chapitre est de présenter les données géodésiques – interférométrie radar et GPS – acquises sur le Piton de la Fournaise depuis mi-2003.
Ces données ont enregistré les déplacements du sol associés aux quatorze éruptions survenues entre août 2003 et avril 2007 mais aussi les déplacements lors des longues périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.
Au-delà de la mesure des déplacements de l'édifice liés à son activité, c'est le potentiel de l'interférométrie radar, à partir des données ASAR-ENVISAT et en tant qu'outil de surveillance de l'activité volcanique, qui sera mis en avant dans ce chapitre.

2.1 Principes

Dans cette partie, les principes de l'interférométrie radar et du système GPS vont être détaillés. Le lecteur pourra se reporter à des ouvrages de référence pour compléter cette présentation méthodologique : Hanssen (2001) et Massonnet et Feigl (1998) pour l'interférométrie radar, Leick (1995) et Hofmann-Wellenhof et al. (1997) pour le GPS

2.1.1 Interférométrie radar

L'interférométrie radar (InSAR) est une méthode émergente de géodésie disponible depuis une quinzaine d'années maintenant. Bien qu'elle soit encore en pleine phase de développement et d'évaluation, ses fortes potentialités ont d'ores et déjà été largement illustrées dans la littérature.

Depuis les travaux fondateurs de Massonnet et al. (1995) sur l'Etna, l'InSAR a permis de mettre en évidence de nombreux déplacements d'origine volcanique tels que des inflations ou déflations liées à des réalimentations et des vidanges de chambres magmatiques (Amelung et al., 2000a ; Wicks et al., 2002 ; Froger et al., 2007), des déplacements liés aux intrusions de dykes (Jonsson et al., 1999 ; Sigmundsson et al., 1999 ; Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005), des déplacements de flancs liés aux processus gravitaires et tectoniques (Froger et al., 2001) ou des subsidences liées à la charge de coulées de laves récentes (Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001 ; Rowland et al., 2003).

2.1.1.1 Le système ASAR-ENVISAT

Lancé en mars 2002 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), le satellite ENVISAT (ENVIronmental SATellite) est dédié à l'observation de la Terre. Il évolue à environ 780 km d'altitude sur une orbite polaire héliosynchrone inclinée de 98,54° par rapport à l'équateur. Le cycle orbital complet est de 501 révolutions effectuées en 35 jours.

La charge utile d'ENVISAT comporte de nombreux instruments permettant de caractériser l'atmosphère et la surface terrestre. Le radar ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) est conçu pour assurer la continuité des observations débutées avec le radar SAR à bord des satellites ERS 1 et 2, il fonctionne lui aussi en bande C (λ = 5.66 cm, f = 5.3GHz).

ASAR offre de nombreux modes d'acquisition en combinant diverses polarisations (HH, VV, HV ou VH) et des angles d'incidence selon trois niveaux de résolution : haute résolution (Image Mode), résolution moyenne (Wide Swath Mode) et basse résolution (Wave Mode).

Les données acquises en Image Mode sont les plus appropriées pour une application interférométrique. Selon l'angle d'incidence retenu, elles couvrent une bande de 56 à 100 km de largeur (fauchée ou « *range* ») avec une résolution inférieure à 30 m.

Les données acquises en polarisations alternées ainsi que, sous certaines conditions, les données acquises en Wide Swath Mode peuvent aussi être utilisées à des fins

interférométriques bien qu'elles nécessitent de lourds traitements qui ne sont pas encore réalisés en routine.

2.1.1.2 Formation des images radar ASAR

De façon schématique, ASAR est constitué d'un générateur d'impulsion électromagnétique (λ = 5,66 cm, bande C) et d'une antenne fonctionnant successivement en émission puis en réception.

En mode émission l'antenne illumine une bande de terrain d'un faisceau d'ondes radar. Le faisceau est dirigé vers le bas, perpendiculairement à la trajectoire du satellite ; la visée se fait à droite du satellite par rapport à sa trajectoire. L'angle entre la verticale et le faisceau émis est appelé angle de visée, l'angle entre le faisceau incident et la verticale au sol est appelé angle d'incidence (Fig. 2.01).

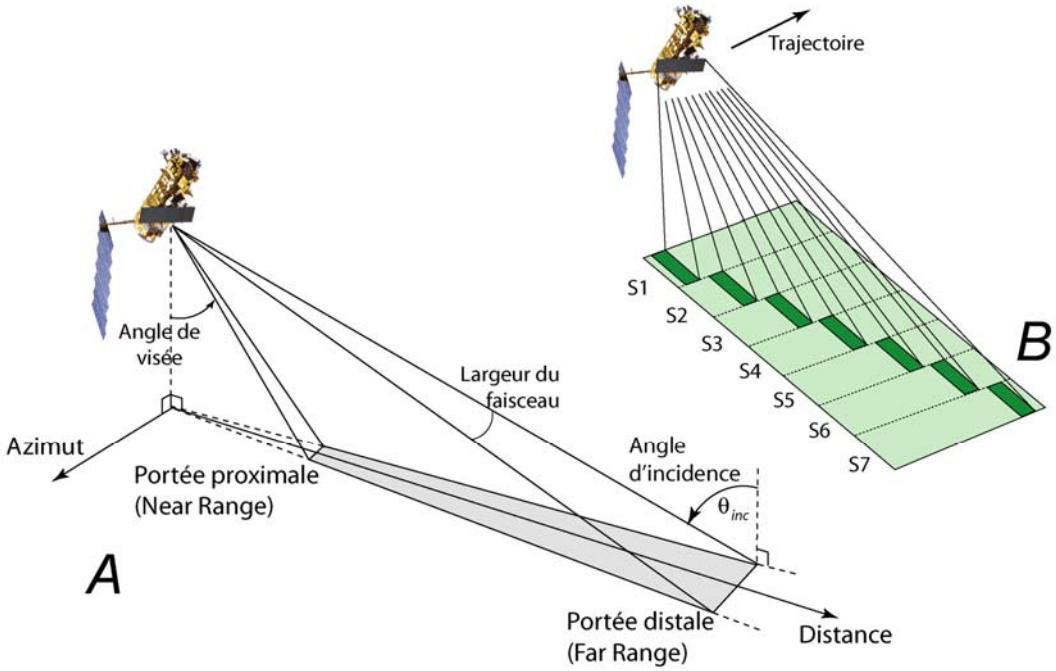


Fig. 2.01 – A : Géométrie d'une acquisition radar. *B* : Dans le cas d'ASAR-ENVISAT, 7 angles de visée sont possibles ; chaque mode de visée est appelé *swath*, numéroté S1 à S7 sur la figure.

Le faisceau est obtenu en émettant une impulsion brève de $3{,}7.10^{-7}$s avec une fréquence de répétition variant de 1300 à 1600 Hz environ. Cette onde est rétrodiffusée dans toutes les

directions par les cibles au sol ; une partie plus ou moins importante du signal est rétrodiffusée en direction du satellite.
L'antenne radar passe alors en mode réception et mesure avec une fréquence d'échantillonnage de 19,208 MHz, et pendant environ 3.10^{-4} s, l'amplitude et la phase du signal reçu mais aussi son temps d'arrivée. À la fin du cycle de réception, auquel s'ajoute un délai de latence, ASAR repasse en mode émission.

Chaque pixel radar comporte donc deux informations :

1) une *information d'amplitude* qui dépend des caractéristiques de rétrodiffusion (géométries et propriétés diélectriques) des cibles élémentaires contenues dans le pixel radar (Curlander et McDonough, 1991).

2) une *information de phase* qui est en réalité un déphasage entre l'onde radar rétrodiffusée et une onde de référence générée par l'horloge du satellite. Ce déphasage est la somme de deux effets :

- la *phase de trajet* : le trajet aller-retour de l'onde radar n'est pas nécessairement un multiple entier de la durée de l'impulsion ;

- la *phase pixellaire* liée aux propriétés diélectriques et géométriques de la cible.

Chaque pixel de l'image radar peut donc s'exprimer sous la forme d'un nombre complexe z tel que :

$$z = a + ib = A.\exp(i\varphi)$$

où A est l'amplitude et φ la phase pour le pixel considéré.

2.1.1.3 L'interférométrie radar

L'extrême variabilité des propriétés diélectriques et géométriques des cibles élémentaires au sol rend la phase pixellaire hautement aléatoire. L'information de phase d'une image radar donnée ne présente donc aucune cohérence d'un pixel à l'autre et peut être assimilée à un bruit blanc.

Lorsque la phase pixellaire demeure constante entre l'acquisition de deux scènes radar sur une même zone à des dates différentes alors, en faisant la différence des phases des images, on élimine la composante pixellaire aléatoire pour obtenir une image de déphasage cohérente où les phases varient de façon continue d'un pixel à l'autre ; c'est l'hypothèse de base de l'interférométrie.
Cette nouvelle image des différences de déphasages est appelée interférogramme. Sur l'interférogramme, les déphasages s'organisent en motifs réguliers appelés franges. Chaque frange correspond à une variation de phase de 0 à 2π radians dans l'axe de visée du satellite. L'interférogramme peut s'exprimer selon la relation :

$$\varphi = z_1 \cdot z_2^*$$

où z_1 est la valeur complexe de l'image radar 1 et z_2 est le conjugué de la valeur complexe de l'image radar 2.

La phase interférométrique mesurée est la combinaison de plusieurs contributions (Hanssen, 2001) :

$$\varphi = \varphi_{\text{orb}} + \varphi_{\text{topo}} + \varphi_{\text{atmo}} + \varphi_{déplacements} + bruit$$

φ_{orb} (phase orbitale) est due au changement de position du satellite entre les deux acquisitions. Le satellite est maintenu dans un tube orbital de quelques centaines de mètres d'extension. L'évolution de l'orbite au sein de ce tube est contrôlée et prévue à l'avance afin d'optimiser la trajectoire du satellite, sa consommation énergétique et donc sa durée de vie.
La différence de position du satellite entre deux acquisitions successives induit une différence de distance satellite-cible qui se traduit par une rampe de phases dite de « Terre plate » grossièrement parallèle à la trajectoire du satellite (soit une orientation à ± 10° par rapport au Nord sur une image radar géoréférencée.) Cette composante est corrigée en soustrayant à l'interférogramme une rampe de phase théorique calculée à partir des coordonnées orbitales.

φ_{atmo} (phase atmosphérique) : la variation du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère modifie son indice de réfraction qui conditionne la vitesse de propagation de l'onde radar dans l'atmosphère terrestre. À une atmosphère plus humide correspondra une vitesse plus lente de l'onde radar ; la variation du temps de trajet entre deux acquisitions induira un déphasage de trajet non pris en compte dans la correction orbitale.

φ_{topo} (phase topographique) : cette phase est générée par la topographie, elle peut être simulée puis soustraite en utilisant un Modèle Numérique de Terrain (MNT).

$\varphi_{déplacements}$ (phase de déplacements du sol) : la cible, et donc le sol, peuvent changer de position entre les deux acquisitions. Ce déplacement du sol est dû, par exemple, à des processus volcaniques (inflation d'une chambre magmatique, injection d'un dyke). Dans ce cas, il faut que les déplacements du sol n'affectent pas la répartition géométrique des cibles élémentaires contenues dans un même pixel radar sans quoi la phase pixellaire est modifiée et l'hypothèse de base de l'interférométrie radar n'est plus vérifiée.

C'est cette contribution $\varphi_{déplacements}$ qui nous intéresse puisqu'elle permet de détecter les déplacements de l'édifice volcanique entre deux acquisitions radar. L'interférogramme présente donc une information dans l'espace (déplacements du sol) mais aussi selon une échelle de temps (déplacements entre les deux dates d'acquisition des images radar). En résumé, l'interférogramme présente une vision statique de déplacements cumulés pour un intervalle de temps donné.

Le *bruit* regroupe des contributions dues à d'autres effets que ceux cités précédemment : bruits instrumentaux et effets atmosphériques principalement.

Les interférogrammes de cette étude ont été calculés en utilisant le logiciel DIAPASON ® v3 puis v4 (Altamira et CNES). Ce logiciel corrige de façon systématique les phases orbitales ainsi que les phases topographiques.

2.1.1.4 Evaluation de la qualité des interférogrammes

Notion d'altitude d'ambiguïté

La baseline perpendiculaire ($B_\perp$), distance orthogonale séparant les deux positions successives du satellite lors des acquisitions, contrôle la sensibilité du dispositif interférométrique à la topographie (Fig. 2.02). Si le satellite réoccupe exactement la même

position au moment des deux acquisitions, la baseline perpendiculaire sera nulle et il n'y aura pas de variation de phase de trajet liée au relief. En revanche, plus la position du satellite, lors de la seconde acquisition, sera éloignée de celle du satellite lors de la première acquisition, plus la distance satellite-sol sera différente et plus cette différence sera dépendante du relief.

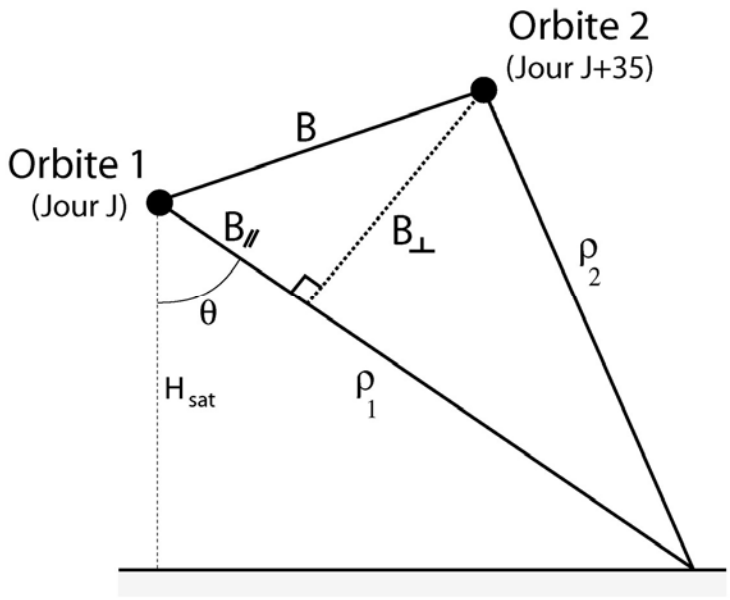


Fig. 2.02 – Géométrie d'acquisition de deux images radar successives sur une même zone. H_{sat} : hauteur du satellite par rapport au sol ; θ : angle de visée du satellite ; B : baseline se décomposant en une baseline radiale ($B_{//}$) et une baseline perpendiculaire ($B_{\perp}$). ρ_1 et ρ_2 sont les distances respectives satellite-terre (dans l'axe de visée) lors des acquisitions à l'orbite 1 (jour J) et l'orbite 2 (jour J+35).

Massonnet et Rabaute (1993) ont défini un estimateur pour la sensibilité de l'interférogramme au relief. Il s'agit de l'Altitude d'Ambiguïté (Aa), inversement proportionnelle à la baseline perpendiculaire selon la relation :

$$Aa = \frac{\lambda}{2} \cdot \frac{\rho}{B_{\perp}} \cdot \mathrm{tg}(\theta)$$

où ρ est la distance satellite-sol, θ est l'angle de visée et $B_{\perp}$ la baseline perpendiculaire (Fig. 2.02). Plus cette Aa est élevée, meilleure est la « qualité » de l'interférogramme.

En effet, la contribution topographique (φ_{topo}) est modélisée à partir d'un MNT, puis soustraite lors du calcul de l'interférogramme. Le MNT n'étant qu'un modèle de la vraie topographie, la différence entre la topographie réelle et la topographie simulée sera donc toujours présente dans l'interférogramme sous l'aspect de phases topographiques résiduelles qui sont en général de courte longueur d'onde. Ces phases topographiques seront d'autant plus fortes que l'Aa sera faible et constitueront donc un artefact gênant la mesure des déplacements de même longueur d'onde ou de même amplitude.

Notion de cohérence

La cohérence (γ) permet de déterminer les zones les plus propices à la détection d'un signal de déplacements exploitable sur l'interférogramme. Elle est inversement proportionnelle à la variance locale de la phase et peut s'exprimer selon la relation :

$$\gamma = \left| \frac{\langle z_1 \cdot z_2 \rangle}{\langle z_1 \cdot z_1^* \rangle \langle z_2 \cdot z_2^* \rangle} \right| \qquad \text{(Massonnet et Feigl, 1998)}$$

où z_1 et z_2 sont respectivement la valeur complexe des pixels de la première et de la seconde image radar et z_1^* et z_2^* leurs conjugués.
Les valeurs de cohérence sont comprises entre 0 et 1 ; les surfaces les plus cohérentes tendent vers une valeur de 1.

La cohérence est un reflet de la stabilité temporelle et spatiale des cibles élémentaires au sol. Elle est fortement dégradée s'il existe une différence trop importante entre les angles de visée (θ) lors des deux acquisitions successives ou si les cibles élémentaires de chaque pixel radar ont trop évolué en termes de géométries et de propriétés diélectriques. Ce changement dans les caractéristiques des cibles élémentaires concerne par exemple des cibles mobiles (végétation, surface d'eau libre), des cibles recouvertes d'un dépôt entre les deux acquisitions (neige, retombées pyroclastiques, coulées de lave) ou bien l'ouverture d'une fissure éruptive qui vont changer singulièrement la géométrie du sol.

Pour la suite de l'étude, ces notions d'altitude d'ambiguïté et de cohérence seront le plus souvent employées comme estimateurs de la qualité des interférogrammes.

2.1.1.5 Déroulement des phases

L'interférogramme représente le cumul des déplacements survenus entre deux acquisitions radar mais l'information de phase est ambiguë puisque les valeurs de phase ne sont connues que modulo 2π.

Le déroulement de phases consiste à convertir ces phases ambiguës en phases absolues, il faut ajouter à chaque cycle de phase mesuré un nombre entier *k* de cycles de phase de telle sorte que les phases varient continûment dans l'espace et vérifient la relation :

$$\varphi_{\text{absolue}} = 2\pi k + \varphi_{\text{ambiguë}}$$

Ce traitement revient donc à sommer les phases de pixels voisins (Fig. 2.03). L'hypothèse implicite mais fondamentale au bon déroulement des phases est que la variation absolue de phase entre deux pixels consécutifs soit inférieure à π ; dans le cas contraire une partie des déplacements réels ne seront pas imagés par l'interférogramme.

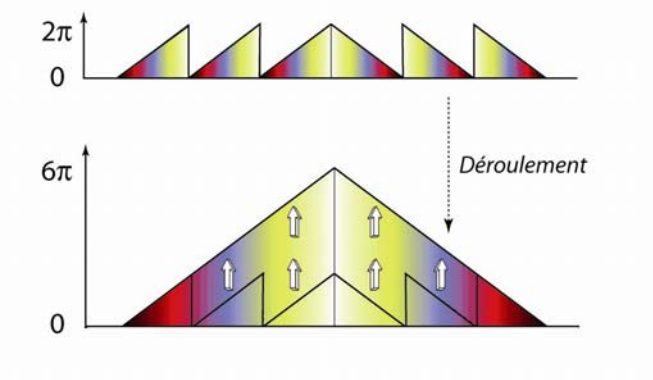


Fig. 2.03 – Principe d'un déroulement de phases.

Les interférogrammes de cette étude ont été déroulés en utilisant une procédure itérative articulée autour de l'algorithme SNAPHU (Chen et Zebker, 2000).

La procédure itérative consiste ici en un filtrage successif des déplacements présents sur l'interférogramme depuis les grandes longueurs d'onde vers les plus courtes (Fig. 2.04). À chaque itération, la procédure filtre l'interférogramme et ne sont injectés dans SNAPHU que les déplacements dont la longueur d'onde est inférieure à une valeur seuil. La phase déroulée est récupérée et les résidus du déroulement deviennent l'interférogramme d'entrée qui ne contient plus que des déplacements de plus en plus courtes longueurs d'onde au fur et à mesure des itérations. La procédure prend fin lorsque le résidu du dernier déroulement ne contient plus d'information de déplacements.

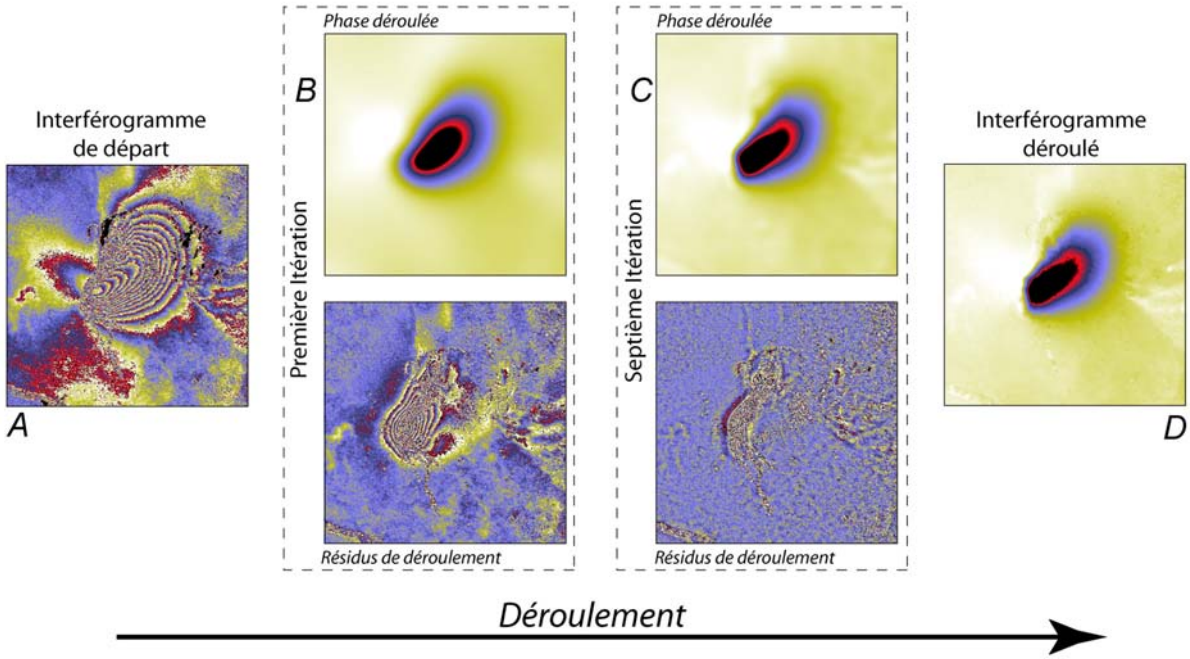


Fig. 2.04 – Déroulement des interférogrammes en utilisant une procédure itérative et SNAPHU. *A* : Interférogramme initial ; *B* : Interférogramme déroulé à la 1ère itération et résidus ; *C* : Interférogramme déroulé à la 7ème itération et résidus ; *D* : Interférogramme déroulé.

2.1.1.6 Conventions et interprétation des franges

Les phases absolues issues du déroulement par SNAPHU sont exprimées en radians. Afin de comparer les mesures à des modèles, il est nécessaire de convertir les phases en déplacements exprimés en mètres LOS (Line Of Sight ⇔ dans l'axe de visée du satellite) ou en cm LOS. Cette conversion est effectuée pour la suite de ce travail en utilisant la relation :

$$\varphi(m) = \frac{\varphi(radians)}{2\pi} \cdot \frac{\lambda}{2}$$

où λ est la longueur d'onde utilisée par ASAR soit $5{,}66.10^{-2}$ m.

Des déplacements différents du sol peuvent résulter en des déplacements similaires dans l'axe de visée du satellite, portant ainsi à confusion. Sur la figure 2.05 sont simulés des déplacements du sol, réduits sur une coupe selon un axe Est-Ouest, et projetés dans l'axe de visée du satellite. Les divers cas représentés de déplacements du sol conduisent tous au même déplacement en direction du satellite le long de l'axe de visée. Une seule géométrie d'acquisition ne permet donc pas de lever l'ambiguïté sur la nature des déplacements enregistrés par interférométrie radar. ASAR-ENVISAT, grâce à ses multiples angles de visée,

permet d'enregistrer les mêmes déplacements du sol selon différentes géométries et l'on peut caractériser ainsi le champ des déplacements.

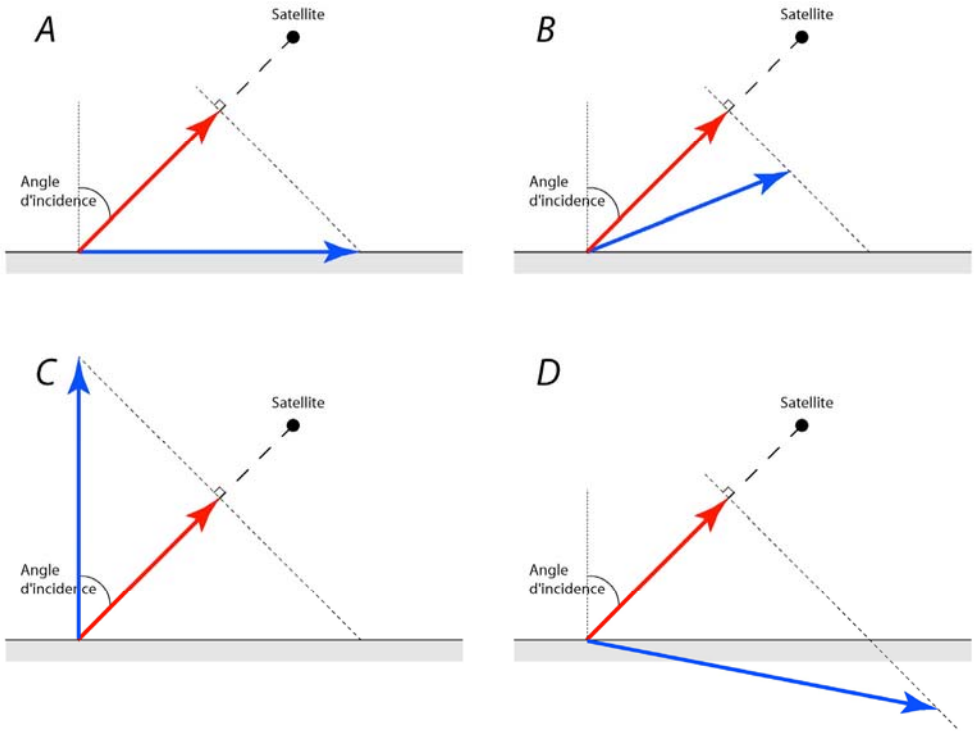


Fig. 2.05 – Déplacements du sol (en bleu) vus dans un plan vertical selon une coupe EW et projetés (en rouge) sur l'axe de visée du satellite en swath 7 (angle d'incidence ~45°). (*A*) déplacement purement horizontal ; (*B*) déplacement horizontal et soulèvement ; (*C*) déplacement purement vertical en soulèvement et (*D*) déplacement horizontal et subsidence.

Pour la suite de ce mémoire, les interférogrammes seront notés de la façon suivante (exemple) : *6277_07345_07846*, où *6277* est la combinaison du *swath* (*6*) et du *track* (*277*), *07345* désigne le numéro d'orbite de la scène maître (la plus ancienne dans notre cas) et *07846* désigne le numéro d'orbite de la scène esclave (la plus récente dans notre cas).
Le *swath* correspond à une géométrie d'acquisition du radar précise à laquelle est associé un angle de visée. Le *swath* varie de 1 à 7 pour ASAR correspondant à des angles de visée allant de 15° à 45° environ. Le *track* correspond à la trace de l'orbite au sol dont la nomenclature est fixée par l'ESA.

Afin de distinguer les scènes acquises lors des passes ascendantes (défilement du satellite depuis le Sud vers le Nord) des scènes acquises lors des passes descendantes (défilement du satellite depuis le Nord vers le Sud), une flèche 'LOS' (pour *Line Of Sight*) sera indiquée pour

les représentations en géométrie InSAR (Fig. 2.06). Le radar ASAR effectue une visée à droite ; une flèche LOS pointant vers l'Est désignera une passe ascendante et une flèche LOS pointant vers l'Ouest indiquera une acquisition en passe descendante.

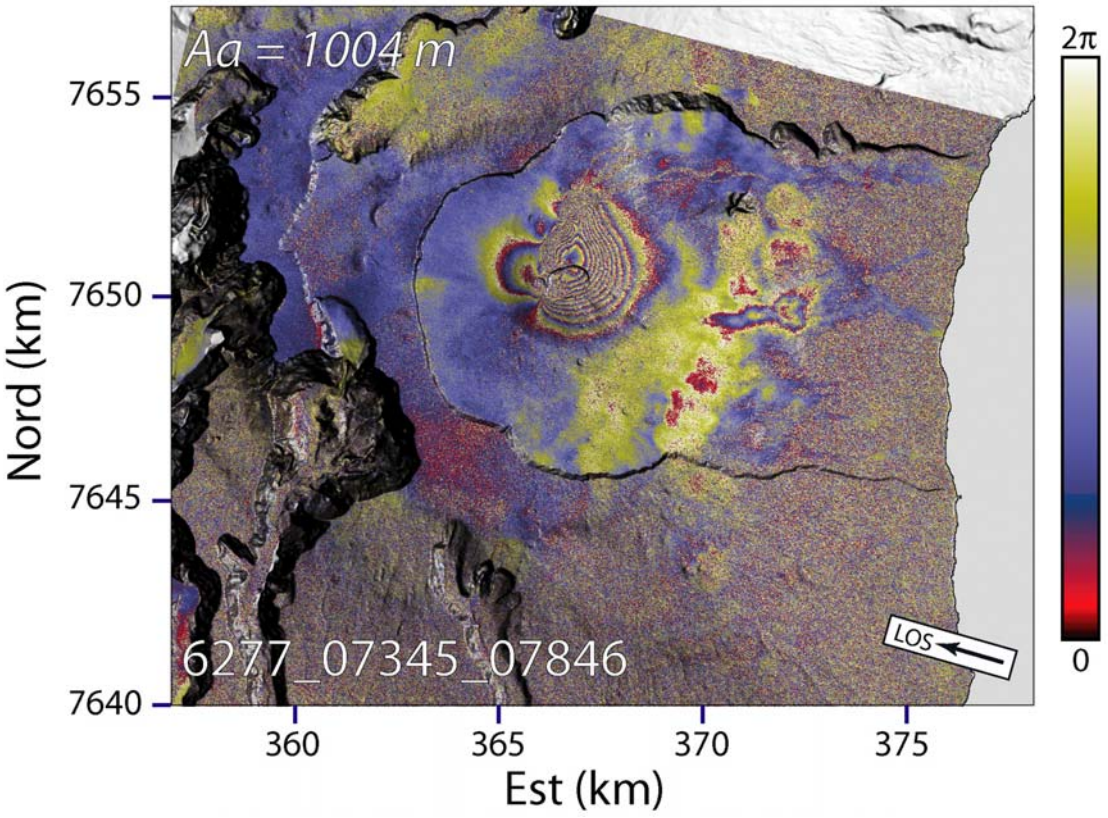


Fig. 2.06 – Exemple d'un interférogramme et conventions utilisées. Interférogramme 6277_07345_07846 couvrant la période du 27/07/2003 au 31/08/2003. Swath 6 descendant, track 277, orbite maître : 07345, orbite esclave : 07846. Altitude d'ambiguïté (*Aa*) : 1004 m.

Les franges interférométriques représentant les déplacements dans l'axe de visée du satellite sont codées de 0 à 2π selon une table de couleur spécifique (Fig. 2.06). Un rapprochement du sol en direction du satellite est enregistré comme un raccourcissement de la distance satellite-sol ; dans ce cas, les franges sont parcourues selon le sens inverse de la table de couleur jaune-bleu-rouge, de l'extérieur du motif de frange vers l'intérieur.
Dans l'exemple de la figure 2.06, la majeure partie du signal interférométrique (partie est) correspond à un rapprochement du satellite puisque les franges, observées depuis la flèche LOS, parcourent la table des couleurs selon le sens décroissant de 2π à 0, soit selon l'alternance de couleur jaune-bleu-rouge.

Une revue plus complète des caractéristiques du système ASAR-ENVISAT et de son potentiel pour la surveillance de l'activité volcanique sera présentée dans le sous-chapitre 2.3.

2.1.2 Le système GPS

Le système GPS (*Global Positioning System*) est un système de radio-positionnement par satellite conçu et mis en place par le « Department Of Defense » des Etats-Unis au début des années 1970. Les 11 premiers satellites ont été lancés de 1978 à 1985, puis remplacés par la constellation opérationnelle actuelle de 27 satellites accessible aux civils depuis 1993.
Le but du système GPS est de fournir à l'utilisateur final des informations de position et de vitesse tridimensionnelles, mais aussi une information de temps.

2.1.2.1 Les satellites GPS

À l'heure actuelle, 27 satellites, répartis sur 6 plans orbitaux inclinés à 55° par rapport à l'équateur et à environ 20000 km d'altitude, sont opérationnels. Les orbites sont quasi-circulaires et la révolution dure un peu moins de 12 heures. La constellation est conçue de telle sorte que 6 à 8 satellites soient en permanence visibles par un utilisateur quelle que soit sa position sur le globe.

Le GPS est fondamentalement basé sur un système de mesures de temps de parcours des ondes électromagnétiques entre satellite et récepteurs au sol. Pour ce faire, chaque satellite est équipé d'horloges atomiques permettant une mesure très précise du temps. Un temps '*zéro*' a été défini au 6 janvier 1980 à 00h La nomenclature du temps GPS découle de cette référence absolue.

2.1.2.2 Le signal GPS

L'émetteur embarqué à bord du satellite génère deux ondes porteuses L1 et L2 de fréquences respectives 1575,42 MHz et 1227,60 MHz. Ces ondes porteuses servent à véhiculer des informations jusqu'aux récepteurs GPS des utilisateurs. Elles sont modulées au moyen de deux séquences binaires pseudo-aléatoires : les codes C/A (*coarse*/*acquisition code*) et P (*precise code*). Le code P est réservé aux usagers militaires, alors que le code C/A est accessible à tous types d'utilisateurs.
Le traitement des ondes L1 et L2, et des informations qu'elles véhiculent, permet aux récepteurs GPS de se localiser sur le globe terrestre.

2.1.2.3 Le positionnement GPS

Schématiquement, un récepteur GPS mesure le temps de parcours de tous les signaux émis par les satellites visibles, soit à partir du code C/A, soit à partir de la phase de la porteuse L1 ou L2 ; cette mesure de temps étant ensuite convertie en pseudo-distance.
La détermination du temps de parcours de l'onde depuis le satellite vers le récepteur se fait soit par recherche du décalage entre le code C/A du satellite et le code C/A du récepteur, soit en évaluant le déphasage sur l'onde L1 et/ou L2 entre le signal du satellite et le signal généré par le récepteur.

Positionnement absolu

Le positionnement GPS est basé sur le principe de la trilatération spatiale (Fig. 2.07). La position du récepteur se trouve à l'intersection de 3 sphères centrées sur 3 satellites différents dont les rayons correspondent aux mesures de pseudo-distances (d1, d2 et d3) sur la figure. Comme ces mesures dérivent d'une mesure de temps, elles sont affectées par les erreurs d'horloge. Un quatrième satellite est donc nécessaire pour résoudre cette ambiguïté.

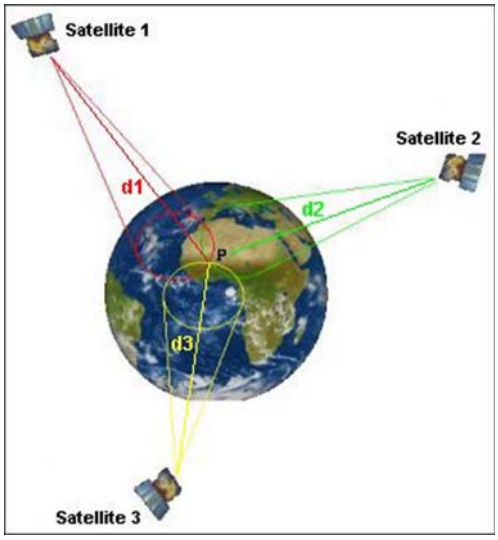


Fig. 2.07 – Schéma de principe de la localisation par GPS (trilatération spatiale). d1, d2 et d3 sont les pseudo-distances. La position P est obtenue par intersection des sphères de rayon d1, d2 et d3 projetées sur la surface. (image educnet - http://www.educnet.education.fr/)

La mesure des distances sur un minimum de 4 satellites n'est toutefois pas suffisante. En effet la qualité du positionnement est liée à la distribution des satellites dans l'espace : les satellites ne doivent pas se trouver tous dans une même portion restreinte de ciel résultant en des

intersections de sphère de positionnement trop aigües et compromettant alors la qualité du positionnement.

Bien que les orbites des satellites GPS aient été établies afin de fournir une situation optimale de distribution géométrique, les obstructions locales au voisinage du site d'observation peuvent conduire à des géométries peu favorables. Un facteur de positionnement tridimensionnel (*PDOP*) donne en temps réel l'information sur la géométrie des satellites lors de l'acquisition (Fig. 2.08).

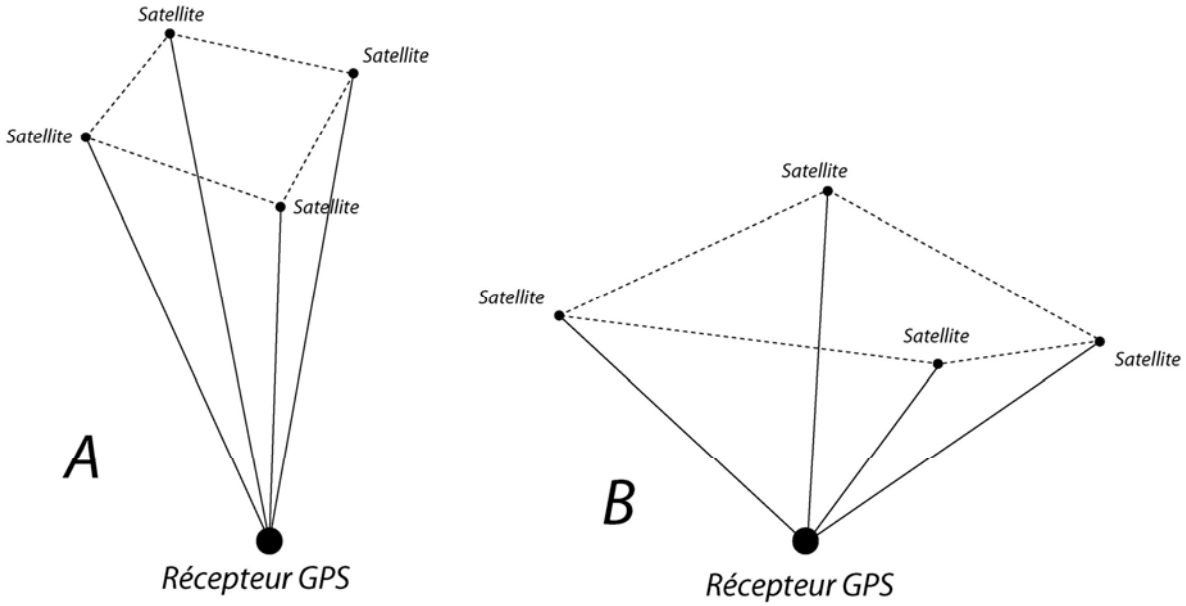


Fig. 2.08 – Géométries des satellites GPS. (*A*) les satellites occupent une faible portion de l'espace : la valeur du *PDOP* est mauvaise (élevée) et le positionnement GPS est moins précis. (*B*) les satellites occupent un volume important de l'espace : la valeur du *PDOP* est bonne (faible) et le positionnement GPS est plus précis.

Depuis mai 2000 (fin de la dégradation volontaire du signal par l'armée américaine), la précision théorique du positionnement absolu est de l'ordre de 20 m, pour un positionnement en temps réel. Toutefois, avec un post-traitement utilisant les éphémérides et les corrections d'horloge satellite précises fournies par l'IGS (*International Global navigation satellite system Service*), la précision du positionnement absolu peut alors être de quelques mètres seulement.

Positionnement relatif – GPS différentiel

Le principe consiste à collecter simultanément les signaux des satellites GPS sur un récepteur fixe localisé en une station de référence dont les coordonnées sont parfaitement connues ainsi que sur le récepteur de l'usager.
Les mesures de distance 'récepteur de référence / satellites' sont comparées aux distances théoriques ; les différences de distance constatées deviennent des termes correctifs appliqués aux mesures de distance effectuées sur le récepteur de l'utilisateur.
Lors du post-traitement des données et du « recalage » du récepteur de l'utilisateur sur le récepteur fixe, l'utilisation d'un algorithme travaillant avec les mesures de phase des ondes porteuses L1 et L2 et l'utilisation du calcul dit en double différence (calcul des déphasages croisés des signaux entre les satellites et les récepteurs éliminant les décalages d'horloge) permettent d'obtenir une précision de l'ordre de quelques millimètres à 1 cm en horizontal et de l'ordre de 2 à 3 cm en vertical.

2.1.2.4 Effets atmosphériques

Le signal en provenance des satellites GPS traverse les couches de l'atmosphère avant d'atteindre le récepteur. Deux couches présentent un aspect perturbateur pour le GPS : la ionosphère entre 50 et 350 km d'altitude et la troposphère qui s'étend depuis le niveau de la mer jusqu'à 14 km d'altitude.

Lorsque le signal du satellite traverse l'ionosphère, il est ralenti, entraînant une mesure trop longue de la pseudo-distance récepteur-satellite. L'erreur sur la mesure dépend du contenu électronique (ou densité d'électrons) total le long du chemin parcouru par le signal. Des délais importants apparaissent lorsque le satellite est bas sur l'horizon et ils varient au cours d'une journée en fonction de la radiation solaire.
Ce délai ionosphérique dépend de la fréquence et peut donc être estimé puis éliminé en utilisant des récepteurs GPS bi-fréquences (ce qui est le cas des récepteurs GPS disposés sur le Piton de la Fournaise).

Lors de sa traversée dans la troposphère, deux effets affectent l'onde : un retard dû principalement à la présence d'eau dans les couches inférieures de la troposphère et un effet de courbure dû à la réfraction atmosphérique lorsque le satellite est bas sur l'horizon.
Il n'existe pas de solution satisfaisante pour régler le problème de délai troposphérique avec un positionnement absolu. Pour le positionnement relatif, l'effet troposphérique peut être éliminé si les stations sont suffisamment proches et à des altitudes voisines. Dans tous les cas il convient d'utiliser un masque d'élévation d'au moins 15° pour s'affranchir des problèmes de réfraction atmosphérique (Leick, 1995).

2.2 Base de données géodésiques sur le Piton de la Fournaise

Depuis mi-2003, les données ASAR-ENVISAT sont acquises de façon aussi systématique que possible sur le Piton de la Fournaise.
Les données InSAR sont complétées par les données GPS acquises sur l'édifice volcanique par le personnel de l'OVPF. Deux types de données GPS sont disponibles :

(1) les données GPS du réseau à réitération ponctuelle couvrant le cône sommital avec environ 20 à 70 points de mesures disponibles pour certaines éruptions depuis août 2003 ;

(2) les données GPS continues appartenant au réseau permanent ayant enregistré les déplacements de l'édifice durant les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

2.2.1 Base de données interférométriques

Pour leur majeure partie, les données sont acquises par l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC) dans le cadre du projet ESA AO-ENVISAT #746. Il a été initialement convenu que les acquisitions en swath 4, en passe descendante ou ascendante, seraient demandées prioritairement par le CNES (*Centre National d'Etudes Spatiales*) dans le cadre d'un projet différent, tandis que l'OPGC demanderait les acquisitions dans les autres swaths. De cette façon, les risques de conflit de programmation sont limités et le nombre de scènes acquises sur le site optimisé. Il est toujours possible d'avoir accès *a posteriori* aux données en swath 4 puisque celles-ci sont archivées dans la base de données de l'ESA (*Agence Spatiale Européenne*).

À ce jour, 223 images radar ont été acquises selon dix géométries d'acquisitions différentes, distribuées selon les passes ascendante et descendante et selon six des sept angles de visée possibles avec ASAR (Tab. 2.01). La fréquence moyenne d'acquisition est de l'ordre de 4,65 scènes par mois.
À partir de ces 223 images radar, 1822 interférogrammes ont été calculés, ce qui représente 72,1% de toutes les combinaisons interférométriques théoriquement possibles. Le taux d'exploitation des données (ratio entre interférogrammes calculés et interférogrammes

potentiels) est très bon et dépasse même les 95% dans le cas des incidences élevées (> ~40°, swath 6). Les raisons pour lesquelles tous les interférogrammes ne sont pas calculées seront expliquées dans la suite de ce chapitre.
Sur les 1822 interférogrammes calculés, quelques-uns (64) sont exploités pour la caractérisation des déplacements co-éruptifs associés aux quatorze éruptions survenues durant la période étudiée et 11 autres sont utilisés pour la caractérisation des déplacements inter-éruptifs (cf. Chapitre 3).

Les autres interférogrammes ont enregistré plusieurs événements éruptifs consécutifs et ne sont donc pas exploitables pour une caractérisation individualisée des éruptions. Cependant ils présentent un enregistrement du cumul des déplacements subi par l'édifice sur de longues périodes de temps et permettent, à ce titre, une vision du comportement de l'édifice à plus long terme.

	Swath/Track	Images ASAR acquises	Interférogrammes potentiels	Interférogrammes calculés	% d'exploitation
Ascendant	2084	13	78	64	82,1 %
	2313	28	378	170	45,0 %
	3356	27	351	262	74,6 %
	4127	4	6	6	100 %
	5399	26	325	309	95,1 %
	7170	2	1	1	100 %
Descendant	2363	30	435	217	49,9 %
	3091	23	253	150	59,3 %
	4320	5	10	6	60 %
	5048	17	136	101	74,3 %
	6277	25	300	286	95,3 %
	7005	23	253	250	98,8 %
	Total	223	2526	1822	72,1%

Tab. 2.01 – Base de données InSAR sur le Piton de la Fournaise.
Swath =premier chiffre, track =trois chiffres suivants ; exemple *2084* : swath 2 – track 084.

Pour chacune des 14 éruptions survenues depuis mi-2003, on dispose d'un nombre variable d'interférogrammes indépendants (swath et passe différents) et non redondants (pas de scène en commun) permettant une caractérisation du champ de déplacements associés à ces

événements éruptifs (Tab. 2.02). Ces 64 interférogrammes constituent un enregistrement précis et dense des déplacements co-éruptifs échantillonnés à l'échelle de l'édifice entier avec une résolution horizontale d'une vingtaine de mètres seulement. La représentativité de ces mesures de déplacements par rapport aux événements survenus est donc certaine.

Eruption	Swaths											
	A2a	A2b	A3	A4	A5	A7	D2	D3	D4	D5	D6	D7
Août 2003		●						●			●	●
Septembre 2003	●	●			●			●			●	
Décembre 2003	●									●		●
Janvier 2004	●	●	●				●		●		●	●
Mai 2004	●				●			●			●	●
Août 2004			●	●	●			●			●	●
Février 2005		●	●		●					●	●	●
Octobre 2005	●		●		●					●	●	●
Novembre 2005		●		●								●
Décembre 2005	●	●								●		
Juillet 2006		●	●		●			●		●	●	●
Août 2006					●						●	●
Février 2007			●		●						●	
Avril 2007						●				●	●	

Tab. 2.02 – Interférogrammes (●) ayant enregistré les déplacements associés aux diverses éruptions. *A* : pour passe ascendante et *D* pour passe descendante. Deux géométries en swath 2 passe ascendante sont acquises : swath 2 – track 084 (2084, *A2a*) et swath 2 – track 313 (2313, *A2b*).

La figure 2.09 présente un interférogramme représentatif pour chacune des éruptions survenues. Les autres interférogrammes couvrant les éruptions se trouvent en Annexe I de ce mémoire

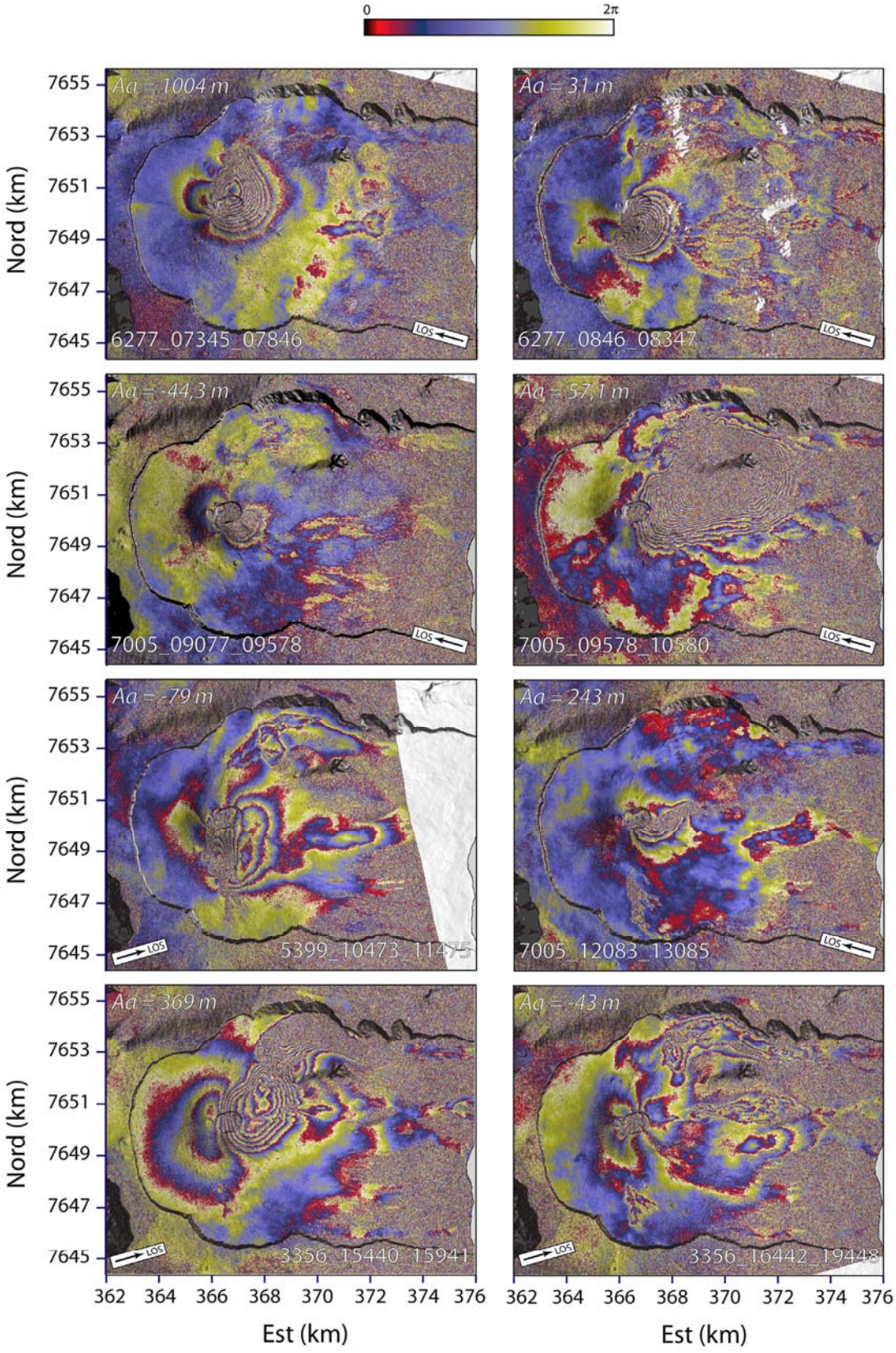


Fig. 2.09 - Exemple d'un interférogramme représentatif pour chacune des éruptions. De gauche à droite et de haut en bas (éruptions) : août 2003, septembre 2003, décembre 2003, janvier 2004, mai 2004, août 2004, février 2005 et octobre 2005. Coordonnées UTM 40S (km).

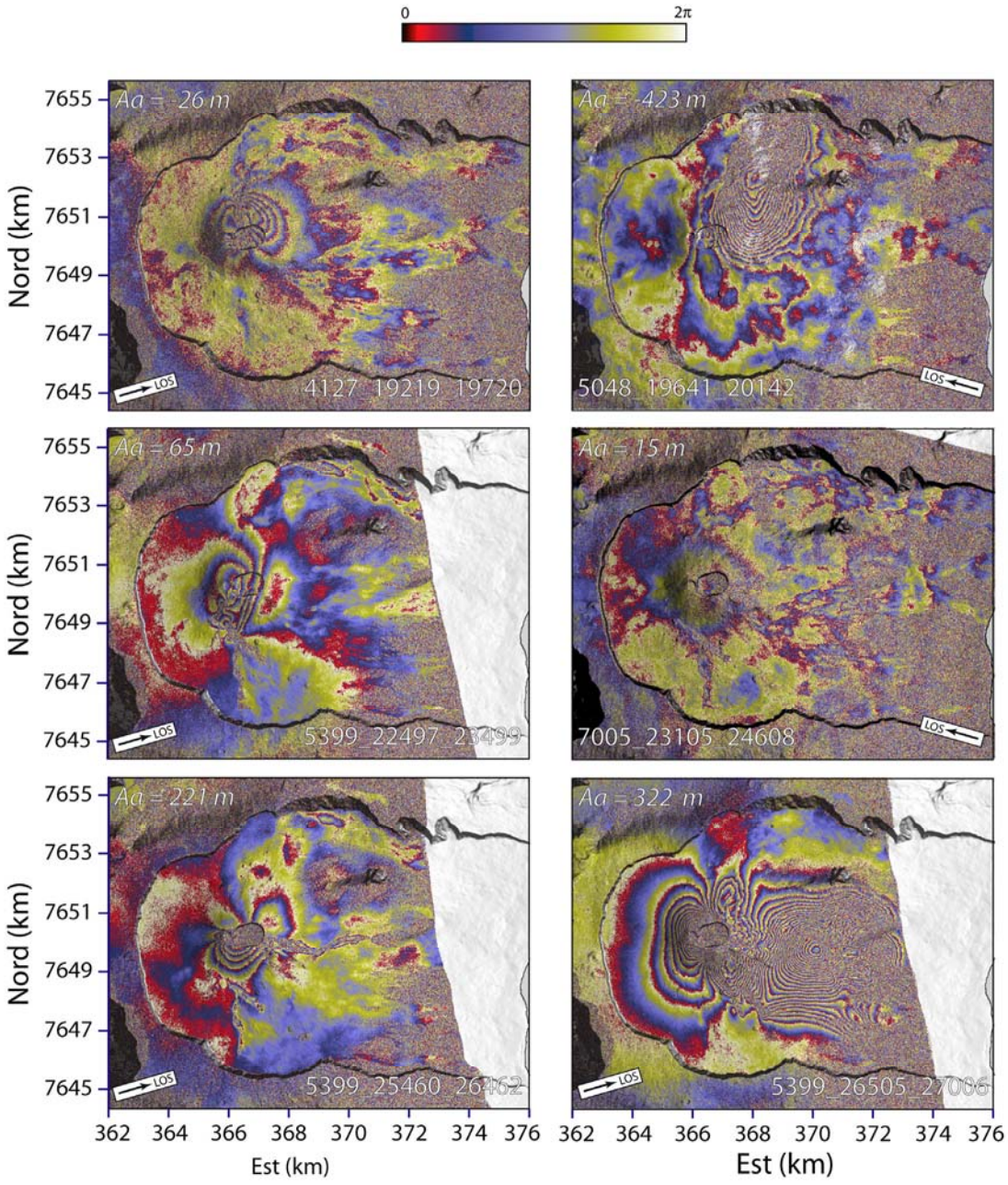


Fig. 2.09 (suite) - Exemple d'un interférogramme représentatif pour chacune des éruptions. De gauche à droite et de haut en bas (éruptions) : novembre 2005, décembre 2005, juillet 2006, août 2006, février 2007 et avril 2007. Coordonnées UTM 40S (km).

Bien que l'activité éruptive du Piton de la Fournaise soit intense, il arrive parfois que celle-ci s'interrompe durant quelques semaines ou quelques mois. La surveillance des éventuels déplacements lors de ces périodes inter-éruptives peut apporter des informations sur le fonctionnement de systèmes dont le temps caractéristique est plus long que celui d'une injection de dykes, comme un réservoir magmatique profond par exemple. Ces déplacements ont été mesurés par 58 interférogrammes lors des épisodes inter-éruptifs suffisamment longs pour être imagés par l'InSAR (donc supérieurs à 35 jours), mais seulement 10 d'entre eux sont exploitables pour la caractérisation des déplacements inter-éruptifs (Tab. 2.03). Les autres interférogrammes présentent un enregistrement partiel des déplacements à cause de leur mauvaise qualité.

Interférogramme	Début	Fin	Durée couverte par l'interférogramme (jours)	Aa (m)
2313_13393_15397	21/09/2004	08/02/2005	140	-77,19
2313_14395_15397	30/11/2004	08/02/2005	70	-14,81
3356_13436_14438	24/09/2004	03/12/2004	70	16,26
3356_13436_15440	24/09/2004	11/02/2005	140	56,06
5399_13479_15483	27/09/2004	14/02/2005	140	-171,00
5399_13980_15483	01/11/2004	14/02/2005	105	-21,08
5399_14481_15483	06/12/2004	14/02/2005	70	-31,42
7005_13586_14087	05/10/2004	09/11/2004	35	24,65
2313_16399_17401	19/04/2005	28/06/2005	70	44,80
5399_15984_16485	21/03/2005	25/04/2005	35	16,35

Tab. 2.03 – Données InSAR disponibles pour les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

La figure 2.10 présente quelques-uns des interférogrammes disponibles pour les périodes inter-éruptives ; la totalité des interférogrammes couvrant ces périodes est montrée en Annexe II.

Une revue plus détaillée de ces déplacements co- et inter-éruptifs sera faite en toute fin de ce chapitre avant que leur modélisation soit présentée dans le chapitre 3.

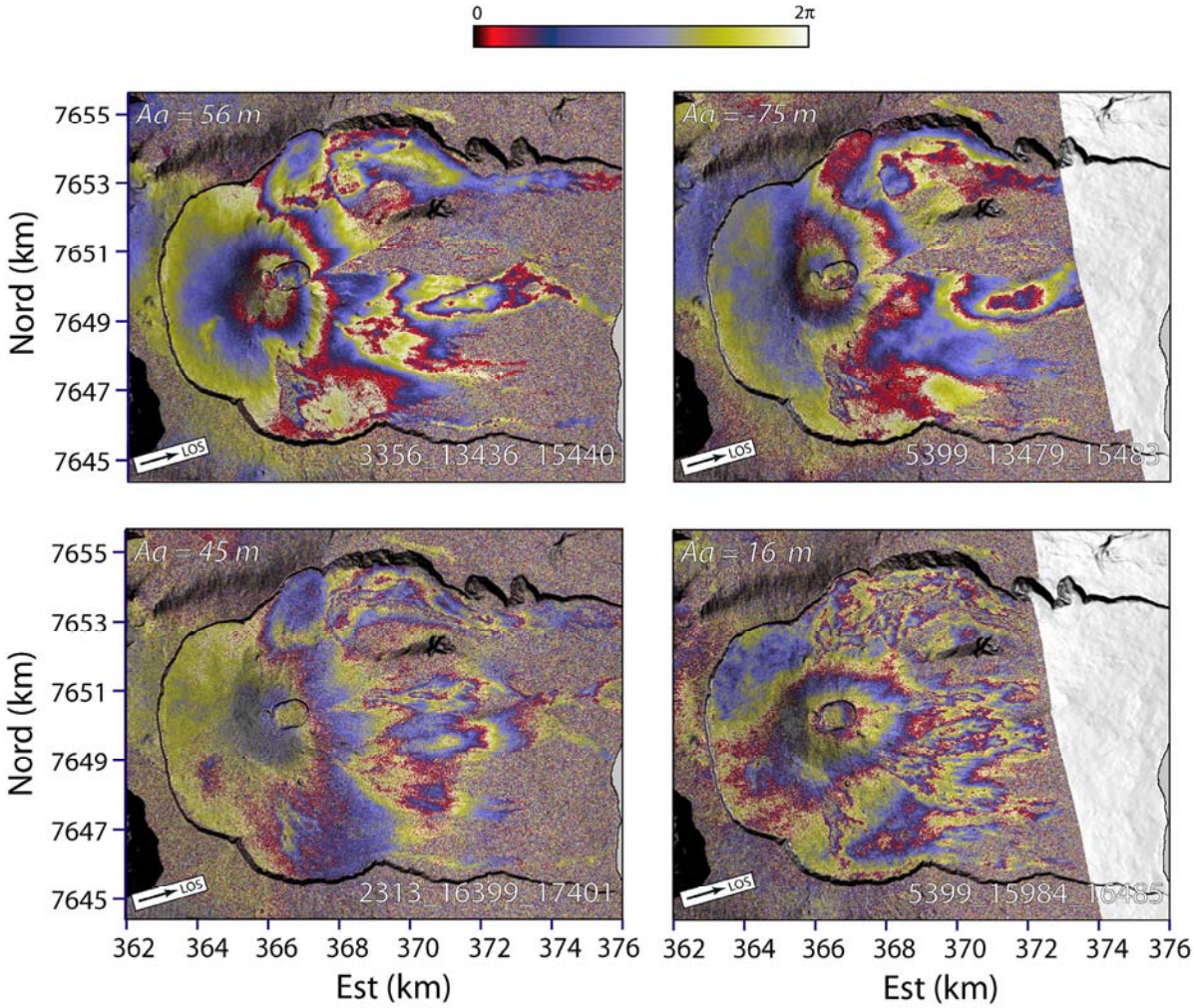


Fig. 2.10 – Exemple d'interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives. En haut ceux correspondant à la période d'août 2004 à février 2005 ; en bas ceux correspondant à la période de février 2005 à octobre 2005. Coordonnées UTM 40S (km).

2.2.2 Base de données GPS

Cette partie a pour but de présenter succinctement les données GPS des deux réseaux (à réitération ponctuelle et permanents) ; une revue plus détaillée de ces données et leurs liens avec l'activité volcanique sera faite dans la partie 2.4.

2.2.2.1 Réseau GPS à réitération ponctuelle

Le réseau GPS à réitération ponctuelle consiste en un ensemble de points de mesures répartis sur le cône sommital et organisés principalement en radiales et autour des cratères (Fig. 2.11). La réitération de ces points se fait en mode cinématique « stop and go », chaque point est

mesuré pendant sept minutes selon une fréquence de 1 Hz, le masque d'élévation est fixé à 10°, ce masque indique au récepteur GPS de ne pas enregistrer les signaux provenant des satellites situés à moins de 10° au-dessus de l'horizon.

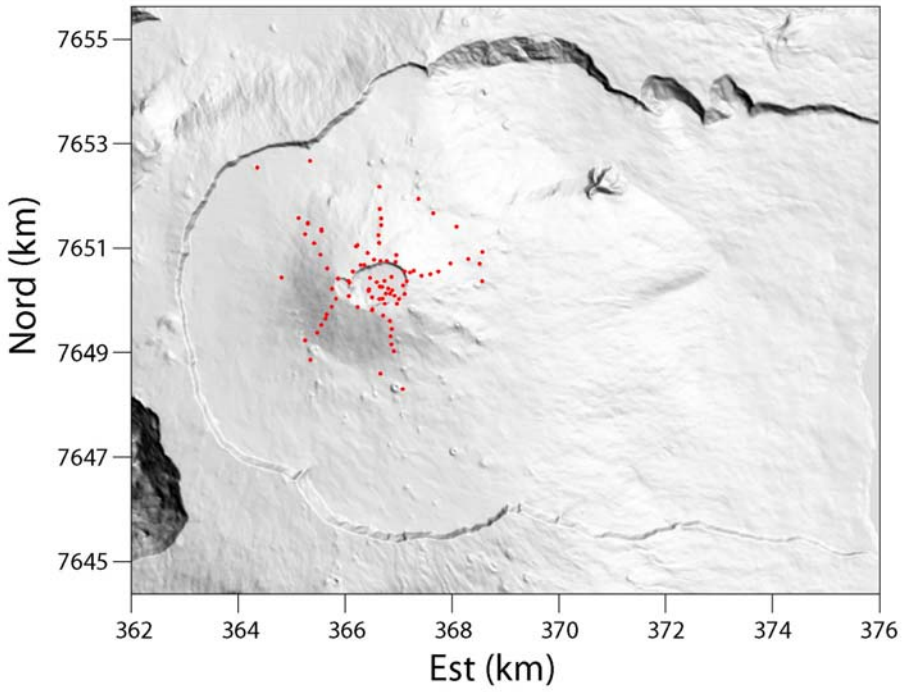


Fig. 2.11 – Points de mesures du réseau GPS à réitération ponctuelle. Coordonnées UTM 40S (km).

Les mesures du réseau à réitération ponctuelle nous ont été directement fournies par l'OVPF. Ces données sont en réalité les déplacements, déjà déduits des mesures brutes, selon les trois composantes Est-Ouest, Nord-Sud et verticale. Les données GPS ont été traitées par le personnel de l'Observatoire et nous ne disposons pas de détails sur la procédure exacte suivie pour le traitement des données.

Les rms estimées sont de 4 à 14 mm pour les composantes horizontales et de 30 à 60 mm pour la composante verticale (OVPF). Ces valeurs de rms nous ont été fournies pour l'ensemble des mesures GPS ; nous n'avons en particulier pas accès à des valeurs rms individualisées pour chaque point de mesure et pour chaque éruption couverte. L'absence de rms précise pour chaque point GPS ne facilitera pas la modélisation des déplacements GPS (chapitre 3). Les résidus GPS seront comparés aux valeurs rms.

Les points de ce réseau GPS sont réoccupés afin d'assurer un enregistrement des déplacements co-éruptifs. Cependant, les conditions d'accès ne sont pas toujours garanties sur le volcan et les données ne peuvent pas toujours être réitérées (Tab. 2.04).

Eruption	*Nombre de points GPS disponibles*
Août 2003	67
Septembre 2003	66
Décembre 2003	0
Janvier 2004	19
Mai 2004	40
Août 2004	33
Février 2005	27
Octobre 2005	0
Novembre 2005	0
Décembre 2005	31
Juillet 2006	27
Août 2006	0
Février 2007	31
Avril 2007	49

Tab. 2.04 – Nombre de points GPS réoccupés sur le réseau à réitération ponctuelle et ayant enregistré les déplacements co-éruptifs depuis Août 2003. En grisé, les éruptions sans mesure GPS.

La figure 2.12 représente les déplacements GPS pour les périodes échantillonnées. Une description plus détaillée des déplacements mesurés par les GPS et le lien avec l'activité volcanique sera effectuée en toute fin de chapitre 2.

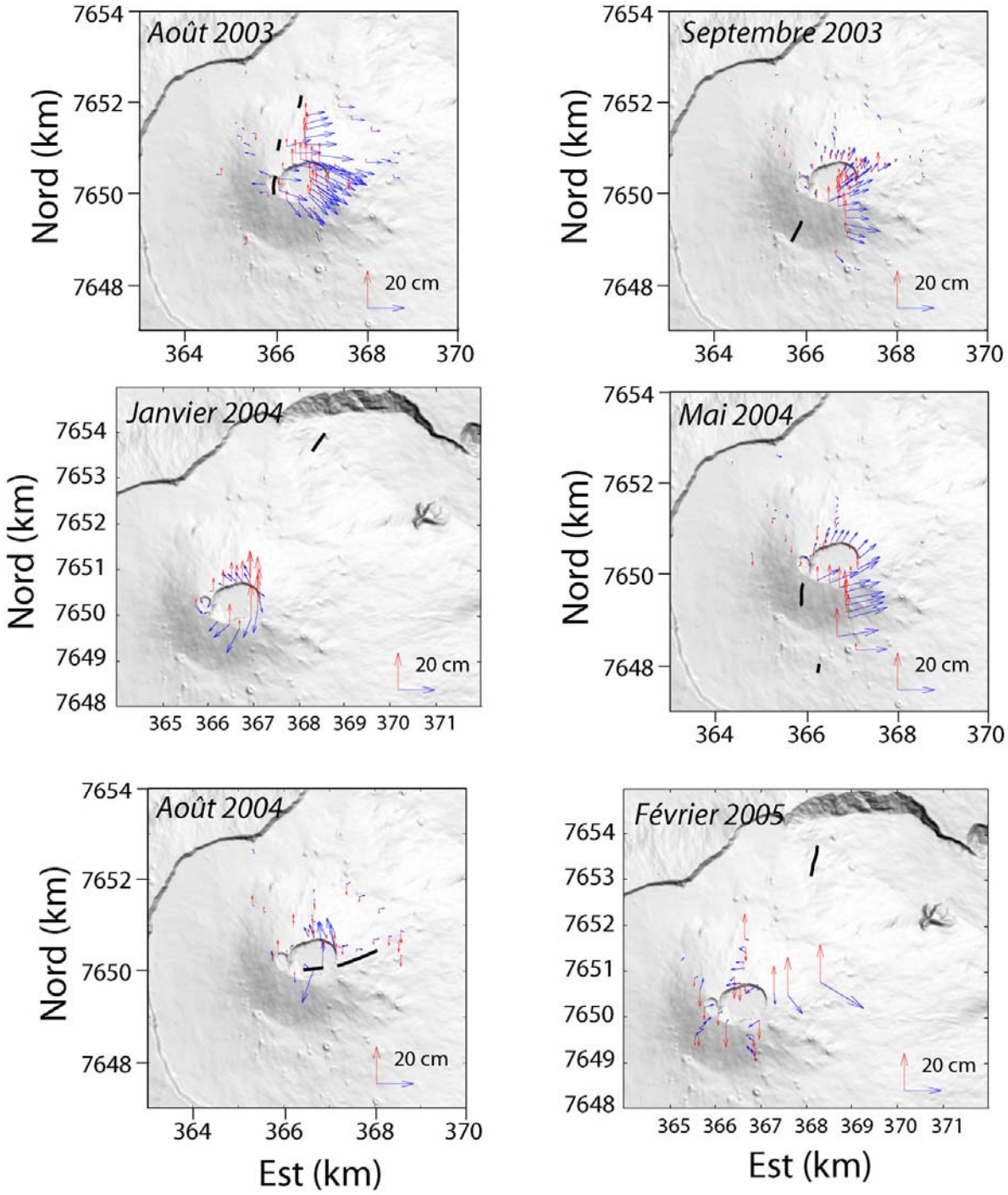


Fig. 2.12 – Déplacements GPS co-éruptifs. En bleu déplacements horizontaux et en rouge déplacements verticaux. rms de 4 à 14 mm pour la composante horizontale et de 30 à 60 mm pour la composante verticale. En noir : trace des fissures éruptives. Coordonnées UTM 40S (km).

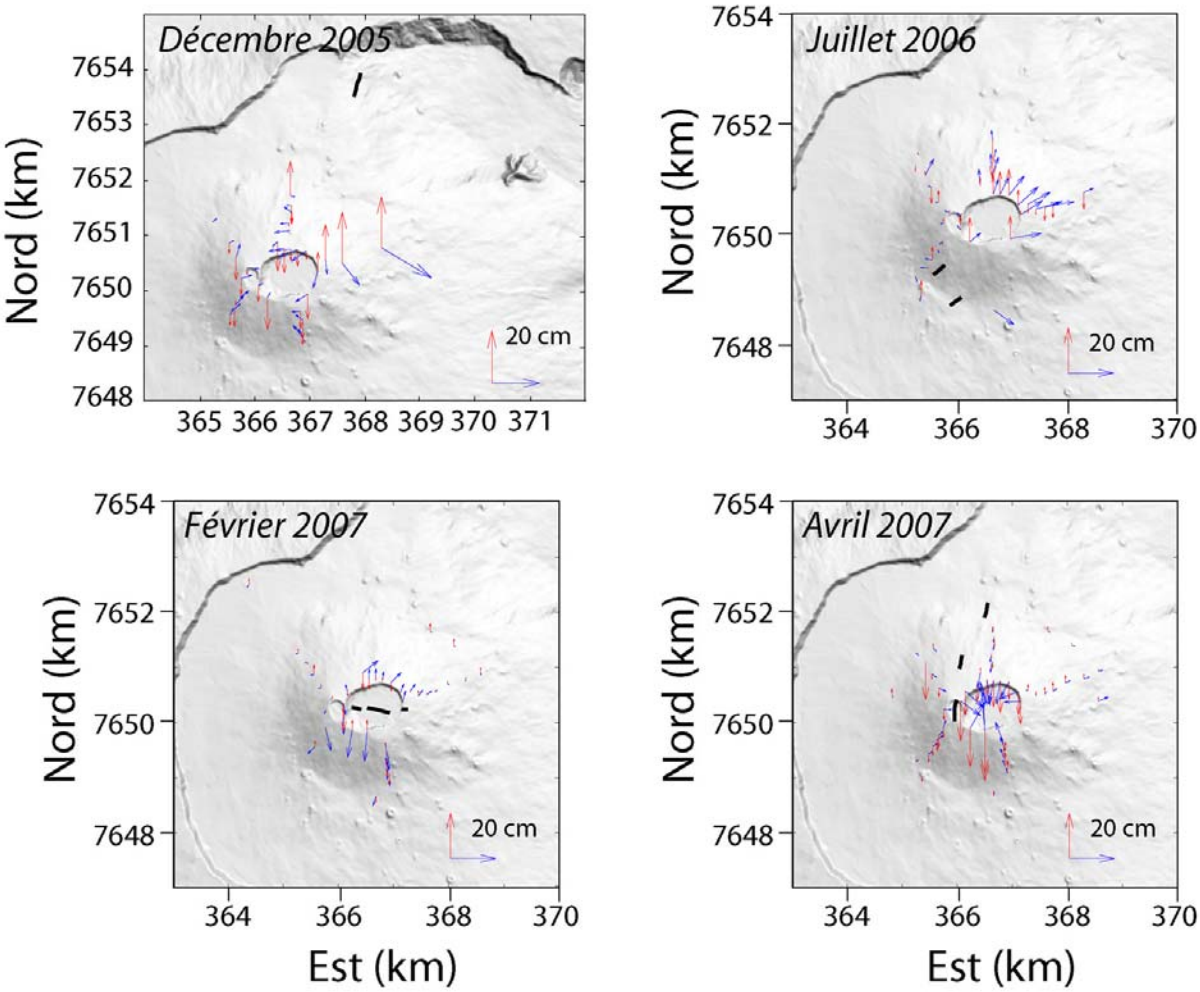


Fig. 2.12 (suite) – Déplacements GPS co-éruptifs. En bleu déplacements horizontaux et en rouge déplacements verticaux. rms de 4 à 14 mm pour la composante horizontale et de 30 à 60 mm pour la composante verticale. En noir : trace des fissures éruptives. La fissure d'avril 2007 n'est pas représentée car les données GPS ont été acquises après l'éruption, les déplacements représentés sont donc post-éruptifs. Coordonnées UTM 40S (km).

2.2.2.2 Réseau des stations GPS permanentes

Deux stations GPS servent de référence : ENCg et GITg (Fig. 2.13). La première a été installée dès 1993 et la seconde plus récemment en 2006. En première approximation ces stations de référence sont considérées comme fixes car peu ou pas influencées par l'activité volcanique du fait de leur localisation hors-Enclos.

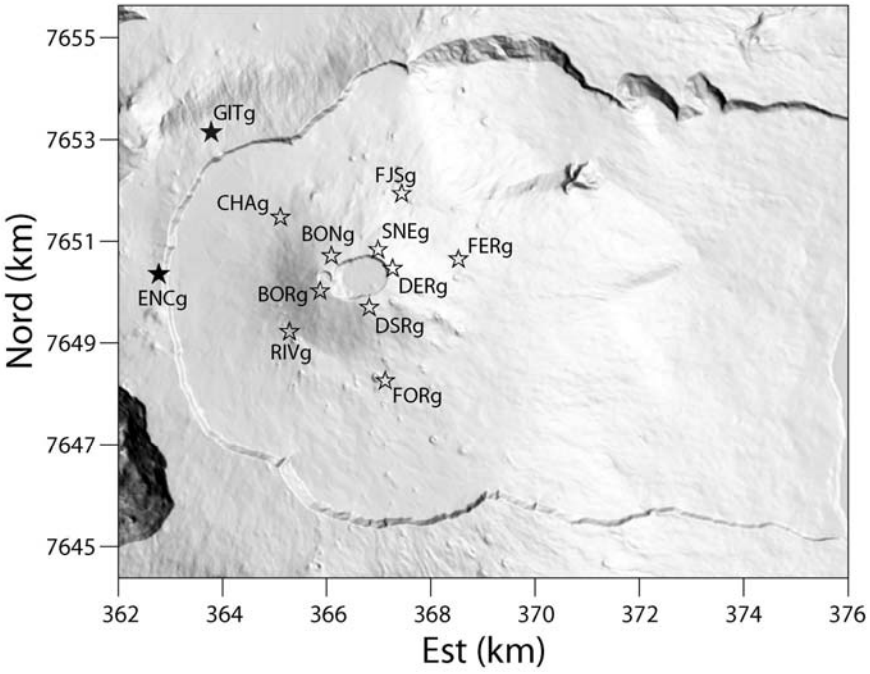


Fig. 2.13 – Réseau des stations GPS permanentes au Piton de la Fournaise. ENCg et GITg sont les stations de référence.

Les autres stations ont été déployées progressivement à partir de 2003 :

- mi-2003 : trois stations sont disposées au sommet du cône, autour des cratères, (BORg, DSRg et SNEg) ;
- août 2005 : la station DERg est venue compléter la surveillance au sommet du cône et les stations RIVg, FORg, FERg et FJSg en base de cône ont permis d'étendre la surveillance au cône tout entier ;
- 2006 : installation de la station BONg au sommet et de la station CHAg à mi-chemin entre le Pas de Bellecombe et le cratère Bory.

Douze stations GPS permanentes sont donc actuellement déployées sur le Piton de la Fournaise. Les données y sont acquises toutes les 30 secondes en période calme mais peuvent l'être toutes les secondes lors d'une crise éruptive. Les données sont télétransmises directement à l'Observatoire via un relais pour les stations BONg, GITg et SNEg. Les données des autres stations sont quant à elles stockées sur des cartes mémoire relevées régulièrement par le personnel de l'Observatoire.

L'OVPF nous a fourni les données de quelques stations GPS permanentes pour les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005. Ces données nous ont été fournies au format brut constructeur (Ashtech) et leur traitement a donc dû être

effectué par nos soins. Le lecteur trouvera en Annexe IV le détail des opérations permettant d'obtenir les positions des stations GPS permanentes à partir des données brutes.

Après avoir calculé la position des stations GPS permanentes pour chaque incrément de temps (10 à 30 secondes selon les périodes et selon les stations), il est apparu que le positionnement d'une station donnée lors d'une même journée d'enregistrement évoluait de façon surprenante avec des sauts de position de plusieurs mètres en l'espace de quelques secondes seulement.

Un post-traitement s'est donc avéré nécessaire afin d'obtenir des données finales exploitables ; les différents traitements réalisés sont détaillés dans la suite de cette partie. Là encore, nous insistons sur le fait que nous ne savons pas si de tels traitements ont été réalisés sur les données GPS du réseau à réitération ponctuelle. La différence de traitements pourrait expliquer les valeurs de rms très élevées pour les données GPS du réseau à réitération ponctuelle.

2.2.2.3 Post-traitement des données des stations GPS permanentes

Les données issues du traitement par les logiciels WinPrism et PNAV sont référencées dans le système géographique international en latitude et longitude. Il est plus aisé et plus intuitif de travailler avec des coordonnées planes en mètres, ceci permet notamment de calculer rapidement les déplacements en mm ou cm d'une station GPS lors d'une éruption plutôt qu'en millièmes de secondes d'arc. Pour ce faire, le logiciel Circé 2000 de l'IGN est utilisé, le système de coordonnées de sortie choisi est l'UTM zone 40 Sud, ellipsoïde WGS 84.

Si la stabilité de la position horizontale de la station GPS semble correcte au cours d'une journée d'enregistrement (Fig. 2.14-A&B), le positionnement en altitude semble, lui, de nettement moins bonne qualité (Fig. 2.14-C).

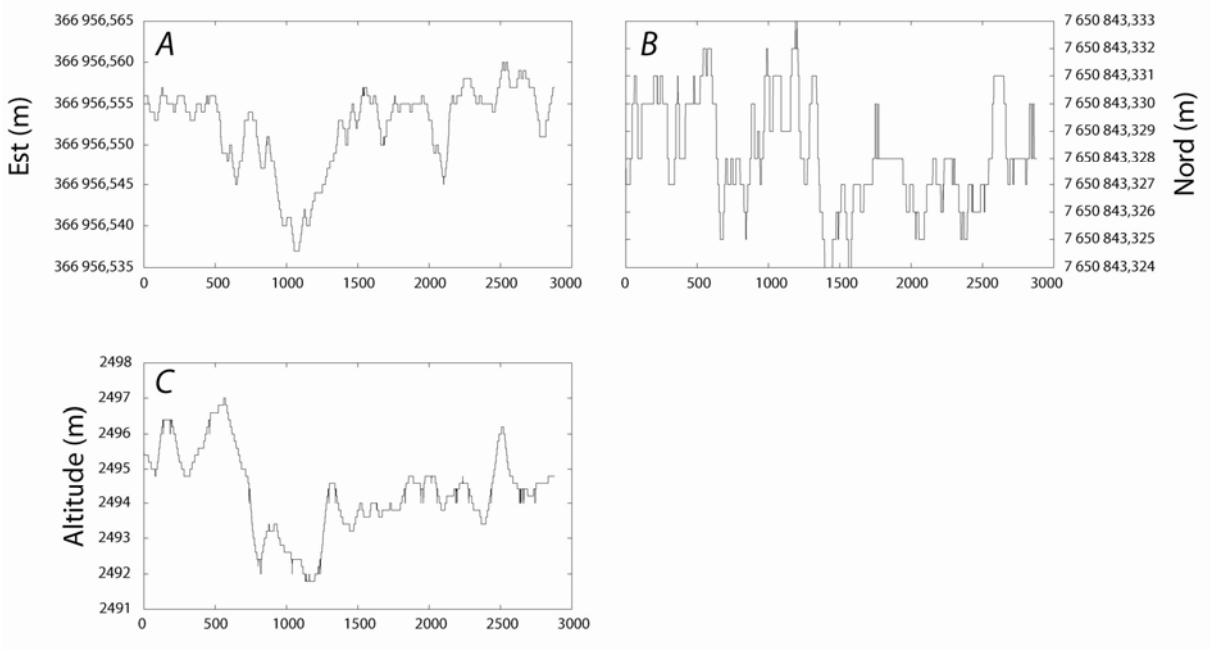


Fig. 2.14 – Positions selon les trois composantes de la station SFRg pour le 3 septembre 2004. L'axe des abscisses correspond à l'index dans le fichier de la station GPS. Coordonnées UTM 40S (m).

Il est peu vraisemblable que la station GPS se soit déplacée de plusieurs mètres en altitude durant quelques minutes seulement. L'utilisation directe des données en moyennant les positions sur tout le fichier n'est donc pas valide car de nombreuses erreurs entachent les mesures GPS. Il convient donc de faire un filtrage exhaustif des données afin de ne pas induire une mauvaise interprétation.

Filtrage sur le PDOP

Le *PDOP* est le facteur de qualité en temps réel 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 : plus le *PDOP* est faible, meilleure est la mesure.

La figure 2.15 représente la variation de ce paramètre au sein d'un fichier traité. Les valeurs de *PDOP* égales à 0 doivent être rejetées car elles correspondent à un mauvais traitement des données. Pour des mesures en GPS permanent, un *PDOP* supérieur à 3 n'est pas acceptable, les valeurs correspondantes sont donc rejetées.

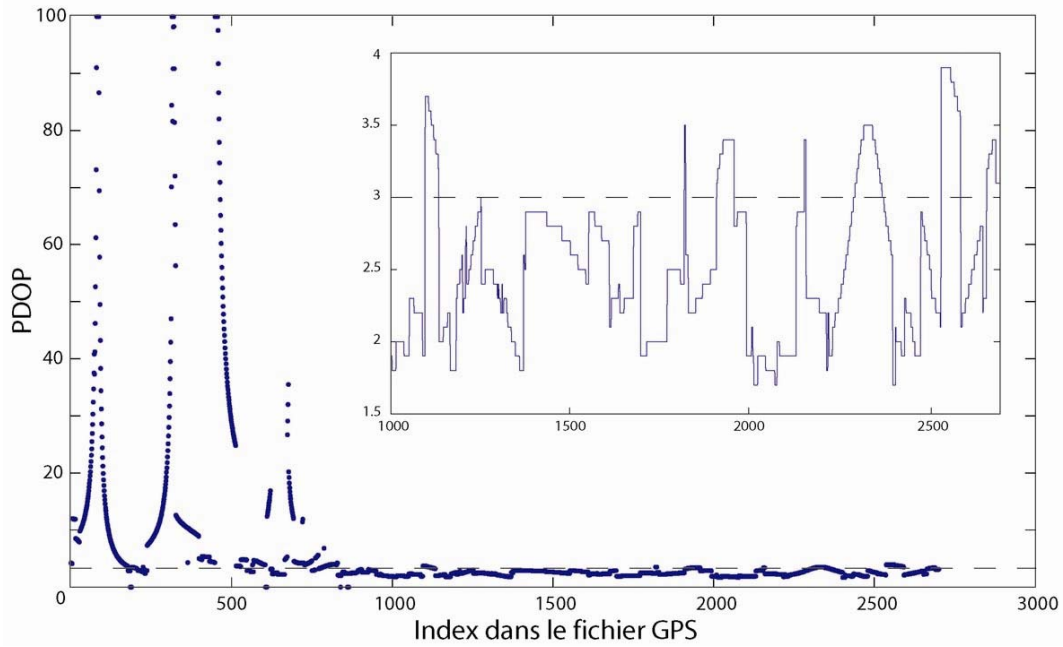


Fig. 2.15 – Valeur de *PDOP* en fonction de l'index extrait d'un fichier de positionnement GPS de la station BORg pour la journée du 28 novembre 2004. Les données avant l'index 1000 sont rejetées pour évaluer la position finale de la station. Les données après l'index 1000 (zoom dans l'encadré) sont filtrées pour ne garder que les points de mesure où la PDOP est inférieure à 3 (ligne en tirets).

Filtrage sur les autres paramètres

La valeur de la *rms* fournie en sortie du traitement par PNAV permet aussi de réaliser un filtrage. L'expérience nous permet de définir un seuil maximal de 0,01 pour cette *rms* (Fig. 2.16).

Les fichiers de positions des stations GPS permanentes contiennent d'autres informations à partir desquelles un filtrage peut être réalisé (cf. Annexe III pour le traitement des données GPS).

Un filtrage grâce au marqueur FLAG est réalisé ; les valeurs de FLAG différentes de 0 indiquent un problème lors du traitement.

Pour certains fichiers, les vitesses 'V_EAST', 'V_NORTH' et 'V_UP' n'ont pas des valeurs nulles. Les stations GPS sont fixes, la présence de vitesses non nulles n'est donc pas cohérente et les positionnements correspondants sont rejetés du fichier traité.

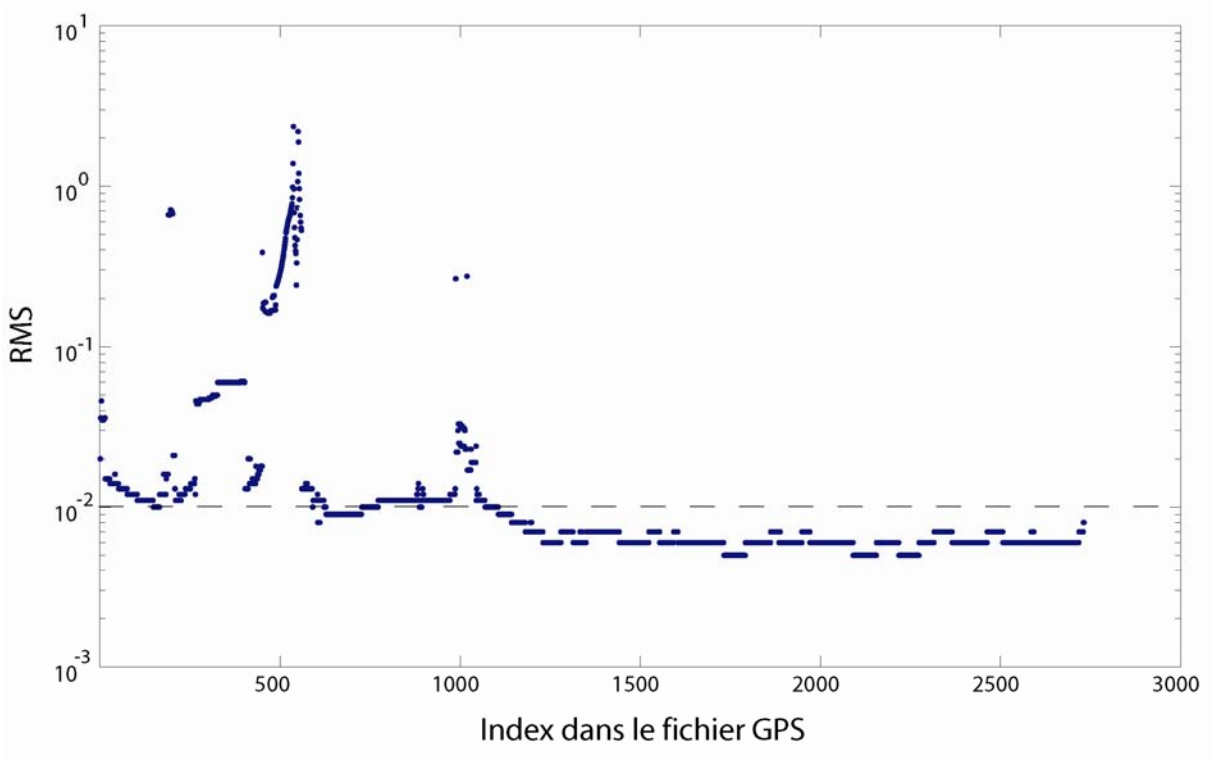


Fig. 2.16 – Valeur de la *rms* calculée par le logiciel PNAV en fonction de l'index dans le fichier de position de la station BORg lors de la journée du 28 novembre 2004. Les points de mesure dont la valeur de rms est supérieure à 0,01 sont rejetés.

Sauts de position de la station

Malgré les filtrages cités précédemment, certaines stations montrent des sauts de positions. Dans l'exemple suivant, la station aurait subi un déplacement de 1,88 cm en l'espace d'une minute sur la composante verticale. On note aussi le saut du positionnement en latitude de 2.10^{-8} ° soit environ 2,22 mm.

Extrait du fichier de positionnement de la station, les sauts de positions en latitude et altitude sont mis en évidence :

```
BOR0 02/13/05 15:02:00.000000 9 1.7  S 21.24647156  E  55.70692982  2579.3940  0.009
       0 0.000 0.000 0.000
BOR0 02/13/05 15:03:00.000000 9 1.7  S 21.24647154  E  55.70692982  2579.3752  0.008
       0 0.000 0.000 0.000
```

Les sauts subits de position ne sont pas les seules incohérences relevées dans les fichiers GPS, d'autres dérives temporaires ont été constatées (Fig. 2.17)

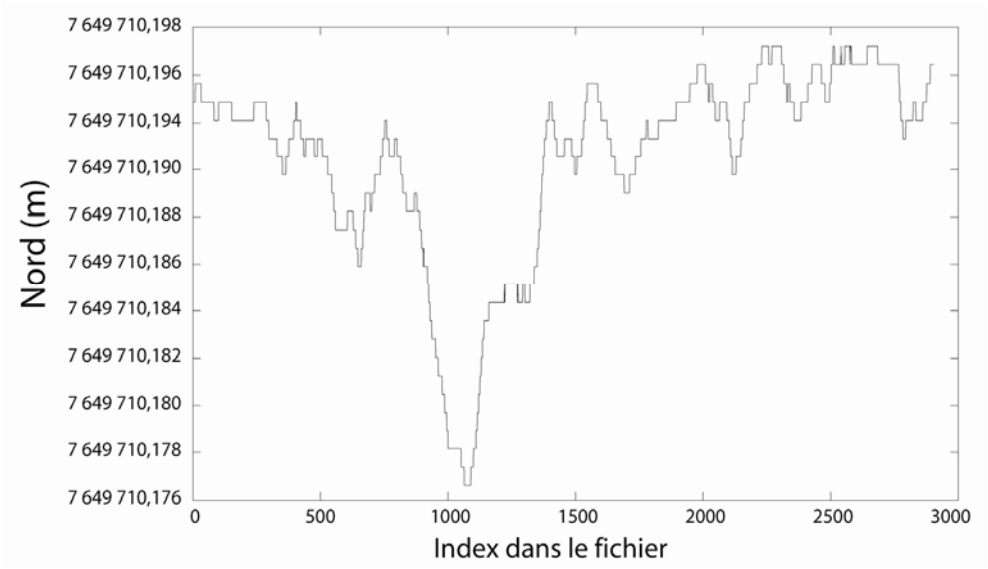


Fig. 2.17 – Exemples de dérive temporaire (entre les index 750 et 1400) de la position selon la composante Nord-Sud de la station DSRg (Sud Dolomieu) lors de la journée du 3 septembre 2004. Coordonnées UTM 40s (m).

Effets environnementaux

Une explication concernant ces sauts de positionnement et ces dérives temporaires au cours de la journée tient peut-être aux conditions d'acquisition et aux conditions météorologiques locales.

La réfraction de l'atmosphère est très importante pour les ondes provenant de satellites situés entre l'horizon et 15° d'élévation au-dessus de l'horizon (Botton et al., 1997). Or les données des GPS permanents de la Réunion sont acquises avec un masque d'élévation de 10° seulement. Les stations permanentes peuvent avoir enregistré des données biaisées provenant de satellites situés trop bas sur l'horizon. Malheureusement, aucune correction *a posteriori* ne peut être effectuée.

La composante troposphérique joue un rôle important dans l'allongement de la distance parcourue par le signal GPS. On estime que pour un satellite au zénith, l'allongement est de l'ordre de 2 m mais, pour un satellite à 15° d'élévation il peut atteindre 30 m affectant ainsi la pseudo-distance utilisée pour déterminer le positionnement précis de la station (Hofmann-Wellenhof et al., 1997).

Le facteur contrôlant le plus ce délai troposphérique est le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Or 65% du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère se situe entre 0 et 3000 m d'altitude. Si on s'intéresse à la répartition des stations GPS permanentes en fonction de l'altitude (Tab. 2.05), on s'aperçoit que la différence d'altitude entre certaines stations et les stations de référence est non négligeable (plusieurs centaines de mètres pour les trois stations sommitales BORg, DSRg et SNEg). La tranche d'atmosphère traversée par le signal GPS de la station FERg est nettement plus importante que celle traversée par le signal atteignant la station de référence ENCg (ou GITg) ; l'allongement troposphérique n'est donc pas le même.

	ENCg	GITg
BORg	+ 245	+ 333
DSRg	+ 174	+ 262
SNEg	+ 185	+ 273
DERg	+ 160	+ 248
RIVg	- 116	- 28
FORg	- 336	- 248
FERg	- 291	- 303
FJSg	- 260	- 172
BONg	+ 232	+ 320
CHAg	- 85	- 3

Tab 2.05 – Différence d'altitude, en mètres, entre les stations GPS permanentes et les stations de référence ENCg et GITg.

Lorsqu'on travaille en GPS différentiel, on suppose s'affranchir des délais troposphériques si les stations sont peu distantes les unes des autres car on considère alors que les stations subissent les mêmes conditions météorologiques. Les distances entre les stations GPS et leurs références sont toutes inférieures à 6 km (Tab. 2.06). La distance moyenne avec la station ENCg est de 3,91 km et de 4,12 km avec la station GITg.

Les distances entre les stations paraissent faibles ; cependant les conditions météorologiques sur le Piton de la Fournaise présentent une forte variabilité et il n'est pas rare que certaines parties de l'édifice soient noyées dans le brouillard et les nuages alors que d'autre parties, et notamment le rebord de l'Enclos où sont situées les stations de référence ENCg et GITg, soient totalement dégagées.

	ENCg	GITg
BORg	3003	3728
DSRg	3927	4520
SNEg	4146	3933
DERg	4378	4335
RIVg	2661	4176
FORg	4691	5826
FERg	5690	5360
FJSg	4788	3822
BONg	3289	3390
CHAg	2579	2102

Tab 2.06 – Distance, en mètres, entre les stations GPS permanentes et les stations de référence ENCg et GITg.

Les dérives temporaires observées sur les positionnements GPS (Fig. 2.17) pourraient donc être liées à un changement ponctuel de conditions météorologiques localisées au-dessus de la station mesurée ou de la station de référence.

Position finale des stations

Les stations GPS déployées sur le Piton de la Fournaise ne sont malheureusement pas équipées de capteurs météorologiques. L'accès aux conditions environnementales locales n'est donc pas possible et la correction des biais générés par les effets troposphériques ne peut donc pas être réalisée.

Intuitivement, il paraît cohérent de considérer que les points présentant une dérive temporaire ne sont pas valides pour le calcul des positions, ils sont donc rejetés. Un script de détection des sauts de positionnement et dérives temporaires a donc été élaboré afin de réaliser un filtrage manuel *a posteriori* et au cas par cas des fichiers dits « suspects ».

In fine, la position de la station GPS est obtenue en moyennant les valeurs issues du post-traitement (Fig. 2.18).

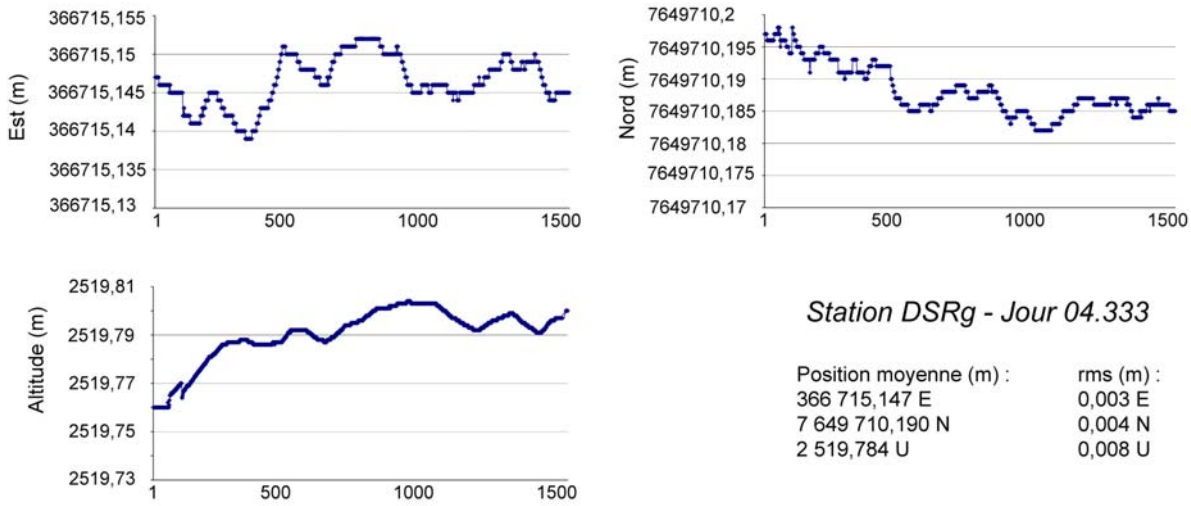


Fig. 2.18 – Evolution de la position de la station DSRg pour la journée du 28 novembre 2004. Calcul d'une position moyenne selon les trois composantes de déplacements en fonction de l'index dans le fichier de positions de la station GPP. rms sur la position pour les trois composantes. E : Est-Ouest ; N : Nord-Sud et U : composante verticale. Coordonnées UTM 40S.

2.2.2.4 Déplacements enregistrés par le réseau des GPS permanents

Peu de données sont disponibles avec les GPS permanents (Tab. 2.07). Ces données ont enregistré une partie des déplacements survenus lors des périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005 (Fig. 2.19).

Stations	*Dates*	*Durée couverte*	*ΔX (mm)*	*ΔY (mm)*	*ΔZ (mm)*
BORg	28/11/2004 17/02/2005	82 jours	-29, 26	-4,10	27,47
DSRg			-15,65	-27,47	24,12
SNEg			2,42	17,81	42,02
BORg	10/03/2005 04/10/2005	209 jours	-51,29	-20,09	26,35
DSRg			28,41	-38,75	51,88
SNEg			61,13	63,11	28,91

Tab. 2.07 – Déplacements GPS mesurés par les stations GPS permanentes sommitales BORg, DSRg et SNEg lors des périodes inter-éruptives.

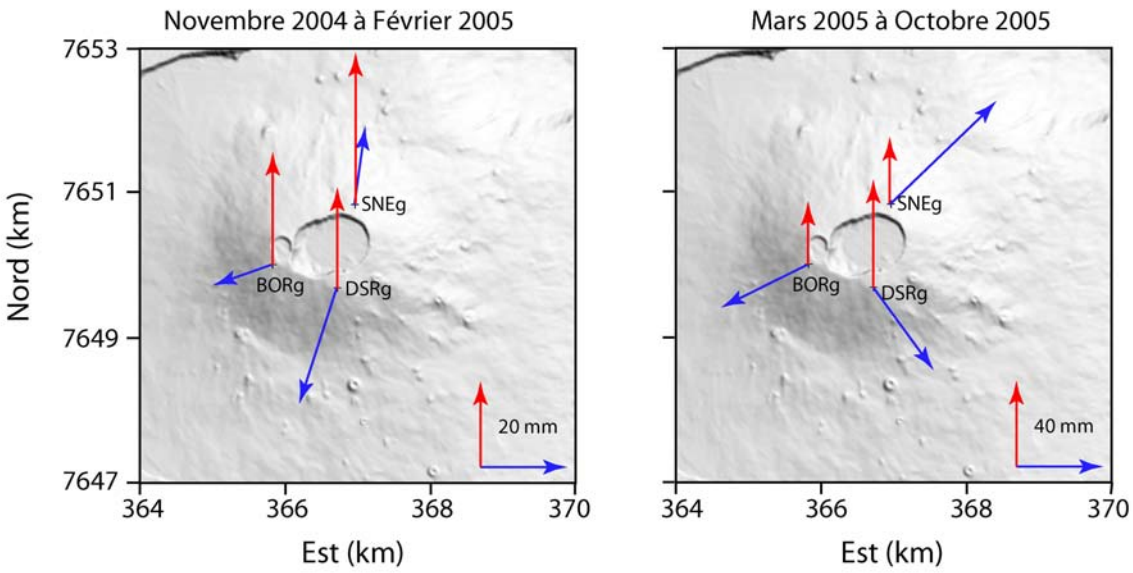


Fig. 2.19 – Déplacements GPS inter-éruptifs observés sur les stations sommitales BORg, DSRg et SNEg. En bleu, déplacements horizontaux, en rouge déplacements verticaux. Voir texte pour explications et valeurs des rms. Coordonnées UTM 40S (km).

L'erreur rms de positionnement estimée suite aux traitements des données des GPS permanents est de 2 mm pour les composantes horizontales et de 8 mm pour la composante verticale. Les valeurs étudiées ici sont des déplacements GPS obtenus par la différence, selon les trois composantes, entre la position finale et la position initiale de chaque station. Les erreurs rms sur les déplacements sont donc doubles par rapport aux erreurs rms sur le positionnement, soit 4 mm pour les composantes planes et 16 mm pour la composante verticale.

2.3 Un outil de surveillance en continu de l'activité volcanique

Les données ASAR-ENVISAT acquises sur le Piton de la Fournaise depuis mi-2003 constituent un exemple unique à ce jour de suivi en continu de l'activité volcanique par interférométrie radar.
En nous basant sur ce jeu de données interférométriques, nous avons mené une étude aussi exhaustive que possible des atouts et limitations actuels de la méthode InSAR pour la surveillance opérationnelle des déplacements du sol d'origine volcanique. Nous présentons les principaux résultats de cette étude dans ce sous-chapitre.

2.3.1 Disponibilité des données

Le pré-requis à toute méthode de surveillance d'un édifice volcanique est la disponibilité de suffisamment de données acquises à une fréquence régulière et en accord avec les temps caractéristiques des processus volcaniques. Dans le cas de l'interférométrie radar, cela implique soit que le satellite puisse retransmettre les données en temps réel à une station au sol au fur et à mesure que celles-ci arrivent sur l'antenne radar, soit que les données soient enregistrées temporairement à bord jusqu'à ce qu'une station de réception au sol soit disponible pour récupérer les données.

Les satellites ERS-1 et ERS-2 de l'ESA avaient des capacités limitées de stockage des données (2 x 6,5 Gbytes), ce qui ne permettait pas le stockage de données SAR dont le volume est important. Les acquisitions SAR de ces satellites étaient donc limitées aux seules zones où les satellites étaient en visibilité d'une station de réception au sol, soit dans un rayon de 3400 km autour de chaque station (Massonnet et Feigl, 1998). Le réseau de stations de réception de l'ESA est optimisé pour permettre la couverture de pratiquement toutes les zones continentales du globe ; cependant des zones isolées au milieu des océans demeurent sans couverture. C'est pour cette raison qu'aucune donnée ERS n'a été acquise sur l'île de la Réunion.

Comparativement aux satellites ERS, ENVISAT représente une avancée significative grâce à ses grandes capacités de stockage de données à bord. Le système de stockage des données

d'ENVISAT s'articule autour de deux systèmes SSR (Solid State Recorder) de 70 Gbytes chacun, dont l'un est entièrement dédié au stockage de données à flux important (ASAR notamment).
En théorie, ces 70 Gbytes de mémoire permettent le stockage de données issues de 11 minutes d'acquisition en mode ASAR HR (ASAR High Rate en Image Mode). Ces 11 minutes correspondent à une bande de terrain d'environ 4500 km de long.
Dans la pratique, la quantité de données ASAR réellement stockée est limitée par le fait que le satellite ENVISAT ne dispose que de quelques minutes seulement de contact avec une station de réception au sol lors de chaque orbite. Si ces quelques minutes ne permettent pas le déchargement des données, il est donc inutile de les stocker et de les acquérir puisqu'elles ne pourront pas être exploitées. De plus ASAR n'est pas le seul instrument embarqué à haut flux de données, il doit partager les 70 Gbytes avec l'imageur multi-spectral MERIS (MEdium-spectral Resolution Imaging Spectrometer) lorsque ce dernier fonctionne en mode Full Resolution.

ENVISAT s'affranchit partiellement de cette limitation grâce à sa possibilité de relais des données vers la Terre via le satellite ARTEMIS (Advanced Relay and Technology Mission Satellite). Grâce à son orbite géostationnaire (21,5° Est, 36000 km d'altitude), ARTEMIS est capable de recevoir et de retransmettre aux stations de réception de l'ESA situées en Europe, les données acquises par ENVISAT lorsque celui-ci survole l'Europe, l'Afrique du Nord, le Moyen-Orient et l'Océan Indien où se situe l'île de la Réunion.
Grâce à ce satellite relais, ASAR-ENVISAT est donc capable d'imager la surface du globe sans être nécessairement en visibilité d'une station de réception. De fait, la possibilité d'imager plus de cibles le long d'une même orbite augmente, puisque le stockage SSR de 70 Gbytes n'est pas saturé.
Ces limitations devraient être éliminées à terme puisqu'il est prévu de construire dans un avenir proche une station de réception satellitale sur l'île de la Réunion.

Une limitation majeure à tout satellite est la disponibilité de l'énergie à bord, l'approvisionnement en énergie étant assuré grâce aux panneaux solaires. ENVISAT ne déroge pas à la règle et la consommation d'énergie nécessaire à l'acquisition de données à flux important (ASAR HR et MERIS FR) limite le fonctionnement des instruments à 30 minutes par orbite. Chaque orbite dure 100 minutes, l'acquisition est donc limitée à 30% du terrain défilant sous le satellite soit une bande d'environ 13000 km, en supposant bien

évidemment que les données soient relayées en temps réel par le satellite ARTEMIS. Ce scénario idéal n'est pas, bien sûr, le cas le plus fréquent.
Ponctuellement, des événements extérieurs peuvent contrarier le bon fonctionnement du satellite. Ce fut par exemple le cas pour l'acquisition d'une scène ASAR planifiée sur la Réunion le 3 octobre 2005 où une éclipse de Soleil avait lieu rendant donc impossible le fonctionnement des instruments à bord par manque d'énergie.

Comme nous l'avons expliqué, ASAR permet l'acquisition selon différents modes polarimétriques et selon différents angles de visée. Ces différents modes sont mutuellement exclusifs et un délai est nécessaire pour changer la configuration de l'antenne d'un mode vers un autre. Le changement de swath (angle de visée) nécessite un délai de 5 secondes. Par ailleurs, chaque acquisition centrée sur une cible commence 10 secondes avant l'illumination réelle de la cible par le radar et se termine 10 secondes après. Le délai de transition entre deux acquisitions successives ASAR selon deux swaths différents est donc de 25 secondes ; le satellite voit défiler environ 160 km de terrain durant ce laps de temps sans pouvoir les imager.
En conséquence, pour des cibles proches au sol et situées sur une même trajectoire du satellite (donc imagées durant la même orbite), un risque de conflit entre les différents utilisateurs existe et la quantité de données réellement disponibles pourra être considérablement réduite. Ce problème est particulièrement critique pour les domaines continentaux où la densité de sites étudiés est élevée.

La situation de l'île de La Réunion est à cet égard très favorable (Fig. 2.20). En effet, elle est isolée dans l'Océan Indien et les délais de reprogrammation d'ASAR (et les marges d'acquisition) ne créent pas de conflits avec d'autres utilisateurs. De plus, lors des orbites durant lesquelles les images ASAR sont acquises sur la Réunion, le satellite survole majoritairement l'Océan Indien et l'Océan Pacifique, zones où peu de cibles existent. La probabilité d'acquisition des données sur l'île de la Réunion est donc très élevée.

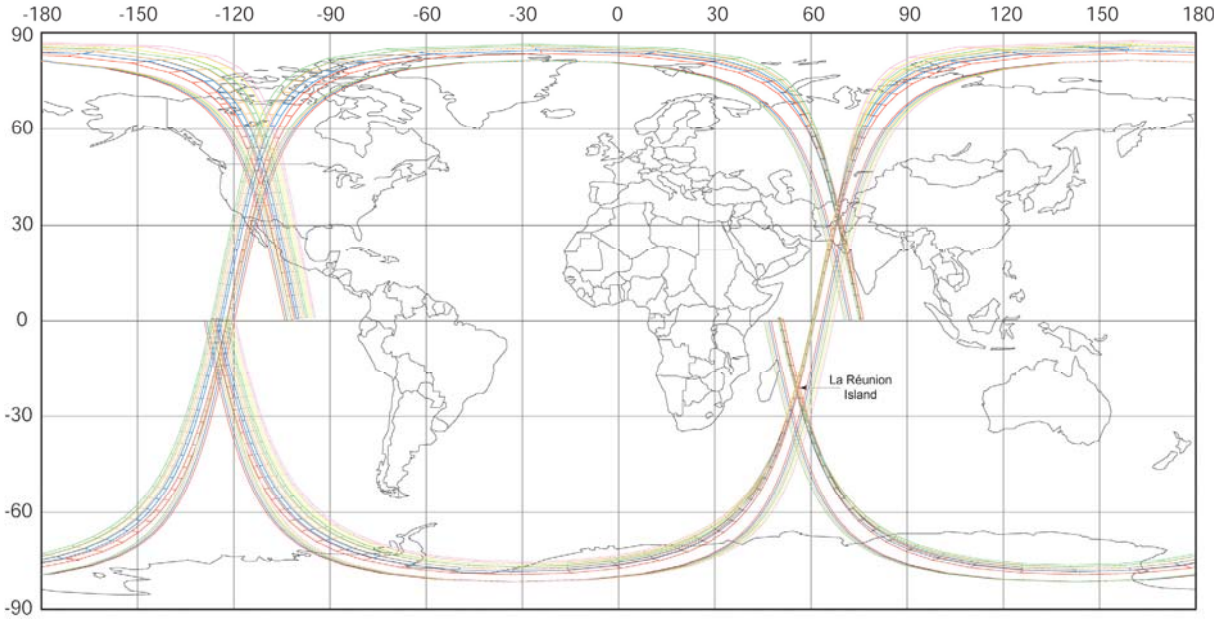


Fig. 2.20 – Orbites complètes du satellite ENVISAT lors des acquisitions sur l'île de La Réunion.

2.3.2 Résolution des données InSAR

Afin de mener une surveillance efficace de tout processus volcanique, il faut qu'il y ait une adéquation entre les résolutions spatiales et temporelles des mesures effectuées et les caractéristiques des processus surveillés.

2.3.2.1 Résolution spatiale des données ASAR et InSAR

Comparativement aux données géodésiques acquises au sol (GPS notamment), les données ASAR fournissent une information continue spatialement sur une zone très vaste de l'ordre de 10^4 km^2 avec une résolution horizontale décamétrique. La résolution des pixels radar au sol diffère selon les directions en azimut (parallèle à la trajectoire du satellite) et en distance (perpendiculaire à la trajectoire du satellite) (cf. 2.1).

La résolution en azimut (Δ_A) d'une image radar synthétisée est donnée par :

$$\Delta_A = \frac{v}{B_{Dop}} \qquad \text{(Hanssen, 2.3.15, 2001)}$$

où v est la vitesse de défilement du satellite au-dessus de l'île de La Réunion, environ $7{,}55.10^3$ m.s^{-1} (Fig. 2.21 et Tab. 2.08) ; B_{Dop} est la largeur de la bande doppler (Doppler Bandwidth) dont la valeur varie selon la géométrie d'acquisition entre 1316 Hz et 1657 Hz (Tab. 2.06).

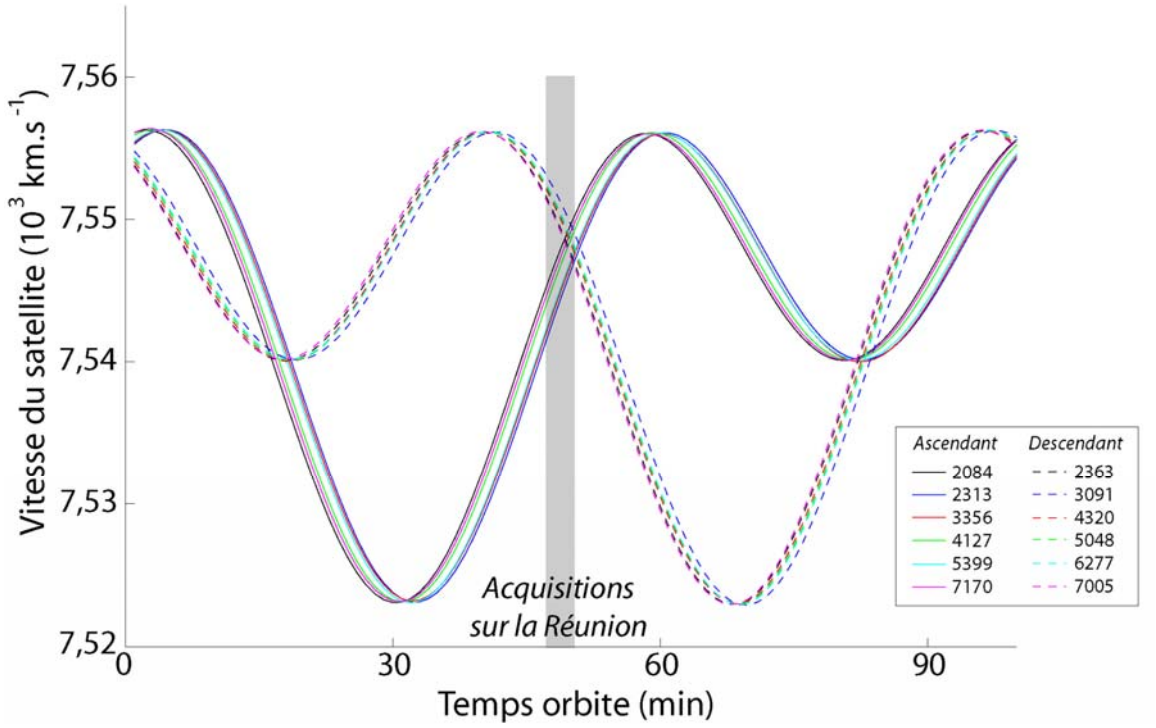


Fig. 2.21 – Vitesse du satellite ENVISAT le long de son orbite lors des acquisitions sur La Réunion.

	Swath_Track	Vitesse du satellite au-dessus de l'île *(10^3 m.s-$^{-1}$)*	B_{Dop} (doppler bandwidth) *(Hz)*	θ_{inc} *(°)*		
				Portée proximale	Portée distale	Piton de la Fournaise [a]
Ascendant	2084	*7,55426 ± 0,00006*	*1316*	*18,65*	*26,26*	*25,87*
	2313	*7,55579 ± 0,00005*	*1316*	*18,68*	*26,29*	*20,87*
	3356	*7,5513 ± 0,0001*	*1657*	*25,77*	*31,31*	*30,54*
	4127	*7,54705 ± 0,00008*	*1334*	*30,89*	*36,28*	*35,04*
	5399	*7,5421 ± 0,0002*	*1638*	*35,71*	*39,43*	*39,01*
	7170	*7,55621 ± 0,00004*	*1628*	*42,53*	*45,35*	*45,85*
Descendant	2363	*7,5555 ± 0,0002*	*1316*	*18,62*	*26,24*	*22,70*
	3091	*7,5555 ± 0,0002*	*1657*	*25,76*	*31,35*	*27,50*
	4320	*7,55550 ± 0,00006*	*1334*	*30,93*	*36,28*	*32,10*
	5048	*7,55556 ± 0,00007*	*1638*	*35,70*	*39,42*	*36,38*
	6277	*7,55565 ± 0,00006*	*1347*	*39,06*	*42,83*	*40,36*
	7005	*7,5554 ± 0,0003*	*1628*	*42,52*	*45,34*	*43,94*

[a] Coordonnées du Piton de la Fournaise centrées sur le cratère Dolomieu : 21°14'40" S – 55°42'53" E

Tab. 2.08 – Caractéristiques des acquisitions ASAR sur l'ensemble de la scène radar et sur le Piton de la Fournaise. θ_{inc} : angle d'incidence.

La résolution en distance (Δ_R) d'une image radar synthétisée est obtenue par la relation :

$$\Delta_R = c.\left(2.B_R.\sin\theta\right)^{-1} \qquad \text{(Hanssen, 2.3.9, 2001)}$$

où c est la vitesse de la lumière (299 792 458 m.s^{-1}), B_R est la Range Bandwidth (16 MHz pour ASAR *vs.* 15,55 MHz pour ERS), et θ est l'angle d'incidence locale calculé pour la portée proximale de l'image radar (cf. 2.1), pour la portée distale ainsi que pour le Piton de la Fournaise (Tab. 2.08).

Le tableau 2.09 regroupe les valeurs de résolution en distance et en azimut pour les scènes radar entières ainsi que les valeurs propres à l'extraction réalisée sur le Piton de la Fournaise. La résolution en azimut des pixels radar au sol varie de 4,56 m à 5,74 m. La résolution en distance varie de 13,5 m pour les géométries radar à fort angle d'incidence (swath 7) jusqu'à 26,3 m pour les angles d'incidence faible (swath 2).
La résolution en azimut est du même ordre de grandeur que celle des images ERS (5,49 m) ; en revanche les résolutions en distance sont sensiblement meilleures puisqu'en utilisant de forts angles d'incidence la résolution s'améliore d'un facteur 2 par rapport à ERS (24,2 m).
L'utilisation d'un radar fonctionnant en multiswaths et proposant des angles d'incidence élevés (> 30°) comme ASAR permet donc un suivi des déplacements du sol avec une haute résolution spatiale.

	Swath_Track	Δ_A *(m)*	Δ_R *(m)*		
			Portée proximale	Portée distale	Piton de la Fournaise [a]
Ascendant	2084	***5,74***	*29,30*	*21,18*	***26,30***
	2313	***5,74***	*29,24*	*21,16*	***21,48***
	3356	***4,56***	*21,55*	*18,03*	***18,44***
	4127	***5,65***	*18,25*	*15,83*	***16,32***
	5399	***4,60***	*16,05*	*14,75*	***14,88***
	7170	***4,64***	*13,86*	*13,17*	***13,77***
Descendant	2363	***5,74***	*29,33*	*21,19*	***24,28***
	3091	***4,56***	*21,55*	*18,01*	***20,29***
	4320	***5,66***	*18,22*	*15,83*	***17,63***
	5048	***4,61***	*16,06*	*14,75*	***15,79***
	6277	***5,61***	*14,87*	*13,78*	***14,47***
	7005	***4,64***	*13,86*	*13,17*	***13,50***

[a] Coordonnées du Piton de la Fournaise centrées sur le cratère Dolomieu : 21°14'40" S et 55°42'53" E

Tab. 2.09 – Résolution au sol des pixels radar en azimut et en distance sur l'ensemble de l'image radar et sur le Piton de la Fournaise. Δ_A résolution en azimut, Δ_R résolution en distance.

Toutefois, pour certains aspects pratiques du processus de traitement interférométrique, les pixels des images radar sont moyennés de proche en proche lors de la phase de « multilooking ». Cette étape du traitement permet de travailler non plus avec des pixels rectangulaires de 5,66 m x 17,63 m (swath 4, passe descendante par exemple), mais avec des pixels carrés (20 x 20 m). L'autre intérêt de cette étape est d'augmenter le rapport signal sur bruit (Massonnet et Feigl, 1998).

Dans la pratique, l'interférogramme est géoréférencé pour faciliter son exploitation dans le cadre de la surveillance de l'édifice volcanique et pour la modélisation des sources de déplacements qui en est faite par la suite. Cette étape de géoréférencement nécessite l'utilisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) dont la résolution horizontale est de 25 m. La résolution finale des interférogrammes sur le Piton de la Fournaise est donc de 25 m.

2.3.2.2 Résolution temporelle

La stabilité temporelle des caractéristiques de rétrodiffusion des cibles au sol est une condition indispensable à l'obtention d'interférogrammes cohérents (cf. 2.1.1.3). Ces caractéristiques changent aussi avec l'angle d'incidence de l'onde radar, ce qui implique que les géométries radar doivent demeurer quasi identiques entre deux acquisitions successives pour permettre le calcul d'un interférogramme.

Dans la pratique, il ne faut pas que la baseline perpendiculaire dépasse de plus de quelques centaines de mètres entre les deux acquisitions radar. Cette condition sur les géométries d'acquisition implique aussi que seules des images acquises dans des conditions similaires (même passe, même track, même angle de visée) peuvent être combinées pour produire des interférogrammes.

En conséquence, la fréquence des mesures interférométriques est essentiellement contrainte par la durée d'un cycle orbital complet qui est de 35 jours, soit 501 révolutions, dans le cas d'ENVISAT, car c'est la durée entre deux acquisitions réalisées exactement dans les mêmes conditions (swath – track). Dans le meilleur des cas, les interférogrammes ASAR fournissent donc un enregistrement statique des déplacements cumulés survenus au cours d'une période de 35 jours, tout comme ERS par exemple.

Cependant, la possibilité d'imager le sol selon différents angles de visée (multi-swaths) augmente de façon significative la fréquence de revisite d'ASAR comparativement à ERS. Sur le Piton de la Fournaise, en utilisant les 7 différents angles de visée combinés en passes ascendante et descendante, 14 interférogrammes peuvent théoriquement être produits pour chaque période de 2 cycles orbitaux (Tab. 2.10).

Passe	*Swath*	*Track*	*Orbite*	*Frame*	*Date acquisition*	*Heure acquisition*	*Δ T (jours)*
A	2	084	28194	6759	22/07/2007	18:43:30	-
D	3	091	28201	4035	23/07/2007	05:49:43	0,5
A	4	127	28237	6755	25/07/2007	18:49:15	2,5
A	1	134	28244	4023	26/07/2007	05:55:13	0,5
A	7	170	28280	6741	28/07/2007	18:54:45	3,0
D	6	277	28387	4045	05/08/2007	05:41:06	7,5
A	2	313	28423	6764	07/08/2007	18:40:38	2,5
D	4	320	28430	4041	08/08/2007	05:47:06	0,5
A	3	356	28466	6759	10/08/2007	18:46:38	2,5
D	2	363	28473	4032	11/08/2007	05:52:35	0,5
A	5	399	28509	6750	13/08/2007	18:52:07	2,5
A	6	399	28509	6750	13/08/2007	18:52:07	0
D	7	005	28616	4049	21/08/2007	05:38:13	7,5
A	1	041	28652	6759	23/08/2007	18:38:00	2,5
D	5	048	28659	4041	24/08/2007	05:43:58	3,0
A	2	084	28695	6759	26/08/2007	18:43:30	2,5
D	3	091	28702	4035	27/08/2007	05:49:43	0,5
A	4	127	28738	6755	29/08/2007	18:49:15	2,5
A	1	134	28745	4023	30/08/2007	05:55:13	0,5
A	7	170	28280	6741	28/07/2007	18:54:45	3,0
D	6	277	28888	4045	09/09/2007	05:41:06	7,5
A	2	313	28924	6764	11/09/2007	18:40:38	2,5
D	4	320	28931	4041	12/09/2007	05:47:06	0,5
A	3	356	28967	6759	14/09/2007	18:46:38	2,5
D	2	363	28974	4032	15/09/2007	05:52:35	0,5
A	5	399	29010	6750	17/09/2007	18:52:07	2,5
A	6	399	29010	6750	17/09/2007	18:52:07	0
D	7	005	29117	4049	25/09/2007	05:38:13	7,5
A	1	041	29153	6759	27/092007	18:38:00	2,5
D	5	048	29160	4041	24/08/2007	05:43:58	3,0

Tab. 2.10 – Exemple d'acquisitions ASAR potentielles sur l'île de la Réunion sur 2 cycles orbitaux complets. Les lignes grisées ne sont pas acquises car il existe des conflits avec d'autres géométries d'acquisition. Les acquisitions en swath 1 en passe ascendante et descendante ne sont pas retenues à cause de l'angle d'incidence trop faible. Les swaths 5 & 6 en track 399 (passe ascendante) sont mutuellement exclusifs car acquis au même moment ; seuls les swaths 5 sont acquis.

Il faut noter toutefois, que de nombreux facteurs limitent la quantité totale d'images disponibles et diminuent de fait les performances d'ASAR en terme de résolution temporelle. Par exemple, les interférogrammes produits à partir d'images acquises en swath 1 (angle d'incidence de seulement 18°) présentent des zones très étendues de « foreshortening » (raccourcissement) et « layover » (recouvrement) (notions détaillées dans le § 2.3.3.4) dans les zones à fort relief et sont donc d'un intérêt limité en domaine volcanique.
Autre exemple sur le Piton de la Fournaise : certains swaths sont mutuellement exclusifs comme les swaths 5 et 6 en passe ascendante acquis au même moment (Tab. 2.10) ; d'autres swaths ne couvrent pas la partie active de l'édifice volcanique comme le swath 6 ascendant.

Dans le cadre de la surveillance du Piton de la Fournaise, 12 images radar sont exploitables sur chaque cycle orbital en utilisant 6 des 7 angles d'incidence disponibles et en combinant les passes ascendante et descendante (Fig. 2.22). La fréquence de revisite varie de 0,5 à 7,5 jours (Tab. 2.10).

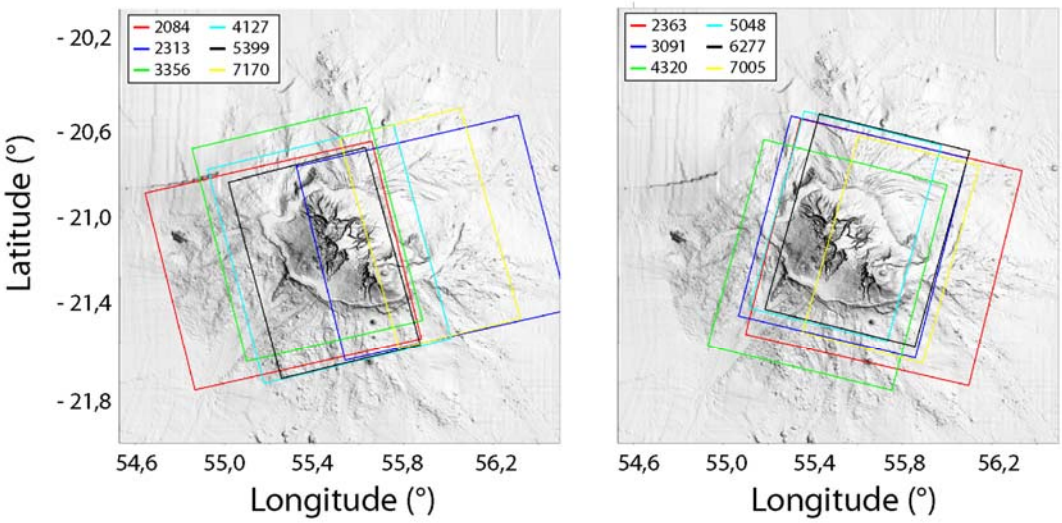


Fig. 2.22 – Limites des acquisitions ASAR-ENVISAT sur l'île de La Réunion. A gauche en passe ascendante, à droite en passe descendante.

Même pour des images acquises dans les modes favorables, une proportion non négligeable des combinaisons interférométriques ne peut être exploitée car leur baseline perpendiculaire dépasse la valeur critique au-delà de laquelle la différence d'angle d'incidence entraîne une décorrélation totale. Cette baseline perpendiculaire critique peut s'exprimer par :

$$B_{\perp,crit} = \lambda . \frac{B_R}{c} . R_S . \tan(\theta_{inc} - \varsigma) \qquad \text{(Hanssen, 4.4.11, 2001)}$$

où R_S est la distance entre le satellite et la surface et ζ est la pente locale, B_R est la Range Bandwidth. La figure 2.23 représente la baseline perpendiculaire critique en fonction de l'angle d'incidence θ_{inc} et de la pente du terrain ζ définie positivement en éloignement du satellite. Pour un terrain horizontal, la $B_{\perp,crit}$ varie de 900 m pour un swath 2 ascendant à 3000 m pour un swath 7 descendant.

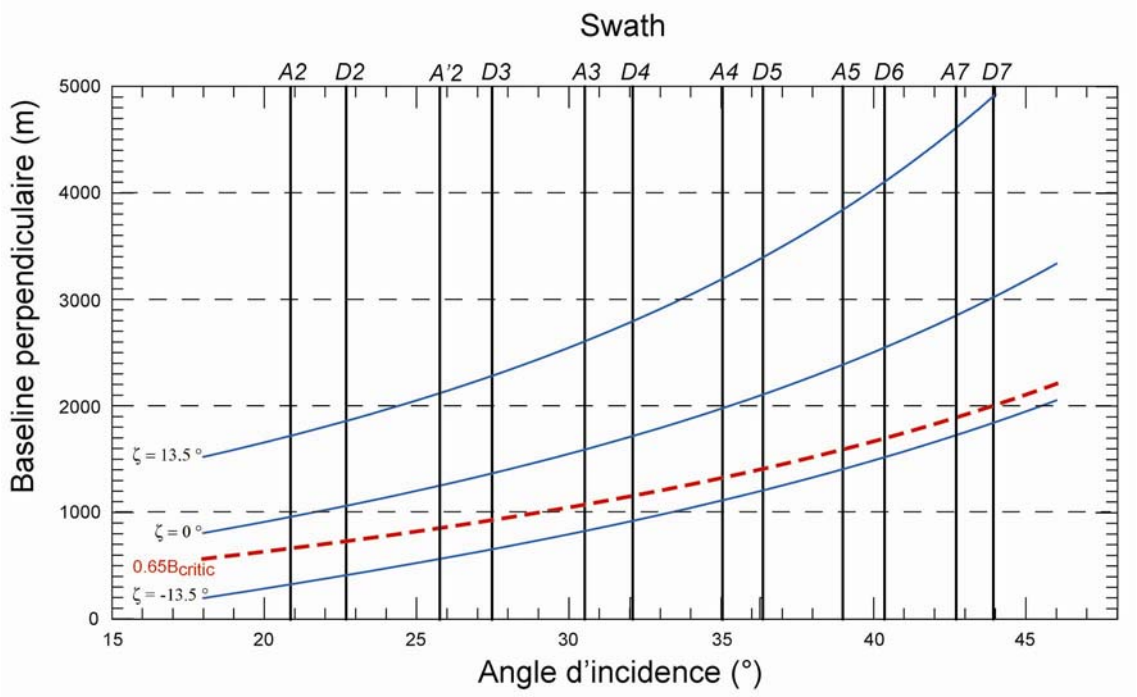


Fig. 2.23 – Baseline perpendiculaire en fonction de l'angle d'incidence. Les lignes verticales noires marquent les swaths utilisés dans le cadre de cette étude. Les courbes bleues correspondent à la baseline perpendiculaire critique pour la valeur moyenne de pente dans la partie sommitale du Piton de la Fournaise ($\zeta = \pm 13{,}5°$). La courbe en pointillés rouges est la limite fixée dans cette étude pour le calcul des interférogrammes : au-dessus de cette valeur, les interférogrammes ne sont pas calculés

Au Piton de la Fournaise, la pente moyenne est de 13,5° sur la partie sommitale de l'édifice, à l'intérieur de l'Enclos Fouqué (Fig. 2.24).

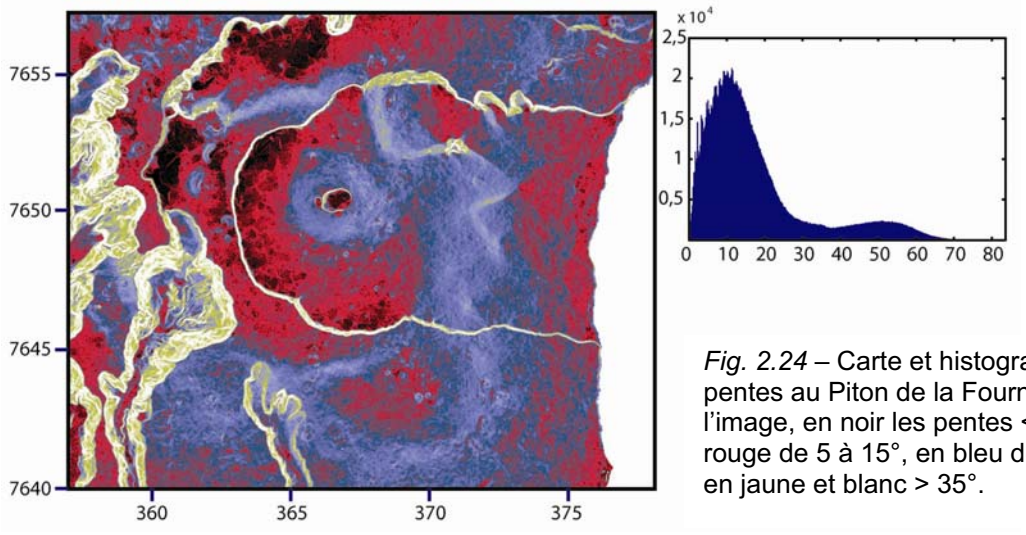


Fig. 2.24 – Carte et histogramme des pentes au Piton de la Fournaise. Sur l'image, en noir les pentes < à 5°, en rouge de 5 à 15°, en bleu de 15° à 35° et en jaune et blanc > 35°.

Pour chaque swath, sur la figure 2.25 est reportée la distribution des baselines perpendiculaires de toutes les combinaisons interférométriques potentielles dont les valeurs et statistiques détaillées se trouvent dans le tableau 2.11. Sur l'ensemble de la base de données, la baseline perpendiculaire critique ($B_{\perp,crit}$) varie de 1 à 2046 m et la baseline totale (B) de 20 à 2047 m. Ces valeurs sont en accord avec les spécifications annoncées par l'ESA qui comportent le maintien de la trajectoire dans un tube orbital d'un diamètre inférieur à 2 km.

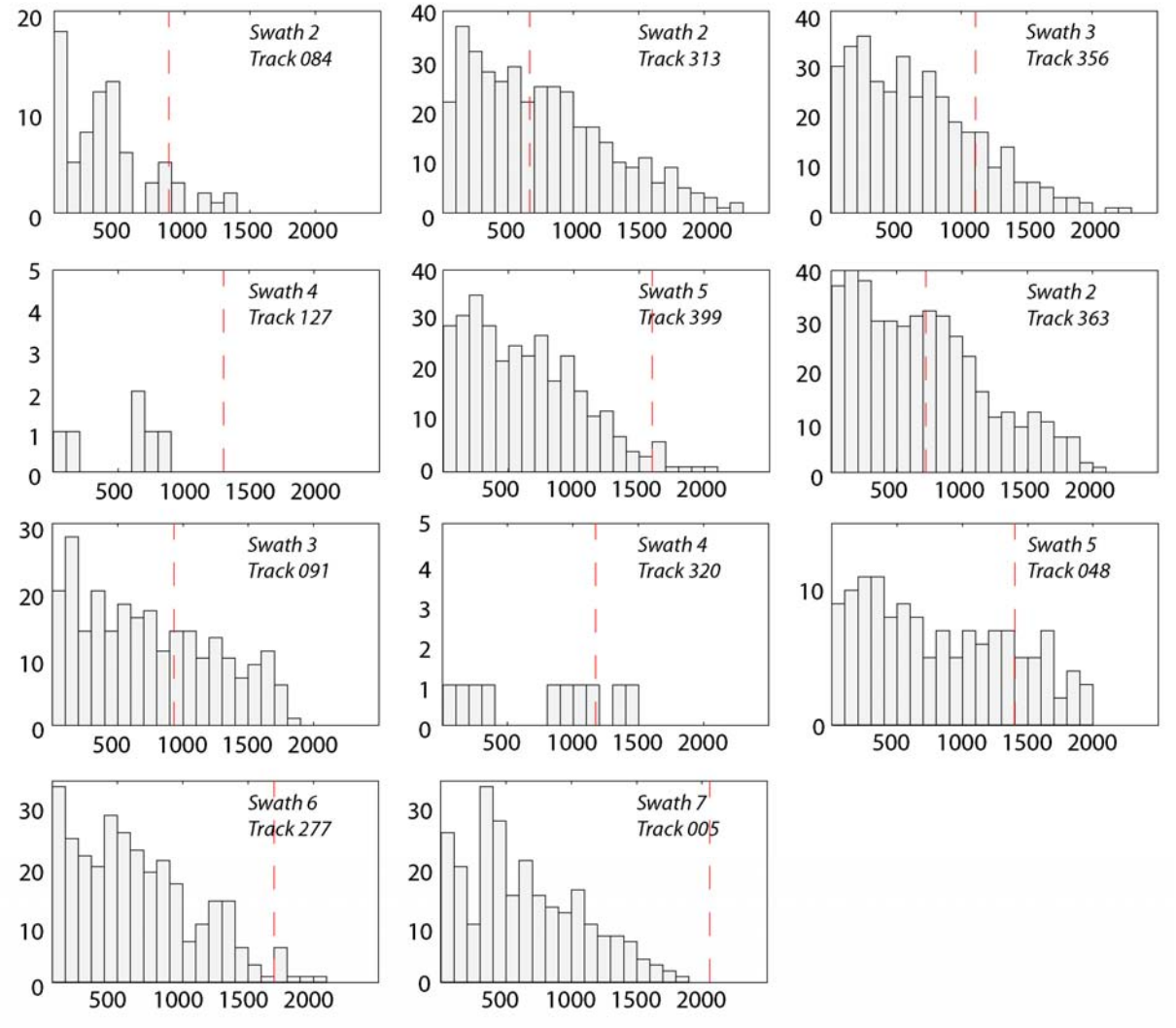


Fig. 2.25 – Nombre de couples interférométriques potentiels en fonction de la baseline perpendiculaire, pour chaque swath en passes ascendante et descendante. Les lignes verticales rouges correspondent à la baseline perpendiculaire critique, seules les combinaisons interférométriques dont la baseline est inférieure à ce seuil sont calculées.

Une part significative des interférogrammes en swaths 2 et 3 ont une $B_\perp$ supérieure à la valeur critique et sont considérés comme inexploitables. A l'opposé, les combinaisons à forts angles d'incidence (swaths 5 à 7) sont majoritairement plus propices à l'obtention d'interférogrammes cohérents sur le Piton de la Fournaise.

		Baseline perpendiculaire $B_\perp$ (m)			Altitude d'Ambiguïté Aa (m)			Angle d'incidence (°)
		Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.	
Ascendant	2084	0,07	1338,91	*415,32*	0,01	1339,39	*420,60*	*25,87*
	2313	8,99	2245,69	*747,86*	24,07	2245,70	*751,78*	*20,87*
	3356	2,01	2202,22	*666,20*	17,37	2202,22	*671,65*	*30,54*
	4127	37,38	831,68	*522,29*	50,50	832,06	*524,63*	*35,04*
	5399	11,46	2018,16	*623,22*	17,57	2018,17	*628,70*	*39,01*
Descendant	7170	*625,29*			*45,74*			*45,85*
	2363	1,61	2052,14	*701,61*	14,98	2054,47	*705,50*	*22,70*
	3091	1,77	1881,30	*741,30*	21,44	1881,69	*744,43*	*27,50*
	4320	82,76	1401,99	*758,71*	114,68	1406,71	*764,02*	*32,10*
	5048	9,02	1933,42	*824,90*	30,64	1935,66	*828,31*	*36,38*
	6277	0,3	2006,79	*648,23*	5,00	2007,41	*654,99*	*40,36*
	7005	1,16	1882,20	*644,96*	8,32	1883,16	*650,44*	*43,94*

Tab 2.11 – Combinaisons interférométriques potentielles dans la base de données. Un seul interférogramme est disponible dans le swath 7 ascendant – track 170 (*7170*). Angles d'incidence calculés pour le centre du cratère Dolomieu.

Enfin, on peut noter que pour une simple raison de géométrie, les combinaisons à forts angles d'incidence (> ~35°, swaths 5-6-7) ont statistiquement de meilleurs baselines (valeurs plus faibles) que les combinaisons où θ_{inc} est faible (Fig. 2.25). Cette particularité augmente la probabilité de rencontrer des conditions favorables pour le calcul d'interférogrammes quand les images sont acquises avec θ_{inc} élevé (> ~35° ; swath 5) et donc de s'assurer par la même occasion une fréquence de réitération la plus courte possible.

On peut estimer la résolution temporelle réelle de la base de données ASAR sur le Piton de la Fournaise en cherchant, pour chaque swath, les suites d'interférogrammes qui minimisent le triplet suivant :

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^{n-1} \dfrac{\Delta(I_{i,i+1})}{n} & (1) \\ \dfrac{1}{\Delta(I_{1,n})} & (2) \\ \sum_{i=1}^{n-1} B_\perp.\left(I_{i,i+1}\right), B_\perp < B_{\perp,crit} & (3) \end{cases}$$

où $I_{i,i+1}$ représente l'interférogramme obtenu par combinaison de deux images successives indexées *i* et *i+1*. Δ est la fonction donnant la période couverte par un interférogramme et $B_{\perp}$ est la fonction donnant la $B_{\perp}$ d'un interférogramme $I_{i,i+1}$ donné, enfin *n* est le nombre d'images radar dans le swath étudié.

La minimisation de (1) permet d'avoir la période imagée la plus courte pour chaque interférogramme. Celle de (2) permet de s'assurer que les données utilisées couvrent la plus grande durée possible (temps maximal entre la première acquisition radar et la dernière). Enfin la minimisation du dernier terme garantit que chaque interférogramme $I_{i,i+1}$ ait la baseline perpendiculaire la plus petite possible et bien évidemment toujours inférieure à la $B_{\perp,crit}$.

Dans le cadre de cette étude, la résolution temporelle estimée ainsi, tous swaths confondus, est de 91 jours (Tab. 2.12). Si on fait abstraction du swath 7 ascendant et des swaths 4 ascendant et descendant qui ne sont pas représentatifs du fait de leur trop faible nombre de scènes, la valeur moyenne obtenue est de 65 jours. Il s'agit là de la résolution temporelle effective de notre base de données et non pas d'une valeur théorique idéale. Cette résolution prend en compte non seulement le fait que toutes les combinaisons interférométriques potentielles ne sont pas exploitables, mais aussi que nous n'avons pas toujours acquis toutes les scènes sur le Piton de la Fournaise.

		Nombre de scènes disponibles	Interférogrammes utilisés dans la combinaison	Altitude d'ambiguïté moyenne (m)	Durée moyenne (jours)	Durée maximale (jours)
Ascendant	2084	13	11	63,80	84	840
	2313	28	9	269,11	70	560
	3356	27	11	82,55	59,5	595
	4127	4	4	360,06	163	490
	5399	25	24	96,86	56,3	1295
	7170	2	1	625,9	35	35
Descendant	2363	30	13	57,13	51,25	615
	3091	23	17	38,70	61,25	980
	4320	5	3	34,89	315	630
	5048	17	14	82,05	94,15	1225
	6277	25	24	122,40	55,30	1330
	7005	23	21	125,09	58,45	1225
			Moyenne	*142,96*	*91,93*	*818*

Tab. 2.12 – Résolution temporelle en fonction du swath considéré. Les valeurs indiquées dans ce tableau correspondent à la résolution d'équations du triplet exprimé précédemment. L'altitude d'ambiguïté moyenne est celle de la série d'interférogrammes permettant une couverture temporelle maximale dans un swath donné (colonne durée maximale). La durée moyenne correspond à la durée moyenne entre deux interférogrammes successifs de la série offrant la meilleure couverture temporelle.

Il est aussi possible d'estimer la fréquence de revisite *effective* en calculant le délai moyen entre deux acquisitions successives, quels que soient les swaths utilisés pour ces acquisitions. Cependant, la quantité totale d'images radar mises à disposition par l'ESA dans le cadre du projet AO-746 étant initialement limitée, une stratégie d'acquisition adaptative a été mise en œuvre : les acquisitions sont espacées lors des périodes de « repos » du volcan et densifiées lors des périodes d'activité. Ainsi pour obtenir une valeur significative de cette fréquence de revisite maximale, il est judicieux de ne considérer que les acquisitions faites lors des périodes éruptives. Dans ces conditions, le délai moyen est de 10,34 jours entre 2 acquisitions radar successives sur l'édifice volcanique en période de crise éruptive (Tab 2.13).

Eruption	Nombre d'interférogrammes disponibles	Durée moyenne couverte par les interférogrammes (jours)	Nombre de jours couverts par les images radar au total	Fréquence de revisite moyenne (jours)
Août 2003	4	35	58	7,25
Septembre 2003	5	35	88	8,80
Décembre 2003	3	35	41	6,83
Janvier 2004	7	45	87	6,21
Mai 2004	5	42	85	8,50
Août 2004	6	58,3	122	10,17
Février 2005	3	35	46	7,67
Octobre 2005	6	180,83	238	19,83
Novembre 2005	3	35	57	9,50
Décembre 2005	5	42	65	6,50
Juillet 2006	7	83,57	130	9,29
Août 2006	3	58,33	105	17,5
Février 2007	3	81,67	106	17,67
Avril 2007	3	35	54	9,01
Moyenne	*4,5*	*57,14*	*91,57*	*10,34*

Tab. 2.13 – Fréquence de revisite effective dans le cas des éruptions au Piton de la Fournaise. Le « nombre de jours couverts par les images radar au total » correspond à la durée en jours qui sépare la première acquisition radar de la dernière acquisition radar, tous interférogrammes confondus.

2.3.2.3 Adéquation des résolutions de l'InSAR pour caractériser les déplacements en domaine volcanique

Dans la figure 2.26 sont représentés divers processus volcaniques avec leurs échelles de temps caractéristiques et la longueur d'onde des déplacements qui leur sont associés. Les domaines de résolutions spatiale et temporelle typique de l'InSAR (déduite en partie de la base de données sur le Piton de la Fournaise) sont aussi indiqués.

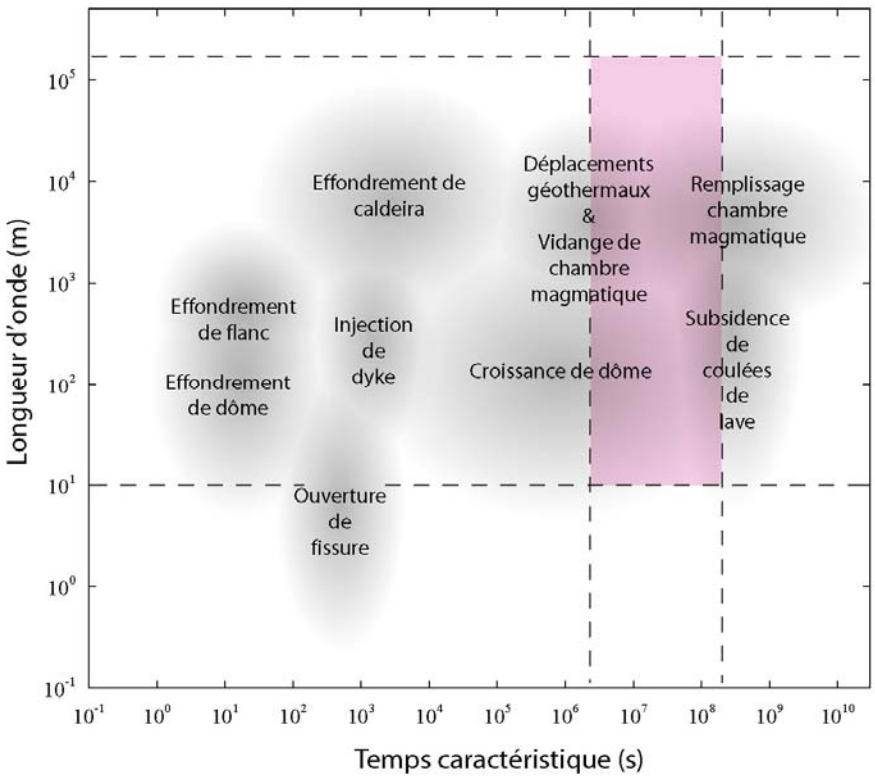


Fig. 2.26 – Classification des processus volcaniques en fonction de leurs temps et de leurs longueurs d'onde caractéristiques. Les champs caractéristiques des divers processus sont représentés par des ombrages grisés. La zone d'échantillonnage possible par InSAR est représentée en ombrage rosé.

Les lignes horizontales en tirets correspondent aux limites minimale et maximale de la couverture et de la résolution spatiales offertes par l'InSAR. Pour être détecté par l'interférométrie radar un déplacement lié à une activité volcanique doit être situé entre ces deux lignes horizontales. Théoriquement, la résolution spatiale de l'InSAR lui permet d'être sensible à la plupart des signaux de déplacements produits par l'activité volcanique. Toutefois, à cause de l'ambiguïté intrinsèque des mesures interférométriques (les phases ne sont connues que modulo 2π), les forts déplacements tels que ceux observés à proximité

immédiate des fissures éruptives ou lors de la croissance de dômes peuvent produire un aliasing spatial[1] des franges interférométriques résultant en une perte locale de cohérence.
De plus, les effondrements de dôme, les glissements de flanc et les effondrements de caldeira ont des longueurs d'onde compatibles avec les capacités de l'InSAR mais ces événements, de part leur ampleur, produiront certainement des modifications majeures des propriétés rétrodiffusives des cibles élémentaires au sein de chaque pixel, conduisant ainsi à une perte totale de cohérence. Toutefois, ces événements peuvent être précédés par des déplacements plus faibles que l'InSAR pourrait détecter ou aurait pu détecter comme au Mont St Helens.

Les lignes verticales en tirets sur la figure 2.26 correspondent à la durée typique minimale couverte par les interférogrammes (à gauche) et à la durée maximale théorique couverte par les interférogrammes (à droite). La durée minimale correspond aux résolutions théoriques des satellites actuels : 24 jours pour RADARSAT, 35 jours pour ERS et ENVISAT, 44 pour JERS et 46 pour ALOS. Les nouveaux satellites qui sont en cours de déploiement présentent des temps équivalents : 24 jours pour RADARSAT-2, 16 jours pour Cosmo-Skymed, et seulement 11 jours pour TERRASAR-X. La durée maximale correspond à celle qu'un interférogramme ERS pourrait couvrir. L'ESA a commencé l'acquisition de données ERS-1 en 1992 et ERS-2 est toujours opérationnel de nos jours. À notre connaissance, des interférogrammes cohérents (et exploitables) ERS-1 / ERS-2 couvrant une période de plus de 12 ans ont pu être produits en combinant des données ERS-1 et ERS-2 (*Deniz Tolluoğlu*, comm. pers., 14-15 juillet 2007).

L'interférométrie radar est adaptée pour le suivi de la dynamique des processus situés dans le champ rose délimité par les quatre lignes en tirets. En dehors de ce champ, l'InSAR ne fournira qu'une vision statique des déplacements liés aux autres processus.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, la fréquence de revisite effective déduite de la base de données, lors des crises éruptives, est de l'ordre de 10,34 jours. Bien que cette durée ne soit pas adaptée au suivi en temps réel de la propagation d'un dyke vers la surface, elle est bien adaptée à la mesure des déplacements totaux induits par la mise en place de ce dyke. Qui plus est, la brièveté de la mise en place du dyke par rapport à la durée minimum des interférogrammes (quelques minutes à quelques heures pour les dykes contre 35 jours pour les

[1] *aliasing* : pour l'interférométrie radar, effet indésirable dû à l'insuffisance de résolution de l'image ; dans notre cas les déplacements sont trop importants pour être échantillonnés correctement

interférogrammes) permet, en théorie, d'avoir plusieurs interférogrammes indépendants calculés selon des géométries d'acquisition différentes ayant tous enregistré dans son intégralité le même évènement. Ceci ne sera plus possible lorsque l'on s'intéressera à des déplacements continus sur de longues périodes de temps (comme ceux liés au remplissage d'un réservoir profond) et il sera alors nécessaire de faire des hypothèse sur la dynamique des déplacements (taux constant par exemple) pour pouvoir exploiter conjointement des interférogrammes calculés selon des swaths différents.

2.3.3 Qualité des données interférométriques

La possibilité de dériver des données géodésiques utiles et précises de l'InSAR est conditionnée par la qualité des interférogrammes. Or le signal interférométrique peut être dégradé de deux façons distinctes :

- par une perte de signal due à la décorrélation temporelle, l'aliasing des franges ou le foreshortening-layover ;
- par une contamination du signal due à des contributions diverses et non souhaitées telles que les résidus orbitaux, les résidus topographiques ou l'atmosphère.

Dans cette partie, l'influence de ces différents facteurs sur la qualité des interférogrammes au Piton de la Fournaise est examinée.

2.3.3.1 Décorrélation temporelle

La perte de cohérence sur les interférogrammes peut être due à une modification critique des propriétés de rétrodiffusion des cibles élémentaires contenues dans le pixel radar, ou à un aliasing spatial des franges produit par des gradients de déplacements trop importants. Les changements de propriétés de rétrodiffusion surviennent lorsque la géométrie ou les propriétés diélectriques des réflecteurs élémentaires sont modifiées entre les deux acquisitions ou lorsque l'angle d'incidence locale varie trop entre les deux acquisitions.

Sur le Piton de la Fournaise, la perte de cohérence liée aux différences de propriétés rétro-diffusives (natures différentes des terrains) varie selon les zones considérées. La Plaine des Sables, l'Enclos Fouqué, le cône sommital ainsi qu'une partie de la Plaine des Remparts sont

recouverts par des coulées de lave ou par des dépôts pyroclastiques non végétalisés. Ces types de surface sont caractérisés par une bonne stabilité temporelle des propriétés rétrodiffusives et de la géométrie des réflecteurs radar, permettant ainsi l'obtention d'interférogrammes cohérents.

La figure 2.27 représente la cohérence, moyennée sur 543 interférogrammes, sur le Piton de la Fournaise. Sur cette image de cohérence, les teintes claires correspondent à des pixels où la cohérence est élevée, alors que les teintes sombres correspondent à des cohérences faibles où l'on perd le signal interférométrique. On note que la mise en place d'une nouvelle coulée de lave (contour rouge sur la figure) se traduit par une cohérence plus faible ; mais cette faible cohérence n'est que temporaire, la cohérence sera bonne sur les interférogrammes suivants dès lors que la coulée nouvellement mise en pace n'évoluera plus.

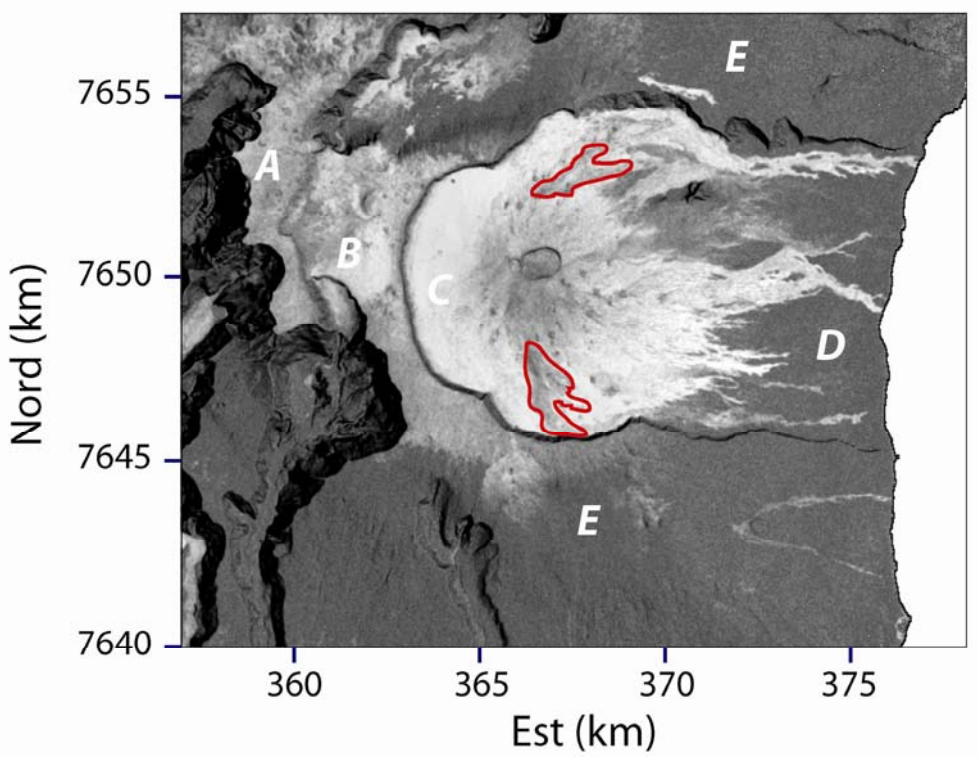


Fig. 2.27 – Image de cohérence, moyennée sur 543 interférogrammes, sur le Piton de la Fournaise, coordonnées en UTM 40S (km). En rouge, contours de coulées récentes de lave (août 2003 et septembre 2003) provoquant une perte temporaire de cohérence. *A* : Plaine des Remparts, *B* : Plaine des Sables, *C* : Champ de Laves de l'Enclos Fouqué (CLEF), *D* : Grand Brûlé, *E* : flancs nord et sud de l'édifice (hors Enclos).

À l'opposé, la cohérence est très faible dans les zones à fort couvert végétal comme le Grand Brûlé ou les flancs nord et sud du volcan à l'extérieur de l'Enclos Fouqué ; le signal

interférométrique dans ces zones n'est pas cohérent à cause du fort couvert végétal (Fig. 2.27).

Cette perte de cohérence est une limitation majeure pour l'utilisation de l'InSAR sur le Piton de la Fournaise avec les données d'ASAR en bande C (λ = 5,6 cm) car elle peut empêcher la détection de signaux à grandes longueurs d'onde éventuellement liés au remplissage ou à la vidange de sources magmatiques plus profondes et potentiellement détectables jusque dans des zones éloignées de l'Enclos Fouqué.

2.3.3.2 Evolution temporelle de la cohérence au Piton de la Fournaise

Les diverses zones du Piton de la Fournaise évoquées précédemment ont été extraites de certains interférogrammes afin de caractériser l'évolution de leur cohérence en fonction de la durée couverte par les interférogrammes (Fig. 2.28).

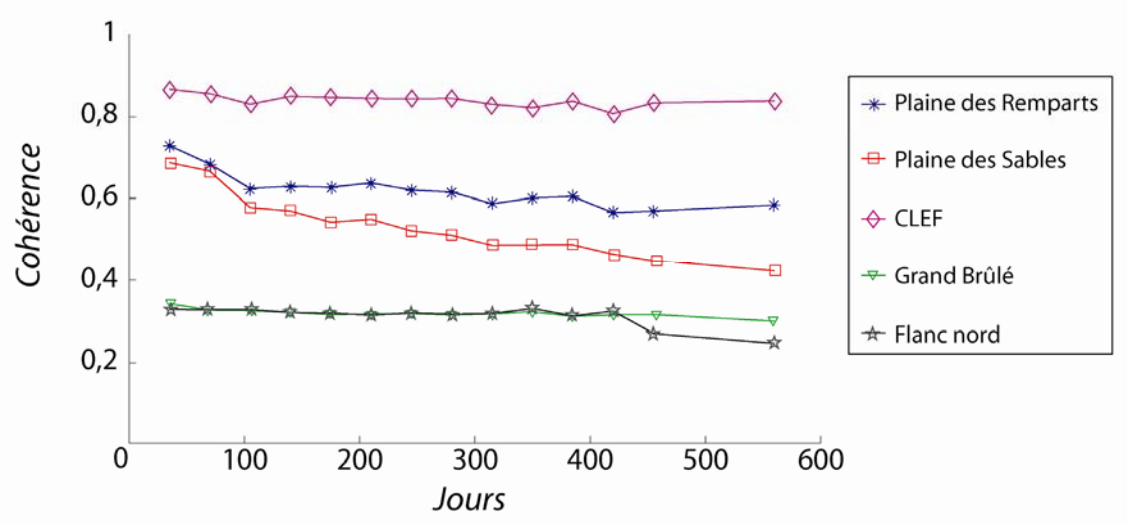


Fig. 2.28 – Evolution de la cohérence en fonction du nombre de jours couverts par les interférogrammes, pour différentes parties de l'édifice volcanique.
CLEF : Champ de Laves de l'Enclos Fouqué

Les résultats de cette étude montrent que la zone du Champ de Laves de l'Enclos Fouqué (CLEF) conserve une très forte cohérence de 0,8 à 0,9 au cours du temps ; les zones du Grand Brûlé et du flanc nord montrent elles aussi une très bonne stabilité de la cohérence mais à un niveau bas d'environ 0,3 à 0,35 ce qui les rend constamment inexploitables. La zone de la Plaine des Sables et de la Plaine des Remparts montre une diminution assez faible mais régulière de la cohérence de l'ordre de -15 % en 560 jours.

Les zones à forte cohérence restent très stables dans le temps et les zones à cohérence moyenne voient leur cohérence décroître très lentement. La zone du Piton de la Fournaise est donc très favorable à l'obtention d'interférogrammes cohérents sur des périodes de temps allant jusqu'à plusieurs années. Cette stabilité de la cohérence sur des durées longues peut permettre, en théorie, l'enregistrement d'événements à longue période produisant des déplacements de faibles amplitudes ; on pense notamment à l'activité de réservoirs magmatiques plus ou moins profonds.

2.3.3.3 Aliasing spatial

Une autre source de perte de cohérence est l'aliasing spatial. Celui-ci survient lorsque les gradients de déplacements sont trop importants. La limite est, d'un point de vue purement théorique, de $\lambda/4$ cm LOS par pixel, soit une demi frange par pixel ou encore 1,415 cm LOS par pixel. Dans la pratique, comme les données sont parfois affectées par du bruit d'origines diverses (décorrélation, atmosphère, etc.), la limite d'aliasing spatial est mieux évaluée par les déplacements décelables et quantifiables par un utilisateur, ou par les déplacements qui peuvent être réellement déroulés dans l'interférogramme.
En étudiant la base de données ASAR sur le Piton de la Fournaise, on peut estimer cette limite de $\lambda/6$ à $\lambda/8$ (suivant l'utilisateur) soit un gradient de déplacements de l'ordre de 0,7 à 1 cm LOS par pixel. Des gradients de déplacements au-delà de cette limite ne pourront pas être identifiés et interprétés correctement sur les interférogrammes.
Sur le Piton de la Fournaise, les gradients de déplacements observés sur les 14 éruptions imagées depuis août 2003 varient de 1,5 à 23,4 franges par kilomètre soit 0,05 à 0,83 cm LOS par pixel. Néanmoins, ces gradients sont ceux évalués dans des zones cohérentes de l'interférogramme. Le signal à proximité immédiate (< 50-100 m) des fissures éruptives n'est jamais cohérent, mais on ne saurait dire si c'est à cause d'un gradient de déplacements supérieur à la limite de détection ou si cette perte de cohérence est due à une modification trop importante de la géométrie (ouverture d'une fissure) ou des propriétés diélectriques (lave fraîche arrivant en surface) des cibles élémentaires contenues dans les pixels concernés.

De nombreux interférogrammes dans la base de données imagent plusieurs éruptions : dans ce cas, la perte de cohérence est liée à un aliasing temporel et spatial puisque les déplacements liés à chaque éruption se cumulent et le gradient de déplacements résultant excède le seuil

limite évoqué précédemment. La figure 2.29 montre par exemple un interférogramme couvrant les 10 éruptions survenues entre septembre 2003 et juillet 2006. De tels interférogrammes sont difficiles à dérouler et ne présentent donc qu'un intérêt limité dans l'exploitation qui peut en être faite.

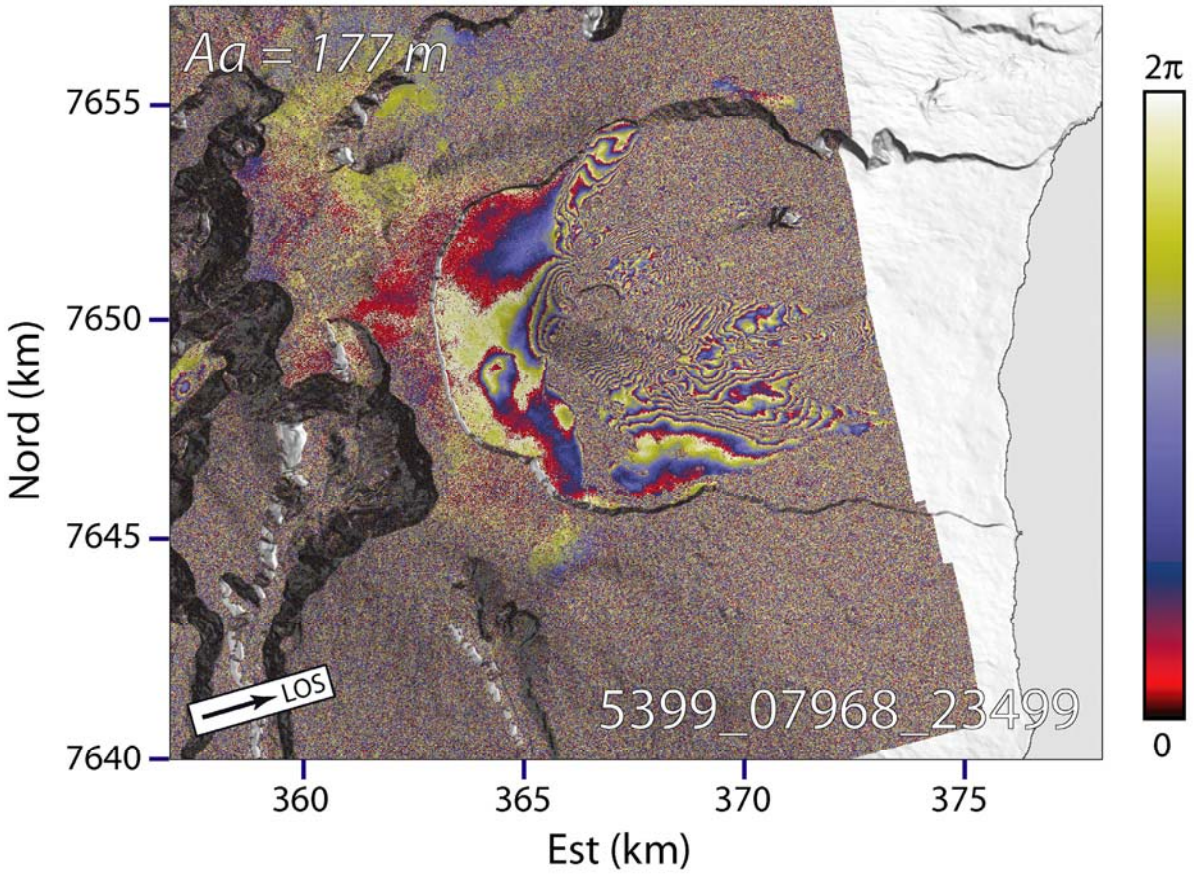


Fig. 2.29 – Interférogramme 5399_07968_23499 (swath 5 ascendant – track 399) cumulant les déplacements de 10 éruptions (septembre 2003 à juillet 2006). Coordonnées UTM 40S. Les gradients de déplacements sont trop importants et il n'est pas possible de distinguer correctement les franges interférométriques, leur déroulement est impossible.

2.3.3.4 Distorsions géométriques

Dans les images radar, les échos rétrodiffusés depuis le sol sont classés en fonction de leur distance par rapport à l'antenne du radar (Fig. 2.30). De ce fait, les flancs des montagnes faisant face au satellite apparaissent comme compressés (Curlander and McDonough, 1991). Ce phénomène est appelé « foreshortening » ou raccourcissement. L'effet est nul pour des pentes parallèles à la visée radar et atteint son maximum pour des pentes perpendiculaires à l'axe de visée (Fig. 2.30-A).

Lorsque la pente locale orientée vers le satellite est plus importante que l'angle de visée du satellite, la distorsion géométrique est plus forte puisque les échos provenant du sommet de la structure arriveront au niveau de l'antenne radar avant les échos provenant de la base. Les échos des flancs et du sommet seront alors mélangés sur l'image radar et on parlera de « layover » ou recouvrement (Fig. 2.30-B).
Enfin, des zones sans signal peuvent apparaître sur l'image radar lorsque le faisceau n'est pas capable d'atteindre le sol à cause d'une zone d'ombre créée par des structures verticales (rebord de falaise par exemple) ou par des pentes très marquées (Fig. 2.30-C).

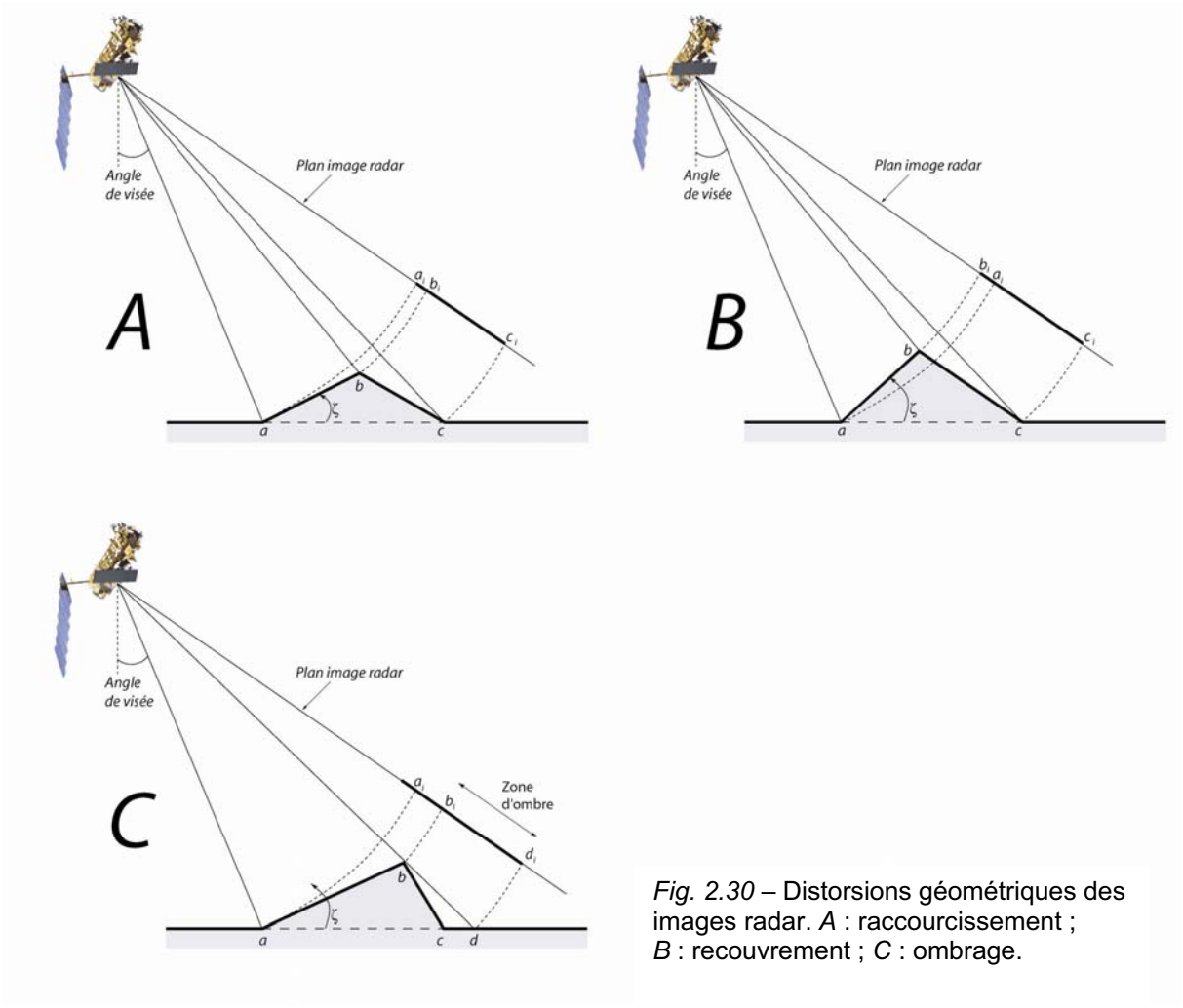


Fig. 2.30 – Distorsions géométriques des images radar. *A* : raccourcissement ; *B* : recouvrement ; *C* : ombrage.

Pour les effets de recouvrement et d'ombre, le signal radar et donc l'information interférométrique sont définitivement perdus, ce qui est une limite d'applicabilité de la méthode InSAR en domaine volcanique où les pentes des édifices sont généralement marquées.

La situation est plutôt favorable dans le cas du Piton de la Fournaise pour lequel les pentes sont assez faibles (13,5° en moyenne dans l'Enclos Fouqué, Fig. 2.24), bien que plus importantes que pour la moyenne des volcans boucliers océaniques (littérature = 5° en moyenne).

Les raccourcissements et recouvrements ne sont donc pas trop problématiques sur le Piton de la Fournaise, à l'exception du cône sommital où les pentes sont plus fortes (pente moyenne de l'ordre de 20°). En conséquence, suivant l'angle d'incidence et le sens de défilement du satellite, des zones de foreshortening-layover peuvent être présentes, ou non, sur l'image radar au niveau du cône sommital (Fig. 2.31).

L'intérêt des images acquises avec des angles d'incidence élevés est évident lorsqu'on considère la figure 2.31 où sont comparées des acquisitions en swath 2 (θ_{inc} ~21°) à gauche et en swath 7 (θ_{inc} ~44°) à droite. Le flanc est du cône sommital est affecté par un important raccourcissement et recouvrement en swath 2 alors qu'en swath 7 la forme du cône est quasi conforme à la réalité.

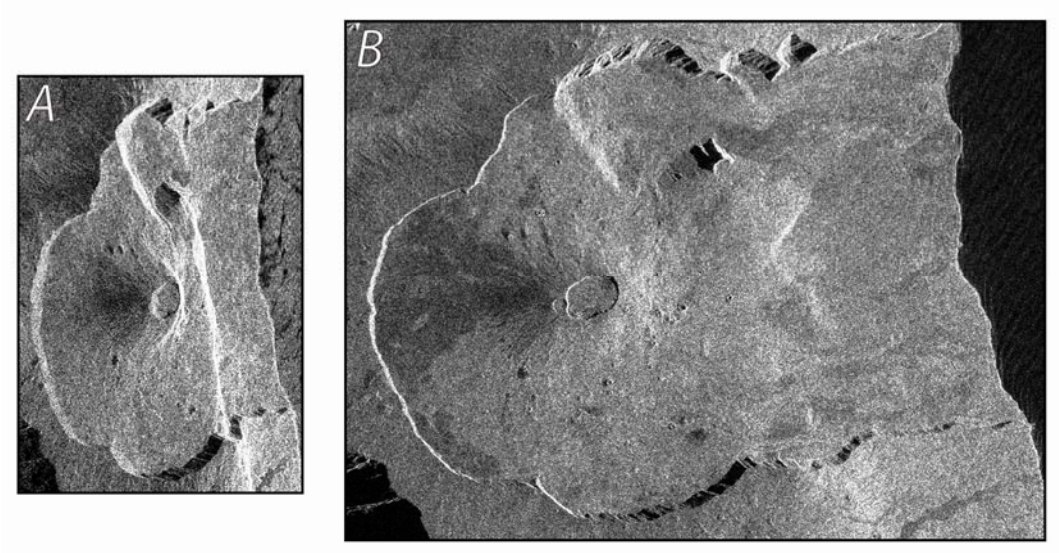


Fig. 2.31 – Images radar multilook (4,1) sur le Piton de la Fournaise.
A : acquisition en swath 2 – track 313 et *B* : acquisition en swath 7 – track 005.

D'autres zones du volcan, dans sa partie ancienne (hors Enclos), correspondent à des structures quasi-verticales ; il sera impossible d'y récupérer de l'information utile puisque ces zones seront totalement en raccourcissement, recouvrement ou dans l'ombre du faisceau radar : c'est le cas des Rivières et des Remparts.

Pour les 12 angles d'incidence disponibles pour imager le Piton de la Fournaise, le pourcentage de pentes du volcan affectées de recouvrement ou non imagées, et donc pour lesquelles la perte d'information est totale, a été calculé (Tab. 2.14). Quand l'angle d'incidence augmente, le pourcentage des zones affectées par des phénomènes de recouvrement diminue alors que le pourcentage de zones ombrées augmente. Cependant, la part des zones affectées par le recouvrement décroît plus rapidement que la part des zones ombrées n'augmente.
Le pourcentage de données perdues est donc moins important pour les forts angles d'incidence (swaths 6 et 7) que pour les faibles angles d'incidence (swaths 2 et 3).

	Swath/Track	θ_{inc} (°)	% zone en recouvrement	% zone ombrée	% total de données perdues
Ascendant	2084	25,9	12,9	1,4	14,3
	2313	20,9	10,3	2,0	12,3
	3356	30,5	9,1	2,5	11,6
	4127	35,0	8,1	3,0	11,1
	5399	39,0	7,1	3,3	10,4
	7170	42,9	6,1	3,6	9,7
Descendant	2363	22,7	11,7	2,4	14,1
	3091	27,5	8,1	3,3	11,4
	4320	32,0	6,6	4,2	10,8
	5048	36,4	5,6	4,9	10,5
	6277	40,4	4,9	5,6	10,5
	7005	43,9	4,3	6,0	10,3

Tab. 2.14 – Données perdues par recouvrement ou ombrage pour les acquisitions sur le Piton de la Fournaise.

2.3.3.5 Bilan des décorrélations dues à une perte de signal

La figure 2.32 présente une composition colorée combinant la cohérence moyenne de chaque pixel, calculée sur 543 interférogrammes, et sa stabilité temporelle. Les régions en jaune clair correspondent à des zones de forte cohérence temporelle ; en bleu clair, ce sont les régions à forte cohérence mais avec des pertes de cohérences temporaires dues à la mise en place de nouvelles coulées de lave. Les régions en gris clair correspondent à des zones de cohérence moyenne et moyennement stable dans le temps ; enfin les régions sombres indiquent des zones où la cohérence demeure faible constamment.

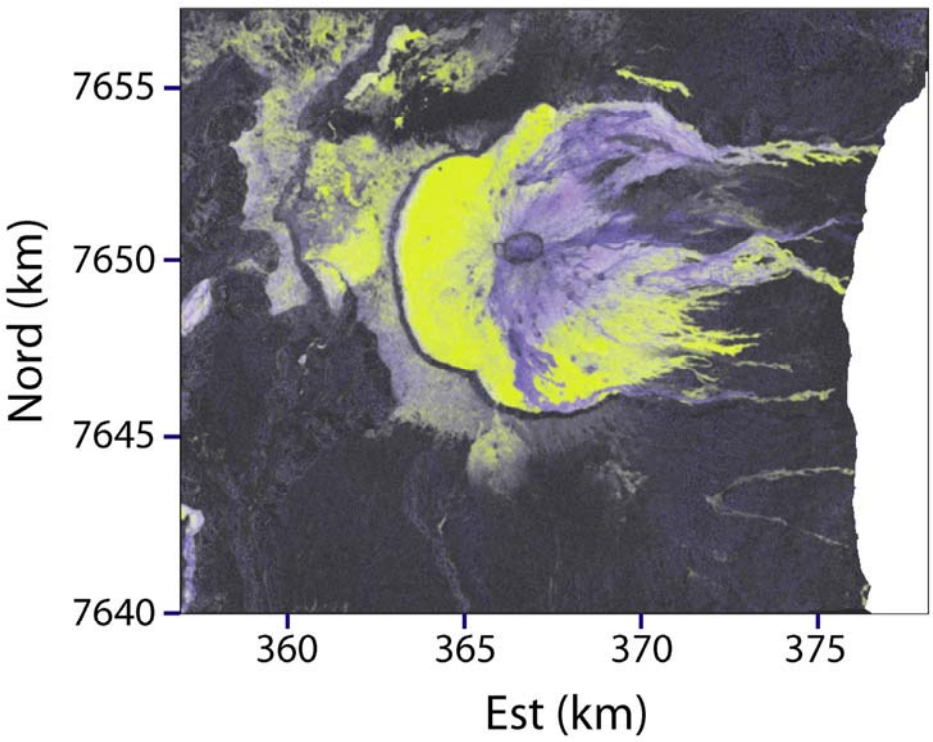


Fig. 2.32 – Carte de l'évolution de la cohérence dans le temps. Composition colorée entre la cohérence moyenne calculée sur 849 interférogrammes et l'évolution de la cohérence dans le temps. Coordonnées UTM 40S (km).

Cette carte permet de visualiser les différentes possibilités d'évolution de la cohérence sur le Piton de la Fournaise telles qu'évoquées précédemment. Il apparaît clairement que la partie centrale du volcan au sein de l'Enclos Fouqué et tout particulièrement la partie située à l'Ouest des Grandes Pentes, est propice à l'obtention de données interférométriques de bonne qualité alors que les flancs latéraux (à l'extérieur des Remparts, exception faite de la Plaine des Sables et de la Plaine des Remparts à l'Ouest) et la partie basse de l'édifice (des Grandes Pentes au Grand Brûlé et jusqu'à l'Océan) sont des zones peu favorables pour l'InSAR en bande C.

2.3.3.6 Résidus orbitaux

Afin d'éliminer la composante orbitale des interférogrammes (cf. 2.1.1.3), les positions exactes du satellite lors des deux acquisitions sont nécessaires.

L'instrument DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*) à bord du satellite ENVISAT, produit en temps réel des données orbitales avec une précision

meilleure que 1 m. Les paramètres orbitaux (positions et vitesses en X,Y,Z) sont fournis dans l'en-tête des images format ASA_IMS_1P utilisées dans le cadre de ce travail. Les coordonnées orbitales sont recalculées par la suite en utilisant un modèle dynamique de la trajectoire du satellite afin de générer des orbites précises au format DOR_VOR_AX avec une précision orbitale de 5 cm (Tab. 2.15).

	Disponibilité	Précision sur la position	Echantillonnage
FOS Predicted	6 jours avant l'acquisition	900 m le long de la trajectoire sur une section < 1200 m²	1 vecteur position pour 1 orbite (105 min.)
FOS Restituted	3 jours après l'acquisition	60 m le long de la trajectoire sur une section < 1200 m²	1 vecteur position toutes les minutes
DORIS	30 jours après l'acquisition	30 cm le long de la trajectoire sur une section < 0,03 m²	1 vecteur position toutes les minutes

Tab. 2.15 – Caractéristiques des fichiers orbitaux disponibles pour le calcul des interférogrammes. FOS : Flight Operation Segment.

D'après Hanssen (2001), en théorie, la précision sur les coordonnées du satellite nécessaire pour modéliser et corriger complètement la composante orbitale est de l'ordre de 1 mm. De fait, même en utilisant les orbites DORIS précises, un résidu orbital peut subsister dans l'interférogramme. Ce dernier se traduit par une rampe de franges basse-fréquence plus ou moins parallèles à la trajectoire du satellite. Dans le cas où l'interférogramme est suffisamment cohérent la contribution orbitale peut être facilement corrigée en soustrayant une rampe de franges linéaire ou quadratique (Fig. 2.33) (Massonet and Feigl, 1998 ; Lohman and Simons, 2004 ; Froger et al 2007).

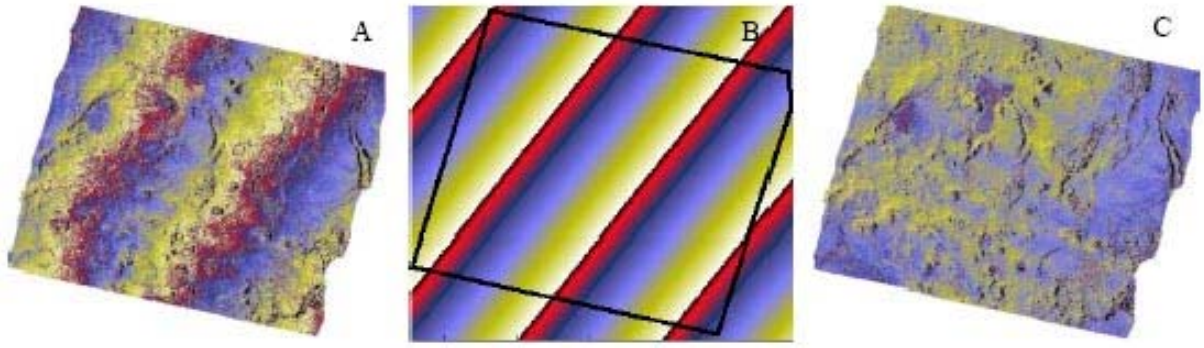


Fig. 2.33 – (A) Exemple de franges orbitales résiduelles. (B) Franges orbitales simulées. (C) Interférogramme avec correction des franges orbitales. (D'après Albino, 2007).

Dans le cas du Piton de la Fournaise et de l'île de la Réunion, l'océan Indien représente 70 à 80 % de la surface totale des images ASAR, quel que soit le swath. Dans la mesure où les caractéristiques rétrodiffusives de l'eau n'ont absolument aucune stabilité temporelle, et que la majeure partie de l'île de la Réunion est couverte d'une végétation abondante, une très vaste partie de l'interférogramme est systématiquement incohérente. La stratégie « classique » pour détecter et corriger les franges orbitales n'est donc pas applicable dans notre cas.

Froger et al. (2007) ont mené une étude sur les volcans sud-américains à partir d'une base de données ASAR. Ils ont pu évaluer que la composante orbitale maximale était de l'ordre de 5 franges pour un interférogramme de 100x100 km calculé avec les orbites DORIS précises (8 franges avec les orbites préliminaires fournies dans l'en-tête de l'image ASAR). Ce qui correspond à des erreurs rms de 25 à 50 cm parallèlement et perpendiculairement à la trajectoire du satellite (Hanssen, 2001 : 4.6.4).

Ramené à l'échelle du Piton de la Fournaise (qui se situe à peu près à la même latitude que la zone étudiée par Froger et al. (2007) en Amérique du Sud) où la zone d'étude est de l'ordre de 10x10 km, un maximum de 0,5 franges d'origine orbitale peut être présent en utilisant des orbites DORIS, soit de l'ordre de 0,05 franges par km ; la composante orbitale sera donc négligeable face aux 1,5 à 23,4 franges par km observées lors des éruptions.
Lors des épisodes inter-éruptifs, le gradient est de l'ordre de 0,5 franges par km, la composante orbitale représentera dans le pire des cas jusqu'à 10% du gradient ce qui n'est plus négligeable comme dans le cas des déplacements co-éruptifs. Seule une étude approfondie du motif des franges permettra de s'assurer que le signal interférométrique n'est pas entaché d'une composante orbitale résiduelle : l'aspect en bandes plus ou moins parallèles à la trajectoire du satellite de la composante orbitale ne saurait être confondu avec le motif des franges observées sur le Piton de la Fournaise lors des périodes inter-éruptives (cf. 2.4).

2.3.3.7 Résidus topographiques

Afin d'effectuer correctement une surveillance de l'activité volcanique, la disponibilité d'un MNT précis est une condition essentielle (Stevens and Wadge, 2004). Avec la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA, 2000), une base topographique globale est disponible pour presque toutes les terres émergées du globe (entre 60°N et 60°S). La

résolution horizontale est de 90 m et la rms verticale est d'environ 10 m, ce qui est très satisfaisant pour le calcul des interférogrammes. Bien évidemment, il est préférable, lorsque c'est possible, d'utiliser un MNT dont la résolution horizontale est proche de la résolution de l'image radar, soit de l'ordre de 10 à 25 m dans le cas d'ASAR sur le Piton de la Fournaise (cf. 2.1.2.2).

Pour calculer les interférogrammes sur La Réunion, la composante topographique a été modélisée et corrigée en utilisant un MNT de résolution 25x25 m réalisé par l'Institut Géographique National (IGN) à partir d'une campagne de levées photographiques aériennes menée en 1997. Ce MNT a aussi été utilisé pour géo-référencer les interférogrammes. Sa précision verticale a été estimée à 2,2 m rms à partir du calcul de résidus de 967 points GPS mesurés (N. Villeneuve, comm. pers.).

Les erreurs du MNT produisent des franges topographiques résiduelles dans l'interférogramme qui peuvent être éventuellement interprétées, à tort, comme des déplacements du sol. Comme l'amplitude de la composante topographique est inversement proportionnelle à l'altitude d'ambiguïté (Aa), les éventuels résidus topographiques peuvent être détectés en recherchant les corrélations de la phase en fonction de l'altitude d'ambiguïté (Fig. 2.34).

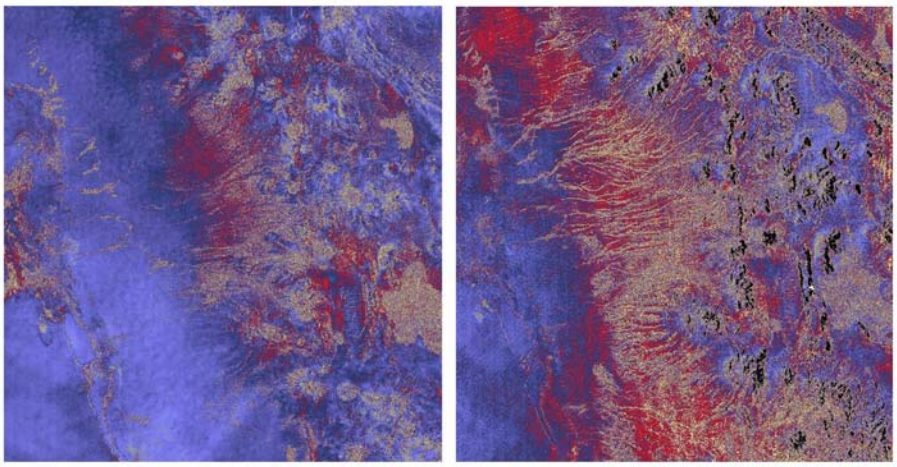


Fig. 2.34 – Exemples de résidus topographiques sur la zone Nord-Chili. à gauche interférogramme avec une Aa de 1450 m, à droite interférogramme avec une Aa de 20 m seulement. L'interférogramme à faible Aa (à droite) comporte de nombreux résidus topographiques. (Base de données InSAR sur la zone Nord-Chili, J.-L. Froger).

Seuls les interférogrammes avec une baseline perpendiculaire inférieure à 65% de la baseline perpendiculaire critique ont été calculés. Cette valeur seuil obtenue empiriquement permet de

rejeter les interférogrammes présentant trop de décorrélation géométrique. Ce seuil correspond à des Aa d'environ 15 m dans le cas des acquisitions en swath 2. La composante topographique résiduelle dans les interférogrammes ne dépassera donc pas les 0,15 franges rms. Encore une fois, il ne faut pas perdre de vue que la possibilité d'avoir des données ASAR acquises avec un angle d'incidence élevé est un avantage considérable puisque les interférogrammes ont statistiquement de meilleures altitudes d'ambiguïté et seront donc moins sensibles aux artefacts topographiques.

Toutefois, localement, les résidus topographiques peuvent être importants à cause de la mise en place de coulées de lave depuis 1997 (date de réalisation du MNT utilisé). Le Piton de la Fournaise produit des laves basaltiques fluides pour lesquelles l'épaisseur des coulées est faible. L'épaisseur moyenne des 22 coulées de lave mises en place depuis 1997 est de 3,4 m (N. Villeneuve, comm. pers.).
Mais dans certaines zones (Plaine des Osmondes notamment), les coulées de lave s'empilent et les changements topographiques atteignant plusieurs dizaines de mètres peuvent parfois produire des artefacts topographiques non négligeables dans les interférogrammes à faible altitude d'ambiguïté.

Afin d'assurer une surveillance interférométrique efficace de l'édifice volcanique par la mesure précise des déplacements du sol, un MNT remis à jour régulièrement est nécessaire. Il existe une possibilité de mettre directement à jour le MNT à partir des données interférométriques. Une cartographie précise des différences entre le MNT utilisé pour le calcul des interférogrammes et la topographie réelle peut être obtenue en déroulant les résidus topographiques et en les mettant à l'échelle par l'Aa des interférogrammes. Le MNT peut alors être mis à jour en ajoutant cette carte des changements topographiques.

Dans la pratique, les interférogrammes tandem calculés avec des paires d'images ERS-1 / ERS-2 acquises à seulement un jour d'intervalle, constituent une information pertinente car on peut supposer que les déplacements du sol sont négligeables voire nuls durant cet intervalle.
Cependant, une confusion entre les résidus topographiques et une éventuelle contribution atmosphérique est toujours possible, même dans les interférogrammes ne couvrant qu'un jour ; la précision des mesures de changements de topographie s'en trouve alors significativement affectée. En moyennant un nombre suffisamment important

d'interférogrammes indépendants, pondérés par leur Aa et leur cohérence, la composante atmosphérique aléatoire peut être fortement réduite (Zebker et al., 1997, Lu et al., 2003).
Comme les données ERS, et donc les interférogrammes tandem, ne sont pas disponibles sur le Piton de la Fournaise, aucune carte précise des changements topographiques n'a pu être calculée à ce jour. Une procédure utilisant les interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives pourrait permettre une cartographie précise des changements de topographie ; cependant la faible quantité de données inter-éruptives utilisables limite son développement. L'utilisation d'interférogrammes avec une Aa minimale de 15 m permet toutefois de ne pas être trop sensible à ces résidus topographiques. Par ailleurs les topographies nouvellement créées au Piton de la Fournaise restent d'extension réduite, elles sont aisément identifiables sur les interférogrammes et sont bien contraintes sur le terrain. Dans notre étude, la confusion avec des signaux de déplacements liés à l'activité volcanique n'est donc pas possible.
Le MNT utilisé pour calculer les interférogrammes a été réalisé en 1997. Les résidus topographiques et les subsidences des nombreuses coulées mises en place depuis cette date sont des composantes de plus en plus gênantes pour la bonne caractérisation des déplacements liés à l'activité éruptive au Piton de la Fournaise. De plus, l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a profondément modifié la morphologie du cône sommital, ce qui nécessiterait la réalisation d'un nouveau MNT dans les meilleurs délais.

2.3.3.8 Bruit de déroulement

Les interférogrammes mesurent les phases de façon ambiguë, de 0 à 2π ; on parle de phase ou de signal enroulé (cf. 2.1.1.5). Les déplacements du sol, déduits de ces mesures de phase sont aussi enroulés et sont donc ambigus. Bien que le déroulement des phases ne soit en théorie pas nécessaire pour procéder à la modélisation des sources de déplacements (Massonnet et Feigl, 1998), dans un contexte d'exploitation des données InSAR comme outil de surveillance de l'activité volcanique il est évidemment préférable d'accéder à une détermination absolue des déplacements plutôt qu'à une mesure ambiguë.

Le déroulement des phases n'est pas une tâche aisée et peut générer des erreurs qui augmenteront le bruit dans les données finales. Les erreurs de déroulement peuvent être évaluées en utilisant la procédure proposée par Lundgren et al. (2001) qui consiste à comparer des triplets d'interférogrammes composés d'images radar linéairement reliées.

Si on dispose de trois images radar A, B et C formant les interférogrammes AB, BC et AC, alors la somme des phases déroulées des interférogrammes AB et BC pour un pixel donné devrait être théoriquement égale à la valeur de phase déroulée du même pixel sur l'interférogramme AC.

Si l'algorithme de déroulement respecte la condition « d'intégrité » des phases, c'est-à-dire si k est bien un nombre entier dans la relation $\varphi_{\text{déroulée}} = \varphi_{\text{enroulée}} + 2k\pi$, alors les erreurs induites par le déroulement auront une distribution discrète à $2k\pi$ si on calcule AB + BC –AC (Hanssen, 2001).

Nous avons analysé le bouclage (selon la relation AB + BC – AC) de 42 triplets à partir de 17 interférogrammes déroulés sur le Piton de la Fournaise. Les histogrammes de bouclage (Fig. 2.35) montrent généralement un maximum très fort proche de zéro et des maxima secondaires à $2k\pi$ signifiant ainsi que notre procédure de déroulement des phases (cf. 2.1.1.5) est bien adaptée et fiable.

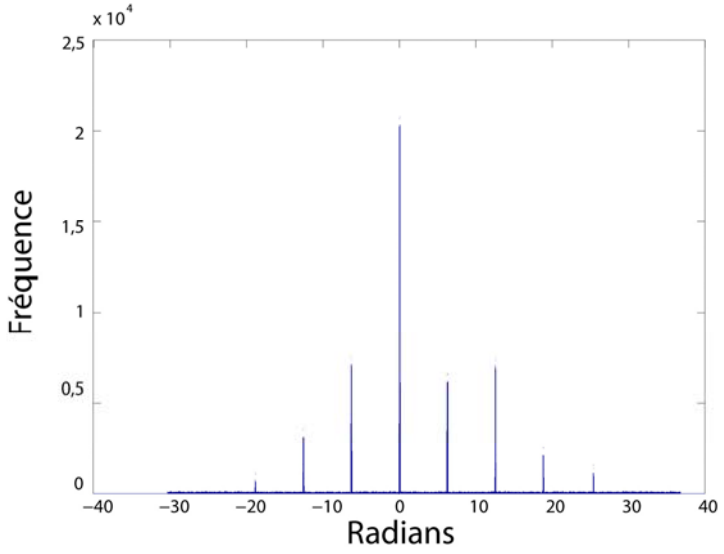


Fig. 2.35 – Distribution des valeurs (en radians) de bouclage des triplets d'interférogrammes. La distribution fait apparaître des maxima à 2kπ. Valeurs calculées sur $1{,}116.10^6$ pixels répartis sur 17 interférogrammes.

Toutefois, il faut noter que la distribution des valeurs de fermeture n'est pas discrète. Puisque l'algorithme de déroulement utilisé dans notre étude (SNAPHU) respecte la condition « d'intégrité » pour k évoquée *supra*, il existe donc des erreurs très subtiles au sein de nos interférogrammes. Ces erreurs sont probablement induites par les étapes de géo-référencement ou lors d'interpolations intermédiaires réalisées par DIAPASON.

2.3.4 Composante atmosphérique

L'île de La Réunion se situe à proximité du tropique du Capricorne à la latitude de 21° S. Le climat tropical humide, les conditions insulaires et les forts reliefs contribuent à une variabilité spatiale et temporelle très importante des conditions météorologiques locales. Durant la période humide (Juillet à Décembre), les hauteurs de l'île et donc le Piton de la Fournaise, sont souvent pris dans une couverture nuageuse dense.

Le contenu en vapeur d'eau ralentit la propagation des ondes dans l'atmosphère, rallongeant le temps de parcours (cf. 2.1.1.3). Par conséquent, les changements de conditions atmosphériques entre deux acquisitions radar peuvent produire des délais de phase (positifs ou négatifs) et contribuer ainsi au bruit des mesures InSAR.

On considère qu'il existe deux composantes atmosphériques différentes :

- une composante horizontalement homogène à l'échelle de l'édifice qui peut être modélisable sous certaines conditions ;
- une composante locale dont la variabilité extrême rend difficile toute modélisation.

Plusieurs approches ont été proposées afin de réduire la composante atmosphérique dans les interférogrammes à défaut de pouvoir la corriger totalement :

- sommation et moyennage (*stack*) d'interférogrammes indépendants afin de réduire le bruit non corrélé (Zebker et al., 1997) en mode « *repeat-pass* » où la baseline temporelle est de l'ordre du jour (approche non compatible avec nos données) ;
- calibration avec des données météorologiques au sol (Delacourt et al., 1998) ;
- calibration avec les délais troposphériques estimés à partir des données GPS (Bonforte et al., 2001) ;
- modèles dynamiques d'atmosphère (Wadge et al., 2002) ;
- calibration par les données radio-spectrométriques (Bennartz et Fisher, 2001 ; Munoz Sabater et al., 2004 ; Li et al., 2006 ; Froger et al., 2007).
- exploitation de la corrélation phase – altitude (Beauducel et al., 2000a, Froger et al., 2007).

Dans la suite de cette partie, nous nous proposons de passer en revue les diverses approches évoquées précédemment et d'établir dans quelle mesure elles sont, ou non, applicables au cas du Piton de la Fournaise à ce jour.

2.3.4.1 Calibration par les données météorologiques

D'après Delacourt et al. (1998), l'allongement de l'onde radar traversant la troposphère peut s'exprimer par la relation :

$$\Delta L \frac{1}{\cos(\theta)} \cdot (\Delta L_h + \Delta L_w)$$

où ΔL_h est la composante hydrostatique et ΔL_w la composante humide.

Pour quantifier la composante hydrostatique ΔL_h la pression atmosphérique au sol est suffisante. Pour la composante humide ΔL_w il est nécessaire de disposer de l'humidité relative et de la température au sol pour tous les points de mesure. Dans notre cas, les points de mesure sont les pixels géoréférencés de l'interférogramme.

Les données météorologiques dont on peut disposer à La Réunion sont les suivantes (Fig. 2.36 et Tab. 2.16) :

- des relevés de températures et de hauteurs de précipitations effectués sur le site de l'Observatoire à environ 15 kilomètres du sommet et ~1500 m d'altitude ;
- des informations fournies par les services de Météo-France pour la pression et la température à l'aéroport de St Denis à 44 km de distance et seulement 10 m d'altitude ainsi qu'à St Pierre à 31 km et 12 m d'altitude.

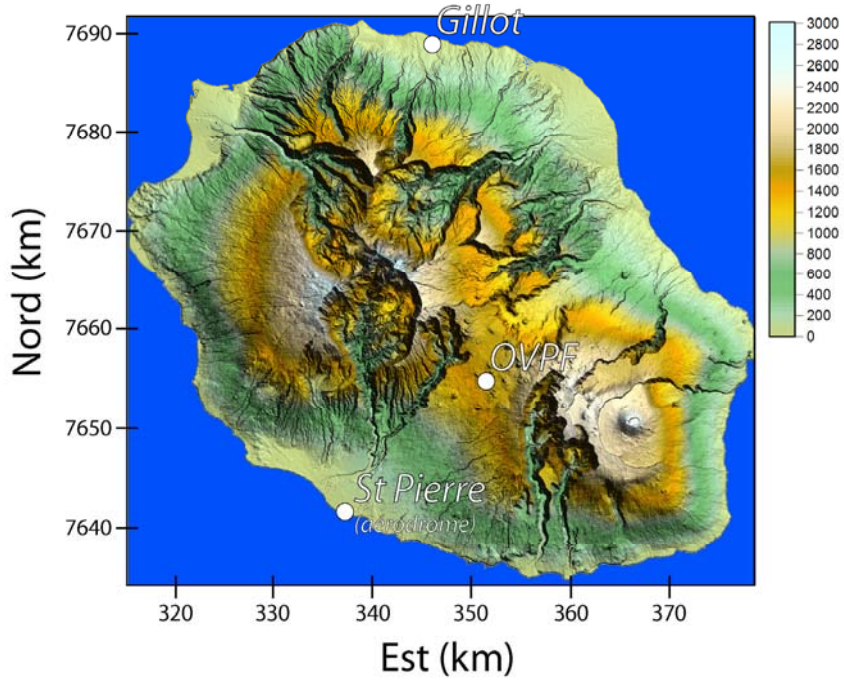


Fig. 2.36 – Localisation des stations météorologiques sur l'île de La Réunion. Gillot : aéroport de St Denis, OVPF : Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise à la Plaine des Cafres et aérodrome de St Pierre. Coordonnées UTM 40S (km) et échelle d'altitude en mètres.

	Piton de la Fournaise (Dolomieu)			
	ΔX (km)	ΔY (km)	ΔZ (m)	Baseline (km)
St Denis – Gillot	20,79	39,16	2540	44,41
St Pierre	29,84	8,56	2535	31,15
Plaine des Cafres	14,84	3,84	1000	15,36

Tab. 2.16 – Distance entre les stations météorologiques et le sommet du Piton de la Fournaise

Bien que les stations soient loin du volcan, il est possible d'estimer la pression et la température pour tout point du MNT en utilisant les relations de gradients hydrostatiques pour la pression et la température.

En revanche, aucune information concernant l'humidité relative de l'air n'est disponible. Cette information étant capitale afin d'effectuer les corrections décrites ci-dessus, il est donc impossible à l'heure actuelle de les effectuer. Il est toutefois intéressant de garder cette possibilité à l'esprit si un jour des données météorologiques complètes étaient acquises sur le Piton de la Fournaise, notamment si les stations GPS permanentes étaient couplées à des capteurs météorologiques.

2.3.4.2 Calibration par les délais troposphériques

Pour corriger les interférogrammes selon cette approche, il faut pouvoir accéder à la différence de délai troposphérique entre deux acquisitions et ce pour tout point du MNT.

Le *Zenithal Tropospheric Delay* (ou *ZTD*) correspond à l'allongement subi par une onde électromagnétique traversant l'atmosphère selon la direction zénithale. Le ZTD varie classiquement de 1800 à 2200 mm sur Terre. Cet allongement peut s'exprimer par le cumul de deux termes :

$$ZTD = ZHD + ZWD$$

où *ZHD* est le *Zenithal Hydrostatic Delay* correspondant à l'allongement induit par la partie dite sèche de l'atmosphère, ou composante hydrostatique ; *ZWD* est la composante liée à la partie humide de l'atmosphère.

Le *ZHD*, qui compte pour 90% du ZTD, peut s'exprimer en tout point du globe par la relation :

$$ZHD = 0{,}22765 \cdot \frac{P}{1 - 0{,}00266.\cos(2\phi) - 0{,}00028.z} \qquad \text{(Bar-Sever, 1998)}$$

où P est la pression atmosphérique en hPa, ϕ est la latitude du point de mesure et z son altitude. Le *ZHD* peut donc être estimé en tout point du MNT puisqu'on dispose d'une estimation de la pression atmosphérique au sol ; la latitude de chaque pixel ainsi que son altitude sont bien évidemment connues. La figure 2.37 montre l'évolution de ce paramètre *ZHD* sur un peu plus de deux années, on y voit nettement une variation de grande longueur liée à l'alternance des saisons sèches et humides.

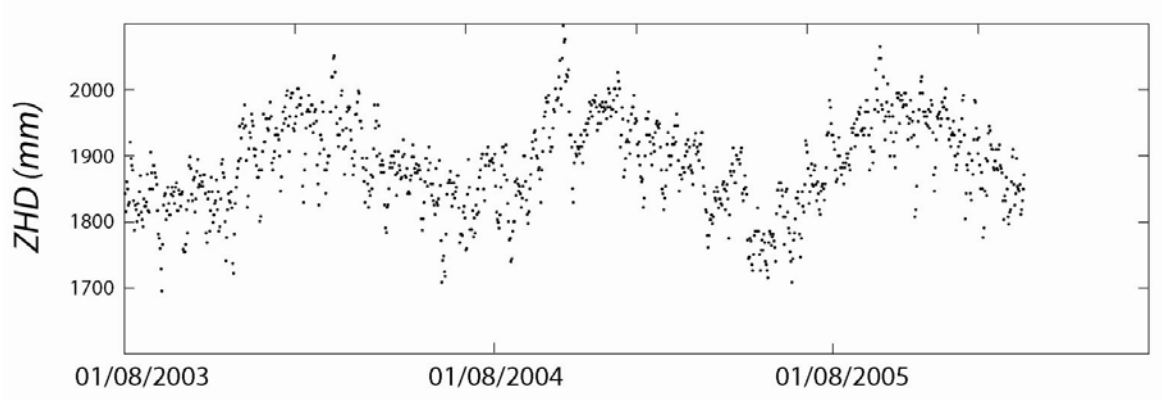


Fig. 2.37 – Evolution du *ZHD* dans le temps pour un point situé à 2350 m d'altitude, sur la montée au cratère Bory.

Le *ZWD* est proportionnel, à un facteur κ près (que nous ne détaillerons pas ici, voir Bar-Sever, 1998), à l'IWV (Integrated Water Vapor).

L'estimation du *ZWD* nécessite donc de connaître l'*IWV* en tout point du MNT. Cette donnée n'est pas disponible sur le Piton de la Fournaise, empêchant l'application de cette méthode pour caractériser la composante atmosphérique éventuellement présente sur les interférogrammes.

2.3.4.3 Calibration par le ZTD issu de l'analyse d'un réseau GPS

Lors de la phase dite d'analyse de mesures GPS en réseau, le *ZTD* est évalué. Connaissant le *ZTD* des stations analysées il serait donc possible de les utiliser pour corriger les interférogrammes.
À La Réunion, une seule station est incluse dans le réseau mondial IGS (*International Global navigation satellite system Service*) pour laquelle les *ZTD* sont calculés et sauvegardés après traitement, il s'agit de la station REUN situé à l'Observatoire, à la Plaine des Cafres.

L'utilisation de la valeur du *ZTD* fournie par la station REUN n'est cependant pas suffisante pour corriger les interférogrammes d'une éventuelle composante atmosphérique :

(1) Les données ne sont pas disponibles tous les jours car la station REUN n'enregistre parfois pas de données suite à des dysfonctionnements.

(2) La station REUN est située à environ 15 km du volcan. La composante régionale météorologique est la même entre la Plaine des Cafres et l'Enclos Fouqué, les variations de pression et de température entre les deux sites sont liées principalement à la différence d'altitude. En revanche, l'humidité n'est pas la même entre la Plaine des Cafres et le Piton de la Fournaise. Le volcan, de part sa localisation à l'Est de l'île (« côte-au-vent ») subit l'influence des alizés qui apportent une humidité constante et abondante sur l'édifice. Suivant les périodes de l'année, les conditions que subissent les deux sites peuvent donc être très différentes.
La correction atmosphérique basée sur la valeur du *ZTD* de la station REUN ne peut donc être appliquée que lorsque les conditions atmosphériques sont similaires sur la Plaine des Cafres et sur l'Enclos Fouqué.

(3) L'information donnée par la station REUN est l'allongement troposphérique au zénith (*ZTD*). Lorsqu'une acquisition ASAR est effectuée, l'angle de visée varie de 15° à 45° selon le mode utilisé. La tranche d'atmosphère traversée par le faisceau radar oblique émis depuis ASAR est donc bien plus importante que la tranche d'atmosphère au zénith.
L'information utile pour corriger la composante atmosphérique éventuelle sur les interférogrammes n'est donc pas un *ZTD* mais plutôt un allongement troposphérique oblique (*STD* pour Slant Tropospheric Delay).

Lorsqu'un récepteur GPS évalue sa position, il enregistre les signaux de tous les satellites GPS visibles. Il est évident qu'aucun satellite ne se situe exactement au zénith du récepteur GPS. Les satellites GPS émettent donc une onde radar oblique en direction du récepteur GPS, comme le fait le radar ASAR lorsqu'il illumine les cibles au sol. C'est seulement lors de l'analyse en réseau par l'IGS que l'allongement troposphérique est recalé selon une direction zénithale en utilisant une fonction appelée *Niell Mapping Function* (Niell, 1996).
La connaissance des paramètres utilisés par l'IGS lors de cette étape de projection de l'allongement troposphérique peut permettre de faire l'opération inverse et donc de déduire un *STD* à partir du *ZTD*.
Cependant, le GeoForschnungsZentrum de Postdam en charge de cette partie du traitement ne conserve pas les paramètres utilisés pour la projection de l'allongement troposphérique au zénith. Il n'est donc pas possible de calculer un *STD* à partir du *ZTD* et il n'est pas possible d'effectuer la correction d'une éventuelle composante atmosphérique sur les interférogrammes en se basant sur l'allongement troposphérique de la station REUN.

Seule l'analyse en réseau, telle qu'elle est réalisée par l'IGS, de toutes les stations GPS permanentes déployées sur le Piton de la Fournaise pourrait permettre une quantification précise des délais troposphériques subis par les ondes radar en divers points du volcan. La disposition du réseau GPS permanent est même très favorable à l'obtention de cartes de délais troposphériques avec quantification des gradients verticaux et horizontaux entre la base du cône sommital et son sommet ou bien entre son flanc sud et son flanc nord. Cette information serait aussi utile pour améliorer la précision des mesures GPS qui sont effectuées.

2.3.4.5 Utilisation de données radio-spectrométriques

Récemment, l'intégration des données de radio-spectrométrie des instruments MODIS et MERIS a été proposée comme une alternative (Bennartz et Fisher, 2001 ; Munoz Sabater et al., 2004 ; Li et al., 2006 ; Froger et al., 2007). Une carte globale de la composante en vapeur d'eau de l'atmosphère peut être calculée à partir des données MODIS (résolution : 1x1 km) ou MERIS (290x260 m) avec des résolutions plus proches de celle de l'InSAR que ne l'est la résolution offerte par le réseau de stations GPS permanentes au Piton de la Fournaise par exemple.

L'utilisation des données MERIS combinées avec les données ASAR semble judicieuse puisque ces deux instruments sont embarqués à bord du satellite ENVISAT. Les images MERIS sont acquises simultanément aux données ASAR et on peut donc, en théorie, produire une carte de délais atmosphériques sur la même zone et à la même heure que nos interférogrammes.

Toutefois, cette approche présente aussi ses limites. Les modes « Fine Resolution » de MERIS et « Image Mode » de ASAR sont des données à flux important et ne peuvent être acquis simultanément que lorsque ENVISAT est illuminé par une station de réception européenne ou lorsque le satellite relais ARTEMIS est disponible ; les acquisitions sur le Piton de la Fournaise peuvent bénéficier de ce relais en attendant qu'une station de réception soit construite sur l'île de La Réunion. Une seconde limite tient au fait que la vapeur d'eau intégrée sur la colonne d'atmosphère peut seulement être évaluée par MERIS de jour et sur des surfaces libres de tout couvert nuageux. Or, les images ASAR en passe ascendante sont acquises de nuit sur le Piton de la Fournaise (~18h45 UTC ⇔ ~22h45 Réunion). Les données MERIS ne permettent donc pas de contraindre le contenu en vapeur d'eau et de corriger l'éventuelle composante atmosphérique présente sur les interférogrammes acquis en passe ascendante.

De plus, même pour les acquisitions de jour correspondant aux passes descendantes du satellite, les images MERIS sont presque toutes inexploitables à cause du fort couvert nuageux sur le Piton de la Fournaise (Fig. 2.38).

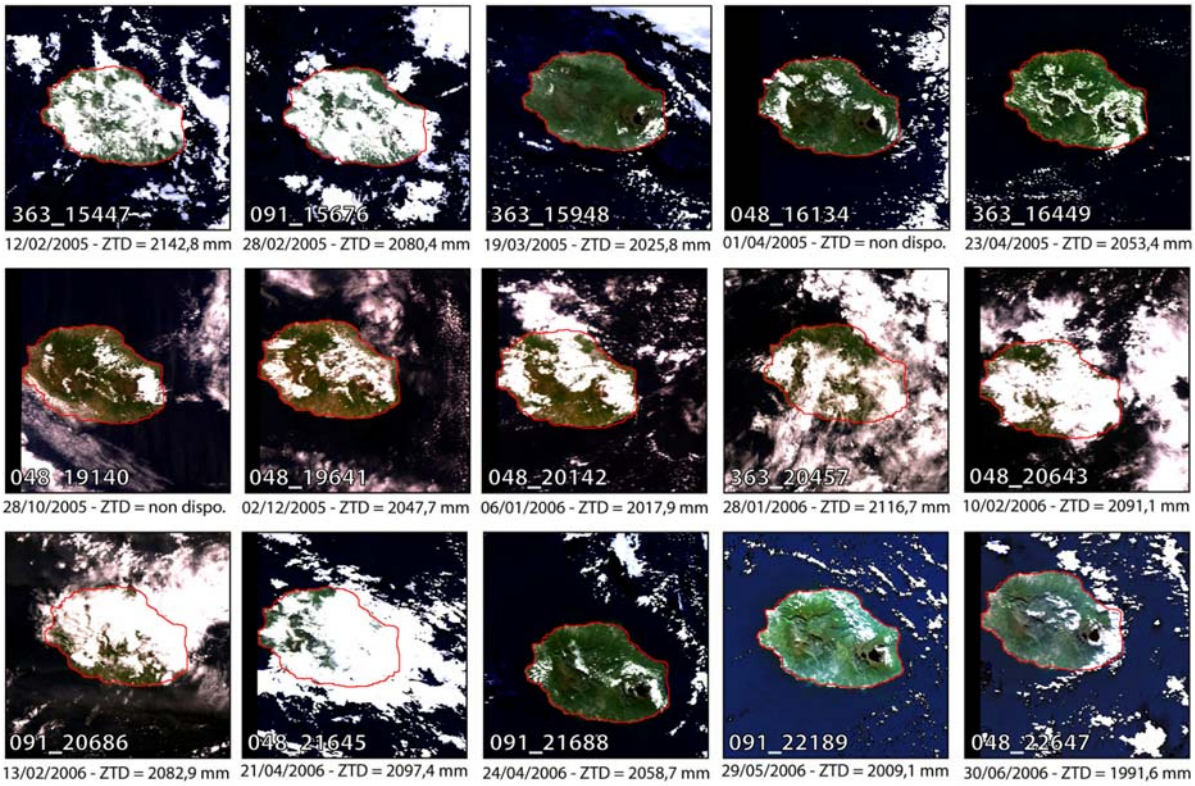


Fig. 2.38 – Couverture nuageuse sur l'île de la Réunion observée grâce aux données MERIS. La valeur du *ZTD* de la station GPS REUN est donnée à titre indicatif.

2.3.4.6 Corrélation phase / altitude

L'approche par exploitation de la corrélation entre la phase et l'altitude n'est valable que dans le cas d'une atmosphère horizontalement homogène à l'échelle de l'édifice, sans composante locale (Beauducel et al., 2000a). Cette composante atmosphérique homogène se traduit par un déphasage corrélé au relief (Delacourt et al., 1998).

Cette correction utilise les informations de phase et de cohérence des interférogrammes moyennées par tranches d'altitude.

Dans le cadre de ce travail, cette correction a été réalisée lorsqu'elle a été jugée nécessaire et lorsqu'elle a été possible (Fig. 2.39). En effet, la procédure nécessite d'utiliser les pixels cohérents de l'interférogramme et non soumis à des déplacements liés à l'activité volcanique ; ces zones non cohérentes ou en déplacements sont donc masquées. Dans le cas du Piton de la Fournaise, la cohérence depuis les Grandes Pentes jusqu'à l'Océan Indien n'est pas bonne

(cf. 2.3.3.1), les seules zones pouvant permettre une étude de la corrélation entre la phase et l'altitude pour cette partie de l'édifice sont les coulées de lave. Or les coulées de lave produisent elles-mêmes un signal de déplacements lié à leur mise en place, à leur refroidissement, à la compaction du substratum sous leur charge et aux résidus topographiques qu'elles peuvent créer.

Il n'est donc pas toujours possible de trouver suffisamment de pixels cohérents non affectés de déplacements co-éruptifs ou non affectés de déplacements liés à l'évolution des coulées de lave sur des tranches d'altitude suffisantes.

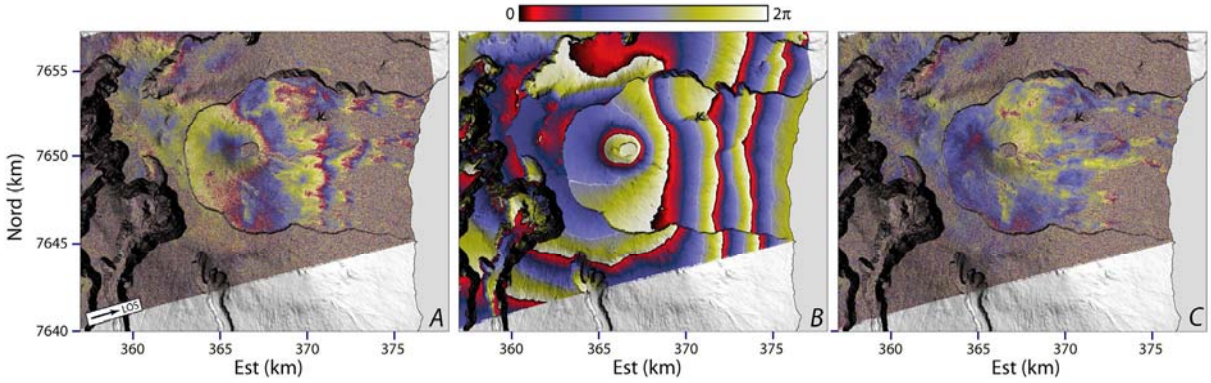


Fig. 2.39 – A : interférogramme initial. *B* : franges atmosphériques simulées.
C : interférogramme corrigé de la composante atmosphérique. Coordonnées UTM 40S (km).

2.3.4.7 Bilan dans le cas du Piton de la Fournaise

Il ne semble pas exister actuellement de solution efficace et pleinement opérationnelle qui puisse systématiquement être mise en œuvre dans le cas du Piton de la Fournaise afin de modéliser et de corriger la totalité de la composante atmosphérique sur les interférogrammes. Ponctuellement, il est possible d'exploiter la corrélation entre la phase et l'altitude pour modéliser et corriger la composante homogène (à l'échelle de l'édifice) de l'atmosphère. Une composante atmosphérique de plus courte longueur d'onde ne pourra être corrigée, mais le bruit qui lui est associé sera systématiquement quantifié et pris en compte lors de la modélisation des données interférométriques menée dans le chapitre 3 (cf. § 3.1.2.3).

2.3.5 Caractérisation des déplacements

Les données interférométriques ne peuvent être considérées comme utiles pour la surveillance de l'activité volcanique que si elles autorisent la caractérisation, avec suffisamment de précision, des déplacements du sol liés par exemple aux mouvements de magmas dans l'édifice ou aux déstabilisations de certaines zones.
La première difficulté pour assurer une caractérisation précise des déplacements vient de la nature intrinsèquement ambiguë de la mesure de phase (cf. 2.3.3.8 : bruit de déroulement). On s'affranchit assez facilement de cette difficulté en déroulant les interférogrammes selon la procédure décrite précédemment (cf. 2.1.1.5), ce qui permet d'obtenir une détermination absolue des changements de distance satellite-sol sur l'intervalle de temps couvert par l'interférogramme.
Une autre difficulté à la bonne caractérisation des déplacements imagés par l'InSAR provient de la superposition, au sein d'un même interférogramme, de déplacements d'origines diverses.

2.3.5.1 Subsidence des coulées de lave

Au Piton de la Fournaise, un signal net de déplacements est visible à l'emplacement des coulées de lave récentes (Fig. 2.40). Ces patterns de déplacements ne doivent pas être confondus avec les résidus topographiques induits par la mise en place de ces coulées de lave. La présence de tels signaux liés aux récentes coulées de lave pour des interférogrammes où l'Aa est élevée (> 100 m) nous assure que le signal est bien lié à la subsidence de la coulée et non pas à un artefact topographique.

Des déplacements similaires ont déjà été observés et décrits sur l'Etna ou sur les Galápagos (Murray, 1998 ; Briole et al., 1997 ; Amelung et al., 2000a ; Stevens et al., 2001). Ils sont le résultat de la contraction thermique et de la compaction des coulées de lave et de leur substratum ; le taux de subsidence est fonction à la fois de l'épaisseur de la coulée et du temps écoulé depuis sa mise en place (Stevens et al., 2001).

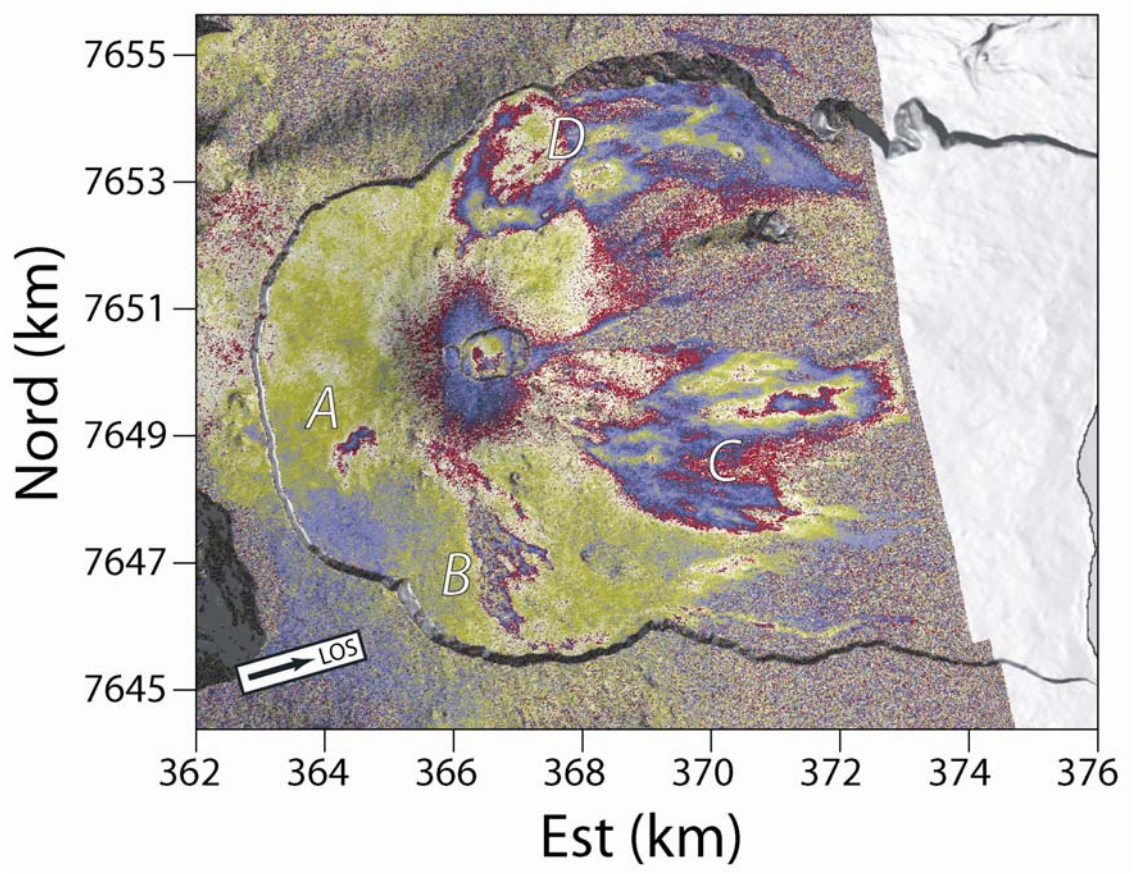


Fig. 2.40 – Signaux de coulées de lave sur le Piton de la Fournaise. A : coulée Hudson, 1998 ; B : coulée de septembre 2003, C : coulées de 1998 ; D : Coulée d'août 2003. Coordonnées UTM 40S (km).

Une fois leur mise en place terminée, on peut supposer que les mouvements horizontaux des coulées de lave sont négligeables par rapport aux mouvements verticaux. Nous avons pu déduire des taux de subsidence variant de 20 à 25 cm par an (20 cm LOS.an^{-1}) pour la coulée de Mai 2004 (taux évalué durant les 4 mois suivant sa mise en place) jusqu'à 35-40 cm/an (30 cm LOS.an^{-1}) pour la coulée d'Août 2004 (taux évalué durant les 6 mois suivant sa mise en place).

Les coulées de lave se mettent évidemment en place dans les mêmes zones de l'Enclos Fouqué que celles où se produisent les éruptions. L'évolution des coulées de lave après leur mise en place (subsidence par exemple) modifiera donc localement le motif des franges associé uniquement aux déplacements co-éruptifs (injection du dyke) ou inter-éruptifs. Dans la suite de notre étude, les coulées de lave sont systématiquement masquées afin de ne pas prendre en compte leur contribution dans les processus de modélisation des déplacements co- et inter-éruptifs.

2.3.5.2 Déplacements mesurés dans l'axe de visée du satellite

Comme évoqué succinctement dans le paragraphe 2.1.1.6, la difficulté pour une bonne caractérisation des déplacements vient du fait que les mesures InSAR fournissent une mesure des déplacements dans l'axe de visée du satellite (LOS). Sans contrainte supplémentaire, l'inversion d'un seul vecteur déplacement ne permet pas d'obtenir une caractérisation univoque de la source des déplacements. Une détermination plus précise des composantes de déplacements peut théoriquement être réalisée en combinant plusieurs interférogrammes acquis selon de multiples géométries de visée radar :

$$\Sigma_u = \sigma^2 \left[P^T P\right]^{-1} \qquad \text{(Wright et al., 2004)}$$

où σ est l'écart-type des erreurs commises sur chacune des composantes de déplacement et P la matrice des composantes des déplacements du sol vus selon différents angle d'incidence.

Avec ERS, la détermination des composantes Est-Ouest (*EW* pour East-West) et verticale (*UD* pour Up-Down) des déplacements peut être obtenue avec un degré de précision raisonnable en combinant des interférogrammes en passes ascendante et descendante, en supposant que la composante Nord-Sud (NS) des déplacements disparaît lorsqu'elle est projetée dans l'axe de visée du radar. Cette hypothèse est valide si les déplacements NS ne sont pas franchement supérieurs en magnitude aux composantes EW et UD du déplacement.

Avec ASAR-ENVISAT, une détermination plus satisfaisante des composantes tridimensionnelles des déplacements peut être réalisée à condition de disposer d'au moins trois interférogrammes indépendants acquis dans des géométries radar différentes ; on entend par « indépendants » des interférogrammes n'utilisant pas les mêmes images radar dans un même swath. En utilisant la méthode proposée par Wright et al. (2004), nous avons calculé le paramètre « Dilution de la Précision » (Dilution Of Precision, notée *DoP* dans la suite du manuscrit) pour les trois composantes des déplacements et pour différentes combinaisons de swaths de la base de données ASAR. Pour chaque cas combinant N interférogrammes ($2 \leq N \leq 10$), la meilleure et la moins bonne des combinaisons est reportée dans le tableau 2.17. Plus la valeur de *DoP* est faible, meilleure est la caractérisation du champ de déplacements. L'utilisation de deux interférogrammes ne permet pas de caractériser la composante NS des déplacements ; les valeurs de *DoP* obtenues avec seulement deux interférogrammes ne sont pas directement comparables aux autres cas. Une étude critique de

l'apport de ces multiples angles de visée permis par ASAR-ENVISAT pour l'inversion des données sera réalisée dans la partie 3.1.3.

Les relations de projection des déplacements du sol vus dans l'axe de visée du satellite ainsi que les coefficients de projection propres à chaque swath d'ASAR-ENVISAT, dans le cas du Piton de la Fournaise, sont détaillés dans l'Annexe V.

Nombre de swaths	Swaths												ε_x	ε_y	ε_z	DoP
	A2a	A2b	A3	A4	A5	A7	D2	D3	D4	D5	D6	D7				
2*					•							•	1, 09		0,94	1,45
		•					•						*1,95*		*0,76*	*2,09*
3		•				•						•	1,07	12,12	2,05	12,34
		•									•	•	*11,89*	*127,26*	*15,11*	*128,70*
4		•				•	•					•	0,93	10,17	1,49	10,32
		•								•	•	•	*5,35*	*59,52*	*6,90*	*60,16*
5		•				•	•				•	•	0,84	9,71	1,48	9,86
	•		•							•	•	•	*3,19*	*35,65*	*4,00*	*36,02*
6		•			•	•	•				•	•	0,72	9,25	1,47	9,39
			•	•	•					•	•	•	*0,87*	*25,26*	*4,28*	*25,63*
7	•	•			•	•	•				•	•	0,70	8,88	1,35	9,01
	•	•	•						•	•	•	•	*1,33*	*20,34*	*2,71*	*20,56*
8	•	•			•	•	•	•			•	•	0,66	8,65	1,27	8,77
	•	•	•					•	•	•	•	•	*1,08*	*16,46*	*2,12*	*16,62*
9	•	•		•	•	•	•	•			•	•	0,62	8,58	1,27	8,69
	•	•	•	•				•	•	•	•	•	*0,80*	*13,34*	*1,84*	*13,49*
10	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	0,58	8,50	1,27	8,62
	•		•	•	•	•		•	•	•	•	•	0,56	11,27	1,78	11,42
11	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	0,56	8,49	1,25	8,60
	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	0,60	9,70	1,36	9,81
12	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	0,54	8,48	1,24	8,59

Tab. 2.17 – Dilution de Précision (DoP) pour diverses combinaisons de swaths disponibles sur le Piton de la Fournaise. *A* pour les passes ascendantes et *D* pour les passes descendantes. A2a : swath 2 ascendant – track 084 ; A2b : swath 2 ascendant – track 313. ε_x, ε_y et ε_z sont respectivement les DoP selon les composantes EW, NS et UD. Les lignes claires correspondent aux combinaisons de swaths les plus favorables (DoP faible) et les lignes grisées correspondent aux cas les moins favorables. Le cas à deux interférogrammes (2*) n'est pas directement comparable aux autres cas puisque seules les composantes EW et UD peuvent être estimées.

Cette étude permet de déduire des informations importantes concernant la combinaison des swaths pour la caractérisation précise des déplacements du sol :

1) L'utilisation de trois interférogrammes indépendants permet d'estimer la composante NS des déplacements, ce que ne permettait pas le système ERS par exemple, mais l'utilisation d'interférogrammes dont les angles de visée sont bien distribués est un paramètre important. Cependant, même dans le meilleur des cas, la DoP sur la composante NS est de 12,12, valeur trop élevée pour parler d'une contrainte précise de cette composante.
Conjointement à la prise en compte d'un interférogramme ascendant (quel que soit son angle de visée), l'utilisation de deux interférogrammes descendants en swaths 2 (~23°) et 7 (~44°) conduit à une DoP raisonnable de 13,76 avec une dilution de la précision de 13,55 sur la composante NS (ε_y) , alors que l'utilisation de deux interférogrammes descendants en swaths 6 (~41°) et 7 ne permet pas une contrainte suffisante des déplacements NS (ε_y = 127,26) résultant en une DoP globale de 128,70.

2) Dans tous les cas, la précision de la composante NS des déplacements est d'un ordre de grandeur moins bonne que la précision sur les composantes EW et UD des déplacements. Ceci est dû au principe même de l'acquisition radar avec un sens de défilement quasiment orienté Nord-Sud associé à une visée orthogonale à cette trajectoire.

3) L'utilisation de plus de trois interférogrammes pour la caractérisation des déplacements n'est pas plus précise si les interférogrammes en passe ascendante et en passe descendante ne sont pas également répartis dans les deux passes. En effet, la dilution de précision obtenue dans le cas de l'utilisation de trois interférogrammes (A5,D2 et D7) est de 13,76 ; dans le cas de l'utilisation de cinq interférogrammes, dont quatre sont en géométrie descendante (A2,D4,D5,D6 et D7), la dilution de la précision atteint 36,02, ce qui est moins bon.

4) Même en utilisant un même nombre d'interférogrammes acquis en passe ascendante et descendante, si les angles de visée sont trop proches, la précision ne sera pas meilleure que dans un cas simple à trois interférogrammes idéalement répartis. En considérant toujours le cas des trois interférogrammes A5,D2 et D7, on s'aperçoit que la dilution de la précision sur les déplacements est plus faible (DoP = 13,76) que pour l'utilisation de trois interférogrammes ascendant A3,A4 et A5 (~31° $\leq \theta \leq$ ~39°) conjointement à trois

interférogrammes descendants D5,D6 et D7 (~37° ≤ θ ≤ ~44°) où la dilution de précision est de 25,63.

Il est toutefois important de noter que la DoP évalue seulement l'effet de la géométrie d'acquisition sur la précision des composantes de déplacements. Comme évoqué précédemment, de nombreux facteurs contribuent à dégrader la précision des mesures de déplacements par interférométrie radar : décorrélations géométriques (raccourcissement-recouvrement) ou temporelle, erreurs de déroulement, résidus orbitaux et topographiques, effets atmosphériques. Comme ces facteurs affectent différemment chaque interférogramme, l'utilisation de tous les interférogrammes disponibles couvrant une éruption donnée sera toujours préférable et contribuera à mieux contraindre les sources lors des inversions.

2.3.6 Vers un suivi en quasi temps réel de l'activité volcanique

L'utilisation de toute donnée au sein d'un observatoire volcanologique nécessite que celle-ci soit acquise et traitée dans des conditions aussi proches que possible du temps réel. Dans le cas de l'interférométrie radar, le facteur principal limitant l'accès au temps réel est l'intervalle de temps lié au cycle orbital fixe pour un satellite donné (35 jours dans le cas d'ASAR-ENVISAT). Comme il n'est pas possible de réduire cet intervalle d'échantillonnage, les autres sources de délais doivent donc être réduites autant que possible

2.3.6.1 Délai de planification de l'acquisition des données

Ce délai, pour l'instrument ASAR, est déterminé par les planificateurs de mission travaillant au Flight Operations Segment de l'ESA. Ces derniers doivent composer avec d'importantes contraintes du système telles que le temps instrumental disponible par orbite, le nombre et la durée de segments à haute résolution possibles par orbite, les temps de transition pour changer de géométrie radar entre deux acquisitions, les conflits éventuels entre les demandes de divers utilisateurs, etc. Le temps nécessaire est de 10 jours ouvrés avant la date d'acquisition, cependant une programmation en urgence peut-être effectuée de façon exceptionnelle et ponctuelle dans un délai de 2 jours précédant l'acquisition.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, l'expérience montre que ces délais sont suffisamment courts pour permettre une relative flexibilité dans la stratégie d'acquisition des données. En effet, l'activité récente au Piton de la Fournaise est toujours caractérisée par un accroissement de la sismicité dans les semaines et les mois qui précèdent les éruptions. Dès lors que cette augmentation est détectée et confirmée, il reste suffisamment de temps pour augmenter le nombre d'acquisitions avant le début d'une nouvelle crise éruptive. C'est ce qui a été fait par exemple pour l'éruption de Juillet 2006 : l'OVPF a averti d'un accroissement de la sismicité le 3 juillet ; le même jour des acquisitions complémentaires sur le Piton de la Fournaise ont été requises auprès de l'ESA afin de densifier les acquisitions déjà planifiées. Le 20 juillet, l'éruption débutait.

2.3.6.2 Délai de mise à disposition des données

Le délai moyen entre l'acquisition de l'image radar et sa mise à disposition par l'ESA-ESRIN est de 20 jours. Ce délai correspond au temps requis pour le traitement des données, dans le cas présent la synthèse des données brutes pour former une image single look complex – format où chaque pixel de l'image est un nombre complexe comprenant une information d'amplitude et une information de phase, cf. § 2.1.1.2 – la copie sur un média de type DVD et son envoi par courrier postal. Dans un avenir proche, l'ESA prévoit de généraliser l'accès aux données ASAR via un site ftp afin de réduire significativement ce délai de mise à disposition.

Cependant, lors des éruptions de Février 2005 et d'Avril 2007, une demande a été formulée pour bénéficier de la mise à disposition en urgence des données via le site ftp. Concrètement, les données ASAR synthétisées ont été récupérées moins de 3 heures après leur acquisition et grâce à l'utilisation de notre chaîne de traitements automatisés, de nombreux interférogrammes enregistrant les déplacements de l'éruption en-cours ont été produits en l'espace de quelques dizaines de minutes seulement.
Cette procédure constitue, à ce jour, le seul exemple au monde d'une surveillance en quasi temps réel d'une activité éruptive en cours par interférométrie radar. Elle démontre la pleine faisabilité d'une surveillance en quasi temps réel de l'activité volcanique, notamment au Piton de la Fournaise.

Une limitation existe cependant, concernant la précision des orbites disponibles lors de ces procédures en quasi temps réel. Les orbites précises DORIS (cf. 2.3.3.6) ne sont disponibles

sur le site web de l'ESA que 30 jours après l'acquisition de l'image radar. Dans le cas d'une procédure en temps réel, les orbites utilisées pour calculer les interférogrammes sont donc les orbites préliminaires fournies dans les en-têtes des images ASAR, ce qui permet d'obtenir une version préliminaire des interférogrammes. Ceux-ci sont recalculés par la suite lorsque les orbites DORIS sont disponibles.

Néanmoins, à l'échelle du Piton de la Fournaise, nous n'avons observé aucune différence notable entre les interférogrammes calculés avec des orbites préliminaires et ceux calculés avec des orbites précises.

2.3.6.3 Délai de production des interférogrammes

Avec l'augmentation des performances des ordinateurs ces dernières années, la durée de calcul des interférogrammes n'est plus un facteur critique et limitant. Par exemple, l'exécution complète de la chaîne de traitements automatisés depuis la réception d'une nouvelle scène ASAR jusqu'à la synchronisation du site web et la notification auprès des divers partenaires (et de l'OVPF en particulier) de l'existence de nouveaux interférogrammes, prend environ 30 minutes.
Les interférogrammes transmis aux divers partenaires, et notamment à l'OVPF, ont pour seul but une analyse au premier ordre des déplacements liés à une potentielle activité volcanique. Ils ne sont donc pas corrigés des éventuelles contributions non désirées (atmosphère notamment) et ne permettent pas une quantification très précise des phénomènes. Les procédures permettant d'obtenir une donnée interférométrique précise et utilisable pour la modélisation (déroulement des phases, corrections atmosphériques, etc.) demeurent délicates à effectuer de façon automatisée puisqu'elles nécessitent une paramétrisation au cas par cas.

2.3.7 Conclusion

Les données ASAR-ENVISAT acquises sur le Piton de la Fournaise depuis mi-2003 constituent un exemple unique à ce jour de suivi en continu de l'activité volcanique par interférométrie radar. À ce titre, on peut considérer que l'InSAR est en passe de devenir un outil de surveillance opérationnel de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise ; cette

étude montre aussi la possibilité d'effectuer cette surveillance en quasi temps réel (3 à 4 heures de délai) dans l'état actuel du système.

A condition de planifier leur acquisition, les données ASAR sont presque toujours disponibles sur l'île de La Réunion grâce à sa situation géographique favorable (isolée dans l'Océan Indien) qui évite les conflits de programmation entre différents utilisateurs. Les données radar sont acquises avec une fréquence permettant de calculer jusqu'à douze interférogrammes sur une période de 35 jours, soit une fréquence de 1 interférogramme tous les 2,9 jours en moyenne. Dans la pratique, un même événement éruptif est imagé en moyenne par 4 à 5 interférogrammes dans des géométries différentes mais complémentaires ce qui assure une caractérisation précise du champ de déplacements.

Les données InSAR procurent un enregistrement exceptionnel des déplacements, puisque l'enregistrement est continu spatialement à l'échelle de l'édifice entier ce qui représente plusieurs centaines de km^2 et que la résolution horizontale est d'une vingtaine de mètres seulement. La précision des déplacements mesurés est infra-centimétrique.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, la bonne stabilité des propriétés de rétrodiffusion du sol assure l'obtention d'un signal cohérent sur de longues périodes de temps dans les zones-clés de l'édifice : Enclos Fouqué et cône sommital notamment. Cette stabilité permet le suivi d'événements de faibles amplitudes avec des périodes caractéristiques de plusieurs semaines voire de plusieurs mois comme les signaux associés aux phases de remplissage et de vidange d'un réservoir magmatique.

Il existe déjà une possibilité d'effectuer la surveillance de l'édifice volcanique en quasi temps réel en bénéficiant de la mise à disposition rapide des données ASAR via un serveur ftp de l'Agence Spatiale Européenne. Cette mise à disposition rapide n'est cependant pas généralisée à tous les utilisateurs et pour toutes les acquisitions à ce jour. Néanmoins, grâce à la mise à disposition accélérée des scènes radar, il est possible de calculer les interférogrammes et d'avoir une caractérisation préliminaire du champ de déplacements en 3 à 4 heures seulement après que le satellite ait réalisé une acquisition sur l'île de la Réunion.
Ce délai pourra encore être raccourci dans un avenir proche avec la construction d'une station de réception sur l'île de La Réunion et la transmission directe des données d'ENVISAT vers cette station.

Le système actuel présente malgré tout certaines limites. La cohérence n'est pas bonne dans les zones à fort couvert végétal, notamment dans la zone des Grandes Pentes, du Grand Brûlé et sur le pourtour hors-Enclos. Cette faible cohérence est liée à l'utilisation de la bande C par le radar pour imager le sol ; la longueur d'onde associée (λ = 5,6 cm) est proche des dimensions caractéristiques de la végétation si bien que le signal radar est réfléchi par le feuillage. Le feuillage est une cible mobile pour laquelle les propriétés de rétrodiffusion sont instables. Une autre limitation liée à la faible longueur d'onde de la bande C est l'aliasing spatial qui se produit lorsque les gradients de déplacements sont trop importants par rapport à la taille des pixels radar. D'une façon générale, les gradients de déplacements à proximité des fissures éruptives sont souvent trop importants pour être correctement enregistrés. La perte de signal dans ces zones est aussi liée aux changements de nature et de géométrie du sol modifiant les propriétés de rétrodiffusion des cibles élémentaires contenues dans chaque pixel radar.

Enfin, l'éventuelle composante atmosphérique est peu contrainte au Piton de la Fournaise. Les données permettant de caractériser l'atmosphère sont éparses et insuffisantes :

- les données MERIS montrent un fort couvert nuageux sur le Piton de la Fournaise empêchant leur utilisation systématique ;
- les délais troposphériques ZTD calculés pour la station GPS REUN, située à l'Observatoire à 15 km du sommet, ne permettent pas d'estimer les délais troposphériques sur le Piton de la Fournaise ;
- les récepteurs du réseau GPS permanents ne sont pas couplés avec des stations météorologiques qui permettraient une caractérisation de l'atmosphère ;
- ces mêmes stations GPS ne font pas l'objet d'un traitement en réseau et les gradients horizontaux et verticaux d'allongements troposphériques ne peuvent être calculés.

Seule l'exploitation de la relation phase / altitude permet actuellement une correction de la composante atmosphérique homogène à l'échelle de l'édifice. L'éventuelle composante atmosphérique de courte longueur d'onde doit être implicitement prise en compte lorsque des modélisations basées de ces données interférométriques sont entreprises.
L'extension du réseau GPS permanent et l'analyse en réseau permettra certainement une bonne caractérisation des effets troposphérique sur le Piton de la Fournaise.

2.3.8 Perspectives

Bien que l'utilisation d'ASAR-ENVISAT permette d'ores et déjà un suivi presque opérationnel de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise, il est possible de compléter ces données par celles des nouveaux satellites-imageurs radar récemment mis sur orbite ou en cours de déploiement. Les possibilités offertes par PALSAR-ALOS, RADARSAT-2, TerraSAR-X et Cosmo-Skymed permettront de s'affranchir des principales limitations du système actuel et conduiront à une meilleure caractérisation et à un meilleur suivi de l'activité éruptive.

La fréquence de réitération des données en combinant tous les satellites et tous les modes d'acquisition possibles (passes ascendante et descendante, angles de visée) sera de l'ordre de 1,5 jours, soit une valeur inférieure à la fréquence de réitération théorique de 2,5 jours actuellement et de 10,34 jours effectifs pour la base de données ASAR-ENVISAT sur le Piton de la Fournaise.

L'utilisation des visées gauche et droite de RADARSAT-2 permettra une meilleure contrainte sur la composante NS des déplacements.
De façon générale, l'utilisation de plus de géométries d'acquisition permettra d'améliorer la précision sur les composantes de déplacements (DoP, cf. 2.3.5.2).
La bande L (λ = 23 cm) d'ALOS permettra d'imager les déplacements dans les zones à fort couvert végétal.
La combinaison des bandes X de TerraSAR et de Cosmo-Skymed, L d'ALOS et C des autres satellites permettra une meilleure sensibilité en fonction des gradients de déplacements. Avec la bande L d'ALOS, les forts gradients de déplacements (comme en janvier 2004 ou avril 2007) seront nettement mieux imagés.

Enfin, l'utilisation des données Cosmo-Skymed permettra d'effectuer une mise à jour régulière du MNT. Cette jouvence du MNT permettra de réduire les résidus topographiques liés à la mise en place de nouvelles coulées de lave où à l'édification de cônes lors des éruptions ; elle permettra aussi une mise à jour du MNT lors d'événements de plus grande ampleur comme l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007.

2.4 Déplacements du sol au Piton de la Fournaise – Août 2003 à Avril 2007

Une présentation des données InSAR et GPS disponibles a déjà été effectuée dans la partie 2.2 de ce mémoire. Nous nous proposons ici de détailler les déplacements observés par ces deux outils géodésiques en faisant le lien avec l'activité éruptive et inter-éruptive au Piton de la Fournaise pour la période allant d'août 2003 à avril 2007.
Afin de faciliter la compréhension de cette partie, les figures 2.09 et 2.10 présentant quelques-uns des interférogrammes ayant enregistré les déplacements co- et inter-éruptifs ainsi que les figures 2.12 et 2.19 présentant les déplacements co- et inter-éruptifs enregistrés par les réseaux de GPS seront reproduites ici.

2.4.1 Déplacements du sol enregistrés par interférométrie radar

2.4.1.1 Déplacements co-éruptifs

Quatorze éruptions, imagées par 64 interférogrammes, sont survenues au Piton de la Fournaise entre août 2003 et avril 2007. La figure 2.41 (pages suivantes) présente un interférogramme représentatif pour chacune de ces éruptions, les autres interférogrammes couvrant ces éruptions se trouvent en Annexe I.

Localisation des fissures éruptives

La distribution des fissures éruptives le long des zones préférentielles d'injections, ou rift-zones (Fig. 2.42), montrent deux tendances à grande échelle : des fissures localisées sur le cône central et des fissures situées à plusieurs kilomètres de la zone centrale, à proximité des Remparts de l'Enclos Fouqué.

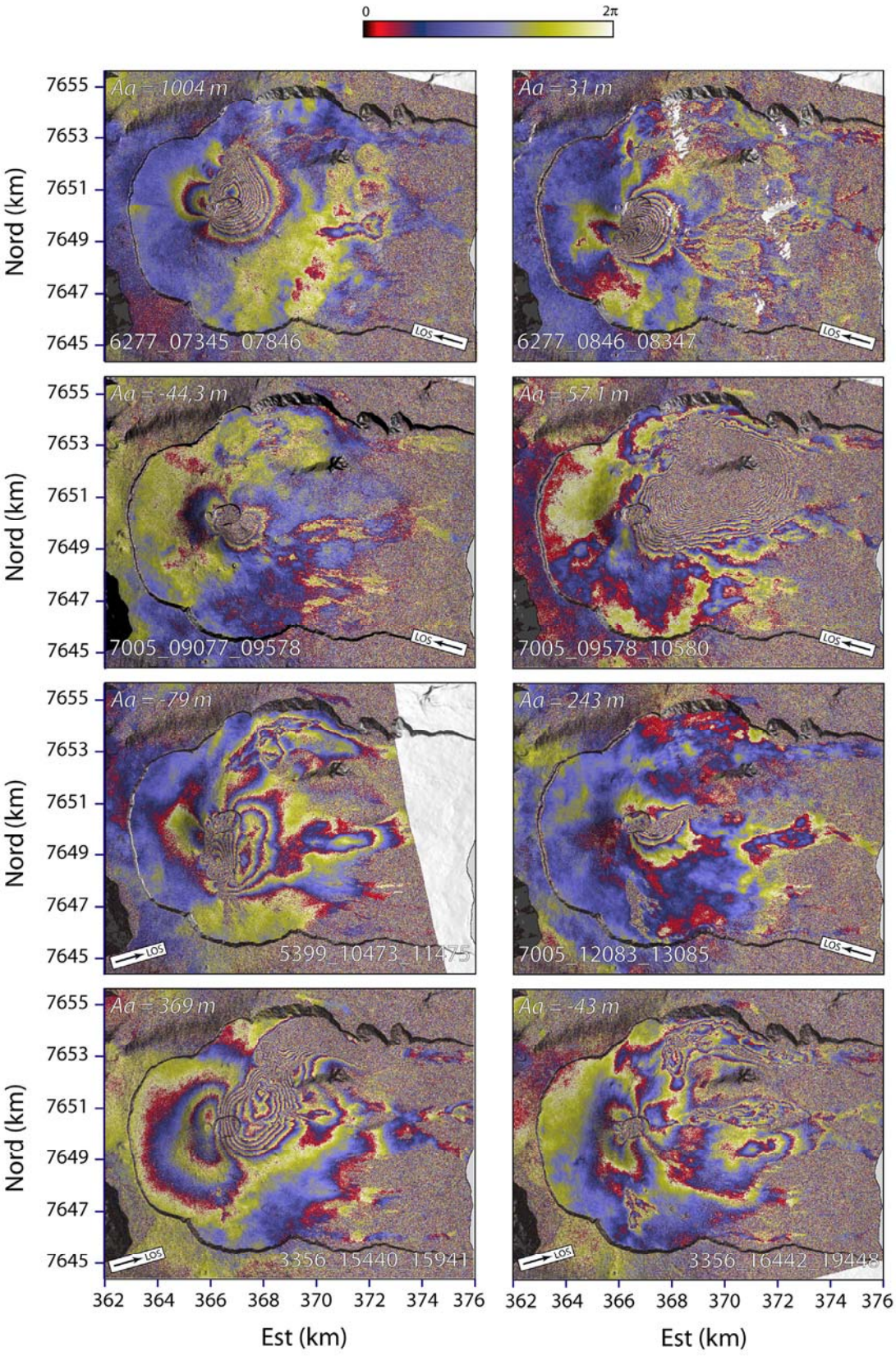


Fig. 2.41 - Exemple d'un interférogramme représentatif pour chacune des éruptions. De gauche à droite et de haut en bas (éruptions) : août 2003, septembre 2003, décembre 2003, janvier 2004, mai 2004, août 2004, février 2005 et octobre 2005. Coordonnées UTM 40S (km).

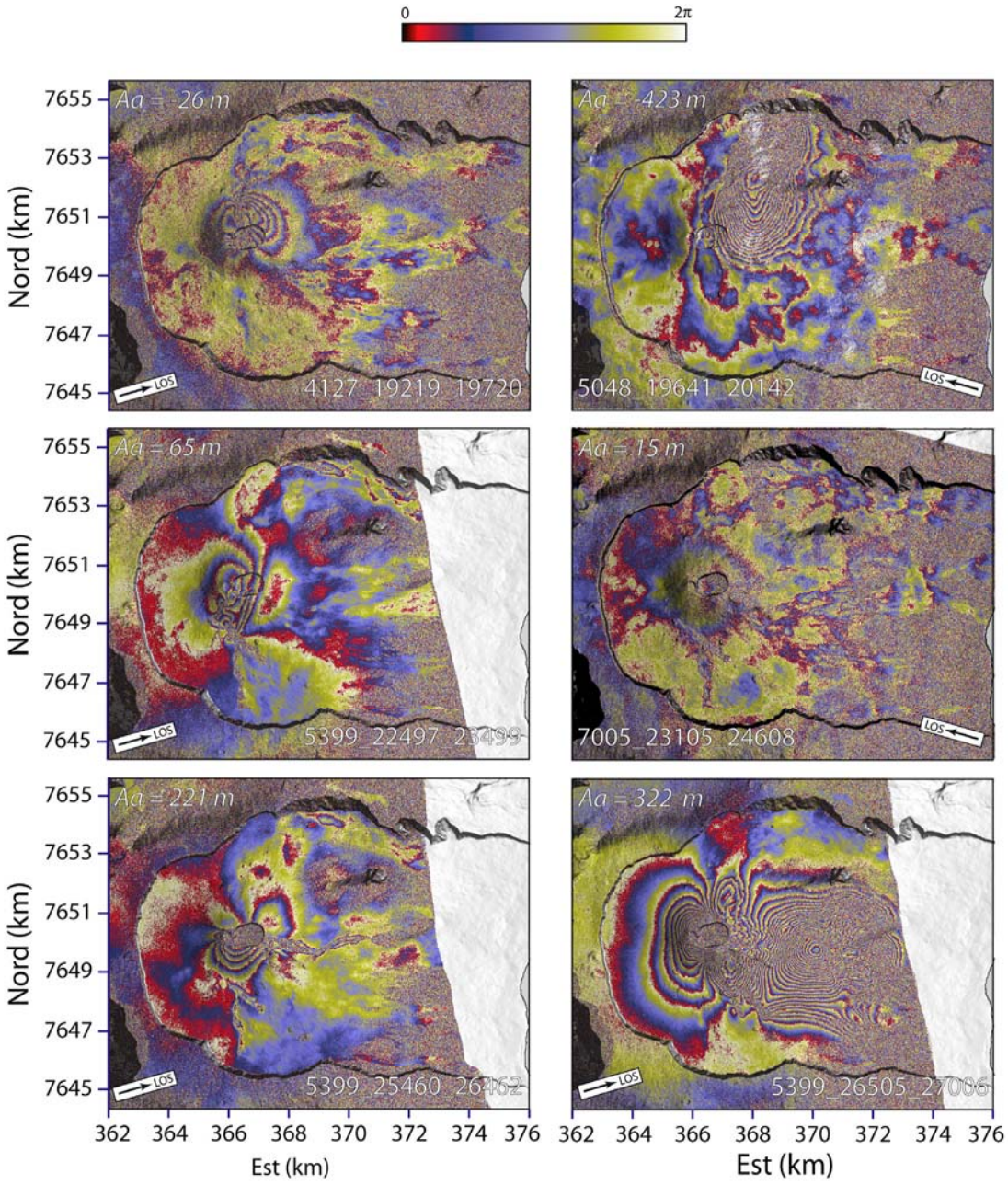


Fig. 2.41 (suite) - Exemple d'un interférogramme représentatif pour chacune des éruptions. De gauche à droite et de haut en bas (éruptions) : novembre 2005, décembre 2005, juillet 2006, août 2006, février 2007 et avril 2007. Coordonnées UTM 40S (km)

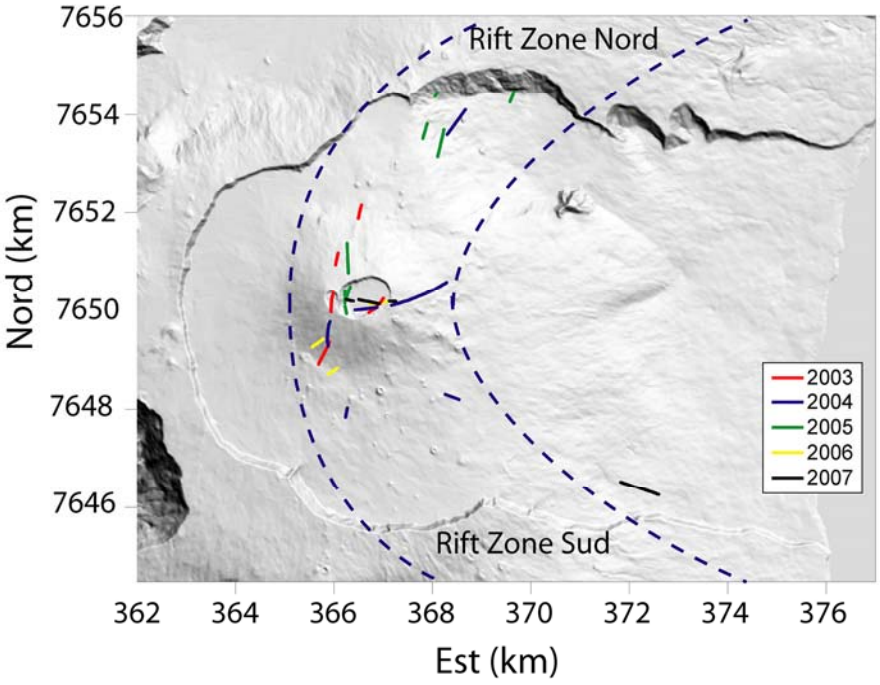


Fig. 2.42 – Localisation des fissures éruptives au Piton de la Fournaise de 2003 à 2007 (source OVPF).

Une vue plus détaillée sur la partie centrale montre deux distributions au sein des fissures éruptives (Fig. 2.43) :

- des fissures réparties sur les flancs du cône sommital avec des orientations globalement Nord-Sud (août 2003, septembre 2003, mai 2004, novembre 2005, juillet 2006) et plus rarement Est-Ouest (août 2004).
- des fissures restreintes au seul cratère Dolomieu selon un axe Est-Ouest (décembre 2003, août 2006, février 2007) ou Nord-Sud (octobre 2005).

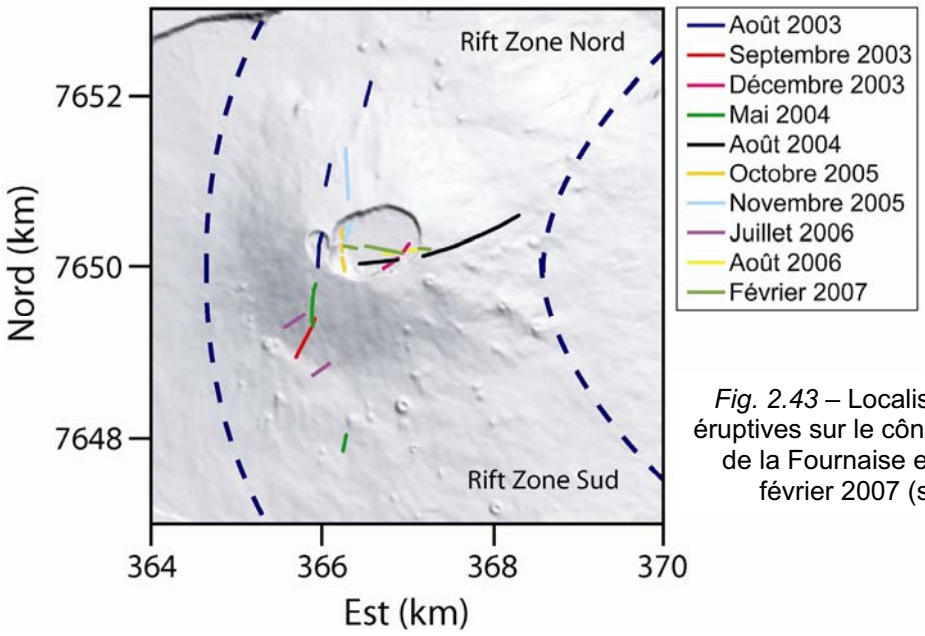


Fig. 2.43 – Localisation des fissures éruptives sur le cône sommital du Piton de la Fournaise entre août 2003 et février 2007 (source OVPF).

Déplacements mesurés par interférométrie radar

Il semble exister deux groupes de déplacements co-éruptifs dont les motifs de franges sont à relier à la localisation des fissures éruptives (Fig. 2.41, Fig. 2.42, Fig. 2.43 et Annexe I) :

1) Des déplacements asymétriques de part et d'autres des fissures éruptives. Lorsque celles-ci sont orientées globalement Nord-Sud, on observe une faible composante de déplacements à l'Ouest des fissures (en éloignement du satellite en passe ascendante et en rapprochement en passe descendante) et une composante plus importante à l'Est (en éloignement en passe ascendante et en rapprochement en passe descendante). C'est le cas pour les éruptions d'août 2003, septembre 2003, mai 2004, octobre 2005, novembre 2005 et juillet 2006.
De la même façon, une asymétrie du motif des franges est visible pour les éruptions dont les fissures sont orientées selon un axe Est-Ouest. Dans ce cas, la majeure partie des déplacements se fait en rapprochement du satellite au Sud des fissures éruptives ; la partie au Nord des fissures est en faible éloignement du satellite. C'est le cas des éruptions de décembre 2003, août 2004 et février 2007. Les déplacements dans ce cas sont de plus faibles amplitudes certainement à cause de la faible sensibilité du dispositif InSAR aux déplacements selon l'axe Nord-Sud. Dans tous les cas, les déplacements co-éruptifs n'affectent que le cône sommital du Piton de la Fournaise.

2) Des déplacements qui affectent une superficie importante de l'édifice volcanique, s'étendant depuis le cône central jusqu'à la Plaine des Osmondes, les Grandes Pentes et s'interrompant sur le Rempart nord de l'Enclos Fouqué. Par ailleurs, on ne note pas d'asymétrie aussi marquée de la forme des franges de part et d'autre des fissures éruptives localisées dans la Plaine des Osmondes ; la cohérence est toutefois très faible dans ces zones. C'est le cas des éruptions de janvier 2004, février 2005 et décembre 2005.

Les déplacements associés à l'éruption d'avril 2007 ne s'inscrivent dans aucun des groupes évoqués ci-dessus. Leur description sera faite dans une section ultérieure de ce sous-chapitre.

Description quantitative

Une approche quantitative des motifs de franges associés aux déplacements co-éruptifs peut être réalisée en mesurant les gradients de déplacements et la superficie du volcan affectée par ces déplacements. Les gradients de déplacements sont évalués à partir des interférogrammes dont les phases ont été déroulées (cf. 2.1.1.5). Afin de faciliter la compréhension de ces gradients, l'unité de cm LOS par kilomètre (abrégée en cm LOS.km^{-1}) a été retenue. Il faut rappeler qu'une frange interférométrique correspond à un déplacement de 2,83 cm LOS. Les valeurs reportées dans le tableau 2.18 prennent en compte l'ensemble des données InSAR disponibles couvrant chacune des éruptions et pas seulement les interférogrammes représentés sur la figure 2.41.

Eruption	Gradient minimum (cm LOS.km^{-1})	Gradient maximum (cm LOS.km^{-1})	Superficie du volcan affectée par les déplacements (km^2)
Août 2003	12,4	35,1	13,6
Septembre 2003	13,0	36,3	10,4
Décembre 2003	19,7	19,7	7,07
Janvier 2004	21,1	> 66,2	27,6
Mai 2004	14,2	34,1	9,40
Août 2004	13,8	27,0	9,75
Février 2005	15,4	> 25,0	18,4
Octobre 2005	4,2	6,8	14,1
Novembre 2005	21,1	45,3	14,8
Décembre 2005	48,1	> 55,3	27,3
Juillet 2006	12,0	33,4	11,9
Août 2006	1,8	6,4	< 1,0
Février 2007	1,6	13,2	8,01
Avril 2007	16,8	28,2	> 40

Tab. 2.18 – Gradients minimum et maximum de déplacements observés sur les interférogrammes pour les différentes éruptions. Superficie du volcan affectée par les déplacements co-éruptifs. Les lignes grisées indiquent les éruptions du groupe 2 (voir texte pour explications) pour lesquelles les gradients maximum ne peuvent être évalués en totalité à cause de l'aliasing des données.

À partir des données du tableau 2.18, il est possible d'effectuer un classement des éruptions en deux groupes. On peut distinguer les éruptions ayant affecté une superficie importante de l'édifice (18 à 27 km²) : janvier 2004, février 2005 et décembre 2005, et pour lesquelles les

gradients maximum de déplacements sont plus élevés (sauf février 2005 à cause d'une perte de cohérence due à l'aliasing qui empêche une quantification plus précise du gradient de déplacements maximal). Le reste des éruptions constitue l'autre groupe, les gradients de déplacements y sont plus faibles et les éruptions ont affecté l'édifice volcanique sur une superficie plus restreinte. C'est le même classement que celui proposé précédemment et basé sur la forme des franges observées.

Autres données sur les éruptions

D'autres données, concernant certaines caractéristiques des éruptions, nous ont été fournies en partie par l'OVPF (Tab. 2.19) et par l'étude des interférogrammes (surface couverte par les coulées de lave par exemple).

A partir de ces données, il est possible de faire une distinction entre les éruptions sommitales et les éruptions latérales distales, ce dernier terme reprenant en partie le groupement des diverses éruptions proposé par Peltier (2007b).
Les éruptions latérales distales sont situées à plus faible altitude que les éruptions sommitales.
Les durées des crises sismiques pré-éruptives pour les éruptions sommitales sont de l'ordre de l'heure alors qu'elles peuvent atteindre presque 2 jours pour les éruptions latérales distales, comme en janvier 2004.
On notera l'absence de sismicité pré-éruptive lors de l'éruption d'août 2006.

Une information purement qualitative peut aussi être déduite de la simple observation des interférogrammes (Fig. 2.41) : il s'agit de l'étendue de la zone du volcan affectée par les déplacements. Les éruptions latérales distales affectent une partie plus importante de l'édifice que ne le font les éruptions sommitales.

Début éruption	Fin éruption	Durée (jours)	Durée inter-éruptive[a] (jours)	Localisation	Altitude (m)	Coulées de lave				Durée sismicité pré-éruptive (min)
						Surface couverte (km^2)	Volume émis (Mm^3)	Epaisseur moyenne (m)	Taux moyen d'émission ($m^3.s^{-1}$)	
22/08/2003	27/08/2003	6	46	Bory, Flanc N, Piton Kapor	2590 – 2140	1,6	6,2	3,9	12,0	50
30/09/2003	01/10/2003	0,5	34	Flanc SW	2330 – 2200	0,5	1,0	3,3	23,1	65
07/12/2003	25/12/2003	18,2	36	Dolomieu (SE)	2475	0,3	1,2	6,0	0,8	66
08/01/2004	10/01/2004	1,4	14	Plaine des Osmondes	1500	0,5	1,9	3,8	15,7	2455
02/05/2004	18/05/2004	16	113	Flanc S, Château Fort	2525 – 2000	3,9	16	4,1	12,2	33
12/08/2004	16/10/2004	64	86	Dolomieu, Flanc E	2540 – 1900	5,0	20	4,9	3,6	25
17/02/2005	26/02/2005	8	124	Plaine des Osmondes, Trou de Sable, Trou Caron	1650 – 500	4,7	19	3,8	23,1	170
04/10/2005	17/10/2005	14	220	Dolomieu (W et SW)	2490	0,6	1,5	?	1,7	55
29/11/2005	29/11/2005	0,4	43	Dolomieu (W), Flanc N	2490 – 2350	0,9	1,0	?	11,6	26
26/12/2005	18/01/2006	23	27	Flanc N, Plaine des Osmondes	2025 – 1600	3,6	17	?	10,1	130
20/07/2006	14/08/2006	25	183	Flanc S	2300 – 2150	1,0	3,0	?	0,9	102
30/08/2006	01/01/2007	124	16	Dolomieu (E et SE)	2500	1,3	20	?	1,9	-
18/02/2007	19/02/2007	0,4	48	Dolomieu	2500	0,3	< 1	?	?	27
02/04/2007	29/04/2007	29	41	Rempart du Tremblet	600-550	3,6	120	25 - 30	45	2760

[a] : durée depuis la fin de l'éruption précédente

Tab 2.19 – Caractéristiques des éruptions survenues au Piton de la Fournaise depuis Août 2003. Les éruptions « latérales distales » sont grisées. '?' : Donnée manquante. Sources : bulletins de l'activité volcanique de l'OVPF et comm. pers. Th. Staudacher, A. Peltier et N. Villeneuve.

Synthèse et source des déplacements

À partir des approches qualitatives et quantitatives des déplacements, et en y associant des données concernant les coulées de lave et la sismicité pré-éruptive fournies par l'OVPF (Tab. 2.19), on met en évidence deux groupes d'éruptions, de caractéristiques bien distinctes, au sein des éruptions survenues au Piton de la Fournaise depuis août 2003 :

1) Des éruptions « sommitales » localisées sur les flancs du cône central du Piton de la Fournaise et au sein du cratère Dolomieu, soit à une altitude variant de 2200 à 2550 m environ. Les déplacements associés à ces éruptions n'affectent que la zone à proximité des fissures éruptives avec des gradients de déplacements plus faibles que les éruptions latérales distales. Une différence majeure tient aussi à la durée de la sismicité pré-éruptive qui est inférieure à 1 heure (sauf pour juillet 2006), voire absente dans le cas d'août 2006.

2) Des éruptions « latérales distales » survenant aux limites de l'Enclos Fouqué, le long des rifts zones, à une altitude faible de 500 à 1600 m seulement. Ces éruptions impliquent des déplacements élevés atteignant jusqu'à 1 mètre LOS et associés à de forts gradients de déplacements d'au moins 66 cm LOS.km^{-1}. Ces éruptions affectent la partie nord-est de l'Enclos Fouqué, depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes. Elles sont associées à une intense sismicité pré-éruptive dont la durée varie de plusieurs heures à plusieurs jours. Il s'agit des éruptions de janvier 2004, février 2005, décembre 2005.

Peltier (2007b) propose une classification des éruptions en trois groupes en se basant uniquement sur la localisation des fissures : éruptions sommitales avec fissures éruptives dans le Dolomieu, éruptions latérales proximales localisées sur les flancs du cône sommital et éruptions latérales distales dans la Plaine des Osmondes.
Les éruptions, dénommées sommitales et latérales proximales par Peltier (2007b), montrent des motifs de franges très similaires sur les interférogrammes, nous ne retiendrons donc pas cette distinction et nous parlerons uniquement d'éruptions sommitales pour ces deux ensembles.

2.4.1.2 Crise sismique de novembre 2003

Le 6 novembre 2003 une crise sismique de quelques minutes s'est déroulée au Piton de la Fournaise (OVPF). Les hypocentres des séismes étaient localisés sous les cratères sommitaux. Aucune activité éruptive en surface n'a été détectée. La sismicité étant comparable à celle observée dans les minutes précédant une éruption au Piton de la Fournaise, cet épisode pourrait correspondre à l'injection avortée d'un dyke vers la surface.

Cet événement a été enregistré par 2 interférogrammes : un en swath 2 ascendant – track 084 et un autre en swath 3 descendant – track 091 (Fig. 2.44). L'interférogramme en swath 3 n'a enregistré qu'une très faible partie du signal car il est affecté d'un fort raccourcissement-recouvrement dans la partie est.
Puisqu'un seul interférogramme est exploitable, la modélisation des déplacements liés à la crise de novembre 2003 n'a pas été réalisée.

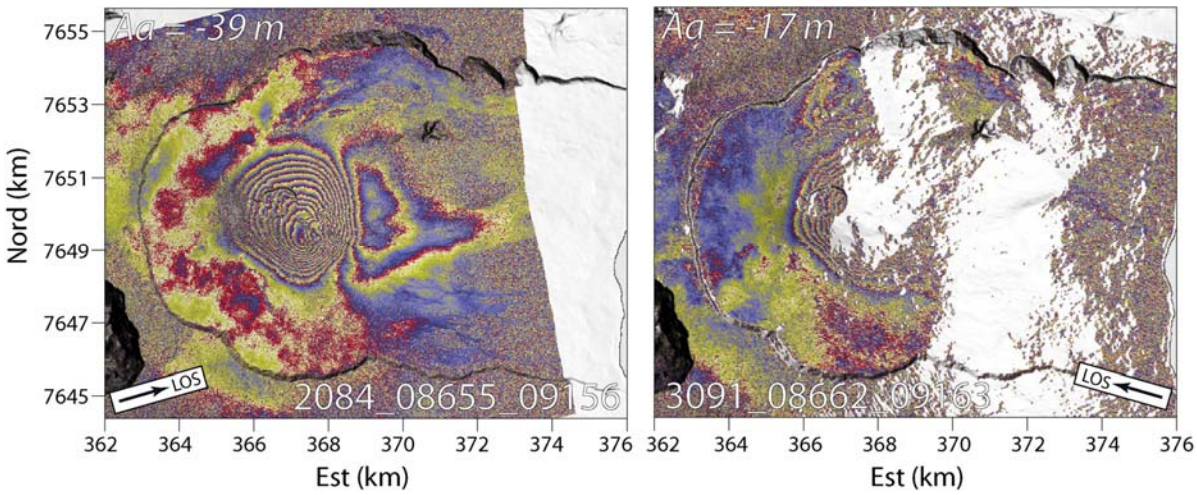


Fig. 2.44 – Interférogrammes ayant enregistré les déplacements de l'édifice lors de la crise sismique du 6 novembre 2003. Les déplacements sont certainement liés à l'intrusion d'un dyke qui n'a pas atteint la surface. Coordonnées UTM 40S.

2.4.1.3 Eruption d'avril 2007

L'éruption d'avril 2007 est l'une des plus importantes survenues au Piton de la Fournaise depuis des décennies. Elle a duré 29 jours, ce qui en soit n'est pas exceptionnel pour le volcan, mais elle a été précédée par une sismicité pré-éruptive de 46 heures ; le volume de lave émis est estimé à 120.10^6 m^3 avec un taux moyen d'émission de 45 $m^3.s^{-1}$ deux fois supérieur au plus fort taux mesuré depuis 2003 (Tab. 2.19). La phase paroxysmale de l'éruption a été atteinte lorsque le cratère Dolomieu (1100 x 850 m environ) s'est effondré sur près de 350 m de profondeur le 6 avril 2007 ; le volume du cratère d'effondrement est estimé à 120.10^6 m^3 (OVPF), volume équivalent au volume de lave émise. En dehors de cette phase terminale d'effondrement, les caractéristiques de l'éruption (Tab. 2.20) permettent de classer cette éruption dans les éruptions dites « latérales distales ».

L'éruption d'avril 2007 a été imagée par InSAR (Fig. 2.45). On note que la forme de franges est sensiblement différente des formes de franges observées pour les autres éruptions. Tout l'Enclos Fouqué est affecté par des déplacements, y compris la zone située à l'Ouest des rift-zones qui est habituellement peu affectée (cf. Fig. 2.29). Les motifs de franges interférométriques semblent résulter de la superposition de plusieurs sources. La perte de cohérence est totale sur la zone des cratères sommitaux, perte due à la décorrélation induite par l'effondrement du Dolomieu. Les images d'amplitude radar permettent d'ailleurs de visualiser très clairement cette décorrélation puisque la morphologie de la partie sommitale est totalement différente suite à l'effondrement du cratère Dolomieu (Fig. 2.46).

Contrairement aux autres éruptions imagées dans la base de données, celle d'avril 2007 est la seule qui provoque des déplacements significatifs dans l'Enclos Fouqué à l'Ouest des rift-zones (Fig. 2.45).

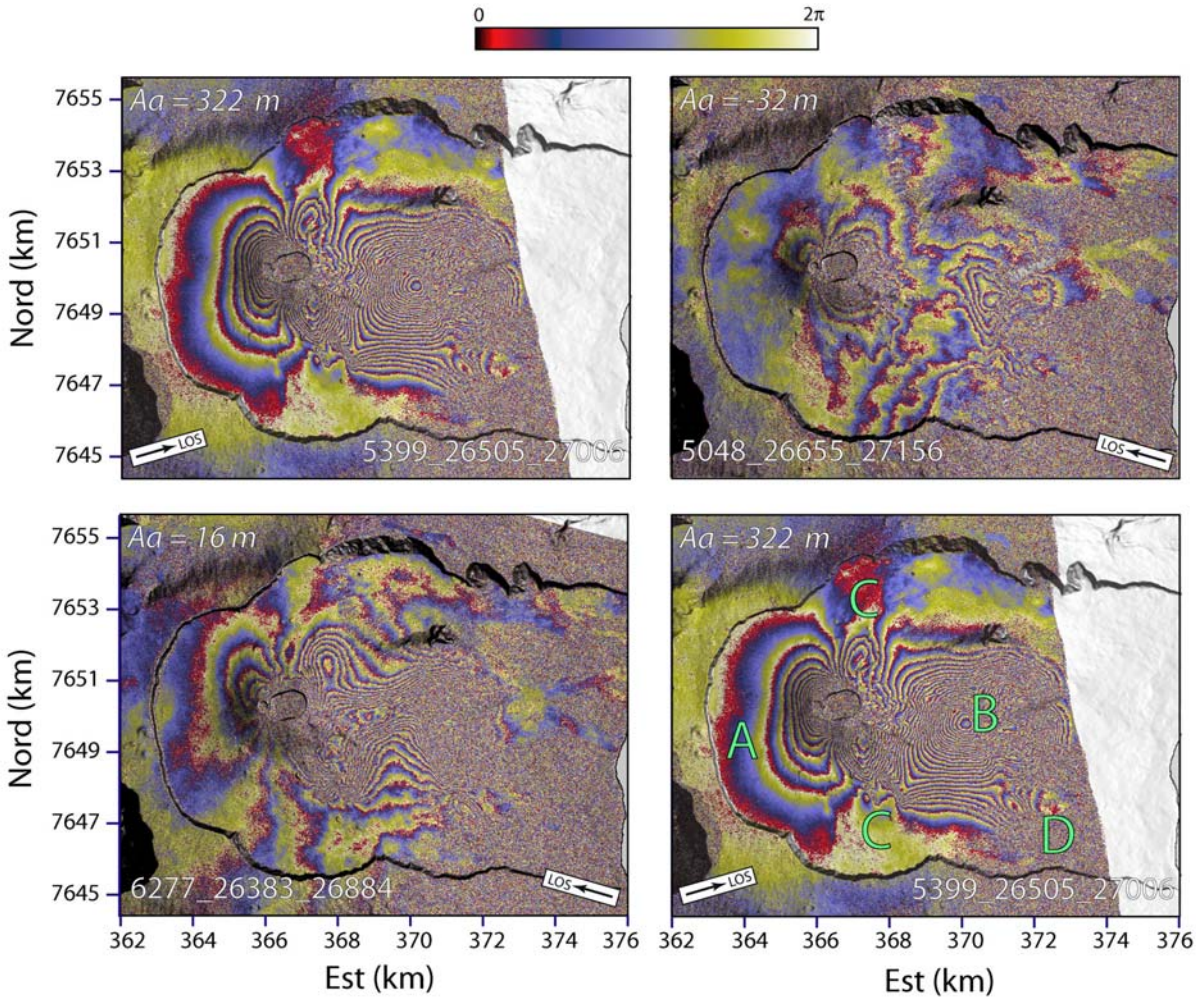


Fig. 2.45 – Interférogrammes couvrant l'éruption d'avril 2007. Voir texte pour explication des annotations. L'interférogramme 5048_26655_27156 n'a enregistré que les déplacements co-éruptifs survenus après le 6 avril 2007 à 9h45, heure locale. Coordonnées UTM 40S.

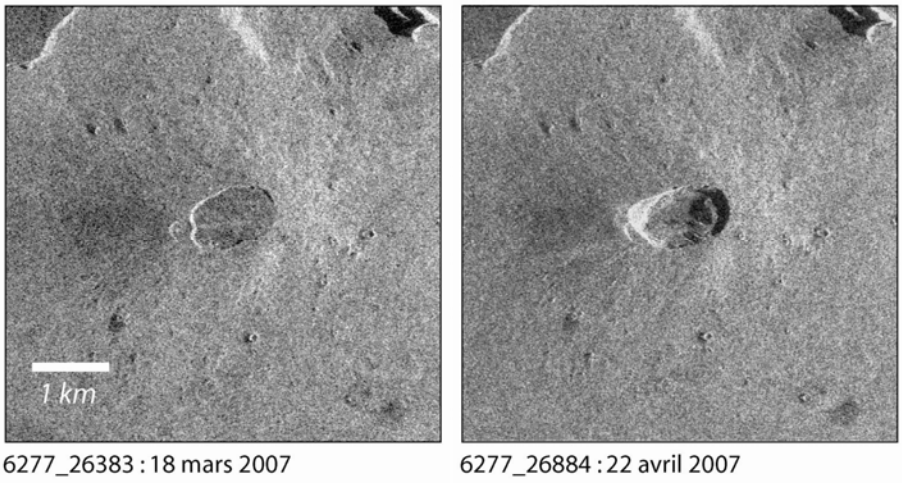


Fig. 2.46 – Images d'amplitude radar acquises avant et après l'effondrement du Dolomieu survenu le 6 avril 2007.

La complexité des déplacements observés ne permet pas une interprétation aisée des phénomènes. Toutefois on peut distinguer quatre zones sur les interférogrammes (Fig. 2.45, interférogramme en bas à droite annoté en vert) :

- une zone (*A*) à l'Ouest du cône sommital s'étendant jusqu'au Rempart de l'Enclos Fouqué. Cette zone est en éloignement du satellite en passe ascendante et en rapprochement en passe descendante. Ceci implique que les déplacements du sol ont une composante majoritaire vers l'Est dans cette zone.

- à l'Est du cône sommital, dans la zone des Grandes Pentes (*B*), on observe une zone en éloignement du satellite en passe ascendante et en rapprochement en passe descendante. Là aussi il est fortement probable que le sol se déplace majoritairement vers l'Est dans cette zone. Compte-tenu de la topographie très marquée du site, un glissement d'une partie de cette zone de l'édifice est envisageable.

- la zone du cône sommital est quant à elle plus difficilement interprétable. On y voit notamment deux lobes d'extension Nord-Sud (*C*), en rapprochement du satellite en passe ascendante et en éloignement en passe descendante. L'origine de cette partie du signal n'est pas clairement établie à ce jour.

- un motif de franges localisé à proximité de la fissure éruptive au Sud-Est (*D*), près du rempart du Tremblet. Ces franges présentent une forme du même type que les franges observées pour les autres éruptions ; elles sont certainement associées à l'ouverture de la fissure éruptive.

Le signal post-effondrement présente le même motif de déplacements aussi bien en passe ascendante qu'en passe descendante (Fig. 2.47). Les déplacements horizontaux sont donc orientés vers le cratère et les déplacements verticaux témoignent d'une subsidence. Ces déplacements pourraient être liés à une relaxation progressive des contraintes sur les parois du nouveau cratère qui constituent maintenant une bordure libre dans le système. Des signaux interférométriques similaires ont été observés autour des mines à ciel ouvert du désert de l'Atacama au Nord du Chili (J.-L. Froger, comm. pers. 2007). Une partie des déplacements enregistrés sur les interférogrammes de la figure 2.47 pourrait donc correspondre à ce réajustement du cône sommital suite à son effondrement.

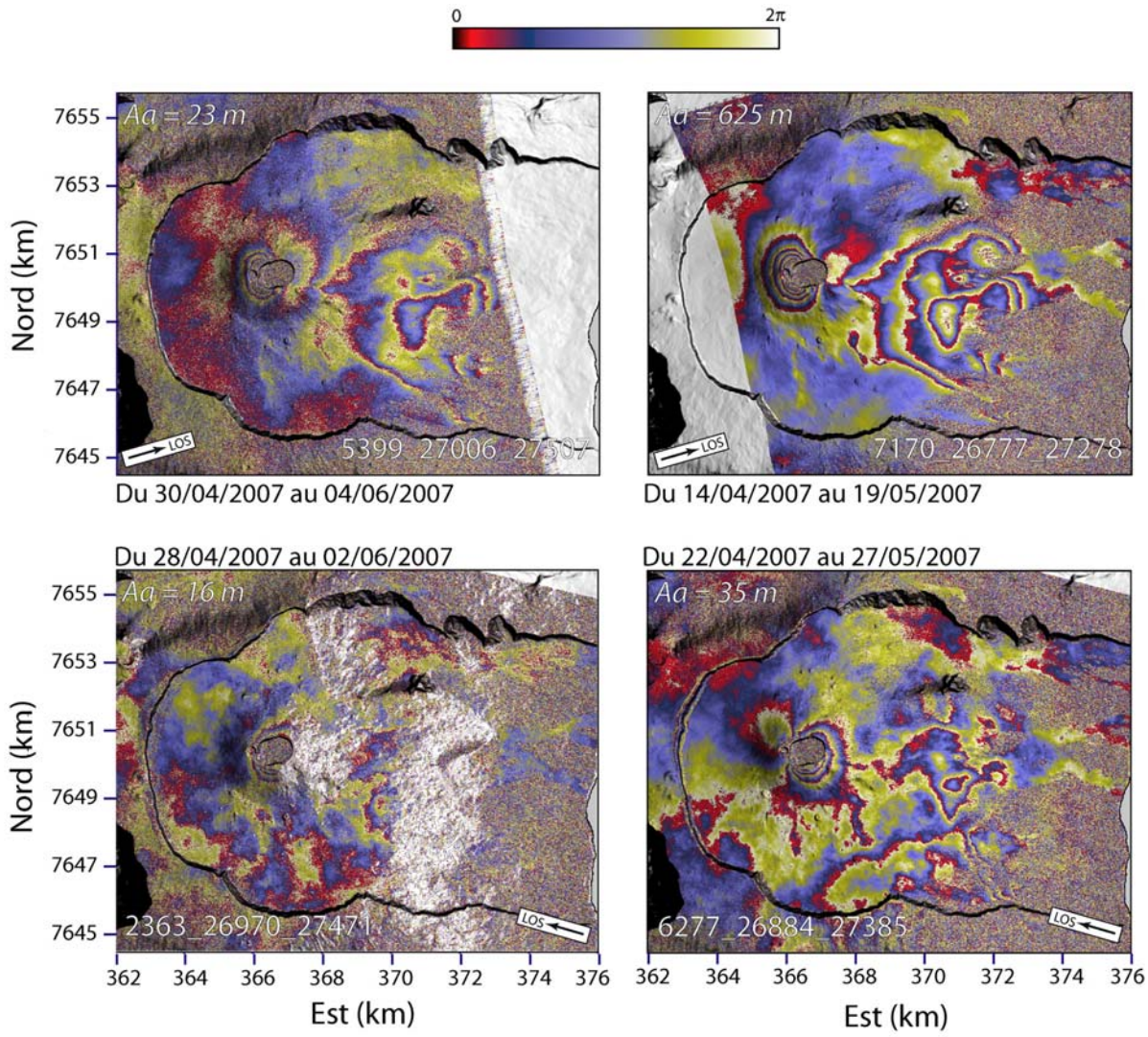


Fig. 2.47 – Interférogrammes ayant enregistré les déplacements suite à l'effondrement du cratère Dolomieu le 6 avril 2007. Coordonnées UTM 40S.

2.4.1.4 Déplacements inter-éruptifs

Les périodes inter-éruptives sont de courte durée au Piton de la Fournaise depuis août 2003, la moyenne est de seulement 61 jours ; cette durée pose une limite pour l'utilisation de données InSAR en vue de la caractérisation des déplacements inter-éruptifs. puisqu'un interférogramme ASAR couvre au minimum une période de 35 jours consécutifs. Dans la base de données, on ne dispose que d'échantillonnages exploitables de deux périodes inter-éruptives : celle d'août 2004 à février 2005 et celle de février 2005 à octobre 2005 (Tab. 2.03).

La figure 2.48 présente quelques-uns des interférogrammes disponibles couvrant les périodes inter-éruptives ; la totalité des interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives est montrée en Annexe II. A la différence des signaux co-éruptifs, les motifs de franges présentent tous de fortes similarités en termes de géométrie et d'amplitude des déplacements. Les motifs de franges sont de géométries concentriques au cône sommital. Les amplitudes des déplacements sont faibles et varient de 0,5 à 2 franges au maximum sur les interférogrammes, soit environ 1,5 à 6 cm LOS.

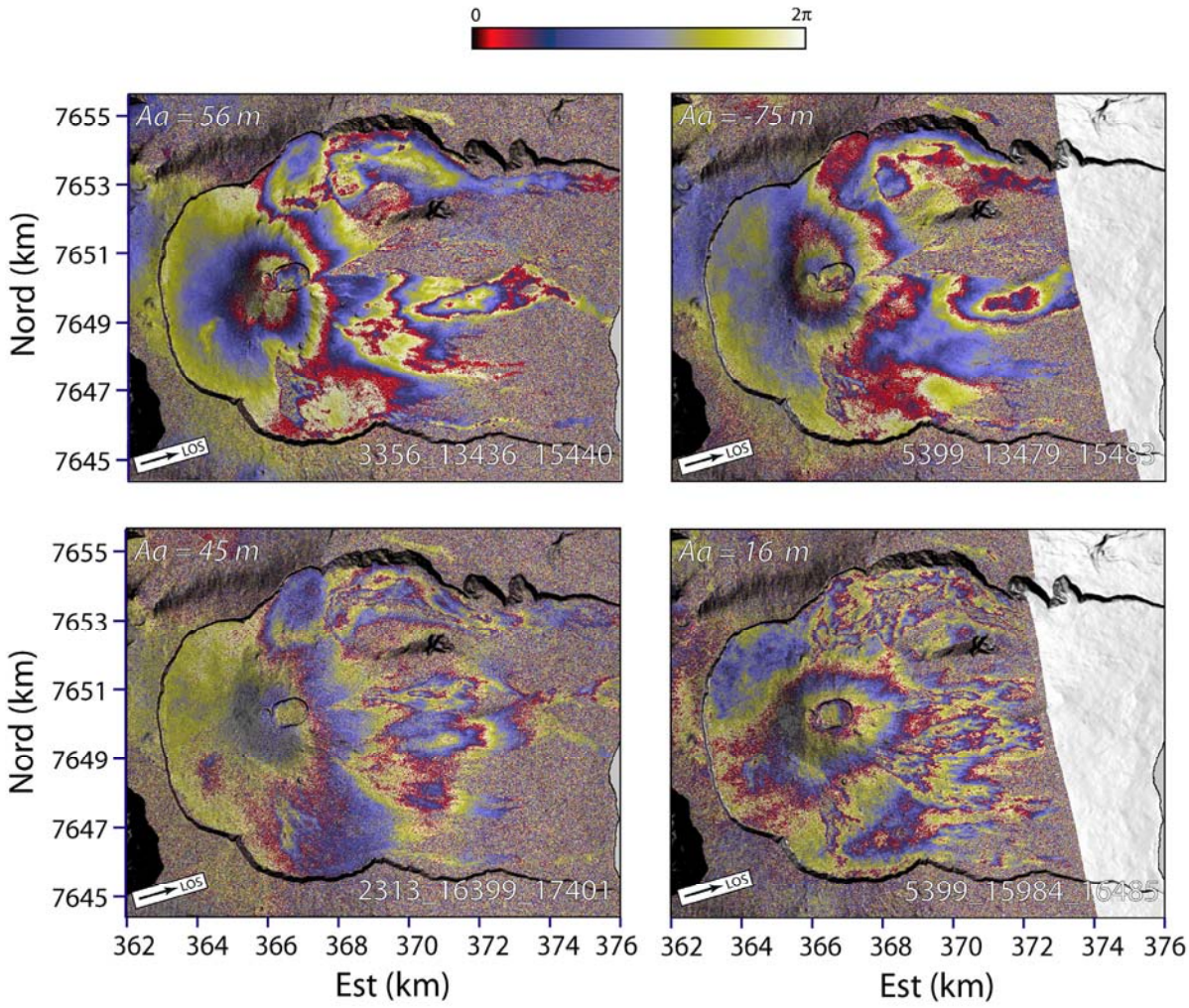


Fig. 2.48 – Exemple d'interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives. En haut durant la période d'août 2004 à février 2005 ; en bas durant la période de février 2005 à octobre 2005. Coordonnées UTM 40S (km)

Néanmoins, les signaux inter-éruptifs étant de faible amplitude, ils pourraient être confondus avec des composantes orbitale ou atmosphérique comme évoqué au § 2.1.1.3. Les résidus orbitaux se présentent sous forme d'une rampe de franges dont l'orientation est globalement parallèle à la trajectoire du satellite (~N10 en passe descendante et ~N170 en passe

descendante). Le motif de franges observé ici ne peut être d'origine orbitale. Pour la composante atmosphérique, un doute raisonnable peut apparaître puisque les franges observées sont centrées sur le cône sommital, comme le seraient des franges d'origine atmosphérique et corrélées à l'altitude (Beauducel et al., 2000a). Toutefois, des franges similaires sont observées sur les différents interférogrammes disponibles. Ces interférogrammes ont été calculés avec des images acquises selon divers angles d'incidence, pour différentes passes du satellite et à des dates différentes. Statistiquement, il est peu vraisemblable, qu'une composante atmosphérique demeure stable durant des semaines.

Les franges interférométriques observées ici sont donc interprétées comme des déplacements du cône sommital liés à l'activité de l'édifice volcanique lors des périodes inter-éruptives.

Source des déplacements

Les motifs de franges observés aussi bien en passes ascendante que descendante présentent une forme similaire. Puisque ces motifs représentent des déplacements vus selon des axes de visée opposés (acquisitions ascendante et descendante), la composante majoritaire du signal est donc verticale avant projection sur la ligne de visée du satellite (LOS).
Quelle que soit la période inter-éruptive considérée, les déplacements sont toujours localisés sur le cône sommital et présentent de fortes similitudes tant en géométrie qu'en amplitude. On voit aussi que, sur l'interférogrammes en swath 5 ascendant – track 399 couvrant la période juste après l'éruption de février 2005 (ligne du bas, à droite, sur la figure 2.47), les déplacements ont une forme similaire, une amplitude similaire mais sont de signe opposé aux déplacements observés sur les interférogrammes couvrant la première période inter-éruptive. Les interférogrammes post-février 2005 n'ont pas enregistré un gonflement du cône sommital mais une subsidence. Ceci est compatible avec une activité inter-éruptive générée par une seule et même structure.

Ces déplacements étant inter-éruptifs, nous supposons qu'ils sont liés au remplissage et au drainage d'un réservoir magmatique situé à l'aplomb du cône sommital.

2.4.1.5 Produits dérivés : cartographie des coulées de lave

Dans le cadre d'une exploitation des données interférométriques par un observatoire volcanologique, il peut s'avérer utile de produire des cartes des coulées de lave en se basant, par exemple, sur la cohérence du signal interférométrique (Fig. 2.49). Les coulées de lave mises en place entre les deux acquisitions radar créent une perte de cohérence très bien identifiable, à condition bien sûr que l'environnement sur lequel elles se mettent en place reste lui-même cohérent. Il est ainsi possible d'obtenir le contour géoréférencé des coulées avec une précision de l'ordre de la résolution des interférogrammes, c'est-à-dire quelques dizaines de mètres.

Grâce à la fréquence de réitération importante des données ASAR sur le Piton de la Fournaise, un suivi de la mise en place des coulées de lave est même possible. Sur la figure 2.50, l'avancée de la coulée associée à l'éruption de mai 2004 a pu être repérée sur les différents interférogrammes couvrant cette éruption, avec un échantillonnage tous les 4 à 6 jours en moyenne.

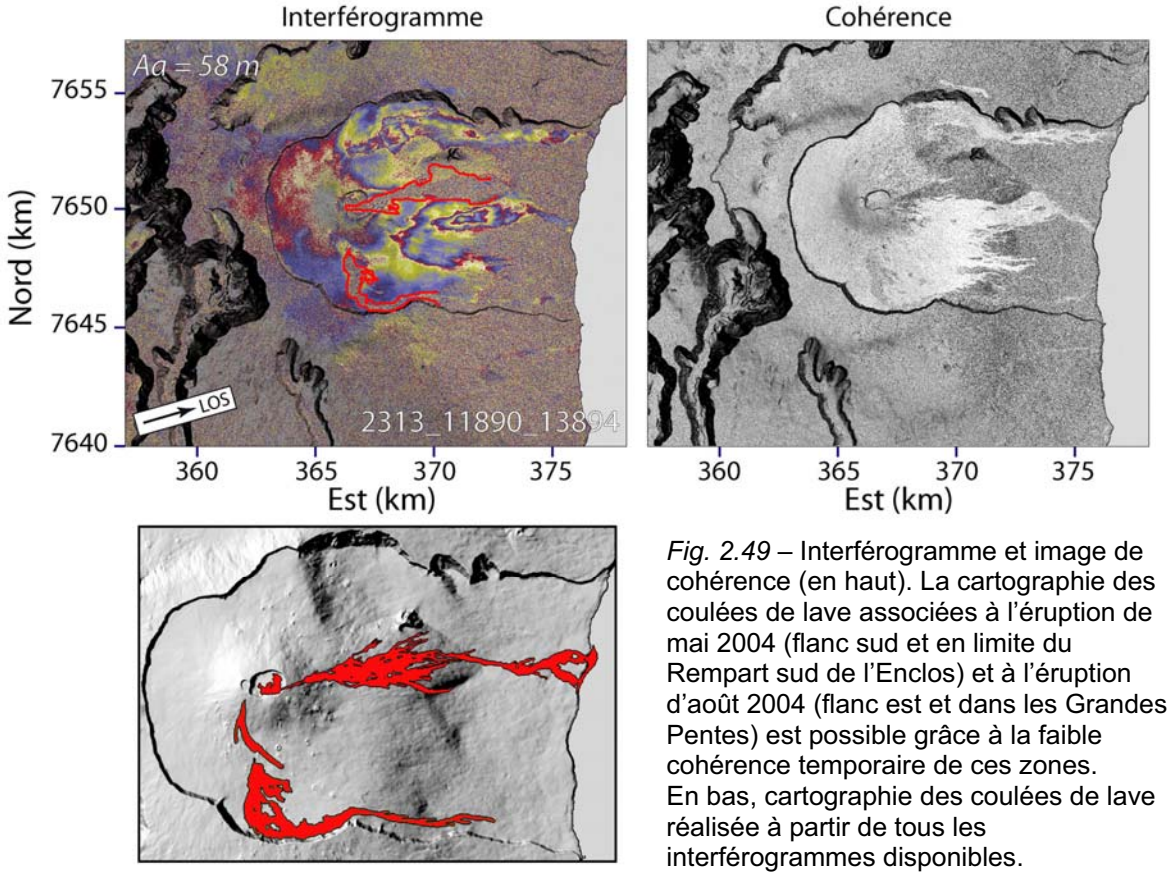


Fig. 2.49 – Interférogramme et image de cohérence (en haut). La cartographie des coulées de lave associées à l'éruption de mai 2004 (flanc sud et en limite du Rempart sud de l'Enclos) et à l'éruption d'août 2004 (flanc est et dans les Grandes Pentes) est possible grâce à la faible cohérence temporaire de ces zones. En bas, cartographie des coulées de lave réalisée à partir de tous les interférogrammes disponibles. Coordonnées UTM 40S (km).

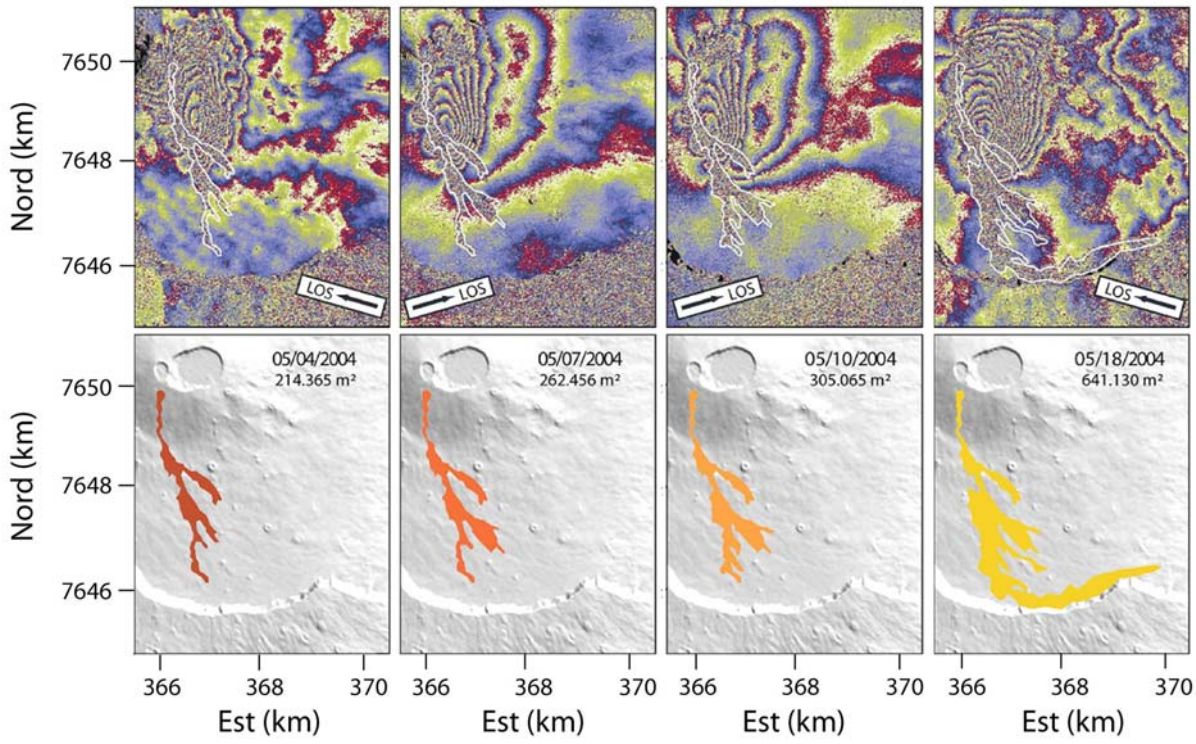


Fig. 2.50 – Avancée de la coulée de lave lors de l'éruption de mai 2004 mise en évidence sur des interférogrammes successifs. La fréquence d'échantillonnage est de 4 à 8 jours.

La cartographie des coulées de lave par InSAR présente plusieurs avantages sur les méthodes traditionnelles. En effet, l'acquisition des images radar se fait quelles que soient les conditions météorologiques sur le terrain et notamment quelle que soit la couverture nuageuse parfois abondante sur le Piton de la Fournaise. Ce couvert nuageux limite l'utilisation des images satellites dans le visible ou l'utilisation des photographies aériennes pour effectuer une cartographie rapide des coulées de lave. De plus l'InSAR ne nécessite pas la présence de personnel sur le terrain pour cartographier les fissures éruptives et l'extension des coulées de lave ; l'asymétrie des franges de part et d'autre des fissures éruptives permet de les localiser (cf. § 2.4.1.1). La résolution des pixels radar (7 m x 15-20 m en moyenne) est nettement supérieure à la résolution offerte par la plupart des autres données satellites (plusieurs centaines de mètres pour les données MODIS par exemple). Enfin, la fréquence de réitération des données ASAR-ENVISAT peut permettre un suivi en sub-temps réel de la mise en place des coulées conduisant à une estimation de flux de lave.

L'utilisation de plusieurs interférogrammes acquis selon des géométries différentes et avec différentes altitudes d'ambiguïté (sensibilité à la topographie proportionnelle à l'Aa) peut aussi permettre d'estimer l'épaisseur des différentes coulées de lave. Un suivi de l'évolution des coulées de lave après leur mise en place (contraction thermique, subsidence du

substratum) est aussi envisageable. Cependant nous n'avons pas abordé ces développements méthodologiques dans le cadre de cette thèse.

Pour l'étude des déplacements co-éruptifs, les coulées représentent plutôt une gêne. En effet, la mise en place des coulées de lave provoque une perte de cohérence sur la plupart des interférogrammes couvrant les différentes éruptions. C'est pourquoi les coulées de lave seront systématiquement masquées pour le travail de modélisation développé au chapitre 3.

2.4.2 Déplacements du sol enregistrés par GPS

Cette partie décrit les données GPS disponibles pour le suivi des déplacements liés à l'activité du Piton de la Fournaise depuis août 2003. Les données sont fragmentaires et ne permettent pas, contrairement à l'InSAR, un suivi régulier et à grande échelle des déplacements de l'édifice.
Les données GPS du réseau à réitération ponctuelle ont enregistré les déplacements co-éruptifs de certaines des quatorze éruptions survenues depuis août 2003. Les données des stations GPS permanentes ont permis d'effectuer un suivi des déplacements lors d'une partie des périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

2.4.2.1 Dérive de la station de référence

Les données des GPS permanents ou du réseau de réitération ponctuelle sont calculées relativement aux stations de référence ENCg et GITg. La stabilité de ces stations de référence doit être garantie puisque les coordonnées des stations de référence sont utilisées par les logiciels WinPrism et PNAV pour calculer la position des autres stations. Il n'existe qu'une possibilité pour valider cette hypothèse de stabilité : l'utilisation de la station REUN incluse dans le réseau mondial de l'IGS.

Cette station est installée sur le site de l'Observatoire à une quinzaine de kilomètres du volcan. Il est admis que cette station n'est aucunement affectée par l'activité volcanique du Piton de la Fournaise du fait de son éloignement, comme pourraient l'être les stations ENCg et GITg. La position de la station REUN évolue au cours du temps à cause du déplacement de

la Plaque Indienne, mais l'effet de ces déplacements est évidemment le même en tout point de l'île ; les stations ENCg et GITg subissent donc le même déplacement global.

La stabilité des stations de référence peut donc être vérifiée en étudiant les variations de distance entre la station REUN fixe et ces stations de référence. Seul le cas de la station ENCg sera étudié ici puisque c'est à partir de cette station qu'ont été calculées les positions de tous les GPS permanents disponibles, la station GITg n'étant en service que depuis début 2006.

Les données issues des stations GPS permanentes de la Réunion (IGS et OVPF) sont traitées dans le cadre du programme GPScope du parc instrumental GPS de l'INSU. Le GPScope procède en outre au traitement des stations GPS permanentes des Antilles (Guadeloupe et Martinique), de stations dans le golfe de Corinthe en Grèce, ainsi que de stations disposées en Algérie, à Djibouti, en Islande, au Chili et en Indonésie pour l'essentiel. On peut considérer comme fiables les traitements effectués par le GPScope

La figure 2.51 représente la dérive sur les trois composantes ainsi que selon la baseline de la station ENCg par rapport à la station REUN fixe.

Il apparaît donc que la station de référence n'est pas fixe au cours du temps avec un éloignement global de la station ENCg de 2,78 +/- 0,14 mm par an par rapport à la station REUN. Cette dérive au long terme de la station de référence ENCg ne pose pas de problème lors des mesures GPS du réseau à réitération ponctuelle effectuées sur 1 à 3 jours. En revanche, cette dérive devient non négligeable pour les déplacements inter-éruptifs (Tab. 2.20).

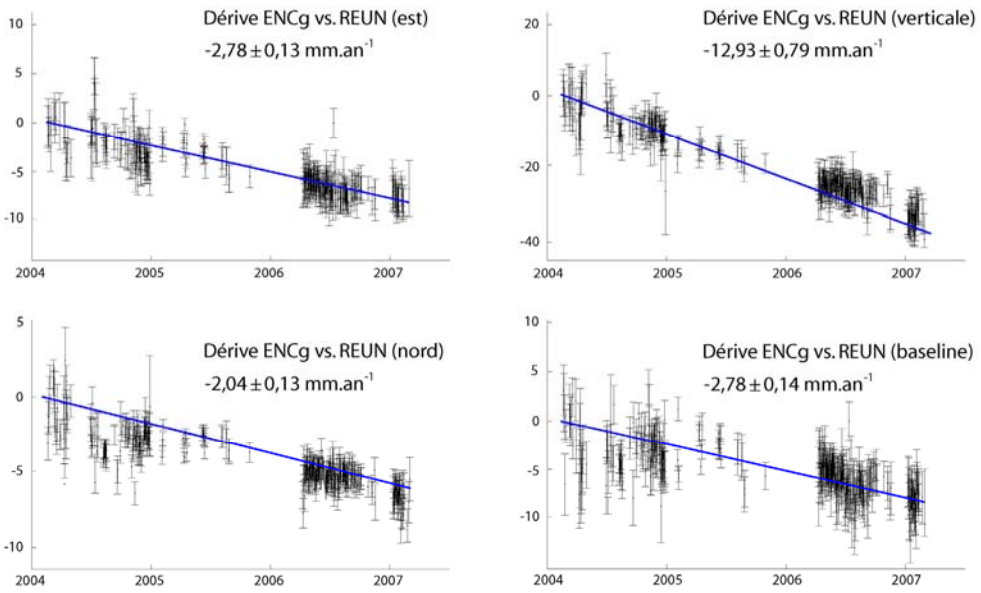


Fig. 2.51 – Dérive de la station ENCg par rapport à la station REUN de l'IGS (données GPScope).

	Composante EW	Composante NS	Composante UD	Distance totale
Taux annuels de déplacements (GPScope)	- 2,78 ± 0,13 mm / an	- 2,04 ± 0,13 mm / an	- 12,93 ± 0,79 mm / an	- 2,78 ± 0,14 mm / an
Déplacements estimés pour la période août 2004 à février 2005 (82 jours)	0,59 à 0,65 mm	0,43 à 0,49 mm	2,73 à 3,08 mm	0,59 à 0,65 mm
Déplacements possibles pour la période février 2005 à octobre 2005 (209 jours)	1,52 à 1,67 mm	1,10 à 1,24 mm	6,95 à 7,86 mm	1,52 à 1,67 mm

Tab. 2.20 – Estimation de la dérive selon les trois composantes et pour la distance totale de la station ENCg en se basant sur les taux annuels de dérives établis par le GPScope avec la station IGS REUN pour référence. Les durées inter-éruptives indiquées correspondent aux durées couvertes par les données des GPS permanents disponibles.

Ramenée aux périodes étudiées, la station ENCg peut donc potentiellement se déplacer d'environ 1 à 2 mm selon les composantes horizontales et de 3 à 8 mm selon la composante verticale.

Cette non-stabilité de la station de référence se répercute donc sur les mesures de positionnement des autres stations GPS. Cependant l'utilisation de logiciels dont les algorithmes ne nous sont pas accessibles, nous empêche de connaître l'impact réel d'un mauvais positionnement de la station de référence. Par défaut, on peut considérer, que la dérive de la station ENCg constitue une erreur rms supplémentaire dans la chaîne de traitement des données.

2.4.2.2 Déplacements co-éruptifs

La figure 2.52 représente les déplacements GPS co-éruptifs disponibles. Les déplacements associés aux éruptions de décembre 2003, d'octobre 2005 et de novembre 2005 ne sont pas disponibles.

De même que pour les déplacements mesurés par InSAR, il est possible de distinguer deux types de déplacements co-éruptifs mesurés en GPS :

(1) Des déplacements asymétriques de part et d'autre des fissures éruptives.
Pour les éruptions où les fissures éruptives sont orientées selon un axe globalement Nord-Sud, comme en août 2003 ou mai 2004 par exemple, les déplacements présentent une asymétrie très marquée de part et d'autre des fissures éruptives. À l'Ouest, les déplacements horizontaux sont de faible amplitude (< 10 cm) orientés vers l'Ouest et avec une subsidence très faible de seulement 4 à 5 cm. Les déplacements sont plus marqués à l'Est des fissures éruptives avec une composante horizontale, supérieure à 30 cm parfois, globalement orientée vers l'Est ; le soulèvement est net puisqu'il atteint 20 à 25 cm pour certains points de mesure. Pour les éruptions dont les fissures sont orientées Est-Ouest, comme pour février 2007 par exemple, les déplacements présentent aussi une asymétrie de part et d'autre des fissures éruptives avec des déplacements vers le Nord et en subsidence modérée au Nord (~10 cm en horizontal et ~4 cm en vertical) et un déplacement de plus forte amplitude vers le Sud et en soulèvement au Sud des fissures (~20 cm en horizontal et ~15 cm en vertical).

(2) Des déplacements dont les motifs sont moins clairs pour les éruptions de janvier 2004, février 2005 et décembre 2005. Pour les deux dernières éruptions, il semble exister un axe s'initiant sur la bordure nord-est du Dolomieu et se prolongeant en direction du Nord-Est vers la Plaine des Osmondes où se situent les fissures éruptives. De part et d'autre de cet axe, les déplacements sont en soulèvement modéré de 5 à 15 cm. Les déplacements horizontaux sont en direction du Sud-Est au Sud de l'axe (~10 à 15 cm) et en direction du Nord-Ouest au Nord de l'axe (~10 à 15 cm). Pour l'éruption de janvier 2004, on ne dispose que des points autour du cratère Dolomieu. Il semble exister là aussi le même axe depuis le centre du cratère vers sa bordure nord-est avec le même motif de déplacements que celui observé pour les éruptions de février 2005 et décembre 2005.

Le reste des points GPS situés sur les flancs sud et est du cône central présentent des déplacements épars ; aucun motif cohérent de déplacements ne peut y être distingué.

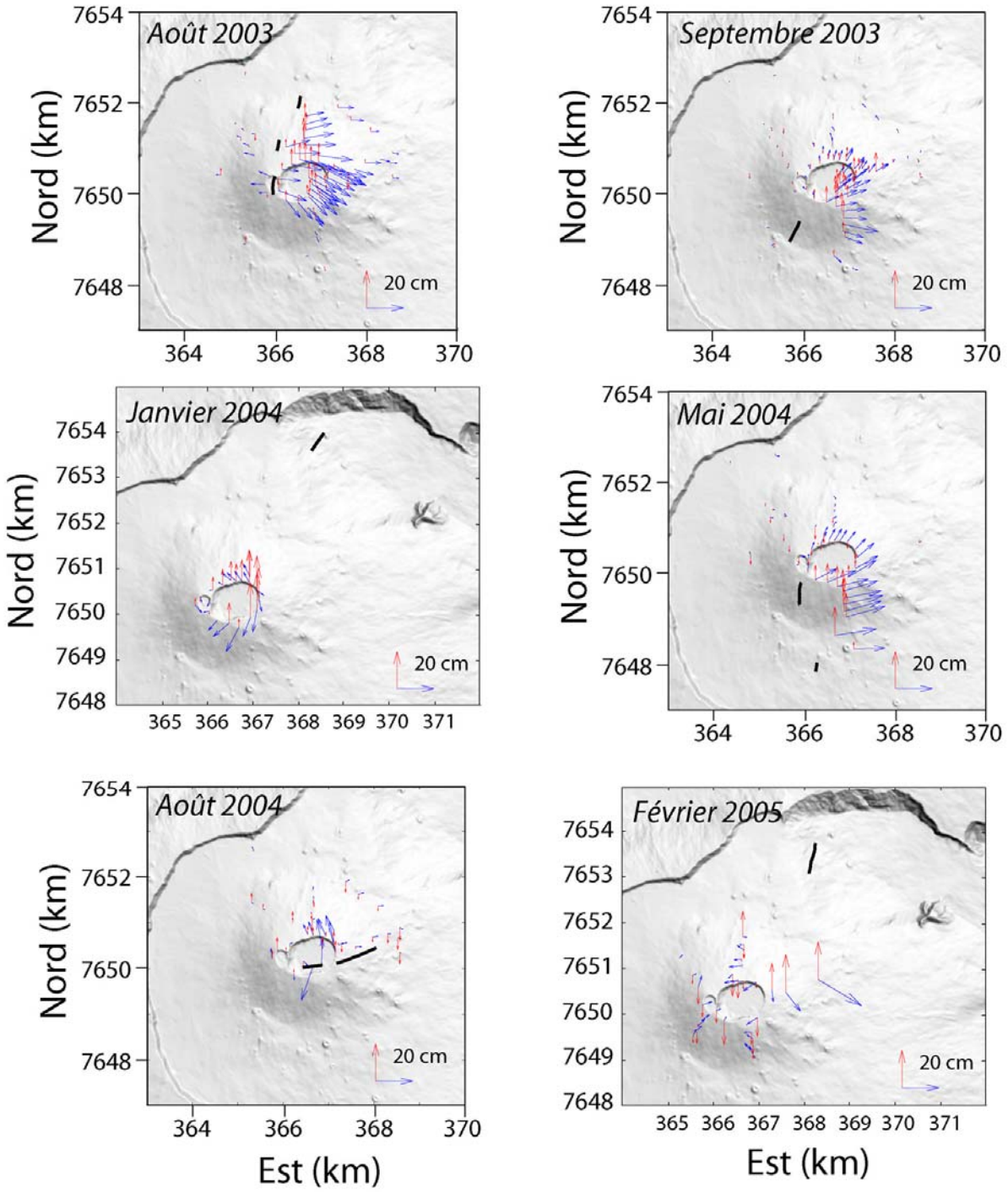


Fig. 2.52 – Déplacements GPS co-éruptifs. En bleu déplacements horizontaux et en rouge déplacements verticaux. En noir : trace des fissures éruptives. rms de 4 à 14 mm pour la composante horizontale et de 30 à 60 mm pour la composante verticale.
Coordonnées UTM 40S (km).

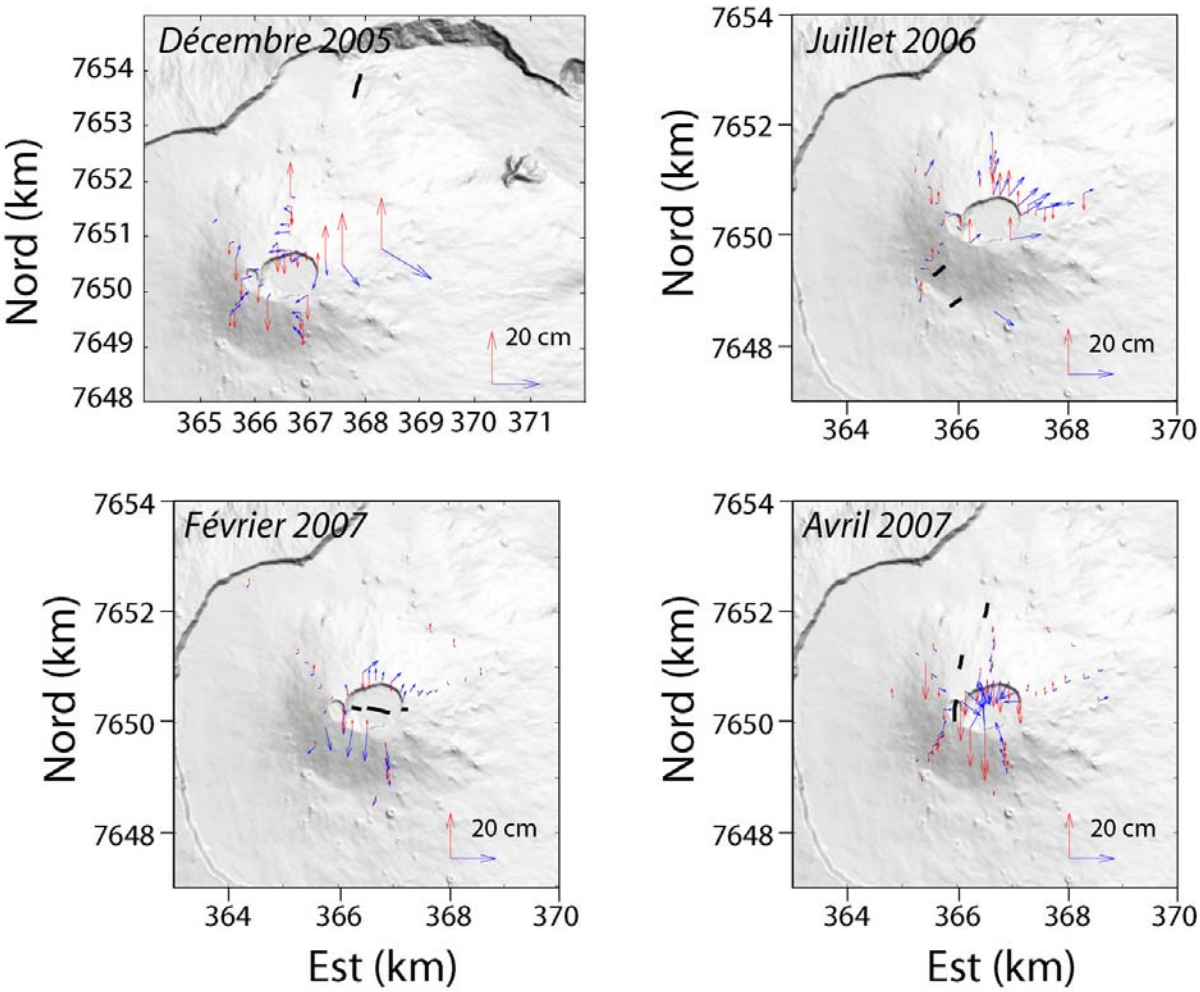


Fig. 2.52 (suite) – Déplacements GPS co-éruptifs. En bleu déplacements horizontaux et en rouge déplacements verticaux. rms de 4 à 14 mm pour la composante horizontale et de 30 à 60 mm pour la composante verticale. En noir : trace des fissures éruptives. La fissure d'avril 2007 n'est pas représentée car les données GPS ont été acquises après l'éruption, les déplacements représentés sont donc post-éruptifs. Coordonnées UTM 40S (km).

Dans tous les cas, on note des déplacements plus importants sur la partie est de l'édifice allant jusqu'à 60 cm pour les composantes horizontales et 20 cm pour la composante verticale, aux erreurs rms près.

Le regroupement en deux catégories d'éruptions (sommitales et latérales distales) est le même que celui réalisé à partir des données InSAR. Ce regroupement des éruptions en fonction des déplacements GPS enregistrés est toutefois largement influencé par la connaissance des motifs de déplacements enregistrés par l'InSAR : en effet, les motifs de déplacements enregistrés par GPS ne sont pas aussi clairs que ceux vus en interférométrie radar.

Comparaison avec les données InSAR

La comparaison directe des données InSAR et GPS n'est pas aisée car ces déplacements ne sont pas exprimés selon les mêmes modalités (référentiel et unités notamment). De plus, la densité de mesures offerte par l'InSAR est très nettement supérieure à celle offerte par le GPS.

Il est toutefois possible de les comparer selon la procédure suivante (Tab. 2.21) :

- sélection d'une radiale GPS ;
- calcul des déplacements aux extrémités d'une radiale selon les trois composantes ;
- projection des déplacements GPS selon les angles de visée du satellite ;
- sélection des pixels InSAR déroulés correspondant à la radiale étudiée ;
- comparaison des déplacements InSAR en LOS et des déplacements GPS en LOS.

Eruption	GPS				Déplacements GPS projetés en visée radar (cm LOS)	Déplacements InSAR correspondant (cm LOS)
	Localisation	ΔX (cm)	ΔY (cm)	ΔZ (cm)		
Août 2003	Dolomieu Nord	20,9	0,8	11,4	- 4,08 *(A2)* 22,2 *(D6)*	- 6,49 *(A2)* 26,9 *(D6)*
	Dolomieu Sud	10,7	-12,5	-1,3	- 5.83 *(A2)* 8,23 *(D6)*	- 3,69 *(A2)* 10,99 *(D6)*
	Dolomieu Est	26,4	-11,9	1.7	- 13,22 *(A2)* 20,92 *(D6)*	- 2,54 *(A2)* 22,16 *(D6)*
Septembre 2003	Dolomieu Est	6,1	11,1	11,7	3,80 *(A5)* 10,85 *(D6)*	4,43 *(A5)* 9,90 *(D6)*
	Dolomieu Sud	22,0	4,1	26,4	6,45 *(A5)* 33,27 *(D6)*	3,49 *(A5)* 29,28 *(D6)*
Août 2004	Dolomieu Nord	-1,0	3,2	5,8	4,67 *(A5)* 3,01 *(D7)*	2,46 *(A5)* 2,84 *(D7)*
	Dolomieu Sud	3,7	1,4	1,4	- 1,38 *(A5)* 3,30 *(D7)*	- 1,44 *(A5)* 2,14 *(D7)*
Juillet 2006	Dolomieu Nord	-0,7	9,1	4,5	2,66 *(A5)* 1,37 *(D7)*	3,01 *(A5)* 1,43 *(D7)*
	Dolomieu Est	12,2	6,6	-4,5	- 11,90 *(A5)* 4,00 *(D7)*	- 6,49 *(A5)* 7,75 *(D7)*

Tab. 2.21 – Comparaison des déplacements GPS mesurés puis projetés en géométrie LOS pour comparaison avec les déplacements mesurés directement en InSAR. La géométrie radar dans laquelle les données GPS ont été projetées est indiquée entre parenthèses. A pour ascendant, D pour descendant, les numéros correspondent aux swath (A2 : swath 2 ascendant par exemple).

On constate que les deux bases de données sont en accord, à quelques différences près, pouvant s'expliquer par la précision relative de chaque méthode, du bruit des données InSAR et du traitement effectué par l'OVPF sur les données GPS. De plus, les dates couvertes par les

interférogrammes et les données GPS ponctuelles ne sont pas strictement identiques, bien que cet effet ne doive jouer qu'au second ordre, compte-tenu des temps caractéristiques des processus intrusifs (Fig. 2.26).

2.4.2.3 Les données des stations GPS permanentes

Les données des GPS permanents fournissent des mesures en peu de points. Ces données nous ont été fournies par l'OVPF avec l'objectif principal d'évaluer leur intérêt dans la caractérisation de la composante troposphérique sur le Piton de la Fournaise.

Les stations sommitales BORg, DSRg et SNEg sont les seules exploitables ici pour caractériser les déplacements inter-éruptifs survenus lors des périodes d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005. Les données sur les autres stations du réseau installées courant août 2005 (DERg, RIVg, FORg, FERg et FJSg) ne peuvent pas être exploitées car les données ne couvrent pas des durées suffisantes (14 jours en moyenne) par rapport à la durée de l'épisode inter-éruptif de fin février 2005 à début octobre 2005.

Les déplacements observés durant les périodes inter-éruptives montrent un gonflement généralisé du cône (Fig. 2.53) avant l'éruption de février 2005 et avant l'éruption d'octobre 2005. Les flancs s'éloignent radialement du centre du cône d'environ 2 à 8 cm pour les deux périodes pré-éruptives. Les déplacements verticaux montrent un soulèvement du cône de l'ordre de 3 à 5 cm sur toutes les stations, avec une rms estimée à 16 mm sur la composante verticale.

Ces déplacements sont compatibles avec l'inflation d'une source de pression de type réservoir magmatique centrée sous le cône sommital, comme le laissent aussi supposer les interférogrammes couvrant les mêmes périodes (cf. 2.4.1.3).

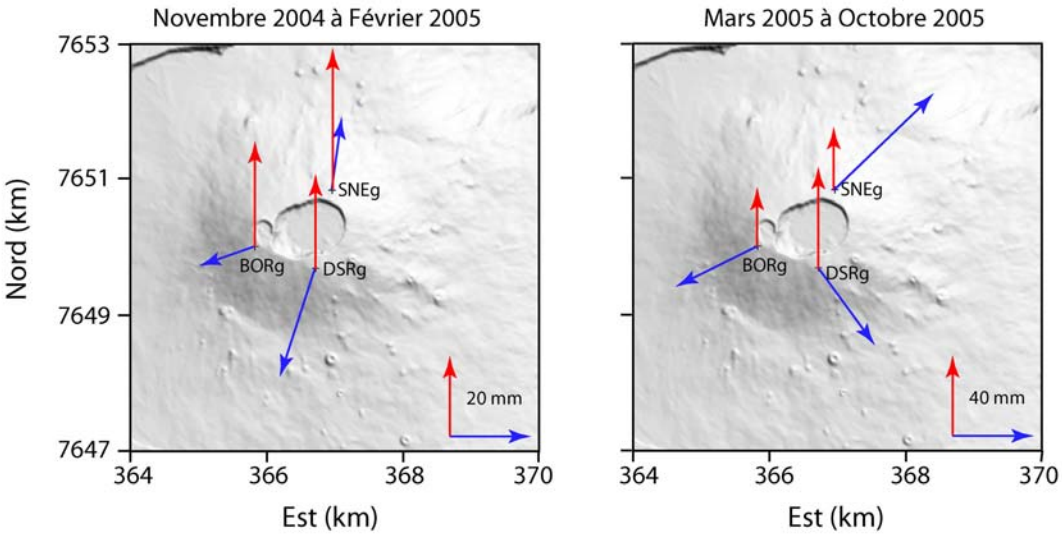


Fig. 2.53 – Déplacements GPS inter-éruptifs observés sur les stations sommitales BORg, DSRg et SNEg. En bleu, déplacements horizontaux, en rouge déplacements verticaux. rms de 4 mm sur les composantes horizontales et de 16 mm sur la composante verticale. Coordonnées UTM 40S (km).

2.4.2.4 L'éruption d'avril 2007

Les points GPS couvrant l'éruption d'avril 2007 sont disponibles depuis peu, les données ont été réitérées après l'effondrement du cratère Dolomieu (Fig. 2.54). Les deux phases de l'éruption (injection du dyke et migration vers le rempart sud du Tremblet + effondrement du cratère Dolomieu) n'ont en effet pas pu être imagées séparément par les équipes locales du fait de la dangerosité d'accès à l'édifice.

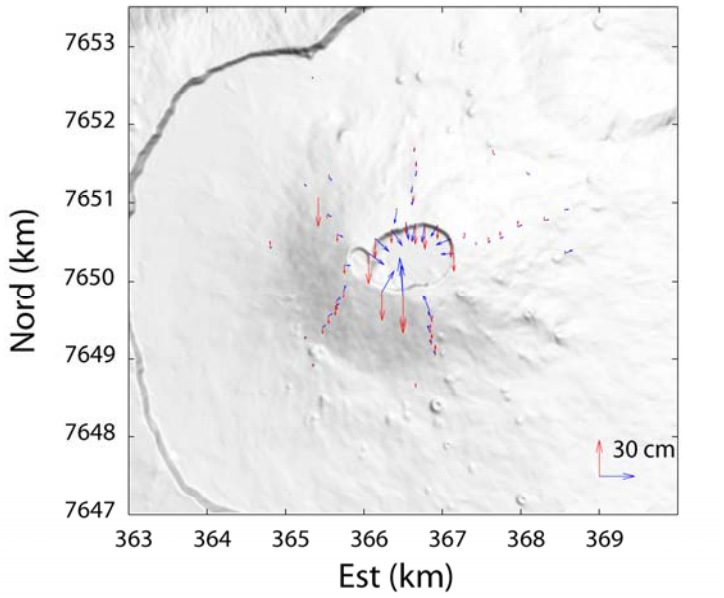


Fig. 2.54 – Déplacements GPS après l'effondrement du Dolomieu en avril 2007. rms de 4 à 14 mm sur les composantes horizontales et de 30 à 60 mm sur la composante verticale (données OVPF)

On constate, comme avec l'InSAR, un mouvement des parois du cratère vers son centre avec des déplacements horizontaux maximum de 45 cm et une subsidence généralisée au bord du Dolomieu de l'ordre de 10 à 35 cm. L'origine de ces déplacements est compatible avec l'hypothèse d'une vidange et/ou une relaxation des contraintes suite à l'effondrement du cratère Dolomieu comme semblent l'indiquer les interférogrammes post-éruption d'avril 2007 (Fig. 2. 46).

2.4.3 Bilan des déplacements

Le suivi des déplacements associés à l'activité du Piton de la Fournaise depuis l'éruption d'août 2003 jusqu'à l'éruption d'avril 2007 a été possible, en continu, grâce à l'interférométrie radar. Des mesures plus ponctuelles de GPS sont venues compléter les données InSAR.

Les déplacements co-éruptifs observés montrent deux grandes tendances qui permettent de classer les éruptions en deux catégories (en faisant abstraction de l'éruption d'avril 2007 qui revêt un caractère trop exceptionnel) :

1) Les éruptions « sommitales » localisées sur les flancs du cône central du Piton de la Fournaise et au sein même du cratère Dolomieu. L'altitude des fissures éruptives est comprise entre 2200 et 2500 m environ. Les déplacements associés à ces éruptions n'affectent que la zone à proximité des fissures éruptives et une partie restreinte du cône sommital. Les déplacements sont asymétriques de part et d'autre des fissures éruptives. Les gradients de déplacements sont plus faibles que pour les éruptions latérales distales (~40 cm LOS.km^{-1}). Une différence majeure tient aussi à la durée de la sismicité pré-éruptive qui est inférieure à 1 heure (sauf pour juillet 2006), voire absente dans le cas d'août 2006 (OVPF, Tab. 2.19).

2) Les éruptions « latérales distales » situées en limite de l'Enclos Fouqué à proximité des Remparts. Elles surviennent dans l'axe de la rift zone nord à une altitude faible (inférieure à 2000 m). Ces éruptions affectent une superficie importante de l'édifice (> 20 km^2) avec des déplacements importants atteignant jusqu'à 1 mètre LOS. Les déplacements ne présentent pas d'asymétrie de part et d'autre de la fissure éruptive. Les gradients de déplacements sont aussi très importants : jusqu'à 66 cm LOS.km^{-1}. Ces éruptions sont aussi liées à une intense

sismicité pré-éruptive dont la durée varie de plusieurs heures à plusieurs jours (OVPF, Tab. 2.19). Il s'agit des éruptions de janvier 2004, février 2005, décembre 2005.

Les déplacements inter-éruptifs sur les périodes d'août 2004 à février 2005 puis de février 2005 à octobre 2005 montrent des signaux de déplacements de faibles amplitudes (< 8 cm en GPS et de l'ordre de 6 à 7 cm LOS). Quelle que soit la période inter-éruptive considérée, les déplacements sont toujours localisés sur le cône sommital. Les déplacements ont enregistré un gonflement du cône sommital pour la période précédant l'éruption de février 2005 puis une subsidence du même ordre de grandeur pour la période faisant suite à l'éruption de février 2005 (données InSAR uniquement). Enfin un nouveau gonflement précédant l'éruption d'octobre 2005 a été observé (données GPS uniquement). Ce cycle d'inflation / déflation est compatible avec l'activité d'une seule et même structure de type réservoir magmatique qui serait située à l'aplomb du cône sommital.

La modélisation des déplacements co- et inter-éruptifs est détaillée dans le chapitre 3. Elle permet notamment de contraindre les sources (dykes et chambre magmatique) associées à l'activité du Piton de la Fournaise depuis août 2003.

Chapitre 3

Modélisation

3.1 Principes et mise en œuvre de la modélisation

Afin de caractériser les structures responsables des déplacements de surface observés en InSAR et en GPS au Piton de la Fournaise, une méthode de modélisation numérique est employée. Il s'agit d'une méthode à éléments frontières mixtes tridimensionnels (3D-MBEM – Cayol et Cornet, 1997). Cette méthode est utilisée, en suivant la procédure développée par Fukushima et al. (2005), conjointement à une méthode d'inversion des données basée sur un algorithme de type proche voisin permettant l'exploration de l'espace multidimensionnel des paramètres (Sambridge, 1999a). La seconde étape de la procédure d'inversion des données est l'estimation des caractéristiques statistiques des paramètres à partir des densités de probabilités marginales (Sambridge, 1999b).

3.1.1 Principes de la modélisation

3.1.1.1 Généralités

Afin de déterminer les sources de pression à l'origine des déplacements observés en surface, deux approches sont possibles en volcanologie :

- la modélisation analytique qui consiste en la résolution mathématique exacte d'un problème physique simplifié ;
- la modélisation numérique qui consiste en la discrétisation et en la résolution d'un problème physique.

Le pré-requis à la modélisation est donc de disposer d'une formulation mathématique permettant de prédire les signaux observés pour une source dont les caractéristiques sont parfaitement connues. Cette formulation est appelée problème direct. De nombreuses hypothèses sont faites lors de cette étape en vue de réduire la complexité du système naturel.
Une fois cette formulation obtenue, l'étape suivante consiste à retrouver les caractéristiques d'une source au sein de l'édifice volcanique, et ce à partir des déplacements observés en surface. On parle alors de problème inverse puisque les données d'observation sont inversées afin de contraindre leur cause. La résolution de ce problème inverse est appelée inversion de données.

3.1.1.2 Analytique vs. numérique

Modèles analytiques

Les modèles analytiques reposent sur une mise en équations et sur la résolution exacte de problèmes physiques simplifiés.

Le premier modèle analytique appliqué à la volcanologie est celui d'Anderson (1936) relatif à la formation des cônes et des dykes annulaires. Mais c'est Mogi (1958), se basant sur Yamakawa (1955), qui a établi une formulation analytique des déplacements du sol sous l'effet de l'inflation d'une source sphérique profonde et ponctuelle dans un demi-espace infini

considéré comme homogène et élastique. Grâce à sa simplicité, ce modèle a été largement appliqué aux variations de pression dans les chambres magmatiques (Sigmundsson et al., 1997 ; Lu et al., 2000a,b,c,2002, 2003 ; Pritchard et Simons, 2002). Par la suite, de nombreuses formulations analytiques ont été établies en utilisant des sources de pression avec des géométries plus complexes supposées plus proches des systèmes naturels : une source sphérique proche de la surface (McTigue, 1987), un ellipsoïde (Davis, 1986, et Yang et al., 1988), une dislocation circulaire (Fialko et al., 2001). Ces autres modèles analytiques ont eux aussi été utilisés lors de nombreuses études ; on peut notamment citer Lundgren et al., (2001) sur les Champs Phlégréens, Fialko et Simons (2000) sur la région de Coso en Californie, ou encore Fialko et al. (2001) concernant l'activité à Long Valley.

Les structures responsables des déplacements peuvent être non seulement des corps massifs (chambre magmatique) mais aussi des dislocations (dykes et sills). Okada (1985) a formulé les expressions analytiques permettant de modéliser les déplacements associés à des ouvertures et à des glissements constants le long de telles fractures dans un espace semi-infini.
Du fait de sa simplicité tant au niveau des équations qu'au niveau de sa mise en œuvre, ce modèle a été largement utilisé pour la modélisation directe des intrusions magmatiques : Sigmundsson et al. (1999) sur l'éruption de 1998 au Piton de la Fournaise, Jonsson et al. (1999, 2005) aux Galápagos, Amelung et al. (2000b) dans les Afars, ou bien encore Lundgren et Rosen (2003) sur l'éruption de 2001 à l'Etna. Une discrétisation utilisant cette expression analytique avec des techniques d'inversion est aussi utilisée pour trouver la combinaison de paramètres géométriques expliquant au mieux les déplacements observés : Simons et al. (2002) pour des déformations cosismiques en Californie, Fialko (2005) traitant du séisme de Bam en Iran ou Yun et al. (2006) sur les Galápagos.

Ces modèles analytiques comportent d'importantes simplifications faites sur les sources (source ponctuelle comme pour Mogi, géométrie simple) et sur le milieu (demi-espace infini).

Les modèles numériques

Les modélisations numériques profitent de l'outil informatique pour utiliser des modèles approchant mieux les problèmes physiques étudiés que les modèles analytiques. Les inversions utilisant des modèles numériques se sont développées au cours de la dernière décennie grâce à l'évolution considérable des capacités informatiques.

De nombreux exemples de modèles numériques directs des déplacements des édifices volcaniques, prenant en compte différentes rhéologies, sont illustrés dans la littérature. Newman et al. (2006) se basent sur la visco-élasticité et la méthode des éléments finis pour leur modèle de déformation de la caldeira de Long Valley en Californie entre 1995 et 2000. Un modèle élasto-plastique à éléments finis est utilisé par Trasatti et al. (2005) pour contraindre la source des déplacements associés à l'activité des Champs Phlégréens (Italie) durant la crise de 1982 à 1984. Masterlark et Lu (2004) ont combiné les effets de thermo-élasticité et de poro-élasticité dans leur modélisation des sources de déplacements associés à l'activité volcanique sur l'île de Seguam dans l'arc des Aléoutiennes. Enfin, on peut aussi citer Manconi et al. (2007) qui ont développé une méthode d'éléments finis considérant un milieu hétérogène pour l'édifice volcanique (empilement de couches avec des propriétés mécaniques différentes) et l'ont appliquée à la modélisation des déplacements observés par InSAR entre 1992 et 1998 aux Galápagos. Néanmoins, toutes ces rhéologies sont trop complexes pour que les modèles associés puissent être combinés à des inversions.

Nous utilisons le code élastique d'éléments frontières mixtes développés par Cayol et Cornet (1997) parce qu'il est adapté au problème des intrusions de dyke du Piton de la Fournaise et qu'il peut être implémenté dans des inversions.

3.1.1.3 Principes, avantages et hypothèses de la méthode à éléments frontières mixtes

Principes de la méthode

La modélisation basée sur les éléments frontières est bien adaptée pour évaluer les perturbations dans un milieu tridimensionnel. Les éléments frontières sont numériquement

moins coûteux que les éléments finis ; ces derniers nécessitent un maillage de l'ensemble du volume étudié, même loin des sources alors que dans le cas des éléments frontières les conditions aux limites sont prises en compte implicitement et seul le maillage des structures soumises à des contraintes (topographie, dyke, chambre magmatique, etc.) est nécessaire. Avec les méthodes d'éléments frontières, la complexité des géométries possibles pour les structures, la possibilité de travailler avec plusieurs structures en simultané (contrairement aux modèles analytiques), et la prise en compte de la topographie permettent de générer des modèles plus réalistes que ceux produits avec les autres méthodes.

La méthode d'éléments frontières mixtes (MBEM), développée par Cayol et Cornet (1997), combine en réalité deux méthodes d'éléments frontières : la méthode directe (Rizzo, 1967) et la méthode des discontinuités de déplacements (Crouch, 1976). La méthode directe avec des variations linéaires des déplacements et des contraintes sur les éléments est la plus efficace et précise pour le calcul des solutions sur les structures massives. La méthode des discontinuités de déplacements est la plus adaptée pour modéliser les fractures ; avec cette méthode, nous supposerons que les déplacements et les contraintes sont constants sur les éléments.

Avantages de la méthode 3D-MBEM

Cette méthode a déjà été utilisée par Cayol et Cornet (1998a) puis Beauducel et al. (2000b) afin de retrouver la surpression et la combinaison surpression/contrainte cisaillante sur une source de pression permettant d'expliquer au mieux leurs données. Beauducel et Cornet (1999) ont réalisé des inversions de données pour localiser une source sphérique et son changement de volume. Cervelli et al. (2002) ont utilisé une méthode d'éléments frontières pour modéliser un dyke soumis à une surpression constante après avoir défini le meilleur type de source envisageable.

Plus récemment Froger et al. (2004) ont réalisé une inversion de données interférométries pour caractériser la géométrie du dyke de l'éruption d'août 2003 au Piton de la Fournaise en combinant la méthode d'éléments frontières mixtes (Cayol et Cornet, 1997) et d'inversion de proche voisin développée par Fukushima et al. (2005). Cette méthode d'inversion a aussi servi à modéliser les sources de déplacements liées aux éruptions de mars 1998 à février 2000 sur le Piton de la Fournaise, à partir de données InSAR RADARSAT (Fukushima, 2005b).

Cayol et Cornet (1998b) et plus particulièrement Fukushima et al. (2005) ont mis en évidence que l'effet de la topographie est important et que, la négliger, pouvait induire des erreurs d'estimation de l'ordre de 30 % sur les paramètres géométriques – profondeur de base du dyke et volume du dyke notamment – et jusqu'à 50 % sur les surpressions pour une topographie dont la pente moyenne est de 30°. Négliger la topographie peut donc conduire à des erreurs d'interprétation importantes lorsqu'on étudie les édifices volcaniques dont les pentes moyennes varient de 5° pour les boucliers basaltiques à plus de 35° pour les strato-volcans.
Bien que le Piton de la Fournaise soit un volcan basaltique intra-plaque océanique, ses pentes sont supérieures à 5°. Au sein de l'Enclos Fouqué, dans la partie sommitale limitée à l'Est par les Grandes Pentes, la pente moyenne est de l'ordre de 15°. Sur le cône sommital où se situent les cratères Bory et Dolomieu, les pentes sont plus marquées et varient de 25 à 35°. La prise en compte de la topographie dans les modélisations sur le Piton de la Fournaise est donc une condition à l'obtention de modèles valides.

Le choix de cette méthode 3D-MBEM s'impose donc pour travailler à la fois avec une topographie réaliste et des sources de pression dont les dimensions et les formes sont quelconques et complexes.

Hypothèses de la méthode 3D-MBEM

La méthode d'éléments frontières mixtes de Cayol et Cornet (1997) repose sur un certain nombre d'hypothèses.
Le modèle considère un milieu homogène, isotrope et élastique. Les déformations sont donc reliées linéairement aux contraintes par le module d'Young (E). Le module d'Young a été déterminé à 5 GPa à partir de mesures sismiques (Cayol et Cornet, 1998). Ces évaluations dynamiques ont été corrigées pour tenir compte de la pression dans l'édifice et de la porosité des roches.

D’autres hypothèses sont inhérentes à ce modèle :

- il est statique et ne permet la modélisation que de phénomènes ponctuels dans le temps (injections magmatiques) ou quasi-statiques (inflations / déflations de réservoirs magmatiques) ;
- l’édifice volcanique au moment étudié est supposé avoir retrouvé l’équilibre mécanique ;
- les dykes, au moment de l’étude, sont supposés être à l’équilibre. En effet, des comparaisons entre études théoriques et études de terrain (Delaney et Pollard, 1981 ; Pollard et Muller, 1976 ; Reches et Fink, 1998) ont montré que les formes des dykes étaient compatibles avec leur équilibre à la fin de leur mise en place, c'est à dire que les dykes se sont mis en place alors que la lave était fluide et qu'elle s'est solidifiée en gardant sa forme ;
- les dykes se mettent en place perpendiculairement à la contrainte principale minimum et sont donc soumis à des surpressions. En effet, la majorité des études de terrain (Gudmundsson, 2002; Pollard, 1987; Rubin, 1995) montrent que les dykes s’injectent en intersectant des couches de lave préexistantes, sans créer de décalage vertical des couches traversées ; cette injection se fait donc perpendiculairement à la contrainte principale minimum. De plus, les fractures préexistantes susceptibles de modifier la direction des dykes, sont probablement d'orientation compatible avec le champ de contraintes dans lequel les dykes se mettent en place.
- la surpression appliquée aux structures modélisées est supposée constante. Fukushima et al. (2005) ont montré qu’on ne pouvait résoudre le problème avec des surpressions variables ;
- les conditions imposées aux limites sont des contraintes et non des déplacements. On les considère comme nulles en surface et égales à des surpressions pour les sources de déplacements.

3.1.1.4 Principe de l’inversion

Supposons que l’on dispose de *n* points de données et d’un modèle expliquant ces *n* données au travers de *m* paramètres. On peut définir un vecteur données $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \ldots d_n)$ et

le vecteur paramètres du modèle $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \ldots m_m)$. On peut alors écrire la relation suivante :

$$F(\mathbf{m}) = \mathbf{d}$$

où F est l'opérateur reliant le vecteur paramètres au vecteur données.

Afin de résoudre cette équation il faut que *m* soit inférieur ou égal à *n*. Lorsque l'on peut exprimer F par des équations linéaires, l'équation peut-être résolue par une méthode de moindres carrés. En revanche, lorsque F ne peut pas être exprimé par des équations linéaires, le problème devient non-linéaire et sa résolution nécessite l'emploi d'une méthode d'inversion.

Dans la procédure d'inversion, une fonction coût (ou *misfit*) est définie pour quantifier l'écart entre les données observées et les données modélisées. Ici, cette fonction coût (χ^2) est définie par :

$$\chi^2(\mathbf{m}) = (\mathbf{u}_O - \mathbf{u}_m)^T C_d^{-1} (\mathbf{u}_O - \mathbf{u}_m)$$

où $\mathbf{u}_O$ et $\mathbf{u}_m$ sont respectivement les déplacements observés et les déplacements modélisés, C_d est la matrice de covariance qui permet de prendre en compte les incertitudes sur les données et les corrélations éventuelles entre elles.

La procédure d'inversion repose sur un algorithme ayant pour but de rechercher le ou les modèle(s) minimisant la fonction coût en explorant l'espace *m*-dimensionnel dont les limites sont fixées par d'une part par la physique des problèmes étudiés et d'autre part par le « bon sens » de l'utilisateur.

L'utilisation de modèles simples et de données d'observation implique des incertitudes dans les modèles. À cause de cette particularité, les problèmes inverses ne possèdent généralement pas une solution unique, les inversions fournissent des solutions possibles mais pas nécessairement réalistes. Un modèle expliquant bien les données, donc minimisant bien χ^2, ne sera pas nécessairement réaliste d'un point de vue volcanologique.

Afin de s'assurer de la vraisemblance des résultats des inversions, il convient parfois de comparer les données obtenues avec d'autres sources d'information : un modèle numérique n'a pas nécessairement de réalité géologique.

Matrice de covariance

La fonction coût utilisée ici implique l'utilisation d'une matrice de covariance (C_d) prenant en compte l'incertitude sur les données et la corrélation du bruit des données.
Comme expliqué dans le § 2.1.2.4, seule la composante de l'atmosphère dont les paramètres varient linéairement avec l'altitude est corrigée, lorsque cela est possible, sur les interférogrammes. Les variations de courte longueur d'onde de l'atmosphère ne sont pas modélisables ni corrigeables et constituent une partie du bruit dans les données. La matrice C_d permet de quantifier ce bruit et d'en tenir compte dans les données. La fonction d'auto-corrélation des données est tout d'abord évaluée avant d'être ajustée par une fonction du type :

$$C(r) = \sigma_d^2 \cdot \exp\left(-\frac{r}{a}\right)$$

où r est la distance entre les données, σ_d est la variance du bruit et a la distance de corrélation entre les données (Fukushima et al., 2005) .
La matrice de covariance est donc telle que ses termes diagonaux sont égaux à σ_d et ses termes non diagonaux dépendront de la distance de corrélation entre les données échantillonnées et seront égaux à $C(r)$. Dans le cas des données GPS, la variance utilisée est l'erreur rms sur chaque composante et la distance de corrélation est supposée nulle.

3.1.1.5 Algorithme d'exploration de proche voisin (« Neighbourhood Algorithm », NA)

Afin de résoudre un problème inverse, il convient de choisir convenablement l'algorithme d'exploration des paramètres. Les algorithmes dits de « dérivées » se basent sur le gradient ou le Laplacien des paramètres à inverser et ne fournissent des résultats satisfaisants, dans des temps de calcul raisonnables, que s'il existe une relation simple (quadratique par exemple) entre les données et le modèle.

Dans le cas présent, l'ordre de complexité de la fonction coût est élevé et peut présenter plusieurs minima locaux. On préfère donc des algorithmes basés sur des méthodes de Monte-Carlo qui, en introduisant une part de hasard dans l'exploration de l'espace des paramètres, permettront de converger vers le minimum absolu de la fonction coût. L'algorithme de proche voisin, utilisé ici, présente l'avantage d'explorer l'ensemble de l'espace des paramètres en évitant la convergence vers des minima locaux au profit du minimum absolu de la fonction coût. Cet algorithme permet aussi de converger plus rapidement que d'autres, il est donc plus économique en nombre de modèles calculés (Sambridge, 1999a).

Principes du NA

Le but est d'obtenir des régions de bonne minimisation de la fonction misfit plutôt que d'obtenir un seul et unique modèle optimal.
Les intervalles de valeurs possibles pour les *m* paramètres définissant la géométrie des sources de pression sont spécifiés. L'espace *m*-dimensionnel est exploré au cours d'itérations successives par le NA.

À la première itération, *N* modèles sont choisis aléatoirement en définissant *N* vecteurs **m** au sein de l'espace des paramètres ; ce dernier est alors décomposé en cellules de Voronoi (Sambridge, 1999a), chacune d'entre elles étant centrée sur un **m**{*N*} (Fig. 3.01).
L'écart entre les données modélisées et les données observées est évalué pour chacun des *N* modèles via la fonction coût.
À l'itération *I+1*, l'algorithme génère *N* nouveaux modèles dans l'espace proche des *N* points présentant les misfits les plus faibles de l'itération *I*. *N* nouvelles cellules de Voronoi sont générées (Fig. 3.01).
Cet espace de plus faibles misfits se réduit au fur et à mesure des itérations et converge ainsi vers une famille de meilleures solutions dans l'espace des paramètres.

L'inversion prend fin lorsque l'écart type des *N* modèles évalués à l'itération *I+j* est inférieur à un seuil fixé au début du processus d'inversion. Toutefois, si ce critère de convergence n'est pas atteint, c'est le nombre maximal d'itérations *Imax* qui met fin à l'inversion. A L'issue de cette étape, le meilleur modèle est déterminé, il correspond au modèle de fonction coût minimum.

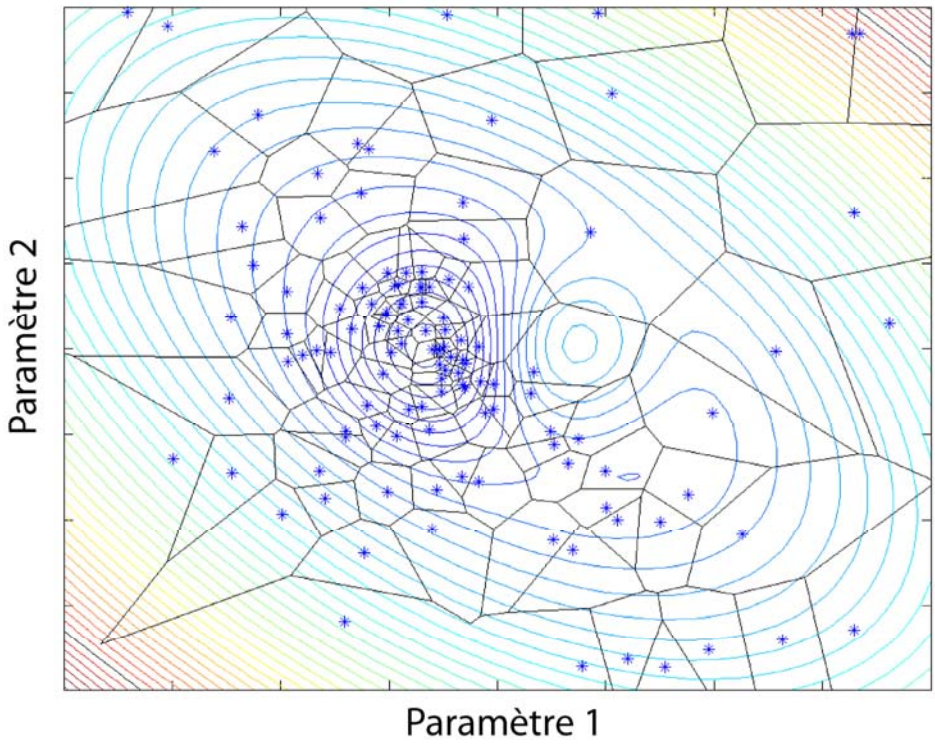


Fig. 3.01 – Décomposition de l'espace des paramètres en cellules de Voronoï (en noir), exemple en deux dimensions. Les modèles (astérisques bleues) sont définis au sein de chaque cellule. En fond, iso-contours de la fonction coût. Au fil des itérations, les cellules de Voronoï se réduisent et se focalisent sur le minimum absolu de la fonction coût. D'après Froger (comm. pers., 2007).

3.1.1.6 Caractérisation statistique des paramètres

La seconde étape de la procédure de modélisation par inversion permet d'estimer les caractéristiques statistiques de chaque paramètre du modèle (modèle moyen, incertitudes ou compromis entre paramètres) et ce, sans avoir à recalculer de modèles contrairement à d'autres méthodes d'estimation (Sambridge, 1999b).

La solution bayesienne d'un problème inverse est une fonction densité de probabilité ou PPD (*Posterior Probability Density*). Dans cet espace, le meilleur modèle correspond au modèle de PPD maximum. A partir des PPDs, le modèle moyen est calculé ainsi que les densités de probabilités marginales. La fonction densité de probabilité marginale 1D (PPD 1D) permet de définir l'intervalle de confiance de chaque paramètre, tandis que la fonction densité de probabilité marginale 2D (PPD 2D) indique les compromis entre paramètres.
Une explication plus détaillée de cette seconde étape de l'inversion est présentée dans la section 3.1.2.5.

3.1.2 Mise en œuvre de la modélisation par éléments frontières mixtes

La mise en œuvre de la modélisation des déplacements co-éruptifs se divise en une série d'étapes visant d'une part à réaliser un maillage des structures impliquées (topographie et source(s) de pression) et d'autre part à préparer les données InSAR et GPS en vue de leur utilisation.

3.1.2.1 Maillage des structures et paramètres utilisés

La modélisation par les éléments frontières implique un maillage des structures en éléments triangulaires. La topographie est la structure sur laquelle sont calculés les déplacements résultant de la mise sous pression des structures internes à l'édifice (dykes, sills, réservoirs magmatiques), les déplacements sont calculés aux nœuds du maillage de la topographie.

Maillage de la topographie

Le maillage de la topographie est réalisé en utilisant l'interface Maill_Interface développée par J.-L. Froger en 2001. Afin de s'affranchir d'artefacts liés à la proximité des bords de la surface, il est important que le maillage de la surface s'étende sur une zone au moins cinq fois plus vaste que l'extension horizontale des sources (Cayol, 1996). Comme il n'est pas raisonnable en terme de coût de calcul d'avoir un maillage dense (50 m d'intervalle entre les nœuds par exemple) à l'échelle de l'édifice entier, un maillage progressif est réalisé : le maillage est plus dense à proximité des fissures éruptives (50 m d'intervalle entre les nœuds) et sur les zones où les gradients de déplacements sont forts, le maillage est plus lâche (150 à 200 m d'intervalle entre les nœuds) lorsqu'on l'on s'éloigne des zones affectées par les déplacements (Fig. 3.02).

Un maillage avec un nombre d'éléments insuffisant peut conduire à une sous-estimation des déplacements en surface, en particulier une sous-estimation de l'ouverture des dykes en surface (Wauthier, 2007). Il convient donc d'utiliser un maillage suffisamment dense.

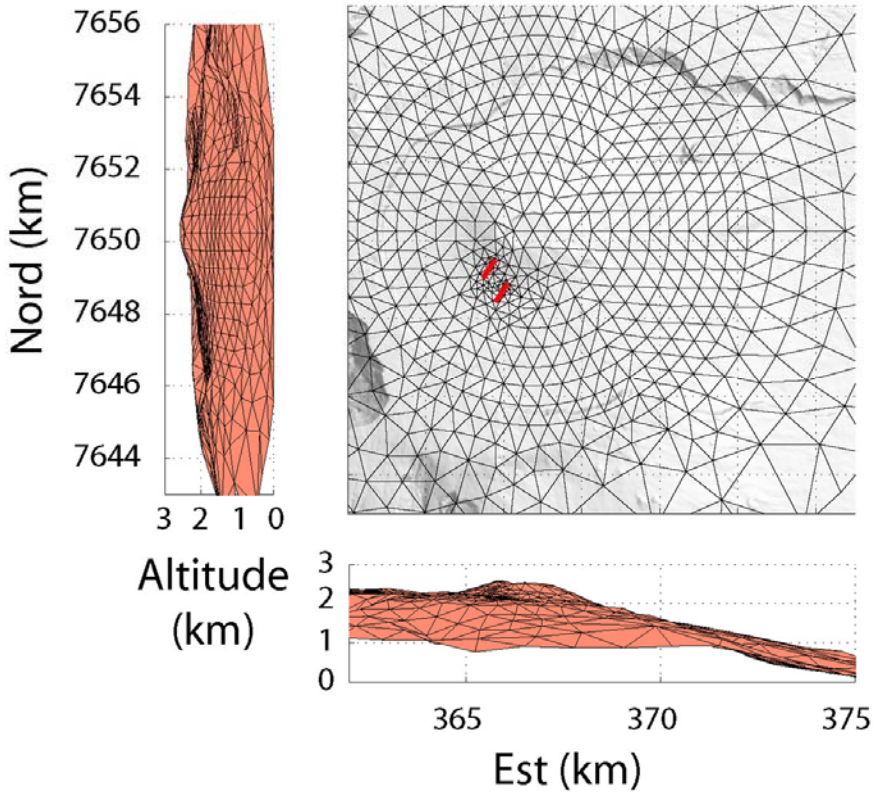


Fig. 3.02 – Extrait d'un maillage topographique progressif avec densification à proximité des fissures éruptives (en rouge), éruption de juillet 2006.

Maillage des sources de pression

Dans le cadre de ce travail, diverses sources de pression ont été testées afin d'expliquer les déplacements observés en surface par l'InSAR et le GPS. Ces structures sont décrites par une variation de pression ΔP (notée P_0 par la suite) et un ensemble de paramètres géométriques définis ci-après. Le maillage de ces structures se fait par l'intermédiaire d'un ensemble de scripts Matlab développés à cet effet.

Cayol et Cornet (1997) ont montré que le nombre d'éléments du maillage des sources affectait l'amplitude des déplacements calculés : un maillage grossier entraîne une surestimation de l'amplitude des déplacements. Dans le cadre de l'inversion de données cette surestimation conduit donc à une sous-estimation de la surpression P_0. Dans la pratique, les inversions sont menées avec un maillage grossier des dykes (150 m entre les nœuds du maillage) et lorsque l'inversion est terminée, un maillage plus fin (50 m entre les nœuds du maillage) est utilisé pour réévaluer la surpression qui minimise la fonction coût.

Les dykes constituent une des principales structures utilisées dans notre étude. Nous supposons ici que les fissures en échelons observées en surface sont liées à une rotation des contraintes elle-même liée à la surface libre mais qu'en profondeur ces échelons sont connectés à un seul dyke (Pollard et al, 1987). Ainsi, nos modèles de dykes sont constitués de deux parties (Fig. 3.03) : une partie principale dont la forme est proche d'un quadrangle et une partie sommitale où le dyke se sépare en échelons allant se connecter à la surface au niveau de la (ou des) fissure(s) éruptive(s). Nous supposons ici que la position des fissures éruptives est connue grâce aux observations sur le terrain et l'observation du motif de franges sur les divers interférogrammes.

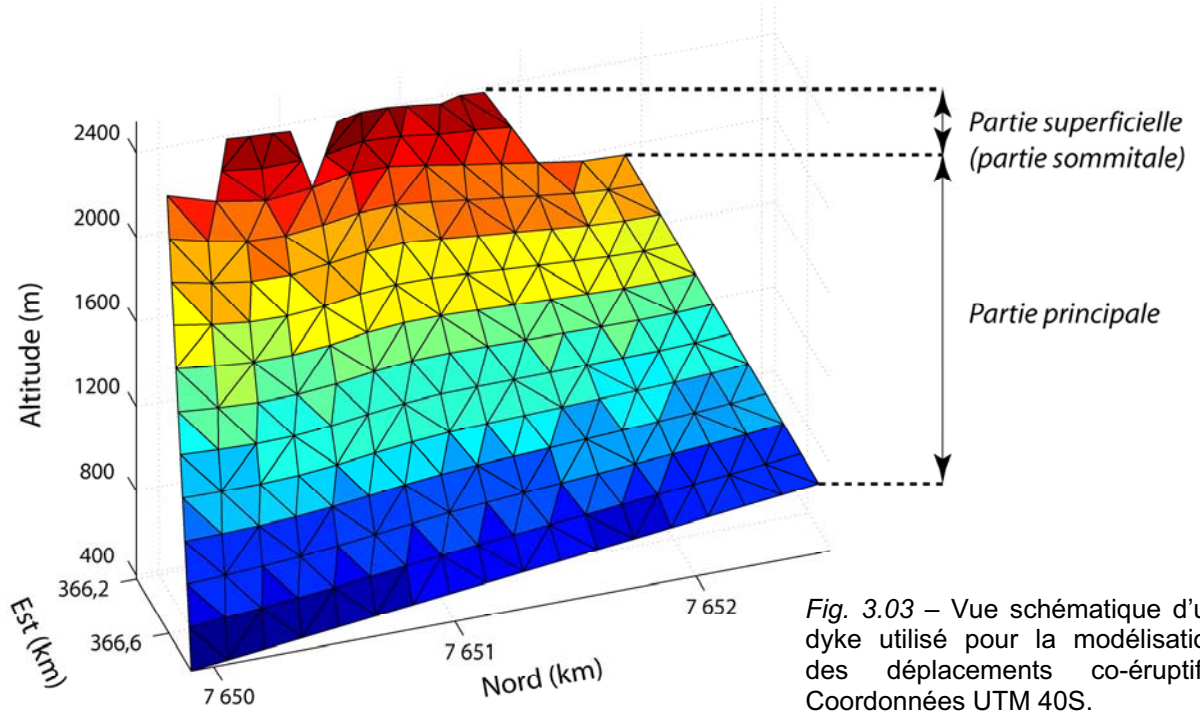


Fig. 3.03 – Vue schématique d'un dyke utilisé pour la modélisation des déplacements co-éruptifs. Coordonnées UTM 40S.
L'intervalle moyen entre les nœuds du maillage est de 150 m.

Le sommet du quadrangle est une courbe moyenne passant par les positions (x,y) des fissures et décalée vers le bas. La base du quadrangle est une ligne définie par 6 paramètres géométriques (Fig. 3.04). Trois paramètres – *dip*, *shear* et *botelv* – permettent de définir la position du point situé au milieu de la ligne à la base du quadrangle et trois autres paramètres - *botlen*, *twist* et *botang* – permettent de définir la position des extrémités de la base du quadrangle. Ces paramètres ont été déterminés afin de pouvoir explorer un espace des paramètres plausibles (Fukushima et al., 2005).

Le pendage, *dip,* est l'angle entre l'horizontale et la ligne joignant les milieux des côtés supérieurs et inférieurs du quadrangle. Le paramètre *botelv* est l'altitude du milieu de la base du quadrangle. *Shear* correspond à l'angle que fait la ligne joignant les milieux des côtés inférieurs et supérieurs du quadrangle avec la verticale. Le coefficient *botlen* est le rapport entre la longueur du côté inférieur et celle du côté supérieur du quadrangle, *twist* est l'angle de rotation horizontale entre les cotés inférieur et supérieur du quadrangle et *botang est* l'angle entre le côté inférieur du quadrangle et l'horizontale.

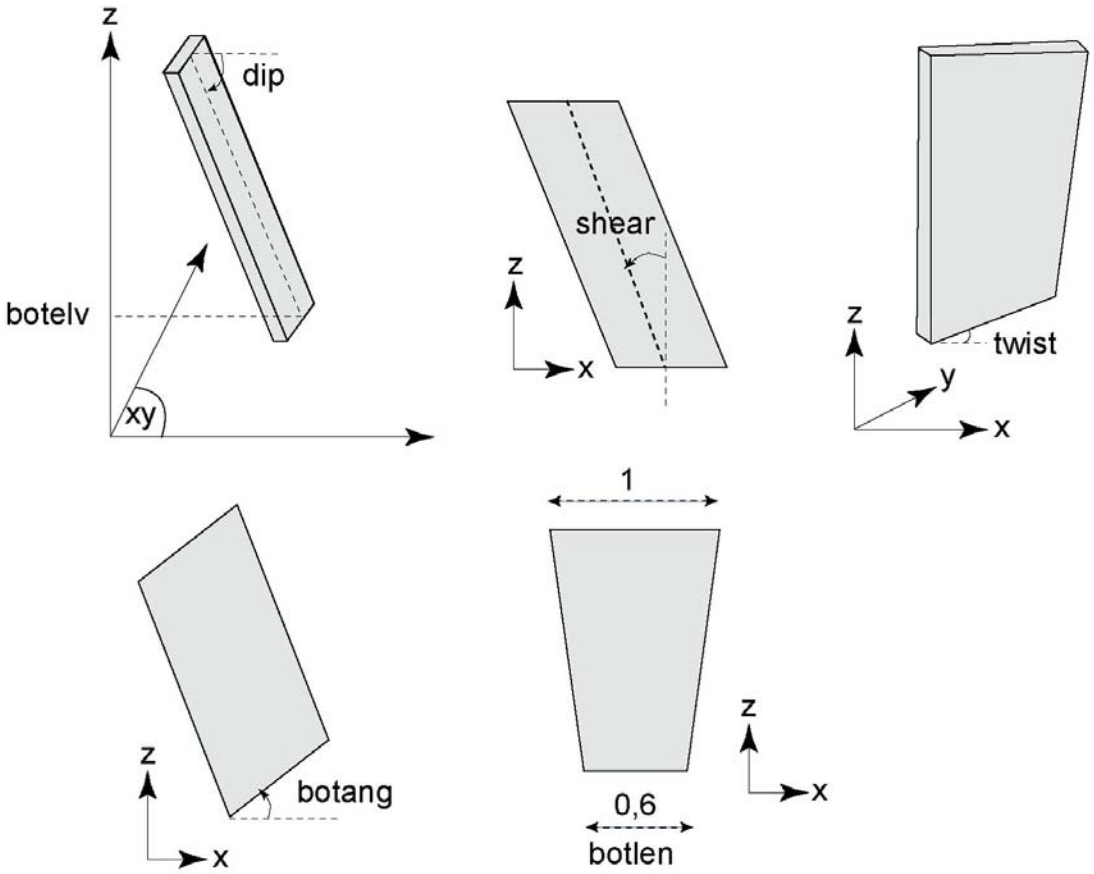


Fig. 3.04 – Paramètres géométriques permettant de définir la partie principale quadrangulaire du dyke. Trois paramètres permettent de définir la ligne joignant les milieux du haut et de la base du quadrangle. *Dip* : pendage, *botelv* : altitude du milieu de la base du dyke, *shear* : angle avec la verticale. Trois paramètres déterminent la position des sommets de la base du dyke. *twist* : angle horizontal entre la base et le haut du quadrangle, *botang* : angle de la base avec l'horizontale et *botlen* : rapport entre la longueur de la base et celle du haut du quadrangle.

À partir du sommet de la partie principale, le dyke se sépare en un ou plusieurs échelons dont la géométrie est contrôlée par deux paramètres (Fig. 3.05) : la profondeur à laquelle le dyke se

sépare en échelon(s) (*d_top*) et un facteur de géométrie de l'échelon (*ech_aspect*) qui précise la façon dont les échelons se séparent de la base.

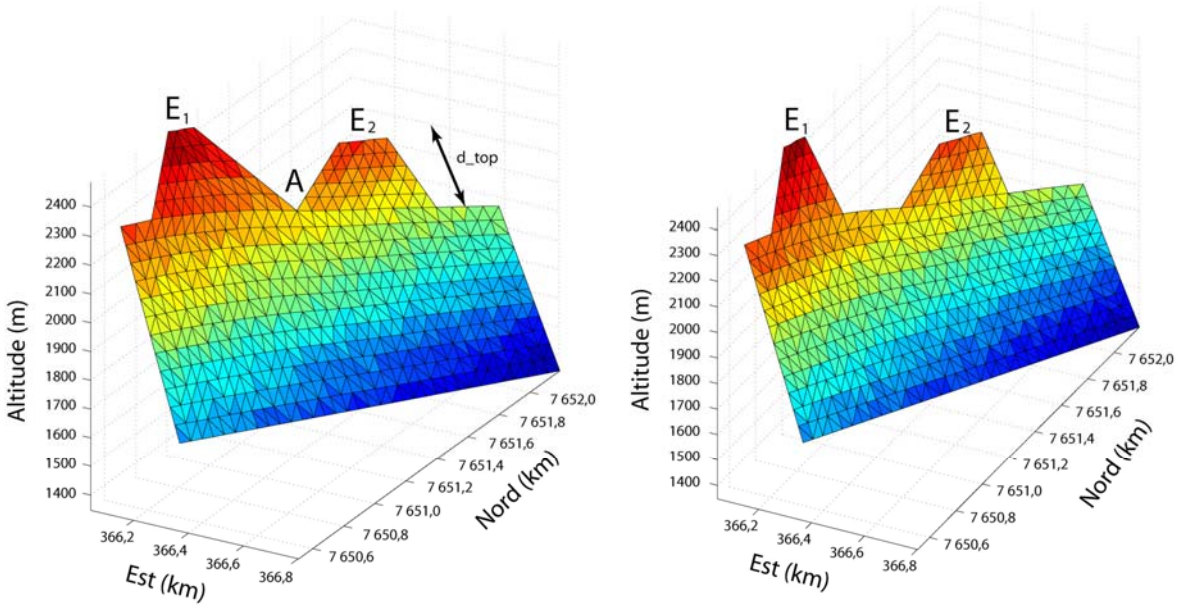


Fig. 3.05 – Géométrie de la partie sommitale du dyke se séparant en échelons (E_1 et E_2) à la profondeur d_top sous la surface à partir du point *A*. À gauche : cas de deux échelons se séparant depuis le même point *A* de la partie principale du dyke. À droite : cas de deux échelons plus distants.

Deux autres paramètres peuvent être utilisés pour obtenir une géométrie de quadrangle courbe (Fig. 3.06) : une courbure de la base du dyke dans le plan contenant le vecteur *botang* (*botcurv* pour bottom curvature), et une courbure du dyke dans son ensemble selon un angle vertical (*vertcurv* pour vertical curvature).

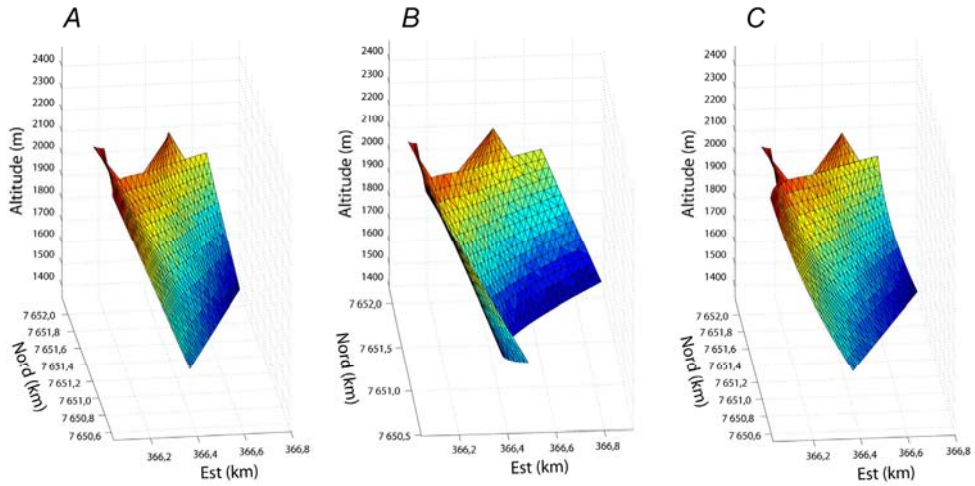


Fig. 3.06 – Paramètres *botcurv* et vertcurv permettant de courber le dyke.
A : botcurv = 0 ; vertcurv = 0°. *B* : botcurv = -30° ; vertcurv = 0°. *C* : botcurv = 0° ; vertcurv = 10°.

Les réservoirs magmatiques peuvent être modélisés en utilisant un ellipsoïde dont la géométrie est définie par 9 paramètres (Fig. 3.07). Trois paramètres (*X,Y,Z)* définissent la position du centre de l'ellipsoïde ; trois autres (s_1,s_2,s_3) sont les longueurs des axes de l'ellipsoïde avec $s_1 > s_2 > s_3$. Enfin trois angles permettent de préciser l'orientation de l'ellipsoïde dans l'espace : l'azimut (*az*), le pendage du grand axe de l'ellipsoïde (*vertang*) et l'angle de rotation de l'ellipsoïde autour de son grand axe (*rotang*).

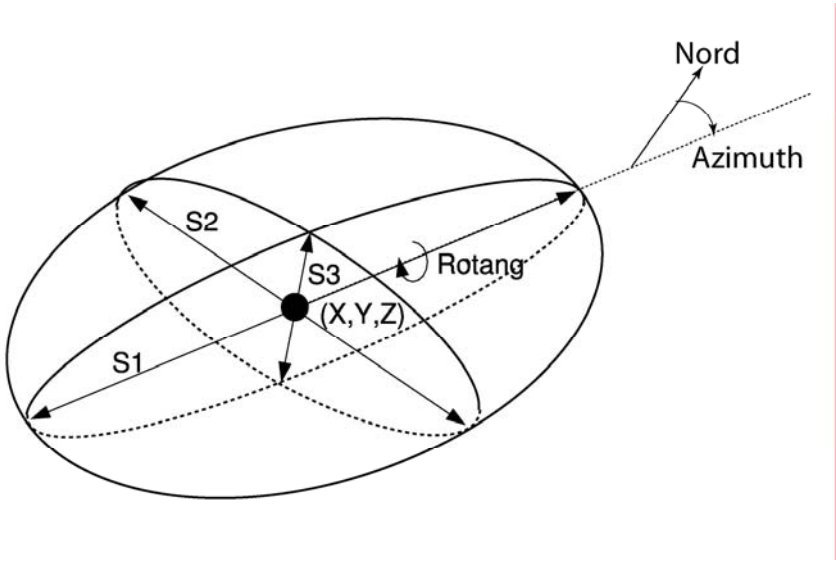


Fig. 3.07 – Paramètres géométriques décrivant l'ellipsoïde utilisé pour la modélisation d'un réservoir magmatique.

L'autre structure utilisée dans ce travail pour modéliser les réservoirs magmatiques est une sphère définie par quatre paramètres géométriques : (*X*,*Y*,*Z*) définissent la position du centre de la sphère et *r* son rayon.

3.1.2.2 Echantillonnage des données InSAR

Afin de pouvoir utiliser les données InSAR conjointement aux données GPS dans nos inversions, un sous-échantillonnage est effectué. On considère que les zones à forts gradients de déplacement apportent plus d'information pertinente que les zones à faibles gradients. Le sous-échantillonnage a donc pour but de donner un poids plus fort aux zones à forts gradients. De plus, l'information contenue dans les données InSAR est redondante et il est impossible,

avec les capacités informatiques actuelles, de travailler avec la résolution spatiale maximale offerte par l'interférométrie radar. En effet, le Piton de la Fournaise est imagé par environ $1{,}4.10^6$ pixels cohérents, ce qui dépasse de loin nos capacités de calcul.

On peut distinguer trois principales méthodes de sous-échantillonnage des données (Fukushima et al., 2005 et Fig. 3.08) :

- régulier où les points sont répartis selon une grille rectangulaire ;
- circulaire progressif dérivant du maillage de la topographie, le maximum d'échantillonnage est centré sur les fissures éruptives ;
- quadtree (Jonsonn et al., 2002) où l'interférogramme est décimé en quadrants dont la dimension est inversement proportionnelle aux gradients de déplacements.

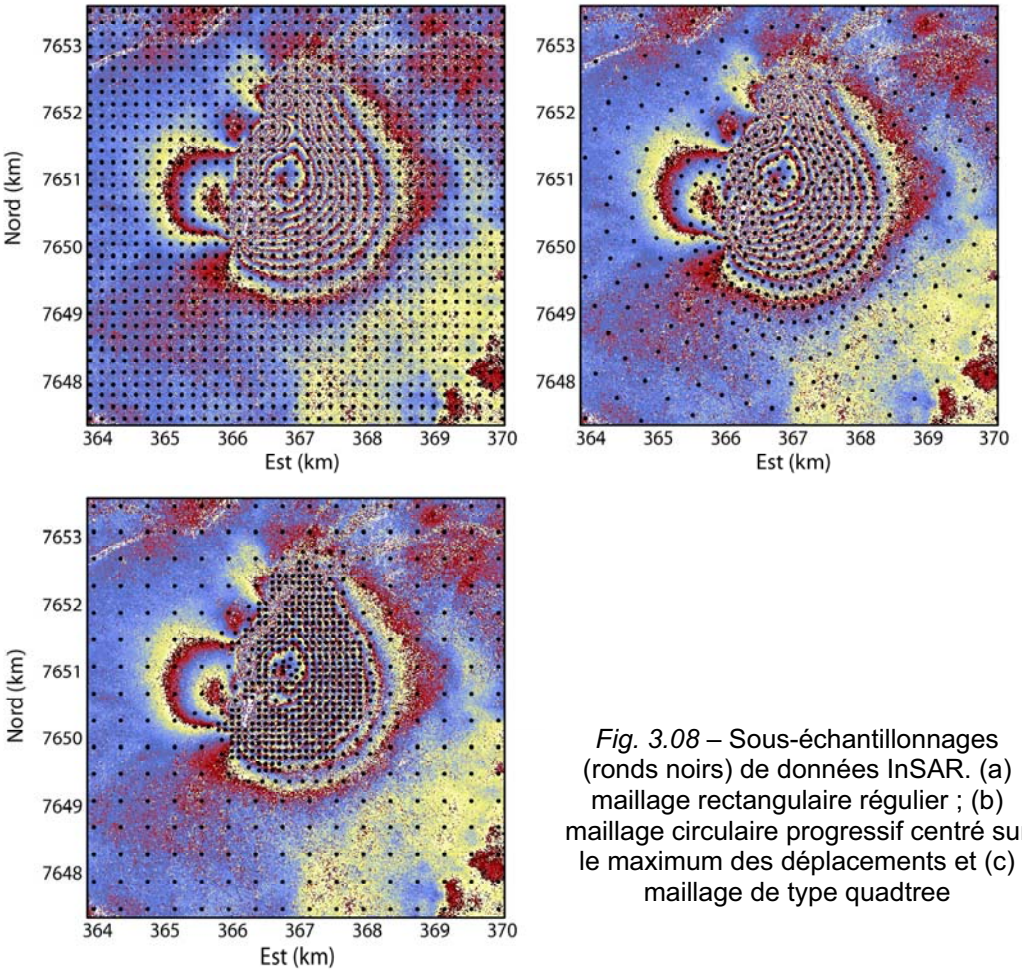


Fig. 3.08 – Sous-échantillonnages (ronds noirs) de données InSAR. (a) maillage rectangulaire régulier ; (b) maillage circulaire progressif centré sur le maximum des déplacements et (c) maillage de type quadtree

L'influence de ces techniques de sous-échantillonnage a été étudiée par Fukushima et al. (2005) sur la base d'inversions menées sur des données InSAR synthétiques. Les auteurs concluent que les trois méthodes permettent de retrouver, avec des intervalles de confiance raisonnables, les paramètres de la source des déplacements synthétiques (Fig. 3.09). Cependant la méthode quadtree permet de s'approcher au mieux des paramètres du modèle synthétique.

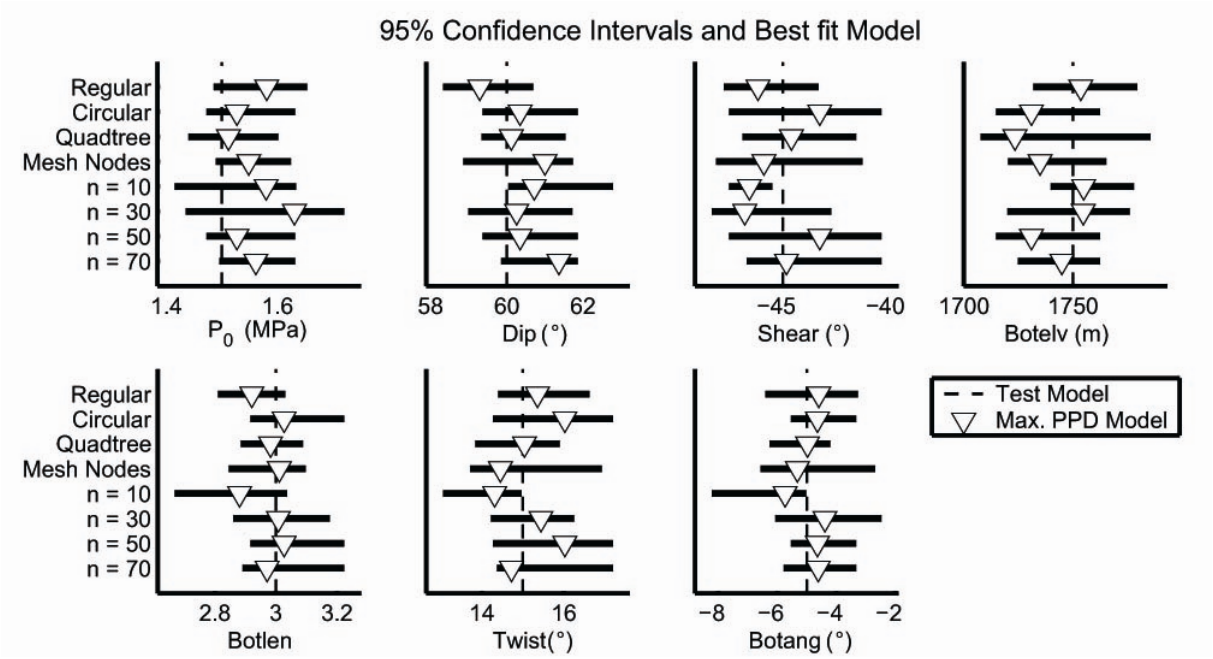


Fig. 3.09 – Modèle avec maximum de probabilité (triangles vides) et intervalles de confiance à 95 % (lignes noires) pour les divers paramètres utilisés lors de l'inversion (*dip, botelv*, etc.) et pour diverses méthodes de sous-échantillonnages, notamment : rectangulaire (*regular*), circulaire (*circular*) et quadtree. D'après Fukushima et al. (2005).

Pour la suite de nos travaux, la méthode quadtree est la méthode de décimation retenue pour sous-échantillonner les données interférométriques. L'interférogramme est divisé en quadrants de tailles de plus en plus petites jusqu'à ce que la variance des déplacements du quadrant ait atteint une valeur seuil fixée auparavant, les données sont alors échantillonnées au centre de chaque quadrant. Le seuil est fixé en fonction du bruit de l'interférogramme (cf. paragraphe suivant). Les zones où les gradients de déplacements sont importants seront donc plus densément échantillonnées puisque la taille du quadrant pour laquelle la variance sera inférieure au seuil sera d'autant plus petite. En revanche, loin des fissures éruptives, les déplacements et donc leur variance sont faibles, si bien que les quadrants seront de grande taille (Fig. 3.10).

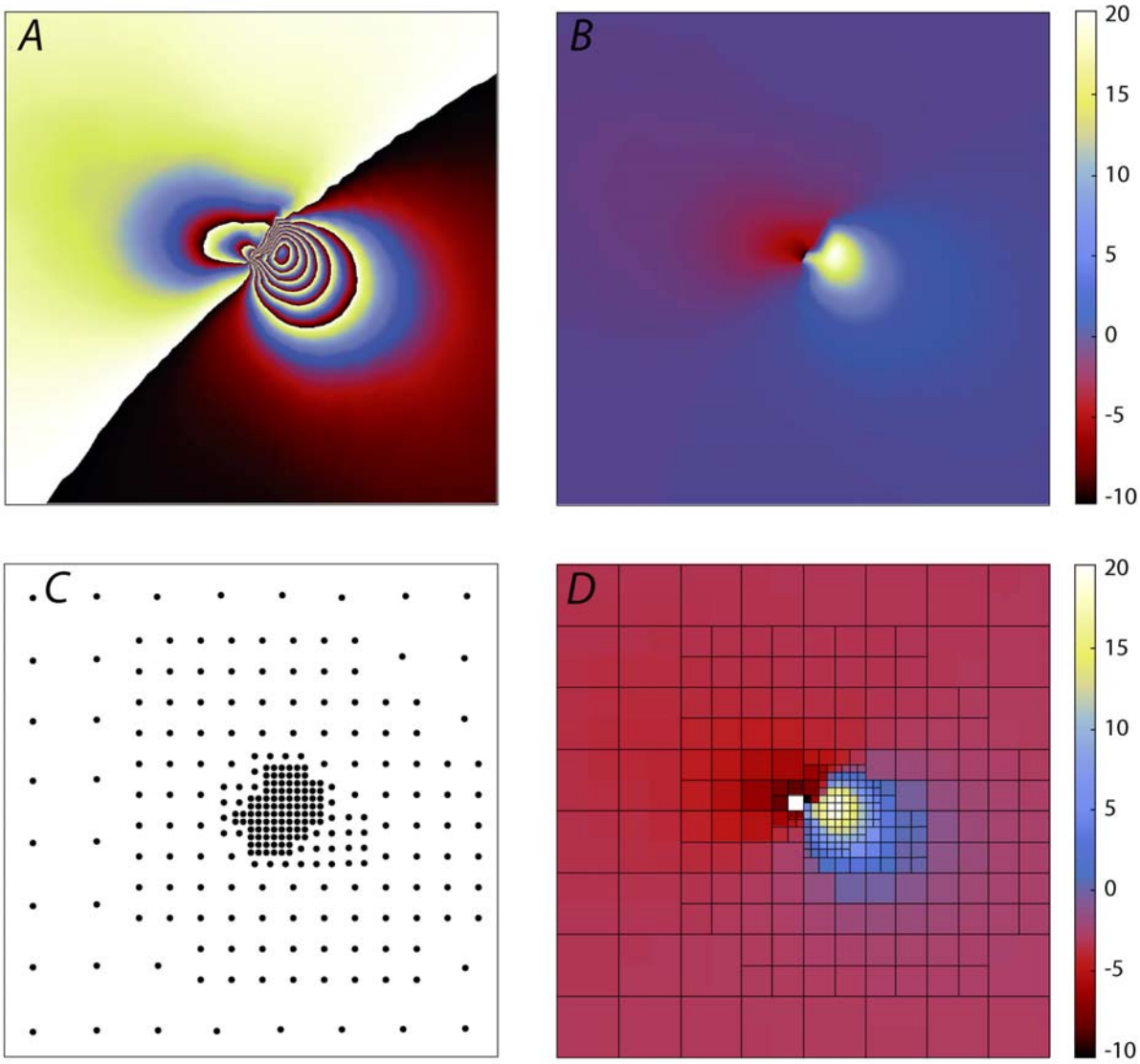


Fig. 3.10 – Principe du sous-échantillonnage quadtree. (*A*) interférogramme ; (*B*) interférogramme déroulé, déplacements en cm LOS ; (*C*) points de sous échantillonnage des données InSAR, chaque point correspond au centre d'un quadrant de sous-échantillonnage et (*D*) sous-échantillonnage en quadrants dont la taille dépend du gradient des déplacements, déplacements en cm LOS.

3.1.2.3 Analyse du bruit

Comme les contributions indésirables (bruit atmosphérique, résidus topographiques et subsidence des coulées de laves) ne peuvent pas être modélisées et éliminées convenablement des interférogrammes, il est important d'essayer de quantifier l'influence qu'elles vont avoir sur la précision des mesures géodésiques dérivées de l'interférogramme. Dans cette étude, on évalue la corrélation du bruit des données par ajustement de l'auto-corrélation des données par une fonction de type exponentielle (Fukushima et al., 2005). Afin de quantifier les

contributions non-désirées, l'analyse du bruit des données a été effectuée sur 45 interférogrammes couvrant des périodes inter-éruptives. Sur ces interférogrammes, on note la présence d'un signal centré sur le cône sommital pouvant être lié à l'activité d'une source de pression plus ou moins profonde (type réservoir magmatique) lors des périodes inter-éruptives (cf. 2.4.1.3) : cette zone n'a pas été conservée pour l'étude du bruit.
Les interférogrammes utilisés dans cette étude ont été corrigés d'une éventuelle contribution atmosphérique corrélée à l'altitude en utilisant la procédure de correction décrite précédemment (cf. 2.3.4.6).

Sur la figure 3.11 est représentée l'auto-corrélation des données moyennée sur les interférogrammes, en fonction des intervalles de distance. L'auto-corrélation des données InSAR est bien ajustée par une fonction de type exponentielle. A partir de cet ajustement, on déduit une valeur de variance d'environ 1.10^{-4} m^2 soit 100 mm^2, valeur qui est proche de celle estimée par Fukushima et al. (2005) sur quatre interférogrammes RADARSAT couvrant l'éruption de février 2002 au Piton de la Fournaise (88 mm²). La distance de corrélation est estimée à 650 m.

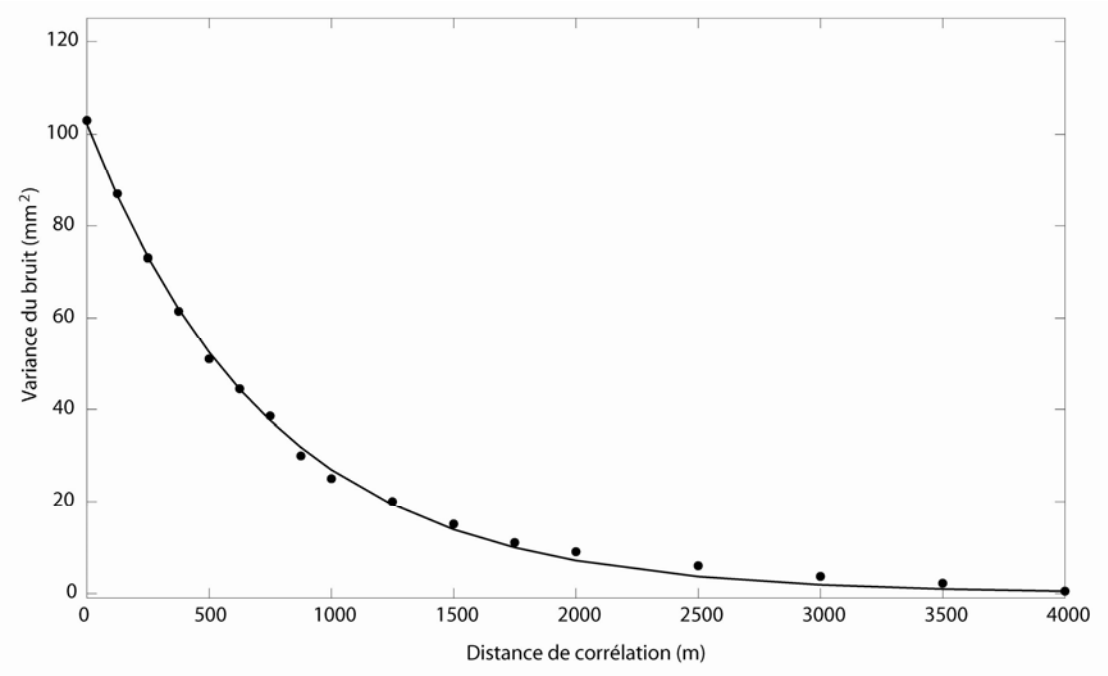


Fig. 3.11 – Fonction d'auto-corrélation estimée à partir du bruit moyenné sur 45 interférogrammes. Les points représentent l'auto-corrélation des données et la courbe représente son ajustement par une fonction exponentielle.

Cette fonction exponentielle est représentative du bruit moyen présent sur les interférogrammes du Piton de la Fournaise. L'ajustement par une fonction exponentielle du bruit de chaque interférogramme, pris séparément, n'est pas nécessairement aussi bon que celui de la figure 3.11. Il existe dans le bruit deux composantes distinctes : une composante dont la structure peut-être décrite par la fonction exponentielle utilisée ici, et une autre composante de plus courte longueur. Le fait de moyenner les données de 45 interférogrammes fait disparaître cette composante de plus courte longueur d'onde.
Toutefois, pour les inversions réalisées, les caractéristiques du bruit propre à chaque interférogramme utilisé (et non pas ces caractéristiques moyennées) seront injectées dans la matrice de covariance C_d définie au paragraphe 3.1.1.4.

3.1.2.4 Temps de calcul

Une fois les données échantillonnées et les procédures de maillage adaptées au cas étudié, l'inversion des données en utilisant l'algorithme NA est possible. Il est important de noter que, malgré la puissance de calculs des ordinateurs dont nous disposons, les deux étapes de modélisation : 1) inversion des données avec détermination des meilleurs paramètres et 2) caractérisation statistique des paramètres, nécessitent en moyenne 55 à 80 heures de calcul (sur la base d'un processeur AMD Opteron 8216 et de 32 Gbytes de RAM). L'utilisation de Matlab pour le calcul des inversions limite la mémoire utilisée à 3 Gbytes. Certains compromis sur le nombre de données et le nombre de paramètres utilisés doivent donc être parfois effectués.

3.1.2.5 Résultats des inversions

Dans ce paragraphe, afin de faciliter la compréhension et l'interprétation des différentes modélisations présentées dans la suite de ce chapitre, nous expliquerons les résultats obtenus à l'issue d'une inversion.
Nous illustrerons nos propos de données issues de divers cas de modélisation sans préciser à quelles éruptions elles se rapportent. Nous expliquerons en détail la nature des différents résultats obtenus à l'issue d'une inversion.

Afin d'évaluer l'écart entre données et modèles, nous utiliserons le pourcentage de données expliquées (*% données expliquées = 100 – misfit)*, et la valeur d'erreur rms en millimètres définie par la relation :

$$rms = 10^3 \cdot \sqrt{\frac{\sum_n \left(U_{obs} - U_{\mathrm{mod}}\right)^2}{n}}$$

où U_{obs} et U_{mod} sont respectivement les déplacements observés et les déplacements modélisés en mètres et n le nombre de données de déplacements. L'emploi de ce second critère, en complément du pourcentage de données expliquées, permettra au lecteur de comparer directement nos résultats à ceux de la littérature où le rms est fréquemment utilisé.

Première étape : recherche d'un meilleur modèle

Lors de l'étape de recherche du meilleur modèle, 2000 à 10.000 modèles sont évalués. Pour chaque modèle direct calculé à chaque itération d'une inversion, on sauvegarde les valeurs des paramètres utilisés ainsi que des valeurs de misfit et de rms.

La représentation des paramètres en fonction du numéro d'itération (Fig. 3.12) permet de vérifier que le meilleur modèle se situe dans l'espace de variation autorisé pour chaque paramètre. Il n'est pas possible de connaître *a priori* l'intervalle de variation des paramètres mais un intervalle trop étroit se traduira par la convergence d'un paramètre vers une borne de son espace autorisé. Il est alors nécessaire de redéfinir l'espace de paramètres et de relancer une nouvelle inversion.

Cette représentation permet aussi de vérifier que le nombre d'itérations est suffisant pour assurer la convergence des paramètres : dans le cas représenté sur la figure 3.12, l'algorithme n'a commencé à converger qu'après l'itération 75. Cette représentation permet aussi de vérifier que la convergence est bien unimodale ; si ce n'est pas le cas, il est envisageable que deux solutions puissent exister, une discussion sur leur réalité physique serait alors nécessaire. Dans la figure 3.12, le paramètre *twist* présente une valeur en limite supérieure de l'espace des paramètres jusqu'à l'itération 75. Si un intervalle de variation plus large (-50° à +50° par

exemple) avait été défini, ce paramètre aurait peut-être convergé vers une valeur supérieure à 0° au lieu de converger vers -10°.

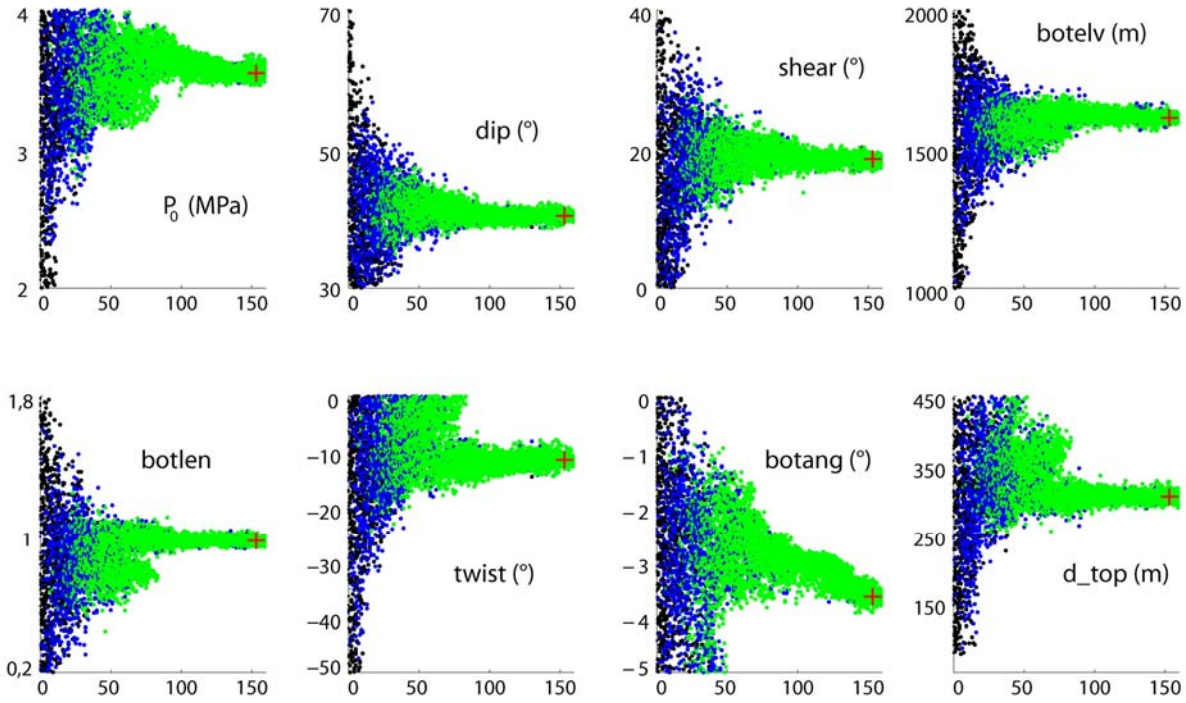


Fig. 3.12 – Représentation des paramètres des modèles en fonction du numéro de l'itération dans l'inversion. Le meilleur modèle est localisé par la croix rouge. La représentation colorée est fonction de la valeur de la fonction coût (*misfit*) : en vert les modèles pour lesquels la fonction coût est inférieure à 10 % de celle du meilleur modèle, en bleu les modèles pour lesquels la fonction coût se situe entre 10 à 30 % de celle du meilleur modèle et en noir les modèles de fonction coût supérieure.

Seconde étape : caractérisation statistique des modèles

La seconde étape de l'inversion fournit les densités de probabilité marginale 1D (PPD 1D) et 2D (PPD 2D) évaluées à partir des modèles issus de la première étape de modélisation (Sambridge, 1999b). Les PPDs-1D montrent une distribution se rapprochant d'une gaussienne unimodale ce qui indique que le modèle moyen est bien contraint (Fig. 3.13). Les intervalles de confiance à 95 % sont aussi représentés (partie ombrée). Les intervalles de confiance sont calculés autour du modèle moyen. Le modèle avec la PPD maximale est le modèle trouvé lors de la première étape de l'inversion (cf. paragraphe précédent). La représentation des PPDs 2D renseigne quant à elle sur les éventuels compromis entre les différents paramètres qui se manifesteraient par une forme allongée des isocontours. Elle indique aussi si les intervalles de

recherche sont suffisamment larges. Si ce n'est pas le cas, les formes des isocontours sont quadrangulaires et suivent les bornes des intervalles.

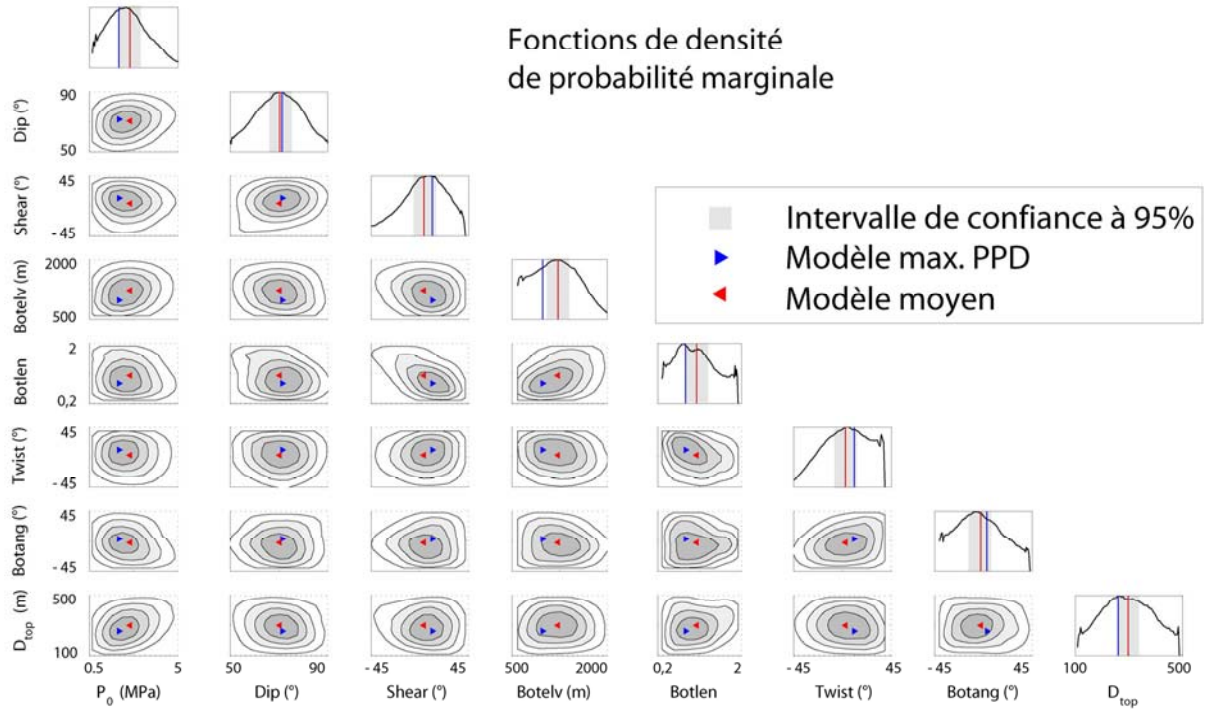


Fig. 3.13 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après la seconde étape de l'inversion. En bleu le modèle avec la probabilité maximale, en rouge le modèle moyen. L'ombrage sur la représentation des PPD-1D correspond à l'intervalle de confiance à 95 %. Les isocontours pour les PPD-2D varient par pas de 0,2 du plus clair au plus foncé : la partie grisée la plus sombre correspond donc à une PPD-2D supérieure à 80 % de la PPD-2D maximale.

Une inversion pourra être considérée comme satisfaisante si les PPDS-1D ont des formes de gaussienne, si les iso-contours des PPD-2D sont circulaires et si le modèle moyen et le modèle présentant la plus forte PPD sont proches.

Déplacements observés, déplacements modélisés et résidus

Une simple représentation des observations, des modèles et des résidus (observation – modèle) permet une évaluation qualitative de l'inversion par la comparaison de la forme des franges (Fig. 3.14). L'écart entre modèle et observation pourra ainsi être facilement apprécié par le lecteur.

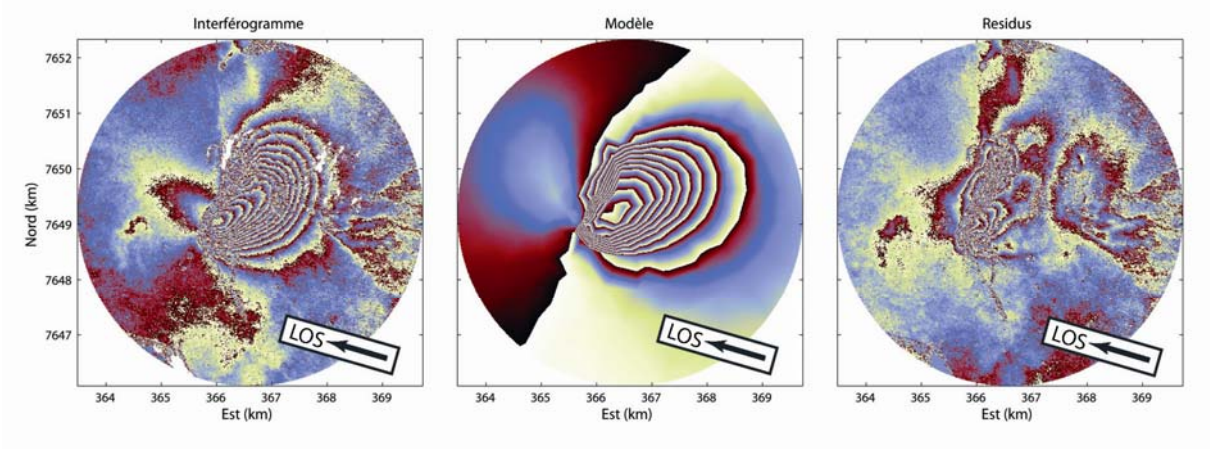


Fig. 3.14 – Représentation des observations (interférogramme), des modèles et des résidus (observation – modèle). La flèche 'LOS' indique l'angle de visée du satellite : de l'Ouest vers l'Est pour les passes ascendantes et de l'Est vers l'Ouest pour les passes descendantes.

3.1.3 Etude de l'apport des acquisitions multiswath pour la modélisation des déplacements

Comme détaillé dans le chapitre 2, les données ASAR-ENVISAT permettent un enregistrement des déplacements selon différents angles d'incidence. La possibilité d'imager un même événement éruptif selon différentes géométries permet une meilleure contrainte des déplacements (cf. 2.3.5.2). Il est utile d'évaluer l'apport de cette acquisition multiswath pour les inversions. Pour cela, nous avons estimé l'influence des différents angles d'incidence sur les caractéristiques statistiques des solutions (modèle moyen et intervalles de confiance).

3.1.3.1 Modèle synthétique

Un modèle synthétique de déplacements a été calculé. Ce modèle correspond à une fissure éruptive localisée sur le flanc sud du cône sommital entre le cratère Dolomieu et Château Fort, les paramètres du dyke synthétique sont reportés sur la figure 3.15.

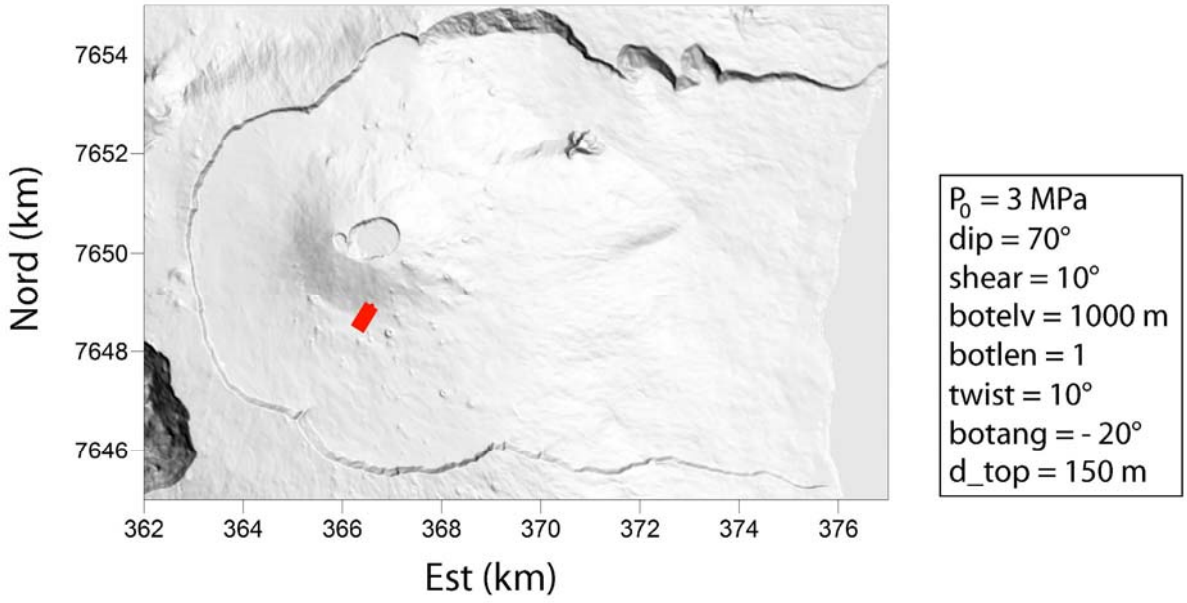


Fig. 3.15 – Localisation de la fissure éruptive en rouge et paramètres associés au dyke utilisé pour le modèle synthétique, coordonnées UTM 40S (km).

Les déplacements sont évalués en surface en utilisant le code 3D-MBEM et sont ensuite projetés selon les différents angles d'incidence d'ASAR centrés sur le Piton de la Fournaise. Afin de se rapprocher d'un cas plus réaliste, un bruit corrélé est injecté dans les données (Fig. 3.16). Ce bruit a les mêmes caractéristiques que celles observées sur les données InSAR du Piton de la Fournaise puisqu'on utilise, pour le générer, la valeur de variance et la distance de corrélation obtenues précédemment par l'étude de 45 interférogrammes inter-éruptifs ($\sigma^2 = 100$ mm^2, distance de corrélation = 650 m). Un bruit différent, mais possédant les mêmes caractéristiques statistiques, est généré et injecté dans chaque interférogramme.

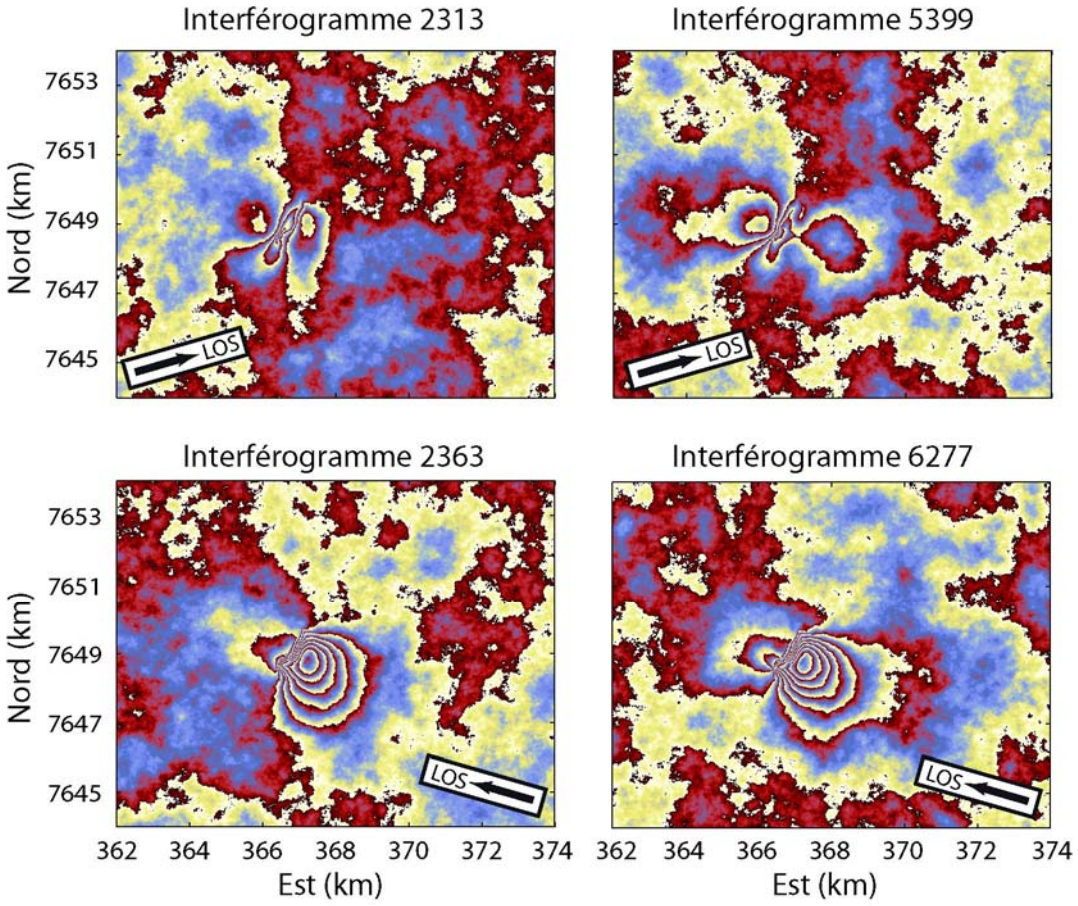


Fig. 3.16 – Interférogrammes synthétiques bruités. LOS indique la ligne de visée du satellite. En haut : déplacements en swaths ascendants 2313 (θ_{inc} ~21°) et 5399 (θ_{inc} ~39°). En bas : déplacements en swaths desendants 2363 (θ_{inc} ~23°) et 6277 (θ_{inc} ~40°).

Les déplacements synthétiques obtenus sont ensuite considérés comme des interférogrammes à part entière et la procédure décrite dans le 3.1.2 est appliquée afin de procéder à des inversions.

3.1.3.2 Choix des données testées

Différentes combinaisons d'interférogrammes permettant d'atteindre des précisions (DoP) différentes ont été retenues pour notre étude afin d'évaluer l'apport réel d'une acquisition multiswath (Tab. 3.01) :

1) Une combinaison n'utilisant qu'un seul interférogramme : le swath 2 ascendant (θ ~23°) qui correspond à un des modes d'acquisition des satellites ERS1-2.
2) Une combinaison utilisant des données issues des swath 2 en passes ascendante et descendante : c'est la combinaison maximale des swaths autorisés par les satellites ERS.
3) Une combinaison regroupant les deux swaths type ERS et un swath 5 ascendant (θ ~39°).
4) Une combinaison regroupant les deux swaths type ERS et un swath 6 descendant (θ ~40°).
5) Une combinaison regroupant les quatre swaths cités précédemment.

Combinaison	2313 A2	5399 A5	2363 D2	6277 D6	ε_x	ε_y	ε_z	DoP
#1	•				-	-	-	-
#2	•		•		*1,95*	-	*0,76*	*2,09*
#3	•	•	•		1,50	19,97	2,32	20,15
#4	•		•	•	2,44	29,32	3,10	29,58
#5	•	•	•	•	0,98	12,47	1,69	12,63

Tab. 3.01 – Combinaisons d'interférogrammes synthétiques utilisés pour l'étude de l'apport du multiswath pour l'inversion des données et précisions sur les composantes (DoP). La valeur de Dop calculée pour la combinaison #2 à deux swaths n'est pas directement comparable aux autres valeurs : deux interférogrammes ne permettent pas de retrouver le champ 3D des déplacements.

Ces combinaisons ne correspondent pas nécessairement aux combinaisons pour lesquelles la précision est maximale (DoP, Tab. 2.17) mais elles se rapprochent des combinaisons d'interférogrammes disponibles pour l'inversion des données sur les périodes éruptives du Piton de la Fournaise. Par ailleurs, comme évoqué au chapitre 2, les swaths 2 ascendants et descendants ne sont pas les plus favorables pour la surveillance de l'activité volcanique de l'édifice réunionnais. Cependant ces swaths A2 et D2 sont les modes d'acquisition par défaut du satellite ENVISAT-ASAR et l'acquisition des données est assurée en arrière-plan par l'ESA même si aucune demande de programmation n'a été formulée. Les données en swaths 2, sauf incident technique, sont donc toujours disponibles dans les archives d'ENVISAT.

3.1.3.3 Meilleurs modèles obtenus

Le tableau 3.02 regroupe les valeurs obtenues pour les meilleurs modèles pour chacune des combinaisons d'interférogrammes étudiées. De manière succincte : l'utilisation du seul swath 2 ascendant ou des deux swaths 2 ascendant et descendant ne permet pas de retrouver les paramètres du modèle synthétique avec des intervalles de confiance raisonnables. L'utilisation de trois interférogrammes ou plus permet de retrouver les paramètres du modèle synthétique avec des intervalles de confiance corrects. L'utilisation de quatre interférogrammes réduit ces intervalles de confiance permettant donc une meilleure contrainte que dans le cas où seuls trois interférogrammes sont utilisés. De plus, l'inversion de quatre interférogrammes permet une convergence plus rapide vers un meilleur modèle.

Combinaison n°1 : swath 2 ascendant

La figure 3.17 représente les PPDs 1D et 2D caractéristiques de cette inversion. Le meilleur modèle trouvé est en limite de l'espace de variation autorisée pour les paramètres. L'inversion, bien qu'elle ait convergé, n'a pas conduit à l'obtention d'un modèle proche du modèle synthétique. En particulier les paramètres *twist*, *botang*, *d_top* du modèle synthétique sont en dehors des intervalles de confiance. Pour tous les paramètres, les intervalles de confiance sont presque aussi larges que la gamme de variation autorisée pour chaque paramètre, ce qui semble indiquer que le modèle obtenu est conditionné par l'espace des paramètres choisi en début de recherche. On peut néanmoins noter que le modèle moyen est plus proche du modèle synthétique que le meilleur modèle.
L'utilisation du seul swath 2 ascendant ne permet pas de retrouver la géométrie du modèle test ; la représentation des déplacements observés, modélisés et des résidus sur la figure 3.18 montre d'ailleurs clairement l'écart entre le meilleur modèle et l'interférogramme test.

Paramètre	Modèle synthétique	Intervalle de recherche	Combinaison									
			Ascendant 2313		Ascendant 2313 Descendant 2363		Ascendants 2313 et 5399 Descendant 2363		Ascendant 2313 Descendants 2363 et 6277		Ascendants 2313 et 5399 Descendants 2363 et 6277	
			Etape 1	Etape 2	Etape 1	Etape 2	Etape 1	Etape 2	Etape 1	Etape 2	Etape 1	Etape 2
P_0 (MPa)	3,0	0,5 à 5,0	0,65	1,70 ± 2,03	0,26	1,26 ± 1,4	4,8	3,37 ± 0,50	1,68	1,94 ± 0,78	3,54	2,87 ± 0,24
dip (°)	70	50 à 90	89,8	73,1 ± 15,6	89,9	75,7 ± 10,0	73,5	72,0 ± 6,6	55,5	69,0 ± 7,1	72,0	73,0 ± 4,8
shear (°)	10	- 45 à 45	-39,9	-10,6 ± 22,5	- 39,9	6,9 ± 17,4	40,0	7,4 ± 10,8	-11,8	- 4,0 ± 14,3	0,65	- 3,1 ± 6,5
botelv (m)	1000	500 à 2000	506	1041 ± 481	945	1350 ± 281	1041	953 ± 175	1174	1071 ± 178	1077	1083 ± 135
botlen	1	0,2 à 2,0	1,76	1,04 ± 0,53	2,00	1,09 ± 0,40	0,24	0,83 ± 0,17	0,15	0,81 ± 0,23	1,02	0,91 ± 0,15
twist (°)	10	- 45 à 45	-43,09	- 24,8 ± 19,4	-40,0	- 8,66 ± 19,6	- 39,9	- 0,05 ± 10,1	- 24,5	- 2,40 ± 8,1	5,33	9,03 ± 6,8
botang (°)	- 20	- 45 à 45	8,5	11,7 ± 21,8	-30,5	- 0,26 ± 21,6	2,83	1,8 ± 12,8	- 14,9	- 0,75 ± 12,9	-11,6	- 8,43 ± 10,9
d_top (m)	150	100 à 500	499	364 ± 105	500	325 ± 117	131	185 ± 53	274,6	220 ± 82	216	178 ± 53
Misfit (%)	-	-	25,97		22,72		16,70		19,52		8,64	
rms (mm)	-	-	26,7		27,2		9,6		9,9		8,9	
Nombre de modèles directs calculés			7250		6700		5350		5400		4850	

Tab 3.02 – Résultats des inversions de données InSAR synthétiques dans le cadre de l'étude sur l'apport des acquisitions multiswath d'ASAR-ENVISAT. La colonne « Etape 1 » correspond au meilleur modèle trouvé à l'issue de la première étape des inversions et la colonne « Etape 2 » correspond au modèle moyen et aux intervalles de confiance déterminés à l'issue de la seconde étape des inversions. En grisé, les paramètres du modèle synthétique qui ont été retrouvés, dans les intervalles de confiance.

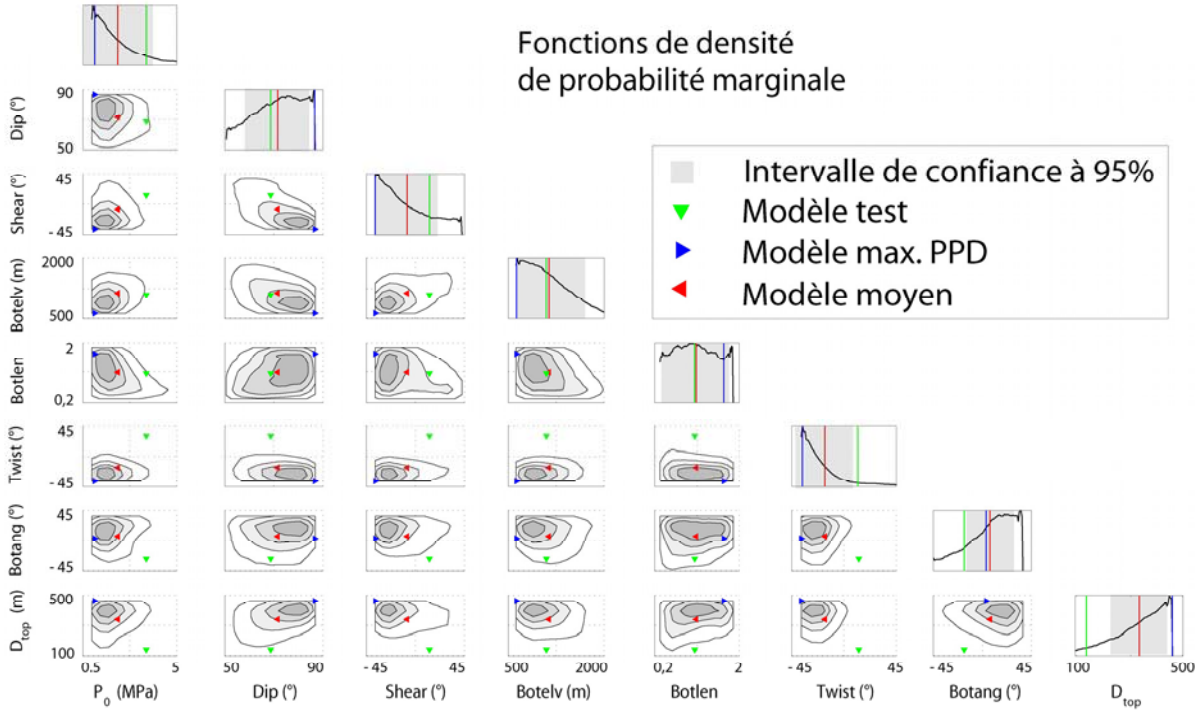


Fig. 3.17 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données synthétiques de l'interférogramme swath 2 ascendant. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. Voir 3.1.2.5 pour une explication détaillée du diagramme

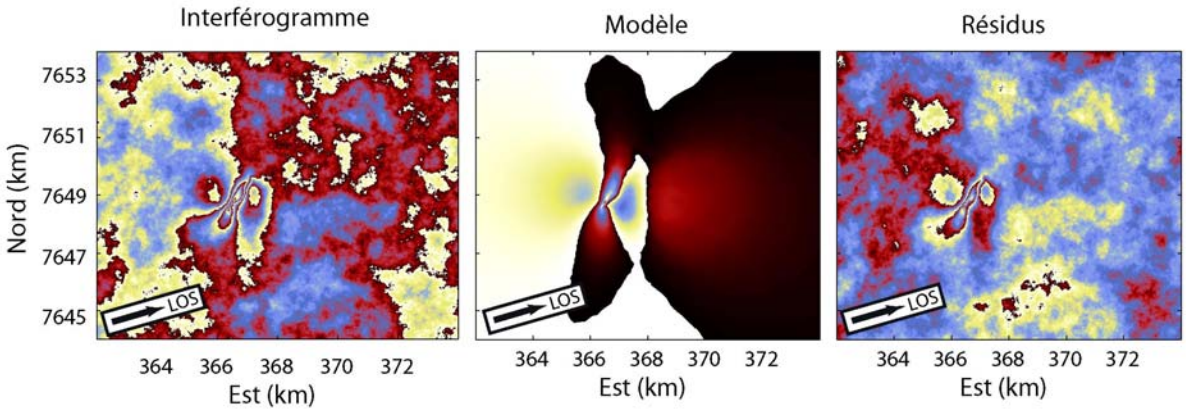


Fig. 3.18 – Représentation des observations (interférogramme), du modèle et des résidus (observation – modèle) obtenus à l'issue de l'inversion des données synthétiques de l'interférogramme en swath 2 ascendant. Les données sont projetées selon les caractéristiques du swath 2 ascendant, track 313.

Combinaison n°2 : swath 2 ascendant et swath 2 descendant

L'utilisation des deux swaths 2 ascendant et descendant permet de réduire les intervalles de confiance (Fig. 3.19 et Tab. 3.02). Le meilleur modèle diffère nettement du modèle synthétique mais le modèle moyen montre qu'il est possible de contraindre le pendage du dyke (*dip*), l'angle *shear*, le facteur *botlen* et l'angle *twist* avec des intervalles de confiance élevés mais inférieurs à la moitié des intervalles de variation des paramètres. De même que précédemment le modèle moyen correspond à des paramètres plus proches du modèle synthétique que le meilleur modèle.

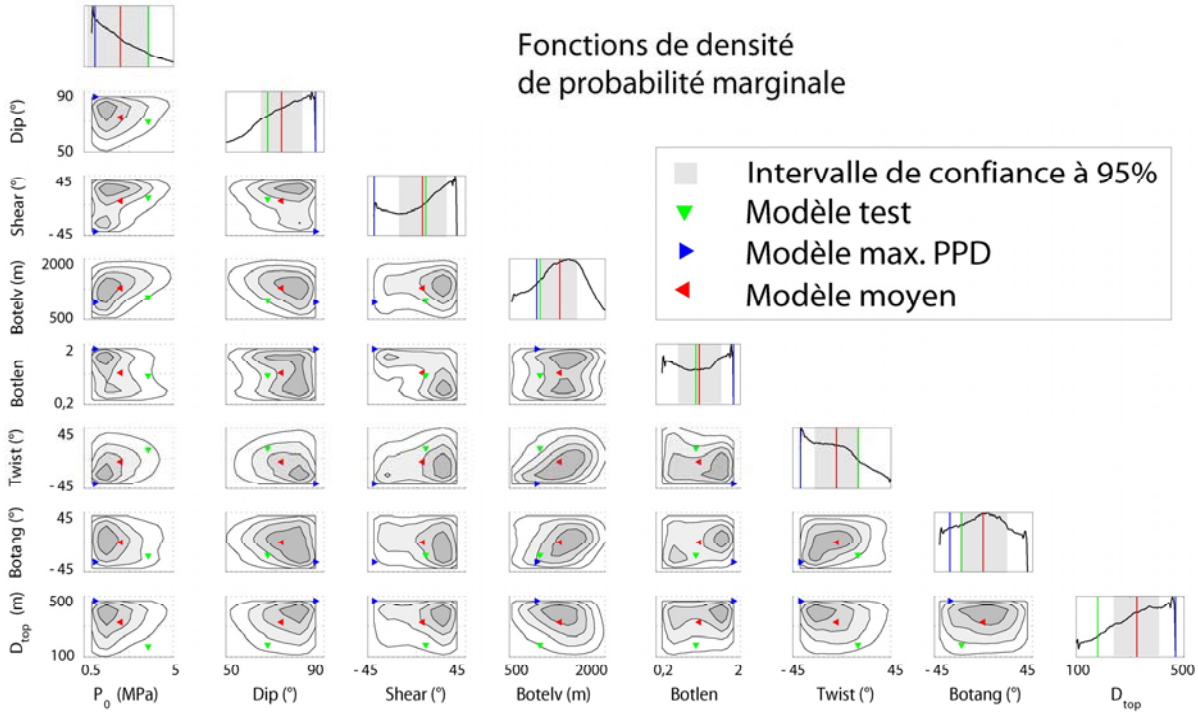
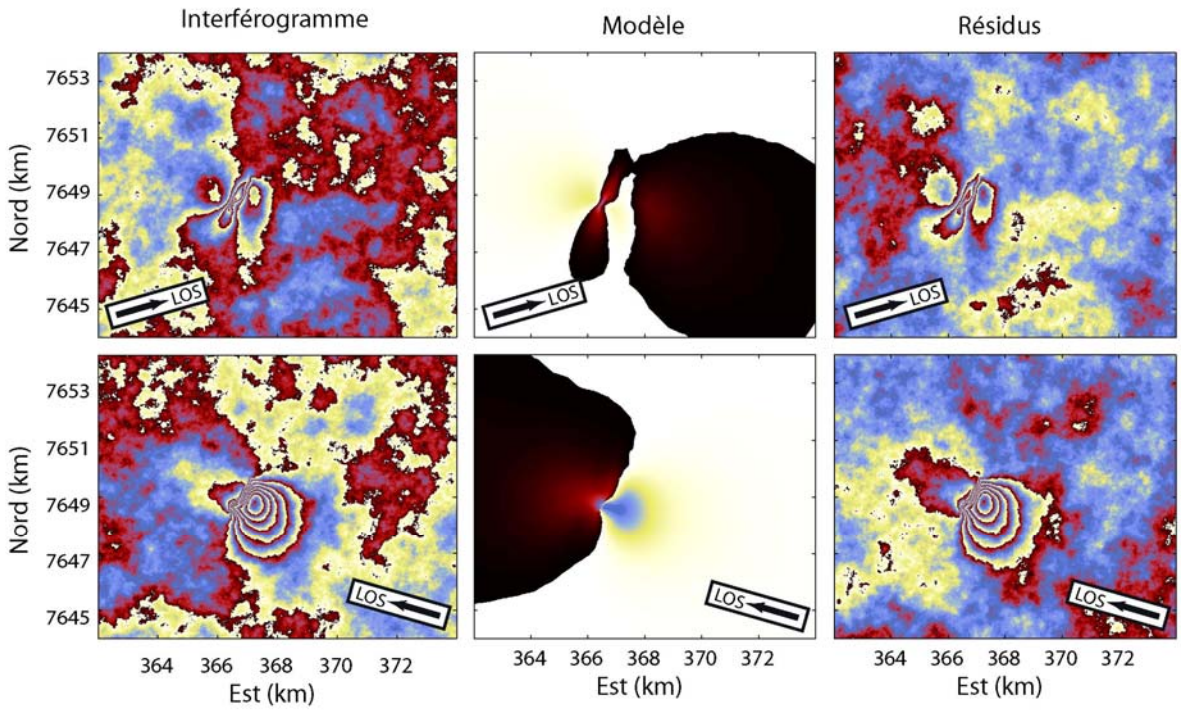


Fig. 3.19 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données synthétiques des interférogramme en swath 2 ascendant et en swath 2 descendant. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.

La représentation des observations, du modèle moyen et des résidus sur la figure 3.20 montre que les déplacements ne sont pas bien expliqués par cette inversion. La faible surpression (1,26 MPa) associée au meilleur modèle peut expliquer ce mauvais accord entre les observations et le modèle



.

Fig. 3.20 – Représentation des observations (interférogramme), du modèle et des résidus (observation – modèle) obtenus à l'issue de l'inversion des données synthétiques des interférogrammes en swath 2 ascendant et swath 2 descendant. Les données sont projetées selon les caractéristiques du swath 2 ascendant track 313 en haut, et selon les caractéristiques du swath 2 descendant track 363 en bas.

Combinaison n°3 : swaths 2 et 5 ascendant et swath 2 descendant

L'utilisation de ces trois swaths permet de retrouver les paramètres du modèle test avec de bons intervalles de confiance (Tab. 3.02). Seuls les paramètres *twist* et *botang* sont en dehors des intervalles de confiance. Là encore, les valeurs du modèle moyen sont plus proches du modèle synthétique que les valeurs du meilleur modèle.

La représentation des déplacements modélisés, observés et des résidus permet de constater que le modèle moyen permet de rendre compte des déplacements observés (Fig. 3.21). Les résidus en swath 2 ascendant sont négligeables et de l'ordre du bruit des données. En swath 5 ascendant et en swath 2 descendant il existe un faible résidu de déplacements co-éruptifs.

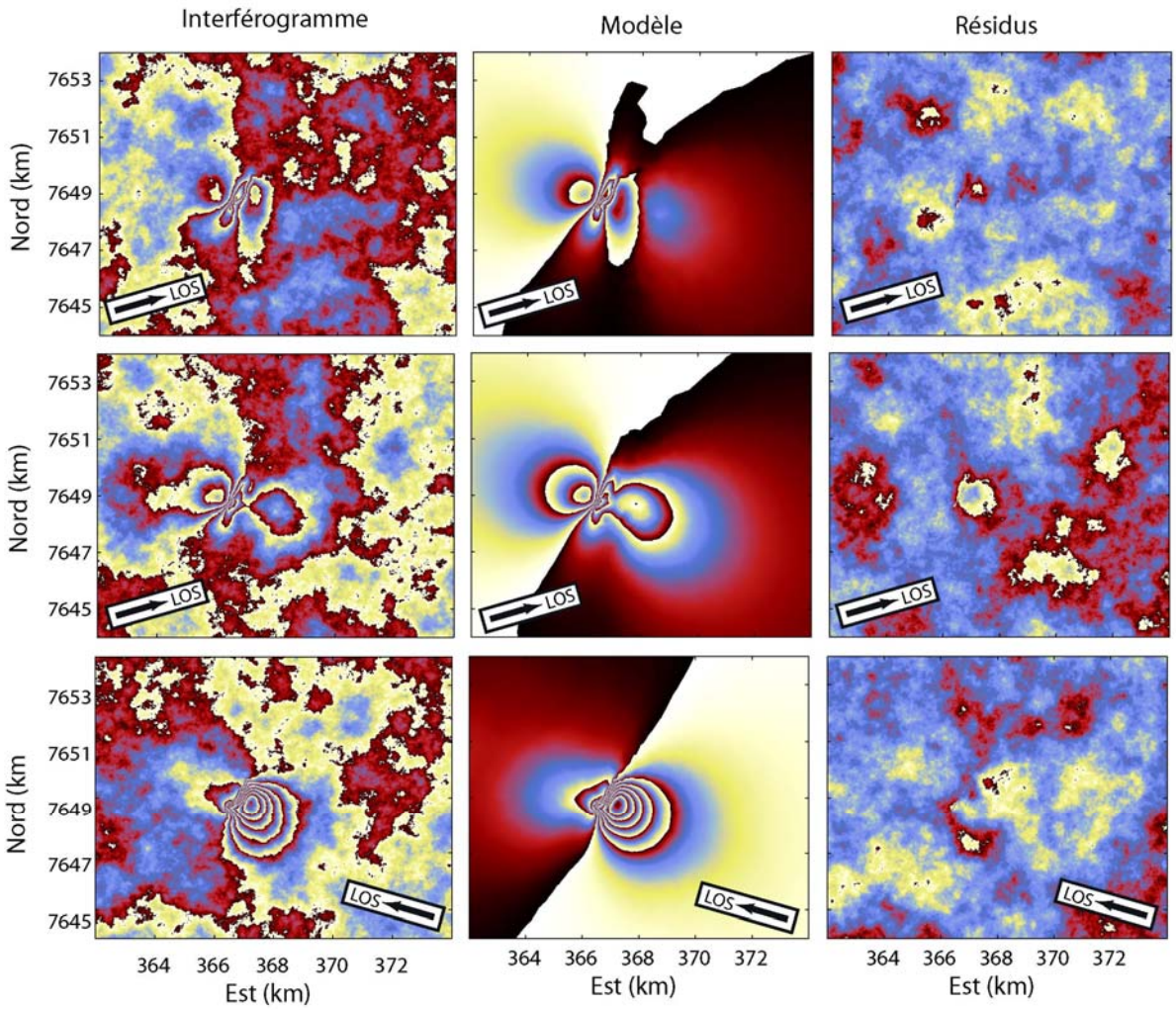


Fig. 3.21 – Représentation des observations (interférogramme), du modèle et des résidus (observation – modèle) obtenus à l'issue de l'inversion des données synthétiques des interférogrammes en swaths 2 et 5 ascendant et swath 2 descendant. Les données sont projetées selon les caractéristiques du swath 2 ascendant track 313 en haut, selon les caractéristiques du swath 5 ascendant track 399 au milieu et selon les caractéristiques du swath 2 descendant track 363 en bas.

Combinaison n°4 : swath 2 ascendant et swaths 2 et 6 descendant

Les résultats trouvés dans le cadre de cette inversion sont très similaires au cas précédent utilisant deux interférogrammes en géométrie ascendante et un en géométrie descendante. Les données sont suffisantes pour contraindre avec de bons intervalles de confiance la plupart des paramètres mis à part *twist* et *botang* (Tab. 3.02). Là encore, le modèle moyen est plus proche du modèle synthétique que le meilleur modèle. De façon générale, les intervalles de confiance sont plus grands que dans la configuration précédente, ce qui peut être relié à la moins bonne caractérisation des déplacements par cette combinaison (DoP de 29,58 quand le Dop de la

combinaison précédente était de 20,15). Les résidus semblent aussi plus importants avec cette combinaison d'interférogrammes bien que la majeure partie du signal soit bien modélisée (Fig. 3.22).

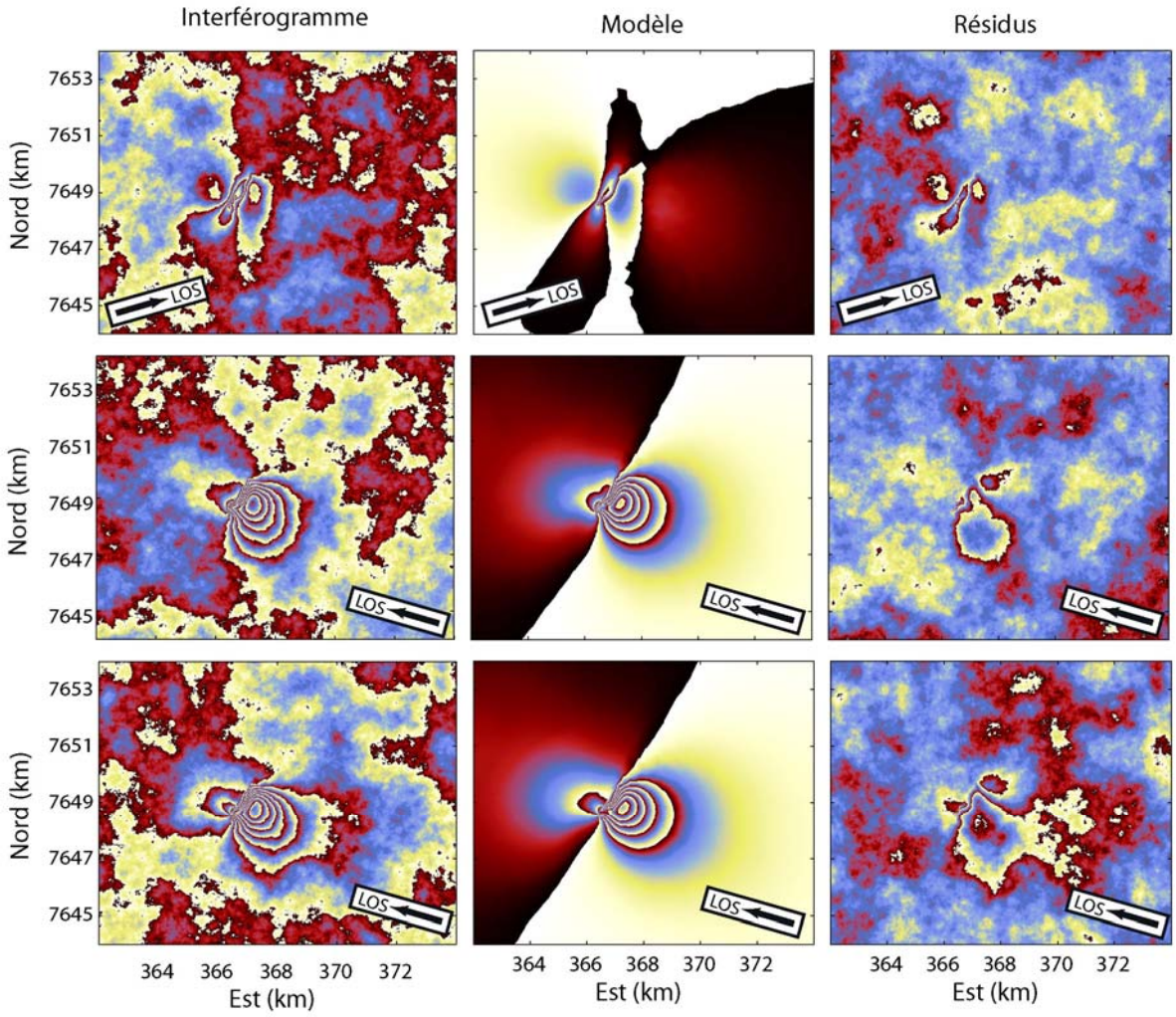


Fig. 3.22 – Représentation des observations (interférogramme), du modèle et des résidus (observation – modèle) obtenus à l'issue de l'inversion des données synthétiques des interférogrammes en swath 2 ascendant et swaths 2 et 6 descendant. Les données sont projetées selon les caractéristiques du swath 2 ascendant track 313 en haut, selon les caractéristiques du swath 2 descendant track 363 au milieu et selon les caractéristiques du swath 6 descendant track 277 en bas.

Combinaison n°5 : swaths 2 et 5 ascendant et swaths 2 et 6 descendant

La convergence vers un meilleur modèle est plus rapide en utilisant ces quatre interférogrammes (Tab. 3.02). Les paramètres du modèle synthétique sont retrouvés avec des intervalles de confiance nettement plus réduits (Fig. 3.23). Seuls les paramètres *shear* et

botang ne sont pas dans l'intervalle de confiance du modèle moyen. Néanmoins, les valeurs de ces paramètres sont très proches des valeurs du modèle synthétique. Pour cette combinaison, le meilleur modèle est aussi proche du modèle synthétique que le modèle moyen. Le misfit est le plus faible de toutes les combinaisons et correspond à la dilution de précision (DoP) la plus faible et donc à la meilleure caractérisation des déplacements.

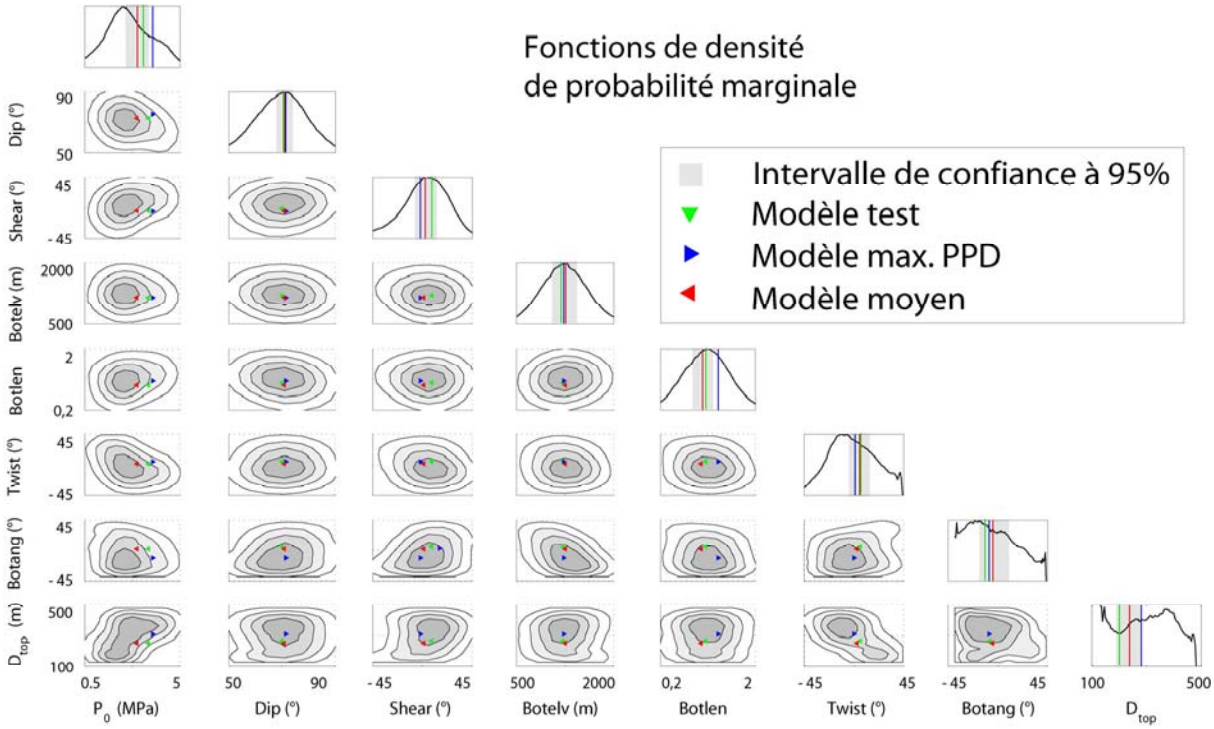


Fig. 3.23 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données synthétiques des interférogramme en swaths 2 et 5 ascendant et en swaths 2 et 6 descendant. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.

La représentation des observations et du modèle sur la figure 3.24 montre le très bon accord en swaths ascendants pour lesquels les résidus correspondent au bruit des données. En swath 2 descendant, l'amplitude des déplacements est sous-évaluée de l'ordre d'une frange par le modèle.

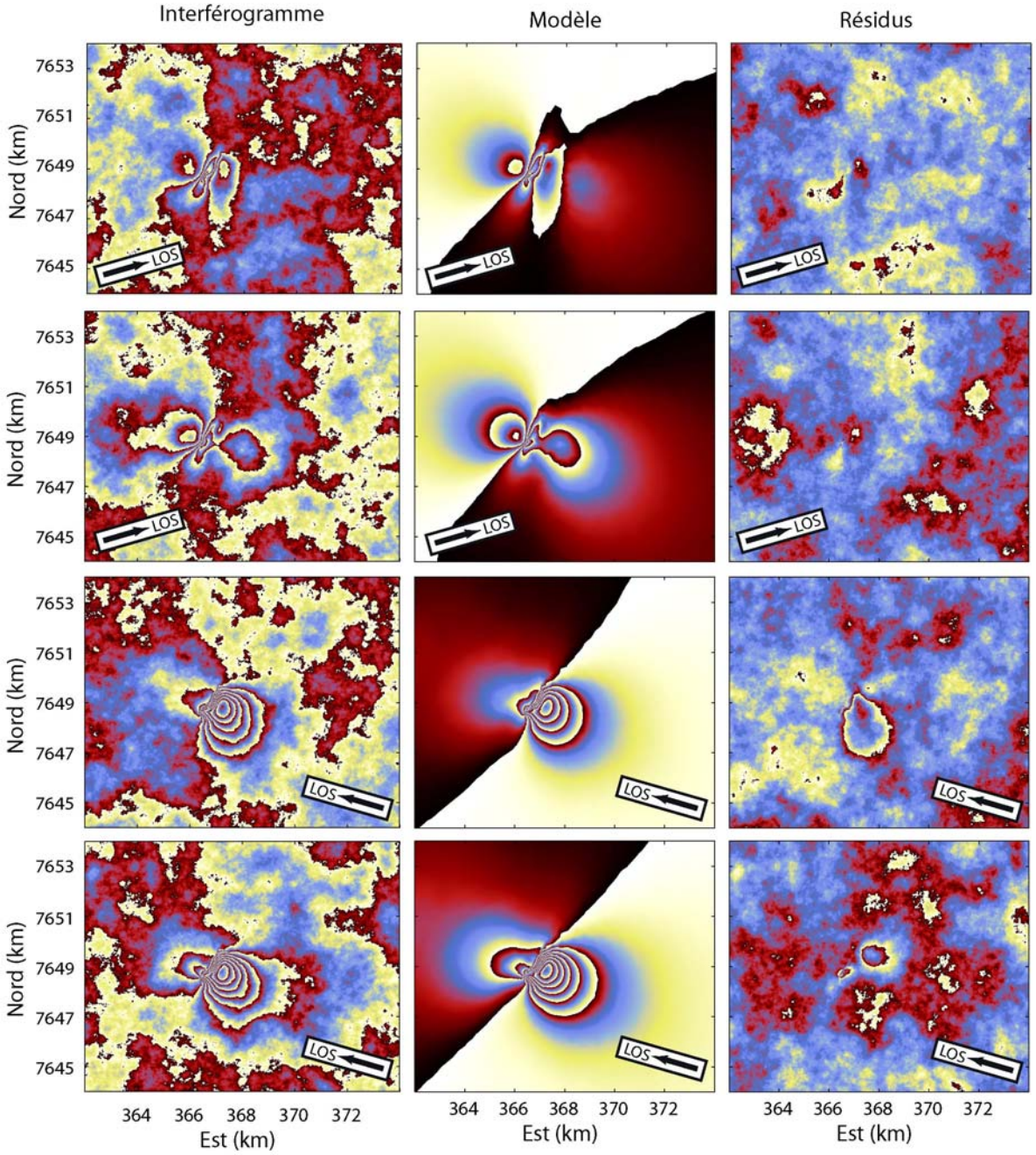


Fig. 3.24 – Représentation des observations (interférogramme), du modèle et des résidus (observation – modèle) obtenus à l'issue de l'inversion des données synthétiques des interférogrammes en swaths 2 et 5 ascendant et swaths 2 et 6 descendant. Les données sont projetées selon les caractéristiques du swath 2 ascendant track 313 sur la première ligne, selon les caractéristiques du swath 5 ascendant track 399 sur la deuxième ligne, selon les caractéristiques du swath 2 descendant track 363 sur la troisième ligne et selon les caractéristiques du swath 6 descendant track 277 sur la dernière ligne.

3.1.3.4 Bilan de l'apport du multiswath

Cette étude montre que l'utilisation de seulement un ou deux interférogrammes ne peut mener à la détermination des paramètres d'une source avec des intervalles de confiance raisonnables.

L'ajout d'un troisième interférogramme permet de mieux contraindre les paramètres de l'inversion ; la contrainte est particulièrement bonne, aux intervalles de confiance près, sur les paramètres de surpression (P_0), de pendage (*dip*), de cisaillement (*shear*), d'altitude de base du dyke (*botelv*) et de longueur de la base du dyke par rapport à sa partie sommitale (*botlen*) et d'inclinaison du dyke par rapport à l'horizontale (*botang*). En revanche les paramètres *twist* et *botang* sont mal contraints.
Dans tous les cas, les modèles moyens trouvés à l'issue de l'étape d'évaluation statistique des modèles sont plus proches du modèle synthétique que le meilleur modèle, ce qui montre l'importance de cette étape, pourtant souvent omise, dans la littérature.

L'ajout d'un quatrième interférogramme permet une très bonne contrainte de l'ensemble des paramètres, menant à un meilleur modèle aussi proche du modèle synthétique que le modèle moyen. Les intervalles de confiance à 95 % sont faibles et la convergence est plus rapide que pour les autres combinaisons.

De façon générale, il est intéressant de noter que les fonctions coûts sont d'autant plus faibles que les DoP sont faibles, ce qui indique qu'une meilleure caractérisation du champ de déplacements conduit à de meilleurs modèles.

L'enregistrement des déplacements liés à l'activité volcanique selon les différentes géométries permises par le système ASAR-ENVISAT est donc un apport majeur pour une caractérisation plus précise des sources de déplacements par inversion.

3.2 Modélisation des déplacements co-éruptifs – Eruptions sommitales

Nous présentons ici les résultats de la modélisation des données géodésiques disponibles pour les éruptions survenues depuis août 2003. Pour chaque éruption, nous avons suivi la procédure décrite dans la section 3.1. L'objectif est de contraindre la géométrie, définie par un ensemble de paramètres (cf. § 3.1.2.1), et la pression des sources à l'origine des déplacements observés. Les résultats présentés dans ce sous-chapitre 3.2 concernent les éruptions sommitales ; le sous-chapitre 3.3 est consacré aux résultats concernant les éruptions latérales distales.

L'éruption d'août 2006 n'a pas pu être traitée car les données InSAR ne montrent pas de déplacements du sol. Cette absence apparente de déplacements sur les interférogrammes peut s'expliquer soit par le fait que la zone déformée est limitée au cratère Dolomieu où la cohérence est très faible, soit par une absence réelle de déplacements de l'édifice. Cette seconde hypothèse est plus vraisemblable puisque l'éruption d'août 2006 est la seule pour laquelle aucune sismicité pré-éruptive – attribuée communément à l'injection d'un dyke – n'a été enregistrée.

L'éruption d'avril 2007 n'a pas été modélisée car (1) les données n'ont été disponibles que tardivement et (2) la complexité du motif des franges (cf. 2.4.1.2) laisse supposer que plusieurs structures, pas clairement identifiées à ce jour, ont été actives en même temps. Pour modéliser ces sources de façon rigoureuse, un travail de compilation et d'interprétation de l'ensemble des données géodésiques et sismiques disponibles sera nécessaire. Il sera aussi intéressant d'utiliser les premiers interférogrammes ALOS-PALSAR (radar en bande L, $\lambda = 23$ cm) qui ont été calculés sur cette éruption

Pour les modélisations, nous utilisons les données InSAR déroulées (cf. 2.1.1.5) et les données GPS. Afin de faciliter la lecture des résultats, les données InSAR et les modèles présentés dans les figures de ce chapitre sont ré-enroulés.

Pour chacune des éruptions, nous avons réalisé plusieurs inversions en testant différentes combinaisons de paramètres et de données, en choisissant différents domaines de variations des paramètres, différentes positions des fissures éruptives et en modifiant éventuellement les

paramètres de l'inversion (nombre de modèles calculés à chaque itération, critère d'arrêt de l'inversion par exemple). Un bilan exhaustif des modélisations réalisées est présenté en Annexe III. Dans ce sous-chapitre, le nombre de *modèles directs calculés* indiqué correspond uniquement à l'inversion ayant conduit au meilleur modèle, le nombre total de modèles évalués, toutes inversions confondues, pour chacune des éruptions, est reporté en Annexe III.

Nous ne présentons dans cette section que les modèles donnant les déplacements les plus ressemblants aux déplacements observés. De même, par souci de concision, nous ne présentons, pour chaque éruption que trois interférogrammes jugés représentatifs. Nous avons choisi, en général, de montrer les interférogrammes correspondant aux géométries d'acquisition les moins proches de façon à permettre au lecteur de se faire une idée, autant que possible, des composantes des déplacements. Le choix des interférogrammes utilisés pour modéliser les déplacements s'effectue (1) sur la période couverte par les interférogrammes : la plus courte possible encadrant donc au mieux l'éruption considérée ; et (2) en fonction de l'altitude d'ambiguïté (*Aa*) qui doit être la plus élevée possible.

Nous avons fait le choix de ne pas masquer les données interférométriques sur les figures. Le lecteur est invité à se reporter aux figures de quadtree pour voir quel échantillonnage des données a été effectué avant inversion. Par soucis de lisibilité, tous les points de quadtree ne sont pas représentés sur les figures.

Les déplacements modélisés sont soustraits aux déplacements observés afin d'obtenir les déplacements résiduels ou résidus. Pour la suite de ce travail, nous considérons comme résidus significatifs uniquement les différences 'déplacements observés – déplacements modélisés' dont l'amplitude est supérieure aux bruits des données InSAR (variance moyenne de 100 mm^2, cf. 3.1.2.3) ou supérieure à l'erreur rms des données GPS.

Enfin, pour rappel, les notions de misfit et rms d'une part, et d'intervalles de confiance à 95 % d'autre part, doivent être bien distinguées : le misfit et la rms prennent en compte les données, mais seul le misfit prend en compte la qualité des données (bruit, résidus de modélisations), alors que les intervalles de confiance sont déduits d'une étude statistique sur l'ensemble des modèles évalués lors de l'inversion ; ils renseignent donc sur la « fiabilité » de la modélisation.

3.2.1 Eruption d'août 2003

Contexte

Le 22 août 2003, une activité sismique s'amorce sous le cratère Dolomieu à partir de 18h48 (Staudacher, bulletin OVPF). Moins d'une heure après, une première fissure éruptive s'ouvre dans le cratère Bory, suivie à 22h10 par l'ouverture d'une deuxième fissure sur le flanc nord, dans le même axe que la première fissure. Ces deux fissures n'ont été actives que quelques heures seulement (Fig. 3.25). À 23h30 la troisième fissure, la plus active, s'ouvre 250 m plus bas que la précédente, toujours sur le flanc nord à quelques dizaines de mètres seulement du Piton Kappor (éruption de 1998). Le 27 août à 21h52, la disparition du trémor marque la fin de l'éruption. La lave ($6{,}2.10^6$ m^3) a dévalé les pentes du cône sommital jusque dans la Plaine des Osmondes en couvrant une superficie d'environ 1,6 km^2 avec des coulées de 4 m d'épaisseur en moyenne (Tab. 2.19).

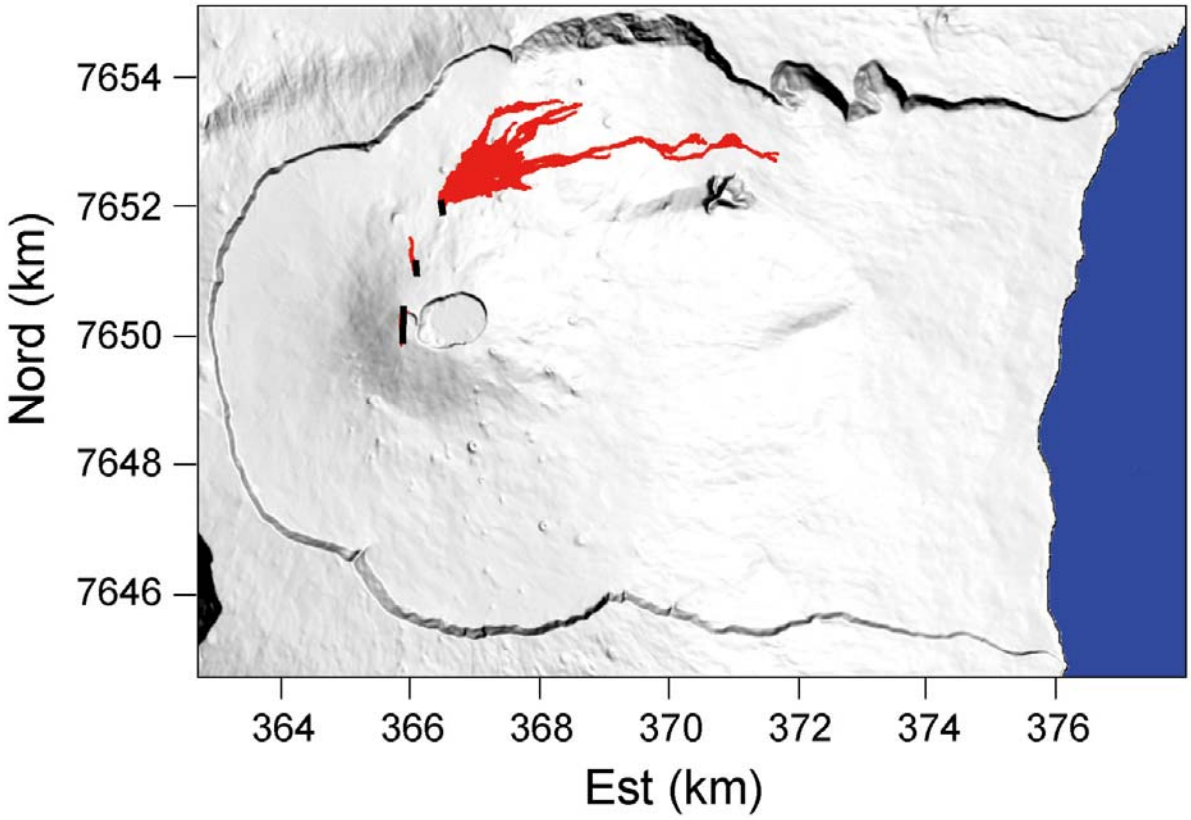


Fig. 3.25 – En rouge, cartographie des coulées de lave associées à l'éruption d'août 2003. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Quatre interférogrammes, un en passe ascendante et trois en passe descendante ont mesuré les déplacements lors de cette éruption (Tab. 3.03, Fig. 3.26 et Annexe I). Soixante-sept points du réseau GPS à réitération ponctuelle ont mesuré les déplacements co-éruptifs.
La qualité de l'interférogramme en swath 3 descendant est nettement moins bonne que celle des trois autres : une partie importante des déplacements co-éruptifs n'est pas imagée. Dans le swath 2 ascendant, le flanc ouest du cône sommital n'est pas imagé. Enfin, sur tous les interférogrammes, on note une zone incohérente à proximité des fissures éruptives ainsi que sur les coulées de lave. Toutes ces zones ne sont pas prises en compte lors du sous-échantillonnage des données avant leur inversion. Ces zones seront masquées sur la figure 3.29 présentant les résultats.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2313_07381_07882	Asc.	20,87	29/07/03	02/09/03	35	15,20	13,6	323
3091_07660_08161	Desc.	27,50	18/08/03	22/09/03	35	-27,77		215
6277_07345_07846	Desc.	40,36	27/07/03	31/08/03	35	1003		766
7005_07574_08075	Desc.	43,94	12/08/03	16/09/03	35	-38,28		689

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
2,51	25,95	2,86	26,22

Tab. 3.03 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'août 2003 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

Fig. 3.26 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'août 2003. La durée de l'éruption est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, l'acquisition en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Froger et al. (2004) ont déjà étudié cette éruption à partir de trois des quatre interférogrammes disponibles en utilisant la méthode 3D-MBEM couplée à l'algorithme de voisinage NA. Leur meilleur modèle correspondait à un dyke de pendage 57° vers l'Est enraciné à environ 1520 m d'altitude. Cependant, ces auteurs n'ont pas utilisé l'interférogramme descendant en swath 3 – track 091 ni les données GPS de l'OVPF, pour effectuer leur modélisation. De plus leur dyke modélisé consistait en un simple quadrangle connecté à la surface sur toute la longueur d'une seule et unique fissure éruptive. Ces auteurs proposent comme possible explication à la difficulté à modéliser correctement les courtes longueurs d'onde du signal, au voisinage des fissures éruptives, le fait que leur modèle ne permet pas de prendre en compte la division du dyke, près de la surface en fissures en échelon.

Afin d'essayer de mieux reproduire ces motifs de faible étendue, nous avons procédé à une nouvelle série de modélisations en prenant en compte l'interférogramme descendant en swath 3 – track 091 et les données GPS, en plus des données InSAR déjà utilisées par Froger et al., et en permettant au modèle de dyke de se diviser près de la surface en trois échelons distincts se connectant aux trois fissures éruptives. Nous avons aussi évalué les caractéristiques statistiques des paramètres des modèles, ce qui n'avait pas été réalisé par Froger et al..

Notre meilleur modèle permettant d'expliquer presque 90 % des données observées correspond à un dyke avec une surpression moyenne de 1,7 MPa et un pendage de 47° vers l'Est. Le dyke s'enracine 800 m sous le cratère Dolomieu et s'étire en direction du Nord en se connectant en surface aux trois fissures éruptives (Tab. 3.04, Fig. 3.27). La partie principale du dyke se sépare en échelons à environ 150 m sous la surface. Les deux fissures les plus au Sud ont un comportement distinct de celle située la plus au nord ; on observe une torsion du dyke, dans sa partie sommitale, entre ces deux groupes de fissures comme le laisse très bien entrevoir l'interférogramme 6277_07846_08347 (Fig. 3.28) où la trace du dyke associé à l'éruption d'août 2003 est nettement visible (zone entourée par les pointillés blancs). Le volume du dyke modélisé est de l'ordre de $1{,}5.10^6$ m^3 et son ouverture maximale en surface est de 0,8 m, ce qui est cohérent avec les observations de terrain.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0803032	1,7 ± 0,3	45,2 ± 6,4	-37,0 ± 5,4	1384 ± 145	0,6 ± 0,2	-6,3 ± 4,0	7,0 ± 4,3	151 ± 19	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
2950	12,5	17,1

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6 m^3$)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,11	0,51	0,80	1,6

Tab. 3.04 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2003.

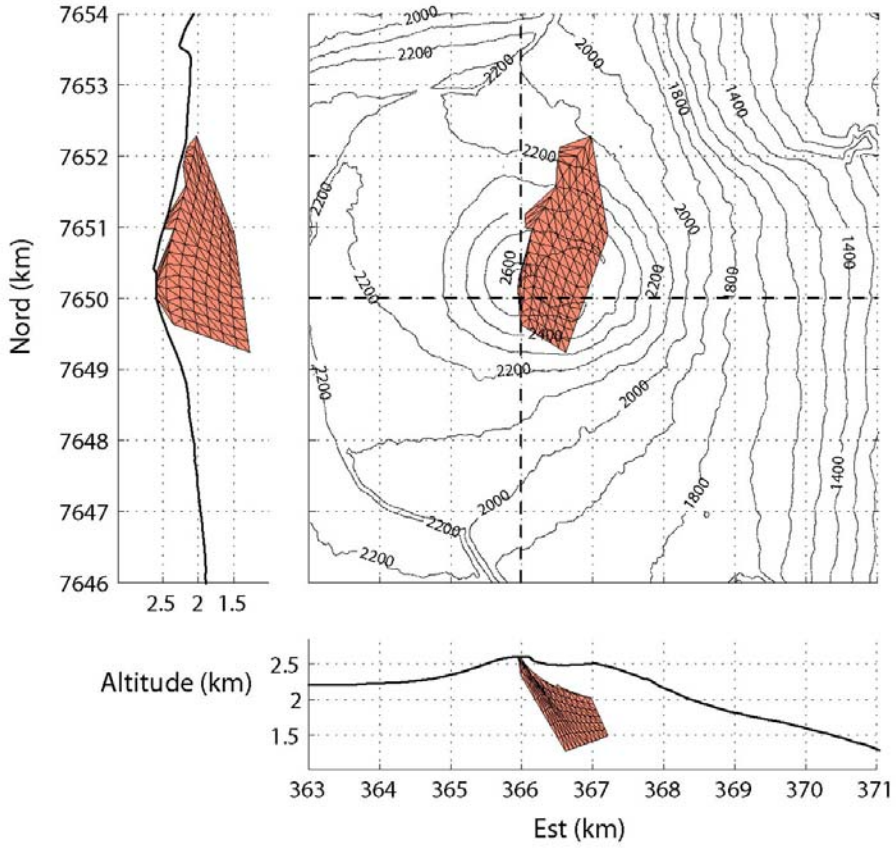


Fig. 3.27 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer au mieux les déplacements enregistrés lors de l'éruption d'août 2003. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

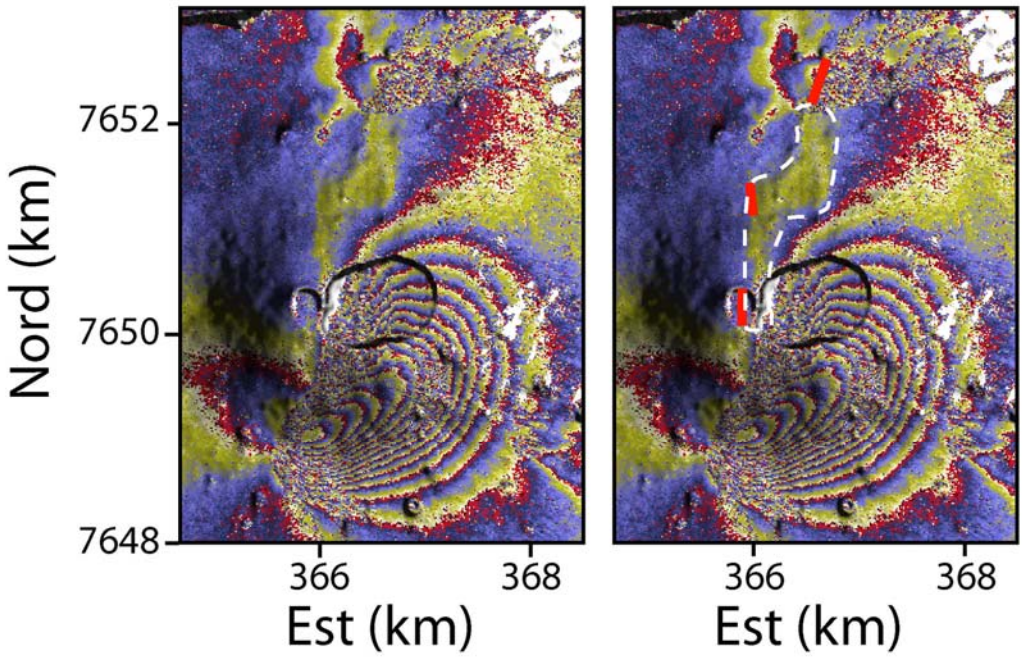


Fig. 3.28 – Interférogramme 6277_07846_08347 (31/08/2003 au 05/10/2003). À droite : fissures éruptives d'août 2003 en rouge, elles se superposent à un motif de subsidence (en jaune dans l'interférogramme) entouré par les tirets blancs. Ce motif marque la trace du dyke associé à l'éruption d'août 2003. La cause exacte de la subsidence n'est pas connue. Elle pourrait être due à une légère fermeture post-éruptive du dyke et/ou sa contraction thermique. Le motif de franges visible sur le cône sommital correspond aux déplacements co-éruptifs de septembre 2003.

La forme des franges, l'asymétrie de part et d'autre des fissures éruptives et l'amplitude des déplacements sont bien reproduites par le modèle (Fig. 3.29). Les résidus sont de faible étendue, d'amplitude faible et situés à proximité immédiate des fissures éruptives. Les franges observées sur les interférogrammes en passe ascendante montrent un resserrement sur le flanc nord, bien visible aussi sur les interférogrammes en swath descendant, à proximité de la troisième fissure éruptive (la plus au Nord). Les déplacements modélisés montrent aussi ce resserrement des franges dans la partie nord bien que l'amplitude du phénomène soit plus faible que pour les données observées. La partie sud des franges modélisées est bien circulaire comme le sont les franges observées. A l'Ouest des fissures éruptives, les déplacements modélisés ont une amplitude un peu trop faible par rapport aux déplacements observés : les déplacements modélisés ne permettent d'expliquer qu'une seule des deux franges observées en swath descendant.

L'erreur rms est estimée à 17 mm ; cette valeur est une valeur moyenne sur l'ensemble des mesures GPS et des cellules d'échantillonnage quadtree des quatre interférogrammes.

Les résidus horizontaux des données GPS (Fig. 3.30) sont en direction de l'Est sur le flanc nord, alors que les stations situées sur les flancs est et sud présentent des résidus vers l'Ouest. Ces résidus laissent supposer que les déplacements sont sous-estimés sur le flanc nord et un peu surestimés sur le flanc est. Les résidus sur la composante verticale montrent une tendance similaire de sous-évaluation des déplacements sur le flanc nord mais aussi sur les flancs sud et est. Il est important de noter que les résidus verticaux sont d'amplitude similaire à la rms qui leur est attribuée par l'OVPF : 4 à 7 cm. Aucune information réellement pertinente ne peut être déduite de ces résidus verticaux. Les stations situées à l'Est des fissures éruptives présentent des résidus du même ordre de grandeur que la rms.

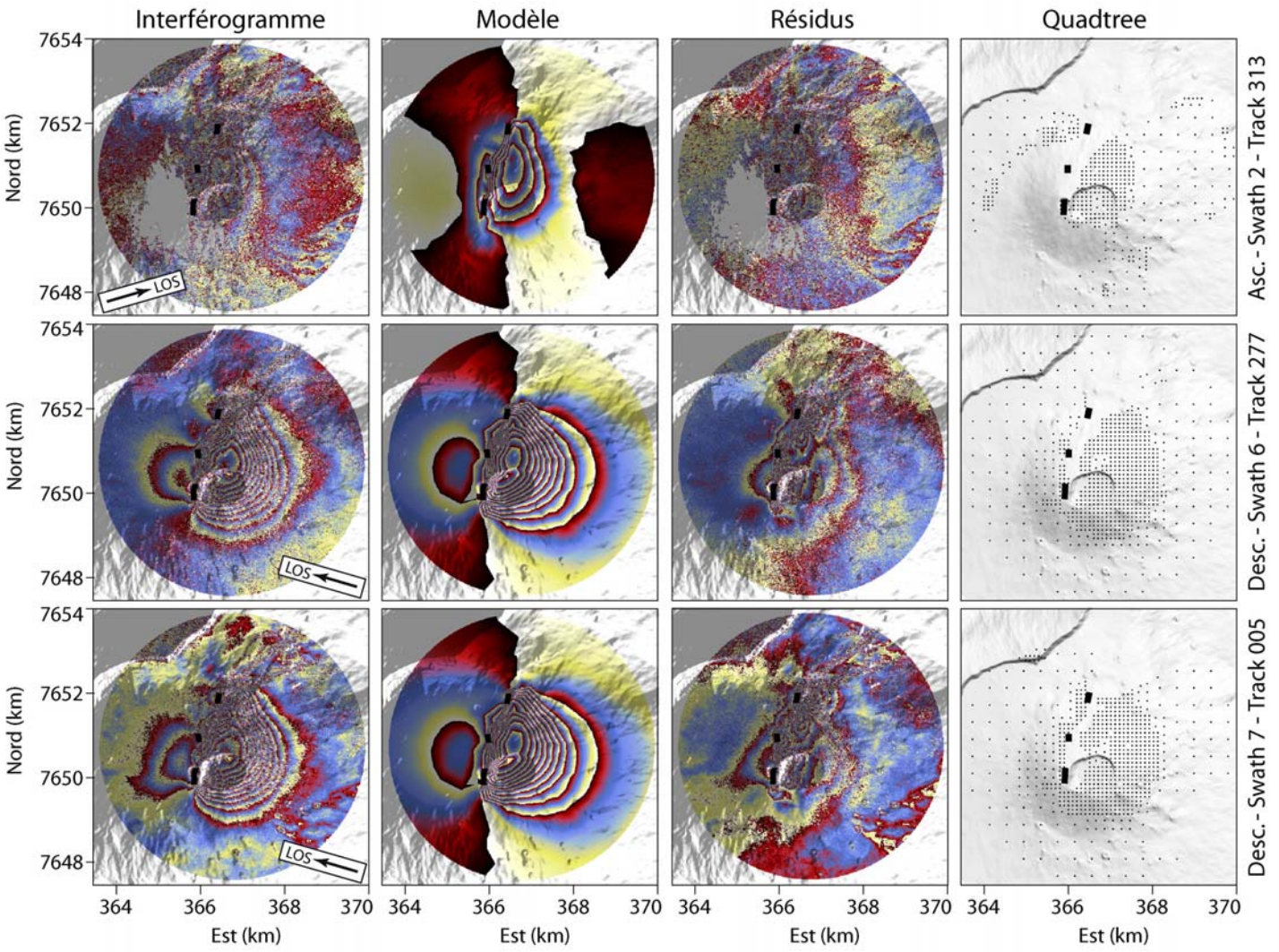


Fig. 3.29 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption d'août 2003. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

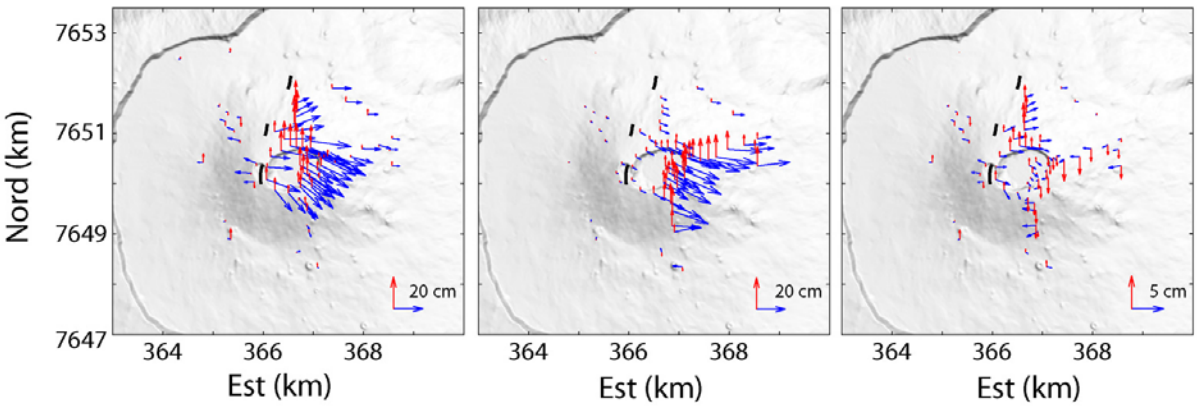


Fig. 3.30 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption d'août 2003. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace des fissures éruptives en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

L'évaluation des caractéristiques statistiques des modèles montre que suffisamment de données sont disponibles pour une contrainte, avec de bons intervalles de confiance, de tous les paramètres du dyke responsable des déplacements enregistrés (Tab 3.04 et Fig. 3.31).

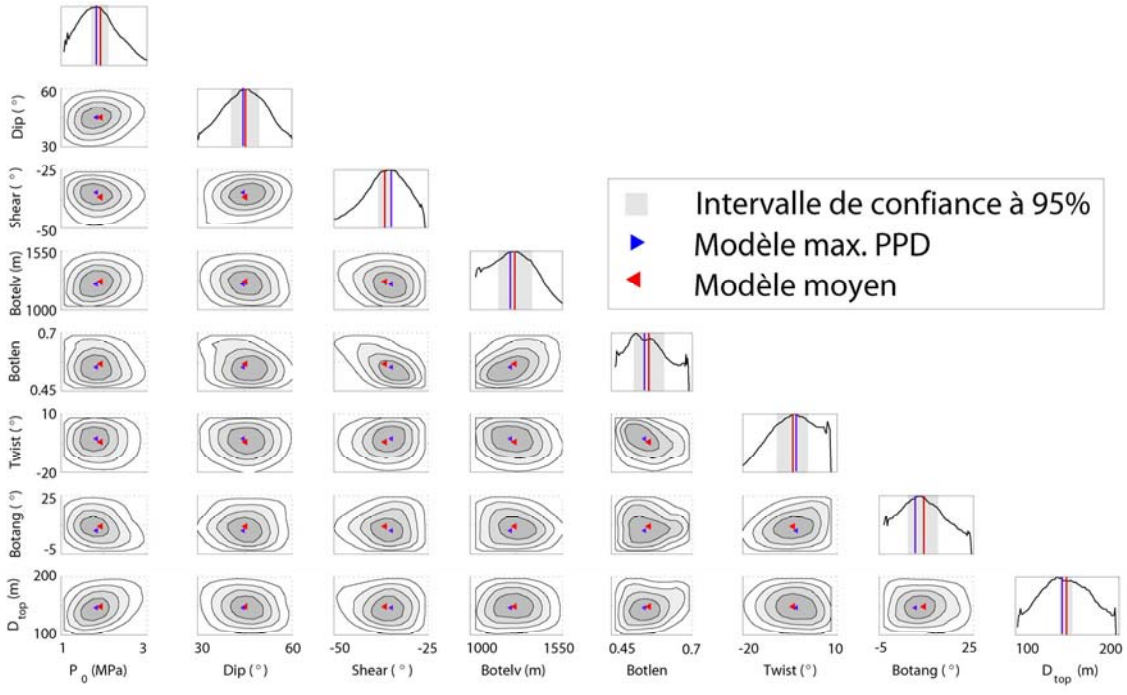


Fig. 3.31 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption d'août 2003. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir §3.1.2.5 pour explications).

3.2.2 Eruption de septembre 2003

Contexte

Le 30 septembre 2003, une crise sismique débute à 22h25 à 2 km sous le cratère Dolomieu. À 23h30, une fissure éruptive de 400 m de long s'ouvre sur le flanc sud-ouest du cône sommital (Fig. 3.32). L'éruption a été de courte durée puisque le trémor a disparu le lendemain 1er octobre à 13h00 après un maximum d'intensité à 1h00 et une lente décroissance à partir de 2h00. La coulée de lave associée est de faible extension et présente une épaisseur de l'ordre de 6 m, pour un volume de ~1.10^{6} m^{3} (Tab. 2.19).

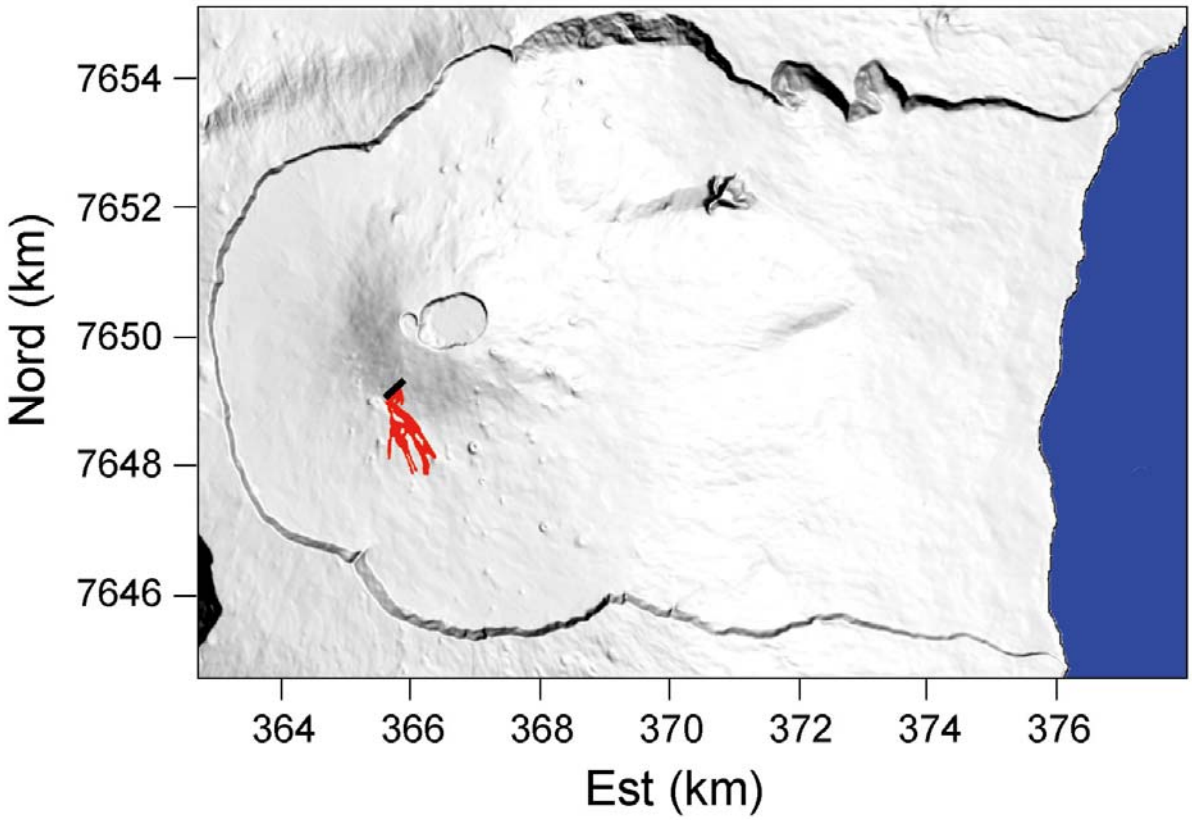


Fig. 3.32 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de septembre 2003. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Cinq interférogrammes, trois en passe ascendante et deux en passe descendante, ainsi que 66 points GPS ont mesuré les déplacements associés à cette éruption (Tab. 3.05, Fig. 3.33 et Annexe I).

Deux interférogrammes en passe ascendante ont des géométries d'acquisition très proches : swath 2 – tracks 084 et 313. Compte tenu de l'angle d'incidence plus élevé dans le mode 2084 (25° contre 21°, Tab. 2.08), les données acquises dans ce mode sont meilleures : il y a moins de raccourcissement-recouvrement sur le flanc ouest du cône sommital comme c'est le cas pour le track 313. Une partie importante des déplacements sur le flanc est n'est pas imagée par le swath 3 descendant – track 091. Des zones incohérentes existent à proximité des fissures éruptives et dans les cratères sommitaux, elles ne sont pas prises en compte pour l'inversion.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_08154_08655	Asc.	25,87	21/09/2003	26/10/2003	35	43,16		284
2313_07882_08383	Asc.	20,87	02/09/2003	07/10/2003	35	-29,35		455
5399_07968_08469	Desc.	39,01	08/09/2003	13/10/2003	35	341,59	10,4	375
3091_08161_08662	Desc.	27,50	22/09/2003	27/10/2003	35	43,16		123
6277_07846_08347	Desc.	40,36	31/08/2003	05/10/2003	35	30,51		545

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,92	13,48	1,83	13,63

Tab. 3.05 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de septembre 2003 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

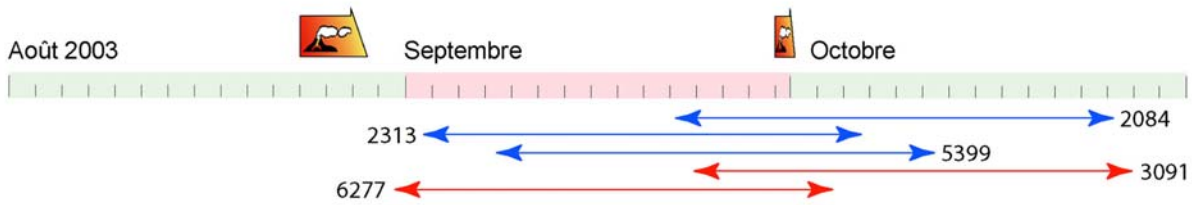


Fig. 3.33 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de septembre 2003. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Plus de 93 % des déplacements mesurés lors de cette éruption peuvent être expliqués par l'injection d'un dyke avec un pendage de 40° vers l'est et avec une surpression de 4,0 MPa, plus élevée que pour l'éruption d'août 2003 (Tab. 3.06). Le dyke s'enracine aussi sous le cratère Dolomieu à une altitude d'environ 1500 m, soit 1000 m sous le sommet de l'édifice. La partie principale du dyke se resserre à l'approche de la surface (180 m) pour se connecter à l'unique fissure éruptive (Fig. 3.34).

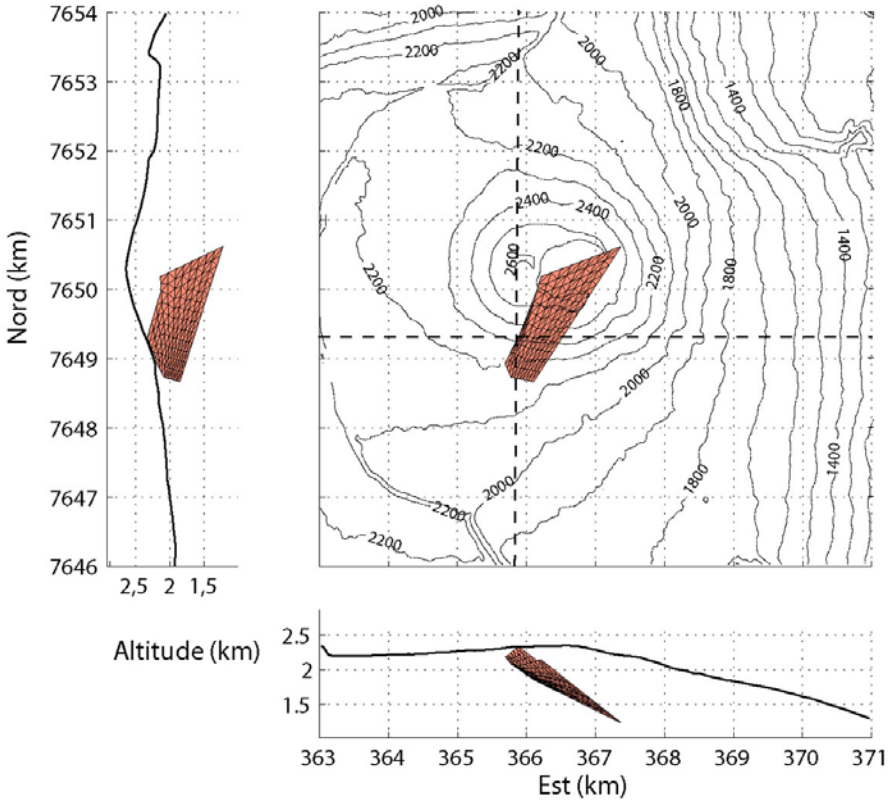


Fig. 3.34 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de septembre 2003. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

Sur l'interférogramme en passe ascendante, l'orientation du motif des déplacements observés se fait selon un axe presque Nord-Sud, ce qui n'est pas exactement le cas des déplacements modélisés qui présentent une élongation selon un axe N10-N20, comme la trace de la fissure éruptive en surface (Fig. 3.35). En revanche on retrouve cette orientation N10-N20 sur les interférogrammes en passe descendante et notamment sur celui en swath 6 – track 277 (6377_07846_08347) qui est de meilleure qualité (meilleure cohérence) que tous les autres interférogrammes. La partie du signal en éloignement du satellite, à l'ouest de la fissure éruptive, visible sur le swath 7 descendant est aussi bien reproduite sur les déplacements modélisés.

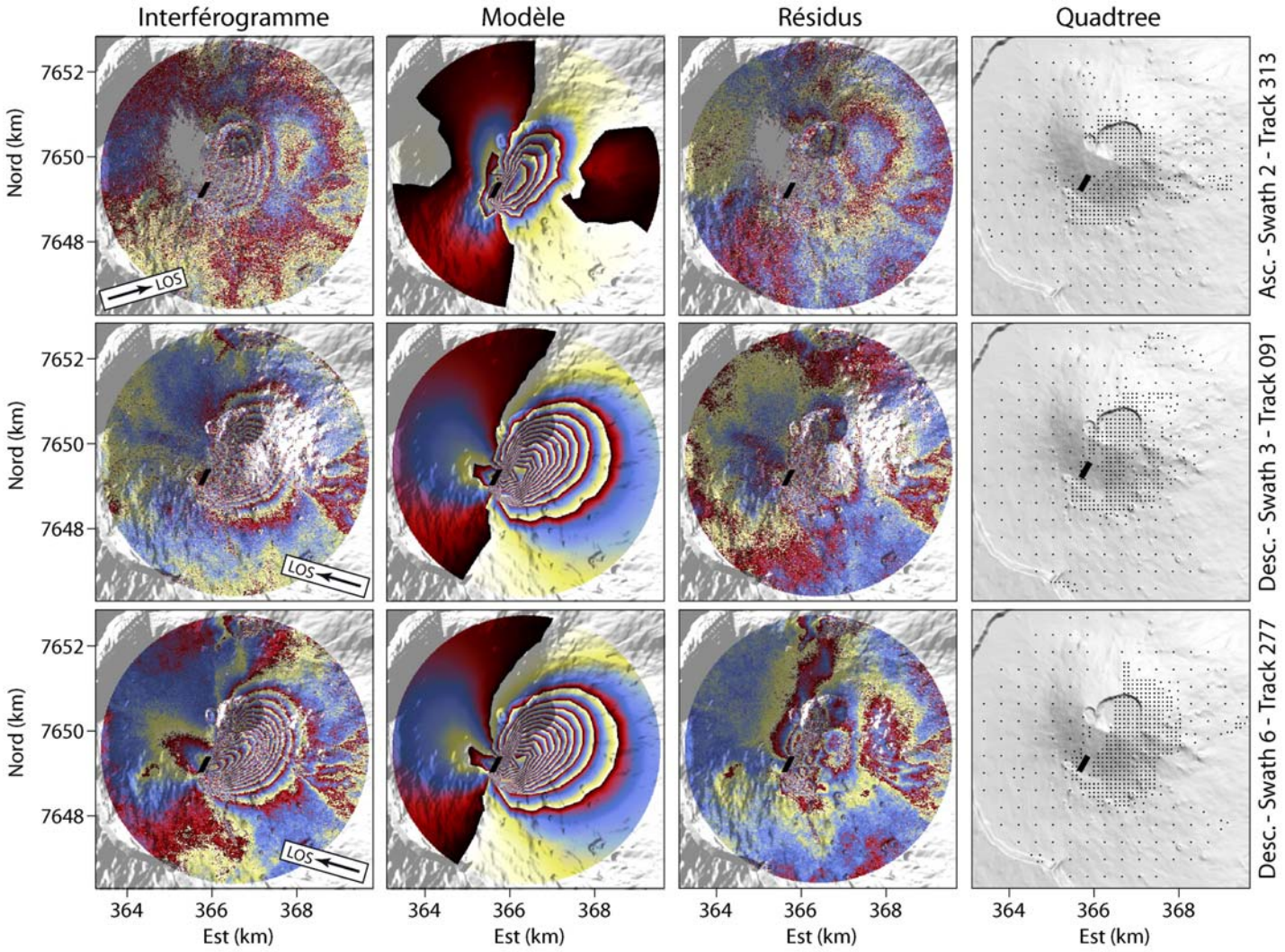


Fig. 3.35 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de septembre 2003. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace de la fissure éruptive.

Les résidus de modélisation sont de faible amplitude et localisés à proximité des fissures éruptives. Sur l'interférogramme en swath 6 descendant, on observe une zone de résidus isolée à l'Est, il s'agit d'un signal lié à la présence d'anciennes coulées de laves (résidus topographiques et/ou subsidence des coulées). Bien que les anciennes coulées de lave soient systématiquement masquées, dans ce cas particulier les déplacements co-éruptifs se superposent au signal des coulées et la zone correspondante n'avait pas été masquée au préalable.

Les données GPS sont bien expliquées puisque les déplacements modélisés sont très proches des données GPS mesurés (Fig. 3.36). De plus aucun résidu GPS ne sort du bruit, le bruit étant l'erreur rms des données.

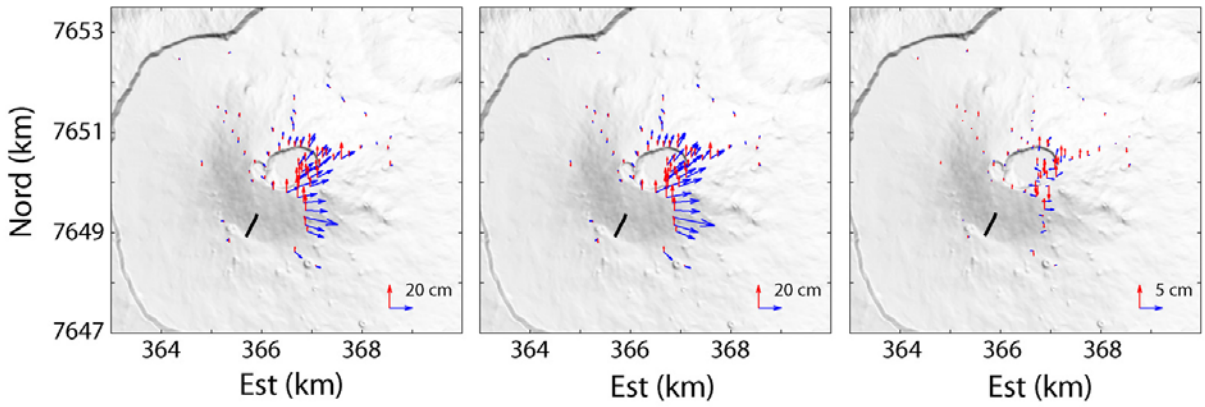


Fig. 3.36 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption de septembre 2003. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace de la fissure éruptive en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0903024	4,0 ± 0,4	39,7 ± 5,6	14,2 ± 7,3	1545 ± 120	2,0 ± 0,3	-29,7 ± 5,4	-15,0 ± 3,9	179 ± 43	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
8750	6,5	10,8

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6 m^3$)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,28	0,79	1,18	1,0

Tab. 3.06 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de septembre 2003.

Les intervalles de confiance déduits de l'étape d'évaluation des modèles sont bons (Tab 3.06 et Fig. 3.37). L'angle de cisaillement du dyke (*shear*) est un peu moins bien contraint que les autres paramètres. Les iso-contours des PPD-2D intersectent la borne inférieur des intervalles de recherche ce qui laisse supposer que la borne inférieure de cet intervalle n'est pas suffisante. La profondeur à laquelle le dyke se sépare en échelon (*d_top*) présente un intervalle de confiance à 95 % étendu qui révèle que ce paramètre est mal contraint, ceci est lié aux manques de points de mesure à proximité des fissures éruptives qui empêche de préciser correctement le champ des déplacements dans ces zones. On peut aussi observer que les iso-contours suivent l'espace des paramètres ce qui indique que celui ci n'est pas suffisant.

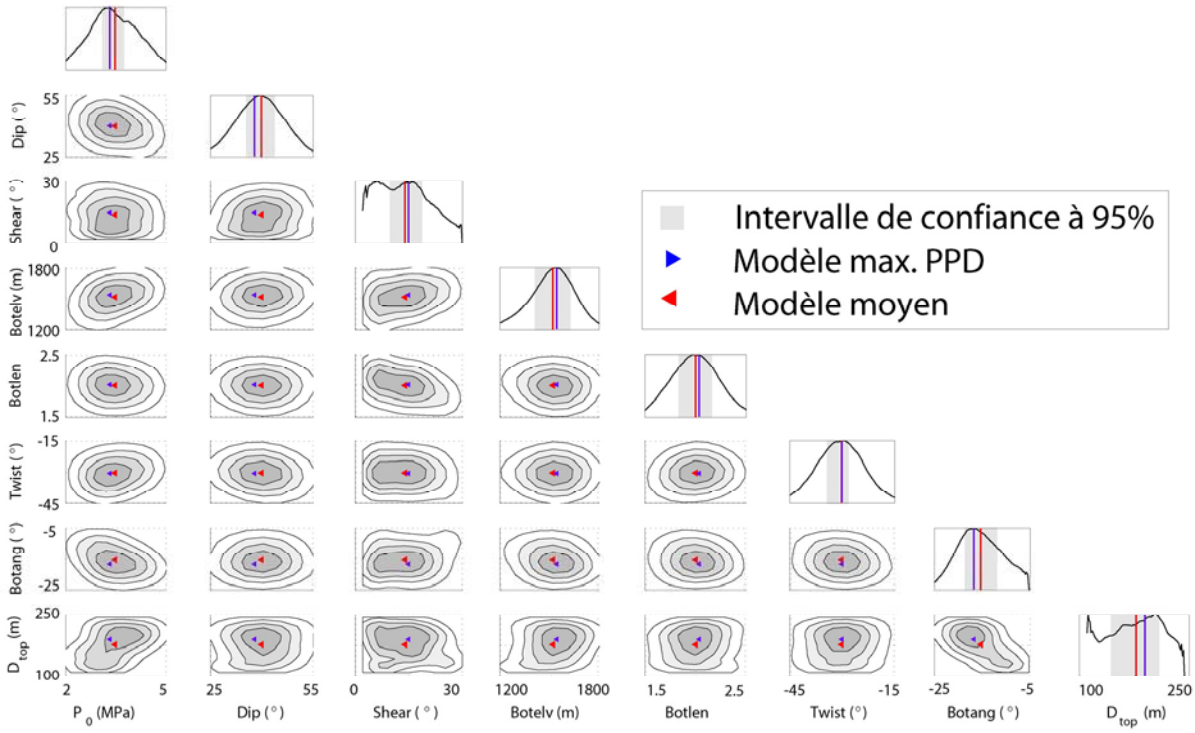


Fig. 3.37 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de septembre 2003. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir § 3.1.2.5 pour explications).

3.2.3 Eruption de décembre 2003

Contexte

Le 7 décembre 2003 à 14h29, une crise sismique s'est amorcée sous le cratère Dolomieu et l'éruption a débuté à 15h35 dans le Dolomieu même, avec l'ouverture de deux fissures éruptives dans le quart sud-est du cratère (Fig. 3.38). Le 9 décembre, l'éruption a pris fin (Tab. 2.19).

Les 1,2.10^6 m3 de lave émis lors de cette éruption ont recouvert environ 40 % du plancher du Dolomieu causant ainsi une perte de cohérence très prononcée.

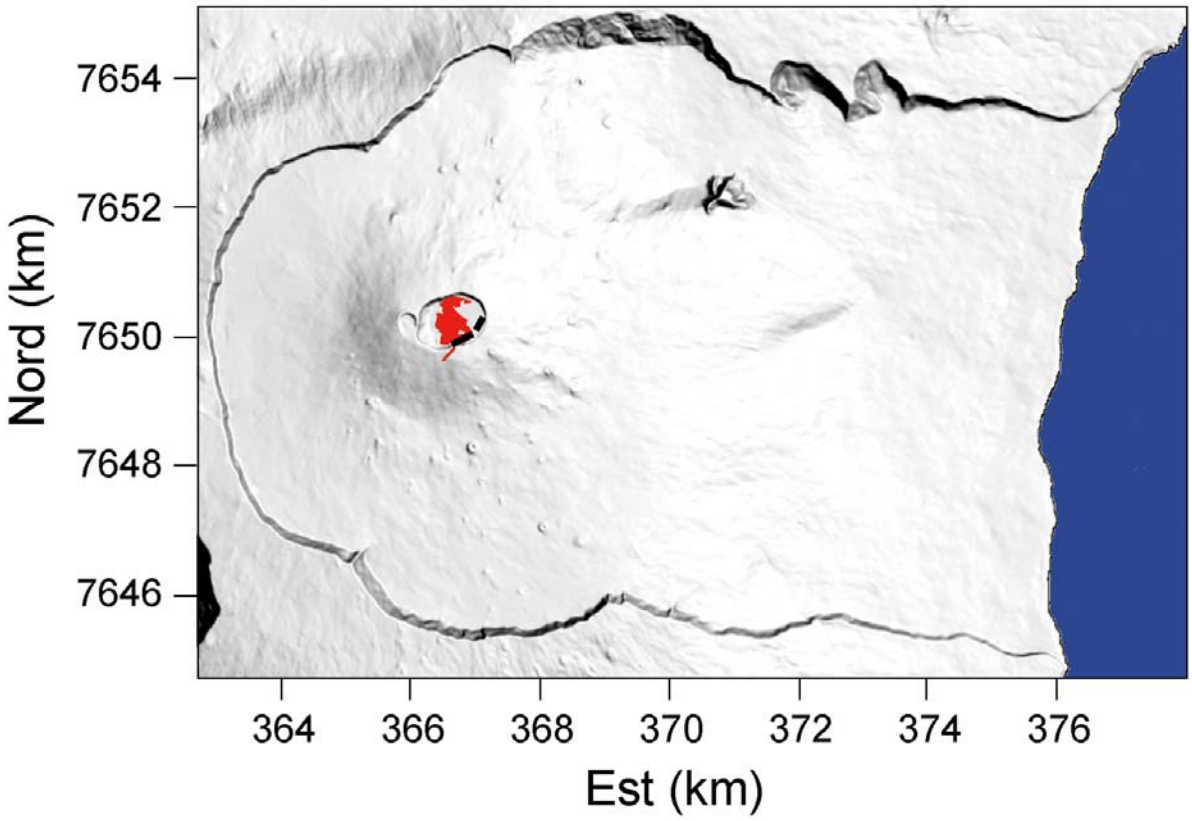


Fig. 3.38 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de décembre 2003. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Peu de données sont disponibles pour cette éruption. Trois interférogrammes ont enregistré cette éruption et présentent une forte incohérence due à la localisation des fissures éruptives au sein même du cratère Dolomieu. Par ailleurs les déplacements présentent une

faible extension sur le cône sommital contrairement aux autres éruptions (Tab. 3.07, Fig. 3.39 et Annexe I). La dilution de précision (DoP) est de plus de 50, valeur élevée due à la mauvaise distribution des swaths disponibles. Les mesures de GPS sur le réseau à réitération ponctuelle ne sont pas disponibles pour cette éruption.

Du fait de leur faible cohérence, les interférogrammes ne rendent pas bien compte du champ de déplacements à proximité immédiate et dans le cratère Dolomieu ; l'absence de points GPS ne permet pas d'apporter de contrainte supplémentaire sur les déplacements. On peut cependant délimiter un motif de 3 à 4 franges sur le flanc sud-est du cône sommital selon le swath considéré.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_09156_09657	Asc.	25,87	30/11/03	04/01/04	35	23,43		225
5048_09120_09621	Desc.	36,38	28/11/03	02/01/04	35	-54,42	7,07	176
7005_09077_09578	Desc.	43,94	25/11/03	30/12/03	35	-44,25		267

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
3,42	50,80	6,91	51,38

Tab. 3.07 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de décembre 2003 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

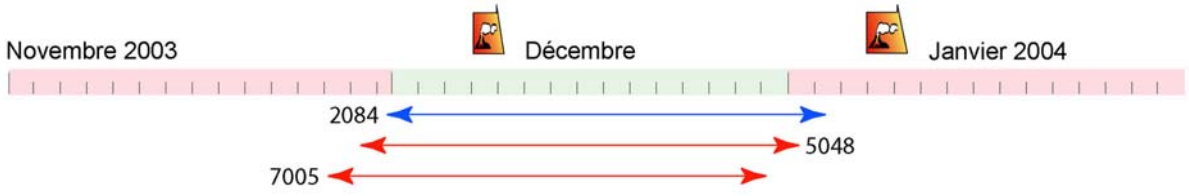


Fig. 3.39 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de décembre 2003. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, l'acquisition en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Les valeurs de misfit et de rms sont très élevées pour cette modélisation. Ceci s'explique par le fait que les déplacements en swath 2 ascendant ne sont absolument pas modélisés ; en revanche ils le sont de façon satisfaisante sur les interférogrammes en swath 5 et 7 en passe descendante.

Le meilleur modèle associé à cette éruption correspond à un dyke à pendage vers l'Est de 75°, de faible extension, localisé sous le Dolomieu et s'enracinant à environ 1600 m d'altitude dans l'édifice (Tab. 3.08). La partie principale du dyke se sépare, à 70 m de profondeur, en deux échelons qui vont rejoindre indépendamment les fissures éruptives dans le Dolomieu (Fig. 3.40).

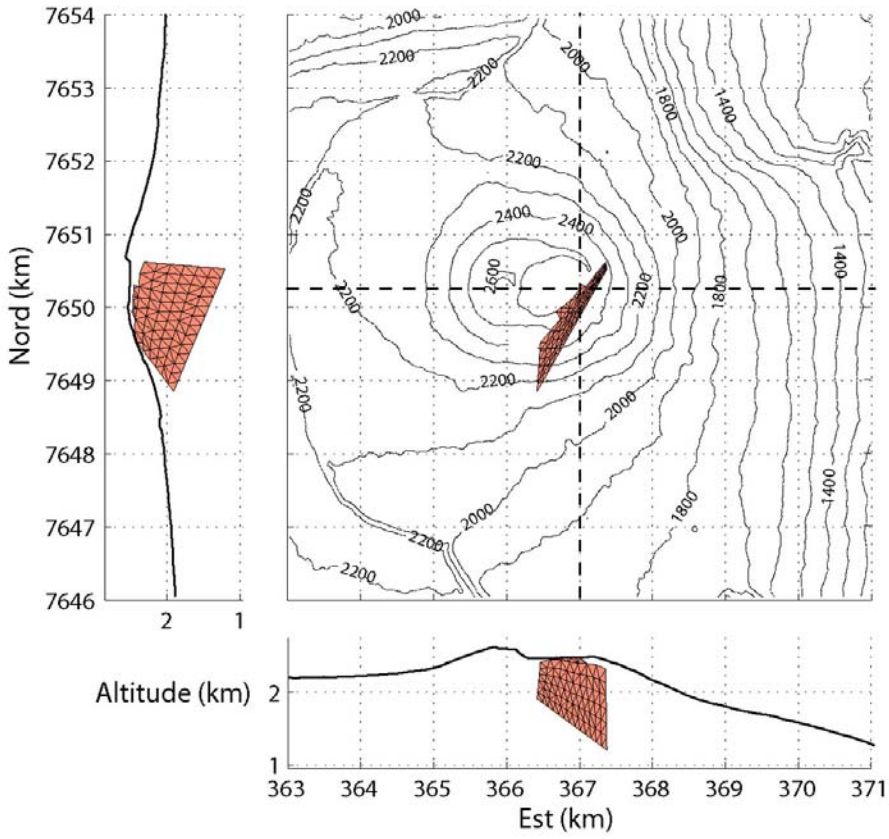


Fig. 3.40 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de décembre 2003. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

Les déplacements modélisés présentent le même axe d'extension N20 que les déplacements observés, l'amplitude des déplacements est similaire ainsi que leur extension pour les interférogrammes en passe descendante, à l'exception d'une zone de faible étendue à l'extrémité sud du signal, à mi-pente du flanc sud entre Dolomieu et Château Fort (Fig. 3.41).

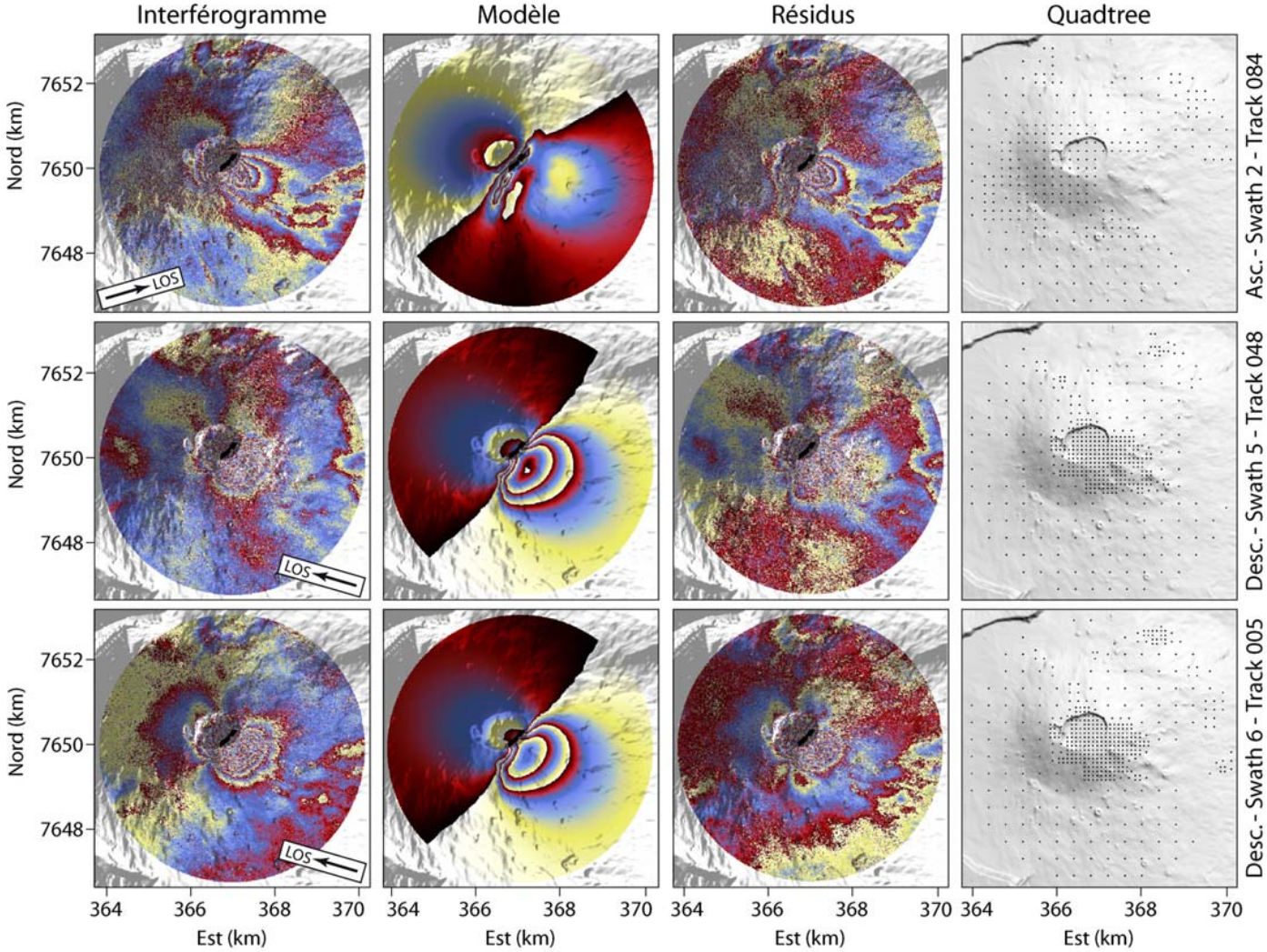


Fig. 3.41 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de décembre 2003. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
1203011	1,1 ± 0,4	75,0 ± 12,2	-19,5 ± 10,3	1562 ± 230	1,5 ± 0,4	10,8 ± 6,7	-20,0 ± 8,3	68 ± 19	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
2350	18,73	21,1

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^5 m^3$)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,18	0,32	0,79	0,9

Tab. 3.08 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2003.

L'évaluation des paramètres par l'intermédiaire des densités de probabilité montre que les paramètres du dyke associé à cette éruption sont nettement moins bien contraints que dans les cas précédents (Tab. 3.08 et Fig. 3.42). Le modèle moyen et le modèle avec le maximum de probabilité sont proches mais les intervalles de confiance sont très étendus pour certains paramètres : pendage (*dip*), angle *shear* et facteur *botlen*. La moins bonne contrainte est visible sur les PPD 2D où les iso-contours suivent les limites de l'intervalle de variation des paramètres, indiquant que celui ci n'est pas assez large. Les intervalles de confiance devraient être encore supérieurs à ceux déterminés. Cette moins bonne contrainte peut s'expliquer par la moins bonne qualité des données géodésiques (cohérence faible des données InSAR), par un échantillonnage plus restreint de l'ensemble du champ des déplacements co-éruptifs ainsi que par une mauvaise distribution des géométries radar disponibles conduisant à une DoP supérieure à 50.

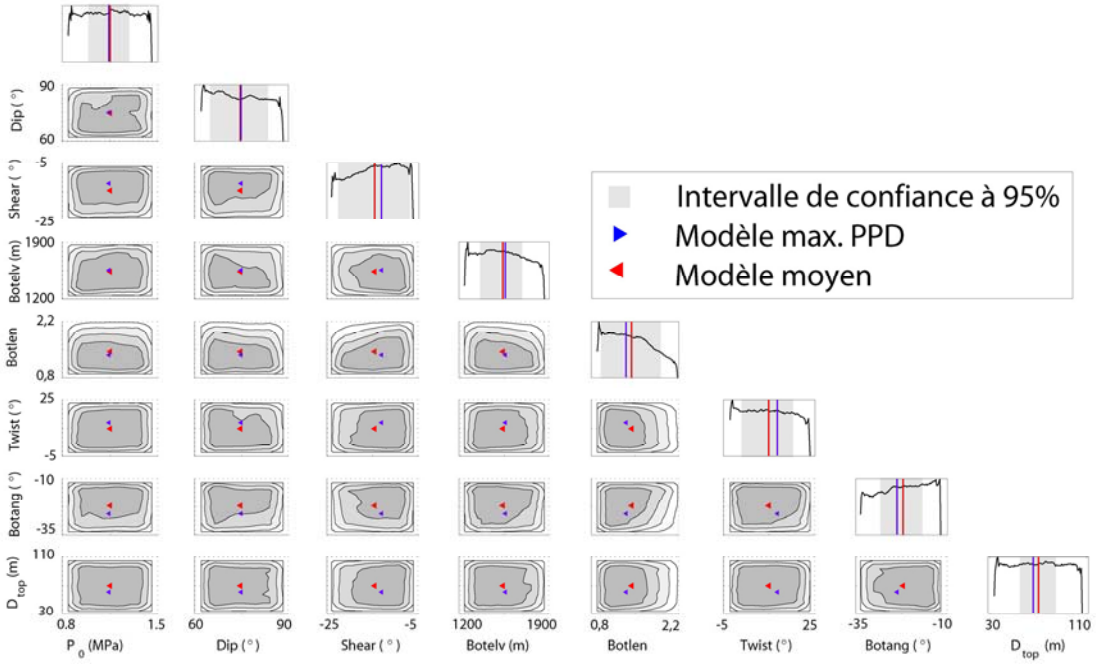


Fig. 3.42 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de décembre 2003. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir §3.1.2.5 pour explications).

3.2.4 Eruption de mai 2004

Contexte

Le 2 mai 2004, une nouvelle crise sismique s'amorce à 19h03 et à 19h36 c'est l'apparition du trémor. Deux fissures éruptives s'ouvrent sur le flanc sud du volcan, à proximité du cratère Bory et s'étendent de 2500 m à 2300 m (Fig. 3.43 et Tab. 2.19). Dans la nuit du 4 au 5 mai, une troisième fissure s'ouvre à plus basse altitude entre Piton de Bert et Château Fort. Des cônes de scorie se forment et on observe des fontaines de lave de plusieurs dizaines de mètres de haut.

Le volume de lave émis est important : 16.10^6 m^3 et la coulée de lave s'étend sur plusieurs kilomètres en dévalant les Grandes pentes pour s'arrêter finalement à 460 m d'altitude le 16 mai, à 1,8 km de l'Océan Indien. Le trémor éruptif a cessé le 18 mai à 16h15. Les gradients de déplacements sont plus élevés que pour les éruptions précédentes et varient de 14,2 à 34,1 cm LOS par kilomètre.

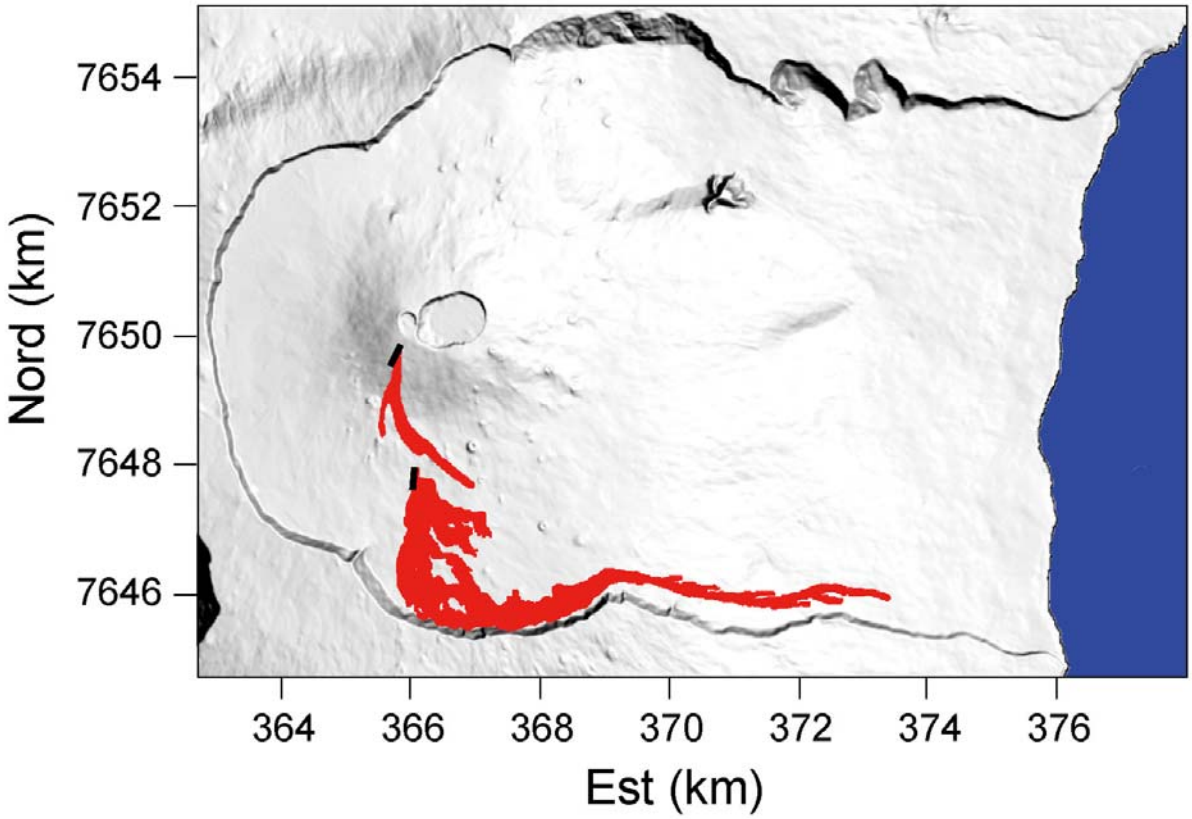


Fig. 3.43 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de mai 2004. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Cinq interférogrammes, deux en passe ascendante et trois en passe descendante, ainsi que 40 points GPS ont enregistré cet événement éruptif (Tab. 3.09, Fig. 3.44 et Annexe I). Les interférogrammes en passe ascendante sont de bonne qualité alors que ceux acquis en swath 3 et 6 descendant présentent des zones de raccourcissement-recouvrement sur le flanc est du cône sommital. Il existe une forte zone d'incohérence à proximité des fissures éruptives et sur la coulée de lave d'extension nord-sud masquant le champ des déplacements proches des fissures. Les points de données GPS ne sont pas idéalement situés par rapport à la zone de l'édifice affectée par les déplacements.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_11160_11661	Asc.	25,87	18/04/2004	23/05/2004	35	188,81		328
5399_10473_11475	Asc.	39,01	01/03/2004	10/05/2004	70	-79,02		299
3091_11167_11668	Desc.	27,50	19/04/2004	24/05/2004	35	43,93	9,40	134
6277_11353_11854	Desc.	40,36	02/05/2004	06/06/2004	35	-23,36		177
7005_10580_11582	Desc.	43,94	09/03/2004	18/05/2004	35	-394,5		490

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,87	14,06	2,18	14,26

Tab. 3.09 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de mai 2004 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

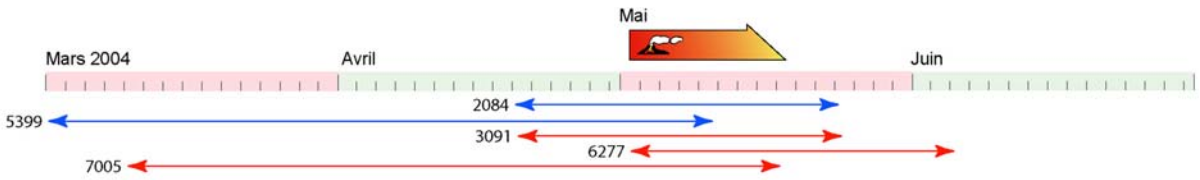


Fig. 3.44 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de mai 2004. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Un dyke à pendage vers l'Est de 50° et en surpression de 3 MPa permet d'expliquer plus de 85 % des données observées (Tab. 3.10). Ce dyke modélisé s'initie 1000 m sous le cratère Dolomieu et suit un axe globalement Nord-Sud (Fig. 3.45) en se propageant sous le flanc sud avant de se séparer en échelons à 120 m sous la surface et de se connecter aux fissures éruptives. Le dyke présente une ouverture moyenne de 70 cm et une ouverture maximale en surface de l'ordre de 1 m.

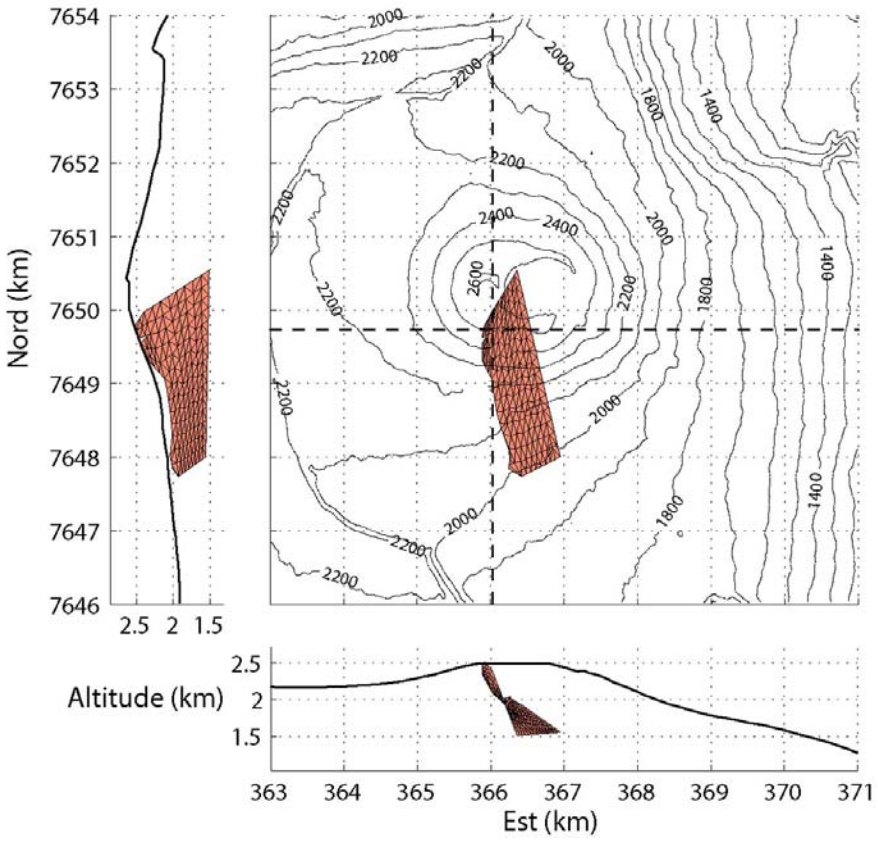


Fig. 3.45 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de mai 2004. Coordonnées en UTM 40S. Equidistance des courbes de niveau : 100 m.

#Inversion	*P_0 (MPa)*	*dip (°)*	*shear (°)*	*botelv (m)*	*botlen*	*twist (°)*	*botang (°)*	*d_top (m)*	*botcurv (°)*	*vertcurv (°)*
0504017	*3,0 ± 0,4*	*49,9 ± 7,5*	*-39,2 ± 5,1*	*1533 ± 123*	*1,2 ± 0,2*	*3,3 ± 4,3*	*1,0 ± 7,7*	*116 ± 35*	*5,2 ± 1,8*	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	*Misfit (%)*	*rms (mm)*
2050	*14,2*	*18,0*

Ouverture du dyke (m)			*Volume du dyke ($10.^6$ m^3)*
Minimum	*Moyenne*	*En surface*	
0,10	*0,69*	*1,05*	*1,7*

Tab. 3.10 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de mai 2004

La modélisation est satisfaisante aussi bien en passe ascendante que descendante (Fig. 3.46). Toutefois, la forme rectangulaire au Nord-Est du motif de franges visibles sur les interférogrammes, aussi bien en passes ascendante que descendante, n'est pas bien restituée par le modèle : le motif de franges modélisées présente une forme beaucoup plus circulaire. Les résidus de modélisation observés dans la zone de franges rectangulaires ne laissent cependant pas entrevoir l'existence d'une structure contrôlant la forme de ces franges sur le flanc est du cône sommital.
Les résidus observés sont de faible extension à proximité immédiate des fissures. On note par exemple, en géométrie swath 2 – track 084, un motif concentrique de franges à l'Est ; ce motif est identique sur l'interférogramme et sur les résidus, il pourrait s'agir d'un artefact atmosphérique.

Les résidus GPS horizontaux sur le flanc sud et sur le pourtour sud des cratères montrent tous des déplacements en direction de l'Est (Fig. 3.47). Le modèle ne permet donc pas de produire des déplacements suffisamment forts dans cette direction pour cette zone, c'est la même constatation que celle faite pour les résidus interférométriques. Les déplacements verticaux observés au nord du cratère montrent une subsidence ce qui ne paraît pas cohérent avec les déplacements co-éruptifs générés par la propagation d'un dyke sur le flanc sud ; les déplacements verticaux GPS de cette zone sont cependant très faibles et compris dans l'erreur rms.

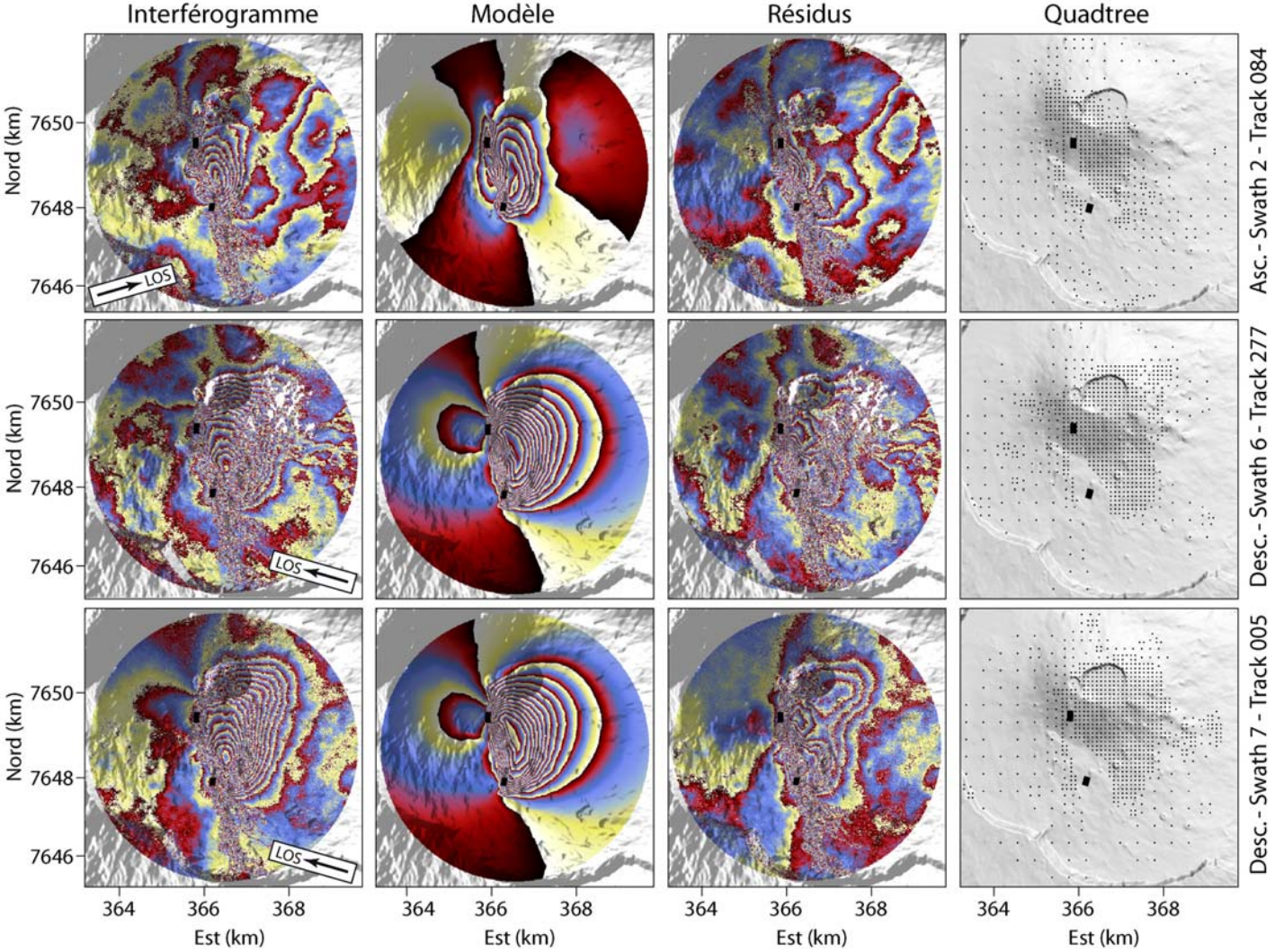


Fig. 3.46 – Données InSAR observées, modélisées et résidus obtenus pour l'éruption de mai 2004. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

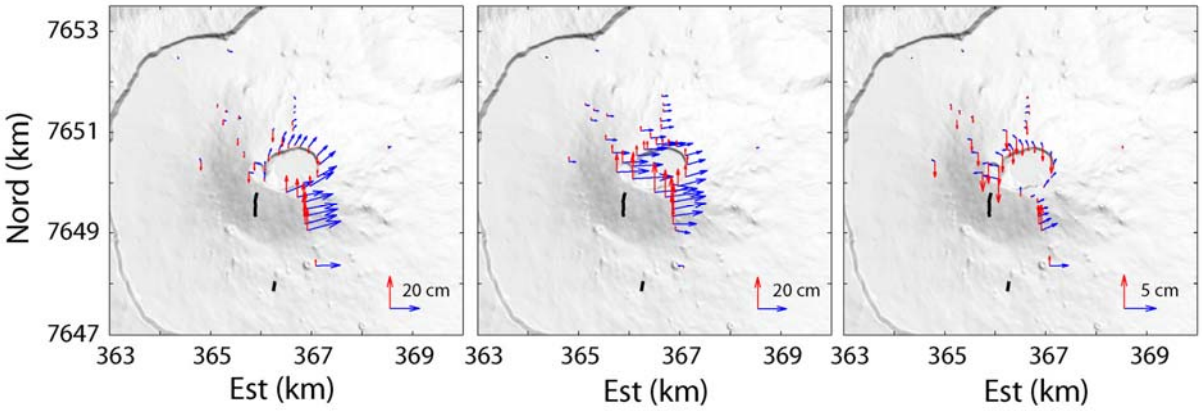


Fig. 3.47 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption de mai 2004. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace des fissures éruptives en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

.

Malgré un misfit et une rms plus élevés dus à un bruit important dans les données InSAR, l'évaluation des caractéristiques statistiques des paramètres montrent que les modèles sont bien contraints (Tab. 3.10 et Fig. 3.48), à l'exception des paramètres *botang* et *d_top* qui présentent des intervalles de confiance plus étendus (moins bonne contrainte).

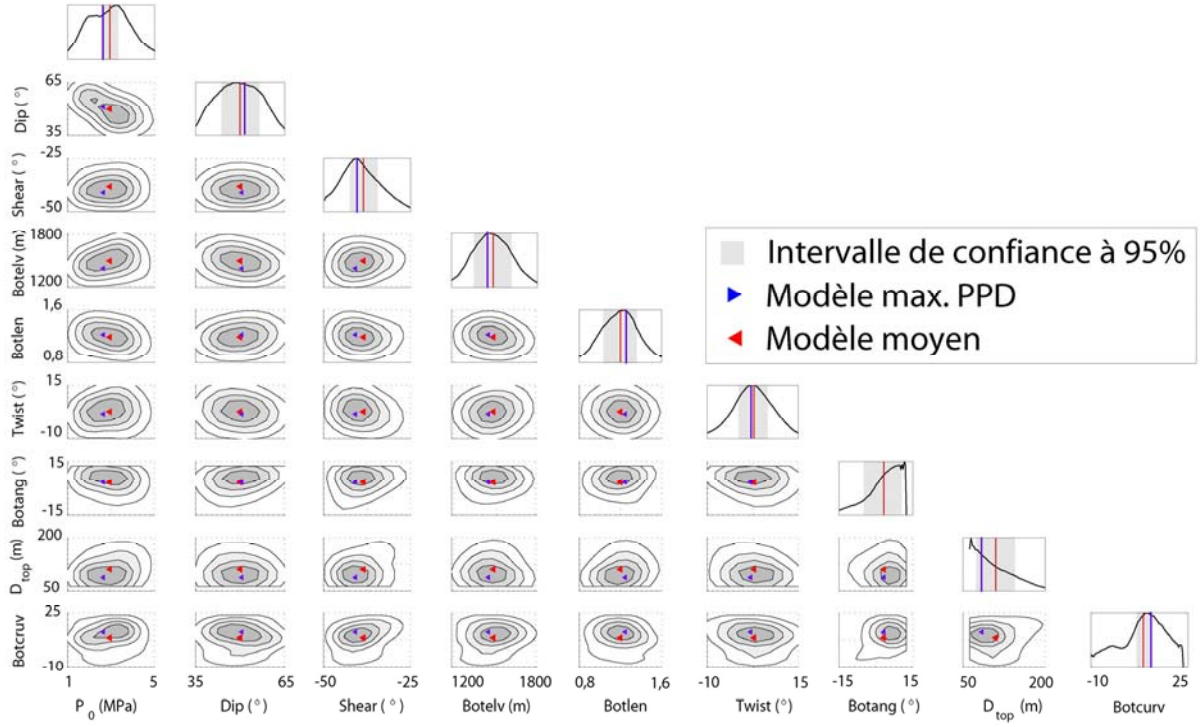


Fig. 3.48 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de mai 2004. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications).

3.2.5 Eruption d'août 2004

Contexte

Le 13 août 2004 à 2h00 une large fissure de plusieurs centaines de mètres coupe le rempart est du cratère Dolomieu et s'étire en direction du Nord-Est vers le Piton Crack (Fig. 3.49). L'activité est soutenue, la coulée dévale les Grandes Pentes et atteint l'océan le 25 août. La surface couverte par la coulée est estimée à 4,1 km^2 avec une épaisseur moyenne de 5 m ; environ 20.10^6 m^3 de lave ont été émis en surface (Tab. 2.19).

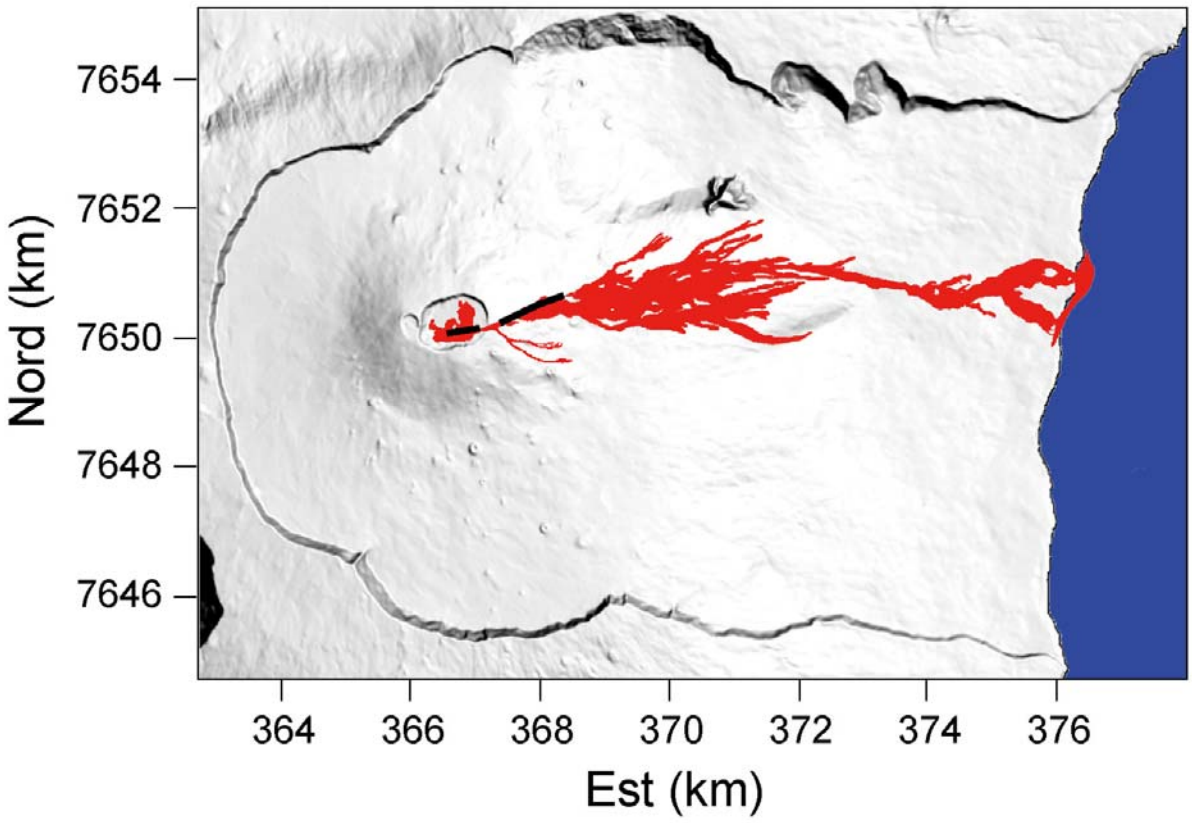


Fig. 3.49 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption d'août 2004. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

L'éruption a été imagée par six interférogrammes (Tab. 3.11, Fig. 3.50). L'interférogramme en swath 3 descendant est fortement incohérent sur la zone affectée par les déplacements et ne sera pas utilisé pour la procédure de modélisation (Annexe I). Les fissures éruptives sont orientées selon un axe est-ouest et les déplacements présentent une asymétrie

de part et d'autre des fissures éruptives selon un axe Nord-Sud. Comme évoqué précédemment (Tab. 2.17), la composante NS des déplacements est moins bien contrainte par l'interférométrie radar. Une contrainte selon cette composante est apportée ici par les 33 points de données GPS qui ont enregistré les déplacements de l'édifice lors de cette éruption.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
3356_12434_12935	Asc.	30,54	16/07/2004	20/08/2004	35	-19,79	9,75	0
4127_12706_13708	Asc.	35,04	04/08/2004	13/10/2004	70	26,67		125
5399_11976_12978	Asc.	39,01	14/06/2004	23/08/2004	70	-35,18		165
3091_12670_13171	Desc.	27,50	02/08/2004	06/09/2004	35	-50,27		210
6277_12355_13357	Desc.	40,36	11/07/2004	19/09/2004	70	129,75		207
7005_12083_13085	Desc.	43,94	22/06/2004	31/08/2004	70	242,73		358

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,74	15,7	2,54	15,9

Tab. 3.11 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'août 2004 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

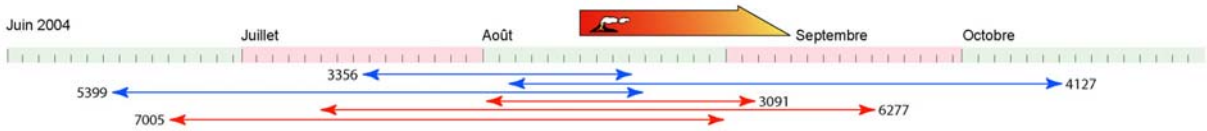


Fig. 3.50 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'août 2004. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Les déplacements observés sont compatibles avec ceux induits par l'injection d'un dyke sub-vertical de pendage 86° vers le Sud avec une surpression d'environ 6 MPa. Le dyke s'enracine plus superficiellement dans l'édifice à seulement 500 m sous le plancher du cratère Dolomieu (Fig. 3.51). Le dyke se sépare en échelons à environ 100 m sous la surface.

Suite à des inversions avec seulement 8 paramètres (cf. Annexe III), d'autres inversions incluant les paramètres de courbure du dyke *botcurv* et *vertcurv* ont été réalisées.

Contrairement aux inversions sur les autres éruptions utilisant ces paramètres supplémentaires, les inversions réalisées ici ont permis d'améliorer significativement le misfit d'environ 5 % ; ces inversions à 10 paramètres permettent d'expliquer environ 90 % des données observées (Tab. 3.12).

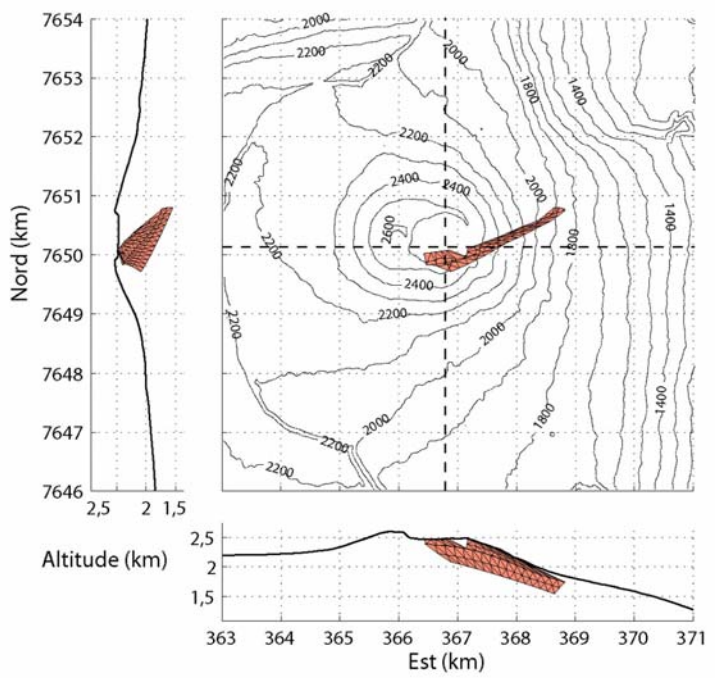


Fig. 3.51 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption d'août 2004. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0804014	6,0 ± 0,6	85,9 ± 5,6	7,8 ± 7,1	1779 ± 113	0,71 ± 0,1	16,7 ± 5,6	-10,4 ± 8,5	92 ± 30	-10,0 ± 5,0	14,3 ± 3,2

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
4500	9,1	11,4

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^5$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,21	0,47	0,81	8,1

Tab. 3.12 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'août 2004.

Le swath 4 en passe ascendante montre des résidus à l'extrémité ouest des franges interférométriques (Fig. 3.52). Ces résidus sont de même signe que les déplacements modélisés et observés et correspondent donc à une sous-évaluation des déplacements. En revanche cette composante résiduelle n'est pas perceptible dans les swaths descendants. L'extension des fissures éruptives en surface dans la partie ouest est peut-être plus importante que ce qui a été supposé et observé sur le terrain ; peu de temps après leur ouverture, les fissures éruptives ont pu être partiellement recouvertes par la lave émise sur le plancher du Dolomieu, ce qui expliquerait qu'elles aient été cartographiées de façon incomplète. Au Nord des fissures éruptives, le modèle sous-estime l'amplitude des déplacements pour l'interférogramme en 6 – track 277, à moins que la frange observée ne soit d'origine atmosphérique.

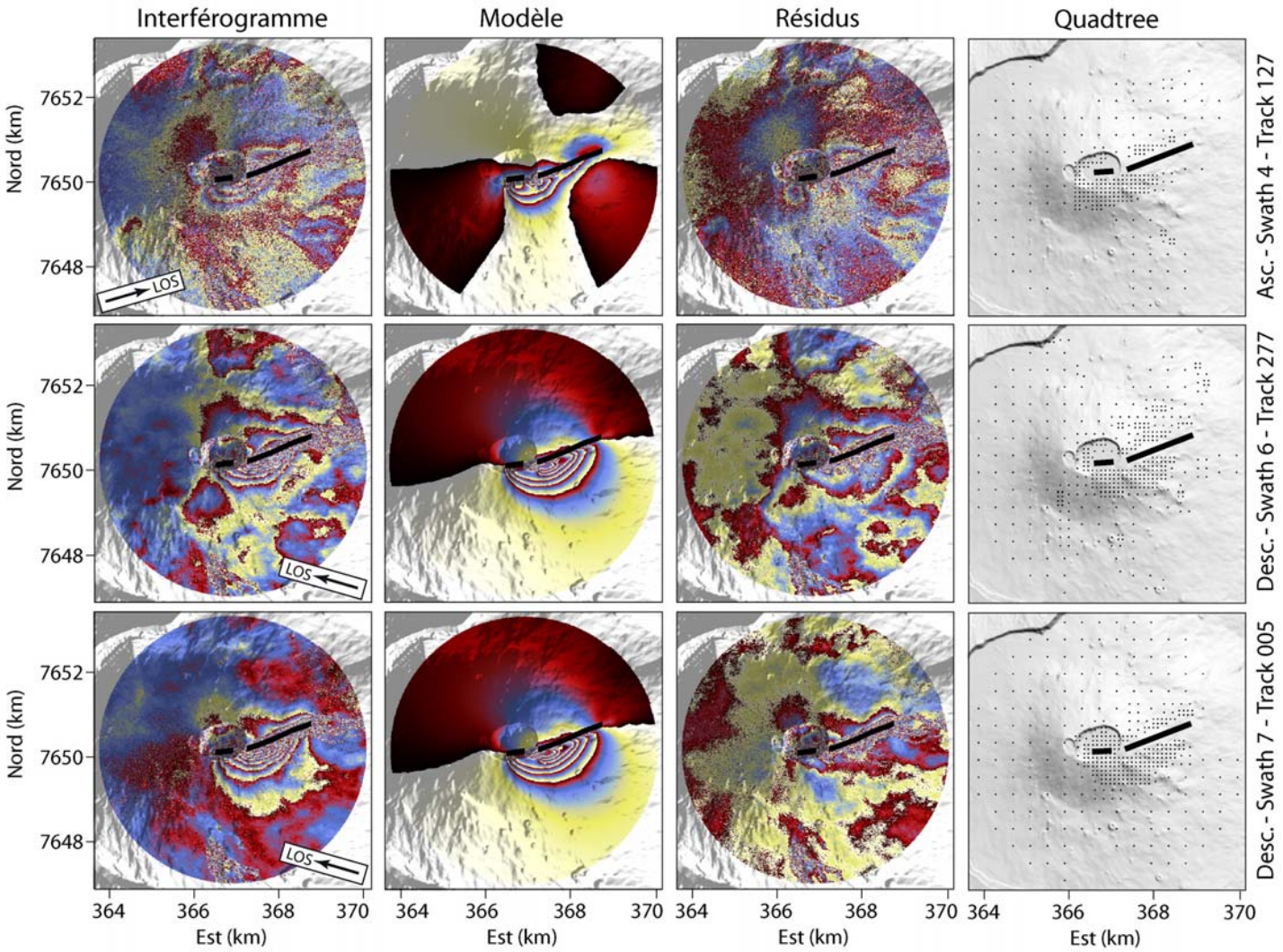


Fig. 3.52 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption d'août 2004. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

Les déplacements GPS modélisés correspondent bien aux déplacements GPS observés. Cependant aucune mesure GPS n'a été réalisée au sud des fissures éruptives (Fig. 3.53). Or, la majeure partie des déplacements se situe au sud des fissures comme on peut le voir sur les interférogrammes. Il est donc difficile de juger de la pertinence du modèle en se basant sur ces seuls points GPS. Comme les données GPS permettent, dans le cas particulier de cette éruption, d'apporter une contrainte importante sur la composante NS des déplacements, il est intéressant de noter que les résidus NS sont très faibles, témoignant d'un bon accord entre le modèle et les observations au nord des fissures éruptives, selon cette composante des déplacements.

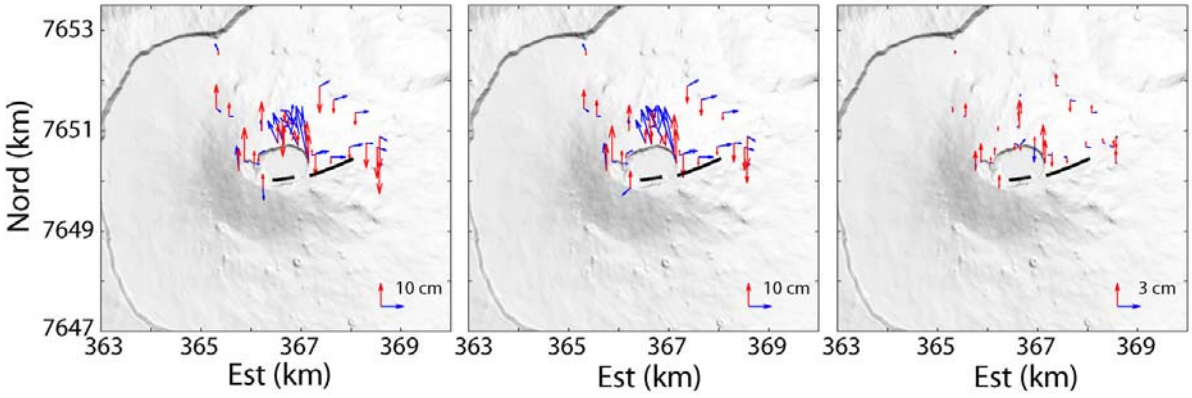


Fig. 3.53 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption d'août 2004. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace des fissures éruptives en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

Les contraintes apportées par les données géodésiques sur la source des déplacements sont bonnes (Tab. 3.12 et Fig. 3.54) bien que certaines fonctions PPD ne présentent pas l'allure typique d'une gaussienne : la courbe PPD associée au paramètre *botcurv* présente un second pic d'amplitude presque identique en amplitude que le pic principal. Le paramètre *d_top* est lui aussi moins bien contraint. L'inversion simultanée de plus de paramètres (dix dans ce cas) conduit à des intervalles de confiance plus larges, et donc moins satisfaisants, sur certains paramètres.

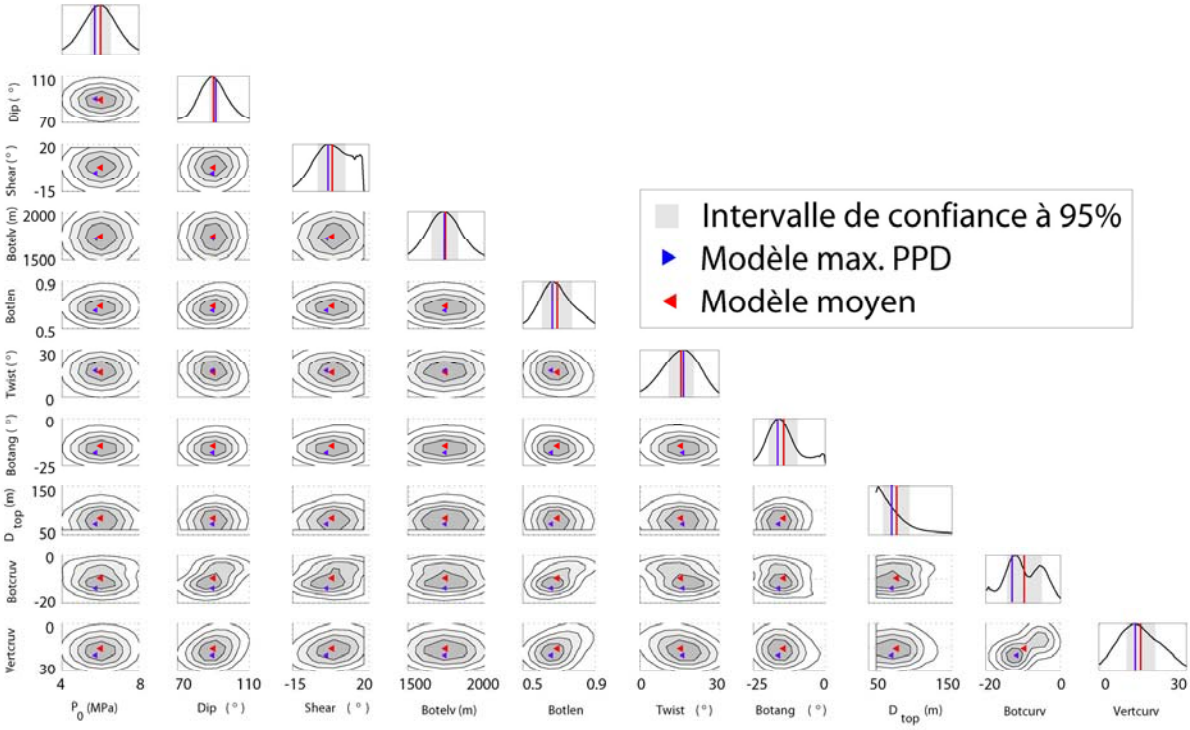


Fig. 3.54 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption d'août 2004. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir §3.1.2.5 pour explications).

3.2.6 Eruption d'octobre 2005

Contexte

Le 4 octobre 2005, après 7 mois de repos, une crise sismique débute à 13h31. À 14h26 le trémor éruptif apparaît conjointement à l'ouverture de trois fissures éruptives dans la partie ouest et sud-ouest du cratère Dolomieu (Fig. 3.55). L'éruption s'est poursuivie durant 13 jours pour subitement s'interrompre le 17 octobre à 13h10 (Tab. 2.19), le volume de lave émis est estimé à $1{,}5.10^6$ m^3.

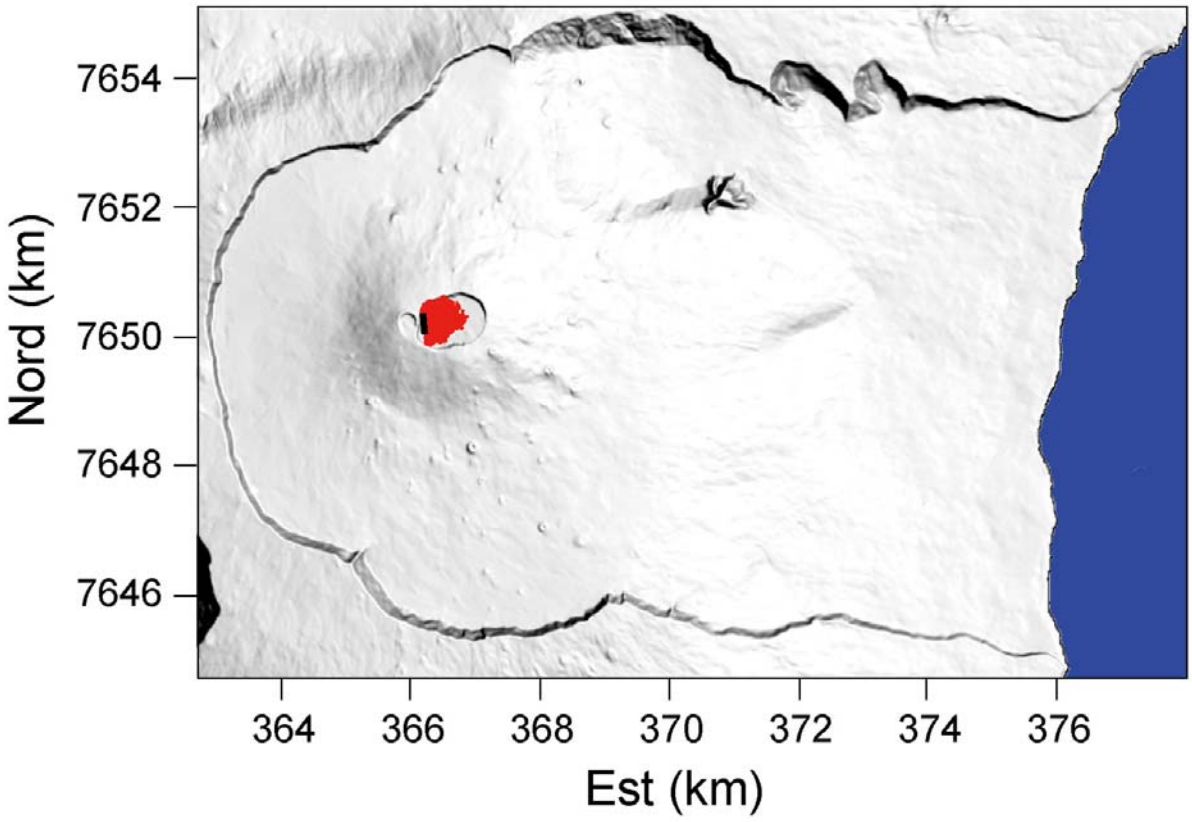


Fig. 3.55 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption d'octobre 2005. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Cette éruption s'est déroulée dans le cratère Dolomieu et la lave, en s'épanchant sur plus de 50 % du plancher du cratère, a entraîné une perte de cohérence sur les interférogrammes. Seuls les déplacements sur les flancs du cône sommital ont pu être imagés

par six interférogrammes (3 ascendants et 3 descendants). Le swath 2 ascendant a une altitude d'ambiguïté relativement faible (Tab. 3.13, Fig. 3.56 et Annexe I) et le signal co-éruptif y est difficilement discernable : une frange sur la partie est de l'édifice et vraisemblablement une frange sur la partie ouest mais noyée dans un bruit important. Le swath 5 descendant n'image pas le flanc est de l'édifice, là aussi à cause d'une altitude d'ambiguïté faible (< 20 m) ; sa qualité est très mauvaise comparativement aux autres, il n'a donc pas été utilisé pour la modélisation des déplacements.

Le réseau GPS à réitération ponctuelle n'a pas été réoccupé lors de cette éruption, donc aucune donnée *in situ* ne complète le jeu de données interférométriques.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_18675_19176	Asc.	25,87	25/09/2005	30/10/2005	35	27,43	14,1	143
3356_16442_19448	Asc.	30,54	22/04/2005	18/11/2005	210	-43,05		224
5399_16485_19491	Asc.	39,01	25/04/2005	21/11/2005	210	-40,12		287
5048_16134_19140	Desc.	36,38	01/04/2005	28/10/2005	210	-19,45		0
6277_16363_19369	Desc.	40,36	17/04/2005	13/11/2005	210	76,61		275
7005_16091_19097	Desc.	43,94	29/03/2005	25/10/2005	210	-29,34		312

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,93	18,5	2,92	18,6

Tab. 3.13 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption d'octobre 2005 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

Modélisation

En swath 2 ascendant, malgré un signal co-éruptif peu clair, les déplacements modélisés sont compatibles avec ceux observés et les résidus semblent uniquement liés aux bruits des données interférométriques (Fig. 3.57).

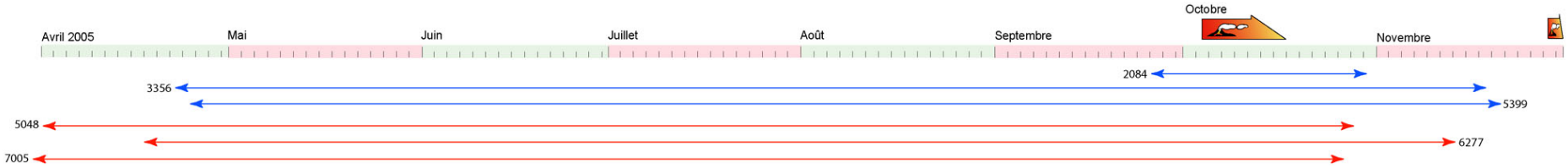


Fig. 3.56 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'octobre 2005. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Pour les autres interférogrammes en swath descendant, les données modélisées sont en accord au premier ordre seulement avec les données observées. Toutefois les résidus montrent l'existence d'un motif de franges différent du motif de franges modélisé. Les périodes couvertes par les interférogrammes sont de 210 jours sauf l'interférogramme ascendant en mode 2084 qui ne couvre que 35 jours. On sait qu'il existe une composante de déplacements inter-éruptifs survenus avant l'éruption d'octobre 2005 et visibles aussi bien en InSAR qu'en GPS (cf. 2.2). Les interférogrammes à longue période utilisés pour la modélisation des déplacements co-éruptifs d'octobre 2005 ont aussi enregistré cette composante inter-éruptive. Les résidus de modélisation sont donc très vraisemblablement liés à cette composante inter-éruptive, ce qui explique le mauvais accord, a priori entre les données observées et les données modélisées.

Le meilleur modèle de dyke associé aux déplacements modélisés est sub-vertical et allongé dans une direction nord-sud. Une surpression de 1,4 MPa lui est associée et sa base se situe aux alentours de 1500 m d'altitude (Tab. 3.14 et Fig. 3.58). Le dyke représente un volume d'environ $0{,}5.10^6$ m^3, son ouverture maximale est de 40 cm en surface ; cette valeur est faible mais cohérente avec les observations de dykes récemment mis à jour dans les parois du cratère Dolomieu suite à son effondrement (Peltier, comm. pers. 2007).

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
1005011	1,4 ± 0,3	92,0 ± 10,5	-16,7 ± 9,7	1522 ± 176	1,28 ± 0,34	27,9 ± 10,0	9,5 ± 6,4	59 ± 20	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
2500	21,4	23,1

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^5$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,15	0,39	0,81	9,0

Tab. 3.14 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption d'octobre 2005.

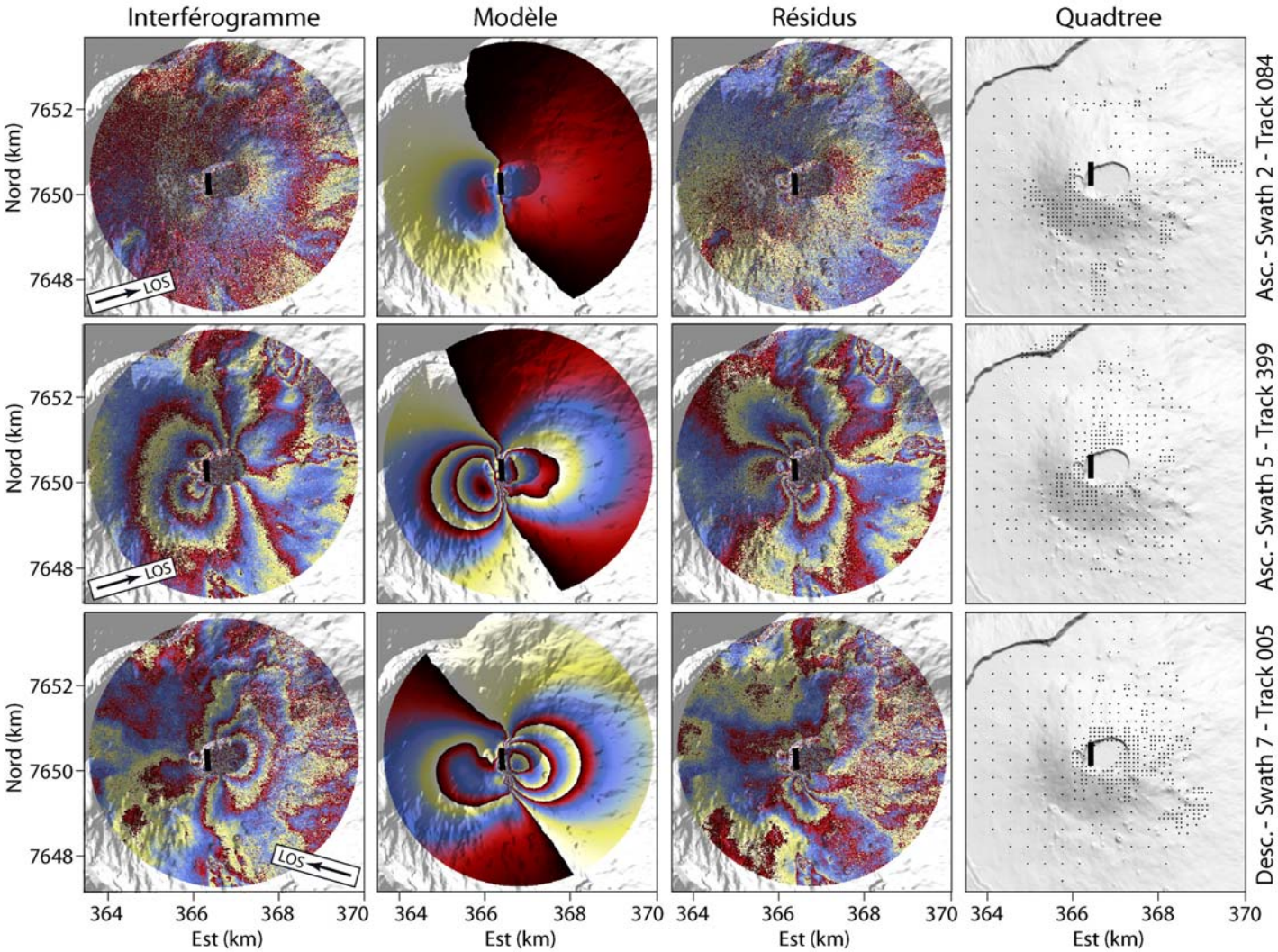


Fig. 3.57 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption d'octobre 2005. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

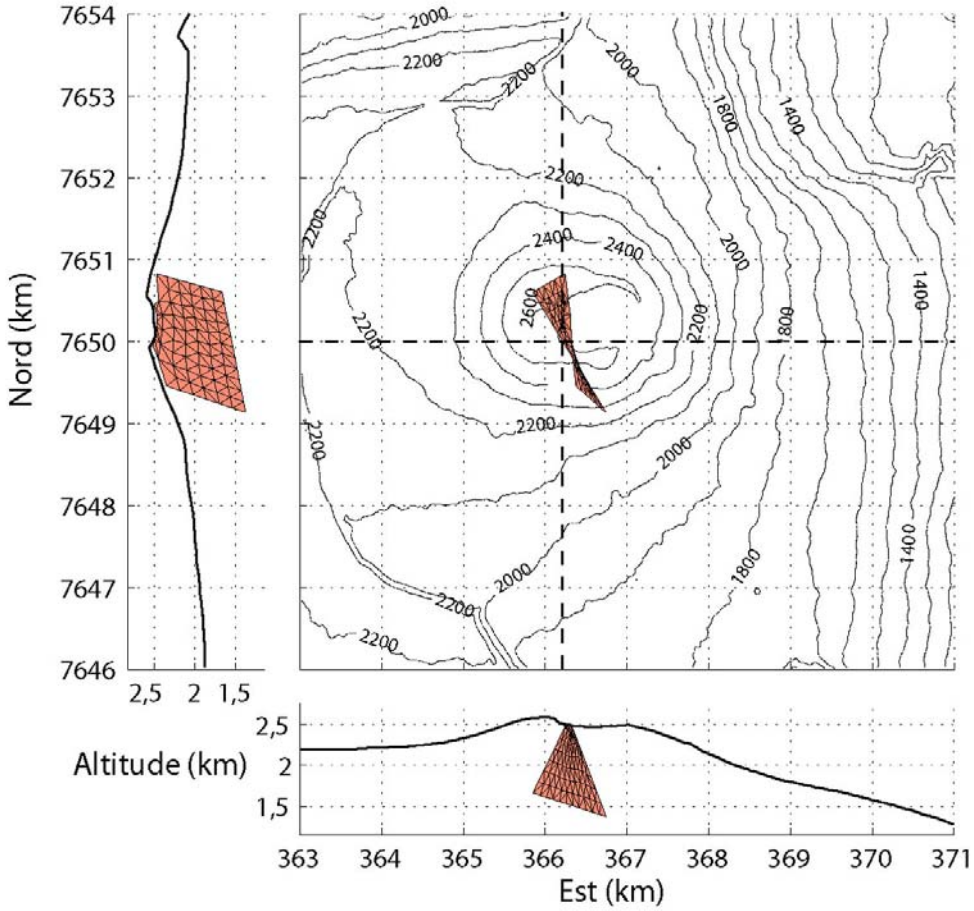


Fig. 3.58 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption d'octobre 2005. Coordonnées en UTM 40S. Equidistance des courbes de niveau : 100 m.

Cette éruption est moins bien contrainte que les précédentes comme en atteste d'ailleurs l'évaluation des caractéristiques statistiques des modèles (Fig. 3.59). Les valeurs élevées de misfit et de rms sont dues à : (1) l'absence de déplacements clairement imagés par l'interférométrie radar à cause de la faible cohérence sur la partie sommitale, (2) l'absence de données GPS in-situ complémentaires et (3) la longue période de temps (210 jours) couverte par 4 des 5 interférogrammes utilisés pour l'inversion, période durant laquelle des déplacements inter-éruptifs sont survenus (cf. § 2.4.1.4 et § 3.4).

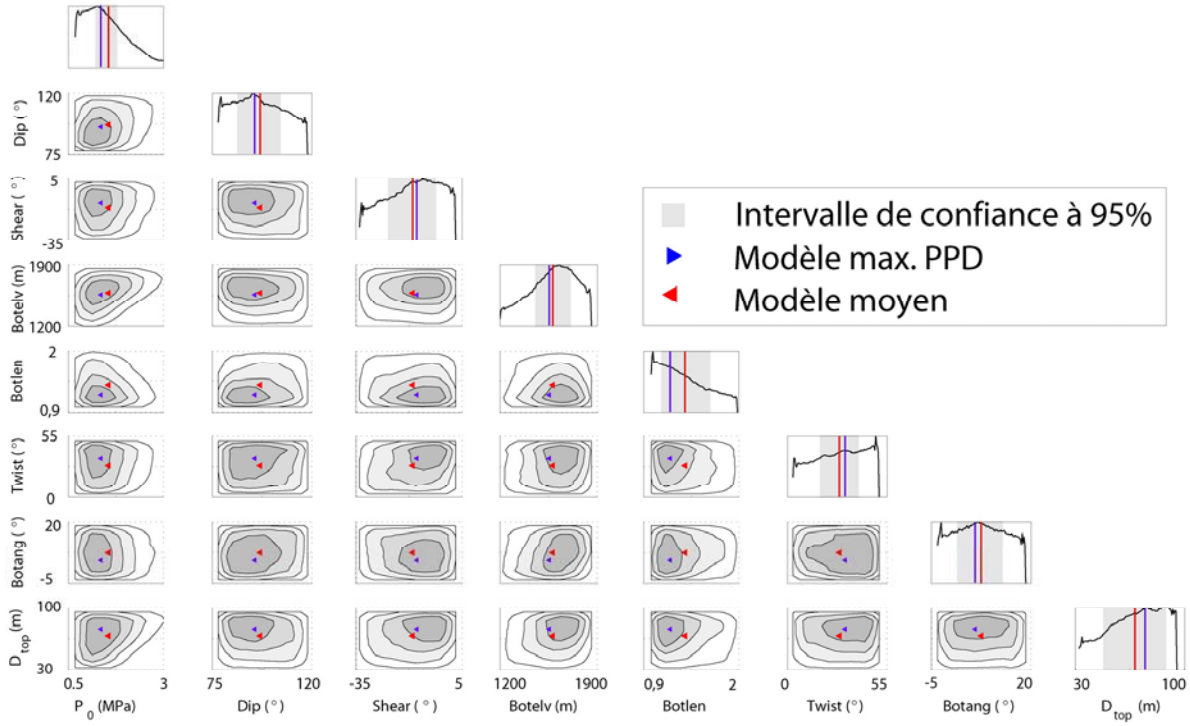


Fig. 3.59 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption d'octobre 2005. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir §3.1.2.5 pour explications).

3.2.7 Eruption de novembre 2005

Contexte

Une crise sismique a débuté le 29 novembre 2005 à 5h59 et le trémor éruptif est apparu à 6h25. Une première fissure éruptive s'est ouverte dans la partie ouest du Dolomieu selon un axe Nord-Sud ; une seconde fissure s'est ouverte sur le flanc nord à environ 2370 m d'altitude, au-dessus du Piton Kapor (Fig. 3.60). L'éruption a pris fin dans la matinée après seulement quelques heures d'activité. Le volume émis est faible, de l'ordre de 1.10^6 m^3 mais les gradients de déplacements sont élevés : 21,1 à 45,3 cm LOS par kilomètre (Tab. 2.19).

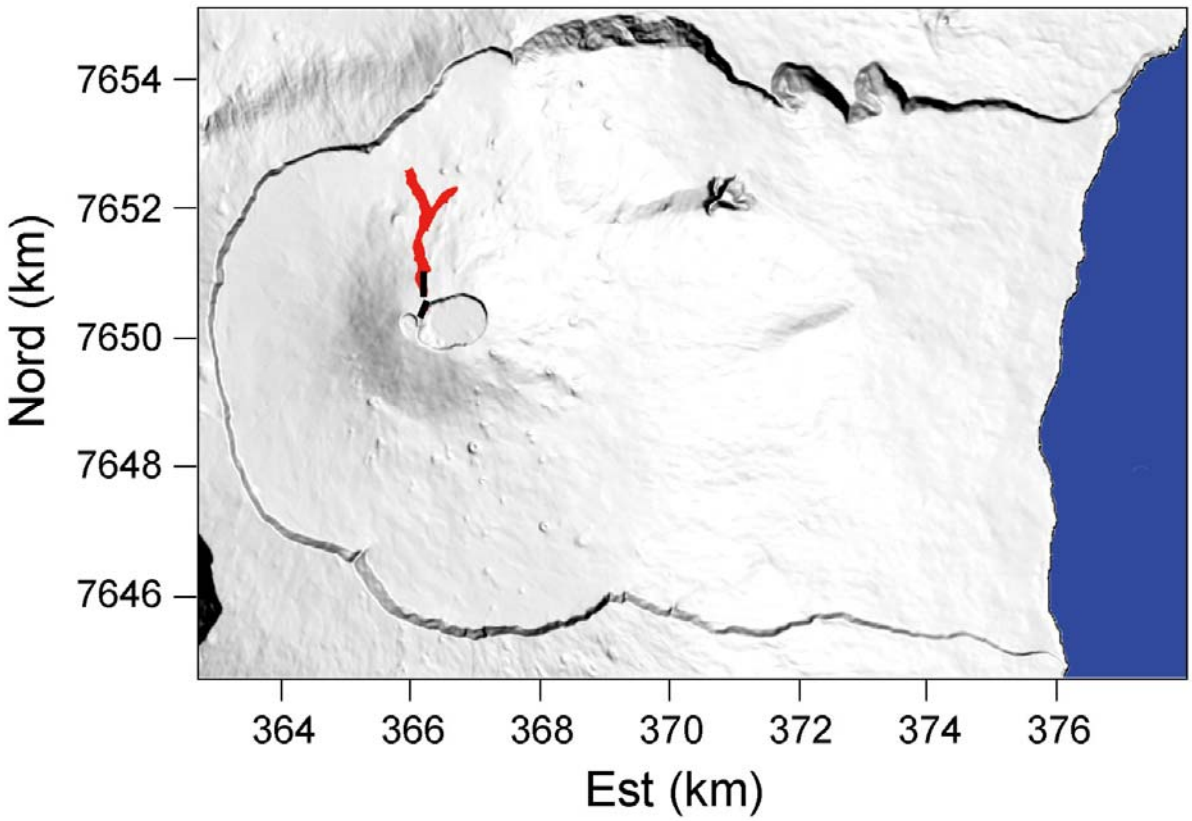


Fig. 3.60 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de novembre 2005. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Le réseau GPS à réitération ponctuelle n'a pas échantillonné cette éruption. En revanche, trois interférogrammes couvrent cet événement (Tab. 3.15, Fig. 3.61 et Annexe I), deux en swath 2 et swath 4 ascendant et un en swath 7 descendant. Cette combinaison

interférométrique permet une assez bonne précision sur les composantes des déplacements avec une DoP de 18,3.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2313_19405_19906	Asc.	20,87	15/11/2005	20/12/2005	35	-26,10		345
4127_19219_19720	Asc.	35,04	02/11/2005	07/12/2005	35	-22,13	14,8	303
7005_19097_19598	Desc.	43,94	25/10/2005	29/11/2005	35	19,84		684

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
1,47	18,0	2,76	18,28

Tab. 3.15 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de novembre 2005 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

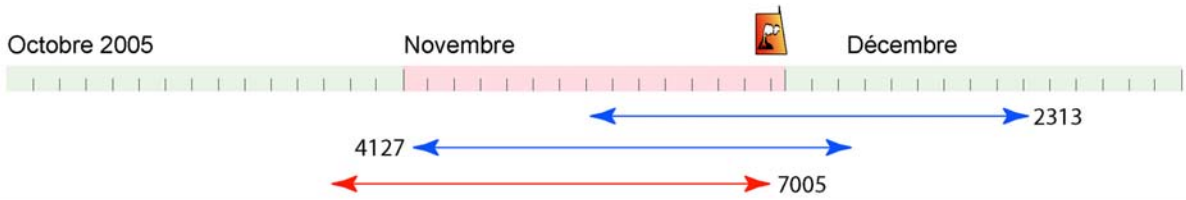


Fig. 3.61 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de novembre 2005. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, l'acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Un dyke sub-vertical avec un pendage de 83° vers l'Est et en surpression de 6,8 MPa permet d'expliquer au mieux les déplacements observés sur les interférogrammes (Tab. 3.16, Fig. 3.62). Le dyke est orienté dans une direction Nord-Sud, sa base se situe sous le cône sommital à environ 2000 m d'altitude.

L'ouverture moyenne du dyke est de 90 cm et son volume est de l'ordre de $0{,}7.10^6$ m^3.

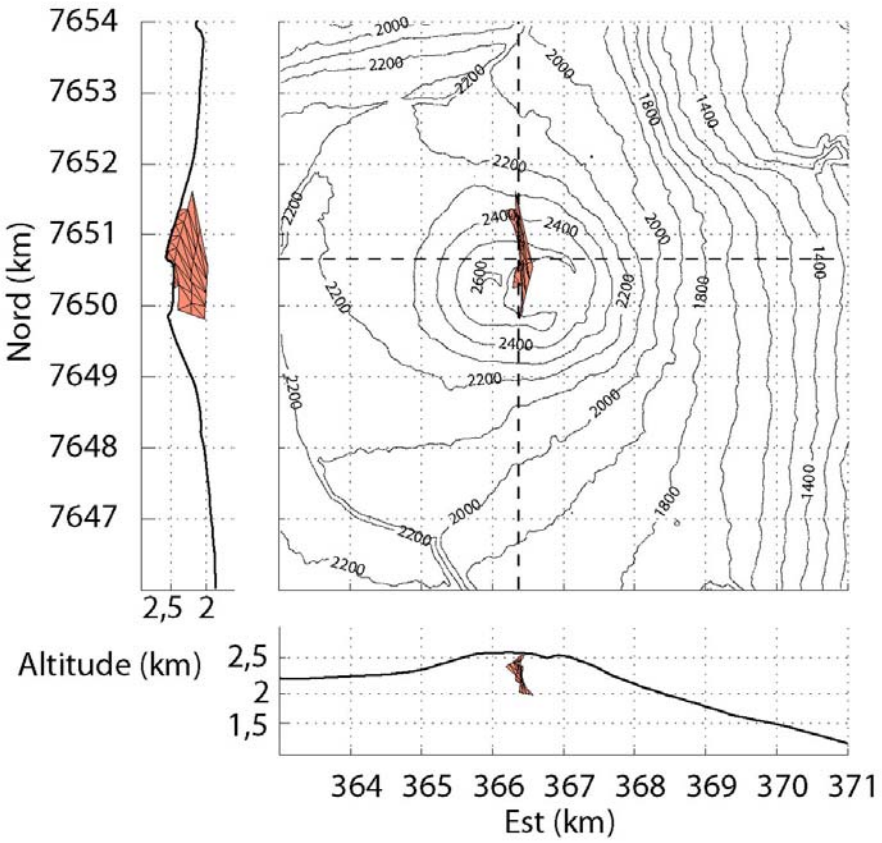


Fig. 3.62 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de novembre 2005. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
1105016	6,8 ± 1,5	82,6 ± 5,4	-59,8 ± 7,8	2002 ± 112	0,41 ± 0,1	-19,8 ± 5,4	-3,6 ± 6,5	77 ± 21	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
2600	9,1	12,0

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^5$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,49	0,92	1,27	8,0

Tab. 3.16 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de novembre 2005.

Les résidus de modélisation sont faibles et se concentrent à proximité des fissures éruptives. Le bruit est important dans ce jeu de données et ne permet pas d'atteindre une valeur de rms faible ; cependant la modélisation des déplacements est satisfaisante (Fig. 3.63). Les résidus en swath 7 descendants sont plus importants que dans les swaths ascendants mais l'extension des franges en deux lobes bien visibles sur les swaths ascendants est bien expliquée par le modèle.

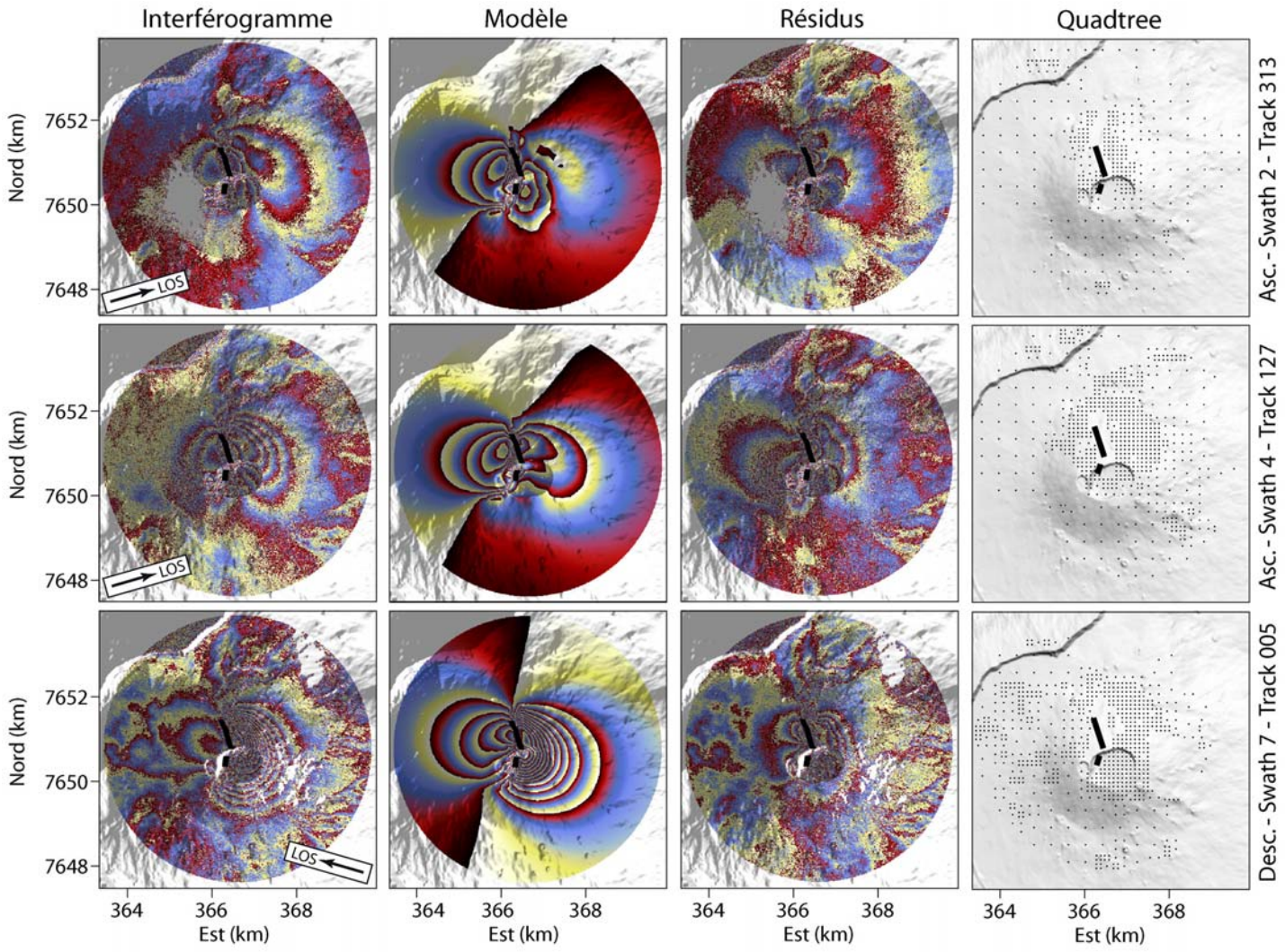


Fig. 3.63 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de novembre 2005. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

Les intervalles de confiance à 95 % sur les paramètres du dyke sont bons, bien que la surpression soit moins bien contrainte que pour d'autres éruptions (Tab. 3.16 et Fig. 3.64). Le paramètre *d_top* est aussi moins bien contraint par manque de données cohérentes à proximité des fissures éruptives. Les intervalles de confiance sont globalement plus élevés que pour d'autres éruptions. L'utilisation des trois interférogrammes disponibles est certes suffisante pour contraindre les paramètres de la source, mais avec des intervalles de confiance assez étendus. L'utilisation d'autres données géodésiques aurait permis de réduire ces intervalles de confiance.

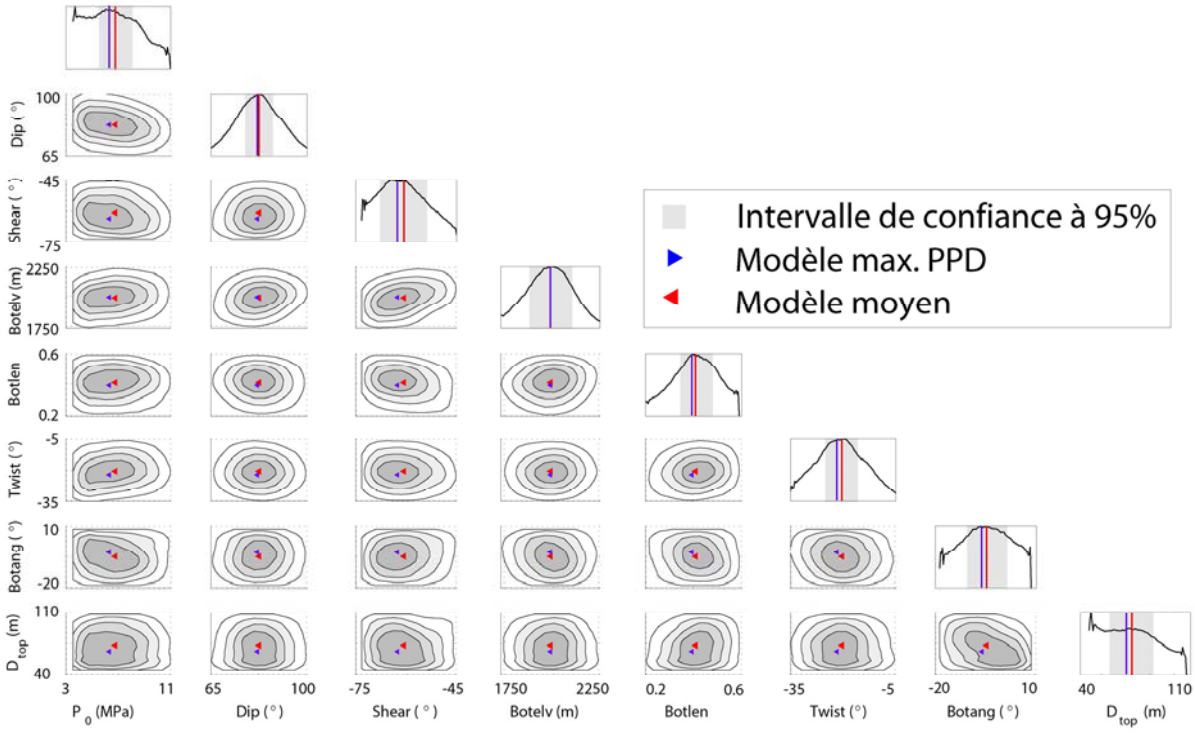


Fig. 3.64 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de novembre 2005. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir §3.1.2.5 pour explications).

3.2.8 Eruption de juillet 2006

Contexte

La crise sismique pré-éruptive a débuté à 2h18 le 20 juillet 2006. Peu après 4h, une première fissure éruptive d'environ 300 m de long s'est ouverte sur le flanc sud-ouest. A 5h40, une seconde fissure éruptive s'ouvre sur le flanc sud, à plus basse altitude (2150 m) en direction de Château Fort (Fig. 3.65). Après 25 jours d'activité, l'éruption cesse le 14 août laissant un champ de lave 1 km² environ pour 2,5 à 3.10^6 m^3 émis (Tab. 2.19).

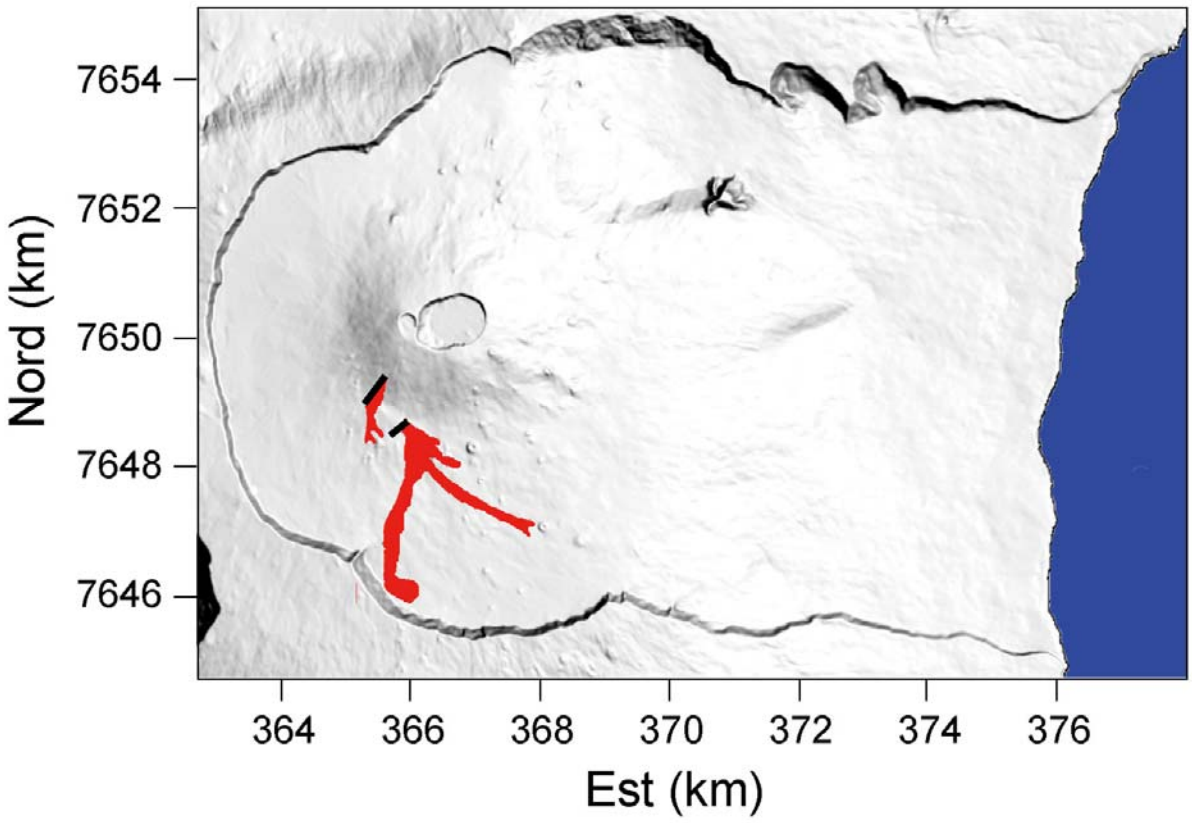


Fig. 3.65 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de juillet 2006. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Sept interférogrammes indépendants ainsi que 27 points GPS du réseau à réitération ponctuelle ont enregistré les déplacements associés à l'éruption de juillet 2006 (Tab. 3.17, Fig. 3.66 et Annexe I). Les swaths 2 ascendant et 3 descendant n'imagent pas la totalité du champ de déplacements. L'ensemble du jeu de données InSAR est affecté par une perte de

cohérence localisée à proximité immédiate des fissures éruptives et sur la coulée de lave associée. La combinaison des 7 swaths disponibles apporte néanmoins une très bonne contrainte du champ de déplacements avec une DoP de seulement 12,25. Les points GPS sont situés loin de la zone du volcan affectée par les déplacements et ne sont donc pas idéalement répartis pour enregistrer correctement l'événement éruptif.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2313_22912_23413	Asc.	20,87	18/07/2006	22/08/2006	35	-19,59		127
3356_22454_23456	Asc.	30,54	16/06/2006	25/08/2006	70	28,97		278
5399_22497_23499	Asc.	39,01	19/06/2006	28/08/2006	70	64,92		289
3091_21688_23191	Desc.	27,50	24/04/2006	07/08/2006	140	-31,82	11,9	145
5048_21645_23148	Desc.	36,38	21/04/2006	04/08/2006	140	-38,11		197
6277_21874_23377	Desc.	40,36	07/05/2006	20/08/2006	105	-210,35		342
7005_22604_23105	Desc.	43,94	27/06/2006	01/08/2006	35	-147,56		335

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,78	12,1	1,79	12,25

Tab. 3.17 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de juillet 2006 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

Fig. 3.66 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de juillet 2006. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, les acquisitions en passe descendante.

Modélisation

Le meilleur modèle est un dyke avec un pendage de 55° vers l'Est, il est affecté d'une surpression de 3,8 MPa et sa base se situe à environ 1700 m d'altitude, sous le Dolomieu (Fig. 3.67 et Tab 3.18). Il se sépare en échelons à environ 200 m sous la surface pour se connecter aux deux fissures éruptives. L'ouverture maximale en surface est de 90 cm, le dyke représente un volume d'environ $0{,}8.10^6$ m^3.

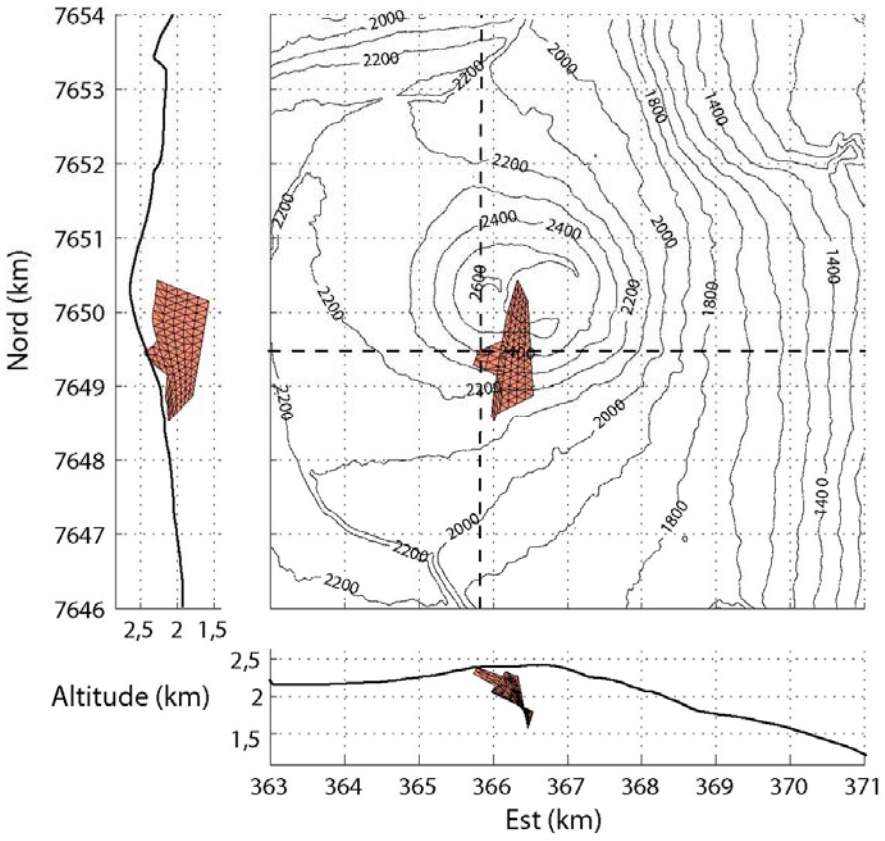


Fig. 3.67 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de juillet 2006. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0706022	3,8 ± 0,3	54,5 ± 6,7	8,6 ± 6,6	1684 ± 132	0,62 ± 0,15	14,3 ± 9,7	-9,8 ± 4,2	195 ± 19	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
6300	12,3	11,6

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,29	0,61	0,89	1,3

Tab. 3.18 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de juillet 2006.

Les déplacements modélisés en géométrie ascendante n'ont pas une extension suffisante selon l'axe Nord-Sud pour expliquer tous les déplacements observés ; en revanche il ne subsiste que des résidus de très faible étendue proches des fissures éruptives pour les swaths descendant (Fig. 3.68), bien que l'extension du motif de franges visible sur l'interférogramme en swath 6 descendant en direction du Nord-Est ne soit pas tout à fait bien rendu par la modélisation.

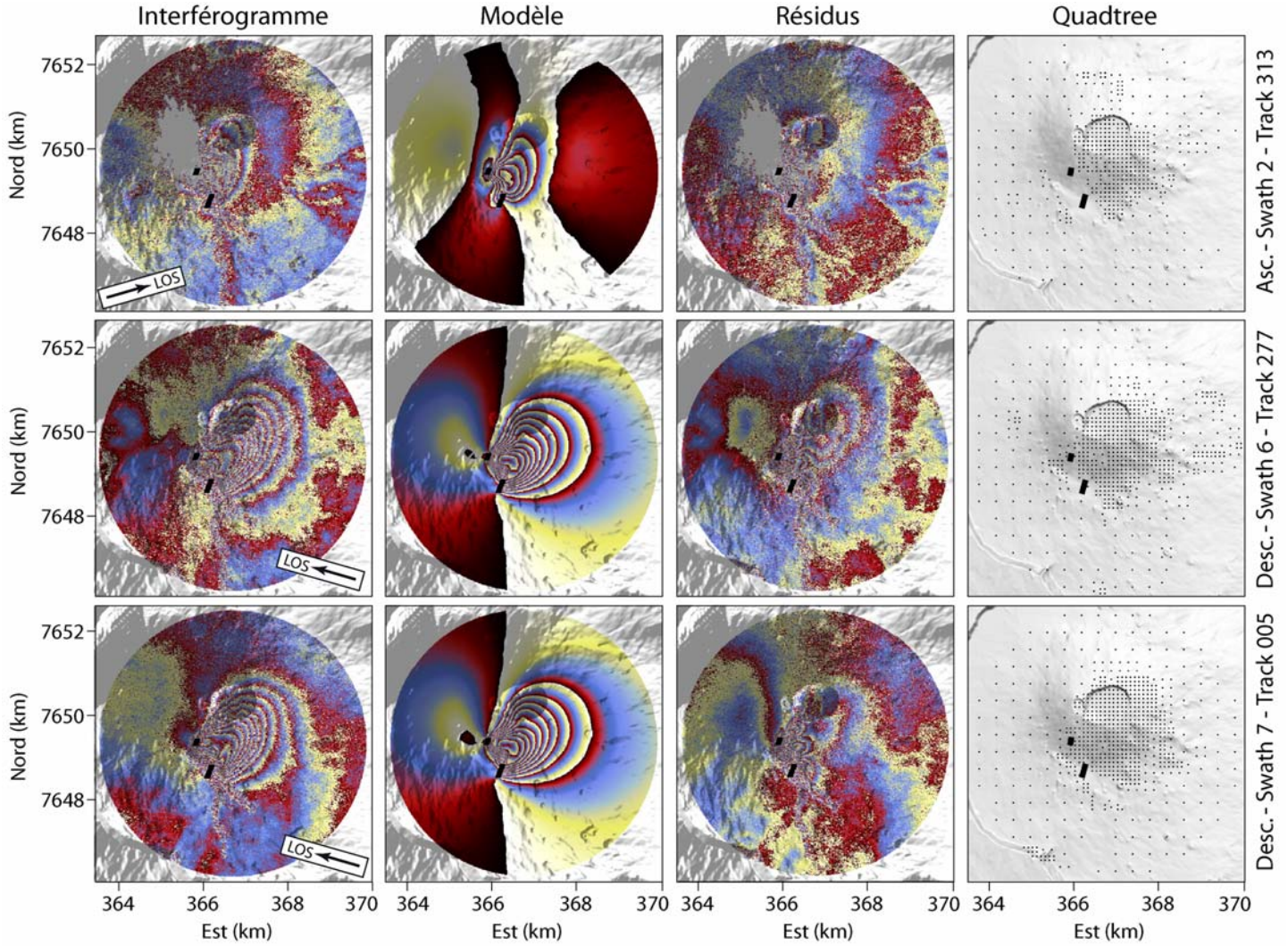


Fig. 3.68 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de juillet 2006. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

Les déplacements GPS modélisés ne ressemblent pas aux déplacements GPS observés. L'amplitude des déplacements verticaux modélisés pour les stations au Nord-Est du Dolomieu est trop faible par rapport à l'amplitude observée (Fig. 3.69). De même, les déplacements GPS mesurés à l'Est des cratères sommitaux sont très faibles alors que les déplacements modélisés sont de l'ordre de 3 à 4 cm pour la composante EW par exemple.
Toutefois, l'amplitude des déplacements GPS verticaux enregistrés est comparable à leur erreur rms. L'écart en les données GPS modélisées et observées peut donc s'expliquer par l'erreur rms importante des données GPS (jusqu'à 6 cm sur la composante verticale).

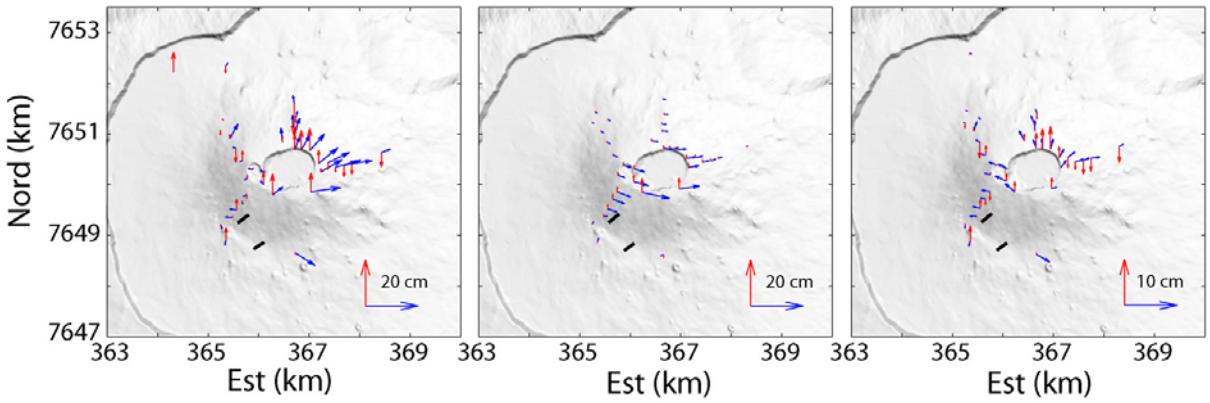


Fig. 3.69 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption de juillet 2006. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace des fissures éruptives en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

L'évaluation des caractéristiques statistiques des modèles montre clairement que les contraintes sur le modèle sont globalement bonnes grâce aux nombreux angles de visée disponibles pour les données InSAR, complétés par les mesures GPS du réseau à réitération ponctuelle (Fig. 3.70). Cependant, deux paramètres sont moins bien contraints : *twist* et *d_top*. La moins bonne contrainte sur le paramètre *d_top* est une constatation récurrente dans toutes les inversions présentées ici. Cette moins bonne contrainte sur le *d_top* peut-être liée à l'absence de caractérisation des déplacements à proximité des fissures éruptives ou à une influence plus faible de ce paramètre, par rapport aux autres paramètres, pour l'obtention de modèles ajustant au mieux les déplacements observés. En revanche, la moins bonne contrainte sur le paramètre *twist* n'est pas expliquée à ce jour.

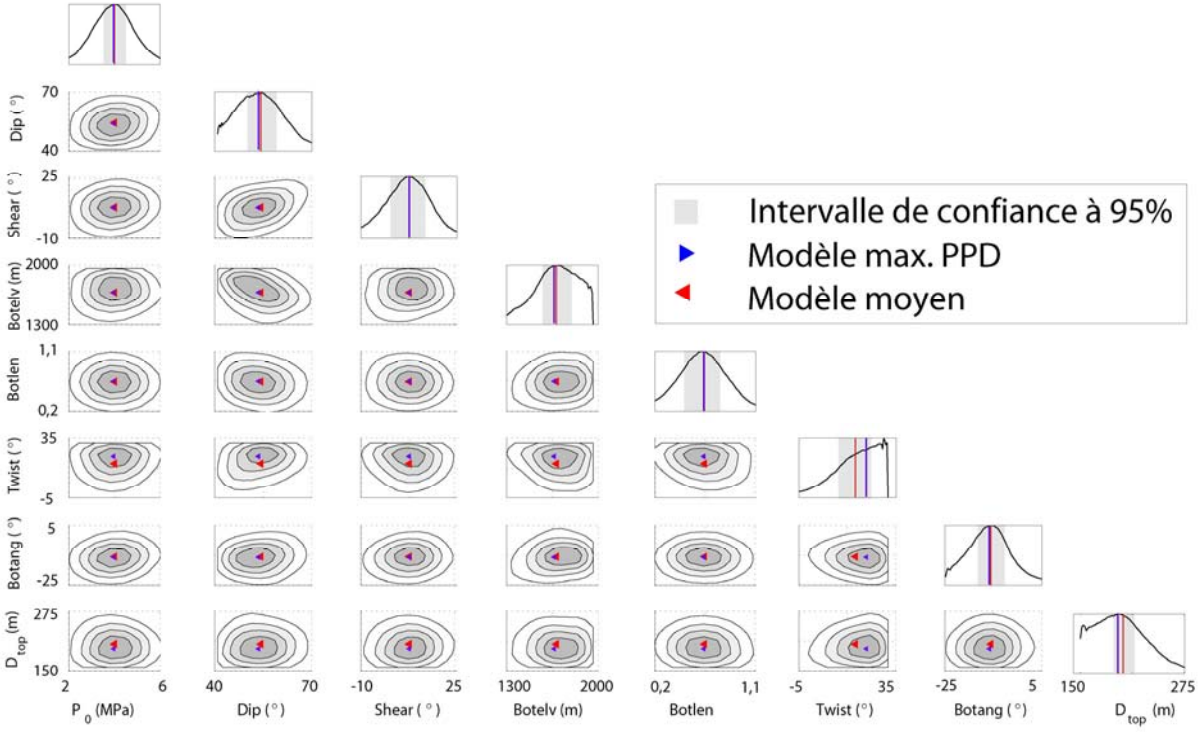


Fig. 3.70 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de juillet 2006. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir § 3.1.2.5 pour explications).

3.2.9 Eruption de février 2007

Contexte

Le 18 février 2007, le trémor éruptif apparaît à 16h38, soit quelques minutes seulement après la crise sismique débutée à 16h11 ; l'éruption n'a été que de très courte durée puisque le trémor a cessé le 19 février à 1h55. Trois fissures éruptives se sont ouvertes au sein du cratère Dolomieu, coupant ce dernier selon un axe Est-Ouest (Fig. 3.71). Le volume de lave émis est estimé à moins de 1.10^6 m^3 et les gradients de déplacements sont de l'ordre de 16,8 à 28,2 cm LOS par kilomètre.

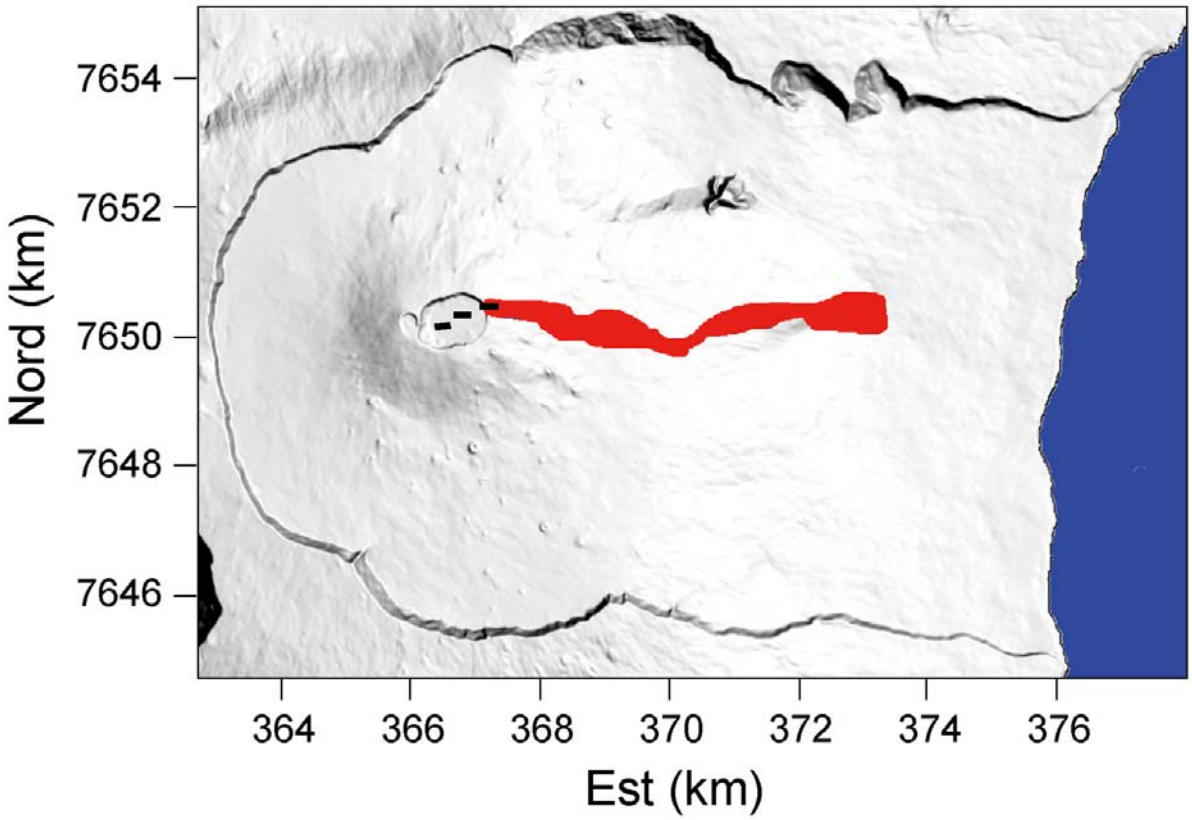


Fig. 3.71 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de février 2007. En noir, trace des fissures éruptives (OVPF et base de données InSAR).

Données géodésiques

Le réseau GPS fournit 31 points de mesure et trois interférogrammes – deux en passe ascendante et 1 en passe descendante – ont enregistré les déplacements associés à l'éruption.

Les géométries d'acquisition des interférogrammes permettent d'atteindre une DoP moyenne de 32,76.

Le swath 6 descendant est de moins bonne qualité que les deux swaths ascendants 3 et 5 à cause d'une altitude d'ambiguïté plus faible induisant une plus faible cohérence et donc un bruit plus important (Tab. 3.19, Fig. 3.72 et Annexe I). La perte de cohérence est importante le long des fissures éruptives et à proximité des cratères sommitaux ; les mesures GPS ne permettent cependant pas de préciser les déplacements dans ces zones.

Le motif des déplacements observés en InSAR est compliqué puisqu'on observe quatre zones alternativement en rapprochement ou en éloignement sur le flanc nord, le flanc ouest, le flanc sud et le flanc est à proximité des fissures éruptives. Les déplacements enregistrés par interférométrie radar pour les autres éruptions ne montraient que deux motifs de franges, asymétriques, de part et d'autre des fissures éruptives.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
3356_25460_26462	Asc.	30,54	12/01/2007	23/03/2007	70	-299,85	8,01	332
5399_25002_26505	Asc.	39,01	11/12/2006	26/03/2007	105	220,76		365
6277_25381_26383	Desc.	40,36	07/01/2007	18/03/2007	70	-129,66		287

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
1,21	32,3	5,47	32,76

Tab. 3.19 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de février 2007 et précisions sur les composantes de déplacements (DoP). Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

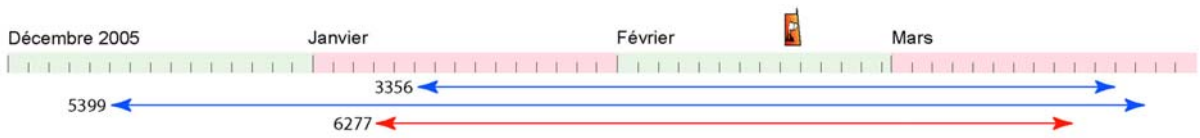


Fig. 3.72 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de février 2007. La durée des éruptions est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu, les acquisitions en passe ascendante ; en rouge, l'acquisition en passe descendante.

Modélisation

Le meilleur modèle permettant d'expliquer plus de 90 % des déplacements co-éruptifs correspond à un dyke sub-vertical de pendage 87° vers le sud avec une surpression de 4,1 MPa (Tab 3.20 et Fig. 3.73). La base du dyke se situe dans la partie superficielle de l'édifice à environ 1500 m d'altitude, soit 500 m seulement sous le plancher du Dolomieu. La valeur indiquée pour le paramètre *botelv* est de 2000 m, cette altitude correspond à celle du point situé au milieu de la ligne définissant la base du dyke ; du fait du plongement important de cette ligne (*botang* ~ 25°), la partie la plus profonde du dyke se situe donc à environ 1500 m d'altitude. La partie principale se sépare en échelons 60 m sous la surface. Le volume du dyke est d'environ $0{,}75.10^6$ m^3.

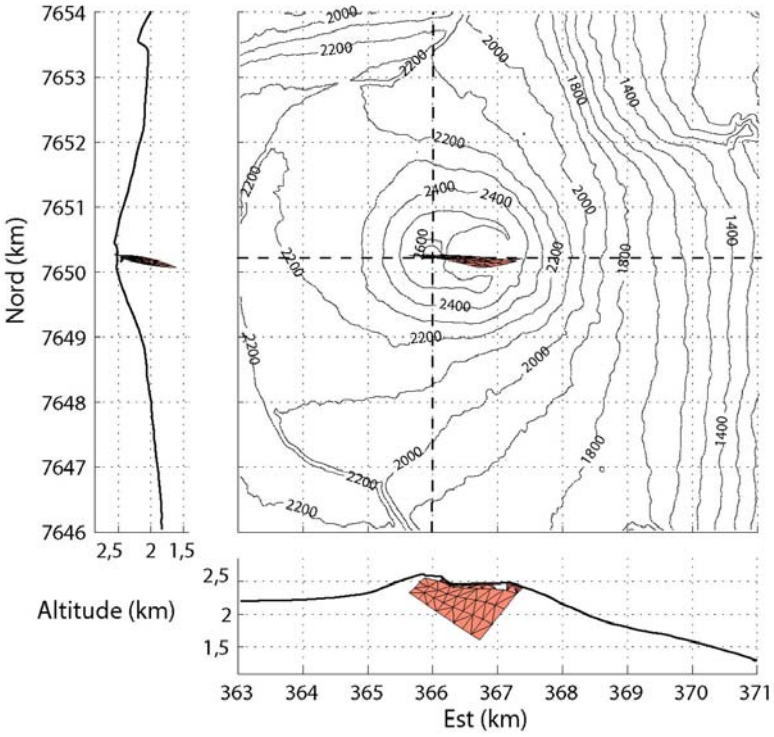


Fig. 3.73 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer les déplacements enregistrés lors de l'éruption de février 2007. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

Les déplacements modélisés expliquent très bien les déplacements observés par InSAR, notamment l'alternance des zones en éloignement et rapprochement du satellite à l'ouest et au nord des cratères sommitaux (Fig. 3.74, swath 3356 notamment). Sur le flanc est, il subsiste une zone de résidus de faible étendue à l'extrémité de la fissure éruptive. La géométrie du dyke n'est pas très bien ajustée dans cette partie. Peu de temps après leur ouverture, les fissures éruptives ont pu être partiellement recouvertes par la lave émise et donc cartographiées de façon incomplète.

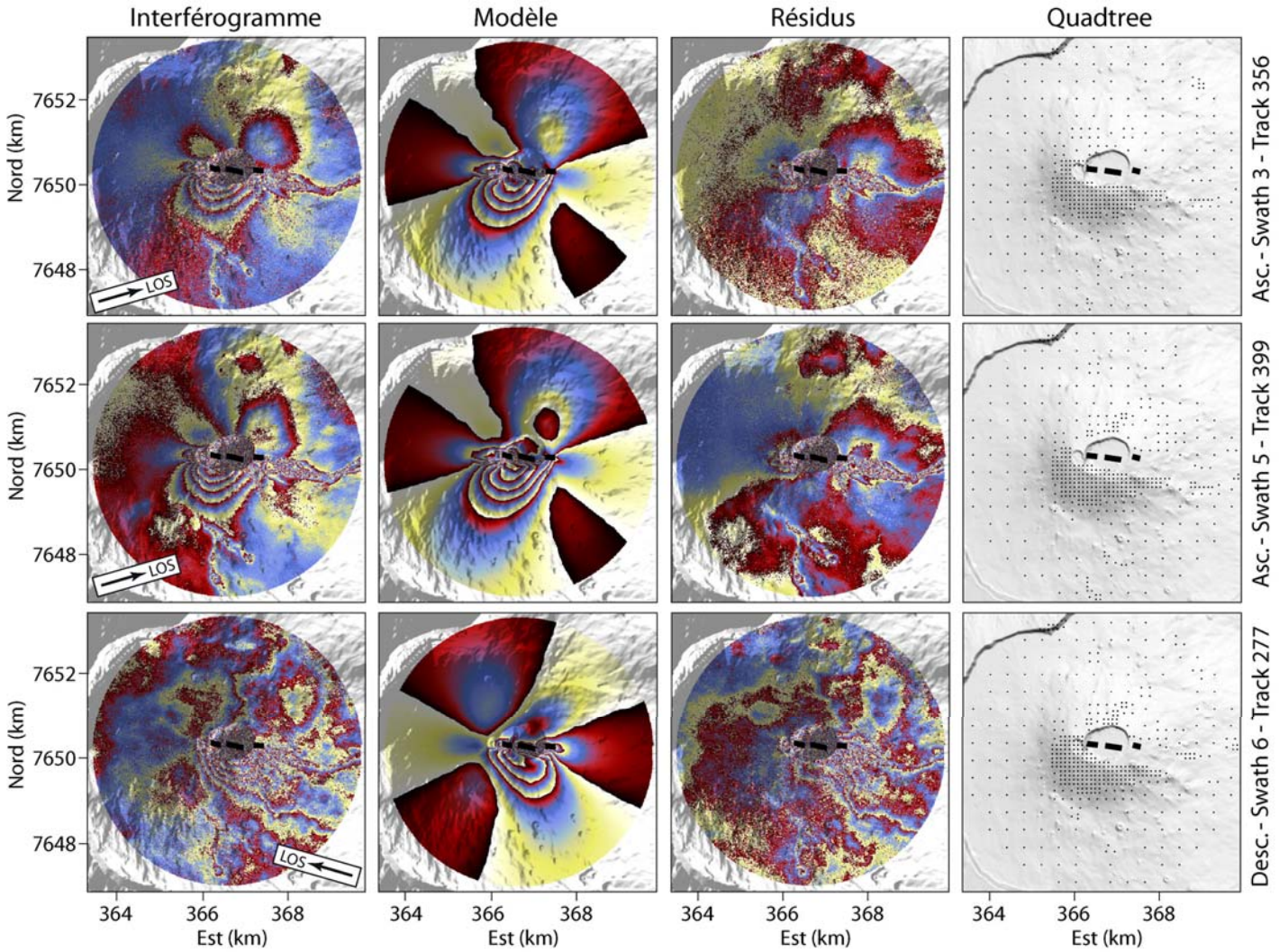


Fig. 3.74 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de février 2007. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace des fissures éruptives.

Les résidus des données GPS sont faibles aussi bien en horizontal qu'en vertical ; l'accord entre modèle et observation est bon (Fig. 3.75).

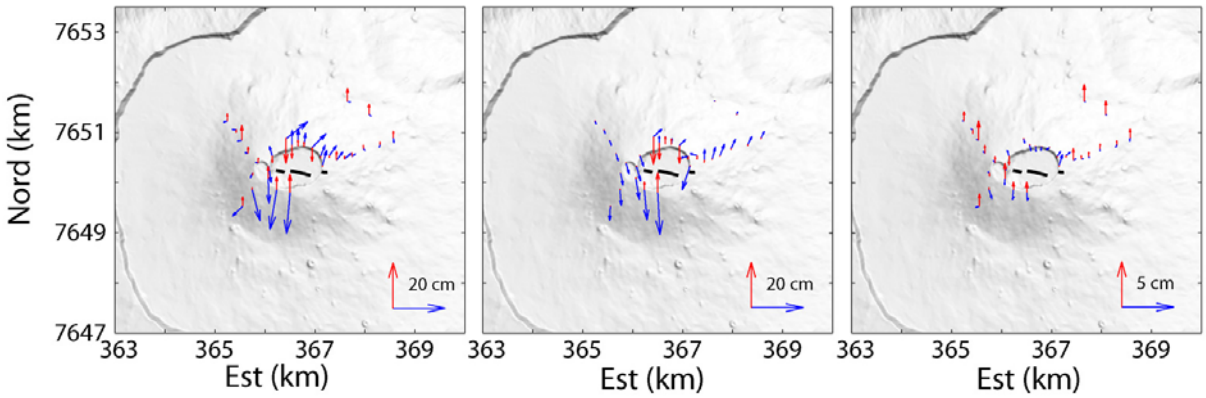


Fig. 3.75 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus pour l'éruption de février 2007. En bleu : composante horizontale ; en rouge : composante verticale. Trace des fissures éruptives en noir. Erreur rms de 4 à 14 mm en horizontal et 30 à 60 mm en vertical (OVPF).

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0207017	4,1 ± 0,3	87,1 ± 4,3	53,1 ± 5,5	2011 ± 92	0,81 ± 0,3	-6,3 ± 6,7	23,6 ± 4,5	61 ± 21	-	-

Nombre de modèles directs calculés	Misfit (%)	rms (mm)
10000	7,9	9,8

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^5$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,19	0,60	0,95	8,4

Tab. 3.20 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de février 2007.

L'utilisation conjointe de données InSAR et GPS pour l'inversion est suffisante pour contraindre avec de bons intervalles de confiance les paramètres caractéristiques du dyke à l'origine des déplacements enregistrés (Tab. 3.20 et Fig. 3.76).

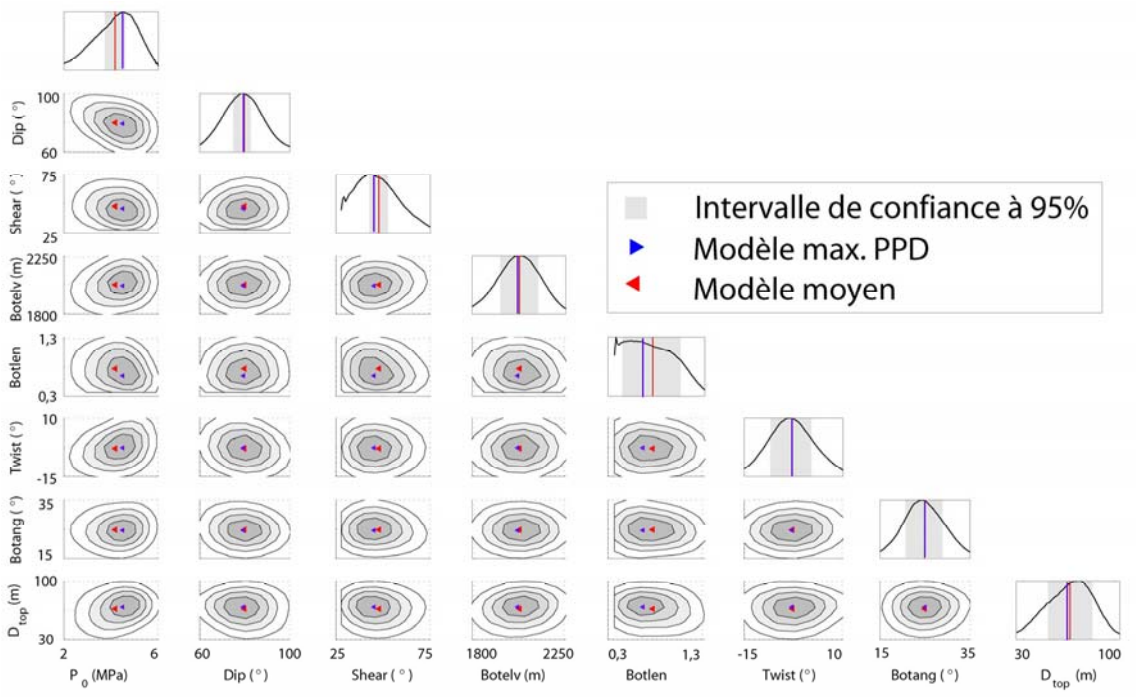


Fig. 3.76 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de février 2007. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D.
(Voir § 3.1.2.5 pour explications).

3.2.10 Bilan des modélisations des éruptions sommitales – Discussion

Hypothèses de modélisation

La modélisation par éléments frontières mixtes (Cayol et Cornet, 1997), utilisée dans cette étude, repose sur certaines hypothèses qui ont déjà été énoncées dans le 3.1 ; la plus importante est la nature de l'édifice, homogène et élastique.

Le modèle suppose l'édifice comme homogène. À courte longueur d'onde, il est probable que l'intérieur de l'édifice soit assez hétérogène car constitué d'un empilement de produits émis en surface, comme des coulées de lave, des scories ou des cendres, empilement recoupé de dykes, sills et réservoirs magmatiques qui doivent aussi se recouper entre eux. On peut considérer cependant, que sous l'effet de la gravité et de la température, les diverses structures de l'édifice se soudent entre elles et forment un ensemble relativement homogène sur une échelle hectométrique à kilométrique ; c'est l'échelle des structures modélisées.

Le modèle considère le milieu comme élastique. Une fois les éruptions terminées, les structures ne créent plus de déplacements sur les interférogrammes, ce qui confirme la validité de l'hypothèse élastique. Toutefois, on sait qu'à proximité immédiate des extrémités des dykes, et donc des fissures éruptives, des phénomènes inélastiques comme de la micro-fracturation, se produisent. Les résidus de courte étendue observés sur nos modèles pourraient donc être liés à la limite de validité de l'hypothèse d'élasticité.

Les résultats obtenus en modélisant les éruptions sommitales, satisfaisants au premier ordre tant pour l'amplitude des déplacements que pour leur géométrie, nous amènent toutefois à penser que les hypothèses posées préalablement à la modélisation (élasticité, homogénéité et isotropie) fournissent une bonne approximation de la véritable rhéologie de l'édifice.

Une autre hypothèse est faite sur les données utilisées pour la modélisation. En effet, on utilise des interférogrammes couvrant des périodes de temps différentes, multiples de 35 jours ; ces interférogrammes ont par ailleurs été calculés à partir d'images radar acquises à des dates différentes. Les données GPS utilisées n'ont pas été acquises aux mêmes dates que les données InSAR ; de plus chaque campagne de revisite du réseau GPS à réitération ponctuelle dure au mieux 2 à 3 jours lorsque les conditions climatiques sur le Piton de la Fournaise sont

optimales. Les déplacements co-éruptifs se produisent de façon quasi-instantanée en début d'éruption (quelques heures au plus). L'hypothèse implicite à la modélisation est donc que les données utilisées ont enregistré la totalité des déplacements co-éruptifs. Ceci est notamment vrai si les données ont toutes enregistré les déplacements lors des premières heures de l'éruption. Cette hypothèse est toujours vérifiée dans le cas des données utilisées pour la modélisation des éruptions sommitales.

Aspects méthodologiques

Les modélisations ont été réalisées à partir de données dont la nature était différente pour chacune des éruptions. En effet, certaines modélisations ont été réalisées uniquement avec des données interférométriques comme les éruptions de décembre 2003, octobre 2005 et novembre 2005 tandis que les autres ont été menées en combinant des données InSAR et des données GPS du réseau à réitération ponctuelle.

L'ajout de données GPS aux données InSAR, ne semble pas jouer un rôle important dans la modélisation ; il est possible de bien contraindre les sources type dyke avec les seules données interférométriques comme pour l'éruption de novembre 2005 par exemple. Les données GPS permettent toutefois une meilleure caractérisation de la composante nord-sud des déplacements puisque le système ASAR-ENVISAT y est peu sensible. Le fait que la plupart des éruptions sommitales sont associées à l'injection de dykes grossièrement orientés Nord-Sud, qui se traduisent par des déplacements essentiellement Est-Ouest et verticaux, peut donc expliquer le faible bénéfice apparent apporté par les données GPS. La précision supplémentaire sur la composante NS, apportée par le GPS, est plus intéressante dans le cas des fissures éruptives orientées Est-Ouest et pour lesquelles les gradients de déplacements maximums sont orientés selon un axe Nord-Sud ; c'est notamment le cas des éruptions d'août 2004 et février 2007.

Certaines modélisations ont été réalisées à partir de données issues de nombreux interférogrammes : pour l'éruption de juillet 2006, sept interférogrammes ont pu être exploités même si la totalité du champ de déplacements n'avait pas été enregistrée par chacun d'entre eux. Pour d'autres modélisations, peu d'interférogrammes étaient disponibles : seulement trois interférogrammes pour l'éruption de novembre 2005, sans qu'aucun point

GPS ne vienne compléter les données. L'utilisation de trois interférogrammes seulement est suffisante pour retrouver la géométrie de la source des déplacements enregistrés à condition que les géométries d'acquisition des interférogrammes soient suffisamment différentes.

Le nombre d'interférogrammes disponibles pour la modélisation joue un rôle évident sur l'étendue des intervalles de confiance à 95 % pour chaque paramètre du modèle. Par exemple, les intervalles de confiance sur les paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de novembre 2005 (seulement trois interférogrammes) sont moins bons que les intervalles de confiance pour l'éruption de septembre 2003 (cinq interférogrammes).
Cependant, l'obtention de bons intervalles de confiance dépend aussi de la distribution spatiale des géométries d'acquisition, ces dernières contrôlant la précision sur les composantes de déplacements (DoP). A nombre d'interférogrammes utilisés équivalent, les intervalles de confiance seront d'autant plus réduits que la DoP associée aux interférogrammes sera plus faible : février 2007, trois interférogrammes – DoP = 32,8 / novembre 2005, trois interférogrammes – DoP = 18,3.

Le bruit des données InSAR contrôle aussi l'étendue des intervalles de confiance. A nombre d'interférogrammes disponibles équivalent, l'utilisation de données moins bruitées conduit à l'obtention d'intervalles de confiance plus étroits. Les modélisations sur les éruptions de septembre 2003 et mai 2004 sont basées sur l'utilisation de données issues de cinq interférogrammes. Les données sur mai 2004 sont plus bruitées que les données sur septembre 2003 ; il en résulte des intervalles de confiance plus larges pour les paramètres associés à l'éruption de mai 2004.

La durée couverte par les interférogrammes est aussi une donnée à prendre en considération pour l'interprétation du *misfit*, de la *rms* et des modèles. Pour l'éruption d'octobre 2005, les données observées sont parfois mal expliquées par le modèle, selon le swath considéré, car certains interférogrammes ont enregistré des déplacements qui ne sont pas uniquement liés à l'éruption d'octobre 2005. La modélisation de données ayant potentiellement enregistré un épisode inter-éruptif et un épisode co-éruptif est donc plus difficile à mener.
Un autre exemple est celui de l'éruption de juillet 2006 pour laquelle les déplacements sur l'interférogramme en swath 7 descendant – track 005 (couvrant 35 jours) sont très bien expliqués par le modèle alors que plus de résidus sont visibles pour le swath 6 descendant – track 277 qui couvre, lui, une période de 105 jours. Ces résidus plus élevés sont liés à une

éventuelle composante de déplacements inter-éruptifs mais aussi à la cohérence plus faible des données couvrant une période de temps plus importante (cf. évolution de la cohérence dans le temps, § 2.3.3.2).

De façon plus globale, deux facteurs limitent la bonne caractérisation des déplacements et donc la modélisation : les résidus topographiques et la composante atmosphérique.
Les résidus topographiques deviennent de plus en plus importants du fait de l'absence de mise à jour, depuis 1997, du MNT utilisé. Depuis 1997, le Piton de la Fournaise a connu 25 épisodes éruptifs qui ont produit des coulées de lave s'empilant parfois sur plusieurs mètres, comme dans la Plaine des Osmondes. L'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a profondément modifié la morphologie du cône sommital ; un nouveau MNT est donc devenu nécessaire pour la caractérisation et la modélisation, précises, des déplacements et de leurs sources au Piton de la Fournaise.
A ce jour, il n'existe pas de solution satisfaisante permettant de corriger l'éventuelle composante atmosphérique sur les interférogrammes. Cette composante limite donc aussi la caractérisation des déplacements de l'édifice et la modélisation qui en est faite.

Aspects volcanologiques

Comme expliqué précédemment, les déplacements de faible étendue à proximité des fissures éruptives sont mal modélisés soit par défaut du modèle (rhéologie inadaptée), soit par manque de données géodésiques.
Certaines fissures éruptives peuvent aussi ne pas avoir été identifiées sur le terrain. Peu de temps après leur ouverture, les fissures éruptives ont pu être partiellement recouvertes par la lave émise, ce qui expliquerait qu'elles aient été cartographiées de façon incomplète. Cette cartographie incomplète pourrait expliquer les résidus observés sur le flanc est pour les éruptions d'août 2004 et de février 2007 par exemple.

La modélisation des déplacements co-éruptifs pour les éruptions sommitales montre des tendances communes en ce qui concerne la géométrie des dykes.
Toutes les éruptions peuvent être expliquées par l'injection de dykes s'enracinant aux alentours de 1200 à 1600 m d'altitude dans l'édifice (Fig. 3.77), à l'exception de l'éruption de novembre 2005 pour laquelle le dyke est plus superficiel et s'enracine aux alentours de

2000 m. Tous les dykes s'injectent depuis une zone localisée sous le cône sommital vers leurs points de sortie respectifs, que ceux-ci soient situés sur le flanc nord (août 2003 par exemple), sur le flanc sud (juillet 2006 par exemple), sur le flanc est (août 2004) ou au sein du cratère Dolomieu (décembre 2003).
Les dykes modélisés ont plutôt tendance à s'élargir depuis la zone source vers le point de sortie en surface.

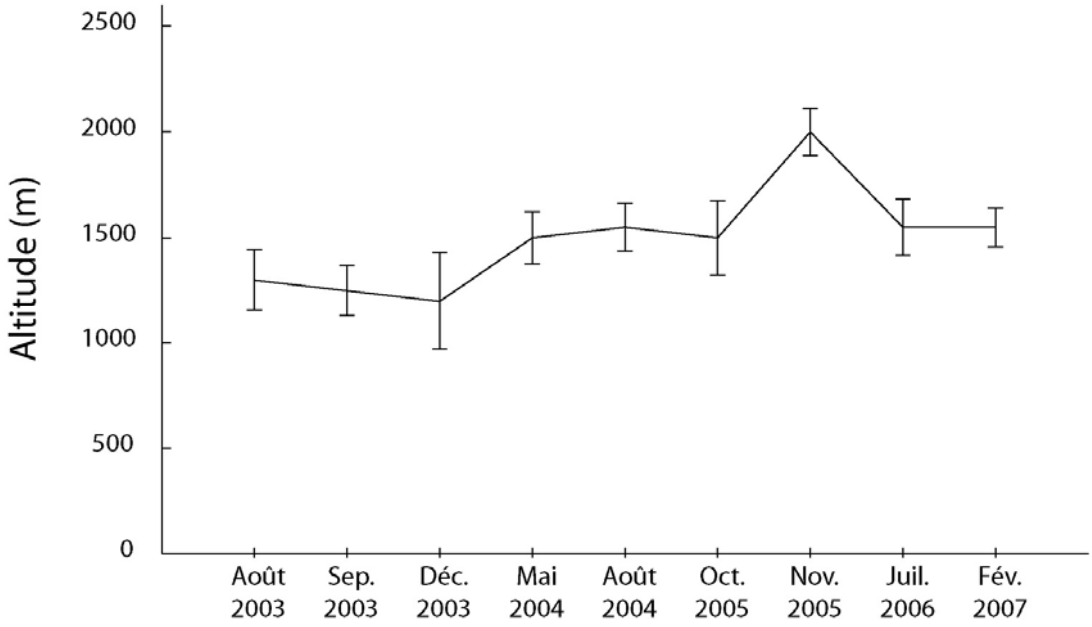


Fig. 3.77 – Altitude de la base des dykes modélisés pour les éruptions sommitales depuis août 2003. Les barres d'erreurs correspondent aux intervalles de confiance à 95 % déduits de la 2nde étape de l'inversion : caractérisation statistique des paramètres.

Les dykes ont un pendage d'environ 45° à 70° vers l'Est lorsque les fissures éruptives sont situées soit sur les flancs sud et nord du cône sommital (août 2003, septembre 2003, mai 2004 et juillet 2006), soit dans la Plaine des Osmondes pour les éruptions latérales distales (janvier 2004, février 2005 et décembre 2005). Les dykes sont sub-verticaux lorsque les fissures éruptives sont localisées dans les cratères sommitaux Bory et Dolomieu (décembre 2003, août 2004, octobre 2005, novembre 2005 et février 2007). Ceci est cohérent avec les observations de terrain. En effet, l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a mis à l'affleurement de nombreux dykes sub-verticaux.

L'injection des dykes se fait le long des zones préférentielles d'injection identifiées sur le volcan comme des rift-zones (Lénat et Bachèlery, 1990) comme le montre la figure 3.78-A où sont reportées les traces des dykes en sub-surface (à la profondeur *d_top*). Ces structures

semblent donc jouer un rôle sur le contrôle de la direction prise par les intrusions de dykes au Piton de la Fournaise. Sur l'interférogramme de la figure 3.78-B ayant enregistré les déplacements cumulés de dix éruptions, on voit nettement que la partie ouest de l'Enclos n'est pas du tout affectée par les déplacements alors que l'Est de l'Enclos est soumis à des déplacements très importants. Les rift-zones sont donc à la fois des zones d'injections préférentielles mais aussi des limites structurales majeures de l'édifice découplant les déplacements entre la partie ouest, très peu affectée par les déplacements, et la partie est où se cumulent des déplacements importants.

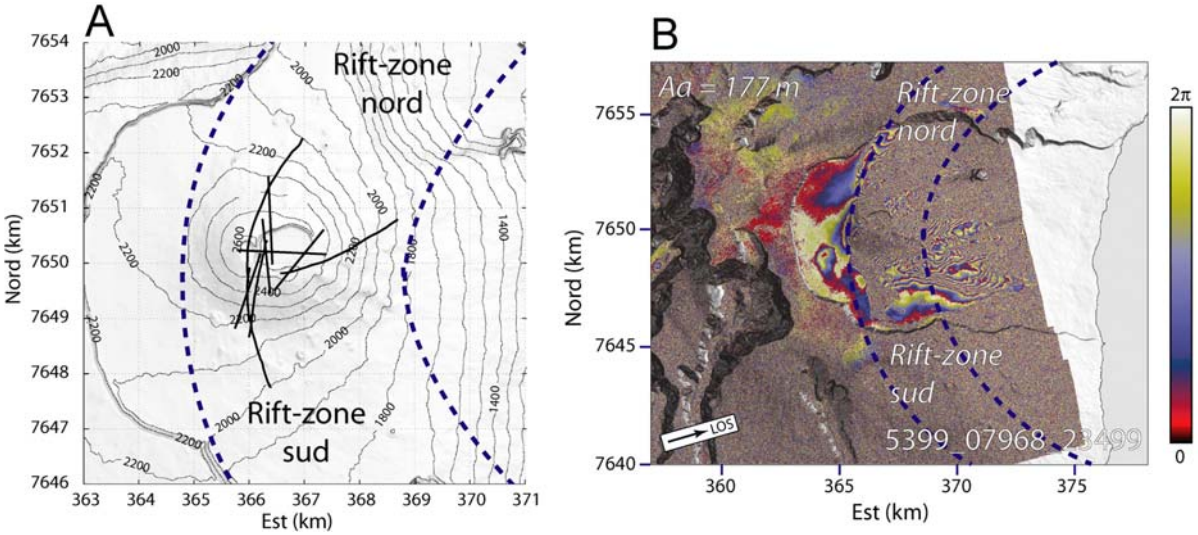


Fig. 3.78 – A : Traces, à la profondeur *d_top*, des dykes modélisés pour les éruptions sommitales puis projetées en surface, en traits épais noirs. Limites des rift-zones en tirets bleus. Equidistance des courbes de niveau : 100 m. Coordonnées UTM 40S (km). B : Interférogramme ayant cumulé les déplacements associés à 10 éruptions, de septembre 2003 à juillet 2006. La partie de l'édifice située à l'Ouest des rift-zone n'est pas affectée par les déplacements alors que la partie est cumule des déplacements très importants.

En superposant les neuf dykes modélisés pour les éruptions sommitales et en projetant leurs limites en surface, on peut apprécier les dimensions en surface des zones injectées et les comparer aux limites admises pour les rift-zones (Fig. 3.79).

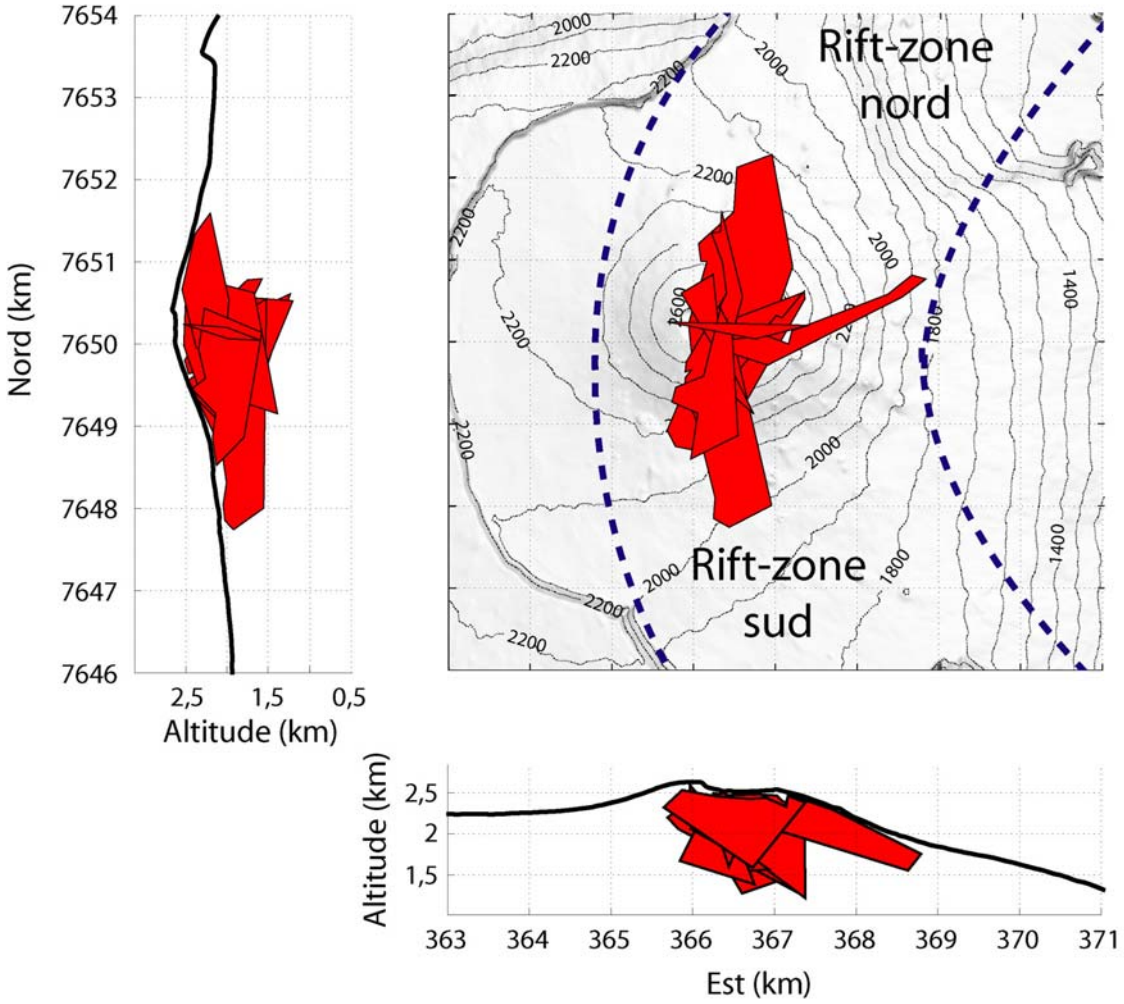


Fig. 3.79 – Projection en surface et dans les plans de coupe Nord-Sud et Est-Ouest des neuf dykes modélisés pour les éruptions sommitales Limites des rift-zones en tirets bleus. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m. Coordonnées UTM 40S (km).

Les déplacements co-éruptifs depuis août 2003 ont été modélisés par Peltier et al. (2007) et Peltier (2007b) à partir de données GPS et de données inclinométriques, en utilisant les mêmes méthodes de modélisation et d'inversion que nous, mais sans réaliser l'étape de caractérisation statistique des paramètres des modèles. Leurs dykes présentent des pendages similaires aux nôtres et varient de 50° vers l'Est jusqu'à des géométries sub-verticales.

Froger et al. (2004) et Peltier et al. (2007) ont étudié certaines des éruptions survenues depuis août 2003. Dans leurs travaux, Froger et al. ont modélisé l'intrusion d'un dyke à l'origine des déplacements co-éruptifs d'août 2003 en utilisant trois des quatre interférogrammes disponibles et en utilisant le méthode 3D-MBEM sans toutefois effectuer la caractérisation

statistique des paramètres. Les résultats trouvés ici et ceux de Froger et al. sont très proches et seule l'utilisation d'un dyke se séparant en trois échelons à l'approche de la surface nous permet de préciser un peu mieux le champ de déplacements et de diminuer les résidus de modélisation de faible étendue à proximité des fissures éruptives.

Peltier et al., quant à eux, se sont basés sur des données d'inclinométrie et les mêmes données GPS que celles utilisées dans cette étude. Pour l'éruption d'août 2003, ces derniers effectuent une injection en deux phases successives en impliquant tout d'abord un dyke vertical s'enracinant d'environ 500 m jusqu'à 1500 m d'altitude, puis un dyke en tout point similaire à celui de Froger et al. et à celui issu de nos travaux de modélisation. La première injection verticale de Peltier et al. se justifie par l'utilisation de données dynamiques, ce que ne permet pas l'InSAR. Dans notre cas, le manque de sensibilité des modèles en profondeur ne nous permet pas réellement d'impliquer l'existence de ce premier dyke vertical s'enracinant en profondeur dans l'édifice.

Depuis août 2003, pour les neuf éruptions sommitales modélisées, et aux erreurs de modélisation près, on peut estimer les déplacements cumulés qui ont affecté l'édifice (Fig. 3.80). Les déplacements ont affecté une zone ne s'étendant guère au-delà du cône sommital. Le maximum des déplacements se cumule sur le flanc sud avec 80 cm de déplacements vers l'Est et un soulèvement d'environ 65 cm. Les déplacements selon la composante Nord-Sud montrent que le flanc nord se déplace vers le Nord sauf pour une zone qui correspond à la trace du dyke d'août 2003, trace qui avait déjà été mise en évidence sur un interférogramme couvrant la période faisant immédiatement suite à l'éruption d'août 2003 (Fig. 3.28). Cette singularité n'est pas clairement expliquée à ce jour. Sur le flanc est, les déplacements sont systématiquement décalés (ou opposés dans le cas de la composante NS) le long d'un axe correspondant à celui des fissures éruptives d'août 2004 et de février 2007.

La cartographie des changements de pente (Fig. 3.80), confirme bien la croissance de la partie est du cône sommital. Les changements de pentes sont plus marqués sur le flanc sud, là où se concentrent les déplacements maximums. On observe des variations de pentes de très courte étendue sur le flanc est, là où se situent les fissures éruptives d'août 2004 et de février 2007. Les mêmes variations de courte étendue sont aussi visibles sur le flanc nord ; elles correspondent ici à la trace des fissures éruptives d'août 2003.

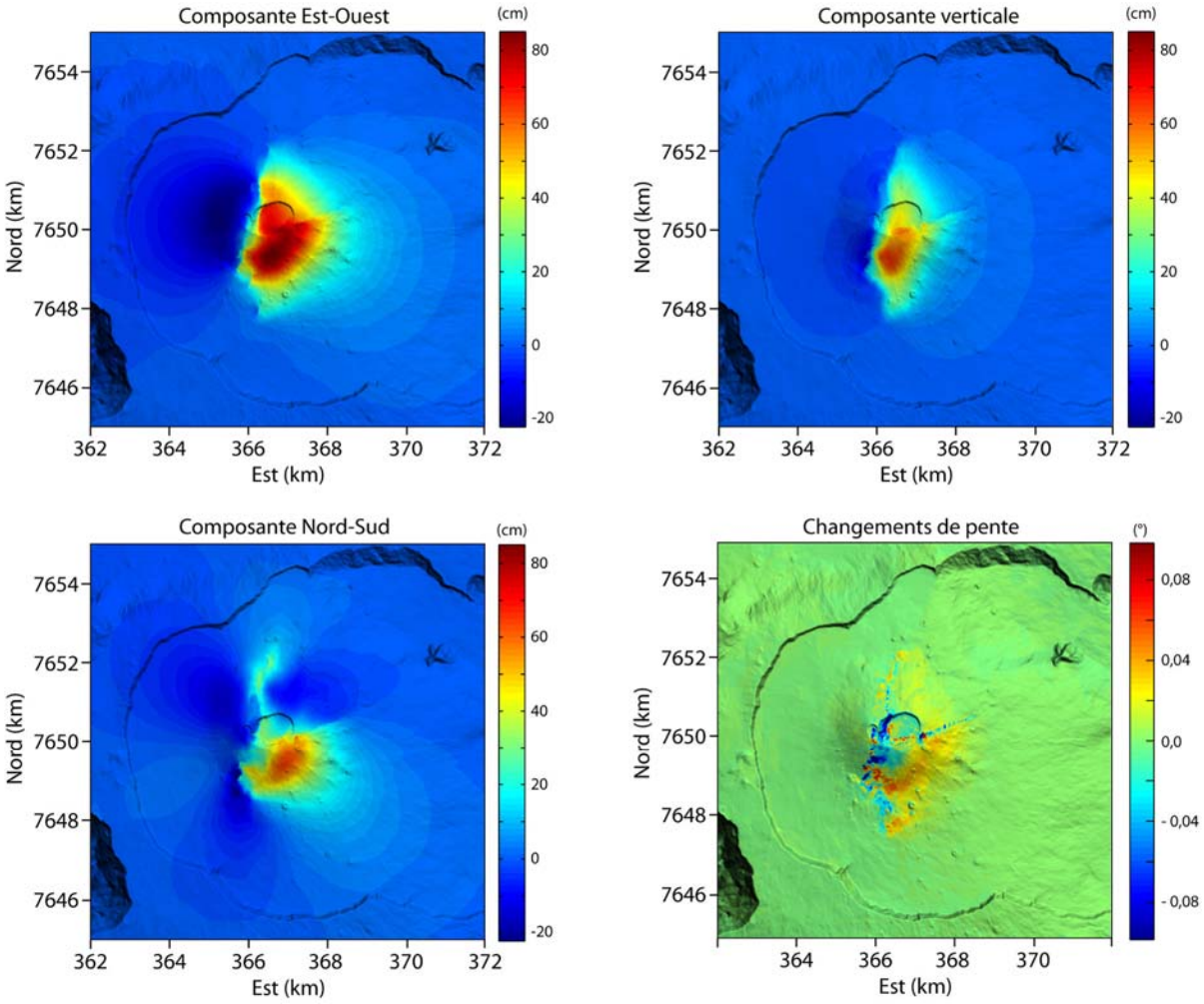


Fig. 3.80 – Déplacements cumulés pour les neuf éruptions sommitales survenues depuis août 2003 et changements de pente associés. Déplacements positifs vers l'Est et vers le Sud. Les déplacements et les changements de pente sont estimés à partir des meilleurs modèles obtenus pour chacune des éruptions. Coordonnées UTM 40S.

La récurrence d'injections sub-verticales ou à pendage vers l'Est est donc une caractéristique très marquée de l'activité récente de l'édifice. Ces injections ont entraîné une croissance asymétrique du cône sommital avec des déplacements importants à l'Est et faibles à l'Ouest. L'accumulation de tels déplacements sur une plus longue durée pourrait expliquer la forme allongée dans la direction Est-Ouest du cône central dont le rapport de forme NS / EW est d'environ ~ 0,8.

Enfin, on peut s'intéresser au volume cumulé des injections par rapport au volume de lave émise en surface. Pour ces neuf éruptions sommitales, le volume estimé des dykes est de $9{,}85.10^6$ m^3 alors que le volume de lave émise est de $50{,}9.10^6$ m^3 (Tab. 3.21). Il n'existe pas de lien systématique entre le volume de l'intrusion et le volume de lave émise : pour mai 2004

le volume du dyke représente 11% du volume émis alors que pour l'éruption de juillet 2006 le volume du dyke représente 43% du volume émis. Les dykes injectés depuis août 2003 lors des éruptions sommitales contribuent à la croissance endogène de l'édifice avec un volume total des injections de l'ordre de 1.10^7 m^3.

Eruption	*Volume du dyke (10^6 m^3)*	*Volume de lave émise (10^6 m^3)*	*Ratio V_{dyke} / V_{lave} (%)*
Août 2003	1,6	6,2	25,8
Septembre 2003	1,0	1,0	100
Décembre 2003	0,9	1,2	75,0
Mai 2004	1,7	16	10,6
Août 2004	0,81	20	4,05
Octobre 2005	0,9	1,5	60,0
Novembre 2005	0,8	1,0	80,0
Juillet 2006	1,3	3,0	43,3
Février 2007	0,84	< 1,0	84,0
Total	**9,85**	**50,9**	**19,4**

Tab. 3.21 – Volumes des dykes estimés par la modélisation, volumes de lave émise (OVPF) et ratio entre volumes du dyke et volumes de lave en surface pour les neuf éruptions sommitales survenues depuis août 2003.

Une synthèse commune des modélisations sur les éruptions sommitales et sur les éruptions latérales distales sera présentée en fin de chapitre 3, après que le système de stockage (§ 3.4) et le système de transfert du magma (§ 3.5) ont été abordés.

3.3 Modélisation des déplacements co-éruptifs – Eruptions latérales distales

Les éruptions de janvier 2004, février 2005 et décembre 2005 ont des caractéristiques différentes des éruptions sommitales (cf. § 2.4), elles sont notamment caractérisées par une longue sismicité pré-éruptive et des gradients de déplacements plus élevés. De plus, elles affectent une superficie plus importante de l'édifice avec des déplacements s'étirant depuis le cône central jusqu'à la Plaine des Osmondes située à 5 km de distance au Nord-Est. Dans ce sous-chapitre, nous nous proposons de détailler tout d'abord des aspects communs à ces trois éruptions. Par la suite, une interprétation des signaux de déplacements propres à chaque éruption et des modélisations préliminaires des déplacements seront présentées et discutées.

Les données GPS pour les éruptions latérales distales n'ont été disponibles que très tardivement au cours de ce travail ; il n'a donc pas été possible de les inclure dans cette section. Quoi qu'il en soit, la localisation des stations du réseau GPS à réitération ponctuelle est de toute façon mal adaptée à la caractérisation des déplacements co-éruptifs associés aux trois éruptions latérales distales présentées ici. Seules les radiales GPS sur le flanc nord et sur le flanc est ont enregistré des déplacements dont l'amplitude est supérieure au bruit (erreur rms de 14 mm dans le plan horizontal et 60 mm dans le plan vertical), soit au mieux 6 à 8 points de mesure exploitables.

3.3.1 Obstacles à la caractérisation des déplacements enregistrés par l'InSAR

L'exploitation des interférogrammes pour caractériser et modéliser les déplacements liés aux éruptions latérales distales présente certaines difficultés dues à l'amplitude importante des déplacements et à leur localisation sur l'édifice.

Un premier obstacle est dû aux gradients de déplacements très élevés qui dépassent par endroit la limite d'aliasing spatial permise par ASAR-ENVISAT et sa bande C (λ = 5,6 cm). La figure 3.81 illustre bien ce problème. Dans la partie centrale de la zone déformée, les franges sont extrêmement serrées, à tel point qu'un phénomène d'aliasing spatial de celles-ci se produit et que la cohérence est perdue. La forme du motif de franges et l'amplitude réelle des déplacements sont inconnus dans les zones à faible cohérence, ce qui limite donc la bonne

caractérisation du champ de déplacements, le déroulement des franges et donc la modélisation qui peut en être faite.

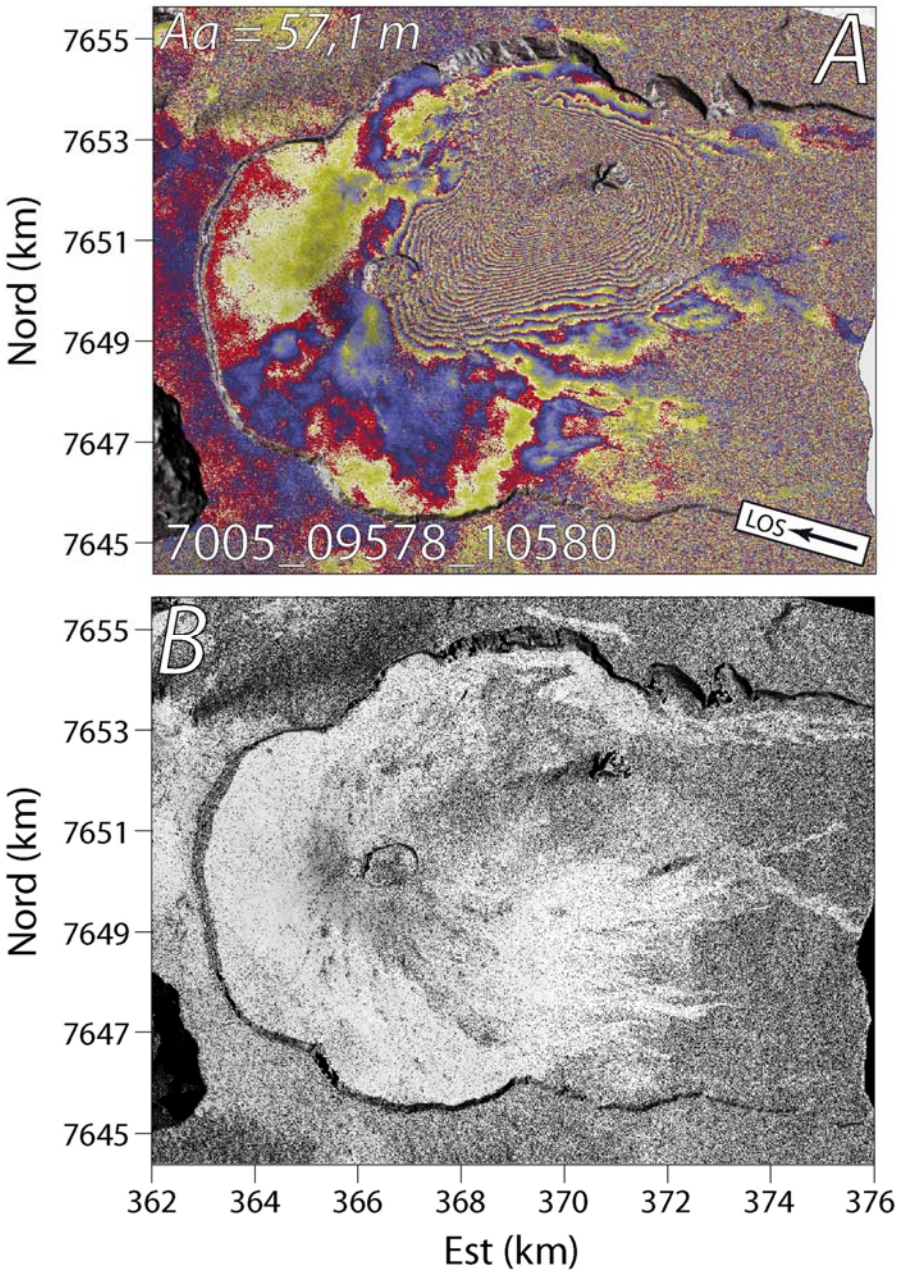


Fig. 3.81 – A : interférogramme swath 7 descendant – track 005 ayant enregistré les déplacements lors de l'éruption de janvier 2004 ; B : cohérence de l'interférogramme. En noir les zones de faible cohérence. La partie la plus centrale du motif de franges est affectée par un aliasing spatial empêchant la bonne caractérisation du champ de déplacements.

Malgré diverses approches tentées pour améliorer le déroulement des franges – masque sur les zones à faible cohérence, injection d'un bruit blanc dans ces mêmes zones, soustraction d'un plan de déplacements de grande étendue avant déroulement – la procédure de déroulement ne permet pas de restituer correctement et totalement le motif de franges : seules les franges non affectés par l'aliasing spatial qui sont les plus externes du motif sont déroulées. Les déplacements déduits du déroulement de cet interférogramme ne sont donc pas exploitables pour la modélisation des sources.

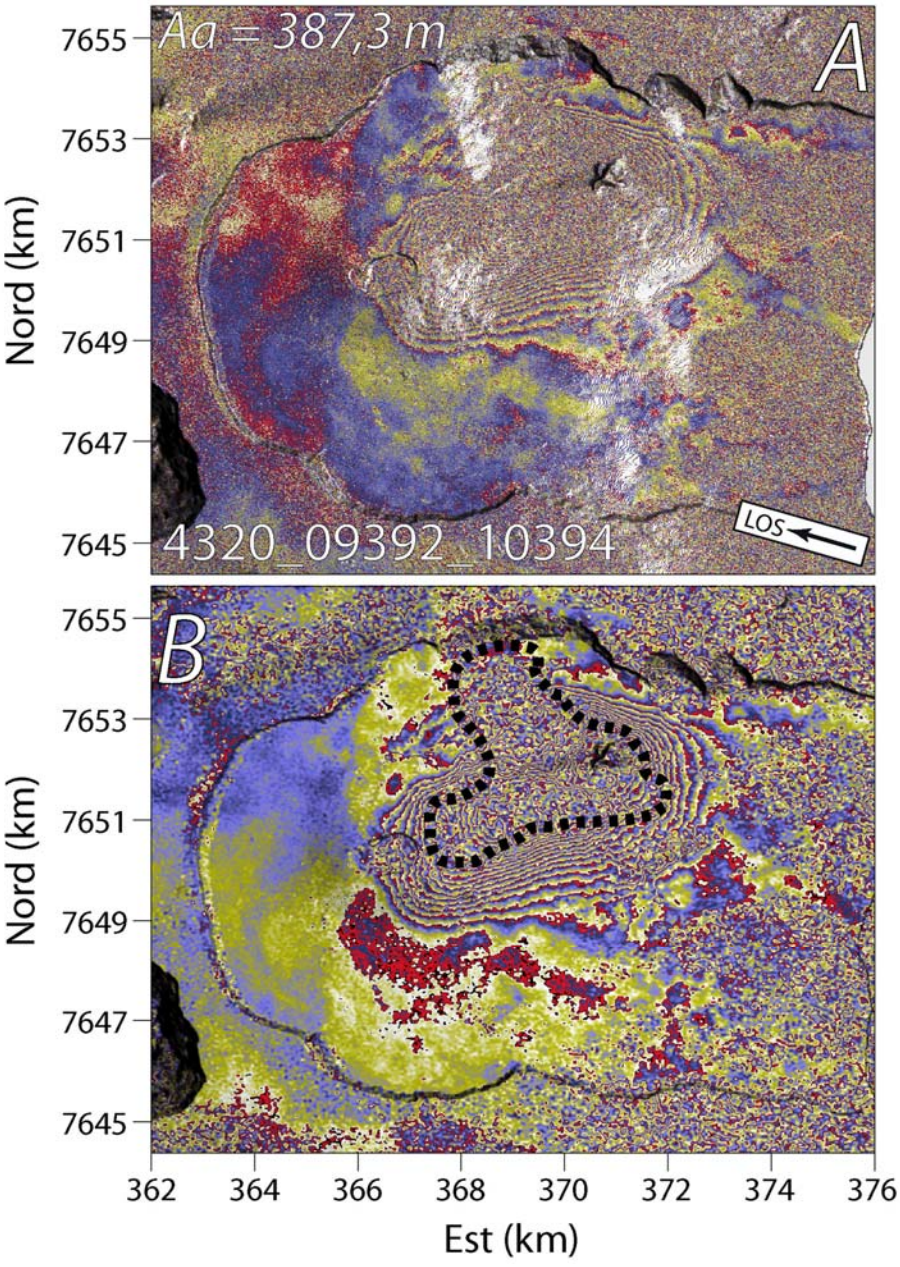


Fig. 3.82 – A : interférogramme swath 4 descendant – track 320 ayant enregistré les déplacements lors de l'éruption de janvier 2004 ; B : interférogramme déroulé puis ré-enroulé à la dernière itération du processus de déroulement avant injection des résidus de déroulement (cf. § 2.1.1.5). Les cycles de franges et la forme des franges ne sont absolument pas restitués correctement par le déroulement dans la zone entourée par les tirets noirs. Les données issues de ce déroulement ne peuvent pas être utilisées pour la modélisation des déplacements. Une autre approche de ce déroulement (masque et injection de bruit blanc) a finalement permis de dérouler plus convenablement cet interférogramme.

Pour les éruptions de février 2005 et décembre 2005, les gradients de déplacements sont plus faibles sur la zone du volcan située entre le cône sommital et la Plaine des Osmondes et les déplacements, pour cette zone, peuvent être déroulés correctement (Fig. 3.83).

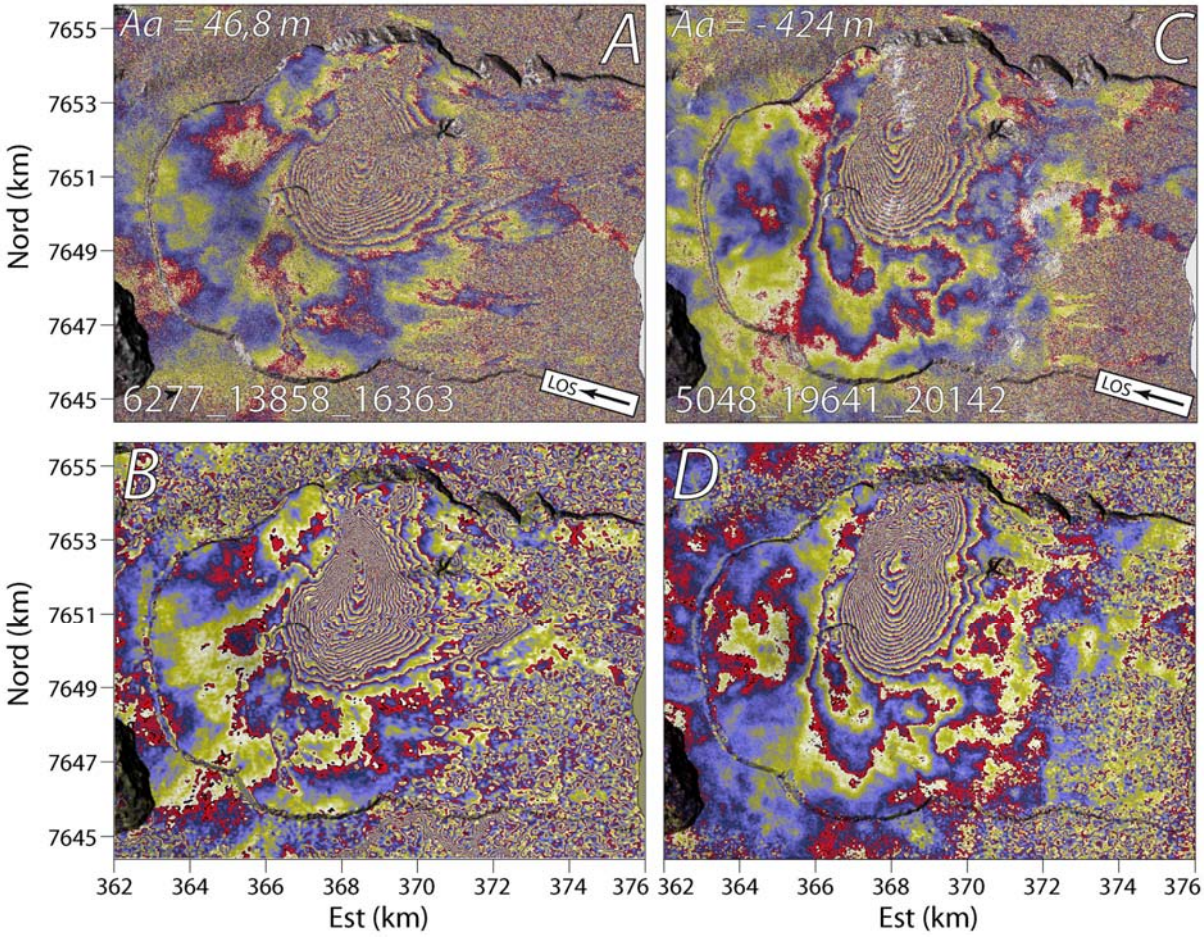


Fig. 3.83 – A : interférogramme swath 7 descendant – track 005 ayant enregistré les déplacements lors de l'éruption de février 2005 ; *B* : interférogramme *A* déroulé puis ré-enroulé à la dernière itération du processus de déroulement avant injection des résidus de déroulement (cf. § 2.1.1.5). *C* : interférogramme swath 5 descendant – track 048 ayant enregistré les déplacements lors de l'éruption de décembre 2005 ; *D* : interférogramme *C* déroulé puis ré-enroulé à la dernière itération du processus de déroulement avant injection des résidus de déroulement (cf. § 2.1.1.5).

En revanche, les interférogrammes couvrant les éruptions de février 2005 et de décembre 2005 montrent des déplacements dans la Plaine des Osmondes. Or, l'enregistrement précis des déplacements dans la Plaine des Osmondes pose des problèmes en plus de l'aliasing spatial.

La transition depuis l'Enclos Fouqué vers la Plaine des Osmondes est marqué par des pentes très prononcées, les images radar peuvent être affectées par des zones de raccourcissement-recouvrement comme on peut en voir sur l'interférogramme en swath 5 descendant – track 048 (Fig 3.83 – C, zones grises dans le motif de franges).

En outre, de nombreuses coulées se sont empilées sur plusieurs mètres dans la Plaine des Osmondes depuis la reprise d'activité du Piton de la Fournaise en 1998 (cf. Fig. 1.05).
Le MNT utilisé pour calculer les interférogrammes date de 1997 et les coulées de lave mises en place depuis ne sont pas prises en compte pour la correction topographique effectuée lors du calcul des interférogrammes. Les coulées de lave se traduisent alors par des résidus topographiques et un signal de subsidence qui modifient les signaux de déplacements co-éruptifs (cf. § 2.3.3.7 et § 2.3.5.1), dans la Plaine des Osmondes.

Enfin la mise en place de coulées provoque une perte de cohérence temporaire sur les interférogrammes. Dans le cas de l'éruption de janvier 2004, la coulée est de très faible extension (0,5 km^2) et ne provoque donc une perte de cohérence que très limitée sur les interférogrammes. En revanche, les coulées de lave associées aux éruptions de février 2005 et décembre 2005 ont couvert des surfaces de 4 à 5 km^2 provoquant ainsi une perte importante de cohérence sur les interférogrammes dans une zone (la Plaine des Osmondes, Fig. 3.84) où les déplacements co-éruptifs ont pu s'étendre.

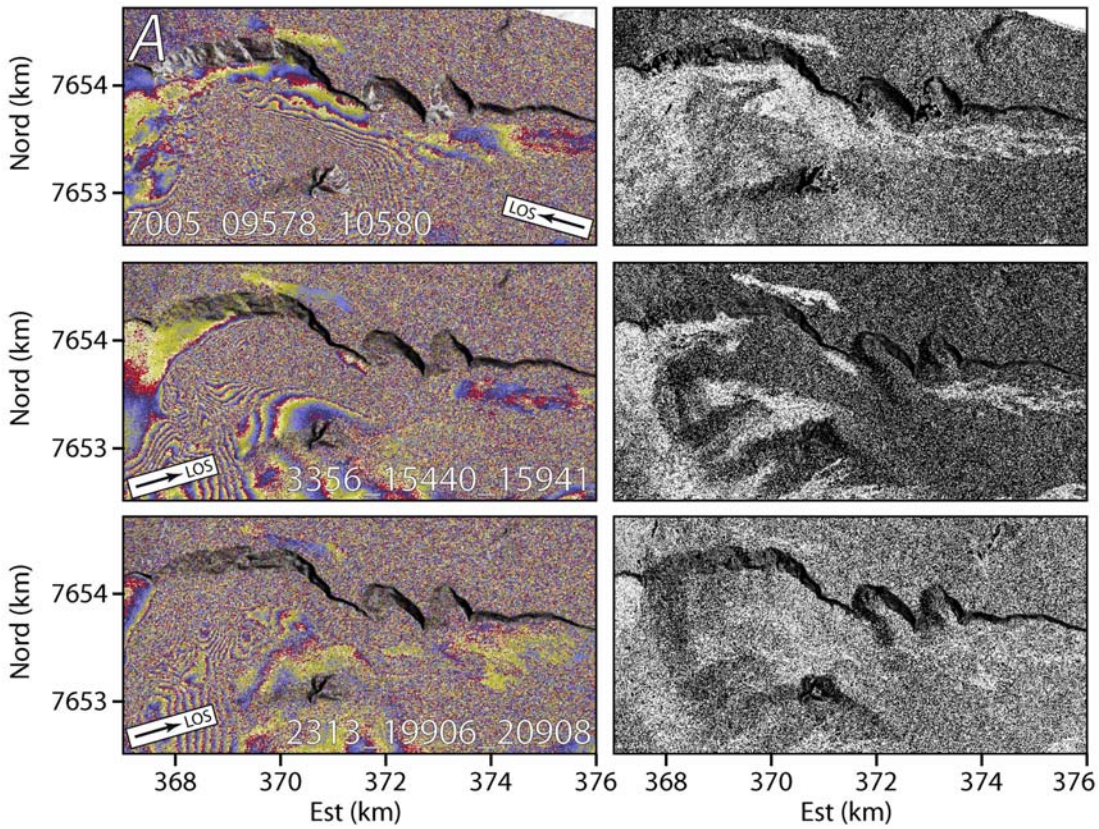


Fig. 3.84 – Extraits d'interférogrammes et cohérences dans la Plaine des Osmonde. Les interférogrammes ont enregistré les déplacements associés aux éruptions de janvier 2004 (A), février 2005 (B) et décembre 2005 (C). Les zones à faible cohérence sont en noir sur les images à droite. Les déplacements sont mal contraints dans cette zone du fait de la mauvaise cohérence. Voir texte pour explications.

Le signal de déplacement enregistré dans la Plaine des Osmondes est donc lié aux diverses composantes citées précédemment et son interprétation ainsi que sa modélisation ne seront donc pas aisées à partir des interférogrammes dont nous disposons.

3.3.2 Sources des déplacements

Les déplacements enregistrés lors des éruptions sommitales montrent presque toujours les mêmes motifs de franges avec une asymétrie des déplacements de part et d'autre des fissures éruptives. Les déplacements situés à l'Est des fissures éruptives sont plus importants que les déplacements situés à l'Ouest lorsque les fissures éruptives sont orientées Nord-Sud ; dans le cas des fissures éruptives orientées Est-Ouest, la majeure partie des déplacements se fait au Sud des fissures éruptives. Les motifs de franges associés à ces éruptions sommitales sont maintenant bien identifiés et la modélisation par l'injection d'un dyke permet de bien expliquer les déplacements observés.

Dans le cas des éruptions latérales distales, les déplacements observés sont différents tant en forme des franges qu'en amplitude ; l'asymétrie des franges de part et d'autre des fissures éruptives est moins visible (Fig. 3.85) et ne concerne qu'une partie très restreinte du signal

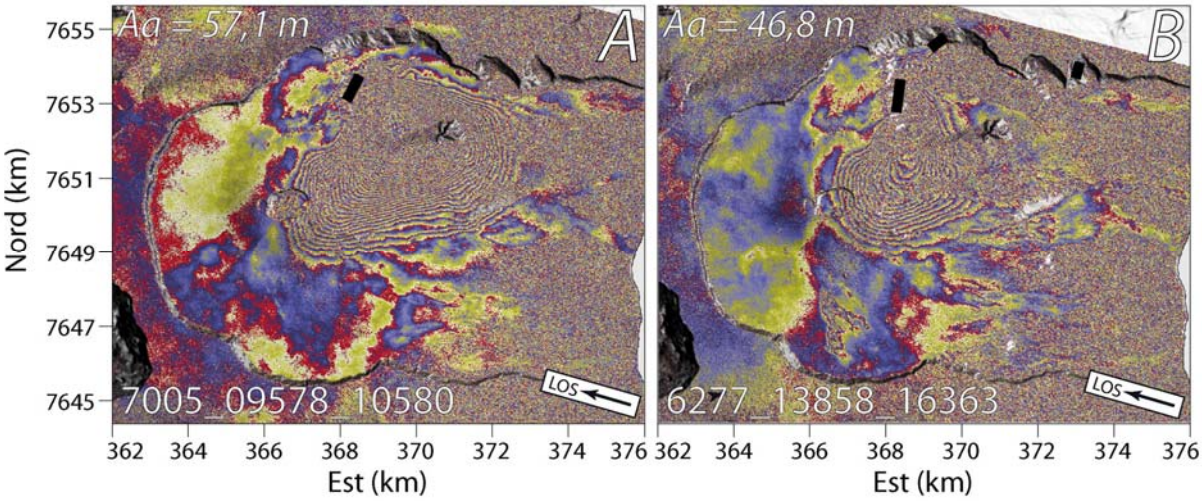


Fig. 3.85 – Interférogrammes ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de janvier 2004 (A) et de février 2005 (B). En noir localisation des fissures éruptives. L'asymétrie des déplacements de part et d'autre des fissures éruptives est nettement moins bien visible que dans le cas des éruptions sommitales.

Ces différences nous amènent à envisager des sources différentes ou plus complexes que les simples dykes invoquées pour expliquer les éruptions sommitales. En particulier, le transfert du magma depuis le cône sommital jusque dans la Plaine des Osmondes durant les longues heures de sismicité pré-éruptive pourrait se faire avec une structure de type sill. Les forts déplacements co-éruptifs enregistrés lors de l'éruption de janvier 2004 pourraient avoir été accompagnés d'un glissement vers l'Est, sur un plan de décollement, d'une partie de l'édifice. Lors de chacune des éruptions de février et de décembre 2005, environ 20.10^6 m^3 de lave ont été drainés depuis une zone de stockage dans l'édifice. L'émission d'un tel volume pourrait aussi se traduire par un signal de déplacement lié à l'activité de la zone de stockage (remplissage avant l'éruption et/ou vidange au cours de l'éruption), signal qui contribuerait aux déplacements totaux enregistrés sur les interférogrammes.

Nous essaierons donc, dans les sections suivantes, de détailler de façon aussi exhaustive que possible les déplacements observés sur les divers interférogrammes et de les relier à des sources potentielles. Les résultats de modélisation présentés ici sont considérés comme préliminaires du fait de la moins bonne compréhension du champ de déplacements que pour les éruptions sommitales.

3.3.3 Eruption de janvier 2004

Contexte

Le 7 janvier 2004 à 9h30, une crise sismique débute et continue pendant 41 heures avant qu'une fissure éruptive de 300 mètres de long s'ouvre le 9 janvier à proximité du Nez Coupé de Sainte Rose dans la Plaine des Osmondes (Fig. 3.86). Durant cette longue crise sismique pré-éruptive, une migration des hypocentres depuis le Dolomieu vers la Plaine des Osmondes au Nord-Est a été enregistrée. L'éruption a généré une coulée de lave de faible extension (~2 km) ; l'éruption a pris fin le 10 janvier aux alentours de midi. La superficie du volcan affectée par les déplacements co-éruptifs est très vaste : 28 km^2, soit un ordre de grandeur plus important que pour la plupart des éruptions sommitales. Les gradients de déplacements sont très élevés et atteignent jusqu'à 66,2 cm LOS.km^{-1} (valeur estimée sur les zones cohérentes uniquement).

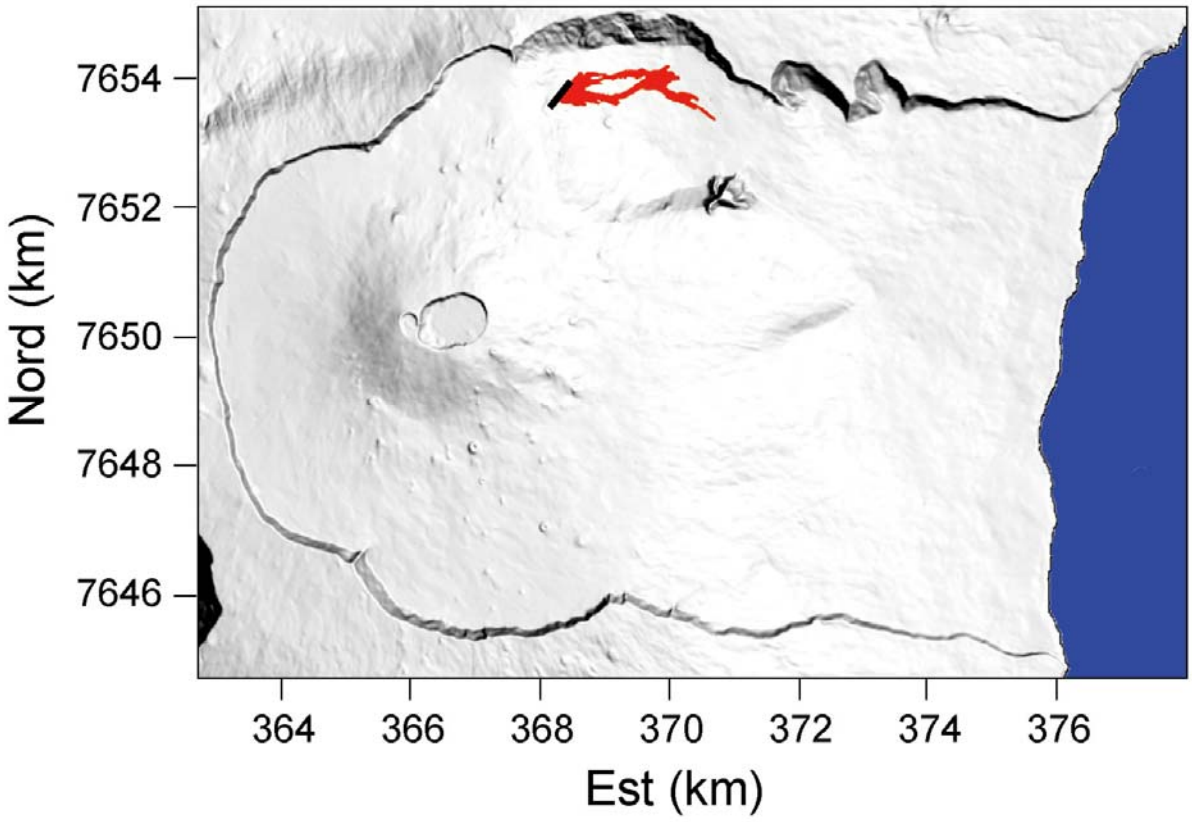


Fig. 3.86 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de janvier 2004. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Six interférogrammes ont enregistré les déplacements co-éruptifs : trois en passe ascendante avec des angles de visée très proches variant de 21° à 30° seulement ; trois autres en passe descendante (le swath 2 – track 363 n'est pas exploitable, cf. Annexe I) avec des angles de visée proches variant de 32° à 44° (Fig. 3.87 et Tab. 3.22). La *DoP* associée à cette combinaison d'interférogrammes n'est que de 24,72.

Les gradients de déplacements sont très élevés et la limite d'aliasing spatial est largement atteinte pour toutes les géométries d'acquisition. La cohérence est très faible dans la Plaine des Osmondes ; l'absence de signal cohérent jusqu'à plusieurs centaines de mètres de la fissure éruptive empêche une bonne caractérisation des déplacements à proximité des fissures éruptives. Aucun interférogramme n'a enregistré la totalité du champ de déplacements.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_09657_10158	Asc.	25,87	04/01/2004	08/02/2004	35	-23,27		217
2313_09385_09886	Asc.	20,87	16/12/2003	20/01/2004	35	32,70		223
3356_09428_09929	Asc.	30,54	19/12/2003	23/01/2004	35	128,41		346
2363_09435_09936	Desc.	39,01	20/12/2003	24/01/2004	35	20,61	27,6	0
4320_09392_10394	Desc.	32,10	17/12/2003	25/02/2004	70	387,30		125
6277_09349_09850	Desc.	40,36	14/12/2003	18/01/2004	35	-143,72		175
7005_09578_10580	Desc.	43,95	30/12/2003	09/03/2004	70	57,11		490

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
1,40	20,55	2,76	24,72

Tab. 3.22 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de janvier 2004 et précisions sur les composantes de déplacements. Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

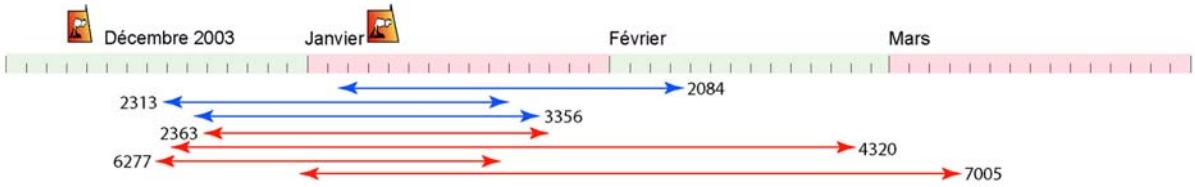


Fig. 3.87 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de janvier 2004. La durée de l'éruption est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu les acquisitions en passe ascendante, en rouge les acquisitions en passe descendante.

Les trois interférogrammes en passe ascendante montrent des déplacements très similaires (Fig. 3.88) du fait de leurs géométries d'acquisitions très proches. Les périodes couvertes sont aussi très proches pour les interférogrammes en modes 2313 et 3356 ; l'interférogramme en mode 2084 couvre une période de temps s'étendant jusqu'à 1 mois après l'éruption mais ne montre pas de déplacements différents des deux autres interférogrammes, ce qui confirme le comportement essentiellement élastique du volcan lors des intrusions magmatiques.

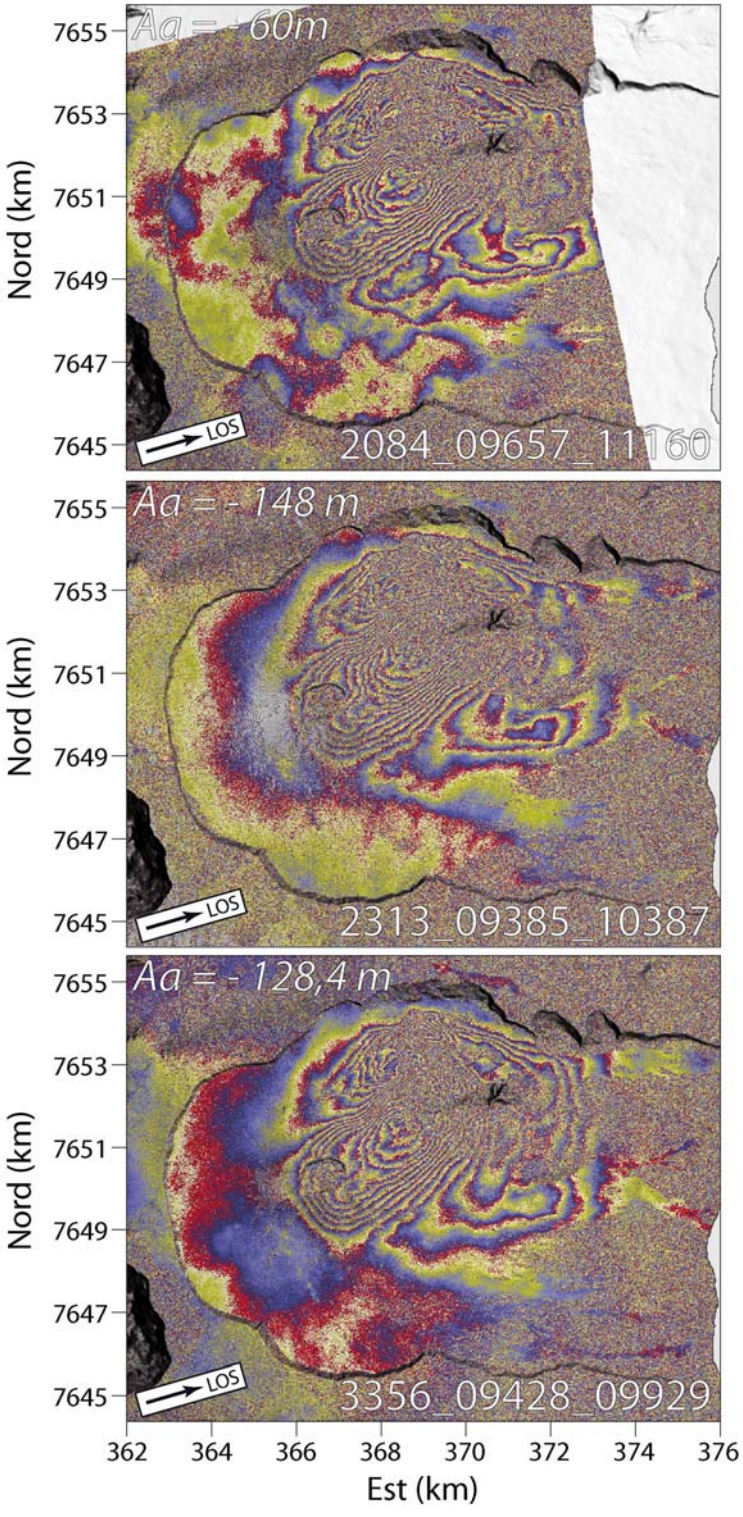


Fig. 3.88 – Interférogrammes en passe ascendante ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de janvier 2004. Les déplacements observés sont tous très similaires.

Les motifs de déplacements observés sur les interférogrammes en passe descendante sont aussi très similaires entre eux (Fig. 3.89), le mode 4320 est affecté par du raccourcissement-recouvrement au Nord et à l'Est ; l'aliasing spatial est très fort pour les modes 4320 et 6277 ; le motif de franges est mieux discernable sur l'interférogramme en mode 7005.

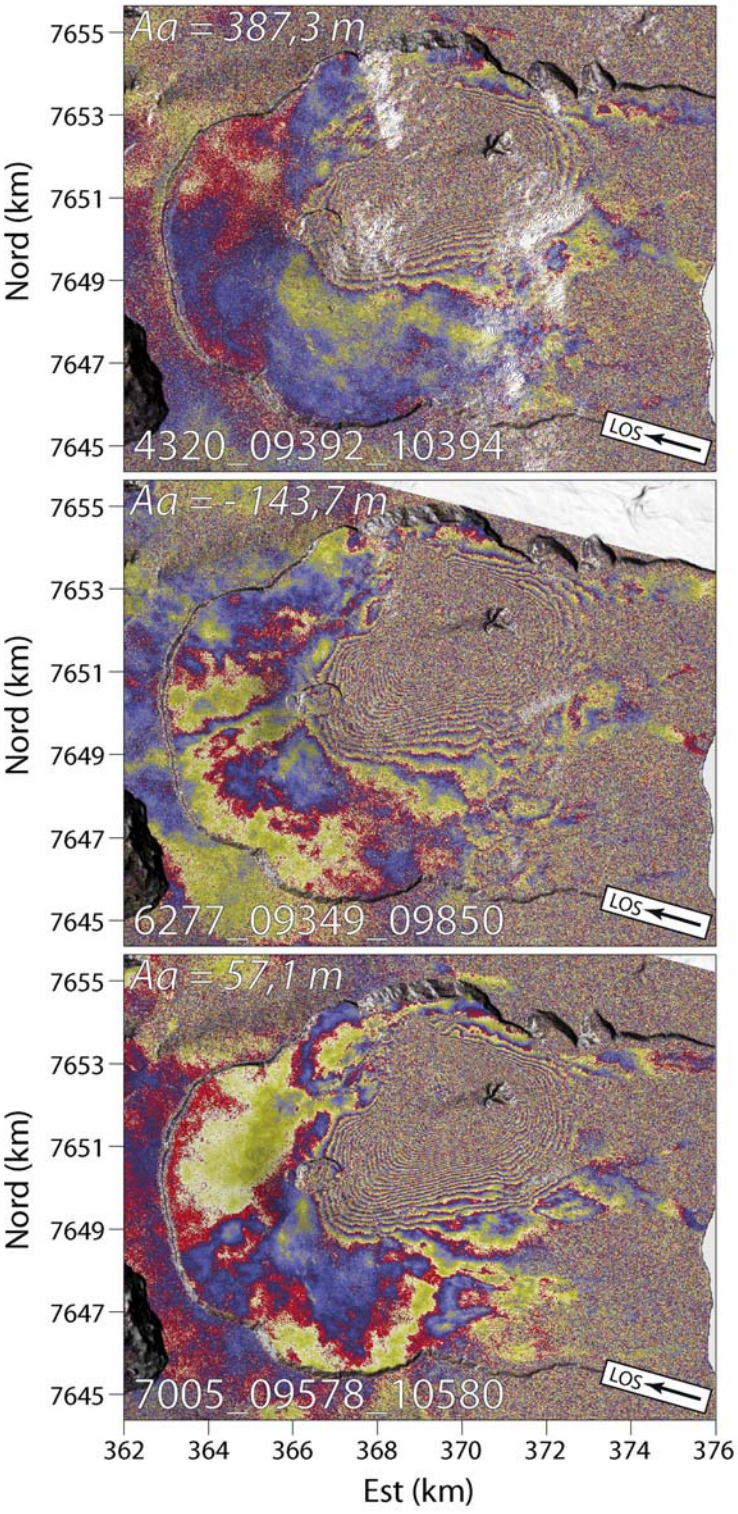


Fig. 3.89 – Interférogrammes en passe descendante ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de janvier 2004. Les déplacements observés sont tous très similaires.

Pour la suite de cette section, nous retiendrons l'interférogramme ascendant en mode 3356 et l'interférogramme descendant en mode 7005 comme base de discussion puisqu'ils présentent le meilleur enregistrement des déplacements survenus lors de cette éruption. Les zones non cohérentes, les éventuels résidus topographiques, les signaux de subsidence des anciennes coulées de lave et l'éventuelle composante atmosphérique ne seront pas discutés.

Description des déplacements

L'interférogramme en swath descendant ne présente qu'un seul motif de franges en rapprochement du satellite (Fig. 3.90), alors que les déplacements imagés en swath ascendant montrent trois zones distinctes :

(1) un motif de franges rectangulaire orienté Sud-Ouest / Nord-Est (*A*) s'étendant depuis le Nord-Est du cône sommital en direction de la Plaine des Osmondes, ce motif est en rapprochement du satellite ;

(2) un motif de franges en éloignement (*B*) à l'Ouest de la fissure éruptive ;

(3) un autre motif de franges en éloignement (*C*) à l'Est du motif rectangulaire.

La zone *A* est en rapprochement du satellite à la fois en passe ascendante et en passe descendante, le déplacement au sol peut donc correspondre à une inflation. Lors de la sismicité pré-éruptive, une migration des hypocentres depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes a été enregistrée (OVPF). La zone *A* pourrait donc correspondre aux déplacements associés au transfert du magma depuis sa zone de stockage vers le point de sortie dans la Plaine des Osmondes.

La zone *B* est en éloignement sur l'interférogramme ascendant alors que l'interférogramme descendant ne montre pas de déplacements dans cette zone : les déplacements sont donc orthogonaux à l'axe de visée en géométrie descendante. Les déplacements dans la zone *B* sont principalement en subsidence avec éventuellement une légère composante vers l'Est.
La zone *B* est limitée à l'Est par la fissure éruptive ; les déplacements dans la zone B pourraient donc être liés au transfert du magma vers la surface et à l'ouverture de la fissure éruptive. On retrouverait alors l'asymétrie des motifs de franges (*A* et *B*) de part et d'autre de la fissure éruptive comme les motifs de franges des éruptions sommitales le montrent de façon systématique.

Les déplacements des zones *A* et *B* peuvent donc être liés à l'intrusion de magma depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes avec une structure de type dyke par exemple.

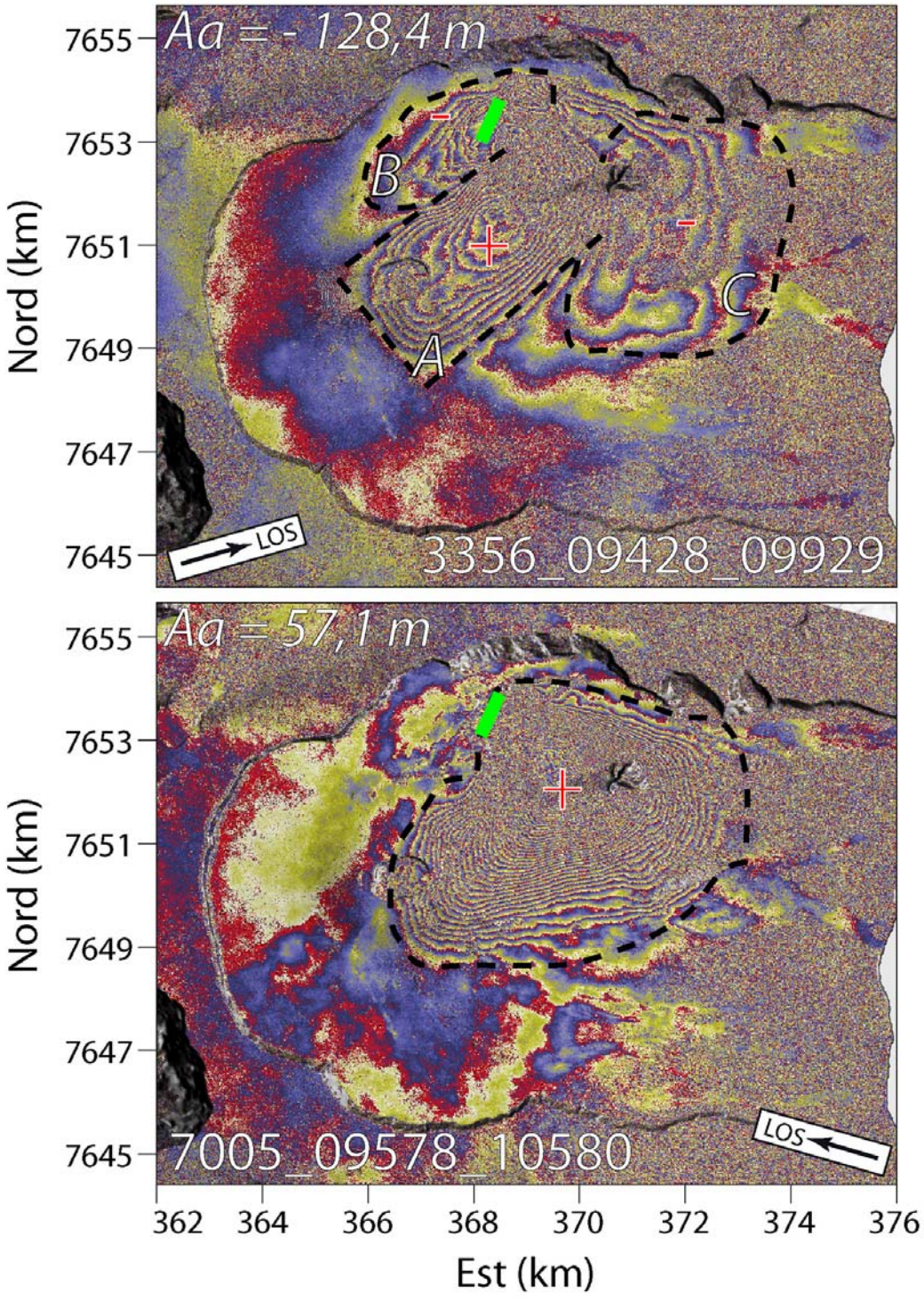


Fig. 3.90 – Interférogrammes en passe ascendante (en haut) et en passe descendante (en bas) ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de janvier 2004. Les tirets noirs délimitent les zones *A*, *B* et *C* pour lesquelles les déplacements sont différents sur l'interférogramme ascendant. En vert, trace de la fissure éruptive. **+** : déplacements en rapprochement du satellite.
- déplacements en éloignement du satellite.

Dans la zone *C*, les déplacements sont en éloignement du satellite en passe ascendante et en rapprochement en passe descendante. Le déplacement de l'édifice dans cette zone est donc majoritairement orienté vers l'Est. Cette partie du signal pourrait correspondre à un glissement d'une partie de la Plaine des Osmondes et des Grandes Pentes en direction de l'Océan. Le motif de franges très rectangulaire dans la partie est rappelle le motif de franges observé dans la zone des Grandes Pentes lors de l'éruption d'avril 2007, motif pour lequel l'hypothèse d'un glissement vers l'Est est avancée (cf. § 2.4.1.3). Les franges de la zone *C* sont visibles aussi bien sur l'interférogramme descendant en mode 6277 ayant enregistré les déplacements jusqu'au 18 janvier 2004 (8 jours après la fin de l'éruption) que sur l'interférogramme descendant en mode 7005 ayant enregistré les déplacements jusqu'au 9 mars 2004. Le glissement vers l'Est est donc contemporain de l'éruption de janvier 2004.

Les déplacements enregistrés sur cet interférogramme pourraient donc être le résultat de la combinaison d'une intrusion de magma, de l'ouverture d'une fissure éruptive et d'un glissement vers l'Est de la Plaine des Osmondes et d'une partie des Grandes Pentes.

Modélisation préliminaire

Une des difficultés majeures de la modélisation tient ici au fait que le champ de déplacements enregistré par InSAR est affecté par un fort aliasing spatial empêchant une bonne caractérisation des déplacements et un bon déroulement des franges.
Lorsque les franges ne sont pas correctement restituées par le déroulement, l'information de déplacements sur l'interférogramme déroulé est fausse et uniquement créée par la procédure de déroulement. Les zones mal déroulées ne peuvent donc pas être utilisées pour la modélisation et seront masquées lors de l'échantillonnage quadtree.
L'autre difficulté tient à la pluralité des sources de déplacements. Au moins deux sources peuvent être impliquées pour l'éruption de janvier 2004 : (1) l'intrusion de magma responsable des déplacements dans les zones *A* et *B* des interférogrammes et (2) le glissement vers l'Est dans la zone *C*.

Notre modélisation préliminaire porte sur le seul transfert du magma pour lequel l'injection d'une structure de type dyke a été évaluée. Les déplacements pris en compte sont donc ceux de la zone *A* et de la zone *B*. Le lecteur est invité à se reporter aux figures de quadtree pour

voir quelles données sont discutées dans la suite de cette section ; les zones non échantillonnées ne seront pas discutées et l'accord entre modèle et observation ne sera pas évalué.

Après avoir essayé plusieurs combinaisons de paramètres à inverser et diverses combinaisons de données InSAR, il est apparu que le paramètre *d_top* ne pouvait pas réellement être contraint et ce, certainement par manque d'informations sur les déplacements dans le champ proche de la fissure éruptive puisque les franges y sont mal déroulées. La valeur du paramètre *d_top* a donc été fixée à la valeur moyenne obtenue dans les premières inversions réalisées : *d_top* = 400 m (cf. Annexe III).

Le dyke associé au meilleur modèle est d'un volume très important ($7{,}5.10^6$ m^3) et présente une extension de plusieurs kilomètres depuis le cône sommital jusque vers la Plaine des Osmondes (Fig. 3.91 et Tab. 3.23). Le pendage est de 47° vers l'Est avec une surpression de 3,4 MPa. Le dyke s'enracine à environ 500 m sous le cône sommital avant de plonger en direction de la Plaine des Osmondes où la base du dyke se situe alors aux alentours du niveau de la mer.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
01041024	3,4 ± 0,5	47,3 ± 2,8	-14,8 ± 2,8	47,2 ± 49	1,5 ± 0,4	-30,2 ± 6,7	-30,9 ± 7,5	400 (fixe)	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
4000	19,87	22,2

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,26	1,27	1,65	7,5

Tab. 3.23 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de janvier 2004.

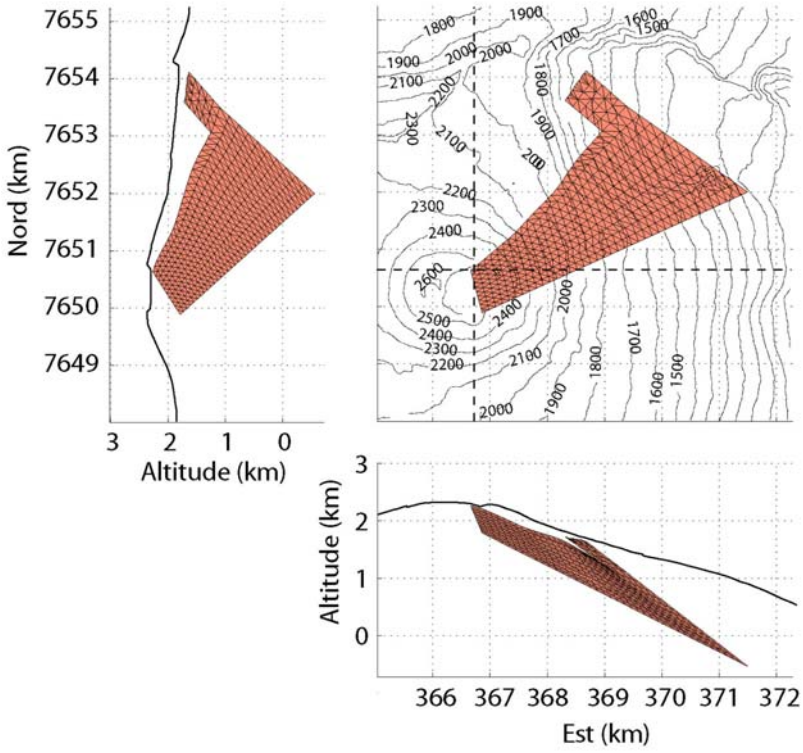


Fig. 3.91 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer au mieux les déplacements enregistrés lors de l'éruption de janvier 2004. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

Pour l'interférogramme en passe ascendante, la forme des franges modélisées correspond globalement à la forme des franges observées dans la zone *A* où le motif est rectangulaire et allongé selon un axe SW-NE depuis le cône sommital jusque dans la Plaine des Osmondes (Fig. 3.111). L'étendue des déplacements modélisés est en accord avec les déplacements observés dans cette zone. Toutefois, le modèle ne permet pas de rendre compte de la forme très orthogonale des franges observées sur le flanc est et le flanc sud, les résidus sont donc plus importants dans cette zone. L'amplitude des déplacements modélisés est en accord avec l'amplitude des déplacements observés dans cette zone.

Dans la zone *B*, à l'Ouest de la fissure éruptive, les déplacements modélisés n'ont pas l'amplitude suffisante pour expliquer correctement les déplacements modélisés. De plus, les déplacements modélisés présentent une extension plus importante que les déplacements observés ; la propagation du dyke doit donc être plus superficielle dans cette zone *B* que la structure modélisée. La séparation depuis la partie principale du dyke jusqu'à la fissure éruptive doit donc se faire de façon plus progressive du Sud-Ouest vers le Nord-Est que sur la structure modélisée.

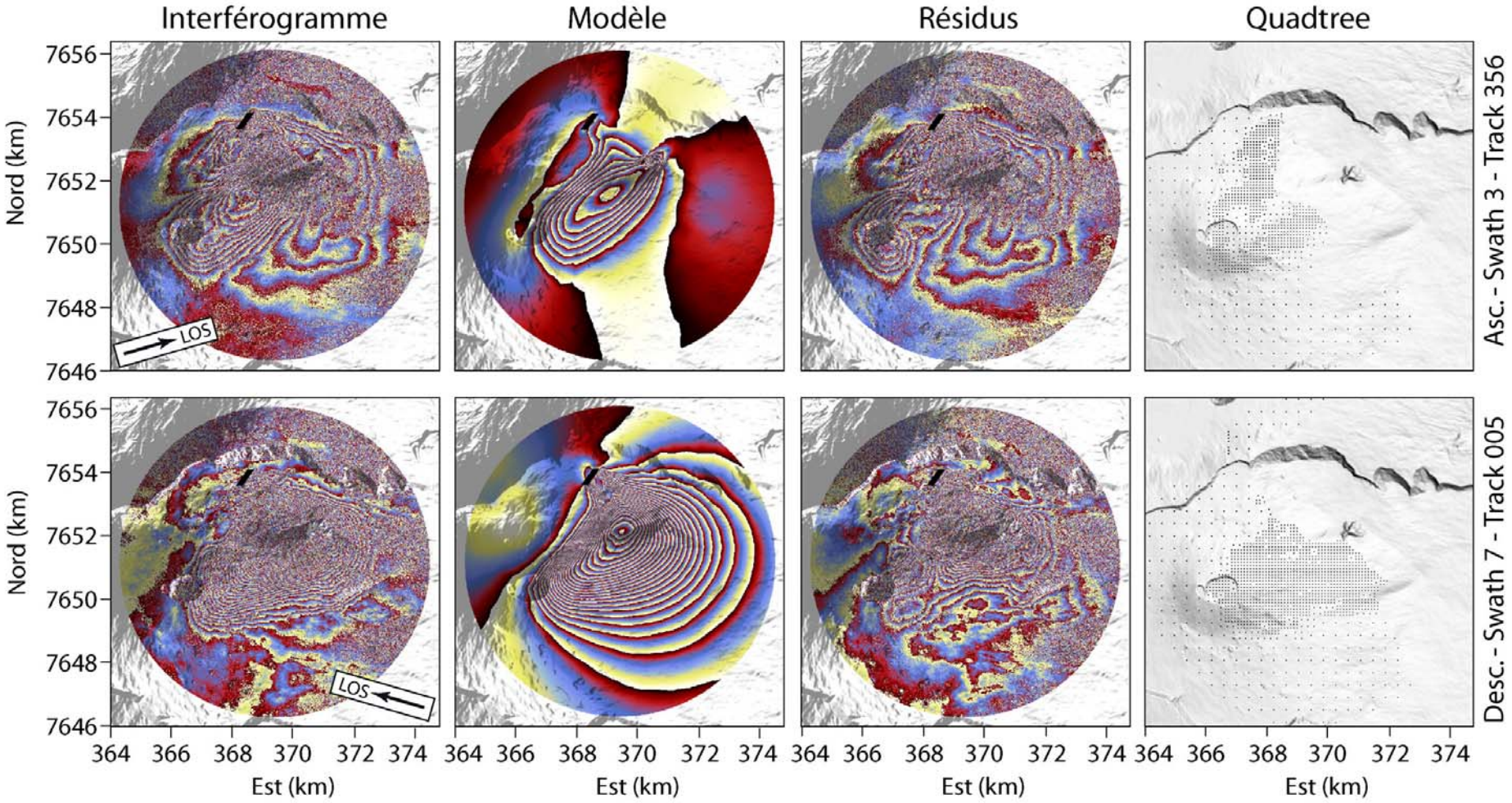


Fig. 3.92 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de janvier 2004. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace de la fissure éruptive.

Sur l'interférogramme en passe descendante, le motif de franges modélisé présente une assez bonne ressemblance avec le motif de franges observé : le motif modélisé s'étend depuis les cratères sommitaux jusque dans la Plaine des Osmondes au Nord-Est et jusqu'aux Grandes Pentes à l'Est comme sur le motif de franges observé (Fig. 3.92). Cependant, l'extension du motif de franges modélisé au Sud est plus importante que le motif observé. A proximité de la fissure éruptive, les déplacements modélisés sont difficilement comparables aux déplacements observés faute de données.

Les résidus en passe ascendante et en passe descendante montrent clairement le motif rectangulaire de franges dans la zone *C*. Les déplacements modélisés par l'intrusion d'un dyke ne permettant absolument pas d'expliquer les déplacements dans cette zone, l'hypothèse d'une autre source tel qu'un glissement de l'édifice vers l'Est semble donc confirmée.

Concernant la caractérisation statistique des données, l'utilisation de six interférogrammes permet d'obtenir des intervalles de confiance à 95% dont les dimensions représentent la moitié des intervalles de recherche. Ceux ci étant faibles, les intervalles de confiance sont restreints. (Fig. 3.93 et Tab. 3.23) et ce, en dépit du fait que le meilleur modèle ne permette d'ajuster qu'une partie des déplacements enregistrés. Les lignes de niveau des PPD 2D suivent les contours rectangulaires des intervalles de recherche, ce qui indique que les modèles sont mal contraints et que les intervalles de confiance sont probablement sous-estimés. Ceci peut provenir de l'utilisation d'une combinaison d'interférogrammes, de géométries d'acquisition proches, surtout en passe ascendante, dont la DoP est élevée (24,72), cela peut aussi provenir d'une inadéquation du modèle de dyke unique aux données.

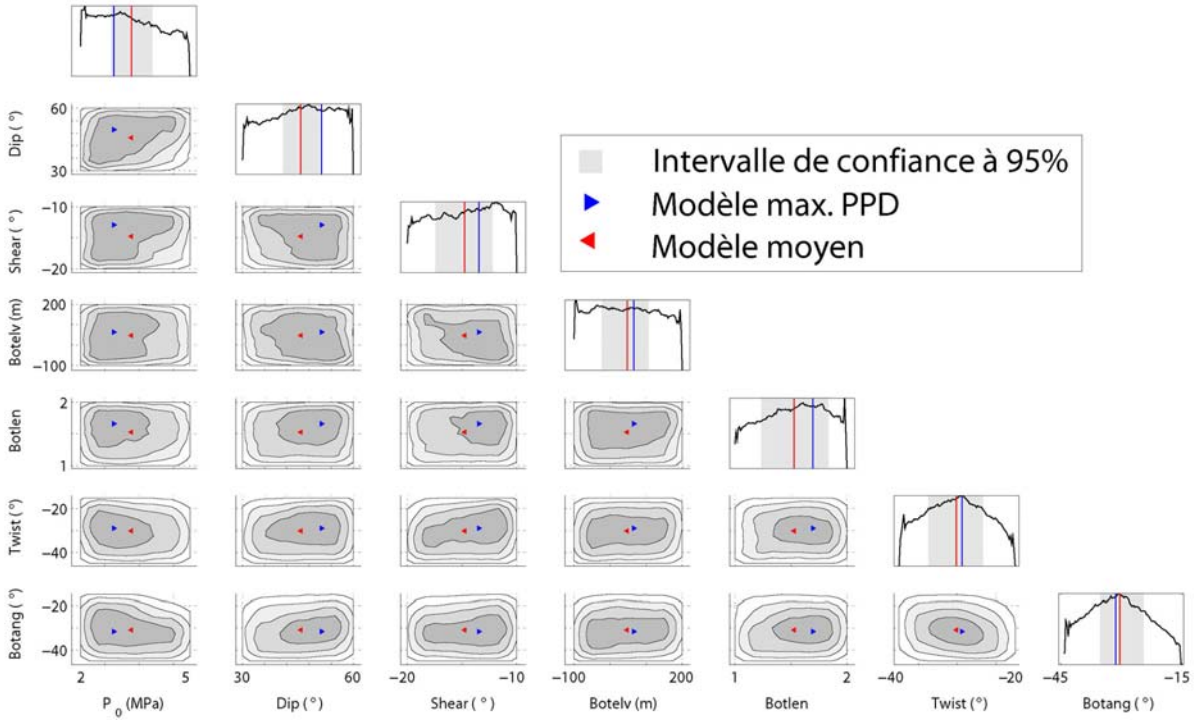


Fig. 3.93 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de janvier 2004. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications).

Bilan

Les interférogrammes montrent l'existence de trois zones distinctes en éloignement ou rapprochement du satellite selon les géométries radar considérées. L'hypothèse de deux sources responsables des déplacements semble plausible. Une intrusion de magma depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes est responsable de la majeure partie des franges observées. La modélisation de l'intrusion par un dyke permet d'expliquer environ 80 % des données observées. La géométrie du dyke semble cependant devoir être plus superficielle à l'approche de la Plaine des Osmondes que la structure modélisée ici et ce, compte tenu du mauvais accord entre l'étendue des déplacements observés et celle des déplacements modélisés dans la zone *B*.

Les déplacements imagés dans la zone C ne sont absolument pas expliqués par l'intrusion de magma. Ces déplacements sont orientés vers l'Est et leur modélisation par un glissement de

cette partie de l'édifice devra être testée lors d'une modélisation conjointe avec l'intrusion de magma de type sill.

A posteriori, on peut s'interroger sur les limites d'utilisation d'un jeu de données n'ayant enregistré qu'une partie du champ total de déplacements pour la modélisation. Les déplacements dans la partie la plus interne du motif de franges sont mal mesurés à cause du fort aliasing spatial. De même l'enregistrement des déplacements dans la Plaine des Osmondes n'est pas précis à cause de ce même aliasing spatial auquel viennent parfois s'ajouter des raccourcissements-recouvrements (swath 4 descendant – track 320) et des pertes de cohérence dues à la mise en place de coulées de lave dont l'extension est toutefois limitée pour l'éruption de janvier 2004.

3.3.4 Eruption de Février 2005

Contexte

Le 17 février, une crise sismique d'une centaine d'événements survient durant 90 minutes peu après 13h. À 17h38, une seconde crise sismique débute et de forts déplacements sont enregistrés par les réseaux inclinométrique et extensométrique. Le trémor éruptif débute très lentement à 20h35 avant de se renforcer vers 20h50. Une première fissure s'ouvre à 1600 m au-dessus de la Plaine des Osmondes et une seconde fissure est active à 1200 m d'altitude, dans le rempart nord (Fig. 3.94). Le 25 février, une troisième fissure s'ouvre dans le Trou de Sable à seulement 450 m d'altitude. L'éruption cesse le lendemain après que 19.10^6 m^3 de lave ont été émis ; 18,4 km^2 de l'édifice ont été affectés par les déplacements co-éruptifs.

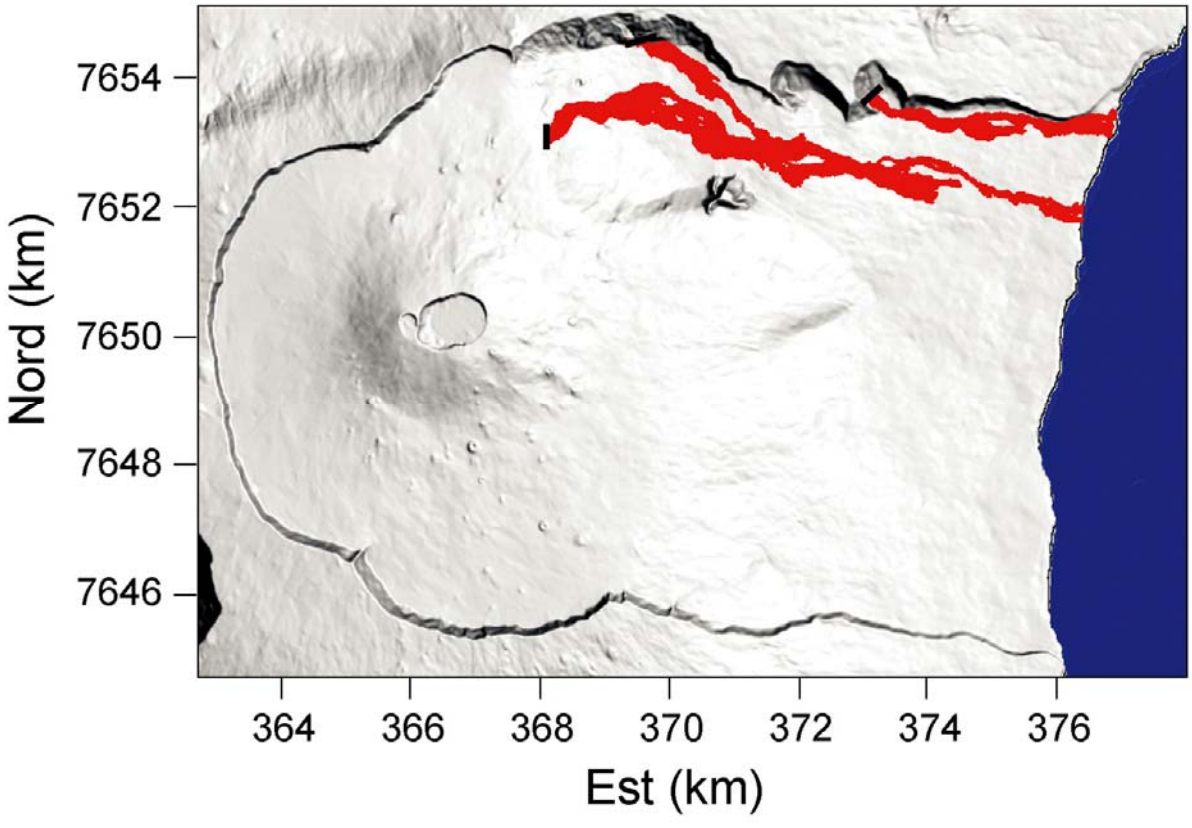


Fig. 3.94 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de février 2005. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Six interférogrammes exploitables, trois en passe ascendante et trois en passe descendante ont enregistré les déplacements associés à cette éruption (Fig. 3.95 et Tab. 3.24). Les gradients de déplacements maximum sont plus faibles que pour l'éruption de janvier 2004 (25 cm LOS.km^{-1} contre 66 cm LOS.km^{-1}, sur la base de données possédant une bonne cohérence), les motifs de franges s'étendant du cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes ne sont donc pas affectés par un aliasing spatial (Fig. 3.96).

En revanche la zone de la Plaine des Osmondes présente une moins bonne cohérence, notamment sur les acquisitions en passe ascendante. Le motif des franges est recoupé par les coulées de lave mises en place lors de cette éruption et la caractérisation précise des déplacements y est difficile à réaliser.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2313_13894_16399	Asc.	20,87	26/10/2004	19/04/2005	175	-58,7	27,6	132
3356_15440_15941	Asc.	30,54	11/02/2005	18/03/2005	35	369,3		127
5399_15483_15984	Asc.	39,01	14/02/2005	21/03/2005	35	330,2		178
5048_14130_15633	Desc.	36,38	12/11/2004	25/02/2005	105	-28,8		279
6277_13858_16363	Desc.	40,36	24/10/2004	17/04/2005	175	46,8		275
7005_14087_15590	Desc.	43,94	09/11/2004	22/02/2005	105	61,11		302

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
0,89	14,11	2,18	14,30

Tab. 3.24 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de février 2005 et précisions sur les composantes de déplacements. Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

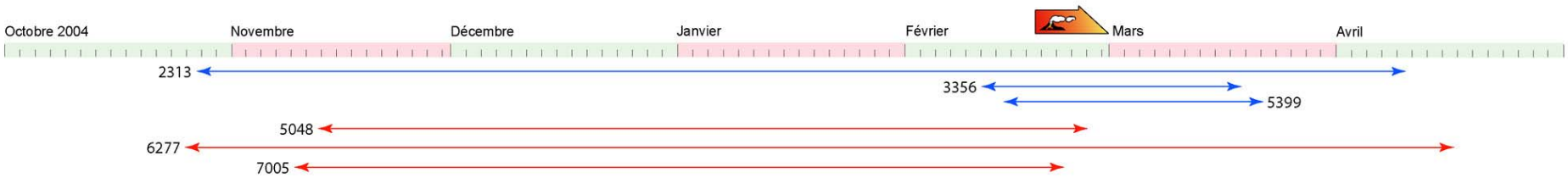


Fig. 3.95 – Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de février 2005. La durée de l'éruption est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu les acquisitions en passe ascendante, en rouge les acquisitions en passe descendante.

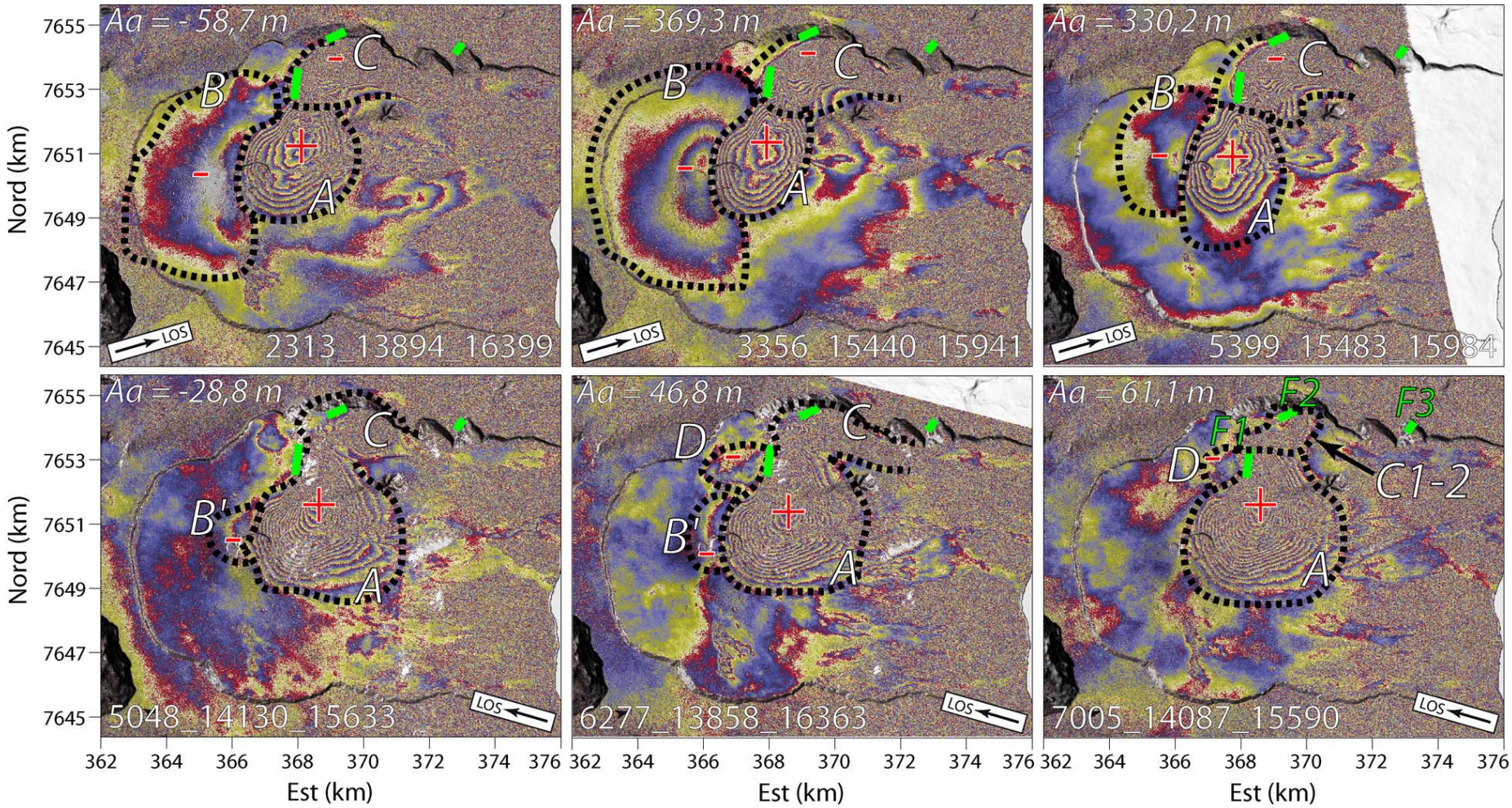


Fig. 3.96 – Interférogrammes ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de février 2005. En haut, passe ascendante. En bas, passe descendante. Les tirets noirs délimitent les zones *A*, *B*, B', *C* et *C1-2* pour lesquelles les déplacements sont différents (voir texte pour explications). **+** : déplacements en rapprochement du satellite, **-** déplacements en éloignement du satellite. En vert, trace des trois fissures éruptives F1, F2 et F3.

Description des déplacements

Les trois interférogrammes en passe ascendante montrent trois motifs de franges (Fig. 3.96) :

(1) un motif *A*, en forme de poire, orienté Sud-Ouest / Nord-Est s'étendant depuis le cône sommital vers la Plaine des Osmondes. Ce motif est en rapprochement du satellite ;

(2) un motif *B* de grande étendue affectant la partie ouest de l'édifice depuis le cône sommital jusqu'au rebord de l'Enclos Fouqué ; l'extension de ces franges au-delà de la limite de l'Enclos est difficile à apprécier compte tenu de la faible cohérence (fort couvert végétal). Ce motif est en éloignement du satellite ;

(3) un motif de franges *C* de faible étendue, localisé dans la Plaine des Osmondes, dont la caractérisation est rendue difficile par la faible cohérence. On peut cependant y distinguer quelques franges montrant que le signal est en éloignement du satellite.

Sur les interférogrammes en passe descendante (Fig. 3.96), on retrouve la zone *A* qui semble s'étendre plus au Nord dans la Plaine des Osmondes, avec un net resserrement des franges à l'approche de la première fissure éruptive ouverte le 17 février 2005. Ce motif de franges est aussi en rapprochement du satellite.

La zone *A* s'étendant du cône sommital à la Plaine des Osmondes correspond donc à une principalement à une inflation sur le terrain. La composante *A* du signal pourrait donc être liée au transfert de magma depuis sa zone de stockage vers les fissures éruptives.

Dans la partie Ouest de l'édifice, la zone *B* est plus difficilement distinguable sur les interférogrammes en passe descendante. Elle ne semble visible que sous l'aspect d'une frange très peu étendue, et dont l'amplitude dépasse tout juste celle du bruit, située sur le flanc nord de l'édifice (notée *B'* sur la figure 3.96).

Le motif de franges dans la zone *B/B'* est en éloignement du satellite aussi bien en passe descendante qu'en passe ascendante. La composante de déplacement sur le terrain doit donc être une légère déflation. La grande étendue des déplacements visible en swath ascendant pourrait impliquer l'activité d'une source plus profonde (type réservoir magmatique), source dont l'activité se serait focalisée sur les quelques jours autour de l'éruption compte-tenu de la période couverte par les interférogrammes ascendant 3356 et 5399 (35 jours seulement).

Toutefois, l'asymétrie des déplacements entre la zone *A* et la zone *B/B'* fait aussi penser à l'injection d'une structure de type dyke n'ayant pas atteint la surface. Cette possibilité est à relier à la sismicité pré-éruptive qui s'est déroulée en deux phases séparées de quelques heures. La zone *B*/*B'* et une partie de la zone *A* pourraient donc être liées à une première injection magmatique n'ayant pas atteint la surface.

Dans la zone de la Plaine des Osmondes, l'information apportée par les interférogrammes en passe descendante est très intéressante.
En effet, l'interférogramme en swath 7 – track 005 a enregistré les déplacements jusqu'au 22 février, soit 5 jours après le début de l'éruption. A cette date, seulement 2 fissures éruptives étaient ouvertes (F1 et F2 sur la figure 3.96). Or, dans la zone de la Plaine des Osmondes on voit très clairement des franges entre la fissure *F1* et la fissure *F2*. Le motif de franges nommé *C1-2* (Fig. 3.96) correspond donc à la migration du magma entre ces deux fissures éruptives.
Sur l'interférogramme en swath 7 descendant, on ne voit pas le reste du motif de franges *C* (visible sur les autres interférogrammes) s'étendant vers l'Est de la Plaine des Osmondes à plus faible altitude. Or, les cinq autres interférogrammes ont enregistré les déplacements jusqu'à une date ultérieure à l'ouverture de la troisième fissure éruptive le 25 février (F3 sur la figure 3.96). La partie du motif *C* située entre la fissure F2 et la fissure F3 correspond donc à la migration du magma sous la Plaine des Osmondes, au cours de l'éruption, migration ayant pris fin avec l'ouverture de la troisième fissure éruptive à plus basse altitude (450 m), dans le Trou de Sable.

Enfin, sur deux des trois interférogrammes en passe descendante on voit une zone *D* de faible étendue, située à l'Ouest de la première fissure éruptive et en éloignement du satellite. Cette zone *D* pourrait marquer l'asymétrie du motif de franges observé systématiquement de part et d'autre des fissures éruptives.

Les déplacements enregistrés sur les interférogrammes se rapportent vraisemblablement à l'activité de plusieurs sources. La zone *B* et une partie des déplacements de la zone *A* pourraient être liées à une intrusion n'ayant pas atteint la surface, intrusion liée à la première crise sismique pré-éruptive. La majeure partie du signal dans la zone *A* serait liée à l'intrusion principale de magma ayant atteint la Plaine des Osmondes. Le signal dans la Plaine des Osmondes correspondrait en partie à un relais de l'intrusion entre les fissures F1 et F2, relais

bien visible sur l'interférogramme en swath 7 descendant – track 005. Le reste du signal *C* correspondrait à la migration du magma sous la Plaine des Osmondes jusqu'à la fissure F3 ouverte 8 jours après le début de l'éruption.

Modélisation préliminaire

Le signal dans la Plaine des Osmondes ne peut être modélisé puisque la cohérence est très faible sur les cinq interférogrammes ayant enregistré des déplacements dans cette zone. Le motif de franges pouvant être modélisé pour cette éruption est le motif *A* reliant le cône sommital à la Plaine des Osmondes. La forme des déplacements observés en passe descendant ressemble à celle des déplacements observés pour les éruptions sommitales comme août 2003, mais avec une extension plus importante.
Notre modélisation préliminaire porte donc sur l'injection du magma depuis sa zone de stockage vers les fissures éruptives en utilisant une structure de type dyke. Le choix a été fait de ne connecter que la première fissure éruptive à la partie principale du dyke, en accord avec les déplacements observés sur l'interférogramme en swath 7 descendant, seul interférogramme présentant une cohérence dans la Plaine des Osmondes.

Le meilleur modèle correspond à un dyke de pendage 48° vers l'Est et en surpression de 2,4 MPa (Tab. 3.25). La base du dyke s'étend à une altitude constante de 1000 m depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes (Fig. 3.97). Le meilleur modèle permet d'expliquer 87,5 % des données avec une valeur de rms de 17,1 mm.

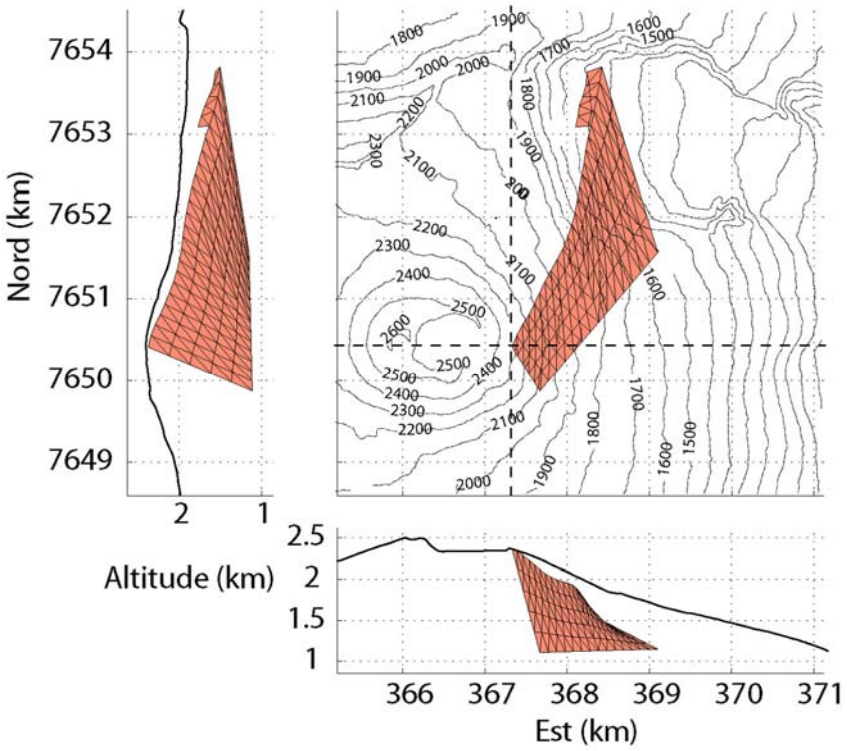


Fig. 3.97 – Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer au mieux les déplacements enregistrés lors de l'éruption de février 2005. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
0205011	2,4 ± 0,9	47,8 ± 5,0	- 55,3 ± 5,5	1030 ± 111	0,62 ± 0,15	-21,5 ± 13,0	- 0,27 ± 8,06	75 (fixe)	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
2050	12,5	17,1

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6$ m^3)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,14	0,57	0,84	2,3

Tab. 3.25 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de février 2005.

En swath ascendant, certaines particularités de la forme des franges sont bien modélisées. Les franges observées sur les interférogramme sont concentriques mais se resserrent vers le Nord-Est en direction de la Plaine des Osmondes (Fig. 3.117). Ce resserrement des franges et l'allongement du motif des franges vers le Nord-Est sont partiellement expliqués par le modèle. A l'Ouest des fissures éruptives, on constate une absence de déplacements comme sur les interférogrammes. En revanche, la partie en éloignement du satellite sur le flanc ouest de l'édifice jusqu'aux limites de l'Enclos Fouqué n'est absolument pas expliquée par le modèle.

En swath descendant, la forme des franges est en partie expliquée par le dyke modélisé (Fig. 3.98). Les franges modélisées montrent bien une forme circulaire dans la partie la plus à l'Est et un resserrement au Nord en direction de la Plaine des Osmondes. L'extension des déplacements modélisés est suffisante mais l'amplitude est sous-estimée par le modèle : les gradients de déplacements modélisés sont trop faibles par rapport aux gradients observés. De plus, le maximum des déplacements modélisés (frange la plus interne du motif concentrique) est situé un peu trop à l'Ouest par rapport aux déplacements mesurés sur l'interférogramme.

Bien que le modèle ne permette pas un ajustement visuel correct des déplacements observés, les données sont expliquées à 87,5%. La caractérisation statistique des paramètres du modèle a été réalisée (Fig. 3.99). Les intervalles de confiance à 95% déduits de cette seconde étape de l'inversion sont faibles grâce à l'utilisation des interférogrammes. En revanche, certains paramètres, comme P_0, *dip*, *shear ou* le *botlen*, sont mal définis d'après les PPD-1D. Les PPD-2D montrent que les valeurs moyennes sont proches d'une borne de l'espace de variation autorisée. Les intervalles de confiance sur ces paramètres se retrouvent alors en limite des espaces explorés et les valeurs déduites pourraient être erronées.

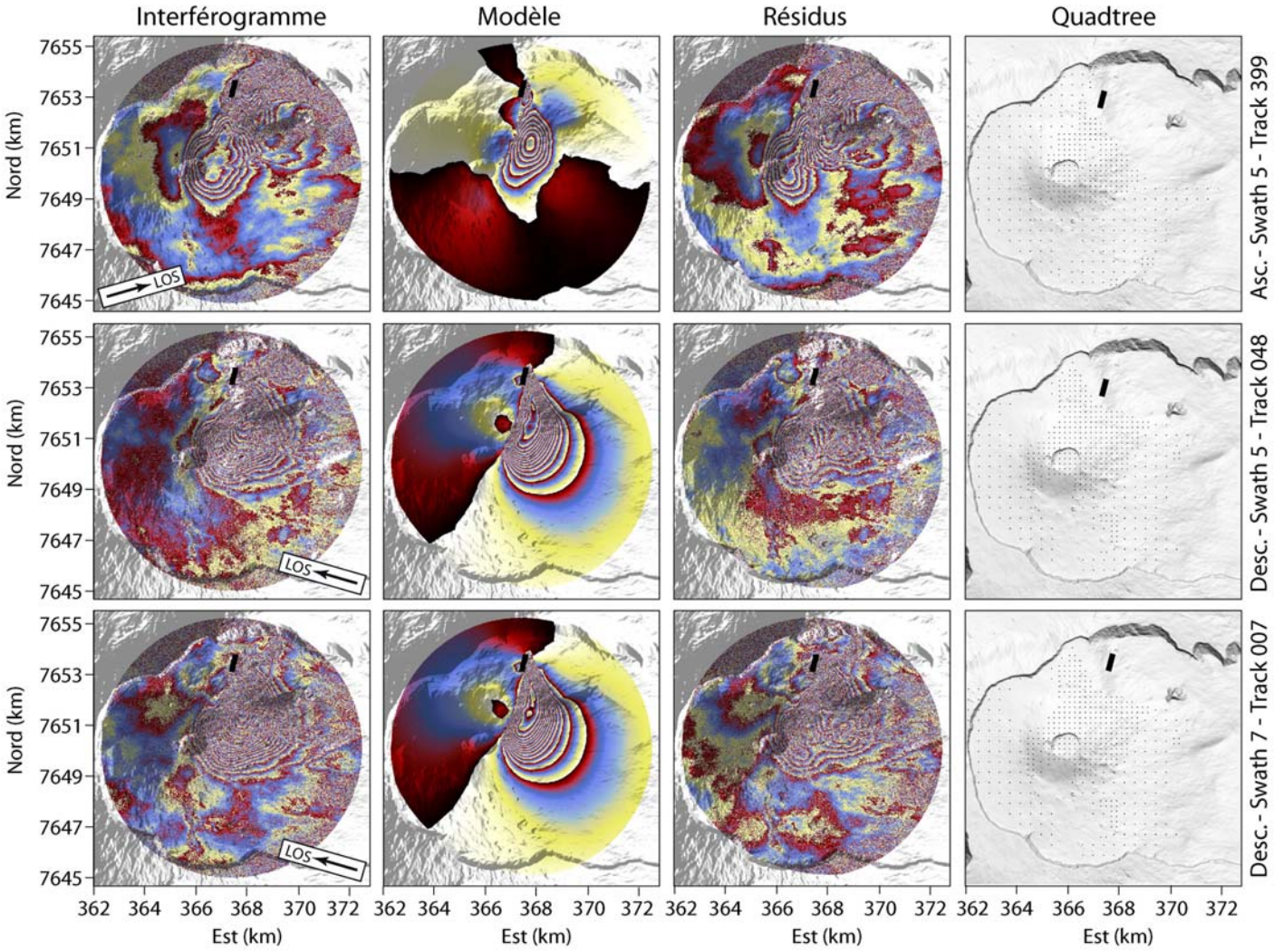


Fig. 3.98 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de février 2005. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace de la fissure éruptive.

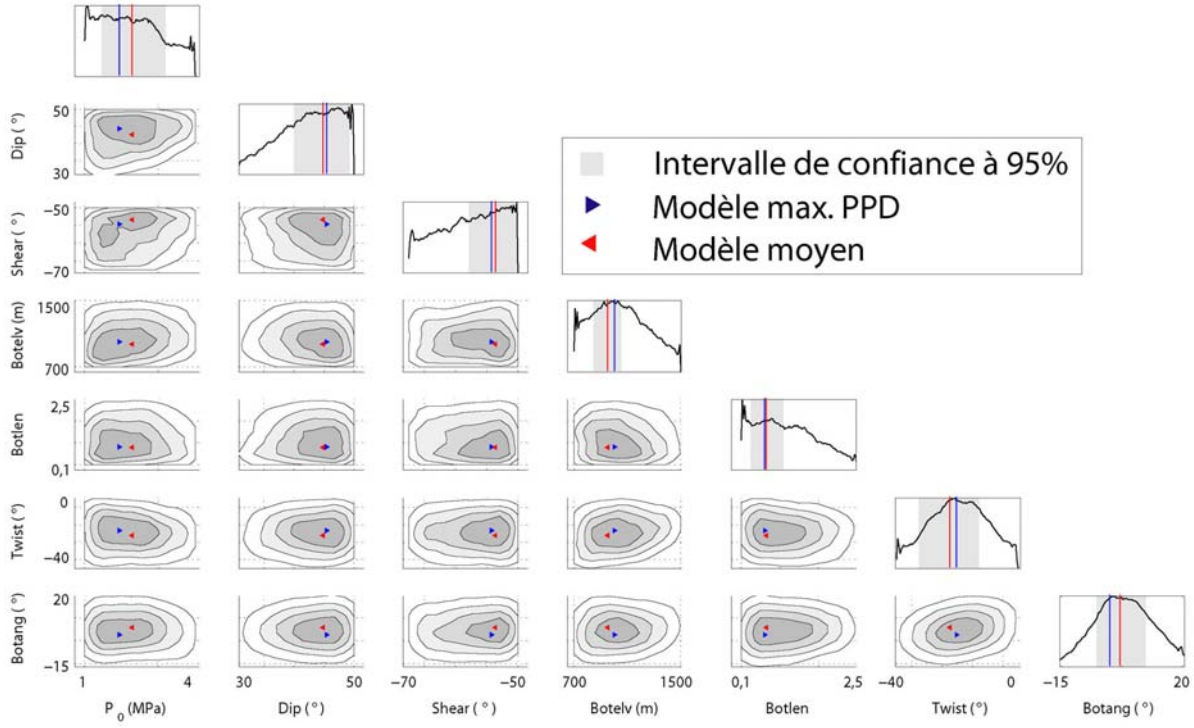


Fig. 3.99 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de février 2005. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications).

Bilan

La modélisation des quelques franges visibles dans la Plaine des Osmondes ne sera sans doute jamais possible à cause de la cohérence très faible des données qui ne peuvent donc pas être déroulées ; le champ de déplacements ne pourrait de toute façon pas être précisé de façon satisfaisante.

La vision pseudo-dynamique, rendue possible par ASAR-ENVISAT grâce à sa fréquence de revisite élevée, nous permet toutefois de préciser l'origine des déplacements visibles dans la Plaine des Osmondes : une migration du magma sous la Plaine des Osmondes depuis les deux premières fissures éruptives – 1600 m et 1200 m d'altitude – jusqu'à la troisième fissure éruptive – 450 m d'altitude, migration qui s'est produite entre le 22 février et le 25 février 2005.

La modélisation préliminaire des déplacements par un dyke permet d'expliquer en partie (87,5 %) les données observées. La forme des franges depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes est partiellement expliquée en swath ascendant et mieux expliquée en swath descendant. La structure modélisée (dyke) est satisfaisante pour décrire, au premier ordre, les modalités de transfert du magma depuis sa zone de stockage vers les fissures éruptives. Les déplacements modélisés sont de trop faible amplitude en passe descendante.
L'origine des résidus pourrait provenir de l'intrusion de deux dykes et non d'un seul comme modélisé ici. En effet, comme évoqué précédemment, la sismicité pré-éruptive s'est déroulée en deux épisodes séparés de quelques heures (OVPF). Les franges visibles sur le flanc ouest en passe ascendante et une partie des franges sur le flanc est pourraient être liées à la première intrusion n'ayant pas atteint la surface.

La mise à disposition de la localisation des essaims sismiques nous permettrait certainement de réaliser des modélisations combinant l'intrusion de deux dykes, chacun relié à un essaim sismique donné. De telles modélisations ont déjà été réalisées par Fukushima (2005b) grâce à l'utilisation conjointe des données sismiques et des interférogrammes RADARSAT-1 sur l'éruption de Juin 2000.

3.3.5 Eruption de décembre 2005

Contexte

Moins d'un mois après l'éruption de novembre 2005, deux nouvelles fissures s'ouvrent le 26 décembre 2005, à 500 m du Nez Coupé de Sainte Rose (Fig. 3.100), après 2 heures d'une activité sismique pré-éruptive durant laquelle l'essaim sismique, débuté sous le Dolomieu, a progressivement migré vers le Nord-Est en direction de la Plaine des Osmondes. L'éruption prend fin le 18 janvier 2006 après que 17.10^6 m^3 de lave aient été émis.

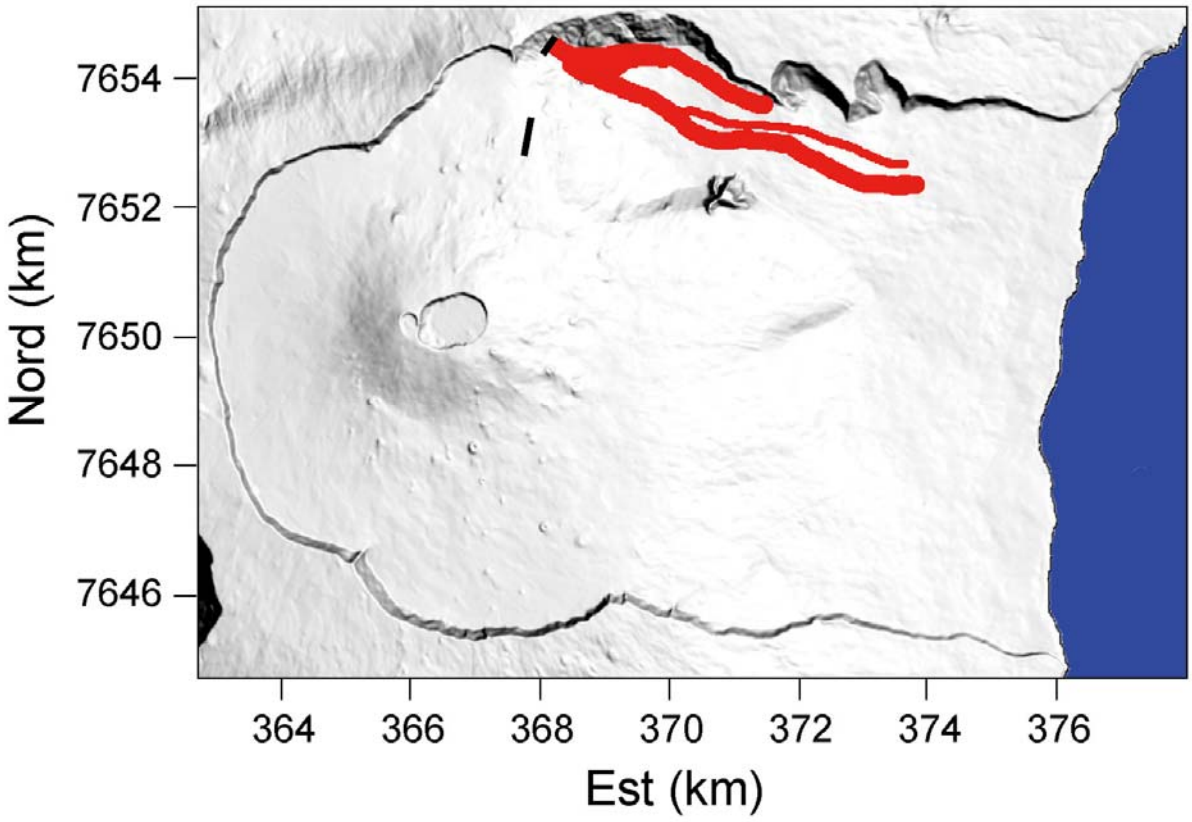


Fig. 3.100 – En rouge, cartographie de la coulée de lave associée à l'éruption de décembre 2005. En noir, trace de la fissure éruptive (OVPF et base de données InSAR).

Données InSAR

Trois interférogrammes sont exploitables sur cette éruption (Fig. 3.101 et Annexe I) : deux en passe ascendante et un seul en passe descendante. L'interférogramme 2363_19956_20457 en swath 2 descendant couvre aussi la période éruptive mais aucun

déplacement ne peut y être observé du fait de sa très mauvaise qualité (fort raccourcissement-recouvrement).

Les géométries disponibles ne permettent pas une bonne caractérisation des trois composantes de déplacements avec un *DoP* de 52,2 (Tab. 3.26). Cette valeur très élevée est due aux géométries d'acquisition très proches des deux interférogrammes en passe ascendante pour lesquels les angles d'incidence sont de 21° et 26° environ.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2084_19677_20178	Asc.	25,87	04/12/2005	08/01/2006	35	27,59		118
2313_19906_20908	Asc.	20,87	20/12/2005	28/02/2006	70	-26,98	27,3	132
5048_19641_20142	Desc.	36,38	02/12/2005	06/01/2006	35	-423,24		214

ε_x	ε_y	ε_z	DoP
3,34	53,7	6,49	54,2

Tab. 3.26 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant l'éruption de décembre 2005 et précisions sur les composantes de déplacements. Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

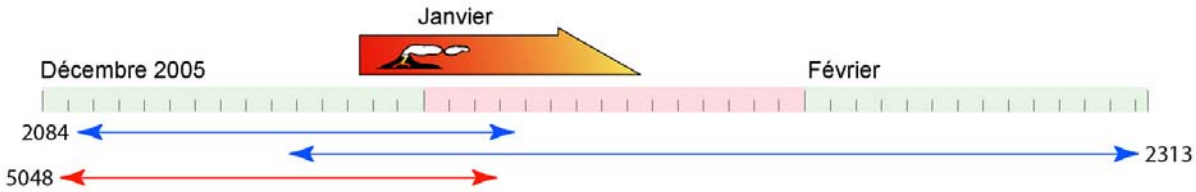


Fig. 3.101 - Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors de l'éruption de décembre 2005. La durée de l'éruption est matérialisée par la flèche au-dessus de l'échelle de temps. En bleu les acquisitions en passe ascendante, en rouge l'acquisition en passe descendante.

Description des déplacements

La cohérence dans la zone de la Plaine des Osmondes (Fig 3.102, *A*) est faible sur les interférogrammes à cause des coulées de lave nouvellement mises en place et d'un aliasing spatial dans la partie ouest, à proximité des fissures éruptives.

Sur les interférogrammes en swath ascendant, la zone à l'Ouest des fissures éruptives est en rapprochement du satellite mais la mauvaise cohérence des données en swath descendant nous empêche d'en estimer plus précisément le sens de déplacement.

Malgré un motif de franges peu discernables, la partie située à l'Est des fissures éruptives semble, elle, en éloignement du satellite en passe ascendante. Sur l'interférogramme descendant, la zone à l'Est des fissures éruptives est en rapprochement. Le déplacement dans cette zone serait donc majoritairement orienté vers l'Est.

Cette partie *A* du signal pourrait correspondre en partie au motif asymétrique de franges observé au niveau des fissures éruptives. L'autre composante des déplacements dans la Plaine des Osmondes pourrait être liée à la migration du magma depuis la première fissure éruptive F1 jusqu'à la seconde fissure F2. Cependant, contrairement à l'éruption de février 2005, trop peu d'interférogrammes ont enregistré les déplacements pour que nous puissions disposer d'une information pseudo-dynamique.

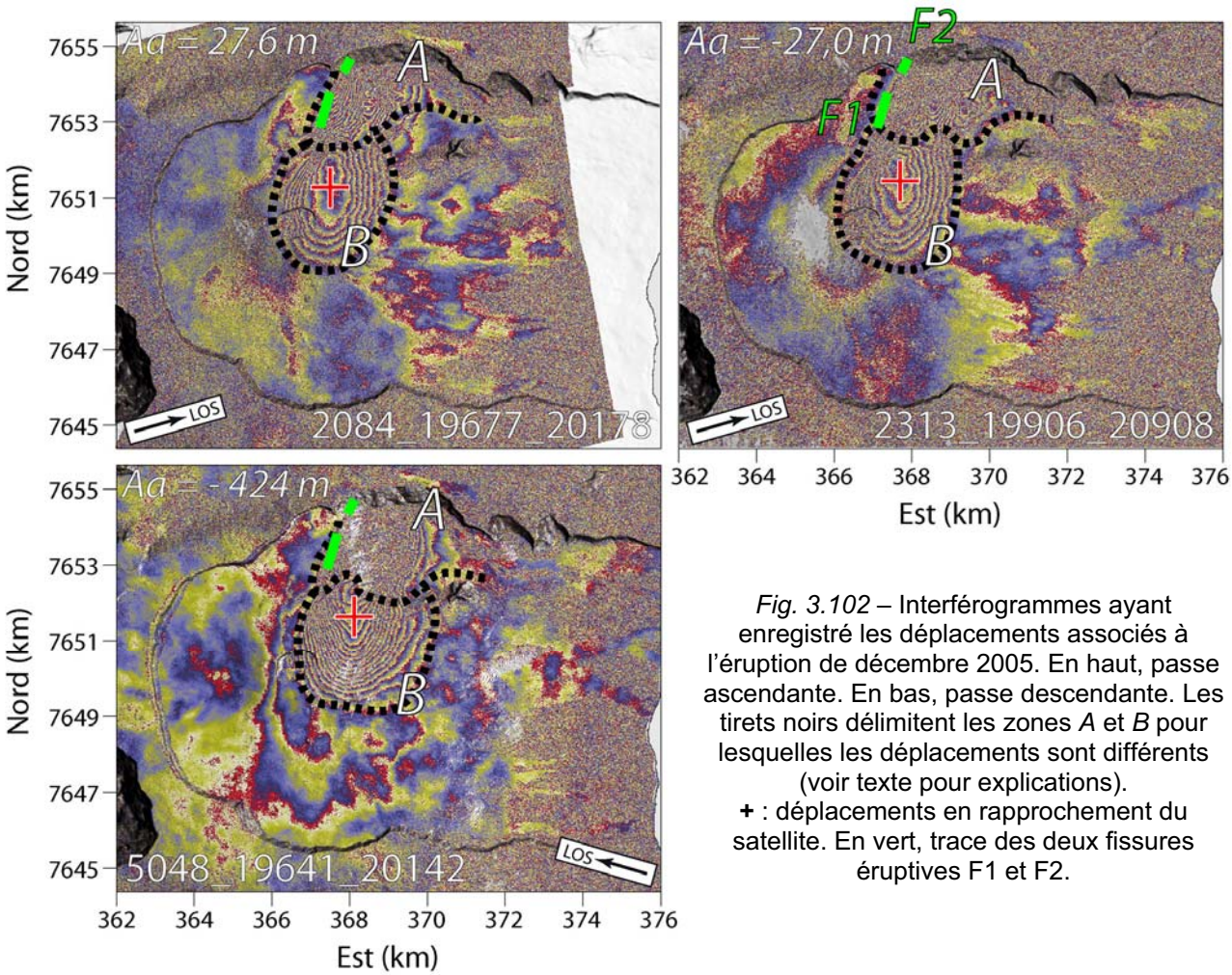


Fig. 3.102 – Interférogrammes ayant enregistré les déplacements associés à l'éruption de décembre 2005. En haut, passe ascendante. En bas, passe descendante. Les tirets noirs délimitent les zones *A* et *B* pour lesquelles les déplacements sont différents (voir texte pour explications).
+ : déplacements en rapprochement du satellite. En vert, trace des deux fissures éruptives F1 et F2.

Le signal dans la zone *B* (Fig. 3.102) montre un motif de franges concentriques avec un allongement selon un axe N10 à N20 qui correspond à l'axe de la rift-zone nord. Le motif s'étend depuis le flanc est du cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes. Ces franges sont en rapprochement du satellite en passe ascendante et en passe descendante, le déplacement de l'édifice est donc principalement en inflation dans cette zone *B*.
Une fois encore, ce motif de franges pourrait correspondre à l'intrusion de magma depuis sa zone de stockage jusqu'aux fissures éruptives dans la Plaine des Osmondes Cette hypothèse est confortée par la migration des hypocentres depuis une zone située à l'aplomb du Dolomieu jusqu'à la Plaine des Osmondes lors de la sismicité pré-éruptive (OVPF). Un autre signal est partiellement visible sur le flanc ouest du cône sommital en swath 2 ascendant – track 313 mais les données sont affectées par un fort raccourcissement-recouvrement. Le swath 2 ascendant – track 084 (angle d'incidence plus élevé de 5° que le mode 2313) ne montre pas de façon claire l'existence d'un signal sur le flanc est dont l'amplitude serait supérieure au bruit. En swath 5 descendant – track 048, on voit une à deux franges situées sur le flanc sud. L'existence d'une troisième composante du signal de déplacements ne peut pas être clairement établie à partir des données en notre possession.

Modélisation préliminaire

Faute de déplacements suffisamment bien imagés dans la Plaine des Osmondes, aucune modélisation de cette partie du signal ne peut être réalisée. Une partie des déplacements asymétriques pourrait cependant être liée à l'injection de magma jusqu'à la première fissure éruptive, l'autre partie résultant d'un transfert *a posteriori* du magma vers la seconde fissure éruptive. Pour notre modélisation, nous avons donc fait le choix de connecter uniquement la première fissure éruptive à la partie principale du dyke.

Notre modélisation porte uniquement sur le signal d'inflation *B* s'étendant entre le cône sommital et la Plaine des Osmondes, avec l'hypothèse d'un dyke pour le transfert du magma.

Un dyke avec une surpression de 3,1 MPa et un pendage de 51° vers l'Est permet d'expliquer environ 80% des données observées ; la rms est cependant élevée (20.3 mm).

Le dyke s'étend du cône sommital vers la Plaine des Osmondes, sa base se situe entre 1500 m d'altitude au Sud et 400 m d'altitude au Nord (Tab. 3.27 et Fig. 3.103).

#Inversion	P_0 (MPa)	dip (°)	shear (°)	botelv (m)	botlen	twist (°)	botang (°)	d_top (m)	botcurv (°)	vertcurv (°)
1205006	3,1 ± 0,8	51,8 ± 8,5	- 3,7 ± 8,0	872 ± 164	1,20 ± 0,4	13,8 ± 12,1	-16,5 ± 4,3	50 (fixe)	-	-

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
3850	21,1	20,3

Ouverture du dyke (m)			Volume du dyke ($10.^6 m^3$)
Minimum	Moyenne	En surface	
0,29	0,56	0,81	3,7

Tab. 3.27 – Paramètres du meilleur modèle pour l'éruption de décembre 2005.

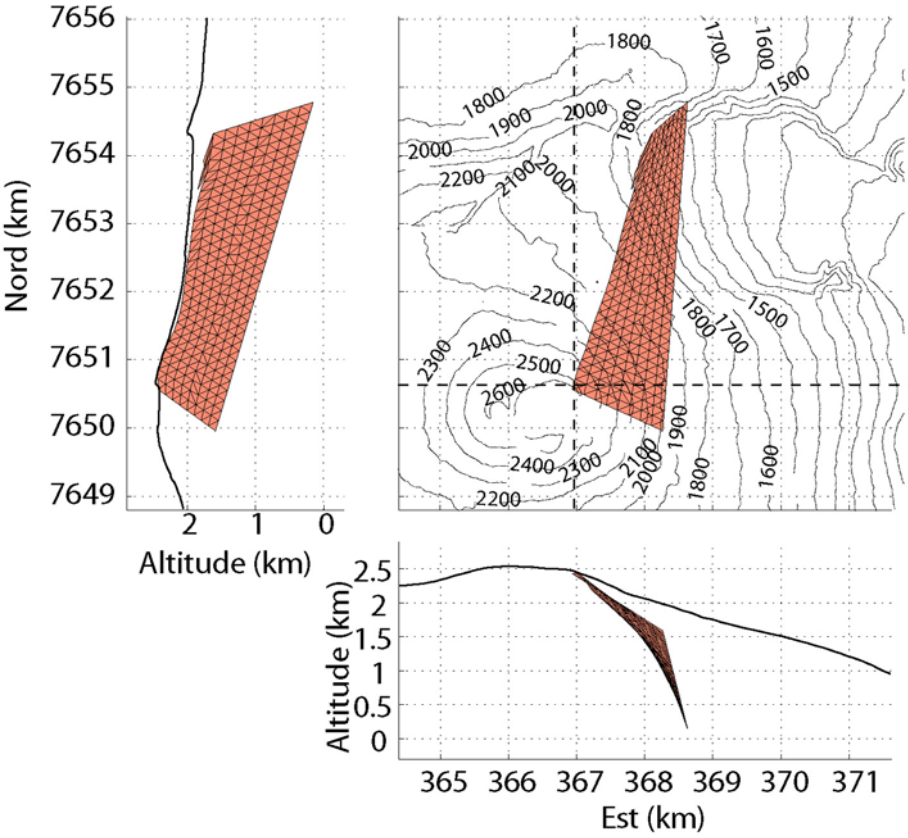


Fig 3.103 - Géométrie du dyke associé au meilleur modèle permettant d'expliquer au mieux les déplacements enregistrés lors de l'éruption de décembre 2005. Coordonnées en UTM 40S. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m.

Les déplacements modélisés reproduisent assez bien les déplacements observés en swath ascendant pour la partie sud du signal (Fig. 3.104). La forme presque rectangulaire des franges observées ainsi que leur allongement selon un axe quasiment Nord-Sud sont bien expliqués par le modèle. Il est plus difficile d'apprécier le bon accord des données dans la Plaine des Osmondes puisque les données ne sont pas bien déroulées et ne peuvent donc pas être utilisées pour la modélisation. Les résidus en géométries ascendantes sont faibles.

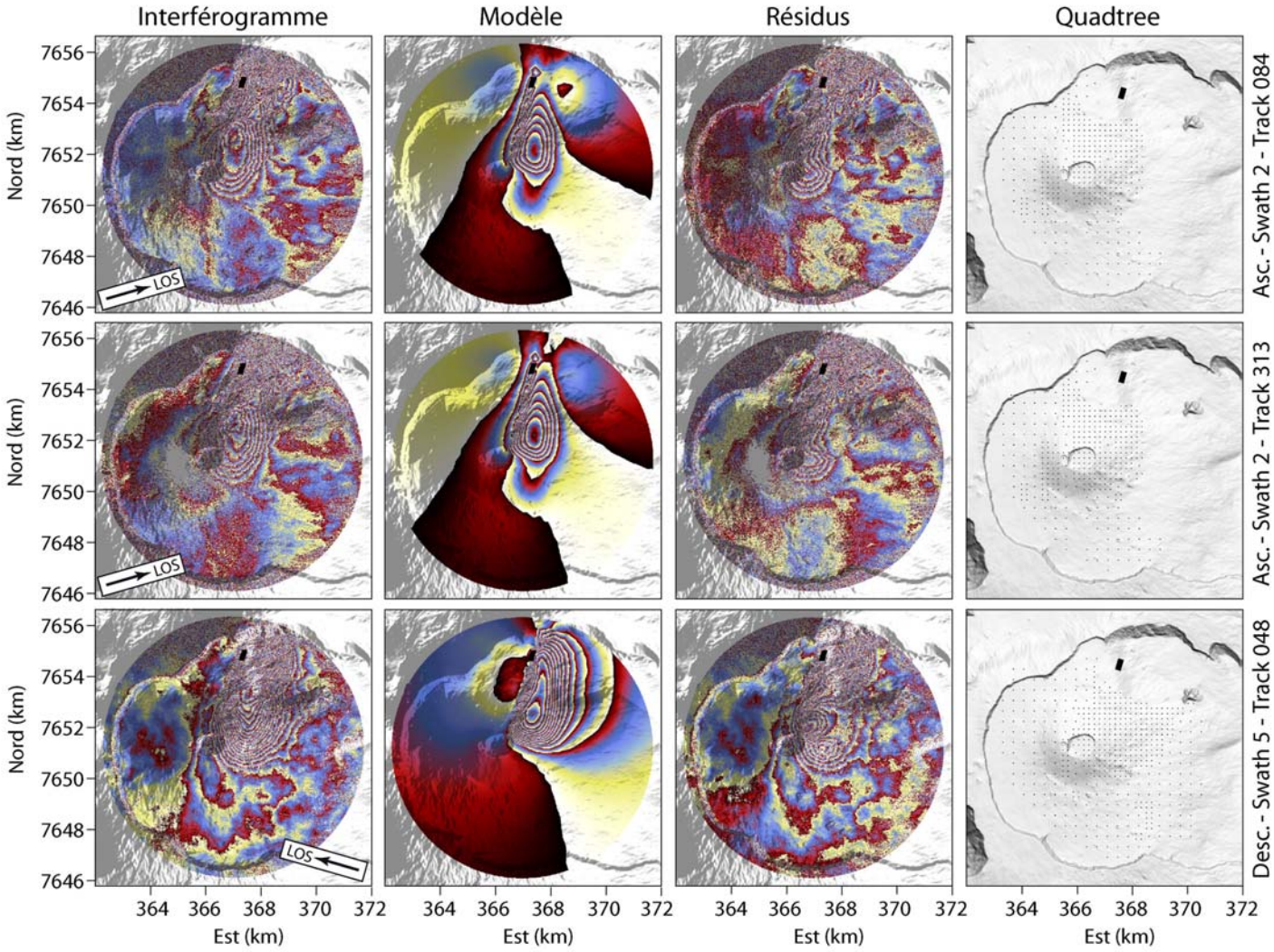


Fig. 3.104 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour l'éruption de décembre 2005. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. En noir, trace de la fissure éruptive.

Pour l'interférogramme en passe descendante, le modèle permet d'expliquer en partie la forme et l'allongement des franges observées sur l'interférogramme (Fig. 3.104). Toutefois, le maximum des déplacements (frange centrale du motif concentrique) est situé trop au Sud par rapport au maximum des déplacements observés. L'utilisation d'un seul interférogramme en passe descendante pour deux interférogrammes en passe descendante – avec des angles de visées très proches – pourrait expliquer cette mauvaise contrainte de la géométrie de la source par le modèle. Comme pour les interférogrammes en passe ascendante, dans la partie plus au nord à proximité de la fissure éruptive F1, il est difficile d'estimer la validité du modèle faute de déplacements correctement mesurés.

La caractérisation statistique des paramètres montre que les données ne sont peut-être pas suffisantes pour contraindre les paramètres du modèle avec des intervalles de confiance réduits (Fig. 3.105). L'utilisation de seulement trois interférogrammes, dont deux en passe ascendante avec des angles de visée proches de ~21° et ~26° contribue à une caractérisation imprécise du champ de déplacements co-éruptifs (DoP = 54,2). A ce jour, il ne semble pas évident de pouvoir obtenir de meilleurs intervalles de confiance à partir des données en notre possession.

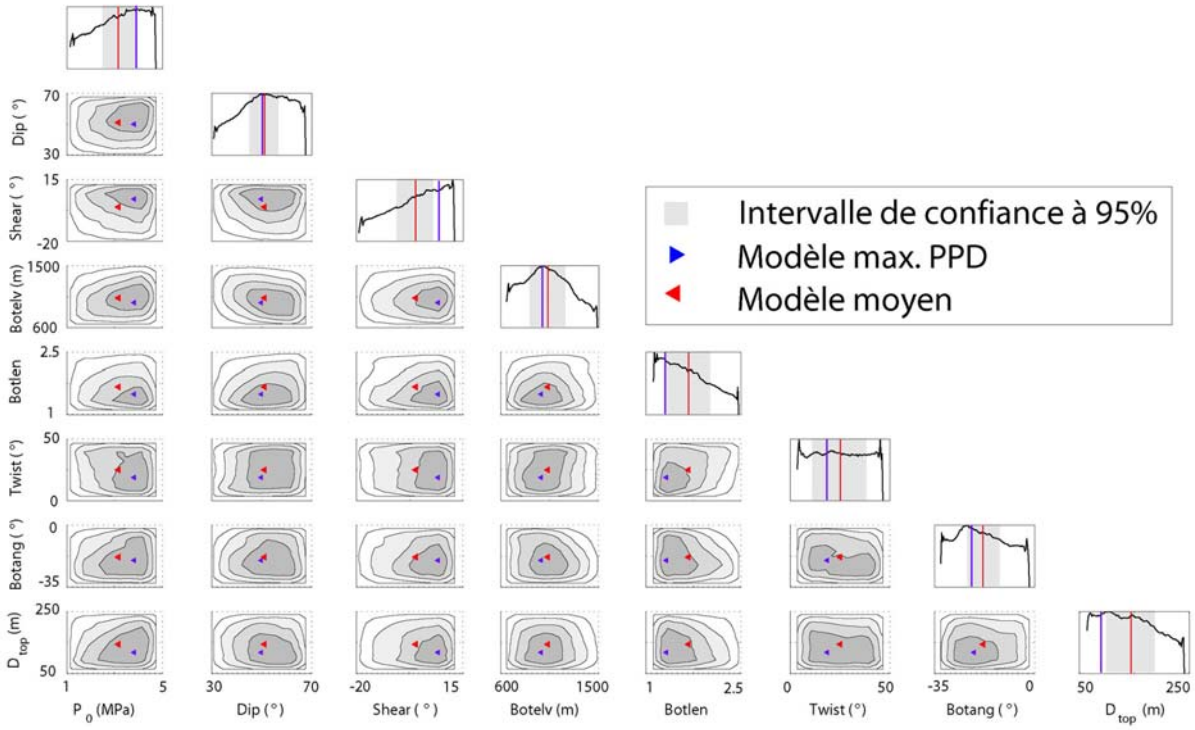


Fig. 3.105 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données sur l'éruption de décembre 2005. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications).

Bilan

Les interférogrammes montrent l'existence de deux signaux dé déplacements et donc de deux sources actives lors de l'éruption de décembre 2005. Dans la Plaine des Osmondes, les déplacements sont certainement liés à la propagation du dyke vers la surface et à l'ouverture de la première fissure éruptive ; le motif de franges est asymétrique de part et d'autre de cette fissure éruptive comme on l'observe pour les éruptions sommitales. A ce signal se superpose vraisemblablement un signal lié à la poursuite de la migration du magma vers la seconde fissure éruptive située au bord du Rempart. Cette migration était nettement plus visible pour les interférogrammes couvrant l'éruption de février 2005. Les trois interférogrammes disponibles pour l'éruption de décembre 2005 ne nous permettent pas de mieux préciser le champ de déplacements dans la Plaine des Osmondes et leurs sources.

Le motif de franges s'étirant du cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes peut être en partie expliqué par l'injection d'un dyke depuis une zone située sous le cône sommital à environ 1500 m d'altitude. Les résidus sont cependant assez élevés en swath descendant et le maximum de déplacements modélisés se trouve trop au Sud par rapport aux déplacements observés. Ceci peut s'expliquer soit par l'utilisation d'un dyke qui ne serait pas la meilleure structure pour expliquer le transport du magma depuis sa zone de stockage vers les fissures éruptives, soit par une moins bonne contrainte du modèle à cause de l'unique interférogramme en swath descendant disponible.

3.3.6 Bilan des modélisations des éruptions latérales distales – Discussion

Les modélisations présentées précédemment revêtent un caractère préliminaire du fait de la difficulté de caractérisation précise des déplacements et des hypothèses simplificatrices qui ont été posées préalablement à la modélisation.

Dans le cas de l'éruption de janvier 2004, les gradients de déplacements sont très importants et produisent un aliasing spatial affectant une partie conséquente des données InSAR ; les déplacements du sol ne sont donc que partiellement enregistrés. Les éruptions de février 2005 et décembre 2005 présentent, elles aussi, un aliasing spatial mais dans une zone restreinte à proximité des fissures éruptives. A ceci s'ajoute une perte de cohérence du signal dans la Plaine des Osmondes à cause des coulées de lave de grande extension. L'enregistrement de déplacements associés à plusieurs sources rend d'autant plus difficile la compréhension des motifs de franges, leur interprétation et leur modélisation.

L'utilisation du système ASAR-ENVISAT fonctionnant en bande C (λ = 5,6 cm) trouve donc ici sa limite dans le cadre du suivi de l'activité éruptive et de l'interprétation des déplacements au Piton de la Fournaise et ce, pour deux raisons :

(1) les éruptions latérales distales impliquent une succession d'événements bien plus complexes que la simple injection d'un dyke. Il en résulte une superposition de plusieurs motifs de déplacements. La fréquence de revisite de notre base de données interférométriques de 10,34 jours est insuffisante pour échantillonner correctement des successions rapides d'événements éruptifs. Toutefois, dans le cas de l'éruption de février 2005, il a été possible de déduire des informations utiles concernant le déroulement de l'éruption dans la Plaine des Osmondes, grâce à des acquisitions décalées dans le temps.

(2) les éruptions latérales distales impliquent des déplacements nettement plus forts que ceux associés aux éruptions sommitales. Il en résulte un phénomène d'aliasing des franges, dans certaines parties du signal, qui se traduit par une perte totale d'information. A cet égard, l'interférométrie radar en bande L (λ = 23 cm), avec le nouveau radar PALSAR à bord du satellite ALOS, représente une alternative très prometteuse et complémentaire de l'interférométrie ASAR-ENVISAT. En effet, PALSAR est 4 fois moins sensible aux déplacements qu'ASAR : les mêmes déplacements se traduiront donc par 4 fois moins de franges sur les interférogrammes PALSAR que sur les interférogrammes ASAR. Cela reste

suffisant pour détecter la plupart des éruptions sommitales et devient avantageux dans le cas des déplacements à forts gradients comme les éruptions latérales distales.

Nos modélisations n'ont porté que sur la partie du signal que nous avons considérée comme liée au transfert du magma depuis sa zone de stockage située sous le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes. L'hypothèse que les déplacements enregistrés entre ces deux zones correspondent bien au transfert du magma s'appuie aussi sur la sismicité pré-éruptive lors de laquelle une migration systématique des hypocentres a été détectée depuis une zone localisée à l'aplomb du cône sommital jusqu'aux fissures éruptives (OVPF). Le choix a été fait de tester une structure de type dyke pour la modélisation du transfert de magma.

Les résultats des modélisations permettent d'expliquer en partie seulement les déplacements observés. Les résidus sont plus importants que pour les éruptions sommitales et une meilleure géométrie des sources devra être définie pour des modélisations complémentaires ultérieures.

Il est toutefois possible de déduire quelques informations de ces modélisations préliminaires.

Les dykes modélisés pour les éruptions sommitales ont une base aux alentours de 1200 à 1500 m d'altitude. Les dykes modélisés pour les éruptions distales s'enracinent entre 1000 et 1700 m d'altitude sous le Dolomieu (Fig. 3.106) et descendent jusqu'à une altitude proche du niveau de la mer sous la Plaine des Osmondes. La base du dyke modélisé pour l'éruption de février 2005 a une altitude constante de 1000 m.

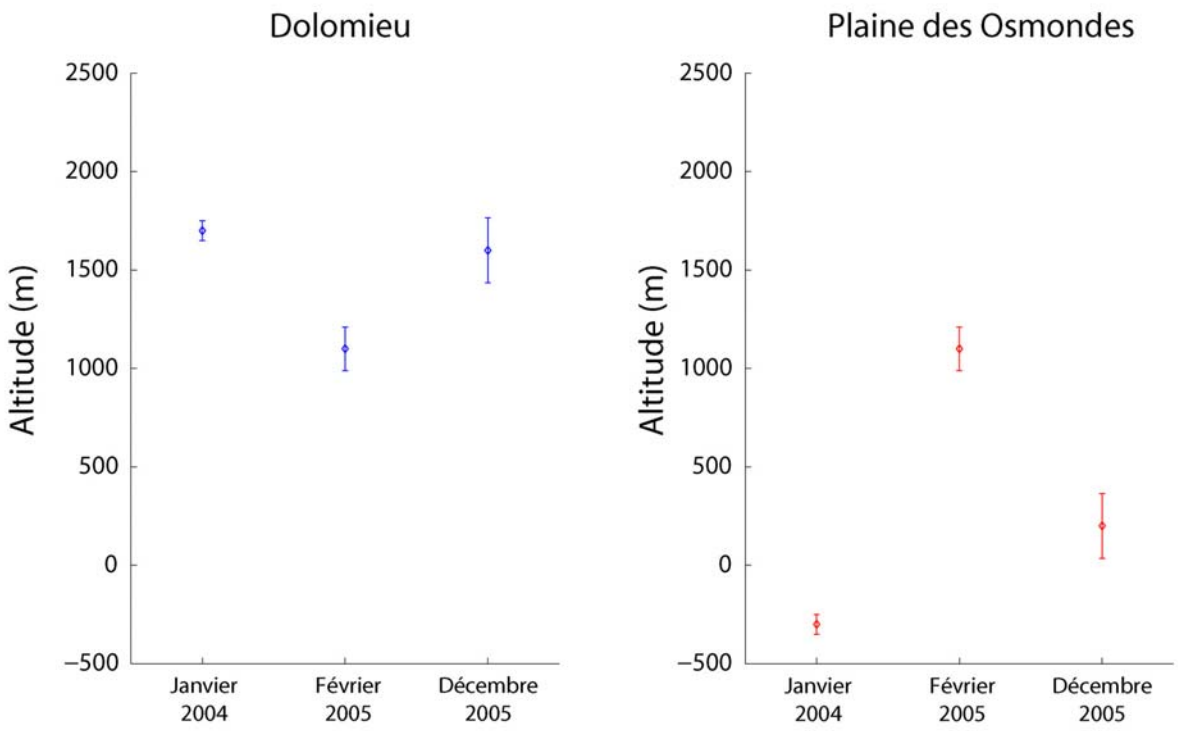


Fig. 3.106 – Altitude de la base des dykes modélisés pour les éruptions distales. A gauche sous le Dolomieu, à droite sous la Plaine des Osmondes. Les barres d'erreurs correspondent aux intervalles de confiance à 95 % déduits de la 2nde étape de l'inversion.

La figure 3.107 représente la trace en surface des dykes modélisés pour les éruptions distales ainsi que leur extension projetée en surface. Les injections de dyke associées aux éruptions distales se font le long de la rift-zone nord identifiée par Lénat et Bachèlery (1990) et Michon et al. (2007).

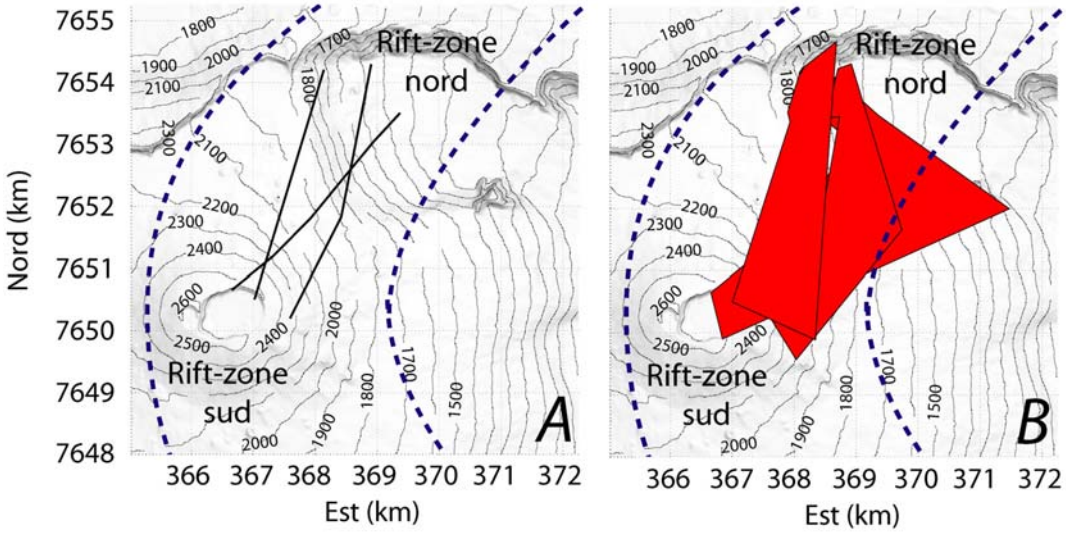


Fig. 3.107 – Trace en surface (*A*) des dykes modélisés pour les éruptions latérales distales (traits épais noirs) et extension des dykes modélisés projetés en surface (*B*, en rouge). Les lignes en tirets délimitent les rift-zones. Intervalle entre les courbes de niveau : 100 m. Coordonnées UTM 40S.

Deux de ces éruptions distales, février 2005 et décembre 2005, ont été étudiées par Peltier (2007b) en se basant sur les données du réseau GPS à réitération ponctuelle et en utilisant les mêmes codes d'inversion et de modélisation que nous. Il n'est pas évident de confronter nos résultats respectifs puisque Peltier ne détaille pas les caractéristiques géométriques des dykes associés à ces éruptions : seule une figure montre que les dykes s'étendent depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes en s'enracinant aux alentours de 1000 m d'altitude. La géométrie globale de nos dykes et des dykes de Peltier sont proches. Les volumes des dykes de Peltier (2007b) sont plus importants : 3,8 et $5{,}2.10^6$ m^3 contre 2,3 et $3{,}7.10^6$ m^3 pour nos travaux, respectivement pour les éruptions de février 2005 et de décembre 2005. Les valeurs de misfit ne sont pas non plus comparables puisque les données utilisées sont différentes, de plus Peltier ne fournit pas de valeur d'erreur rms sur ses modélisations.

Les déplacements cumulés pour les trois éruptions latérales distales, ainsi que les changements de pentes, peuvent être estimés à partir des modèles préliminaires (Fig. 3.108).
Les déplacements ont affecté la zone de l'édifice située entre les cratères sommitaux et la Plaine des Osmondes avec des déplacements cumulés importants de l'ordre de 70 cm vers l'Est et en inflation.

Comme pour les éruptions sommitales, les déplacements vers l'Est sont plus importants que les déplacements verticaux.

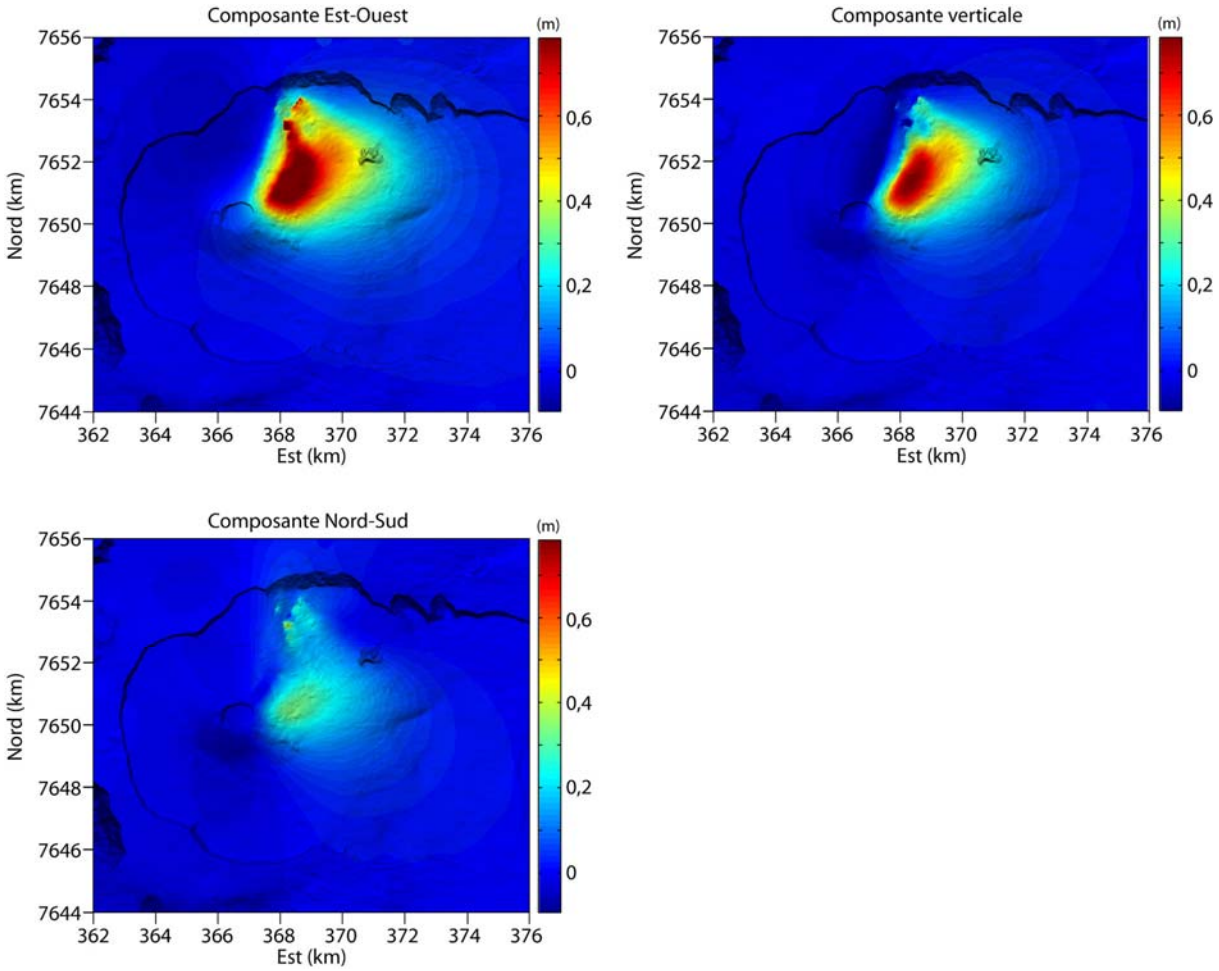


Fig. 3.108 – Déplacements cumulés pour les trois éruptions latérales distales survenues depuis janvier 2004. Déplacements positifs vers l'Est et vers le Sud. Les déplacements sont estimés à partir des meilleurs modèles obtenus pour chacune des éruptions. Coordonnées UTM 40S (km).

Un bilan commun des modélisations des éruptions sommitales et des éruptions distales sera présenté dans le sous-chapitre 3.6, après que le fonctionnement du système de stockage (§ 3.4) et le transfert de magma (§ 3.5) aient été abordés.

Le chapitre 4 proposera une synthèse de la dynamique de l'édifice pour la période août 2003 à avril 2007.

3.4 Modélisation des déplacements inter-éruptifs

La modélisation des déplacements co-éruptifs liés à l'activité du Piton de la Fournaise depuis août 2003 a été présentée dans les sous-chapitres précédents. Les déplacements co-éruptifs sont liés à l'injection de magma vers la surface. Les injections sont rapides (quelques minutes à quelques heures) et se terminent avec le début de l'éruption.
Une question intéressante est celle de l'origine de ces injections. Prennent-elles naissance au niveau d'une zone de stockage relativement superficielle dont le toit se trouverait aux environs de 1200 m à 1400 m – profondeur moyenne de la base des dykes obtenue à partir des modèles pour les éruptions sommitales – ou bien prennent-elles naissance plus profondément dans l'édifice ?

La détection de déplacements inter-éruptifs de grande étendue serait un bon argument en faveur de l'existence d'une zone de stockage. Leur étude nous permettrait tout d'abord de compléter notre connaissance des processus de stockage et de transfert du magma au sein de l'édifice. L'étude de ces signaux de grande étendue nous permettrait aussi d'évaluer la possibilité de les utiliser comme signaux précurseurs des éruptions.

La caractérisation de tels déplacements est toutefois difficile. En effet, les déplacements de grande extension peuvent s'étendre au-delà des limites de l'Enclos Fouqué ; la cohérence est très faible dans ces zones et les déplacements sont difficilement enregistrés par ASAR-ENVISAT (bande C, λ = 5,8 cm) à cause de la végétation. L'utilisation de données radar acquises en bande L (λ = 23 cm), comme avec PALSAR-ALOS, permettrait d'enregistrer, avec une meilleure cohérence, les déplacements hors-Enclos.
Les déplacements de grande étendue peuvent être confondus avec une composante atmosphérique. L'utilisation de nombreuses données interférométriques, acquises à diverses dates et dans des géométries radar différentes, permet de distinguer les déplacements du sol de la composante atmosphérique.

Depuis août 2003, la durée inter-éruptive est courte au Piton de la Fournaise puisqu'elle est de 61 jours en moyenne. Cette durée, proche de celle couverte par un interférogramme (35 jours), ne permet pas, en général, de disposer de suffisamment d'interférogrammes pour caractériser les déplacements inter-éruptifs. Néanmoins, deux périodes inter-éruptives de

quelques mois ont pu être échantillonnées par plusieurs interférogrammes : la période d'août 2004 à février 2005 et la période de février 2005 à octobre 2005. Les données interférométriques sur ces périodes sont complétées par les données des trois stations GPS permanentes situées au sommet de l'édifice.

3.4.1 Données GPS

Il s'agit des données des stations permanentes. Ces données nous ont été fournies au format brut par l'OVPF et ont fait l'objet de traitements détaillés dans le chapitre 2 et en Annexe IV. Les données ne sont disponibles que pour les trois stations sommitales : BORg, DSRg et SNEg (Tab. 3.28 et Fig. 3.109). Les stations BORg et DSRg ont connu des interruptions de fonctionnement à l'automne 2004 et l'exploitation des données GPS des trois stations sommitales n'a été menée que sur une même période commune du 28 novembre 2004 au 17 février 2005 afin d'assurer une cohérence de l'échantillonnage des déplacements.
Pour la seconde période inter-éruptive, les données GPS sont disponibles pour les trois stations sommitales du 10 mars au 4 octobre 2005.
L'erreur rms sur les données GPS est estimée à 4 mm pour les composantes horizontales et 16 mm pour la composante verticale.

Stations	*Dates*	*Durée couverte*	*ΔX (mm)*	*ΔY (mm)*	*ΔZ (mm)*
BORg	28/11/2004 17/02/2005	82 jours	-29,26	-4,10	27,47
DSRg			-15,65	-27,47	24,12
SNEg			2,42	17,81	42,02
BORg	10/03/2005 04/10/2005	209 jours	-51,29	-20,09	26,35
DSRg			28,41	-38,75	51,88
SNEg			61,13	63,11	28,91

Tab. 3.28 – Déplacements GPS mesurés par les stations permanentes sommitales BORg, DSRg et SNEg lors des périodes inter-éruptives.

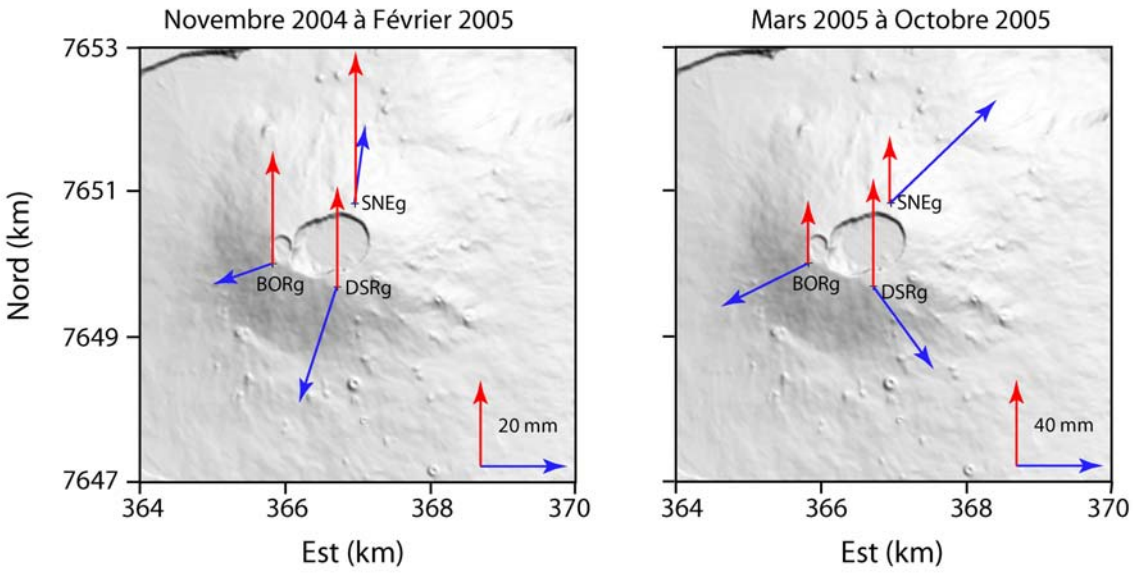


Fig. 3.109 – Déplacements GPS inter-éruptifs observés sur les stations sommitales BORg, DSRg et SNEg. En bleu, déplacements horizontaux, en rouge déplacements verticaux. rms de 4 mm pour les composantes horizontales et de 16 mm pour la composante verticale. Coordonnées UTM 40S (km).

3.4.2 Données InSAR

Pour la période située entre les éruptions d'août 2004 et février 2005, huit interférogrammes ont enregistré les déplacements inter-éruptifs (Tab. 3.29, Fig. 3.110, Fig. 3.111, Annexe II et § 2.4). L'interférogramme en passe descendante a enregistré les déplacements de l'édifice survenus juste après l'éruption d'août 2004, ce qui ne recoupe pas la période échantillonnée par les stations GPS. Certains des interférogrammes en passe ascendante (notamment en swath 2 et 3) n'ont pas enregistré la totalité du champ de déplacements : certaines parties du cône sommital (flanc ouest principalement) ne sont pas imagées à cause du raccourcissement-recouvrement (cf. § 2.3.3.4).

Pour la seconde période inter-éruptive (de février 2005 à octobre 2005) on ne dispose que de deux interférogrammes exploitables, tous les deux en passe ascendante (Tab. 3.29, Fig. 3.110, Fig. 3.111, Annexe II et § 2.4). Les périodes couvertes sont seulement de 35 et 70 jours comparativement aux 209 jours de déplacements cumulés enregistrés par les stations GPS ; ces deux interférogrammes ont enregistré les déplacements qui font immédiatement suite à l'éruption de février 2005 et n'ont qu'une période commune très restreinte avec les données GPS.

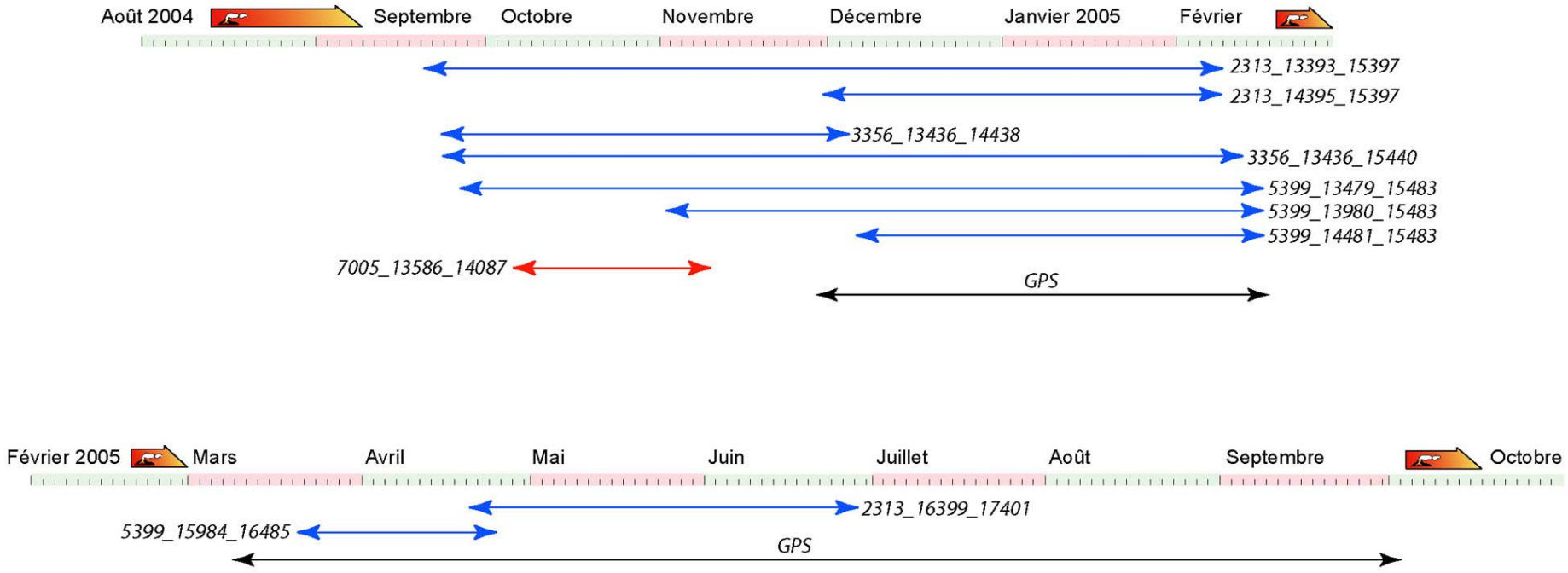


Fig. 3.110 - Chronologie des acquisitions InSAR sur le Piton de la Fournaise lors des périodes éruptives : en bleu les acquisitions en passe ascendante, en rouge l'acquisition en passe descendante. Durées échantillonnées par les stations GPS permanentes en noir. Les durées des éruptions d'août 2004, février 2005 et octobre 2005 sont matérialisées par les flèches au-dessus de l'échelle de temps.

Interférogramme	Passe	θ_{inc} (°)	Début	Fin	ΔT (jours)	Aa (m)	S_{volc} (km^2)	N_Q
2313_13393_15397	Asc.	25,87	21/09/2004	08/02/2005	140	-77,19		108
2313_14395_15397	Asc.	25,87	30/11/2004	08/02/2005	70	-14,81		105
3356_13436_14438	Asc.	30,54	24/09/2004	03/12/2004	70	16,26		147
3356_13436_15440	Asc.	30,54	24/09/2004	11/02/2005	140	56,06		163
5399_13479_15483	Asc.	39,01	27/09/2004	14/02/2005	140	-171,00	~ 23	172
5399_13980_15483	Asc.	39,01	01/11/2004	14/02/2005	105	-21,08		175
5399_14481_15483	Asc.	39,01	06/12/2004	14/02/2005	70	-31,42		178
7005_13586_14087	Desc	43,94	05/10/2004	09/11/2004	35	24,65		169
2313_16399_17401	Asc.	25,87	19/04/2005	28/06/2005	70	44,80	~ 13,5	134
5399_15984_16485	Asc..	39,01	21/03/2005	25/04/2005	35	16,35		142

Tab. 3.29 – Caractéristiques des interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005. Asc pour passe ascendante, Desc pour descendante. ΔT : nombre de jours couverts par les interférogrammes. θ_{inc} : angle d'incidence. Aa : altitude d'ambiguïté. S_{volc} : superficie du volcan affectée par les déplacements. N_Q : nombre de cellules quadtree.

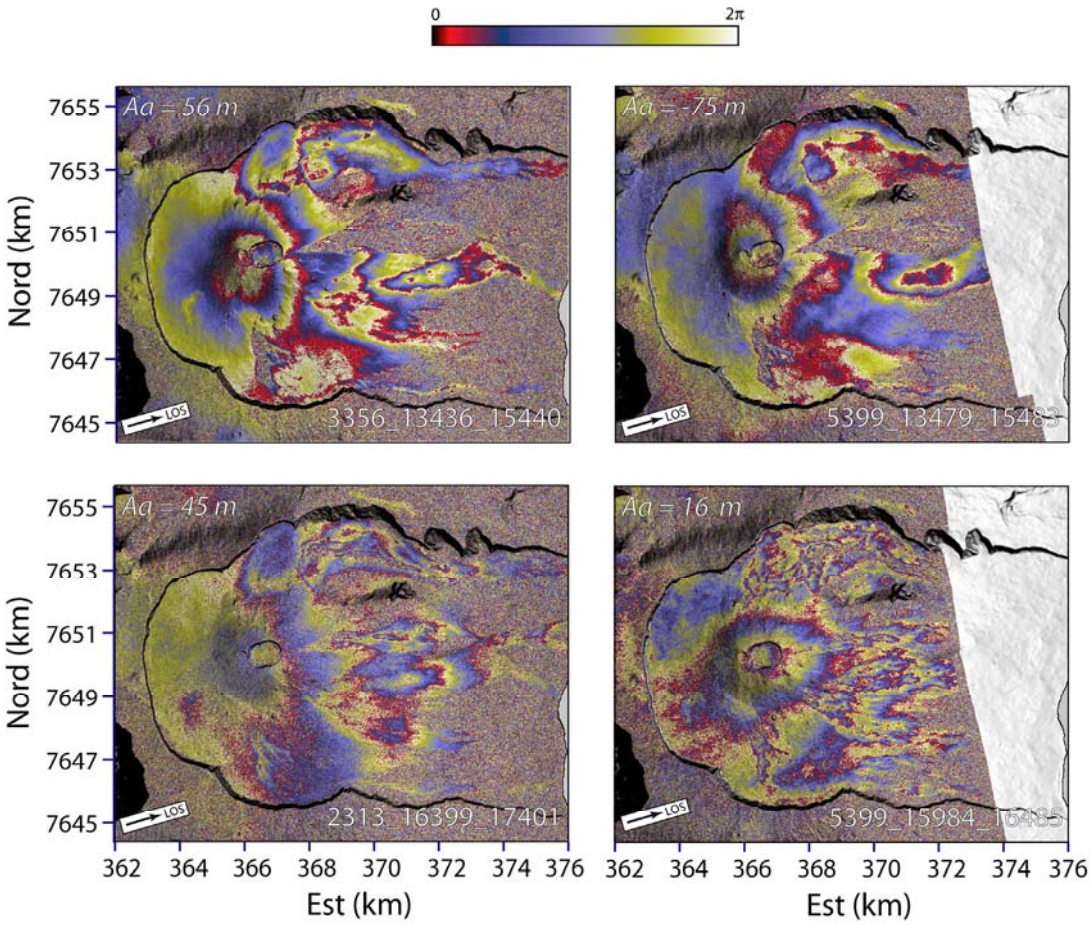


Fig. 3.111 – Exemple d'interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives. En haut, interférogrammes couvrant la période d'août 2004 à février 2005 ; en bas, interférogrammes couvrant la période de février 2005 à octobre 2005. Coordonnées UTM 40S (km).

3.4.3 Modélisation

Comme il a été expliqué dans le chapitre 2, à la différence des signaux co-éruptifs, les motifs de franges associés aux déplacements inter-éruptifs présentent tous de fortes similarités en termes de géométrie et d'amplitude des déplacements. Les motifs de franges sont concentriques au cône sommital. Les amplitudes des déplacements sont faibles avec au maximum 1,5 à 6 cm LOS.

Du fait de leur faible amplitude, les signaux pourraient être confondus avec une composante orbitale ou une composante atmosphérique. Les résidus orbitaux se présentent sous forme d'une rampe de franges dont l'orientation est globalement parallèle à la trajectoire du satellite ce qui n'est pas le cas du motif concentrique de franges observé ici.
Pour la composante atmosphérique, un doute raisonnable peut apparaître puisque les franges observées sont centrées sur le cône sommital, comme le seraient des franges d'origine atmosphérique et corrélées à l'altitude. Les motifs de franges sont similaires sur les interférogrammes. Or, ces interférogrammes couvrent des périodes de temps différentes et ont été acquis selon des géométries radar différentes ; l'atmosphère ne pouvant pas être identique sur toutes ces acquisitions, la composante atmosphérique comme source des signaux observés est donc écartée.
Les franges interférométriques observées ici sont donc interprétées comme des déplacements du cône sommital liés à l'activité de l'édifice lors des périodes inter-éruptives.

Les déplacements enregistrés avec l'InSAR et le GPS ne sont pas identiques puisqu'ils échantillonnent des périodes de temps différentes et des déplacements parfois contraires comme ceux visibles sur les interférogrammes de la figure 3.111 : l'interférogramme 5399_13479_15483 (en haut à droite), acquis avant l'éruption de février 2005, montre un rapprochement du sol en direction du satellite alors que l'interférogramme 5399_15984_16485 (en bas à droite), acquis juste après l'éruption de février 2005, montre un éloignement du sol par rapport au satellite. Ces interférogrammes montrent donc une inflation du cône sommital avant l'éruption de février 2005 et une déflation après l'éruption de février 2005. Les données GPS ne montrent, elles, qu'un soulèvement du cône sommital avant chacune des éruptions.

Quelle que soit la période inter-éruptive considérée, les motifs de franges montrent une localisation similaire sur le cône sommital ; la géométrie du motif est aussi très semblable. Nous ferons l'hypothèse que ces déplacements sont liés à l'activité d'une seule et même structure de type réservoir magmatique qui aurait subi une mise sous pression avant les éruptions de février 2005 et d'octobre 2005 et une chute de pression juste après l'éruption de février 2005. Compte-tenu de cette hypothèse de source unique, il est possible d'inverser conjointement les données interférométriques acquises à des périodes et sur des durées différentes pour déterminer la géométrie de cette source. Au cours des inversions, les pressions de la source permettant de minimiser l'écart 'données – modèles' seront déterminées pour chaque jeu de données et pour chaque modèle direct calculé. Pour des raisons techniques, il n'a pas été possible d'inverser conjointement les interférogrammes et les données GPS. La compatibilité entre les modèles dérivés des données interférométriques et les données GPS sera vérifiée *a posteriori*.

La modélisation des déplacements par une source ellipsoïdale est affectée par des compromis entre certains paramètres. En effet, l'étendue des déplacements est influencée à la fois par la profondeur et par les dimensions de la structure. La surpression et le volume de la structure influencent, quant à eux, directement l'amplitude des déplacements. Ces compromis entre paramètres sont bien identifiés et souvent discutés dans la littérature (Froger et al., 2007, par exemple). Toutefois, compte-tenu des nombreuses données disponibles pour l'inversion, il nous semblait envisageable d'être moins sensible aux compromis. Nous avons donc mené une série d'inversions en utilisant une source ellipsoïdale définie par 10 paramètres (cf. Annexe III).

La caractérisation statistique de ces inversions montre finalement qu'il n'est pas possible de contraindre ces 10 paramètres avec des intervalles de confiance à 95 % satisfaisants à partir des données à notre disposition (Tab. 3.30 et Fig. 3.112).

On voit par exemple que les trois axes de l'ellipsoïde s_1, s_2 et s_3 peuvent être tous trois égaux compte tenu de leurs intervalles de confiance propres ; la structure modélisée a donc autant de probabilité (> 95 %) d'être une sphère, d'un rayon de 600 m par exemple, qu'un ellipsoïde.

#Inversion	X (km)	Y (km)	Z (m)	s_1 (m)	s_2 (m)	s_3 (m)	az (°)	rotang (°)	vertang (°)
IE_005	366,38 ± 0,19	7650,09 ± 0,26	2,9 ± 290	863 ± 242	794 ± 215	548 ± 169	44,7 ± 14,5	0,19 ± 11,5	0,1 ± 8,6

Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion	Misfit (%)	rms (mm)
5530	29,41	12,35

Volume de la structure (km^3)
0,21

Tab. 3.30 – Valeurs des paramètres, et intervalles de confiance à 95 %, pour une modélisation de déplacements inter-éruptifs avec un ellipsoïde (10 paramètres).

De plus, les PPD-2D (Fig. 3.112) montrent que les iso-contours suivent les limites des intervalles de recherche. Les intervalles de confiance ont donc été conditionnés par les intervalles de recherche ; c'est pourquoi ils sont sous estimés. Cette constatation est confirmée par les courbes PPD-1D qui ne montrent pas de maximum clair.

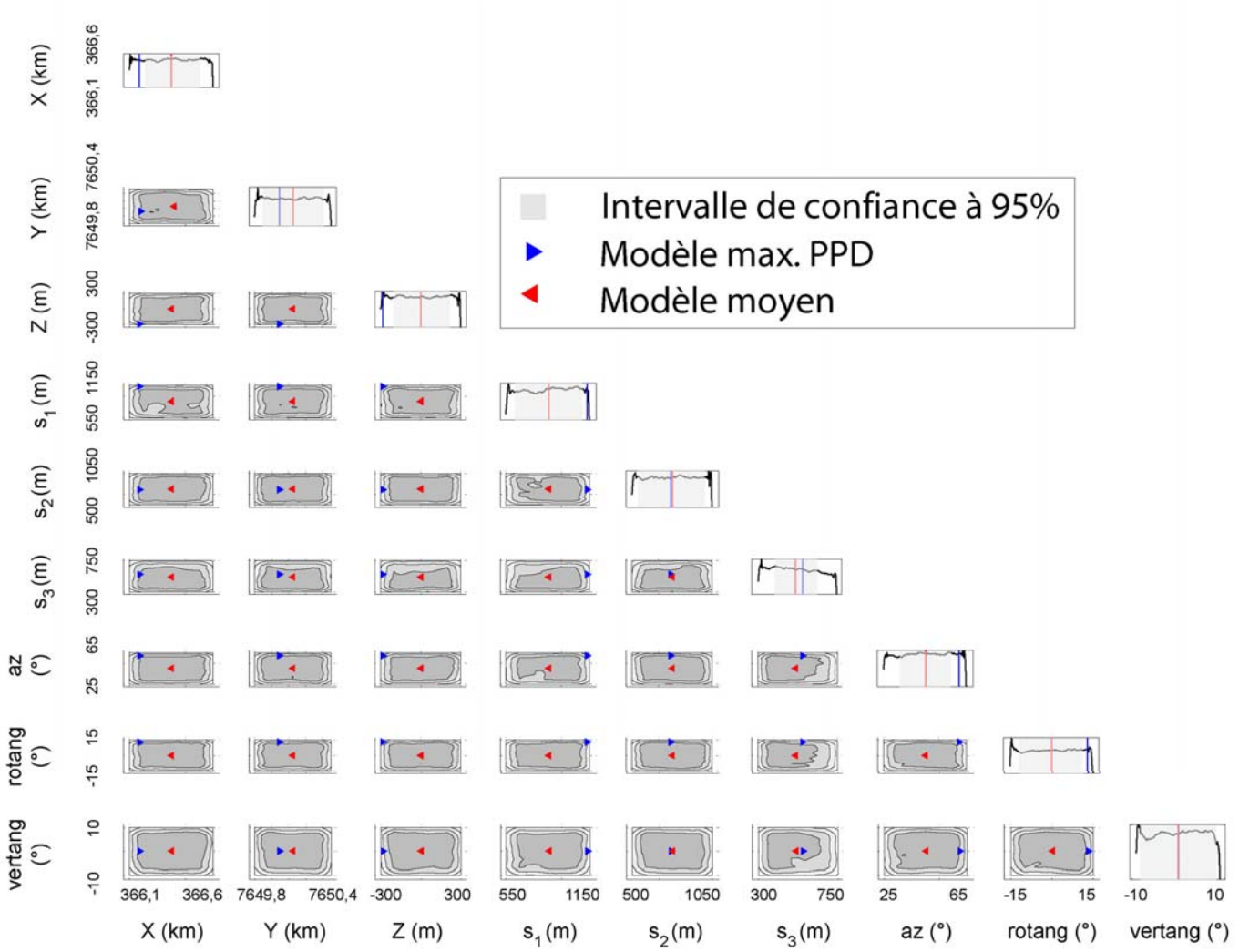


Fig. 3.112 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données inter-éruptives en considérant une source ellipsoïdale. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications).

Des simplifications ont dû être réalisées pour éviter les surinterprétations. Le choix a donc été fait de considérer une géométrie plus simple : une sphère définie par 4 paramètres géométriques (position (X,Y,Z) et rayon).

De même que pour les sources ellipsoïdales, les pressions de la source sphérique permettant de minimiser l'écart 'données – modèles' seront déterminées pour chaque jeu de données et pour chaque modèle direct calculé.

Les inversions réalisées avec une structure sphérique montrent des intervalles de confiance à 95 % beaucoup plus réduits, pour les mêmes intervalles de recherche, que ceux déterminés par la modélisation d'une structure ellipsoïdale (Tab. 3.31, Fig. 3.113).

#Inversion	*X (km)*	*Y (km)*	*Z (m)*	*r (m)*	*Nombre de modèles directs calculés pour cette inversion*	*Misfit (%)*	*rms (mm)*	*Volume de la structure (km^3)*
IE_009	*366,43 ± 0,19*	*7650,24 ± 0,13*	*124 ± 153*	*413 ± 89*	*2860*	*19,43*	*11,36*	*0,30*

Tab. 3.31 – Valeurs des paramètres, et intervalles de confiance à 95 %, pour une modélisation de déplacements inter-éruptifs avec une sphère (4 paramètres).

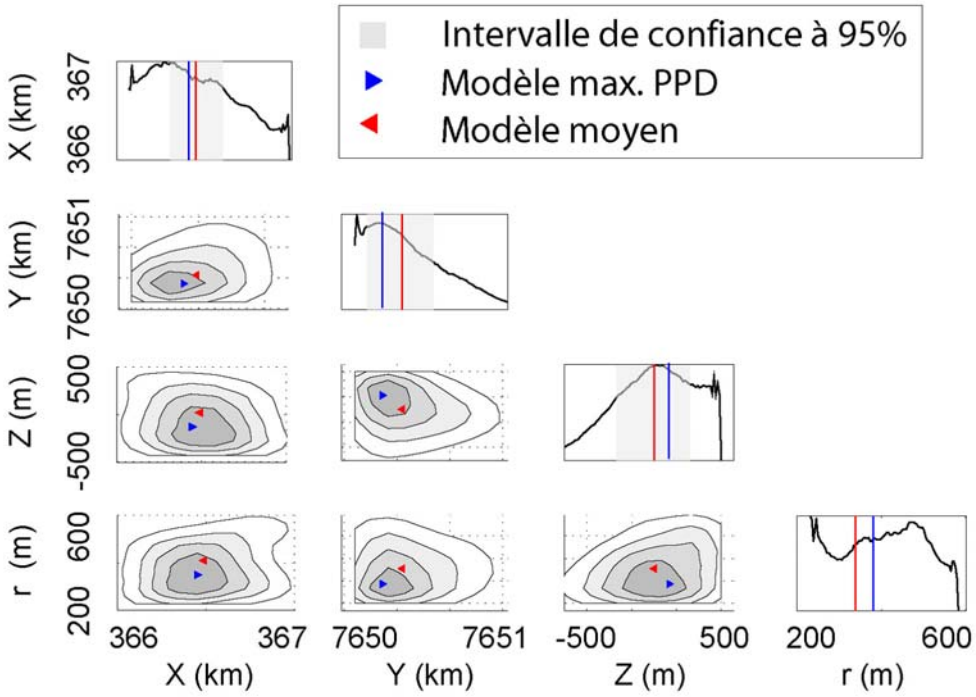


Fig. 3.113 – Densités marginales de probabilité en une dimension (PPD-1D) (diagonale) et deux dimensions (PPD-2D) obtenues après l'inversion des données inter-éruptives en considérant une source sphérique. Les intervalles de confiance à 95 % sont grisés sur la représentation des PPD-1D. (Voir § 3.1.2.5 pour explications)

La chambre magmatique sphérique modélisée est située à l'aplomb du cône sommital, son centre se situe à une altitude d'environ 124 +/-153 m au dessus du niveau de la mer, avec un rayon de 413 +/- 90 m (Tab. 3.31 et Fig. 3.114). Les pressions correspondant à chaque jeu de donnée sont indiquées dans le tableau 3.32.

Les déplacements observés juste après l'éruption de février 2005 sont de signe opposé aux déplacements précédant l'éruption ; c'est pourquoi une valeur de pression négative est trouvée pour les deux interférogrammes ayant enregistré les déplacements (Tab. 3.32).

Pour la première période inter-éruptive, les trois interférogrammes en passe ascendante couvrant la durée maximale possible (140 jours) montrent des taux très proches d'environ + 0,9 MPa / mois. Alors que les interférogrammes, en swaths 2 et 5 ascendant, ayant enregistré les déplacements lors des 70 jours précédant l'éruption montrent des taux nettement plus importants de l'ordre de + 1,4 MPa / mois. La mise en pression du réservoir magmatique s'est donc faite de façon continue sur plusieurs mois mais avec des taux plus importants à l'approche de l'éruption de février 2005.

Pour la période inter-éruptive faisant suite à l'éruption de février 2005, les deux interférogrammes couvrent des périodes qui se succèdent entre le 21 mars et le 25 avril pour le premier interférogramme, et entre le 19 avril et le 28 juin pour le second interférogramme. Le premier interférogramme montre un taux de chute de pression deux fois supérieur au second interférogramme. La chute de pression, ou du moins le réajustement du cône sommital après l'éruption de février 2005, a donc été continue sur plusieurs mois mais avec une amplitude plus importante juste après l'éruption de février 2005.

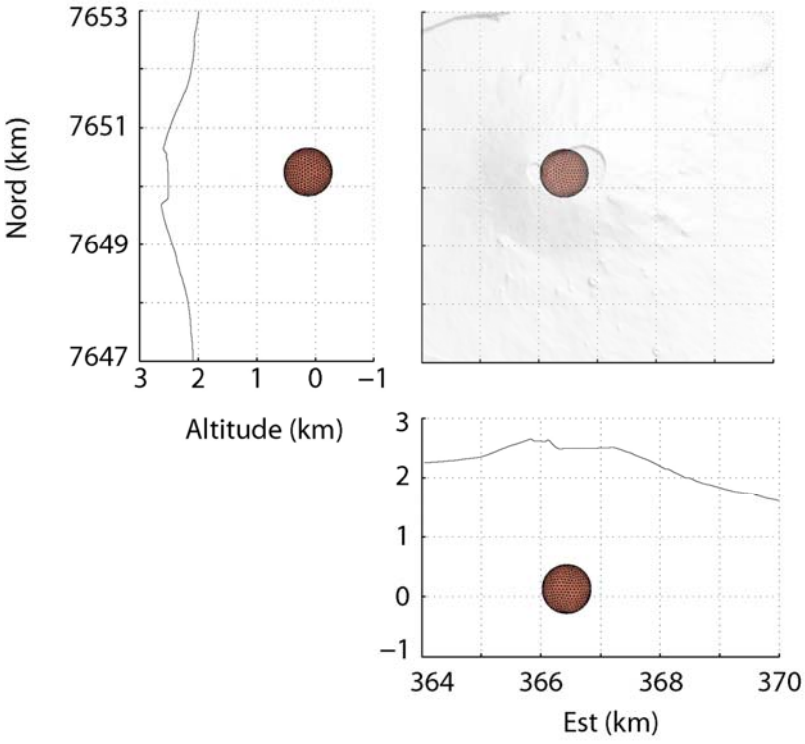


Fig. 3.114 – Géométrie et localisation de la source sphérique modélisée ajustant au mieux les déplacements inter-éruptifs. Coordonnées UTM 40S.

Interférogramme	Durée couverte par l'interférogramme (jours)	Pression ajustée pour l'interférogramme (MPa)	Taux de mise sous pression ou de chute de pression (MPa / mois)
2313_13393_15397	140	4,1	0,88
2313_14395_15397	70	3,6	1,54
3356_13436_14438	70	2,1	0,90
3356_13436_15440	140	3,9	0,84
5399_13479_15483	140	4,4	0,94
5399_13980_15483	105	3,7	1,06
5399_14481_15483	70	3,2	1,38
5399_15984_16485	35	- 2,8	- 2,40
2313_16399_17401	70	- 2,2	- 0,95

Tab. 3.32 – Valeurs des surpressions ajustées pour les interférogrammes utilisés et taux de mise sous pression ou de chute de pression. Les deux derniers interférogrammes ont enregistré les déplacements de subsidence du cône sommital après l'éruption de février 2005.

La figure 3.115 représente les déplacements observés, les déplacements modélisés et les résidus pour certains des interférogrammes utilisés pour la modélisation des déplacements inter-éruptifs. Bien que le misfit soit assez élevé (19%), les déplacements modélisés sont assez similaires aux déplacements observés que ce soit pour leur localisation, leur amplitude ou leur extension.
L'amplitude des résidus est comparable aux bruits des données. Sur le troisième interférogramme, le modèle présente un allongement Nord-Sud quand le motif de franges observé présente un allongement Est-Ouest.

Pour les périodes couvertes par les GPS, nous avons estimé une valeur de surpression à partir des taux de mise sous pression déduits de la modélisation des données InSAR pour la première période inter-éruptive (Tab. 3.32).
Les déplacements modélisés pour les stations GPS sont similaires aux déplacements GPS observés (Fig. 3.116). Pour la première période inter-éruptive, la composante horizontale mesurée à la station DSRg (Dolomieu sud) est orientée vers le Sud-Ouest alors que les déplacements modélisés sont orientés vers le Sud-Est. La source de pression modélisée semble donc localisée trop à l'Ouest dans le cas de la première période éruptive.
Il est possible que différentes parties de la structure unique modélisée aient été actives différemment selon la période considérée. Lors de la première période éruptive, c'est la partie ouest de la structure qui a été plus active, produisant des déplacements orientés vers le Sud-Ouest sur la station DSRg ; alors que l'ensemble de la structure a pu être active lors de la seconde période éruptive, produisant ainsi des déplacements vers le Sud-Est sur la station DSRg.

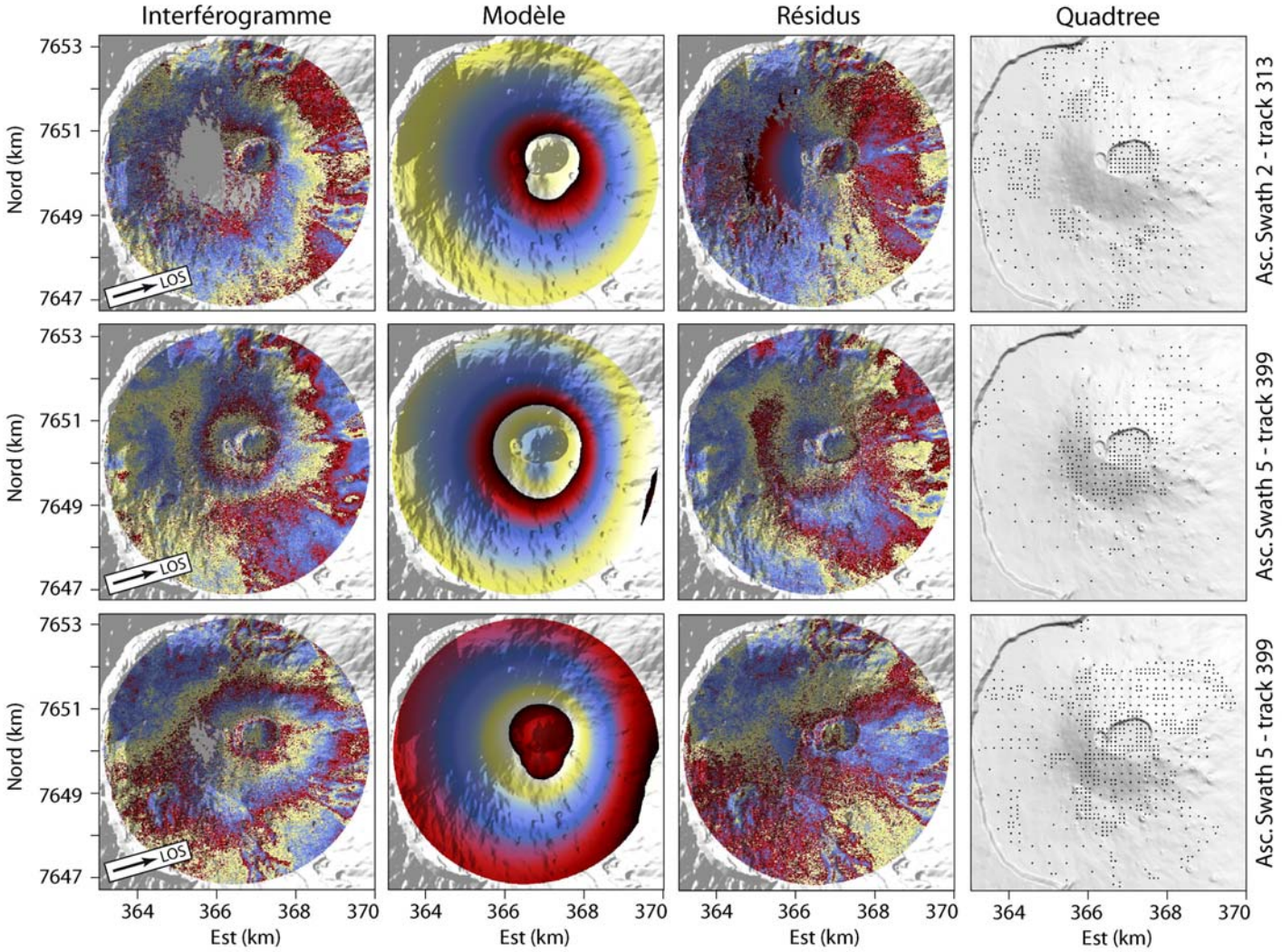


Fig. 3.115 – Déplacements InSAR observés, modélisés et résidus obtenus pour les périodes inter-éruptives. Localisation des points de décimation des données par la méthode de quadtree. L'interférogramme 2313 présente une zone de raccourcissement-recouvrement non masquée sur le flanc est. Coordonnées UTM 40S.

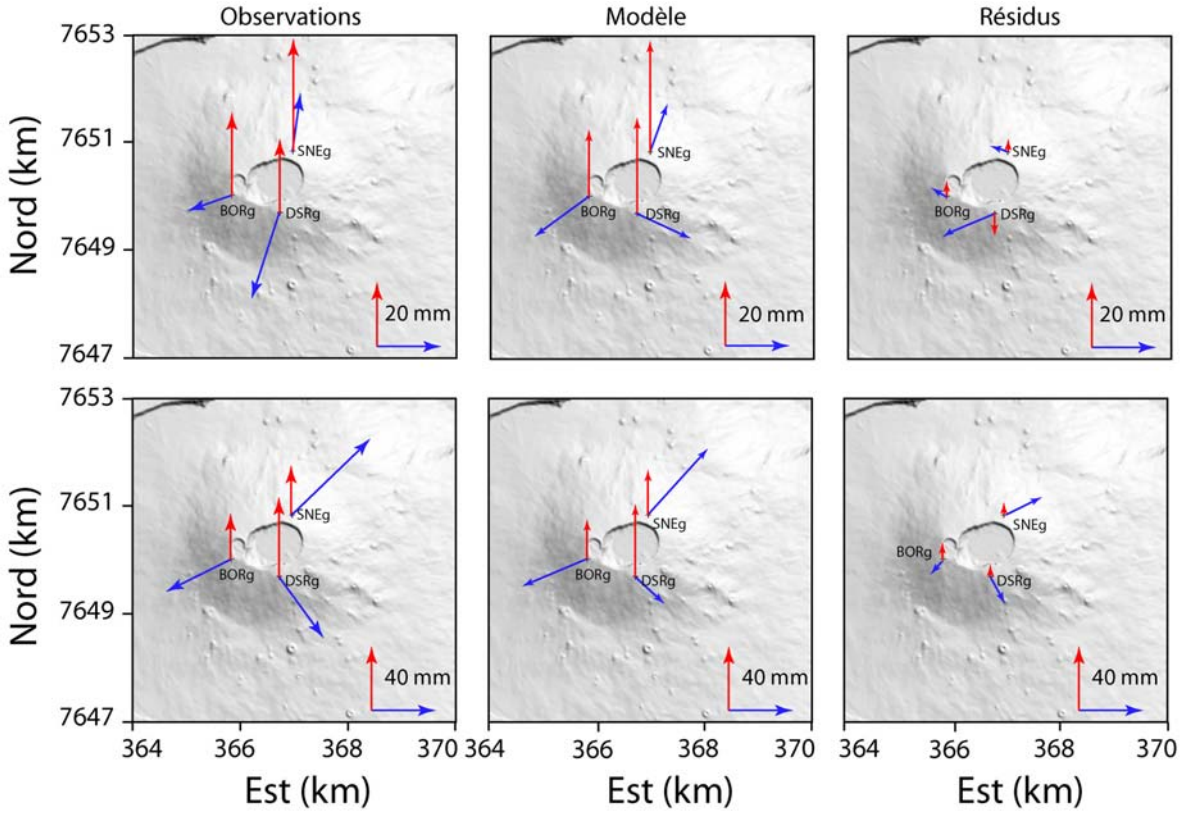


Fig. 3.116 – Déplacements GPS observés, modélisés et résidus. En bleu, déplacements horizontaux, en rouge déplacements verticaux. En haut : novembre 2004 à février 2005 ; en bas : mars 2005 à octobre 2005. rms de 4 mm sur les mesures horizontales et de 16 mm sur les mesures verticales. Coordonnées UTM 40S.

3.4.4 Discussion

Les modélisations effectuées sur la base des données géodésiques acquises lors des périodes inter-éruptives montrent l'existence d'une structure sphérique, d'environ 400 m de rayon, située au niveau de la mer. Il est peu vraisemblable que la géométrie réelle de cette zone de stockage de magma soit purement sphérique, mais la modélisation de données de surface situées loin de la source nous limite à cette géométrie très simple. Cette structure a subi des changements de pression provoquant un soulèvement du cône sommital lors des périodes précédant les éruptions de février 2005 et d'octobre 2005 et une subsidence du cône faisant suite à l'éruption de février 2005. Il existe une différence d'altitude entre le toit de cette structure (~ 400 m) et la base des dykes modélisés pour l'éruption de février 2005 (~ 1000 m) et pour l'éruption d'octobre 2005 (~ 1400 m) ; cet écart d'altitude entre la zone alimentant les injections et les dykes modélisés sera discuté dans le chapitre 4.

La localisation du réservoir magmatique modélisé au niveau de la mer est compatible avec la structure identifiée par Nercessian et al. (1996) comme une zone de faibles vitesses des ondes P et S ; ces faibles vitesses sont compatibles avec la présence d'une poche de magma. Toutefois, cette compatibilité de localisation suppose que le réservoir soit demeuré présent depuis plus de 10 ans, ce qui n'est peut-être pas le cas. Le réservoir magmatique modélisé est aussi en accord avec les résultats d'Aki et Ferrazzini (2001) qui, en se basant sur la relation entre le volume et la durée des éruptions, ont suggéré l'existence d'une zone de stockage du magma au niveau de la mer. De plus, Vlastélic et al. (2005) à partir des isotopes du plomb, ont défini deux niveaux de stockage magmatique : un dans la croûte océanique, l'autre au niveau de la mer, dans l'édifice lui-même. Le réservoir magmatique modélisé ici est compatible avec le second niveau de stockage de ces auteurs. Peltier et al. (2007) identifient aussi, à partir de données d'inclinomètres et de GPS (2007b), une zone de stockage ellipsoïdale du magma au niveau de la mer.

Le volume du réservoir estimé par la modélisation des déplacements inter-éruptifs est d'environ 0,30 km^3. Ce volume est en accord avec l'estimation de 0,1 à 0,3 km^3 faite par Albarède (1993) en se basant sur les volumes de lave émis sur la période 1930 à 1986. Cette valeur est aussi en accord avec les résultats de Sigmarsson et al. (2005) qui estiment le volume de ce réservoir superficiel à 0,35 km^3 en se basant sur les déséquilibres radioactifs de

la chaîne de l'uranium. Enfin, Peltier et al. (2007) estiment ce volume à 0,29 km^3 en se basant sur les données inclinométriques acquises avant l'éruption de septembre 2003.
Cependant, toutes ces estimations sont faites sur des périodes différentes de fonctionnement de l'édifice, et notamment sur la période précédant le cycle éruptif actuel commencé en mars 1998. Il n'est donc pas sûr que tous ces auteurs identifient bien le même réservoir. Dans ces conditions, seule la valeur de Peltier et al. (2007) est réellement à prendre en considération pour comparaison avec notre modèle. En effet, le volume du réservoir de Peltier et al. est estimé à partir de la modélisation de données inclinométriques acquises récemment, en septembre 2003. Néanmoins, les réservoirs modélisés par Peltier étaient ellipsoïdaux et comme l'ont montré nos modélisations les données InSAR, donc *a fortiori* les données GPS, ne permettent pas de contraindre ce type de géométrie.

L'augmentation de pression au sein du même réservoir avant les éruptions peut avoir deux origines : un remplissage de la chambre par l'arrivée d'un nouveau magma ou bien la cristallisation et le dégazage de magma déjà présent dans la structure (Tait et al., 1989). Les données géochimiques récentes (Vlastélic et al., 2007, Peltier 2007b) montrent clairement qu'il n'y a pas de processus de différenciation des laves récemment émises au Piton de la Fournaise ; l'hypothèse d'une surpression liée à la cristallisation d'un magma déjà présent dans le réservoir est donc écartée. Les taux de mise sous pression montrent une amplification du phénomène à l'approche de l'éruption (Tab. 3.32).

La subsidence du cône sommital après l'éruption de février 2005 est plus problématique. En effet, on peut s'attendre à ce qu'une éruption entraîne une déflation du réservoir magmatique qui l'a alimentée. Si la réponse de l'édifice est élastique, cette déflation devrait être contemporaine de l'éruption et non différée dans le temps comme c'est le cas ici. Une possible explication aux déflations post-éruptives observées sur les interférogrammes est que le réservoir magmatique est entouré d'une zone altérée par les fortes températures et pressions associées au réservoir. Cette zone aurait un comportement élasto-visco-plastique, qui produirait une déformation instantanée lors de la dépressurisation associée aux éruptions et une déformation différée sur les semaines après l'éruption, avec une décroissance progressive de la déformation après l'éruption comme le suggèrent les taux de chute de pression (Tab. 3.32). Le réservoir déterminé par les modélisations des données inter-éruptives correspondrait alors à un pseudo-réservoir constitué d'une zone fluide entourée d'une zone élasto-visco-plastique. Il est à noter que les autres données de déformations (Peltier, 2007)

montrent que des déflations post-éruptives se produisent aussi après les éruptions distales qui émettent de larges volumes de lave. Il est donc probable que pour de petits volumes de lave émise la chute de pression dans le réservoir ne soit pas suffisante pour entraîner une réponse visco-plastique détectable. Cette information pourrait nous permettre de déterminer la dimension de la zone visco-plastique dans des études ultérieures.

Bien que le volume du réservoir modélisé (~0,3 km^3) soit comparable avec le volume total de lave émis depuis 1998 (~ 0,31 km^3, OVPF), les données géochimiques écartent cependant l'hypothèse que toutes les éruptions depuis 1998 aient été alimentées par cette unique source. En effet, Vlastélic et al. (2007) montrent, à partir des isotopes du plomb, qu'une réalimentation d'un réservoir magmatique a eu lieu en 2005. Un gonflement du cône sommital lié à la réalimentation du même réservoir a bien été observé avant l'éruption d'octobre 2005.

La réalimentation depuis un niveau de stockage situé plus en profondeur, comme celui situé à -7,5 km sous le cône sommital mis en évidence par la sismicité pré-éruptive de 1998 (Battaglia et al., 2005), n'a pas pu être identifiée à partir des données géodésiques disponibles. Les déplacements associés à l'activité de cette source plus profonde (autre réservoir magmatique) et à la migration du magma vers le réservoir situé au niveau de la mer, impliquent certainement des déplacements non détectables sur les réseaux géodésiques au sol ou par interférométrie radar.

3.5 Transfert de magma depuis la zone de stockage

Même en tenant compte des intervalles de confiance sur nos modèles, il existe une différence de quelques centaines de mètres entre la localisation de la zone de stockage préférentielle modélisée et la zone d'enracinement des dykes modélisés (Fig. 4.04).

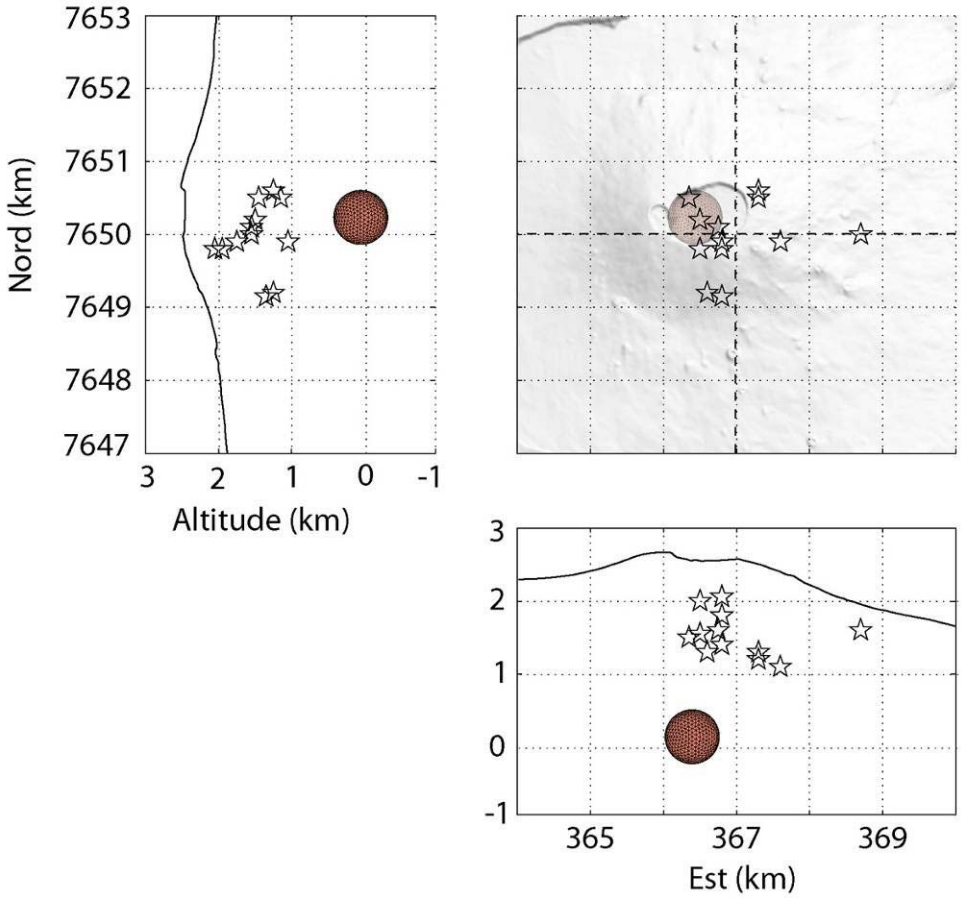


Fig. 3.117 – Localisations de la base des dykes modélisés (étoiles), sous le cône sommital, pour les éruptions d'août 2003 à février 2007 et du réservoir magmatique modélisé pour les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

Les données sismiques montrent que la majeure partie des essaims sismiques pré-éruptifs est localisée à l'aplomb des cratères sommitaux, entre 200 et 1600 m d'altitude (Fig. 3.118). Il existe donc bien une signature propre au transfert de magma entre la zone de stockage préférentielle et la zone d'enracinement des dykes modélisés. Il est intéressant de noter aussi que la base de cette sismicité correspond au sommet de notre réservoir magmatique modélisé et que sa partie haute correspond à la zone où les dykes modélisés s'enracinent.

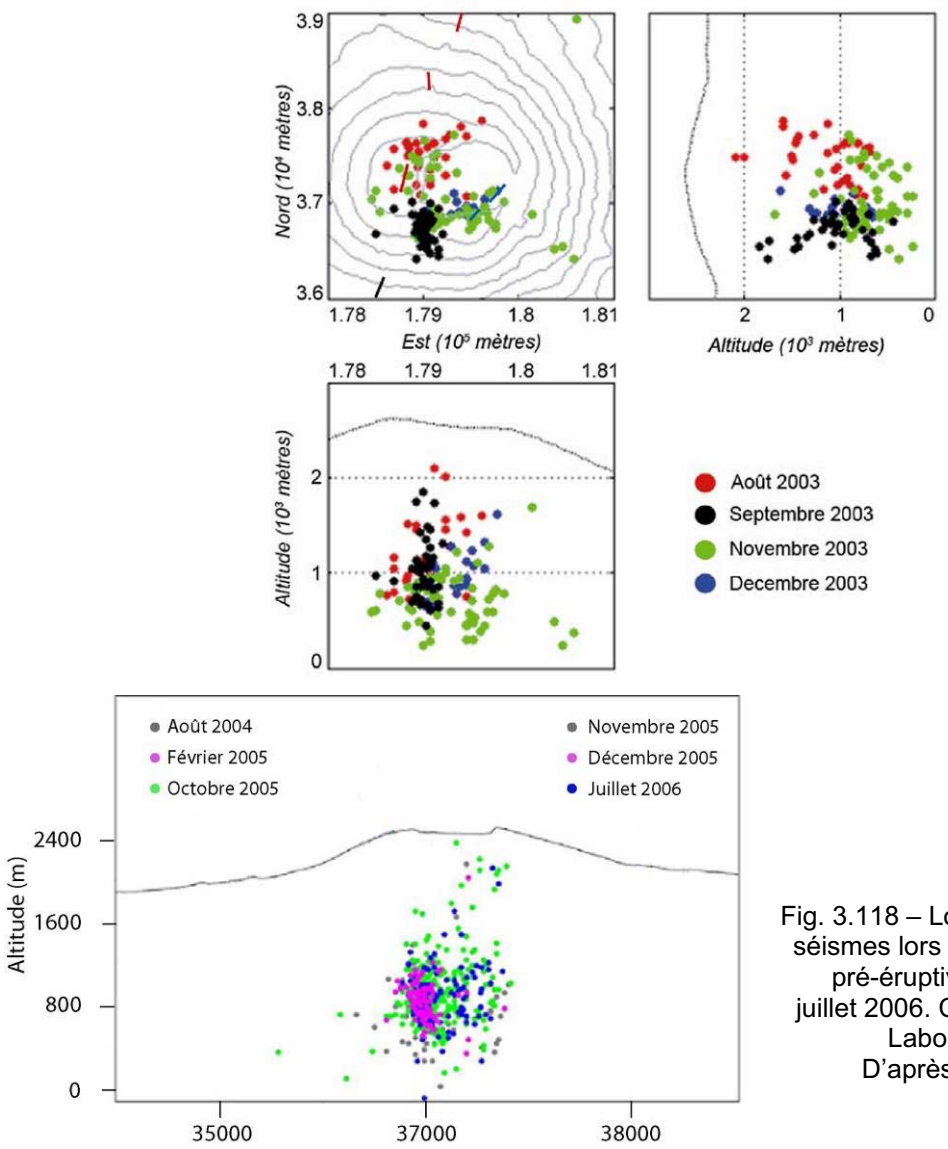


Fig. 3.118 – Localisation de certains séismes lors des crises sismiques pré-éruptives d'août 2003 à juillet 2006. Coordonnées Gauss-Laborde Réunion. D'après Peltier 2007b.

Les résidus de faible amplitude et de courte étendue de nos modélisations ne permettent pas de mettre en évidence des déplacements liés au transfert de magma entre le réservoir magmatique et la zone d'enracinement des dykes. Ceci nous conduit donc à penser que les déplacements du sol étaient trop faibles pour être détectés par l'InSAR ou le GPS. Ceci est possible si le conduit qui permet le transfert de magma entre le réservoir et les dykes est de faibles dimensions. Peltier et al (2007) ont utilisé des données d'inclinométrie continue pour modéliser les premières phases des éruptions d'août et septembre 2003. Ils ont montré que ces signaux pouvaient être expliqués par un conduit vertical de quelques centaines de mètres de large et d'un kilomètre de haut, se connectant ensuite à un dyke latéral. Fukushima (comm. pers., 2006) avait modélisé un conduit de ce type situé sous les dykes déterminés par ses inversions ; il avait alors montré que les déplacements associés étaient masqués par le dyke superficiel.

3.6 Bilan des modélisations

Les travaux de modélisation présentés dans le chapitre 3 montrent que les déplacements associés aux éruptions sommitales survenues depuis août 2003 jusqu'à février 2007 sont produits par une suite d'injections de dykes dans l'édifice. L'analyse des déplacements de surface et d'autres mesures physiques (composition des laves, durée de la sismicité pré-éruptive) montrent que l'on peut distinguer deux types d'éruptions : les éruptions sommitales et les éruptions latérales distales. Dans le cas des éruptions latérales distales, nos modélisations sont préliminaires et l'injection seule de dyke ne permet pas d'expliquer totalement les motifs de franges observés. Les volumes de lave émis pour les éruptions de février 2005 et de décembre 2005 sont importants, 19 et 17.10^6 m^3 respectivement. Les injections de magma pour les éruptions latérales distales ont été modélisées par des dykes, mais l'injection d'une structure combinant à la fois sill et dyke permettrait peut-être de mieux expliquer les motifs de frange. Enfin une partie des déplacements associés aux éruptions latérales distales peut être interprétée comme un glissement de flanc vers l'Est sur un niveau de décollement.

Les dykes modélisés présentent toutefois des tendances communes quelle que soit l'éruption :

(1) Ils s'enracinent tous dans une zone source, située à l'aplomb des cratères sommitaux, zone dont l'altitude varie de 1000 m à 2000 m, l'altitude moyenne d'enracinement est de 1500 m environ. Ces valeurs d'altitude sont déduites de travaux de modélisation.

(2) Les dykes ont un pendage d'environ 45° à 70° vers l'Est lorsque les fissures éruptives sont situées soit sur les flancs sud et nord du cône sommital (août 2003, septembre 2003, mai 2004 et juillet 2006), soit dans la Plaine des Osmondes pour les éruptions latérales distales (janvier 2004, février 2005 et décembre 2005). Les dykes sont sub-verticaux lorsque les fissures éruptives sont localisées dans les cratères sommitaux Bory et Dolomieu (décembre 2003, août 2004, octobre 2005, novembre 2005 et février 2007). Ceci est cohérent avec les observations de terrain. En effet, l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a mis à l'affleurement de nombreux dykes sub-verticaux. A ce jour, nous n'avons pas encore pu vérifier s'il était possible de distinguer, dans les parois du Dolomieu, les traces des dykes modélisés dans ce travail. Une telle comparaison pourrait être une occasion unique de confronter *a posteriori* les modèles au terrain.

Les volumes des dykes pour les éruptions sommitales sont de l'ordre de 1.10^6 m^3 alors que les dykes associés aux éruptions latérales distales sont plus volumineux, jusqu'à 7.10^6 m^3 pour l'éruption de janvier 2004. Pour les dykes plus volumineux associés aux éruptions latérales distales, les superficies du volcan affectées par les déplacements sont plus importantes. Il n'existe pas de lien systématique entre le volume du dyke et le volume de lave en surface.

Les déplacements cumulés des éruptions survenues depuis août 2003 ont affecté essentiellement la partie située à l'Est des rift-zones. Les déplacements cumulés d'août 2003 à février 2007, estimés à partir des modélisations, sont très importants et montrent une croissance de l'édifice dans sa partie est à nord-est de l'ordre de 105 cm vers l'Est avec un soulèvement d'environ 80 cm. Ces déplacements cumulés sur 3 ans et demi correspondent à des taux annuels d'environ 30 cm sur la composante EW, 12 cm sur la composante NS et 23 cm sur la composante verticale. Ces taux sont assez proches de ceux estimés par Fukushima (2005b), sur la période de mars 1998 à juin 2000 : 22 cm, 16 cm et 36 cm respectivement selon les composantes EW, NS et verticale. Cette croissance asymétrique du cône sommital est aussi cohérente avec des modélisations numériques de croissance d'édifice volcanique menées par Annen et al. (2001), sur le Piton de la Fournaise notamment.

La zone du Grand Brûlé, située en contrebas des Grandes Pentes, à l'Est, est habituellement interprétée comme la trace visible de la déstabilisation la plus récente du flanc est du volcan (Chevallier et Bachèlery, 1981, Bachèlery et Mairine, 1990, Merle et Lénat 2003, Oehler et al. 2007). La répétition d'injections de dykes à pendage vers l'Est, depuis 1998, et les déplacements importants que cette série d'injections fait subir à l'édifice, en direction de l'Océan, pourraient conduire à terme à une déstabilisation et au glissement d'une zone située entre le cône sommital et les Grandes Pentes.

Dans le détail, il existe deux types de déplacements vers l'Est depuis août 2003 :

(1) des déplacements du cône sommital vers l'Est. Les déplacements cumulés montrent une croissance majoritaire de la partie est du cône à cause de l'injection répétée de dykes à pendage vers l'Est. Une telle répétition d'injections pourrait aussi expliquer la forme légèrement allongée selon l'axe Est-Ouest du cône sommital et du cratère Dolomieu.

(2) des déplacements vers l'Est de plus grand échelle englobant l'Enclos Fouqué, les Grandes Pentes et le Grand Brûlé et visibles notamment sur les interférogrammes couvrant l'éruption

d’avril 2007 (~75 cm LOS). Ces déplacements seraient liés à des glissements de flancs sur un niveau de décollement et résulteraient de l'accumulation de contraintes liées aux injections de dykes.

La modélisation des déplacements inter-éruptifs a montré l’existence d’un réservoir, localisé au niveau de la mer, dont les variations de pression permettent d’expliquer le gonflement du cône sommital avant les éruptions de février 2005 et d’octobre 2005 et la subsidence juste après l’éruption de février 2005. L’activité de cette structure est cohérente avec celle d’un réservoir magmatique, ou d’une zone de stockage préférentielle, alimentant les éruptions.

Le chapitre 4 propose une synthèse de la dynamique de l’édifice pour la période août 2003 à avril 2007.

Chapitre 4

Conclusion et perspectives

Conclusion générale

Suivi de l'activité volcanique du Piton de la Fournaise par ASAR-ENVISAT

Ce travail a montré tout le potentiel de l'InSAR à partir des données ASAR-ENVISAT pour effectuer une surveillance en continu, et en quasi temps-réel parfois, de l'activité du Piton de la Fournaise. L'outil présente de nombreux avantages et quelques limitations que nous nous proposons de résumer ici.

(1) L'acquisition des données est indépendante des conditions au sol (mauvaises conditions météorologiques, éruption en cours) et ne nécessite pas la présence de personnel *in-situ*.

(2) La situation isolée de l'île de La Réunion dans l'Océan assure l'acquisition systématique d'un maximum de géométries radar possibles du fait de la faible probabilité d'un conflit de programmations avec d'autres utilisateurs.

(3) Le Piton de la Fournaise est un site favorable à l'obtention d'interférogrammes cohérents et exploitables grâce à la bonne stabilité des propriétés de rétrodiffusion des cibles

élémentaires de chaque pixel radar, dans la zone de l'Enclos Fouqué où se concentre la majeure partie des déplacements. Au-delà de cette zone, le fort couvert végétal empêche une bonne caractérisation des déplacements par ASAR en bande C (λ = 5,6 cm).

(4) La couverture spatiale rend possible l'enregistrement des déplacements du sol à l'échelle de l'édifice entier (plusieurs centaines de km^2) avec une résolution au sol d'une vingtaine de mètres seulement et une précision infra-centimétrique sur les déplacements.
La possibilité de pouvoir imager le sol avec des angles d'incidence élevés, supérieurs à 30°, permet de réduire significativement les zones de raccourcissement-recouvrement sur les pentes de l'édifice et notamment celles du cône sommital où les déplacements sont importants.
L'utilisation de la bande C d'ASAR pose toutefois un problème pour l'enregistrement des forts gradients de déplacements : un aliasing spatial des franges est observé et l'information sur les déplacements est perdue ; ce fut notamment le cas lors de l'éruption de janvier 2004.

(5) La couverture temporelle est importante grâce à la combinaison des passes ascendante et descendante et des multiples angles de visée. La fréquence de revisite théorique est de l'ordre de 2 à 3 jours mais les acquisitions radar ne sont parfois pas exploitables pour une bonne caractérisation des déplacements. Dans le cas de notre étude, la fréquence de revisite en période éruptive est de 10 jours environ, chaque événement éruptif étant enregistré par 4 à 5 interférogrammes en moyenne.

(6) Enfin, il existe une possibilité de mise à disposition rapide des données ASAR-ENVISAT par l'ESA. Dans ce cas, il est possible de calculer et de communiquer aux divers partenaires, en 3 à 4 heures seulement, des interférogrammes qui permettent une analyse au premier ordre de la zone du volcan affectée par les déplacements ainsi que la localisation des fissures éruptives et éventuellement une cartographie préliminaire des coulées de lave. La construction d'une station de réception des données satellites à La Réunion devrait permettre de raccourcir ce délai à une exploitation en quasi temps réel.

Composante atmosphérique

La présence d'une composante atmosphérique parasite sur les interférogrammes du Piton de la Fournaise est fréquente compte tenu de sa localisation en milieu insulaire tropical,

sur la partie de l'île exposée aux alizés. La caractérisation de cette composante atmosphérique reste un problème majeur pour atteindre une bonne précision de la mesure InSAR.
Les méthodes employées sur d'autres sites dans le monde ne sont pas directement applicables dans le cas du Piton de la Fournaise par manque de données météorologiques par exemple, ou bien à cause de la forte couverture nuageuse empêchant l'exploitation de données spectro-radiométriques de MERIS. Seule la recherche de corrélation entre la phase et l'altitude nous permet de corriger une composante atmosphérique homogène à l'échelle de l'édifice. Cette correction nécessite toutefois de disposer de suffisamment de pixels cohérents non affectés par les déplacements co-éruptifs ou par les signaux liés à la subsidence des coulées de lave.
L'approche retenue ici a donc été de prendre en considération l'éventuelle composante atmosphérique comme une des composantes du bruit des données ; ce dernier est analysé et pris en compte lors des inversions de données.

Coulées de lave

L'accumulation de coulées de laves nouvelles, non cartographiées dans le MNT utilisé pour le calcul des interférogrammes, entraîne l'apparition de résidus topographiques dont l'amplitude est proportionnelle à l'altitude d'ambiguïté de l'interférogramme. Les coulées de lave produisent aussi un signal de subsidence une fois leur mise en place terminée et ce, sur des périodes de plusieurs mois. Enfin, cette mise en place provoque une perte de cohérence systématique, parfois étendue, d'une partie du motif de franges co-éruptif. Pour les éruptions de février 2005 et de décembre 2005, les coulées de lave très étendues empêchent la caractérisation des déplacements dans toute la zone de la Plaine des Osmondes, jusqu'à l'Océan à l'Est.

Apport des acquisitions multiswath

La possibilité d'imager un même événement éruptif selon différents angles de visée permet une meilleure caractérisation des déplacements en améliorant significativement la précision sur les composantes de déplacements (*DoP*). Notre étude a toutefois montré que la combinaison d'un nombre variable d'interférogrammes acquis dans des géométries diverses (passes et swaths) conduisait à des précisions très diverses sur les déplacements. L'utilisation

d'un maximum de géométries possibles sur chacune des éruptions permet d'obtenir la configuration la plus favorable à la bonne caractérisation des déplacements, bien que la composante Nord-Sud des déplacements soit dans tous les cas beaucoup moins bien contrainte par le système ASAR-ENVISAT.

L'apport des acquisitions multiswath a aussi été évalué pour la modélisation des déplacements co-éruptifs. Notre étude a montré que l'utilisation de seulement un ou deux interférogrammes ne pouvait pas mener à la détermination des paramètres d'une source avec des intervalles de confiance raisonnables. L'ajout d'un troisième interférogramme permet de mieux contraindre, avec moins de calculs directs, la plupart des paramètres de l'inversion ; un quatrième interférogramme permet, quant à lui, une très bonne contrainte de l'ensemble des paramètres. De façon générale, la fonction coût est d'autant plus faible que la DoP est faible.
Notre étude a aussi montré que dans tous les cas, le modèle moyen trouvé à l'issue de l'étape d'évaluation statistique des paramètres était toujours plus proche du modèle synthétique que le meilleur modèle. Cette seconde étape dans la procédure d'inversion est donc très importante quoique souvent omise dans la littérature.

Fonctionnement du Piton de la Fournaise – Août 2003 à avril 2007 (Fig. 4.01)

Les déplacements de l'édifice mesurés par l'InSAR et le GPS ont mis en évidence deux groupes d'éruptions pour cette période.

(1) Les éruptions sommitales sont localisées sur les flancs du cône central du Piton de la Fournaise et au sein du cratère Dolomieu, soit à une altitude variant de 2200 à 2550 m environ. Les déplacements associés à ces éruptions n'affectent que la zone à proximité des fissures éruptives avec des gradients de déplacements plus faibles que les éruptions latérales distales. Une différence majeure tient aussi à la durée de la sismicité pré-éruptive qui est inférieure à 1 heure (sauf pour juillet 2006), voire absente dans le cas d'août 2006.

(2) Les éruptions latérales distales surviennent aux limites de l'Enclos Fouqué, le long des rifts zones, à une altitude faible de 500 à 1600 m seulement. Ces éruptions impliquent des déplacements élevés atteignant jusqu'à 1 mètre LOS et associés à de forts gradients de déplacements d'au moins 66 cm LOS.km^{-1}. Ces éruptions affectent la partie nord-est de

l'Enclos Fouqué, depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes. Elles sont associées à une intense sismicité pré-éruptive dont la durée varie de plusieurs heures à plusieurs jours. Elles sont aussi associées à des magmas plus primitifs. Il s'agit des éruptions de janvier 2004, février 2005, décembre 2005.

Intrusion de dykes

Les déplacements associés aux éruptions sommitales survenues depuis août 2003 au Piton de la Fournaise sont compatibles avec des dykes. Certains des dykes modélisés ont un pendage vers l'Est de 45° à 70°, d'autres ont une géométrie sub-verticale. On trouve ces géométries sub-verticales pour les dykes situés dans le cratère Dolomieu. Les dykes s'enracinent tous dans une zone comprise entre 1000 m et 2000 m d'altitude sous le Dolomieu.

Dans le cas des éruptions latérales distales, des dykes à pendage vers l'Est plus volumineux que pour les éruptions sommitales ont été modélisés. Néanmoins, les modélisations expliquent moins bien les données, probablement en raison de sources multiples. Dans le cas de janvier 2004, un signal lié au glissement vers l'Est se superpose au signal de transfert du magma. Dans le cas de l'éruption de février 2005, une double intrusion potentielle est probable en raison de l'existence de deux crises sismiques pré-éruptives distantes de quelques heures seulement.

Système de stockage

Les motifs de déplacements inter-éruptifs suggèrent qu'ils sont associés à des inflations et déflations progressives d'un réservoir magmatique. Les périodes couvertes par chaque interférogramme étant différentes, nous avons fait l'hypothèse qu'un seul et même réservoir sphérique était à l'origine de tous les déplacements observés en surface. L'étude des propriétés statistiques des solutions obtenues pour des réservoirs ellipsoïdaux et sphériques montre que les caractéristiques d'un réservoir ellipsoïdal ne peuvent être résolues alors que celles d'un réservoir sphérique peuvent l'être.

La géométrie du réservoir magmatique modélisé est une sphère d'un rayon voisin de 400 m, située au niveau de la mer. La localisation et les dimensions de cette source sont compatibles avec les études de divers auteurs à partir de données sismiques, géodésiques ou géochimiques. La déflation se produisant après l'éruption de février 2005 indique que ce réservoir est

probablement un pseudo-réservoir constitué d'une zone fluide entourée d'une zone altérée au comportement élasto-visco-plastique se relaxant progressivement après la fin des éruptions.

Transferts de magma

La base des dykes modélisés à partir des données co-éruptives est située quelques centaines de mètres au-dessus du réservoir magmatique mis en évidence par l'étude des données inter-éruptives. La zone comprise entre ces deux entités correspond à celle où se produisent les essaims sismiques pré-éruptifs qui témoignent du transfert de magma depuis le réservoir jusqu'au dyke. Le cheminement du magma lors de son transfert vers les dykes superficiels ne se traduit pas en déplacements identifiables sur les interférogrammes. Le transfert de magma se fait probablement *via* des dykes étroits créant de faibles déplacements en surface, déplacements masqués par ceux plus importants associés aux dykes superficiels.

Forme de l'édifice

En moyenne, les volumes de magma injectés dans le volcan représentent 20 % des volumes mis en place en surface sous forme de coulées. La croissance de l'édifice est donc essentiellement exogène.

Les déplacements cumulés d'août 2003 à février 2007, estimés à partir des modélisations, sont très importants et montrent une croissance de l'édifice dans sa partie est à nord-est de l'ordre de 105 cm vers l'Est avec un soulèvement d'environ 80 cm. Ces déplacements correspondent à des taux annuels de 30 $cm.an^{-1}$ sur la composante EW, 12 $cm.an^{-1}$ sur la composante NS et 23 $cm.an^{-1}$ sur la composante verticale. Les changements de pente associés à l'activité depuis août 2003 montrent la croissance des flancs sud et est du volcan. Ces changements de pentes sont cohérents avec les pentes actuelles du volcan.

Des déplacements de l'ensemble Enclos-Fouqué, Grandes Pentes et Grand-Brûlé sont visibles sur les éruptions de janvier 2004 et d'avril 2007 (~75 cm LOS). Ces déplacements seraient liés à des glissements de flancs sur un niveau de décollement et résulteraient de l'accumulation de contraintes liées aux injections de dykes.

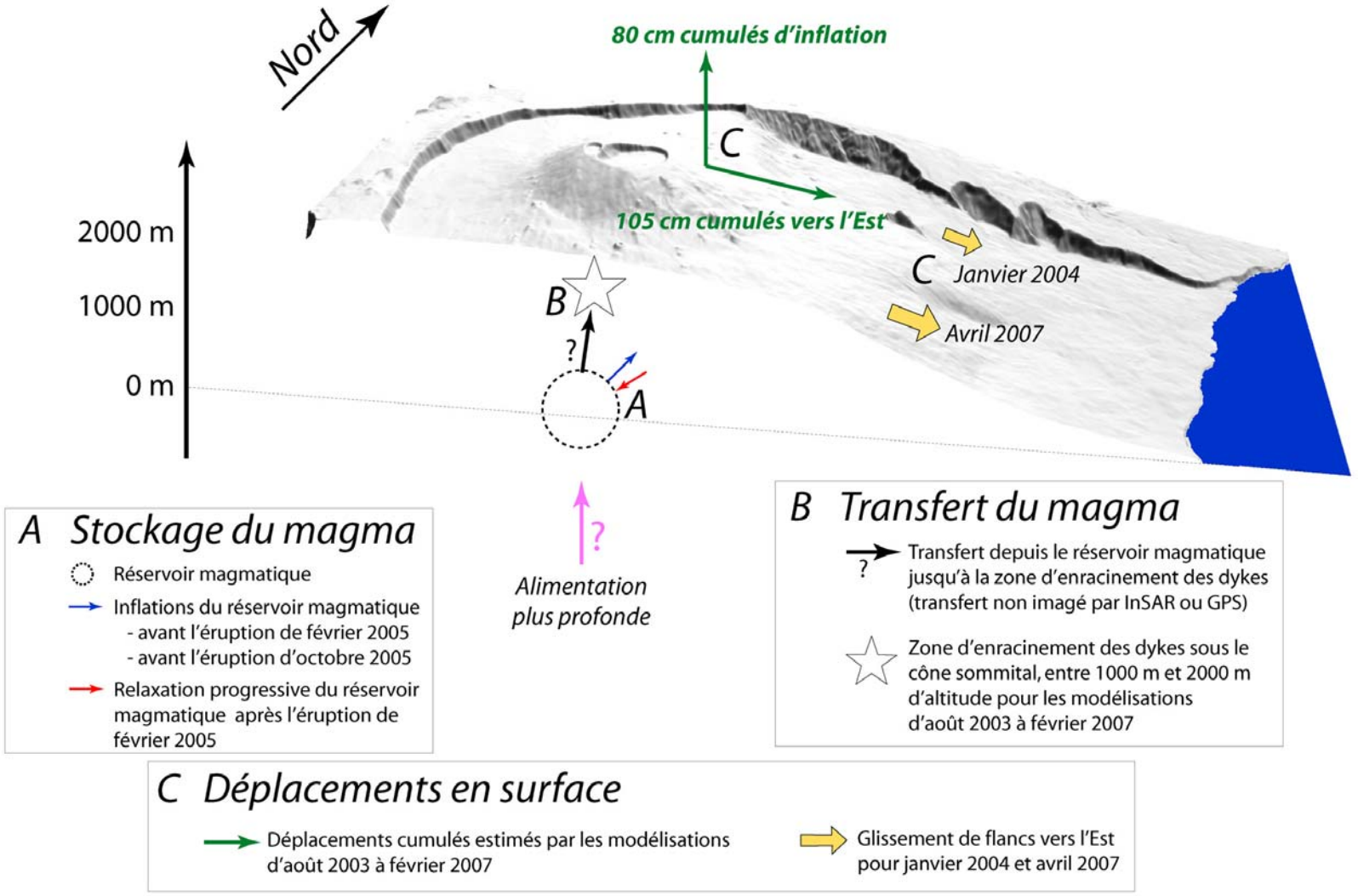


Fig. 4.01 – Schéma synthétique du fonctionnement du Piton de la Fournaise pour la période d'août 2003 à avril 2007. *A* : Stockage du magma ; *B* : transfert du magma et *C* : déplacements en surface. L'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 n'a pas été représenté.

Perspectives

Surveillance de l'activité volcanique

Bien que le système ASAR-ENVISAT permette déjà un suivi en continu efficace de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise, il est possible d'aller encore plus loin dans une surveillance interférométrique opérationnelle en intégrant aux données ASAR les données des nouveaux satellites imageurs radar récemment déployés (ou en cours de déploiement) : PALSAR-ALOS en bande L (λ = 23 cm), RADARSAT-2 en bande C (λ = 5,6 cm) et TerraSAR-X et Cosmo-Skymed en bande X (λ = 3,1 cm).

Ces données radar pourraient permettre, entre autres :

(1) *une fréquence de revisite plus importante*. La fréquence de revisite effective actuelle en période éruptive est de 10,34 jours avec l'utilisation des seules données ASAR. Bien que fonctionnant selon des modalités différentes, tous ces satellites peuvent permettre la production de plus d'interférogrammes sur une même période de temps. La fréquence de revisite pourrait probablement être réduite d'un facteur 2 suivant les orbites et les interférogrammes réellement exploitables. Pour certaines éruptions latérales distales et pour l'éruption d'avril 2007 en particulier, plusieurs sources sont responsables des déplacements mesurés. Une fréquence de revisite plus importante permettrait de disposer d'interférogrammes ayant enregistré seulement les déplacements associés à chacune des sources. La crise sismique de novembre 2003 n'a été imagée que par deux interférogrammes indépendants dont un est inexploitable, rendant difficile toute modélisation. Dans des cas similaires, la multiplication des interférogrammes potentiellement exploitables permettra un meilleur suivi de l'activité volcanique.

(2) *une meilleure caractérisation des composantes de déplacements*. En combinant plus de géométries d'acquisition, la dilution de précision (*DoP*) s'en trouvera d'autant plus réduite. En particulier, la possibilité offerte par RADARSAT-2 de pouvoir effectuer des visées à

gauche et à droite du satellite, et non plus seulement à droite comme pour les autres radars, permettra une meilleure contrainte sur la composante NS des déplacements.

(3) *une adaptabilité de la sensibilité en fonction des gradients de déplacements*. L'utilisation de la bande L d'ALOS permet de réduire d'un facteur 4 le nombre de franges, par rapport à la bande C, pour imager une même quantité de déplacements du sol. Les déplacements en bande L sont nettement moins affectés par l'aliasing spatial ce qui permet donc d'enregistrer correctement les déplacements co-éruptifs lorsque les gradients sont très élevés. Cette possibilité est très intéressante dans le cas du Piton de la Fournaise puisque l'utilisation de la bande C a clairement montré ses limites lors des éruptions de janvier 2004 et d'avril 2007.

(4) *une cohérence du signal dans les zones à fort couvert végétal*. En dehors de l'Enclos Fouqué, l'abondante végétation nuit à la cohérence du signal. La bande L d'ALOS est moins sensible à ce couvert végétal et permet donc de récupérer plus d'informations. Ceci est intéressant pour la détection des déplacements de grande étendue, qu'ils soient liés à une source profonde ou bien à un glissement de flanc du volcan sur un niveau de décollement. Les parties basses du volcan – Grandes Pentes et Grand Brûlé – pourraient être les zones-clés d'une future déstabilisation du flanc du volcan comme le laissent entrevoir les récents interférogrammes sur l'éruption d'avril 2007.
L'utilisation de la bande L peut aussi permettre d'imager d'éventuels déplacements de grande étendue visibles loin au-delà des limites de l'Enclos Fouqué et des Remparts. Ces déplacements de grande étendue pourraient être liés à l'activité d'une source plus profonde comme un réservoir magmatique situé à l'interface croûte océanique / île de La Réunion.

(5) *une mise à jour régulière du Modèle Numérique de Terrain*. Le MNT utilisé pour le calcul des interférogrammes date de 1997. Depuis mars 1998, 25 éruptions sont survenues au Piton de la Fournaise. L'édification de nombreux cônes éruptifs et l'accumulation de coulées de lave sur plusieurs mètres, notamment celle d'avril 2007, entraînent des résidus topographiques qui nuisent de plus en plus à une caractérisation la plus précise possible des déplacements uniquement liés à l'activité volcanique. Le récent effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a accéléré la nécessité d'une remise à jour rapide du MNT.
A cet égard, la résolution offerte par la bande X et la fréquence de revisite de quelques jours seulement de TerraSAR-X et de Cosmo-Skymed devraient permettre une remise à jour précise et régulière du MNT sur le Piton de la Fournaise.

Caractérisation de la composante atmosphérique

Deux approches pourraient permettre de caractériser et de corriger précisément la composante atmosphérique éventuellement présente dans les interférogrammes.

(1) Le couplage de capteurs météorologiques automatisés aux stations GPS permanentes permettrait d'avoir une vision dynamique des conditions locales au moment même de l'acquisition des données radar. La connaissance de la pression atmosphérique, de la température et surtout de l'humidité relative sur différentes parties de l'édifice pourrait permettre une correction plus précise de la composante atmosphérique que la correction d'atmosphère homogène à l'échelle de l'édifice telle que nous l'effectuons lorsque cela nous est possible.

(2) L'analyse en réseau des stations GPS permanentes, telle qu'elle est par exemple effectuée sur les stations IGS réparties sur le globe terrestre, permettrait d'estimer des gradients horizontaux et verticaux de délais troposphériques. La connaissance de ces délais troposphériques au moment même des acquisitions radar est sans doute la meilleure correction atmosphérique possible envisageable à ce jour.
Le déploiement de nouvelles stations GPS permanentes depuis le cône sommital jusqu'à la côte permettrait aussi une caractérisation de la composante atmosphérique et donc une correction des interférogrammes dans les parties basses de l'édifice. Une bonne caractérisation du signal est importante dans ces zones affectées par des déplacements compatibles avec des déstabilisations de flanc et des glissements vers l'Est.

Modélisation

Notre étude sur l'apport des acquisitions multiswath pour la modélisation a mis en lumière des aspects peu évalués à ce jour comme (1) la possibilité de contraindre avec des intervalles de confiance raisonnables les paramètres d'une inversion en fonction du nombre d'interférogrammes disponibles ou (2) la relation entre la fonction coût et les précisions sur les déplacements (DoP) permises par diverses combinaisons d'interférogrammes.
D'autres aspects restent cependant à évaluer plus précisément dans cette étude comme le nombre de paramètres pouvant réellement être contraints en fonction du nombre

d'interférogrammes et de la DoP, ou bien les facteurs influençant la vitesse de convergence des inversions.

Les éruptions latérales distales montrent l'implication de plusieurs sources contribuant au signal total des déplacements enregistrés par l'InSAR. Les modélisations présentées ici ne sont que préliminaires et l'inversion conjointe de plusieurs sources doit être menée pour mieux comprendre la dynamique de ces éruptions. On peut notamment penser à des inversions avec injections de dykes ou sills et niveau de décollement pour l'éruption de janvier 2004 ou aux injections d'un dyke et d'une intrusion avortée n'atteignant pas la surface pour l'éruption de février 2005. L'utilisation d'autres données, telle que les données sismiques pour février 2005, pourrait apporter une contrainte supplémentaire préalable à la modélisation.

L'ensemble des interférogrammes calculés pendant cette étude est accessible sur la base de données InSAR on-line de l'OPGC, CASOAR, sur simple demande d'un identifiant et d'un mot de passe : http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/lmv/RV/casoar/

Références bibliographiques

Aki, K., and V. Ferrazzini, Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16617-16640, 2000.

Albino, F., Surveillance InSAR de la zone volcanique centrale, Amérique du Sud, *mémoire de master 2 recherche Université de Clermont-Ferrand II*, 51 pp., 2007.

Albarède, F., Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series, *Geochem. Cosmochim. Acta*, **57**, 615-621, 1993.

Amelung, F., S. Jonsson, H. Zebker, and P. Segall, Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galàpagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature*, **407**, 993-996, 2000a.

Amelung, F., C. Oppenheimer, P. Segall, and H. Zebker, Ground deformation near Gada Àle Volcano, Afar, observed by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3093–3096, 2000b.

Anderson, E.M., Dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron-subsidences, *Proc. R. Soc. Edinburgh*, **56**, 128-157, 1936.

Annen, C., J.-F. Lénat and A. Provost, The long-term growth of volcanic edifices: numerical modelling of the role of dyke intrusion and lava-flow emplacement, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **105**, 263-289, 2001.

Bachèlery, P., Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): Etude volcanologique, structurale et pétrologique, *Thèse de doctorat, Université Clermont-Ferrand II*, 1981.

Bachèlery, P., Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion, *Comité National Français de Géodésie et de Géophysique*, *Rapport Quadriennal 1991–1994*, 107–112, 1995.

Bachèlery, P., and P. Mairine, 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, 1990.

Bar-Sever, Y. E., P. M. Kroger, J. A. Borjesson, Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver, *J. Geophys. Res.*, **103** (B3), 5019-5036, 10.1029/97JB03534, 1998.

Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J.-L. Cheminée, Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.*, **161**, 549-558, doi:10.1111/j.1365-246x.2005.02606.x, 2005.

Bennartz R., and J. Fisher, Retrieval of columnar water vapour over land from backscattered solar radiation using the Medium Resolution Imaging Spectrometer, *Rem. Sens. of Environment*, **78** (3), 274-283, 2001.

Benoit, J.P., and S.R. McNutt, Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration, *Annali di Geofisica*, **39** (2), 221-229, 1996.

Beauducel, F., F.-H. Cornet, Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java, *J. Geophys. Res.*, **104**, 725–736, 1999.

Beauducel, F., P. Briole, J.-L. Froger, Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992 - 1998): Deformation or tropospheric effect ?, *J. Geophys. Res.*, **105** (B7), 16391-16402, 10.1029/2000JB900095, 2000a.

Beauducel, F., F.-H. Cornet, E. Suhanto, T. Duquesnoy, and M. Kasser, Constraints on magma flux from displacements data at Merapi volcano, Java, Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **105**, 8193-8203, 2000b.

Bonforte, A., A. Ferretti, C. Prati, G. Puglisi and F. Rocca, Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models : first results, *J. Atmo. and Solar-Terres. Phys.*, **63** (12), 1343-1357, 2001.

Bonneville, A., 1990, Structure de la lithosphère. In: Lénat, J-F. (Ed.), *Le volcanisme de La Réunion*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand*,* pp.1-18, 1990.

Botton, S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Evens, and P. Willis, *GPS, localisation et navigation*. Ed. Hermès, Paris, 1997.

Briole, P., D. Massonnet, and C. Delacourt, Post-eruptive deformation associated with the 1986- 1987 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 37-40, 1997.

Burke, K. C., The African plate, *South African J. Geol.*, **99**, 341–409, 1996.

Cayol, V., Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformations des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, *Thèse de doctorat, Université de Paris VII*, 1996.

Cayol, V., and F. H. Cornet, 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation fields analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, **34**, 275–287, 1997.

Cayol, V., and F.-H. Cornet, Three-dimensional modeling of the 1983-1984 eruption at Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, *J. Geophys. Res.*, **103**, 18,025–18,037, 1998a.

Cayol, V., and F. H. Cornet, Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes - Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1979–1982, 1998b.

Cayol, V., J. H. Dieterich, A. T. Okamura, and A. Miklius, High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science*, **288**, 2343–2346, 2000.

Cervelli, P., P. Segall, F. Amelung, H. Garbeil, C. Meertens, S. Owen, A. Miklius, and M. Lisowski, The 12 September 1999 Upper East Rift Zone dike intrusion at Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **107** (B7), doi:10.1029/2001JB000602, 2002.

Chadwick, W.W., D.A. Swanson, E.Y. Iwatsubo, C.C Heliker, and T.A. Leighley, Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982, *Science*, **221**, 1378-1380, doi: 10.1126/science.221.4618.1378, 1983.

Chen, C. W., and H. A. Zebker, Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms, *J. Opt. Soc. Am.*, **17**, 401–414, 2000.

Chevallier, L., and P. Bachèlery, Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Ocean Indien occidental, *Bull. Volc.*, **44**, 723-741, 1981.

Crouch, S.L., Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method. *Int. J. Numer. Meth. Eng.*, **10**, 3001-3433, 1976.

Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, and H. Cappetta, Deccan flood basalts at the Cretaceous-Tertiary boundary?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **80**, 361-374, 1986.

Curlander, J.C., and R.N. McDonough, R. F., *Synthetic aperture radar - Systems and signal processing*, John Wiley & Sons, Inc, New-York, 1991.

Davis, P. M., Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.* **91** (B7): 7429-7438, 1986.

Delacourt, C., P. Briole, J. Achache, Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **25** (15), 2849-2852, 10.1029/98GL02112, 1998.

Delaney, P. T., and D. D. Pollard, Solidification of basaltic magma during flow in a dike, *American J. Sci.*, ***282***, 856–885, 1982.

Deniel, C., G. Kieffer, and J. Lecointre, 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** (3), 253-267, 1992.

Dubosclard, G., F. Donnadieu, P. Allard, R. Cordesses, C. Hervier, M. Coltelli, E. Privitera, and J. Kornprobst, Doppler radar sounding of volcanic eruption dynamics at Mount Etna, *Bull. Volc.*, **66** (5), 443-456, doi:10.1007/s00445-003-0324-8, 2004.

Duffield, W. A., L. Stieltjes, and J. Varet, Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, la Reunion, and Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, 147-160, 1982.

Dzurisin, D., J.A. Westphal, and D.J. Johnson, Eruption prediction aided by electronic tiltmeter data at Mount St. Helens, *Science*, **221**, 1381-1383, doi: 10.1126/science.221.4618.1381, 1983.

Fialko, Y., and M. Simons, Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry, *J. Geophys.Res.*, **105**, 21,781–21,794, 2000.

Fialko, Y., M. Simons, and Y. Khazan, Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California, *Geophys. J. Int.*, **146**, 191–200, 2001.

Fialko, Y., D. Sandwell, M. Simons, and P. Rosen, Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit, *Nature*, **435**, 295-299, 2005.

Froger, J.-L., O. Merle, and P. Briole, Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 245–258, 2001.

Froger, J.-L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, and N. Villeneuve, The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14601, doi:10.1029/2004GL020479, 2004.

Froger, J.-L., D. Remy, S. Bonvalot, and D. Legrand, Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **255** (1-2), 148-163, 2007.

Fukushima, Y., V. Cayol, and P. Durand, Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, *J. Geophys. Res.*, **110**, B03206, doi:10.1029/2004JB003268, 2005.

Fukushima, Y., Transferts de magma au volcan du Piton de La Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000, Thèse de doctorat, Université de Clermont Ferrand II, 159 pp., 2005b.

Gérard, A., A. Lesquer, J.C. Lachaud, P. Louis, C. Mennechet, Etude gravimétrique de la moitié Sud-Est de l'île de La Réunion. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **290**, B, 139-142, 1980.

Gillot, P.Y.,and P.-E. Nativel, Eruption history of the Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, Indian Ocean*, J. Volcanol. Geotherm. Res*., **36**, 53-55, 1989.

Gillot, P.Y., J.-C. Lefevre, and P.-E. Nativel, Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122** (3-4), 291-302, 1994.

Gudmundsson, A., Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, ***116***, 279–298, 2002.

Hanssen, R. F., *Radar Interferometry – Data Interpretation and Error Analysis*, 308 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 2001.

Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger and J. Collins, *GPS, Theory and Practice*, 389 pp., Springer Wien eds, New York, USA, 1997.

Johnston, M.J.S., R.J. Mueller, and J. Dvorak, Volcanomagnetic observations during eruptions, May-August 1980. In Lipman, P.W. and D.R. Mullineaux (eds), The 1980 eruption of Mount St. Helens, US Geological Survey, pp. 183-189, 1981.

Jonsson, S., H. Zebker, P. Cervelli, P. Segall, H. Garbeil, P. Mouginis-Mark, and S. Rowland, A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina volcano, Galàpagos, observed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1077-1080, 1999.

Jonsson, S., H. Zebker, P. Segall and F. Amelung, Fault slip distribution of the 1999 M w 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, ***92***, 1377–1389, 2002.

Jonsson, S., H. Zebker, and F. Amelung*, On trapdoor faulting at Sierra Negra volcano, Galàpagos, J. Volcanol. Geotherm. Res.,* **144**, 59–71, 2005.

Kieffer, G., Grands traits morphologiques de l'île de La Réunion, In: Lénat, J-F. (Ed.), *Le volcanisme de La Réunion*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp.75-114, 1990.

Labazuy, P., 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 byW. J.McGuire, A. P. Jones, and J. Neuberg, **110**, pp. 295–306, Geological Society Special Publication, 1996.

Labazuy P., G. Saracco, J-F. Lénat, S. Charbonnier, and G. Mauri G., EM tomography and modeling of the hydrothermal system of Piton de la Fournaise, Reunion Island. IAVCEI 2004 General Assembly, Pucón, Chile, s08e_pf_142, 2004.

Leick, A. *GPS satellite surveying*. Wiley-Interscience Publication, John Wiley and sons, New-York, 2nd edition, 1995.

Lénat, J.F., Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique; le Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion), *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand II - France*, 1987.

Lénat, J.F., and P. Bachèlery, Dynamics of Magma Transfer at Piton de La Fournaise Volcano (Réunion Island, Indian Ocean), *Earth Evolution Sciences*, Special Issue "Modeling of Volcanic Processes", Chi-Yu and Scarpa (Eds.), pp. 57-72, Friedr. Vieweg and Sohn, Brauschweig/Wiesbaden, 1987.

Lénat, J.-F., P. Bachèlery, A. Bonneville, and A. Hirn, 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**, 209–232, 1989.

Lénat, J.-F. et Bachèlery, P., Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise. In: Lénat, J-F. (Ed.), *Le volcanisme de La Réunion*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp.257-296, 1990.

Lénat, J.-F., D. Fitterman, and D. B. Jackson, Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion), *Bull.Volcanol*., **62**, 75-89, 2000.

Lénat, J.-F., B. G. Malengreau, and A. Galdéano, A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res.*, **106**, 8645-8663, 2001.

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*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp.19-28, 1990.

Li, Z., E.J. Fielding, P. Cross and J.-P. Muller, Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction : GPS topography-dependent turbulent model, *J. Geophys. Res.*, **111**, B02404, doi : 10.1029/2005JB003711, 2006.

Lohman R. B.,and M. Simons, Locations of selected small earthquakes in the Zagros mountains, Geochem. Geophys. Geosyst., **6**, Q03001, doi:10.1029/2004GC000849, 2004.

Lu, Z., D. Mann, J. Freymueller, and D. Meyer, Synthetic aperture radar interferometry of Okmok volcano, Alaska: Radar observations, *J. Geophys. Res.*, **105**, 10791-10806, 2000a.

Lu, Z., C. Wicks Jr., D. Dzurisin, W. Thatcher, J. Freymueller, S. McNutt, and D. Mann, Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1567-1570, 2000b.

Lu, Z., C. Wicks Jr., J. A. Power, and D. Dzurisin, Ground deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21483-21495, 2000c.

Lu, Z., T. Masterlark, J. Power, D. Dzurisin, and C. Wicks, Subsidence at Kiska Volcano, Western Aleutians, detected by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1855, doi:10.1029 /2002GL014948, 2002.

Lu, Z., T. Masterlark, D. Dzurisin, R. Rykhus, and C. W. Jr, Magma supply dynamics at Westdahl volcano, Alaska, modeled from satellite radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2354, doi:10.1029/2002JB002311, 2003.

Lundgren, P., S. Usai, E. Sansosti, R. Lanari, M. Tesauro, G. Fornaro, and P. Berardino, Modeling surface deformation observed with synthetic aperture radar interferometry at Campi Flegrei caldera, *J. Geophys. Res.*, **106**, 19,355-19,366, 2001.

Lundgren, P., and P. Rosen, Source model for the 2001 flank eruption of Mt. Etna volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1388, doi:10.1029/2002GL016774, 2003.

Lytwyn, J.N., and K. Burke, Short hectic life, sudden death and burial of the Deccan Trap Source Mantle Plume (DTSMP). *American Geophysical Union Abstracts and Program*, **76**, p. F571, 1995.

Malengreau, B., Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques, *Thèse de doctorat, Université de Clermont Ferrand II* – France, 1995.

Malengreau, B., J.F. Lénat, J.L. Froger, Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **88**, 131-146, 1999.

Malone, S.D., C. Boyko, and C.S. Weaver, Seismic precursors to Mount St. Helens eruption in 1981 and 1982, *Science*, **221**, 1376-1378, doi: 10.1126/science.221.4618.1376, 1983.

Manconi, A., T.R. Walter and F. Amelung, Effects of mechanical layering on volcano deformation, *Geophys. J. Int.*, **170**, 6807, 952-958, doi : 10.1111/J.1365-246X.2007.03449.x, 2007.

Massonnet, D., and T. Rabaute, Radar interferometry: limits and potential, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **31**, 455-464, 1993.

Massonnet, D., P. Briole, and A. Arnaud, Deflation of mount Etna monitored by spacebourne radar interferometry, *Nature*, **375**, 567-570, 1995.

Massonnet, D., and K. L. Feigl, Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Rev. Geophys.*, **36**, 441–500, 1998.

Masterlark, T. and Z. Lu, Transient volcano deformation sources imaged with interferometric synthetic aperture radar : Application to Seguam Island, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **109**, B01401, doi : 10.1029/2003JB002568, 2004.

McDougall, I., The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean, *Geochem. Cosmochim. Acta*, **35** (3), 261-288, 1971.

McTigue, D. F., Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body : Resolution of the point source paradox, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12931-12940, 1987.

Michel, S., and J. Zlotnicki, Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption, *JGR*, **103** (B8), 17845-17858, doi:10.1029/98JB00607, 1998.

Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachèlery, N. Villeneuve and T. Staudacher, Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *J. Geophys. Res.*, **112**, B04205, doi : 10.1029/2006JB004598, 2007.

Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **36**, 99–134, 1958.

Muñoz Sabater, J., R.F. Hanssen, and D. Moisseev, Cross-validation of MERIS and ASAR-InSAR Water Vapor Observations, *Proceedings of MERIS user workshop* (ESA SP-549), 10-13 nov. 2003, ESA-ESRIN, Frascati, Italy, 2004

Murray, J.B., The influence of loading by lavas on siting of volcanic eruption vents on Mt Etna, *J. Volc. Geotherm. Res.,* **35**, 121-139, 1988.

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lepine, and M. Sapin, Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **70**, 123-143, 1996.

Newman, A.V., T.H. Dixon and N. Gourmelen, A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **150**, 244-269, doi : 1/.1016/j.jvolgeores.2005.07.017, 2006.

Niell, A. E., Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **101** (B2), 3227-3246, 10.1029/95JB03048, 1996.

Oehler, J.-F., J.-F. Lénat and P. Labazuy, Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volc.*, doi : 10.1007/s00445-007-0163-0, 2007.

Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154, 1985.

Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery, Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L22302, doi:10.1029/2005GL023720, 2005.

Peltier, A., T. Staudacher, and P. Bachèlery, Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *J. Geophys. Res*, **112**, B03207, doi:10.1029/2006JB004379, 2007.

Peltier, A., Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de la Fournaise (Réunion) à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales, *Thèse de Doctorat, Université de la Réunion*, 2007b.

Pollard, D. D., Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes, in mafic dyke swarms, in *Mafic Dyke Swarms*, edited by H. C. Halls and W. F. Fahrig, pp. 5–24, Geological Association of Canada Special Paper 34, 1987.

Pollard, D. D., and O. H. Muller, The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions in cross section, *J. Geophys. Res.*, ***81***, 975–984, 1976.

Pritchard, M. E., and M. Simons, A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, **418**, 167–171, 2002.

Rizzo, F.J., An integral equation approach to boundary value problems of classical elastostatics. *Quart. Appl. Math*, ***25***, 83-95, 1967.

Roach, A.L., J.P. Benoit, K.G. Dean, and S.R. McNutt, The combined use of satellite and seismic monitoring during the 1996 eruption of Pavlof volcano, Alaska, *Bull. Volc.*, **62** (6-7), 385-399, doi:10.1007/s004450000114, 2001.

Reches, Z., and J. Fink, The mechanism of intrusion of the Inyo Dike, Long Valley Caldera, California, *J. Geophys. Res.*, ***93***, 4321–4334, 1988.

Rousset, D., A. Lesquer, A. Bonneville, J.F. Lénat, 1989, Complete gravity study of Piton de La Fournaise volcano, Réunion island, *J. Volcano. Geotherm. Res.* **36**, 37-5, 1989.

Rowland, S.K., A.J.L. Harris, M.J. Wooster, F. Amelung, G. Harold, L. Wilson, and P.J. Mouginis-Mark, Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data : the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galapos, *Bull. Volc.*, **65** (5), 311-330, doi:10.1007/s00445-002-0262-x, 2003.

Rubin, A. M., Propagation of magma-filled cracks, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, ***23***, 287–336, 1995.

Sambridge, M., Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494, 1999a.

Sambridge, M., Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, **138**, 727–746, 1999b.

Sambridge, M., and K. Mosegaard, Monte Carlo methods in geophysical inverse problems, *Rev. Geophys.*, **40**, 10.1029/2000RG000,089, 2002.

Sheth, H. C., From Deccan to Reunion: no trace of a mantle plume, in *Plates, Plumes, and Paradigms*, edited by G. R. Foulger, J. H. Natland, D. C. Presnall, and D. L. Anderson, chap. 29, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 388, 2005.

Sigmarsson, O., M. Condomines, and P. Bachèlery, Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 223–234, 2005.

Sigmundsson, F., H. Vadon, and D. Massonnet, Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1843-1846, 1997.

Sigmundsson, F., P. Durand, and D. Massonnet, Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 533–536, 1999.

Simons, M., Y. Fialko, and L. Rivera, Coseismic deformation from the 1999 M w 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 1390-1402, 2002.

Staudacher, T., Ph. Sarda, and C.J. Allègre, Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean*, Chem. Geol*., **89**, 1-17, 1990.

Stevens, N.F., G. Wadge and C.A. Williams, Post-emplacement lava subsidence and the accuracy of ERS InSAR digital elevation models of volcanoes, *Rem. Sensing Rev.*, **22** (5), 891-828, 2001.

Stevens, N.F., and G. Wadge, Towards operationnal repeat-pass SAR interferometry at active volcanoes, *Natural Hazards*, **33** (1), 47-76, doi: 10.1023/ B:NHAZ. 0000035005.45346.2b, 2004.

Stieltjes, L., and P. Moutou, 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, 1989.

Trasatti, E., C. Giunchi and M. Bonafede, Structural and rheological constraints on source depth and overpressure estimates at the Campi Flegrei Caldera, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.,* **144**, 105-118, 2005.

Vlastélic, I., T. Staudacher, and M. Semet, Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: Evidence for variable crustal contamination, *J. Petrol.*, **46**, 79–107, 2005.

Vlastélic, I., A. Peltier, and T. Staudacher, Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): origins and constrains on the size and shape of the magma reservoir, *Chem. Geology*, **244**, 202-220, 2007.

Wadge G., et al., Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (19), 1905, doi:10.1029/2002GL015159, 2002.

Wauthier, C., Modélisation des déplacements InSAR survenus au Nyiragongo en janvier 2002, Mémoire de master 2 recherche, *Université de Clermont-Ferrand II*, 52 pp., 2007.

Wicks C. W. Jr., D. Dzurisin, S. Ingebritsen, W. Thatcher, Z. Lu, and J. Iverson, Magmatic activity beneath the quiescent Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (7), doi:10.1029/2001GL014205, 2002.

Wooster, M.J., and D.A. Rothery, Thermal monitoring of Lascar Volcano, Chile, using infrared data from the along-track scanning radiometer: a 1992–1995 time series, *Bull. Volc.*, **58** (7), 566-579, doi:10.1007/s004450050163, 1997.

Wright, T., Z. Lu, and C. Wicks, Constraining the slip distribution and fault geometry of the Mw 7.9, 3 November 2002, Denali fault earthquake with interferometric synthetic aperture radar and global positioning system data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**, 5175-5189, 2004.

Yang, X., P. M. Davis, and J. H. Dieterich, Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4249-4257, 1988.

Yamakawa N., On the strain produced on semi-infinite elastic solid by an interior source of stress. *J. Seism. Soc. Japan*, **8**, 84-98, 1955.

Yun, S., P. Segall and H. Zebker, Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra Volcano, Galápagos Islands, based on InSAR observations, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **150**, 232-243, doi : 10.1016/j.jvolgeores.2005.07.009, 2006.

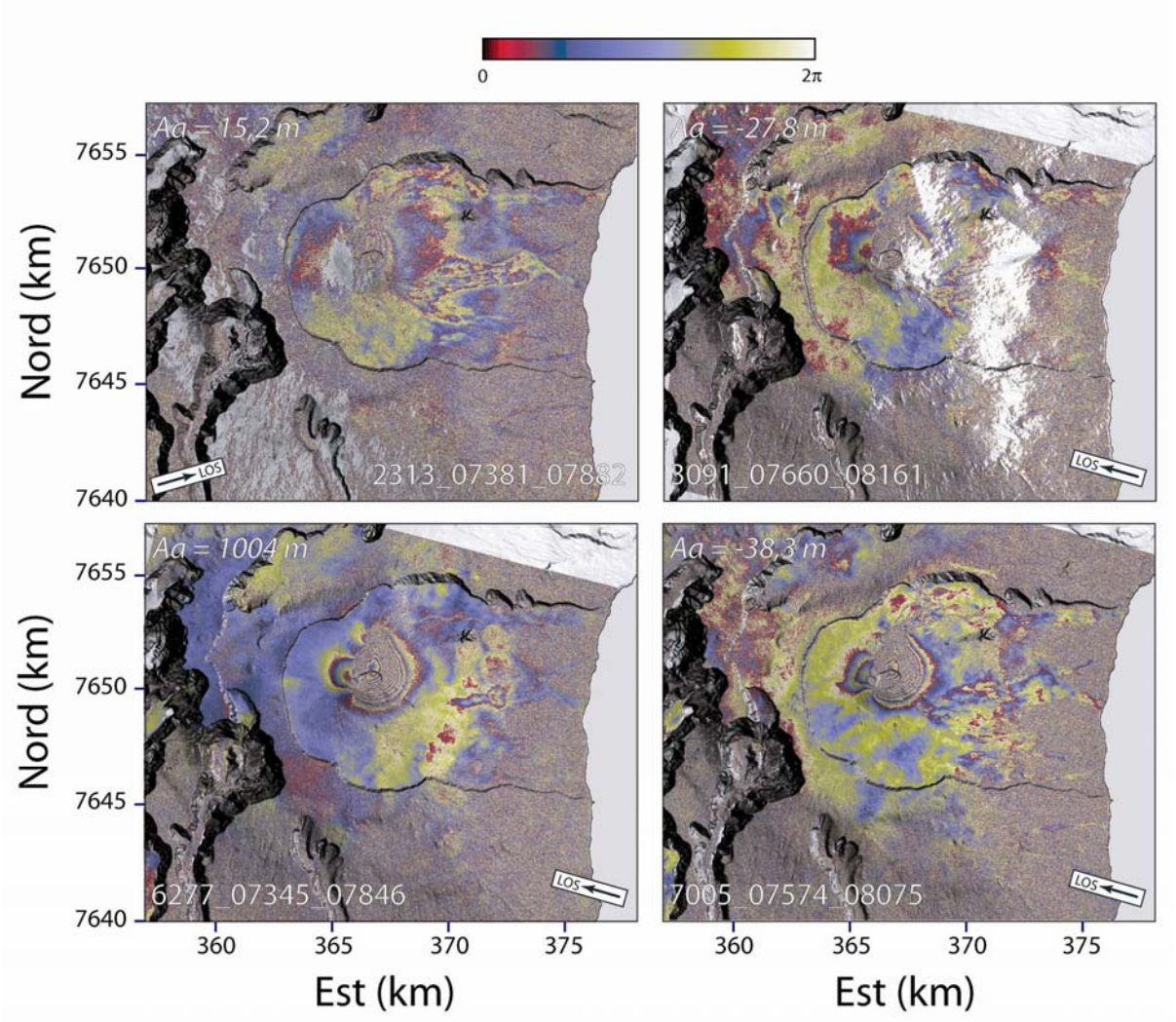
Zebker, H. A., P. A. Rosen, S. Hensley, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperature radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res.*, **102** (B4), 7547-7564, 10.1029/96JB03804, 1997.

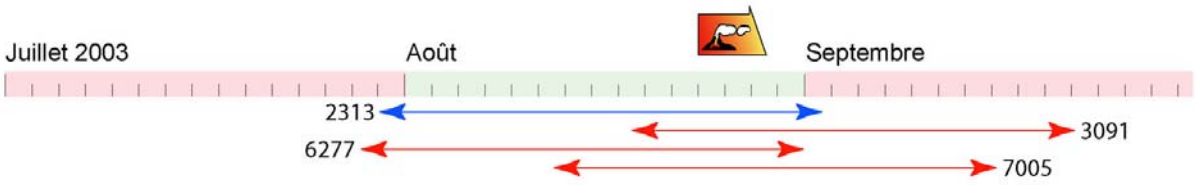
Annexes

Annexe I

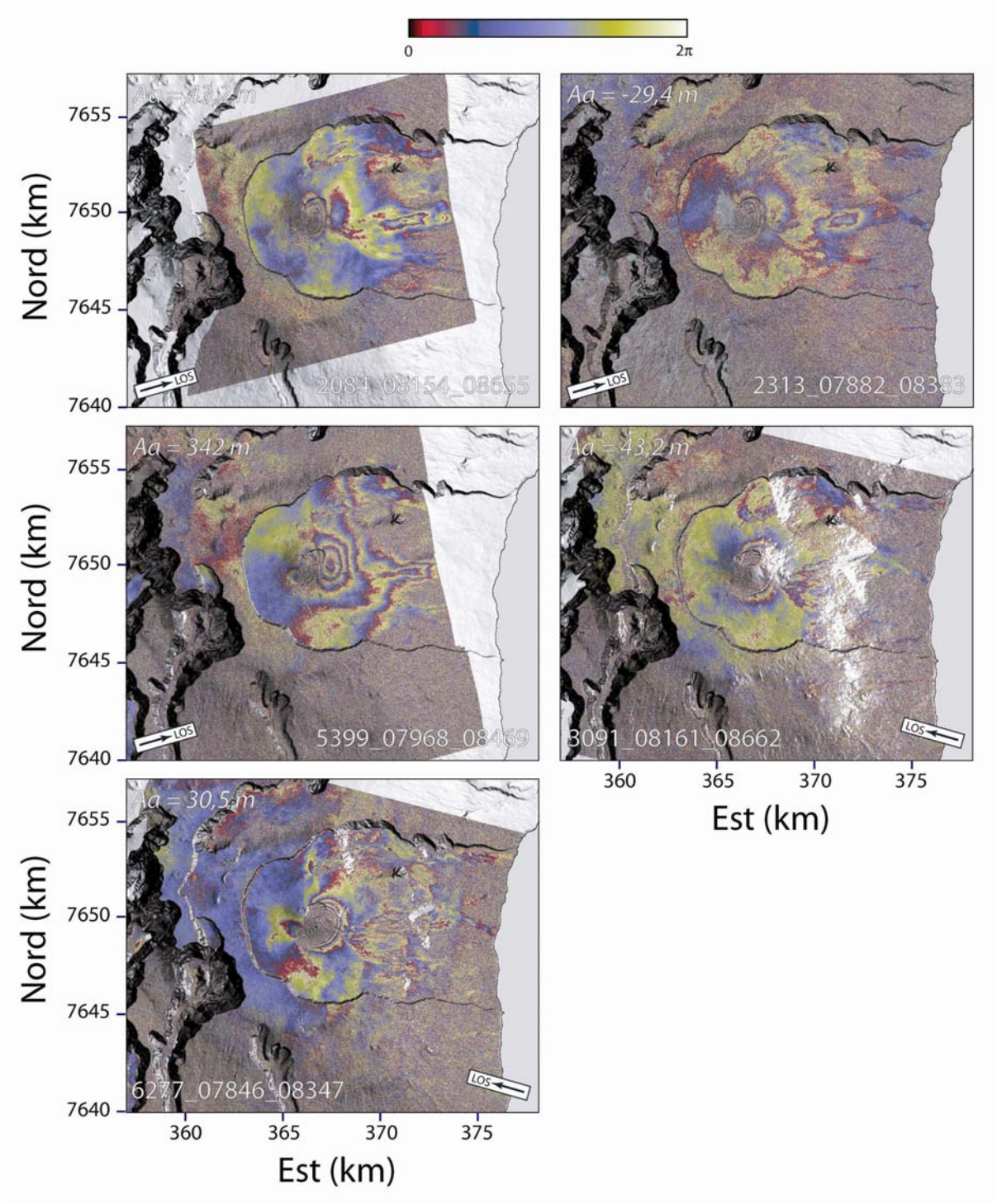
Interférogrammes couvrant les éruptions d'août 2003, septembre 2003, décembre 2003, janvier 2004, mai 2004, août 2004, février 2005, octobre 2005, novembre 2005, décembre 2005, juillet 2006, février 2007 et avril 2007.

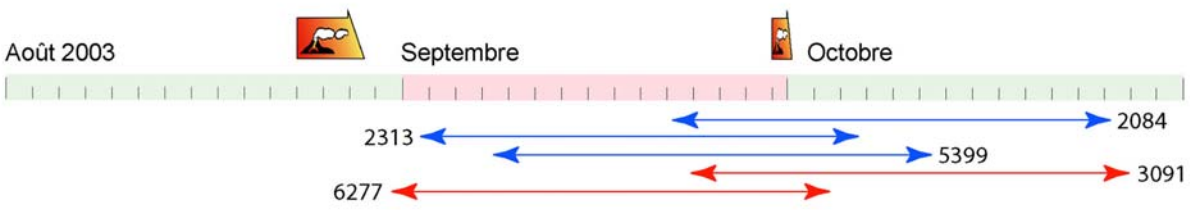
Eruption d'août 2003



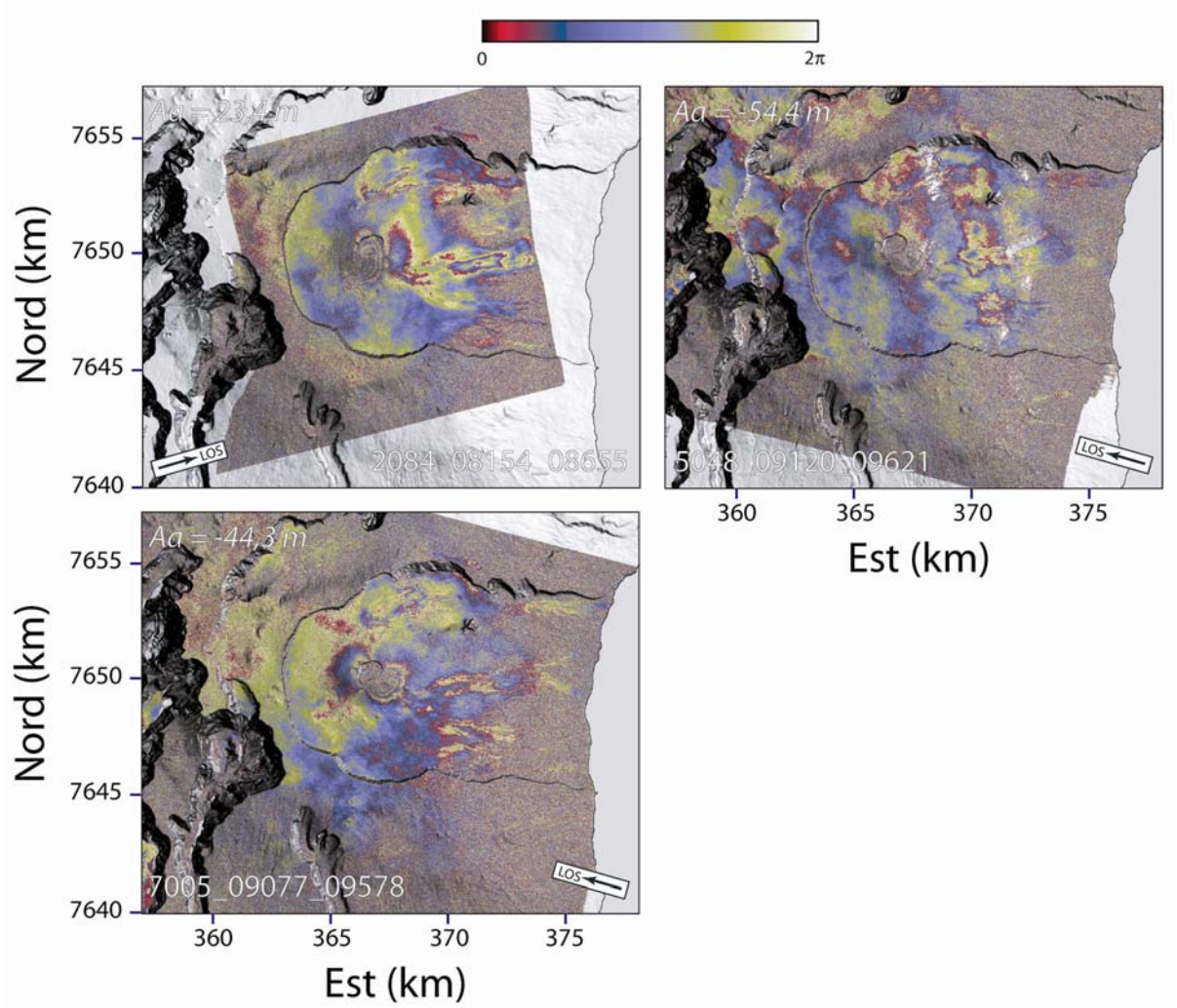


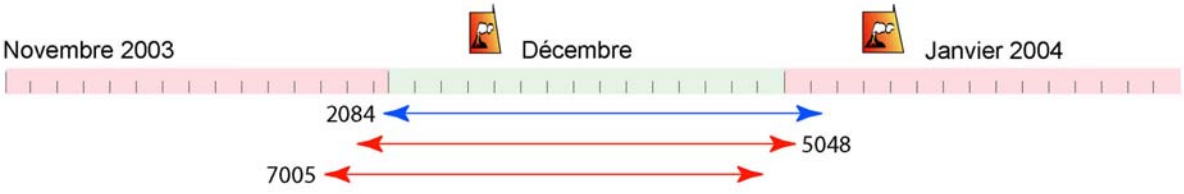
Eruption de septembre 2003



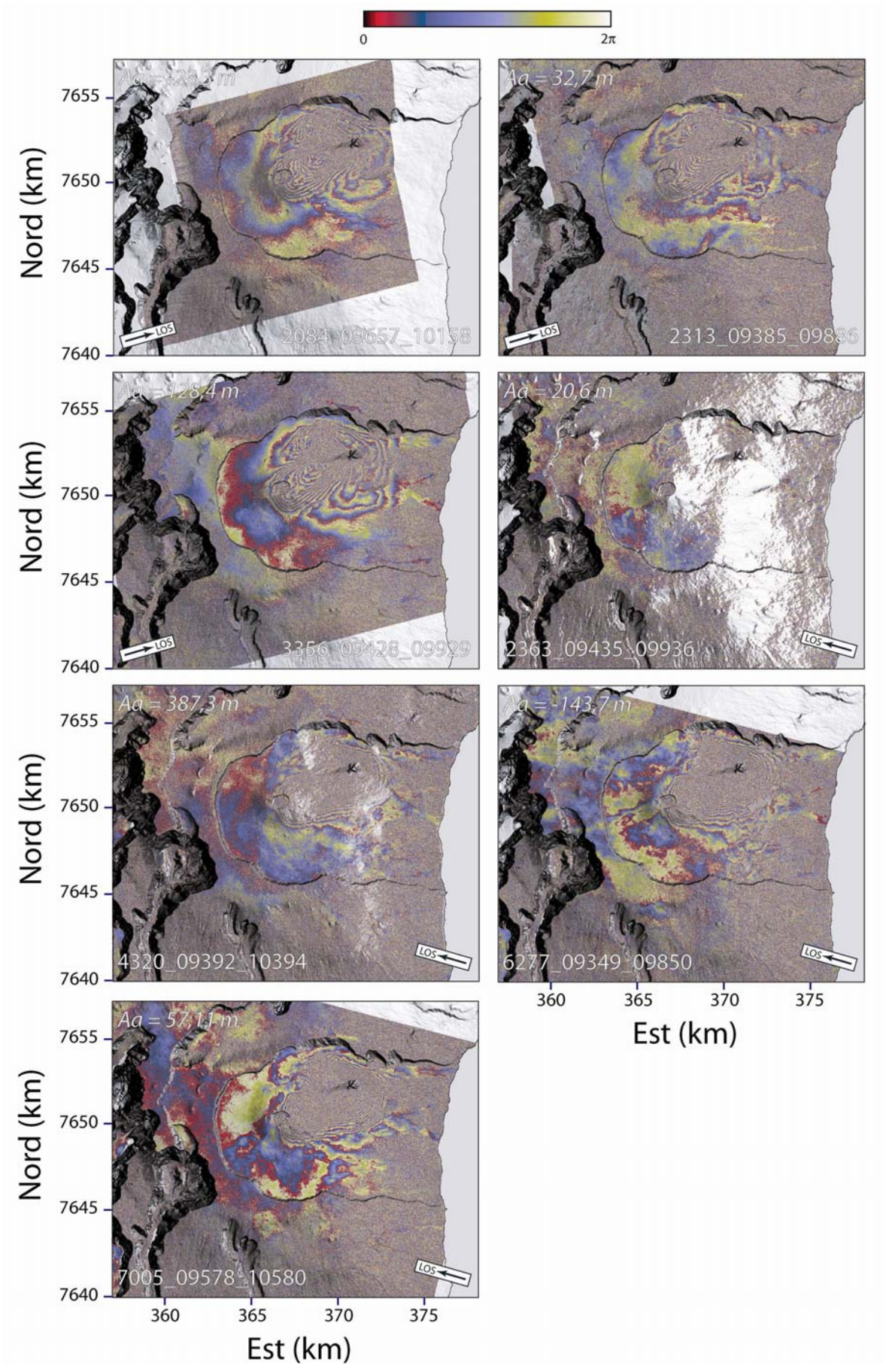


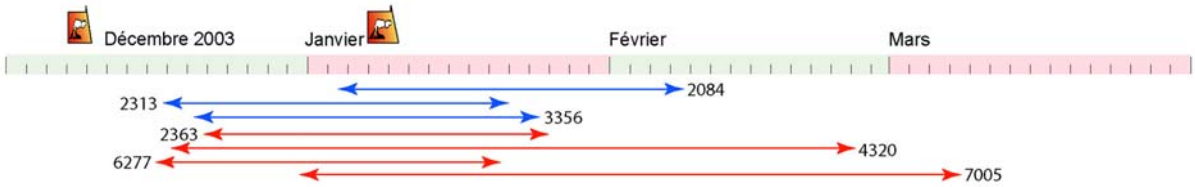
Eruption de décembre 2003



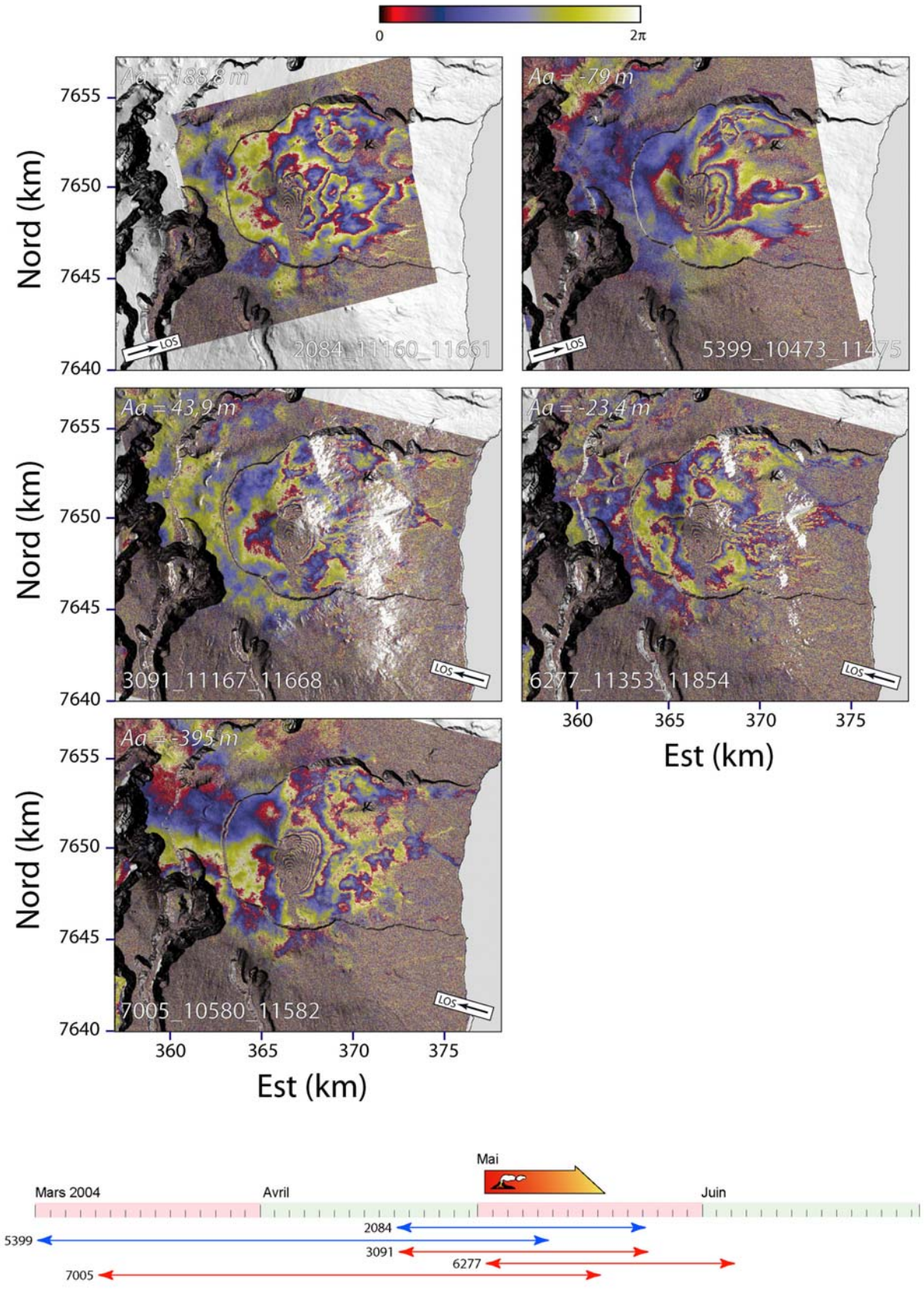


Eruption de janvier 2004

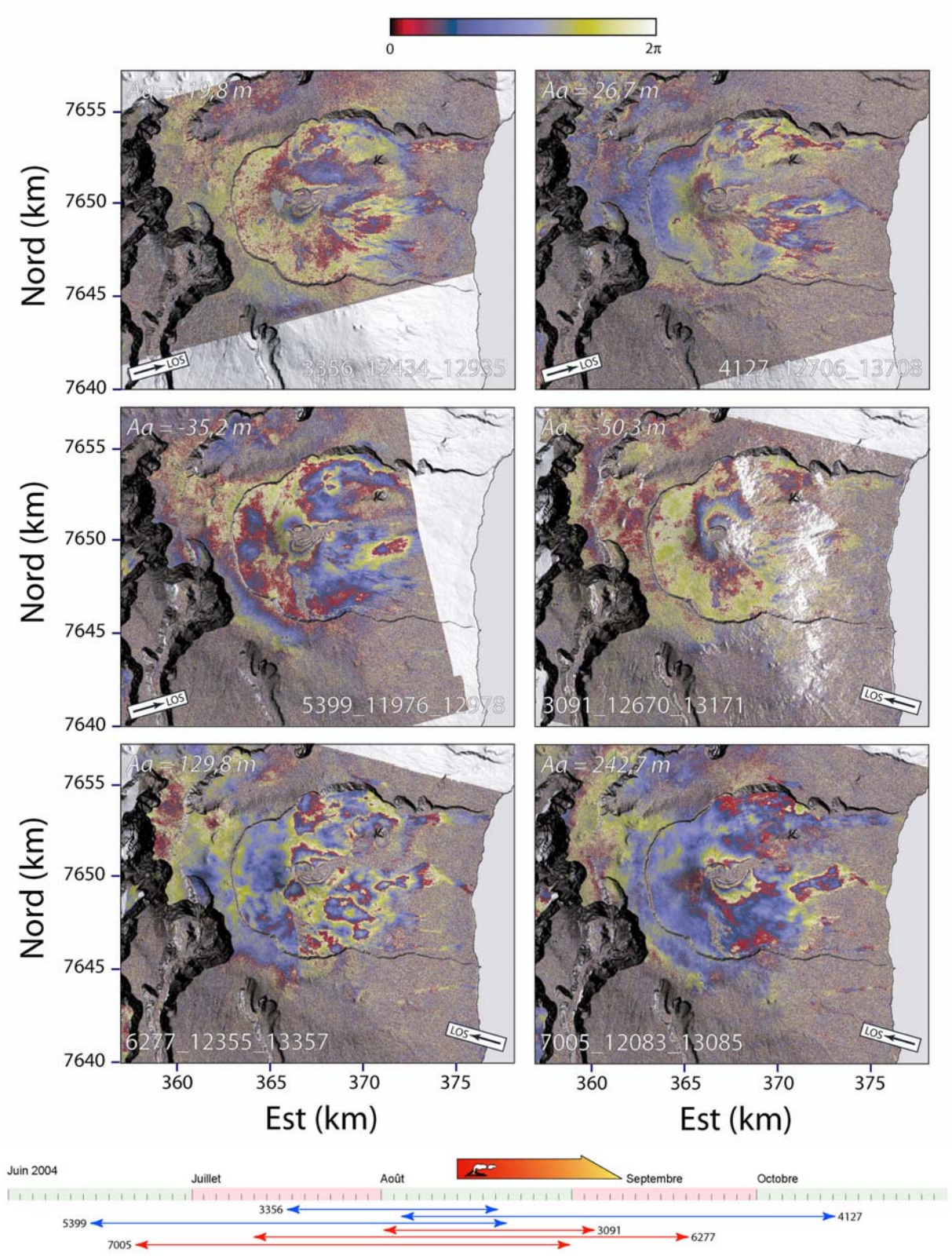



Décembre 2003
Janvier
Février
Mars
2084
2313
3356
2363
4320
6277
7005

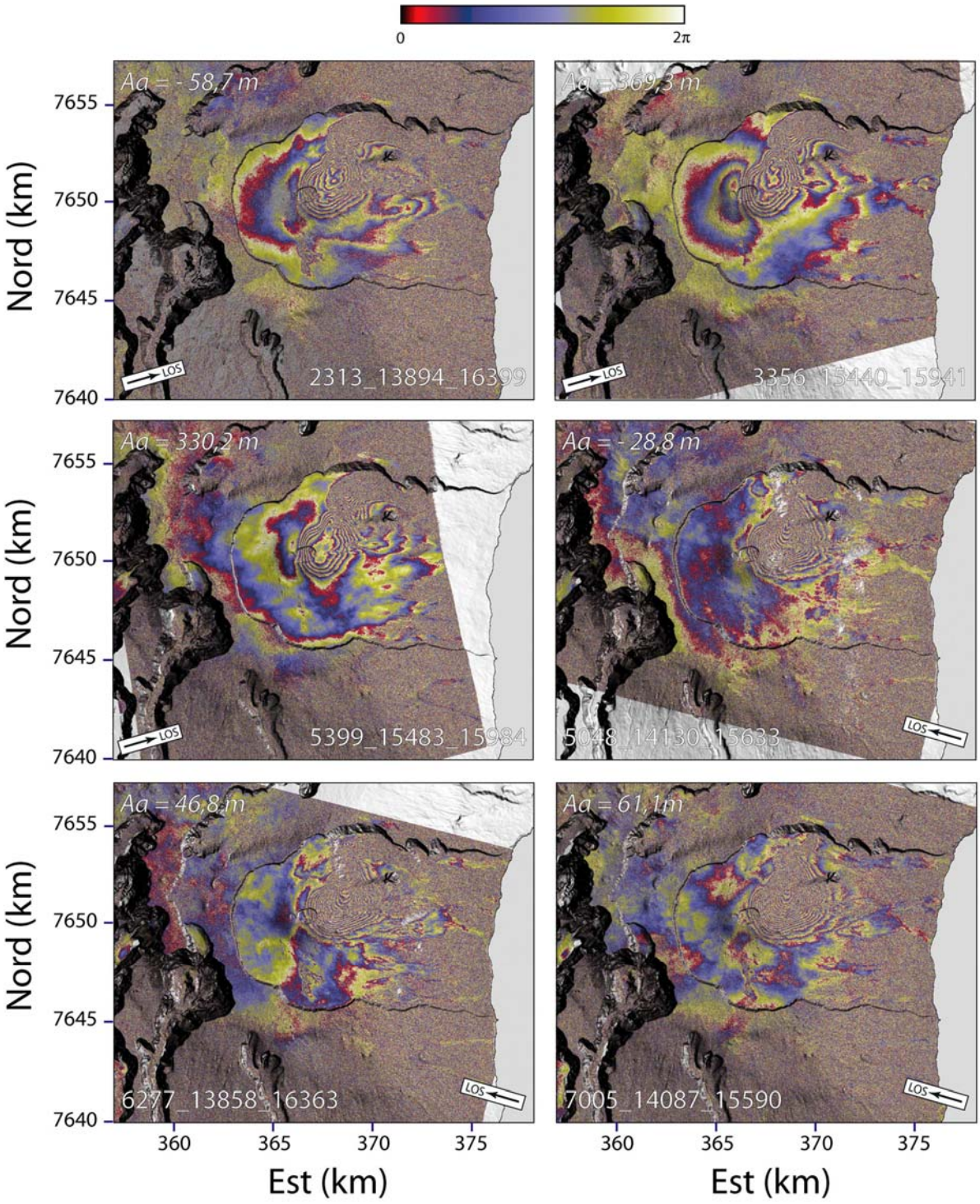
Eruption de mai 2004

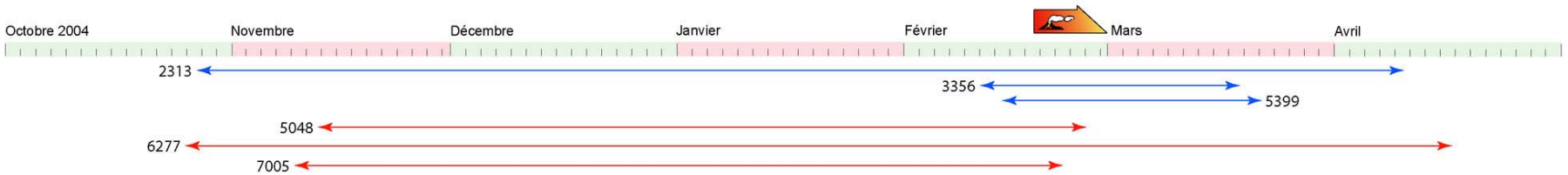


Eruption d'août 2004

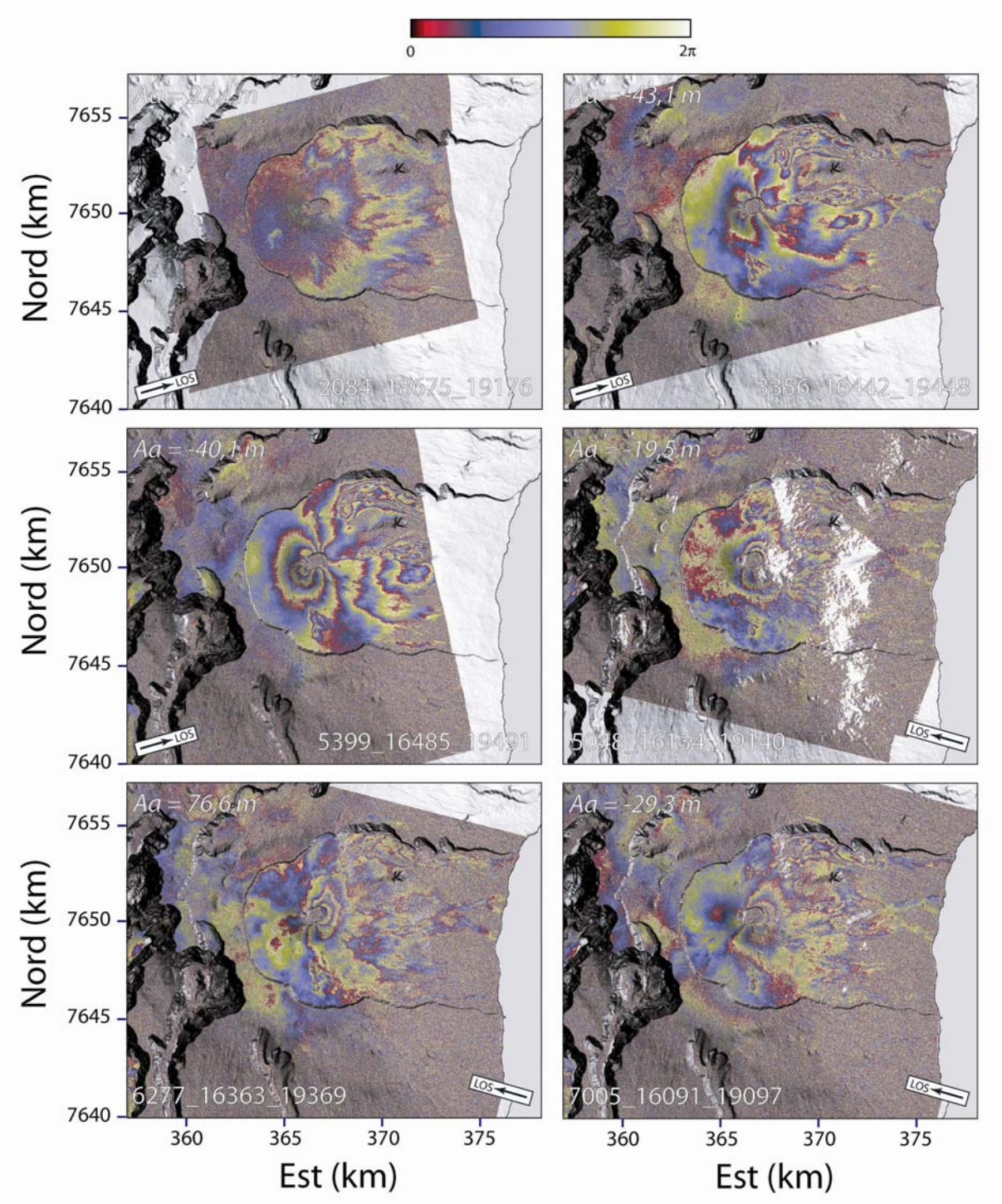


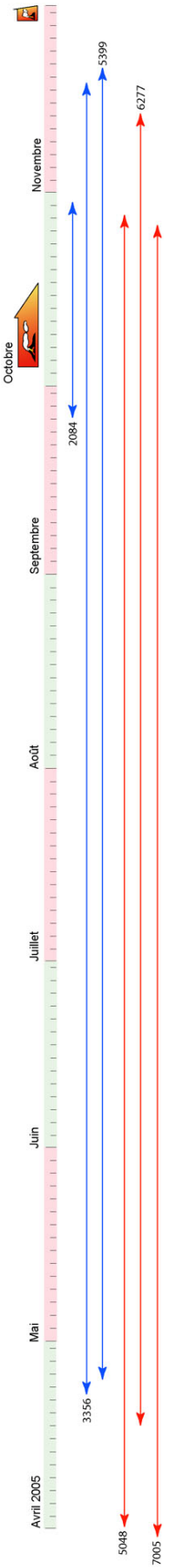
Eruption de février 2005



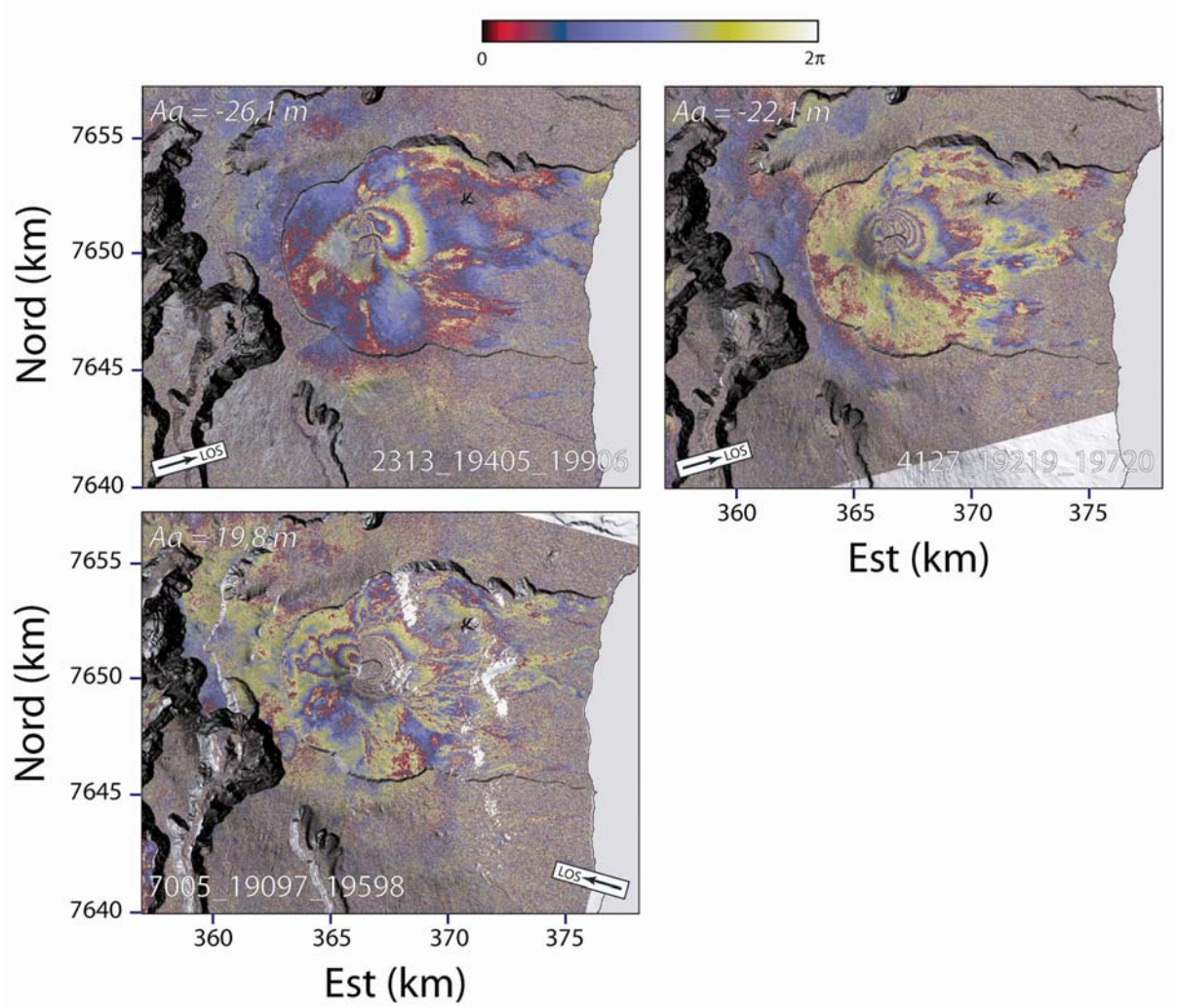

Octobre 2004
Novembre
Décembre
Janvier
Février
Mars
Avril
2313
3356
5399
5048
6277
7005

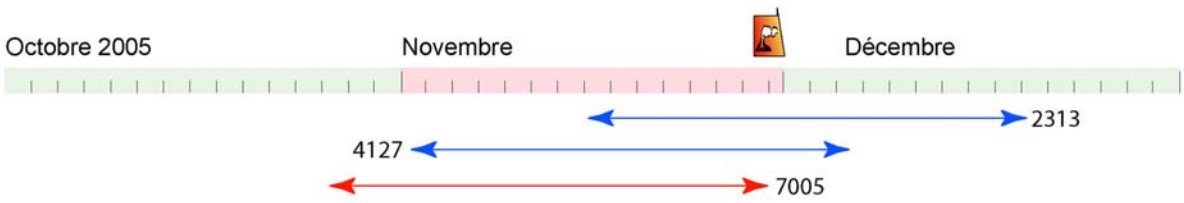
Eruption d'octobre 2005



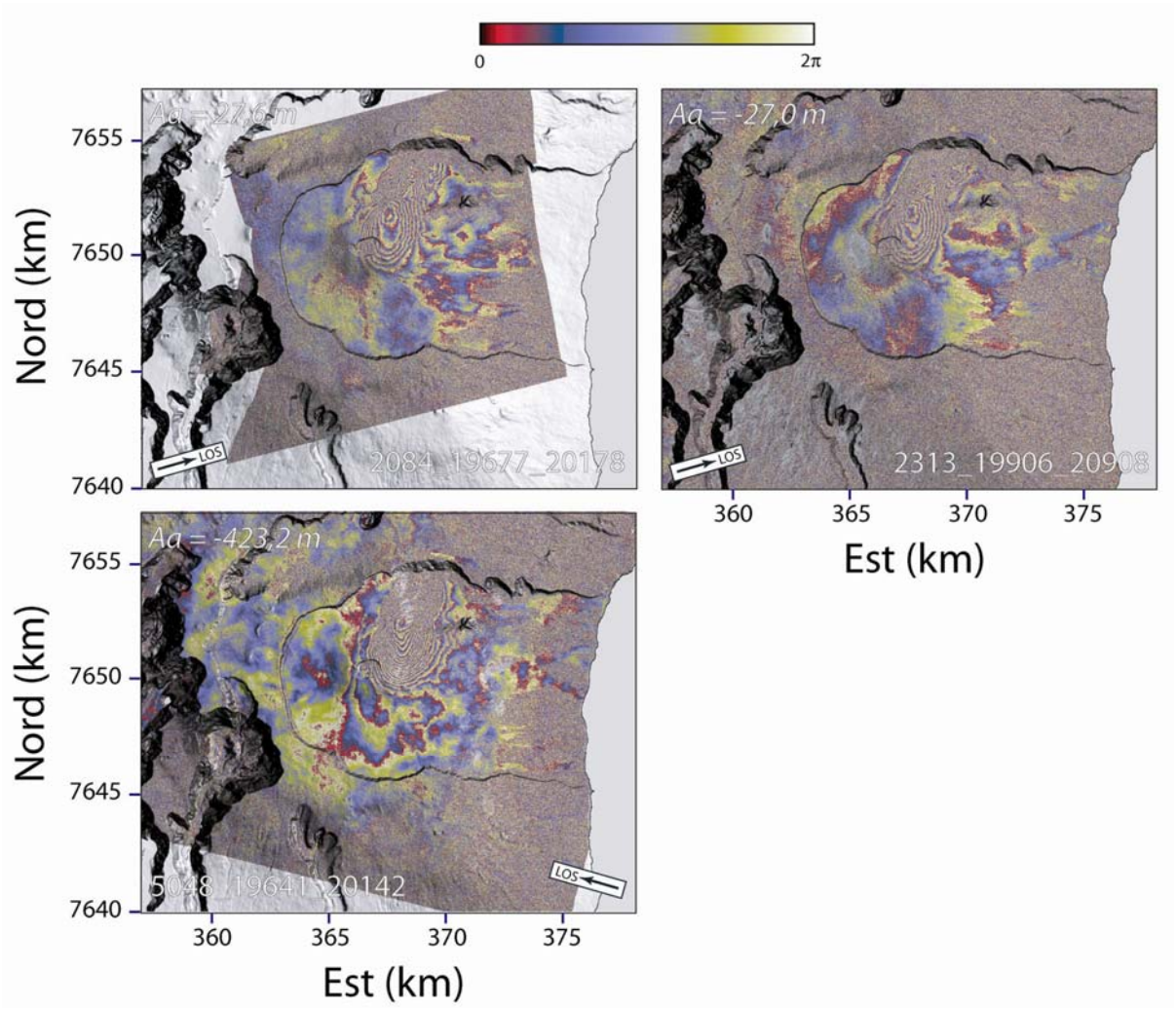

Octobre
Novembre
Septembre
Août
Juillet
Juin
Mai
Avril 2005
2084
5399
3356
6277
5048
7005

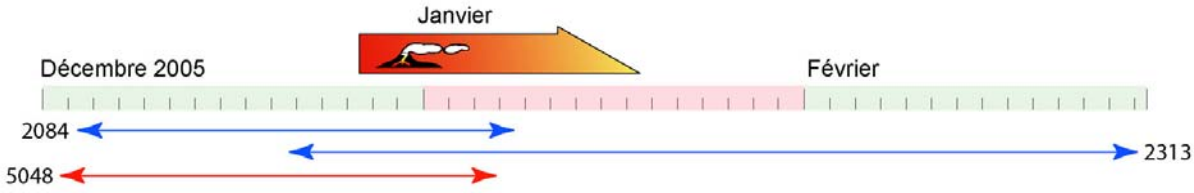
Eruption de novembre 2005



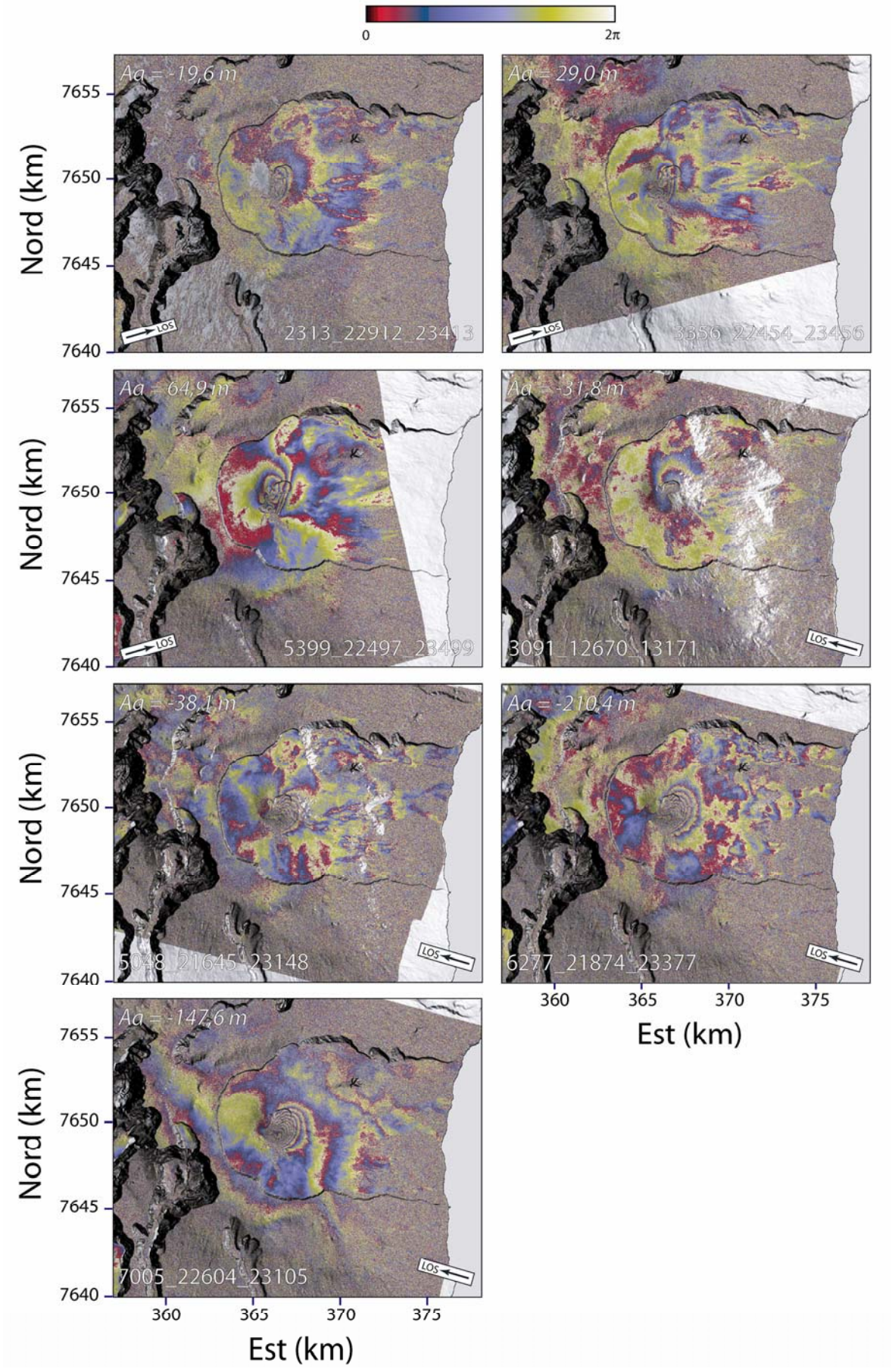


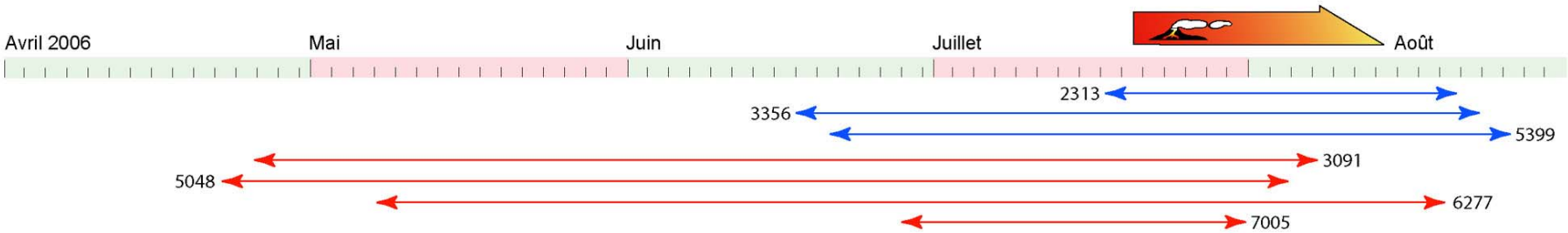
Eruption de décembre 2005



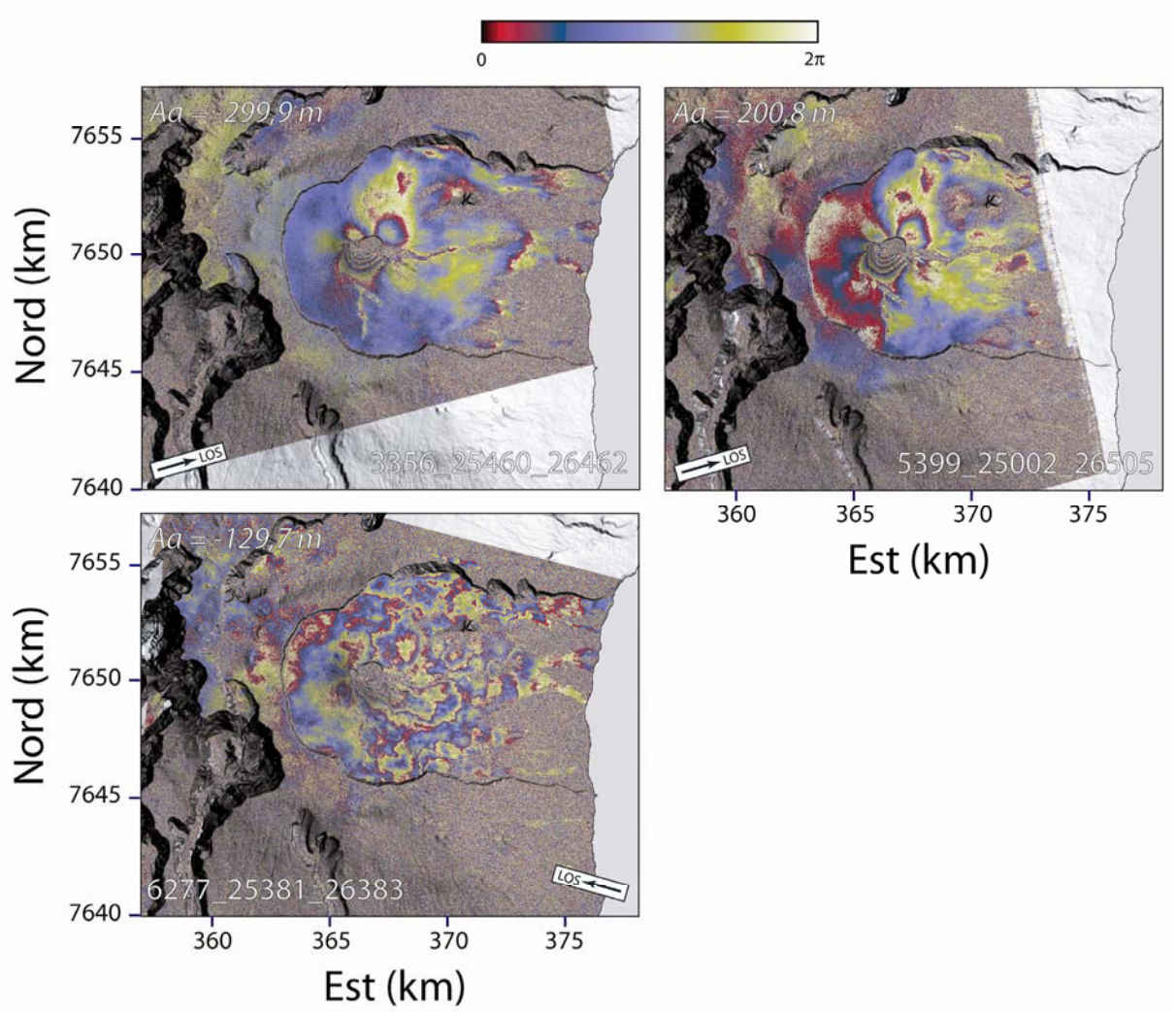


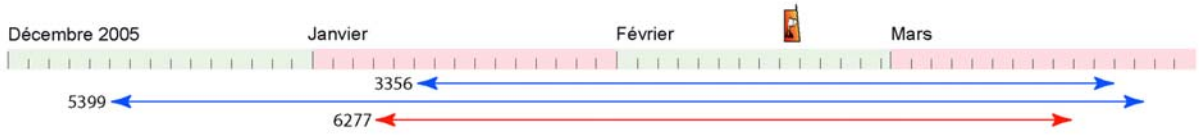
Eruption de juillet 2006



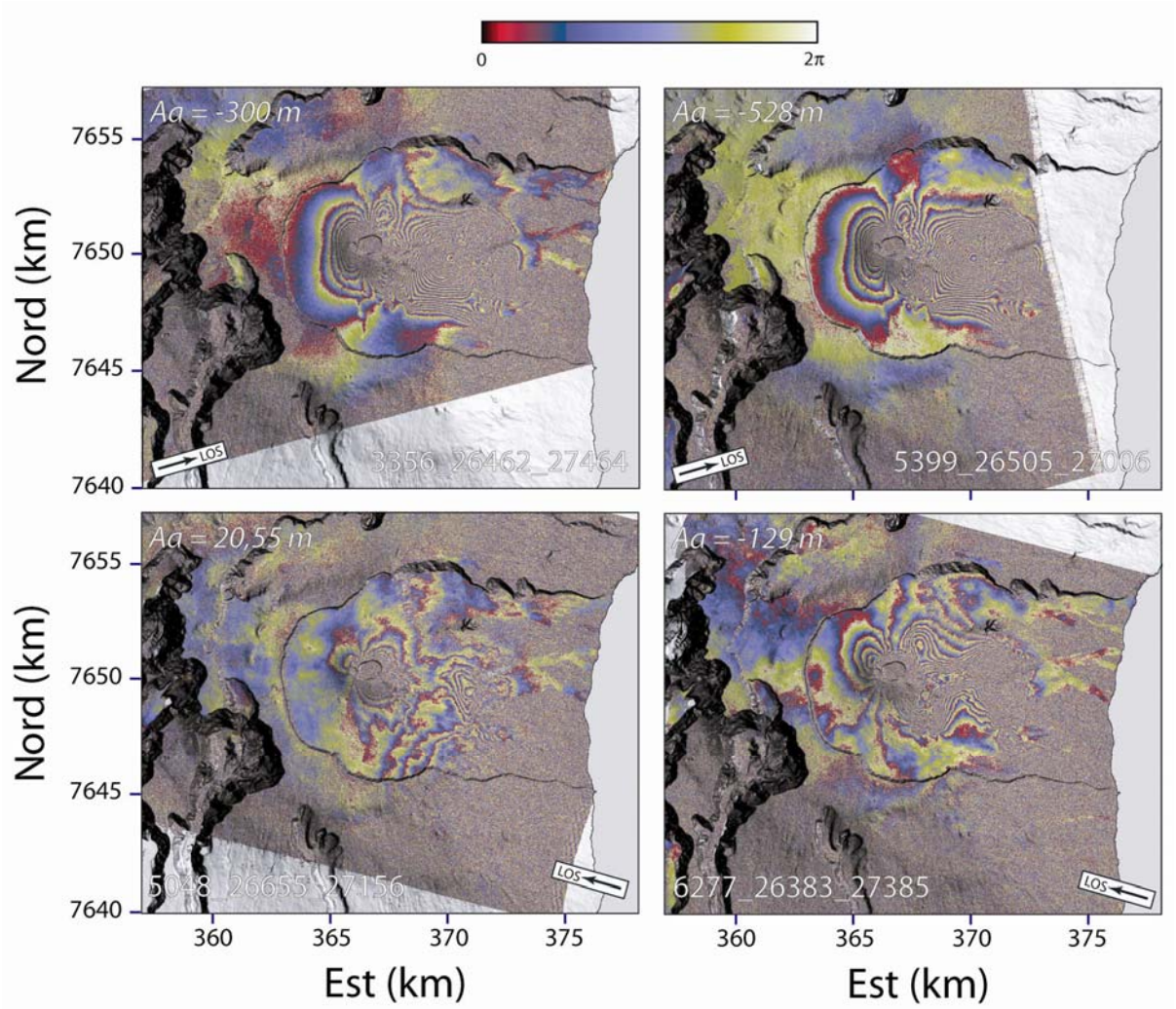

Avril 2006
Mai
Juin
Juillet
Août
2313
3356
5399
3091
5048
6277
7005

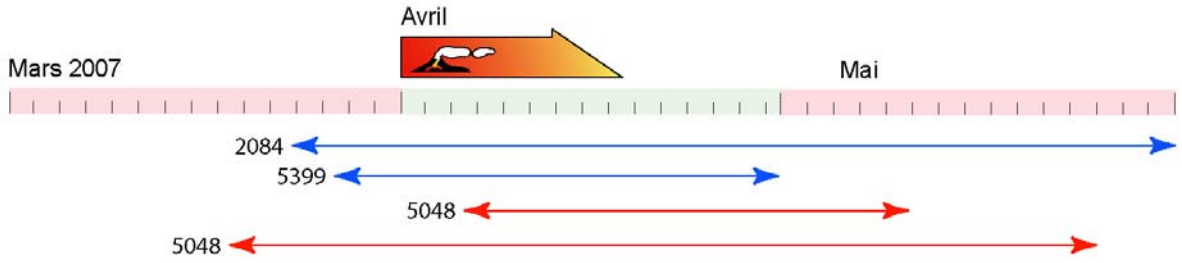
Eruption de février 2007





Eruption d'avril 2007

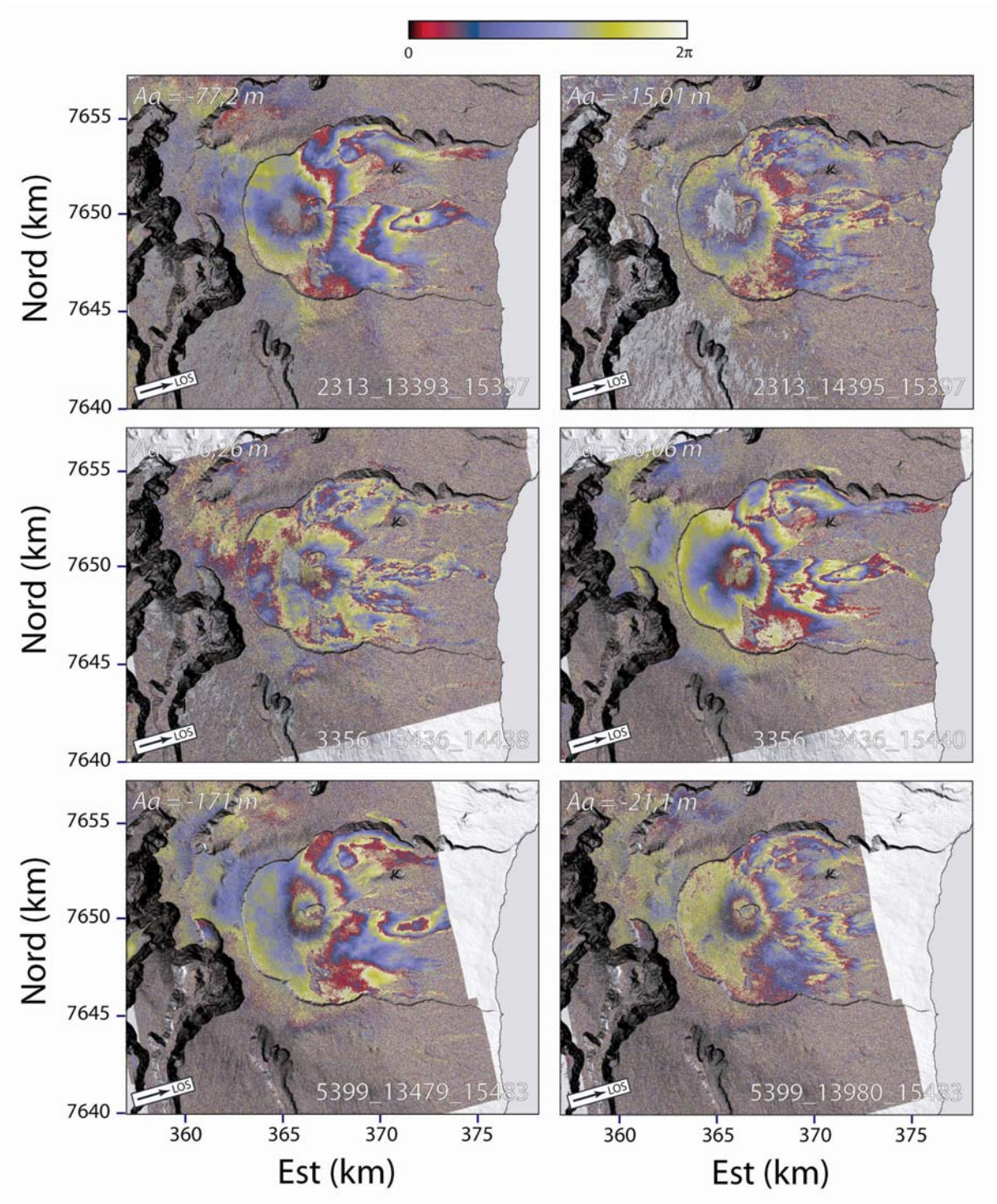




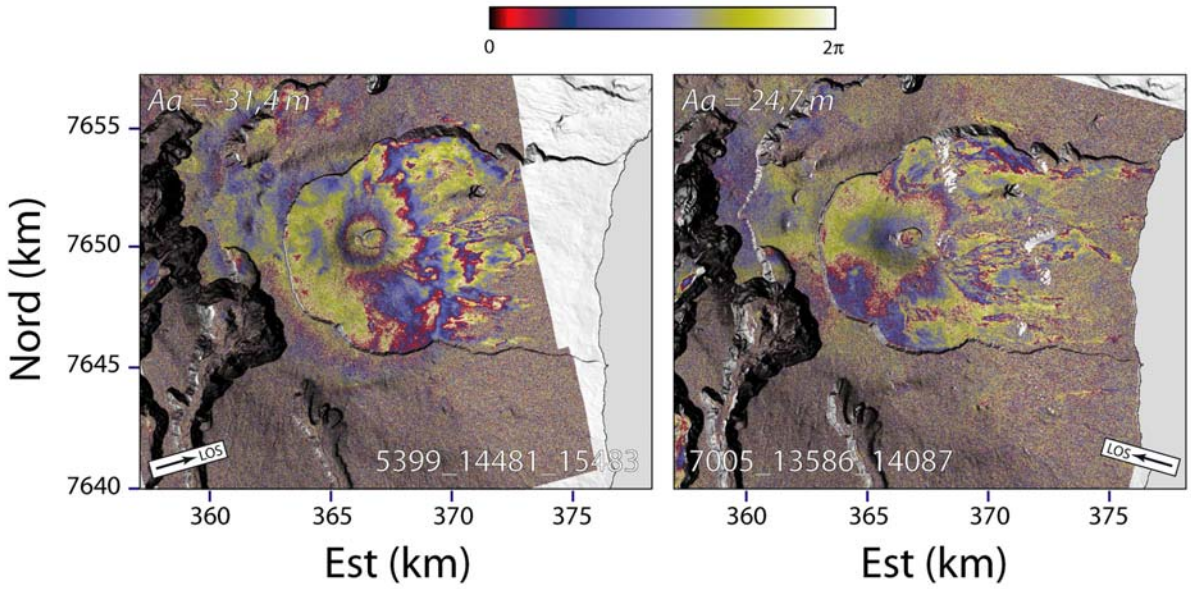
Annexe II

Interférogrammes couvrant les périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

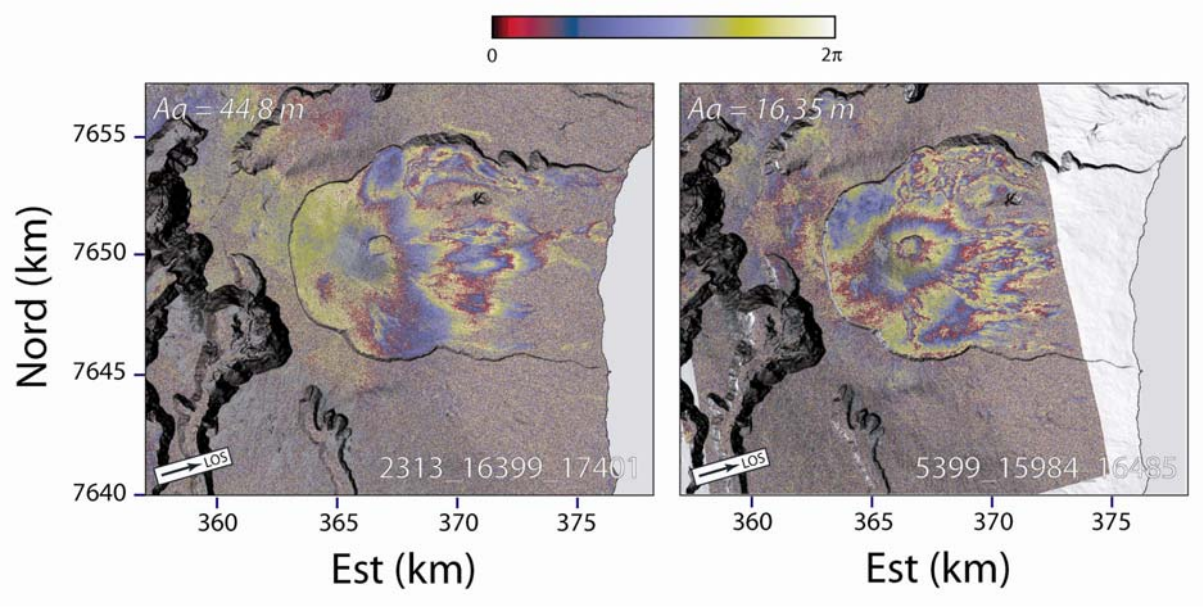
Période inter-éruptive d'août 2004 à février 2005

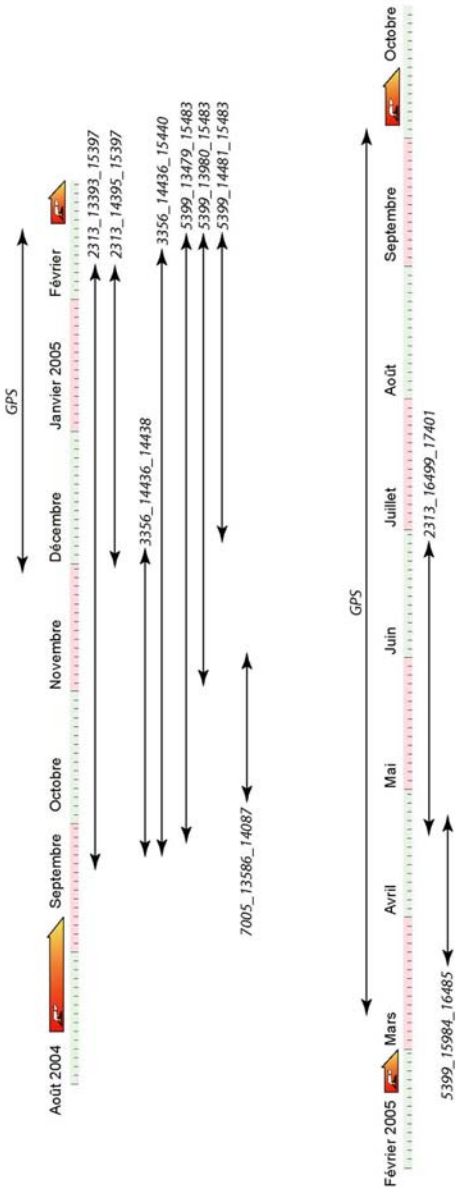


Période inter-éruptive d'août 2004 à février 2005 (suite)



Période inter-éruptive de février 2005 à octobre 2005





Annexe III

Inversions de données effectuées sur les différentes éruptions.

Les premières inversions ont été réalisées avec un code n'intégrant pas le calcul de la rms.

La seconde étape de l'inversion (caractérisation statistique des modèles) n'a été menée que sur les meilleures inversions pour chaque éruption. Les paramètres correspondent alors au modèle moyen et non pas au modèle à maximum PPD.

Identifiant inversion	*Nombre de modèles directs calculés*	*P_0 (MPa)*	*Dip*	*Shear*	*Botelv*	*Botlen*	*Phi*	*Botang*	*D_top*	*Botcurv*	*Vertcurv*	*Misfit (%)*	*rms (mm)*
Août 2003													
0803002	3600	2,41	48,01	-45,12	1475	0,12	-13,67	-4,43	212,5	0	0	19,57	-
0803003	3650	2,21	40,90	-44,45	1504	0,40	0,58	1,03	152,6	0	0	20,34	-
0803004	3650	1,93	49,31	-33,99	1375	0,22	14,13	-11,81	157,6	0	0	18,54	-
0803005	3650	1,87	39,95	-44,29	1304	0,22	12,54	-2,89	176,7	0	0	18,13	-
0803006	3650	1,99	48,97	-35,30	1416	0,24	-15,63	4,57	265,4	0	0	17,40	-
0803007	3650	2,24	45,43	-45,95	1325	0,16	-19,79	-12,01	98,27	0	0	18,20	-
0803008	3650	2,47	67,92	-28,43	1426	0,37	7,90	-19,49	196,4	0	0	17,43	-
0803009	3300	2,92	69,64	-23,00	1392	0,28	10,36	-19,15	240,4	0	0	16,29	-
0803010	6800	2,07	46,02	-37,40	1489	0,28	12,38	-11,07	223,1	0	0	16,98	-
0803011	2550	3,07	69,88	-28,32	1426	0,27	0,07	-29,54	250,2	0	0	17,20	-
0803013	2250	2,76	52,72	-29,83	1344	0,16	25,87	-19,70	282,5	0	0	13,65	-
0803016	3000	2,05	49,93	-29,27	1543	0,23	3,02	-11,51	221,4	0	0	16,29	-
0803017	5800	2,08	49,75	-28,69	1430	0,10	18,96	-10,01	349,6	0	0	17,80	-
0803018	2600	1,55	42,98	-42,91	1374	0,10	14,78	-19,81	250,9	0	0	13,78	-
0803019	3950	1,65	33,52	-47,17	1545	0,32	-2,40	-4,02	273,9	0	0	15,76	-
0803020	5050	2,05	45,82	-39,81	1494	0,31	-15,48	-7,49	241,8	0	0	16,10	-
0803021	3800	2,06	43,16	-32,57	1485	0,28	13,43	2,20	239,7	0	0	13,45	-
0803022	5050	1,70	30,00	-51,08	1596	0,32	-16,27	1,79	266,6	0	0	17,23	-
0803023	5000	1,68	39,15	-2,17	1515	0,63	5,53	21,74	88,99	0	0	14,12	17,9
0803024	3500	1,52	26,53	-3,08	1775	0,60	15,10	9,22	88,25	0	0	14,09	17,9
0803025	1650	1,54	27,30	-0,23	1803	0,69	18,10	6,82	80,41	0	0	13,89	17,8
0803026	3570	1,24	28,46	4,84	1794	0,73	18,89	7,98	78,87	0	0	13,90	17,8
0803027	3750	1,19	27,75	9,59	1807	0,78	19,59	9,13	72,82	0	0	12,78	17,5
0803028	3450	3,15	43,32	-10,49	1716	0,71	14,74	7,32	184,0	0	0	12,64	17,3
0803029	5000	1,94	30,55	1,96	1759	0,54	16,65	7,22	83,70	0	0	12,99	17,6
0803030	3500	1,90	30,64	3,04	1788	0,70	17,28	2,24	88,20	0	0	13,01	17,7
0803031	1650	1,89	28,80	-36,08	1792	0,58	15,52	6,95	90,99	0	0	12,56	17,2
0803032	2950	1,69	45,23	-36,95	1384	0,60	-6,27	7,02	150,6	0	0	12,48	17,1
0803033	5000	1,22	33,00	0,02	1604	0,65	14,23	17,43	98,78	0	0	16,98	18,0
0803034	3500	1,55	38,40	-2,30	1584	0,74	8,29	17,59	84,04	0	0	17,43	18,4
0803035	5000	1,93	38,04	-9,34	1450	0,57	-27,66	-0,44	83,52	-29,98	0	18,10	19,4
0803036	5000	1,28	48,30	-3,41	1079	0,74	2,02	24,98	129,7	-29,97	0	19,01	19,8
0803037	3500	1,70	38,87	-11,56	1325	0,65	-13,23	28,06	121,8	0,04	0	17,41	18,4
0803038	1650	1,42	37,81	-17,98	1534	0,73	12,76	18,74	93,03	-4,99	0	15,65	18,0

0803039	3750	1,30	37,35	-0,46	1571	0,69	13,01	18,80	81,89	5,00	0	15,45	18,0
0803040	5250	1,43	31,17	5,05	1693	0,75	22,28	10,28	88,37	0,09	0	13,09	17,4
0803041	5000	1,28	51,25	29,98	1736	0,56	29,68	-29,76	350,0	0	0	13,01	17,4
0803042	5000	1,76	47,73	-0,43	1475	0,61	16,34	14,01	76,07	0	0	14,57	17,8
Septembre 2003													
0903001	4900	4,33	54,90	-0,44	1577	0,81	78,83	11,71	145,3	0	0	12,45	-
0903002	7000	3,68	48,14	-15,94	1526	0,69	58,15	-0,71	172,3	0	0	12,00	-
0903003	2050	3,78	46,14	-18,17	1531	0,66	7,15	9,96	149,2	0	0	11,89	-
0903004	3800	2,99	30,05	-14,34	1442	0,98	17,20	-2,32	100,0	0	0	11,23	-
0903005	2300	2,95	37,53	-18,88	1643	0,91	19,34	-2,55	204,5	0	0	11,80	-
0903006	10050	3,01	41,26	-16,70	1603	0,79	50,00	-1,82	173,0	0	0	13,40	-
0903007	1900	3,68	46,56	-11,29	1564	0,84	7,78	9,43	176,0	0	0	10,87	-
0903008	3700	3,48	42,23	-21,27	1472	0,86	8,90	6,63	147,6	0	0	8,89	-
0903009	3250	4,09	46,41	-15,80	1519	0,81	8,84	8,60	128,0	0	0	8,70	-
0903010	3300	4,97	32,74	-3,19	1573	1,50	22,79	1,63	202,9	0	0	9,65	-
0903011	300	4,81	36,54	-5,83	1185	1,50	19,66	-13,61	98,53	0	0	9,43	-
0903012	6250	5,00	44,19	9,94	1793	1,50	29,97	-1,18	300,0	0	0	10,12	-
0903013	7050	4,15	38,94	9,99	1519	1,50	-23,25	-16,67	251,7	0	0	7,99	-
0903014	4550	3,87	40,55	-17,08	1644	1,32	-16,70	-15,16	108,4	0	0	9,81	-
0903015	11000	3,17	40,70	-8,92	1551	1,02	1,75	-15,49	211,7	0	0	10,10	-
0903016	2500	3,78	40,89	-16,60	1639	1,32	-14,87	-16,34	110,0	0	0	9,04	12,0
0903017	2500	3,51	36,47	-20,30	1655	1,31	-20,66	-14,43	111,9	0	0	8,84	11,8
0903018	2500	3,51	41,50	-11,00	1601	1,31	-12,08	-18,69	124,9	0	0	8,30	11,7
0903019	2500	3,00	39,33	-15,68	1545	1,38	-15,36	-18,37	120,1	0	0	8,02	11,5
0903020	2250	2,50	35,11	-17,01	1583	1,21	-14,84	-14,65	75,02	0	0	8,31	11,7
0903021	1350	1,97	35,20	-16,32	1454	1,35	-15,02	-16,71	75,60	0	0	7,76	11,6
0903022	2000	2,00	34,21	-19,56	1524	1,25	-11,67	-14,46	77,95	0	0	7,78	11,6
0903023	1550	1,99	36,14	-15,12	1470	1,31	-11,56	-15,73	75,83	0	0	6,94	11,1
0903024	8750	3,98	39,67	14,17	1545	1,96	-29,67	-15,03	179,3	0	0	6,53	10,8
0903025	15030	4,00	51,40	-35,49	1777	0,50	-22,85	-15,92	95,65	0	0	10,85	12,4
0903026	5130	3,34	48,29	-18,08	1549	0,17	3,50	-5,46	190,0	0	0	10,93	12,5
Décembre 2003													
1203001	4350	1,64	70,08	-25,01	1550	1,41	-5,78	-8,98	87,99	0	0	23,21	25,5
1203002	4000	1,75	79,87	-23,08	1563	1,46	-0,14	-10,56	105,1	0	0	21,78	23,2
1203003	3850	1,38	66,23	-17,97	1654	1,78	9,87	0,04	145,3	0	0	19,99	22,6
1203004	2250	1,45	88,20	-17,00	1449	1,56	19,23	-34,56	76,50	0	0	20,89	22,9
1203005	2200	1,89	83,10	-23,21	1290	1,48	10,45	-10,98	69,10	0	0	19,40	22,0

1203006	2000	1,23	79,34	-20,78	1310	1,49	0,87	-15,87	111,0	0	0	19,39	22,0
1203007	3100	1,45	77,40	-19,98	1507	1,55	5,88	-19,80	93,42	0	0	19,65	22,1
1203008	2200	1,32	72,01	-19,12	1550	1,19	9,98	-13,56	101,4	0	0	20,20	22,8
1203009	3250	1,10	75,00	-19,87	1598	1,85	10,54	-18,54	78,41	0	0	18,78	21,6
1203010	4000	1,45	77,98	-19,00	1578	1,55	10,38	-19,33	82,31	0	0	18,91	21,9
1203011	2350	1,10	75,02	-19,54	1562	1,51	10,78	-20,30	68,43	0	0	18,73	21,1
1203012	1850	1,89	75,99	-20,01	1601	1,59	11,65	-20,56	79,10	0	0	19,00	22,0
1203013	2200	1,42	78,15	-21,85	1543	1,77	13,43	-23,11	83,30	0	0	20,30	22,7
Janvier 2004													
01041001	2000	6,47	57,25	-18,99	17,81	1,47	-39,14	-38,23	399,8	0	0	23,24	-
01041002	2000	5,10	56,17	-13,48	75,13	1,70	-28,85	-32,48	400,0	0	0	21,87	-
01041003	2000	4,68	56,66	-8,75	11,82	1,36	-18,63	-32,71	372,8	0	0	26,54	-
01041004	4790	3,19	31,17	-3,17	644	1,10	-28,85	-12,08	484,3	-25,00	0	25,43	-
01041005	2500	4,34	31,90	-3,10	312	0,65	-28,97	-26,09	462,8	-24,98	0	21,11	-
01041006	2500	2,15	33,87	-11,81	-150	0,94	-22,31	-29,40	370,5	-24,99	0	20,98	-
01041007	2500	2,79	26,52	7,88	28,14	0,93	-15,84	-2,98	414,2	-44,98	0	23,78	-
01041008	4790	3,37	62,32	-7,93	977,4	0,93	-23,53	-23,59	411,8	-24,99	0	22,89	-
01041009	2500	2,93	39,09	-7,87	726,9	1,19	-28,82	16,41	359,0	-24,93	0	21,85	-
01041010	2500	3,00	29,69	6,07	-158,6	0,92	-29,83	-24,30	468,5	-25,00	0	20,38	-
01041011	2500	1,56	31,32	0,30	46,02	1,66	-31,09	-21,50	408,2	-10,00	0	21,45	-
01041012	2500	2,67	36,54	-8,00	18,62	1,35	-34,07	-30,91	4053	-10,00	0	22,10	-
01041013	4760	3,77	31,54	-16,98	271,2	1,04	-29,99	-19,11	468,9	-25,00	0	19,99	-
01041014	2500	7,95	46,00	-1,48	-369,2	2,50	25,15	19,09	408,4	-24,99	0	20,13	-
01041015	2500	9,63	30,82	-0,07	-412,8	1,00	-3,23	-7,27	388,1	-24,99	0	21,98	-
01041016	2500	1,88	29,30	-1,41	0,68	0,54	-8,48	-16,22	415,7	-34,98	0	20,55	-
01041017	2860	3,85	35,07	0,35	-400,6	0,84	17,34	36,07	400	0	0	21,34	-
01041018	2860	4,08	32,41	-16,46	-40,24	0,75	1,41	4,77	400	0	0	21,43	-
01041019	5500	4,10	34,93	-27,95	186,1	1,22	-19,55	-18,44	400	0	0	21,89	-
01041020	3250	4,88	58,88	-29,95	-450,2	1,01	-19,84	24,58	400	0	0	20,98	-
01041021	7910	1,84	58,16	-49,95	-595,8	1,50	-39,47	39,26	400	0	0	21,30	23,5
01041022	4250	2,07	65,39	-55,63	-60,27	1,47	-64,90	20,13	400	0	0	20,03	22,8
01041023	5250	4,18	48,73	-55,12	-912,8	2,00	-32,83	-27,00	400	0	0	20,12	22,9
01041024	4000	3,04	47,30	-14,80	47,2	1,52	-30,2	-30,9	400	0	0	19,87	22,2
01041025	8000	4,65	38,69	-7,95	-1004	1,06	-28,03	-28,00	400	0	0	19,99	22,6
01041026	8000	9,27	28,30	-1,03	368,8	1,62	-22,81	-29,00	400	0	0	20,31	23,1
01041027	7790	6,10	49,27	-11,29	-441,4	7,72	-16,15	-30,00	400	0	0	23,12	22,9
01041028	3750	5,99	48,57	-15,73	-506,6	7,42	-8,54	-26,00	400	0	0	20,22	23,2
01041029	3750	7,85	44,46	-26,08	287,6	1,00	-34,35	-25,00	400	0	-25,00	24,33	24,3

01041030	8000	5,51	34,90	-14,73	494,3	1,27	-28,09	-31,00	400	0	-15,73	23,18	23,5
01041031	1900	10,77	29,70	32,02	-610,2	1,65	39,95	20,88	400	0	0	20,14	22,9
01041032	1900	16,08	12,07	28,22	218,4	1,23	11,37	13,22	400	0	0	21,43	23,1
01041033	1900	5,56	78,46	5,18	-248,5	1,56	39,15	8,76	400	0	0	22,34	23,6
Mai 2004													
0504001	2250	4,10	55,43	-29,83	1230	1,10	-10,18	10,14	125,1	0	0	19,32	-
0504002	3500	4,33	54,34	-23,56	1540	1,23	-7,45	5,67	143,2	0	0	19,13	-
0504003	3350	6,54	50,10	-10,50	1610	0,99	3,43	4,56	89,83	0	0	23,61	-
0504004	6200	3,19	42,89	-19,54	1489	1,43	18,09	-8,32	100,0	0	0	24,28	-
0504005	3200	2,87	55,78	-25,67	1501	1,22	-0,07	-6,54	88,32	0	0	18,73	-
0504006	10000	2,99	48,78	-30,10	1495	1,31	4,32	-3,32	67,45	0	0	16,44	-
0504007	4250	3,14	49,10	-38,15	1604	1,01	-0,89	0,09	189,0	0	0	17,32	-
0504008	3400	5,44	50,23	-54,30	1543	1,07	2,31	8,90	145,3	0	0	15,44	-
0504009	2850	4,23	54,34	-52,10	1550	1,00	7,56	14,32	132,1	0	0	15,09	-
0504010	2000	3,10	50,33	-55,10	1600	0,91	-8,10	-6,01	130,6	0	0	14,98	-
0504011	2450	3,81	49,10	-49,87	1399	1,56	-7,32	-8,98	128,4	0	0	14,45	-
0504012	2650	2,99	48,54	-47,65	1493	1,34	-3,42	0,40	117,9	0	0	16,65	-
0504013	2400	2,78	46,65	-45,98	1520	1,21	-9,01	3,23	120,4	0	0	14,87	-
0504014	2300	3,01	49,89	-40,96	1534	0,93	-3,01	-3,11	121,6	-5,65	0	18,54	-
0504015	1850	3,18	50,23	-39,94	1598	1,10	4,98	-6,54	130,9	3,55	0	15,33	19,8
0504016	3300	4,20	51,89	-40,18	1550	1,08	4,23	3,90	122,0	5,18	0	15,67	19,3
0504017	2050	3,01	49,87	-39,15	1533	1,18	3,33	0,97	116,3	5,21	0	14,22	18,0
0504018	2150	3,89	49,56	-39,87	1487	1,30	6,70	8,54	100,89	6,89	0	14,78	18,5
0504019	2200	3,07	47,10	-43,18	1650	1,20	-3,22	-4,39	67,54	10,45	0	15,03	18,4
0504020	2700	2,74	53,10	-38,63	1552	1,17	-5,23	-0,87	109,1	-0,10	0	16,10	19,1
Août 2004													
0804001	2500	6,21	80,72	29,70	1852	0,78	24,59	-14,53	140,6	0	0	19,45	-
0804002	2500	7,53	83,55	35,30	1861	0,73	25,00	-12,46	91,13	0	0	18,56	-
0804003	6500	7,28	105,6	38,58	1584	1,13	33,29	-22,67	367,3	0	0	19,01	-
0804004	4750	6,45	94,0	42,61	1826	0,86	30,01	-15,21	189,4	0	0	17,60	-
0804005	4750	10,2	89,1	36,31	1645	0,74	29,39	-25,01	199,1	1,78	3,50	12,10	-
0804006	4000	6,21	112,9	46,62	1782	0,62	32,16	-32,08	345,5	0,38	0,40	12,43	-
0804007	3250	5,36	114,3	47,78	1740	0,83	32,13	-25,01	364,9	0,40	0,40	10,40	-
0804008	2550	8,18	112,4	54,94	1806	0,66	23,09	-12,54	324,2	0,35	0,47	12,21	-
0804009	2550	5,75	92,52	22,27	1775	0,74	29,28	-12,89	345,3	0,46	0,47	11,33	-
0804010	4250	5,92	99,88	44,14	1742	1,06	28,49	-18,56	268,3	0	0	18,86	-
0804011	4250	6,89	81,44	31,67	1828	0,83	25,56	-16,21	155,7	0	0	19,01	-

0804012	4250	5,41	113,2	30,69	1854	0 ,97	33,60	-21,69	192,7	0,5	0,72	14,54	-
0804013	1800	4,58	114,3	33,47	1936	0,63	29,94	-12,43	313,9	0,43	0,47	10,98	11,6
0804014	4500	5,97	85,93	7,81	1779	0,71	16,72	-10,47	91,71	-10,00	14,26	9,13	11,4
0804015	3000	5,00	98,07	57,27	1682	0,83	21,72	-10,54	399,7	0,45	0,47	12,98	12,3
0804016	5810	3,79	119,6	54,95	1519	1,43	35,55	-13,40	436,1	0,48	0,50	13,01	12,6
0804017	4500	6,24	73,99	-43,45	1710	0,68	28,15	-10,76	193,5	-20,00	17,73	9,87	11,6
0804018	3960	5,97	84,36	2,44	1722	1,00	23,79	-3,64	119,8	-15,00	10,12	9,54	11,6
Février 2005													
0205001	4500	2,56	40,89	-50,43	1290	0,86	-17,32	-10,11	63,45	0	0	15,12	-
0205002	7800	3,01	43,82	-55,65	1100	0,78	-18,98	9,25	42,56	0	0	17,74	-
0205003	2350	1,98	55,34	-67,10	884	0,54	-31,15	13,45	89,01	0	0	14,98	-
0205004	3300	1,99	52,56	-40,35	1034	0,62	-24,43	-10,73	80,90	0	0	17,34	-
0205005	4000	3,29	50,18	-45,98	1057	0,78	-28,11	15,55	77,45	0	0	15,27	-
0205006	1850	2,74	51,01	-52,43	932	0,92	-24,00	6,23	73,01	0	0	19,54	-
0205007	2350	2,34	43,87	-52,01	1010	0,63	-31,21	-0,98	88,10	0	0	14,87	-
0205008	2200	2,89	45,82	-55,10	904	0,54	-10,76	-12,11	75	0	0	13,11	-
0205009	1900	3,07	50,98	-48,98	1342	0,46	-8,08	-8,88	75	0	0	16,07	-
0205000	2450	1,78	48,90	-42,10	1102	0,90	-13,45	7,45	75	0	0	14,45	18,9
0205010	3000	1,90	53,10	-53,90	1097	0,60	-20,23	5,10	75	0	0	12,99	18,0
0205011	2050	2,41	47,82	-55,30	1030	0,62	-21,5	-0,27	75	0	0	12,52	17,1
0205012	8000	2,35	46,30	-55,02	1043	0,65	-19,18	-1,10	75	0	0	12,77	17,2
0205013	7200	3,10	42,17	-57,89	1078	0,54	-17,99	-8,23	75	0	0	15,54	19,1
0205014	1900	2,40	48,70	-60,18	1165	0,50	-23,24	8,13	75	0	0	17,01	20,2
Octobre 2005													
1005001	3800	1,50	72,45	-35,39	1650	1,95	44,83	4,22	58,05	0	0	23,54	-
1005002	3800	1,50	72,45	-35,39	1650	1,95	44,83	4,22	58,05	0	0	24,76	-
1005003	3800	1,65	65,03	-34,96	1531	1,98	54,25	9,89	61,24	0	0	22,23	-
1005004	3800	1,50	69,79	-38,70	1599	1,96	44,83	7,32	52,29	0	0	22,98	-
1005005	2160	1,76	65,33	-34,28	1451	2,05	54,99	17,12	54,37	0	0	22,01	-
1005006	2500	1,54	87,	-28,54	1640	1,75	43,43	12,32	45,56	0	0	25,78	-
1005007	3200	1,39	85,	-32,10	1432	1,43	40,87	7,11	67,32	0	0	26,54	-
1005008	1950	1,78	90,	-39,21	1528	1,82	38,24	5,58	84,76	0	0	21,88	24,5
1005009	2030	1,23	95,	-18,43	1667	1,43	30,65	13,18	39,43	0	0	23,34	25,1
1005010	2000	1,09	98,	-19,66	1499	1,21	18,01	19,32	56,86	0	0	21,79	23,9
1005011	2500	1,44	92,03	-16,72	1522	1,28	27,87	9,48	59,20	0	0	21,42	23,1
1005012	2500	1,42	93,	-21,45	1557	1,17	23,17	0,16	62,10	0	0	22,34	24,3
1005013	2250	1,55	85,	-28,13	1464	1,08	20,90	6,74	78,21	0	0	23,21	22,7

Novembre 2005													
1105001	2900	6,83	69,06	-25,74	1954	0,86	9,35	13,26	69,98	0	0	15,33	-
1105002	4250	5,87	79,28	-49,41	1867	0,56	-29,68	0,26	71,29	0	0	15,45	-
1105003	4250	6,99	89,52	-53,11	1893	0,57	-57,96	-0,58	60,29	0	0	12,67	-
1105004	4250	5,44	108,4	-60,91	1991	0,83	-58,85	-23,38	67,18	0	0	14,23	-
1105005	3750	5,65	101,4	-64,45	2021	0,69	-63,44	-30,12	44,82	0	0	13,51	-
1105006	3750	5,57	101,1	-65,77	2041	0,69	-69,66	-30,51	39,54	0	0	10,08	-
1105007	3500	5,21	108,0	-65,02	2045	0,81	-61,44	-30,61	34,97	0	0	13,76	-
1105008	4570	5,40	104,1	-65,46	2032	0,73	-65,95	-30,05	31,90	0	0	16,04	-
1105009	4500	9,99	84,53	-27,56	1710	0,92	-16,32	22,12	291,4	-20,00	18,80	17,50	-
1105010	4500	12,26	99,87	-47,88	1796	0,81	-40,00	9,77	431,1	-30,00	25,62	19,12	-
1105011	3570	16,00	89,75	-42,76	1837	0,91	-23,03	0,79	504,4	-35,00	28,67	18,65	-
1105012	2900	9,14	64,39	-28,85	2000	0,79	19,48	11,00	140,1	0	0	10,33	-
1105013	3250	7,05	64,64	-49,55	1991	0,91	6,63	-2,50	188,0	0	0	12,09	14,4
1105014	4250	6,25	66,51	-59,12	2013	0,89	0,86	-8,39	172,8	0	0	10,15	13,3
1105015	2250	5,59	89,11	-62,61	2002	0,70	-39,30	-17,38	52,12	0	0	9,72	12,6
1105016	2600	6,78	82,43	-59,75	2001	0,41	-19,82	-3,64	77,33	0	0	9,10	12,1
1105017	3750	5,65	106,0	-65,22	2050	0,75	-60,03	-31,00	56,75	0	0	12,52	15,6
1105018	3500	5,33	108,3	-65,72	2057	0,81	-58,53	-29,24	35,49	0	0	10,87	13,8
1105019	5080	5,54	104,6	-65,21	2026	0,71	-64,54	-28,00	31,94	0	0	10,90	13,8
Décembre 2005													
120501	2350	3,01	54,98	-10,47	1562	1,48	10,78	-20,30	67,87	0	0	29,71	23,5
120502	2600	2,96	54,95	-2,94	1031	1,95	19,90	-12,40	50,76	0	0	28,87	23,3
120503	2850	2,59	43,41	-13,11	660,1	1,58	36,20	-14,79	70,43	0	0	25,43	22,0
120504	2850	2,05	68,77	-29,01	1114	1,29	43,90	-16,55	50,96	0	0	23,26	22,5
120505	2850	2,29	55,73	-18,62	946,4	1,24	14,16	-19,18	45,3	0	0	22,21	21,0
120506	3850	3,11	51,82	-3,71	872,3	1,20	13,83	-16,52	50	0	0	21,11	20,3
120507	4250	2,91	49,78	0,62	990,6	1,28	23,65	-15,54	50	0	0	21,78	20,8
120508	5500	3,09	56,78	-5,78	544,3	1,35	18,98	-10,23	50	0	0	22,09	20,9
120509	2350	3,76	53,56	6,34	890,9	1,43	17,23	-5,67	50	0	0	21,34	20,4
Juillet 2006													
0706001	4450	4,99	79,99	44,99	1729	1,36	44,94	0,00	277,8	0	0	17,11	-
0706002	3250	6,81	89,69	61,17	1975	1,20	54,84	14,48	335,3	0	0	15,32	-
0706003	5050	10,2	94,36	44,91	1647	1,41	44,80	-11,38	429,1	0	0	14,14	-
0706004	5050	13,6	109,9	55,99	1780	1,63	50,10	-0,32	584,9	0	0	15,67	-
0706005	5050	13,41	130,0	60,98	1919	1,67	56,92	1,01	524,5	0	0	13,43	-
0706006	4250	3,86	55,53	9,57	1693	0,57	20,85	-6,54	200,7	0	0	16,78	-

0706007	4250	3,39	53,15	8,77	1643	0,51	24,77	-12,88	185,3	0	0	16,15	-
0706008	3750	3,35	53,38	8,73	1670	0,61	11,43	-9,33	176,9	0	0	17,43	-
0706009	3750	3,47	53,73	10,48	1675	0,54	19,73	-6,01	182,1	0	0	15,20	-
0706010	3500	4,02	56,03	11,74	1716	0,63	20,15	-6,38	203,9	0	0	14,90	-
0706011	3500	3,83	54,56	12,00	1716	0,63	17,65	-4,97	203,1	0	0	17,54	-
0706012	6250	3,83	53,93	10,78	1717	0,62	15,41	-7,13	202,4	0	0	13,11	-
0706013	4500	7,30	39,86	-5,55	1931	1,23	-15,99	-29,11	191,7	-19,60	-10,86	18,54	-
0706014	8000	4,71	64,30	19,24	1668	0,84	13,17	-12,28	258,4	0,01	23,89	19,21	-
0706015	8000	5,89	53,79	4,94	1555	0,53	19,79	-11,13	338,9	20,01	22,97	18,31	-
0706016	4250	3,32	53,47	7,51	1637	0,59	14,60	-14,51	175,0	0	0	13,09	-
0706017	3750	3,64	54,53	7,61	1650	0,58	14,10	-14,09	190,4	0	0	18,45	-
0706018	3750	3,52	54,62	6,61	1643	0,60	17,10	-12,43	188,4	0	0	17,33	-
0706019	3500	3,88	54,99	8,93	1692	0,63	14,46	-9,24	200,1	0	0	14,87	13,1
0706020	3500	3,88	54,75	8,42	1690	0,63	12,40	-9,49	198,8	0	0	13,90	12,8
0706021	4030	5,00	110,5	28,89	1677	1,47	52,25	9,02	450,6	0	0	12,45	11,8
0706022	6300	3,77	54,54	8,59	1684	0,62	14,31	-9,75	195,3	0	0	12,30	11,6
0706023	2860	11,7	109,7	40,26	1721	1,12	74,76	4,24	345,7	0	0	13,43	12,4
0706024	3250	15,8	129,6	42,24	1803	1,18	75,64	7,68	397,4	0	0	12,52	11,8
0706025	3250	12.2	143.7	58,03	1971	1,58	60,17	15,50	419,9	0	0	17,64	13,2
0706026	4000	10,9	140,7	53,46	1898	1,87	59,81	6,90	406,7	0	0	16,23	12,8
Février 2007													
0207001	5000	5,54	105,8	29,39	1936	1,32	-5,70	4,73	51,04	0	0	12,34	-
0207002	5000	8,35	99,57	50,07	2064	1,17	-6,16	20,57	34,78	0	0	12,41	-
0207003	5000	7,36	99,92	51,57	2055	1,13	-9,34	26,63	25,10	0	0	14,54	-
0207004	5000	5,52	109,6	29,48	1950	1,25	-3,64	-5,06	50,85	0	0	9,88	-
0207005	5000	9,05	97,66	53,02	2081	1,08	-6,95	24,74	31,12	0	0	11,19	-
0207006	5000	9,64	93,49	53,48	2085	1,16	-5,95	22,63	25,49	0	0	17,23	-
0207007	4290	6,34	102,1	39,13	1938	1,34	-6,01	21,97	128,6	0	0	12,09	-
0207008	4300	6,08	102,9	32,72	1922	1,61	-4,76	17,07	166,4	0	0	8,54	-
0207009	4400	6,18	102,4	32,12	1925	1,63	-4,83	17,96	162,6	0	0	9,32	-
0207010	5000	5,72	104,8	29,90	1958	1,40	-2,42	0,51	53,06	0	0	10,15	-
0207011	5000	6,86	100,9	48,95	2044	1,13	-7,22	20,70	41,09	0	0	9,87	-
0207012	8000	8,48	96,93	54,20	2087	1,15	-5,32	24,66	53,18	0	0	8,34	-
0207013	8000	9,59	93,93	56,35	2107	1,18	-4,07	24,63	57,66	0	0	8,17	-
0207014	4520	6,25	101,5	37,71	1962	1,45	-5,27	21,62	141,4	0	0	8,65	10,2
0207015	4430	5,73	101,1	32,65	1923	1,59	-4,88	21,66	140,2	0	0	9,34	10,5
0207016	4900	4,93	103,9	37,96	1925	1,55	-6,46	34,25	104,1	0	0	8,80	10,1
0207017	10000	4,09	87,11	53,10	2011	0,81	-6,29	23,63	61,32	0	0	7,88	9,8

0207018	2660	3,90	91,72	34,94	1839	0,70	9,58	-12,26	154,3	0	0	8,12	10,0
0207019	9010	5,11	111,8	-0,85	1758	1,22	6,82	17,83	44,88	0	0	8,43	10,1
0207020	4500	3,91	109,6	34,73	1891	0,90	-10,31	3,41	77,85	0	0	8,32	10,1

Inter-éruptif source ellipsoïdale			X	Y	Z	s_1	s_2	s_3	az	vertang	rotang	misifit	rms
IE001	6500		366,35	7649,91	-165	825	678	389	40,1	-5,32	-5,4	31,33	13,05
IE002	2850		366,43	7650,02	45,2	798	690	540	39,5	0,82	0,8	29,67	12,78
IE003	4500		366,18	7649,87	3,7	945	843	443	42,5	-3,23	4,5	32,76	13,98
IE004	5000		366,27	7650,12	-34,6	901	745	589	49,8	9,17	0,1	29,54	12,42
IE005	5530		366,38	7650,09	2,9	863	794	548	44,7	0,19	0,1	29,41	12,35

Inter-éruptif source sphérique			X	Y	Z	r	misfit	rms
IE006	3250		366,38	7649,87	-15,7	379	23,45	11,46
IE007	2030		366,23	7650,35	138	390	22,76	12,01
IE008	2250		366,38	7649,98	109	442	20,54	11,67
IE009	2860		366,43	7650,24	124	413	19,43	11,36

Annexe IV

Traitements effectués sur les données brutes des stations GPS permanentes (données OVPF) afin d'obtenir les positions et les déplacements de ces stations lors des périodes inter-éruptives d'août 2004 à février 2005 et de février 2005 à octobre 2005.

A.IV.1 Préparation des données

L'OVPF nous a fourni les données brutes des récepteurs permanents. Ces fichiers sont en format « constructeur » Ashtech et sont compressés. La première étape consiste donc à transformer ces données au format RINEX ASCII (Receiver Independant EXchange Format) qui est un standard international.

La nomenclature des fichiers RINEX est la suivante : ssssdddf.yyt

- ssss : acronyme de la station ;
- ddd : jour de l'année du premier enregistrement ; dans notre cas à chaque jour correspond un fichier ;
- f : numéro de la session dans le jour (0 pour une journée complète) ;
- yy : l'année ;
- t : type du fichier.

La procédure de conversion au format RINEX créée trois types de fichiers différents ('t' dans la nomenclature) : un fichier d'observation O, un fichier de navigation N et un fichier météo M.

Le fichier météo ne contient qu'une seule ligne de données (ligne 7) :

```
1           2              METEOROLOGICAL DATA                     RINEX VERSION / TYPE
2      ASHTORIN                                 16 - AUG - 07 09:00 PGM / RUN BY / DATE
3                                                                   COMMENT
4                                                                   MARKER NAME
5           4    PR    TD    HR    ZW                             # / TYPES OF OBSERV
6                                                                   END OF HEADER
7       05  9 15  0  0 00  1010.0   20.0   50.0    0.0
```

Les trois premières valeurs correspondent à la date (15 septembre 2005), les trois suivantes à l'heure et viennent ensuite la pression atmosphérique = 1010 hPA, la température de 20°C et l'humidité relative de 50%. Ces valeurs ne correspondent pas à la réalité et sont des valeurs standard puisque les récepteurs GPS de l'OVPF ne sont pas couplés à des capteurs de conditions météorologiques.
Aucune information concernant les conditions météorologiques locales lors de l'acquisition des données GPS n'est donc disponible pour la suite de ce travail. Ces données ne peuvent par

conséquent pas être exploitées pour la caractérisation en continu de la composante atmosphérique sur le Piton de la Fournaise.

Le fichier navigation contient les informations d'éphémérides décrites précédemment.

```
1           2              NAVIGATION DATA                         RINEX VERSION / TYPE
2      ASHTORIN                                16 - AUG - 07 09:00 PGM / RUN BY / DATE
3                                                                  COMMENT
4                                                                  END OF HEADER
5        1 05  9 15  0  0  0.0  .846385955811D-05  .193267624127D-11  .000000000000D+00
6            .223000000000D+03  .526875000000D+02  .414552982081D-08  .158157079013D+01
7            .279396772385D-05  .594524282496D-02  .183470547199D-05  .515365998459D+04
8            .345600000000D+06 -.726431608200D-07  .786849682419D+00 -.227242708206D-06
9            .985137260567D+00  .355218750000D+03 -.172554588149D+01 -.825998691875D-08
10           .343585740297D-09  .000000000000D+00  .134000000000D+04  .000000000000D+00
11           .100000000000D+01  .000000000000D+00 -.325962901115D-08  .479000000000D+03
12           .345570000000D+06  .000000000000D+00  .000000000000D+00  .000000000000D+00
```

Sur la ligne 5, se trouvent le numéro du satellite GPS (1), l'année, le mois et le jour d'acquisition des données (05-09-15) et l'heure du message de navigation, 0h00min00s ici. Toutes les valeurs qui suivent sont les paramètres de l'orbite du satellite, on y retrouve par exemple l'excentricité ou la vitesse angulaire.

Le fichier d'observation contient, lui, tous les signaux reçus par les différents satellites visibles au moment de l'acquisition des données. Bien que sa structure soit compliquée, la bonne compréhension de ce fichier nous a permis de résoudre les problèmes survenus dans le traitement des données, elle se doit donc d'être détaillée ici.

```
1           2              OBSERVATION DATA    G (GPS)             RINEX VERSION / TYPE
2      ASHTORIN                                16 - AUG - 07 09:00 PGM / RUN BY / DATE
3      CHF0                                                       MARKER NAME
4                                                                  MARKER NUMBER
5                                                                  OBSERVER / AGENCY
6                           ASHTECH UZ-12       ZB00      0A13     REC # / TYPE / VERS
7                                                                  ANT # / TYPE
8        3350523.7100  4915158.7600 -2299166.0200                  APPROX POSITION XYZ
9              0.0000        0.0000        0.0000                  ANTENNA: DELTA H/E/N
10          1     1                                                WAVELENGTH FACT L1/2
11          7    L1    L2    C1    P1    P2    D1    D2           # / TYPES OF OBSERV
12         10.0000                                                 INTERVAL
13                                                                 LEAP SECONDS
14       2005     9    15     0     0   10.000000      GPS         TIME OF FIRST OBS
15       2005     9    15    23    59   10.000000      GPS         TIME OF LAST OBS
16                                                                 END OF HEADER
```

L'en-tête du fichier comporte plusieurs informations : le format RINEX (2) utilisé, le nom de la station (CHF0 - ligne 3), le type de récepteur utilisé (ligne 6), les informations sur l'antenne (ligne 7, aucune information dans ce cas), les données satellites enregistrées dans le fichier (ligne 11, ici les codes L1 L2, C/A etc.), la fréquence d'échantillonnage qui est ici d'une mesure toutes les 10 secondes (ligne 12).
Enfin deux informations très importantes pour la suite du traitement et l'évaluation de la qualité des mesures : la date et l'heure de début et de fin du fichier (lignes 14 et 15). Dans ce cas, la station GPS a fonctionné en continu toute la journée (ou presque) du 15 septembre 2005 00h00min10s jusqu'à 23h50min10s. Avec une fréquence d'échantillonnage de 10 s, on disposera donc de 8635 mesures brutes de position dans la journée. L'étude statistique réalisée par la suite sera donc fiable.

Cependant il n'est pas rare d'avoir des fichiers d'observation plus courts à cause d'un dysfonctionnement de la station GPS :

```
1           30.0000                                                 INTERVAL
2                                                                   LEAP SECONDS
3         2004     9    12     0     0   30.000000      GPS         TIME OF FIRST OBS
4         2004     9    12    14    47   59.996000      GPS         TIME OF LAST OBS
5                                                                   END OF HEADER
```

Dans ce cas, la station n'a enregistré que durant un peu moins de 15h avec une fréquence d'échantillonnage de 30s soit 1176 mesures brutes. Ce manque de mesures conduit à une dilution de la précision du positionnement ; dans certains cas le point GPS devra être rejeté.

Après l'en-tête se trouvent les blocs de mesures satellites :

```
1       2005     9    15     0     0   10.000000      GPS         TIME OF FIRST OBS
2         2005     9    15    23    59   10.000000      GPS         TIME OF LAST OBS
3                                                                   END OF HEADER
4        05  9 15  0  0 10.0000000  0  9G03G21G15G16G30G06G14G01G25          0.000000001
5         -7373053.298 1  -5739422.65641  23081673.372    23081675.0114   23081671.0784
6             2744.728        2138.749
7        -11228144.348 1  -8742168.55941  22701794.611    22701795.9504   22701791.0574
8             1102.166         858.831
9         -8339180.463 1  -6493393.18841  22887317.613    22887319.0054   22887315.6474
10            2336.940        1820.992
11        -7244796.213 1  -5515953.78741  22249022.928    22249024.4354   22249019.7724
12             864.864         673.920
13         4748529.272 1   3714099.46241  24623125.315    24623127.8314   24623123.2424
14           -1743.377       -1358.476
15        -9824118.152 1  -7645356.22041  22370098.963    22370100.8204   22370096.6044
16           -3044.030       -2371.971
17       -16406746.422 1 -12769442.80641  22117107.087    22117108.8494   22117103.8864
```

```
18          -3045.423       -2373.057
19      -23672144.681 1 -18430786.43941  20868064.489    20868066.2074   20868062.3204
20          -1367.489       -1065.576
21      -23136036.912 1 -18022731.51941  20313455.451    20313457.2074   20313452.6884
22           1139.352         887.807
23      05  9 15  0  0 20.0000000  0  9G03G21G15G16G30G06G14G01G25          0.000000000
```

La première ligne de chaque bloc (lignes 3 à 22) indique la date et l'heure des observations :

- 05 9 15 : date au format yy-mm-dd
- 0 0 10.0000000 : heure au format hh-mm-ss
- 0 : un marqueur qui indique si l'enregistrement est valide (0 = OK)
- 9G03G21G15G16G30G06G14G01G25 : nombre de satellites utilisés (9), type de satellite (G=GPS) et numéros des satellites utilisés (03, 21, 15, etc.)

Chaque ligne suivante, jusqu'à la fin du bloc, comporte les informations délivrées par les satellites référencés dans la première ligne du bloc.

Dans notre cas, chaque ligne comporte 7 valeurs numériques correspondant aux valeurs observables et enregistrées telles qu'elles sont indiquées dans l'en-tête du fichier observation à la ligne 11 :

```
11          7    L1    L2    C1    P1    P2    D1    D2            # / TYPES OF OBSERV
```

Les lignes :

```
5        -7373053.298 1  -5739422.65641  23081673.372    23081675.0114   23081671.0784
6            2744.728        2138.749
```

correspondent donc aux valeurs de :

- L1 et L2 exprimées en nombre de cycles ;
- C/A mesuré sur la porteuse L1 appelé dans ce cas C1 et exprimé en mètres ;
- P mesuré sur les porteuses L1 et L2 appelés alors P1 et P1 exprimés en mètres ;
- les mesures doppler D1 et D2 en hertz respectivement sur la porteuse L1 et sur la porteuse L2.

A.IV.2 Traitement des données

Le réseau des stations GPS permanentes au Piton de la Fournaise dispose de deux stations de référence ENCg et GITg ; ces stations servent donc pour le calcul du positionnement relatif des stations permanentes situées dans l'Enclos Fouqué. La station GITg n'a été mise en service que courant 2006.

Lors du traitement des données, on effectue un calcul dit en double différence (calcul des déphasages croisés des signaux entre les satellites et les récepteurs éliminant les décalages d'horloge) en précisant les coordonnées exactes et supposées absolues de la station de référence utilisée. Le logiciel PNAV v.2.5.05D effectue le calcul du positionnement.
Pour certaines stations GPS, et pour certains jours, le logiciel n'a pas réussi à traiter les données. Il s'est avéré que les fichiers RINEX d'observation recélaient des erreurs d'enregistrement.

```
1       04  9 12  9 20 30.0000000  0  6G28G20G01G23G31G11                  -0.000000005
2         -8985831.256 1  -5387657.25641  21338272.417    21338271.7284   21338269.0694
3             -394.193        -307.163
4           183789.657 1    113930.58041  20827057.142    20827056.3474   20827052.0624
5            -1721.684       -1341.572
6         -1300967.227 1         0.00011  23043926.791           0.0001          0.0001
7              249.386         194.327
8          0000000.000 1    000000.00000  00000000.000           0.0000          0.0000
9             0000.000        0000.000
10        -9599095.984 1  -5903767.63341  21788716.042    21788715.4294   21788711.6704
11            2516.817        1961.156
12          736657.559 1    735981.29541  22396942.097    22396941.3554   22396937.8894
13           -1316.191       -1025.603
```

Bien que le marqueur en début de bloc ('0' = OK) nous indique que l'enregistrement soit valide, pour le troisième satellite (n° 01), toutes les observations ont des valeurs nulles (lignes 8 et 9). Soit le satellite a envoyé un code vide ou erroné, soit le récepteur GPS n'a pas enregistré correctement les données.
L'utilisation d'un script pour vérifier le bon enregistrement des données (valeurs non nulles) a été développé et utilisé pour filtrer en amont les données GPS.

A.IV.3 Données de positionnement

Les fichiers issus du traitement par PNAV se présentent sous la forme de fichier ASCII :

```
1       Ashtech, Inc. GPPS-2          Program:   PPDIFF-PNAV     Version: 2.5.05D
2                     Sat Jun 30 17:43:38 2007    Differentially Corrected: Y
3       BASE: P200 21 14 35.92906 S  055 40 41.49436 E  2353.460  0.083 0.000  0.000
4       ROVR:                                                     0.000 0.000  0.000
5       SITE MM/DD/YY HH:MM:SS     SVs PDOP     LATITUDE       LONGITUDE         HI         RMS
        FLAG   V_EAST  V_NORTH     V_UP
6       CHF0 09/15/05 00:00:10.000000 9 2.1  S 21.26177668  E  55.71886752  2023.8125     0.006
        0     0.000    0.000    0.000
7       CHF0 09/15/05 00:00:20.000000 9 2.1  S 21.26177669  E  55.71886752  2023.8121     0.009
        0     0.000    0.000    0.000
8       CHF0 09/15/05 00:00:30.000000 9 2.1  S 21.26177669  E  55.71886752  2023.8125     0.009
        0     0.000    0.000    0.000
9       CHF0 09/15/05 00:00:40.000000 9 2.1  S 21.26177669  E  55.71886752  2023.8130     0.009
        0     0.000    0.000    0.000
```

```
10      CHF0 09/15/05 00:00:50.000000 9 2.1  S 21.26177668  E  55.71886753  2023.8134     0.008
        0     0.000    0.000    0.000
```

On retrouve dans l'en-tête les informations sur la station de référence (ligne 3) avec son nom, sa latitude, sa longitude, son altitude et des paramètres concernant l'antenne GPS. P200 est l'ancien nom donné à la station ENCg.
Le reste du fichier donne la position en latitude, longitude et altitude de la station calculée (ici CHF0) ainsi que l'heure correspondant au positionnement.

D'autres paramètres sont disponibles :

- SVs nous renseigne sur le nombre de satellites utilisés lors du calcul ;
- PDOP est le facteur de qualité géométrique décrit dans le 2.2.1.d ;
- 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.

Les étapes de post-traitement des données GPS sont détaillées dans le chapitre 2.

Annexe V

Relations et coefficients de projection des déplacements du sol vus dans l'axe de visée d'ASAR-ENVISAT

θ : angle d'incidence du faisceau radar

φ : angle du faisceau radar par rapport à la trajectoire du satellite au sol

composante_Est-Ouest = - cos (φ) . sin (θ)

composante_Nord-Sud = sin (φ) . sin (θ)

composante verticale = cos (θ)

Orbite	Swath	Track	φ (°)	θ (°)	E	N	U
A	S2	313	-12,7838572	20,8693395	-0,3474075	-0,0788261	0,9343952
A	S2	084	-12,78197	25,864386	-0,4234700	-0,1027820	0,9000610
D	S2	363	-167,216236	22,6997777	0,3763368	-0,0853895	0,9225396
A	S3	356	-12,7981175	30,5376375	-0,4954812	-0,1125535	0,8612956
D	S3	091	-167,222605	27,4991309	0,4503011	-0,1021191	0,8870178
A	S4	127	-12,8015196	35,0433958	-0,5599242	-0,1272273	0,8187174
D	S4	320	-167,220037	32,0955739	0,5181703	-0,1175349	0,8471630
A	S5	399	-12,8107575	39,0105528	-0,6137947	-0,1395719	0,7770300
D	S5	048	-167,220182	36,3812014	0,5784607	-0,1312088	0,8050885
D	S6	277	-167,207597	40,3622505	0,6315433	-0,1433951	0,7619652
A	S7	170	-12,825447	42,8538000	-0,6569510	-0,1743855	0,7334885
D	S7	005	-167,185788	43,9405717	0,6766296	-0,1539030	0,7200599

Remerciements

Chère lectrice, cher lecteur, tu trouveras dans les lignes qui suivent quelques témoignages de ma gratitude à ton égard … ou pas ☺ !

La primeur de mes remerciements va, sans surprise, à mes deux directeurs de thèse : Valérie Cayol et Jean-Luc Froger, qui m'ont proposé de poursuivre sur la lancée du DEA dans cette thématique Ô combien intéressante et motivante. La transmission de leurs savoirs respectifs, de leurs compétences et surtout de leurs passions a été des plus enrichissante durant ces trois années de thèse.

Je tiens à remercier les membres du jury pour leur présence et leurs commentaires ; les « externes » : Steve Tait, Christophe Delacourt, Virginie Pinel et Philippe Durand, et les « locaux » : Benjamin van Wyk de Vries et Jean-François Lénat ; tous fins connaisseurs des volcans et/ou de l'interférométrie radar et/ou du Piton de la Fournaise.

Une autre salve de remerciements à Thierry Souriot et Philippe Cacault pour tous les bidouillages informatiques qu'ils ont dû réaliser pour ou avec moi afin que cette thèse se déroule au mieux. Merci à Oliver Charade pour les données GPSCOPE Réunion, à Pierre Briole pour sa collaboration à divers niveaux et à Joël van Baelen pour le temps passé sur les données GPS, données fournies par Thomas Staudacher de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise.

Quand j'ai débarqué en Licence de « Géol » un jour de septembre 2001, je me suis vraiment demandé où j'étais et ce que j'allais y faire… D'autant plus que j'ai commencé par un stage de 6 jours de coloriage de carte au Pic St Loup, doublé d'un stage de franchissement de végétations à la sauce sanglier (© J. Bouloton). Et puis finalement, comme il n'y a pas que le coloriage et la contemplation de lames minces dans la vie, j'ai pu me trouver une petite place dans l'édifice kesslérien que j'ai hanté jusqu'au terme de cette thèse (comment ? j'y suis encore ? ah oui désolé, il va falloir me supporter encore quelques mois !). Je remercie donc ici toutes les personnes qui hantent aussi le bâtiment et qui ont contribué à faire du labo un lieu vivant et plaisant.

Quelques moments forts ont jalonné cette thèse. Je pense notamment à mon premier congrès à Naples fin juin 2005. Il y faisait un peu chaud en cette période de l'année mais heureusement Jean-François Lénat et Philippe Labazuy étaient là pour trouver le chemin des rafraîchissements en terrasse le soir ;)
Je pense aussi au mécénat de la Fondation Jean-Luc Froger qui m'a payé le billet d'avion pour le Chili à l'automne 2005 lorsque cette fondation avait choisi une délocalisation temporaire dans l'hémisphère sud.
Et encore une tournée de remerciements pour Jean-François Lénat qui m'a proposé de prendre part à la mission « Gratons 2007 » au printemps dernier à La Réunion.

Quelques remerciements un peu moins formels maintenant pour les générations d'étudiants, de DEA et de thésards que j'ai eu la chance de croiser (en fait cette phrase est à réécrire : ce sont ces personnes qui me remercient pour les avoir honorées de ma présence à leur côté !). Bon clairement, je ne peux pas citer tout le monde pour la simple et bonne raison que ce mémoire de thèse est déjà trop épais alors je vais citer quelques prénoms et vous piochez dans le tas. Je vais aussi rajouter les ami(e)s en dehors du labo par souci d'économie de papier et donc de préservation de la Planète (je l'ai déjà suffisamment polluée comme ça en prenant l'avion des dizaines de fois pendant la thèse…) : Céline, Mathieu, David, Erwan, Mi, Pierre-Henri, Marion, Audrey, Fabien, Célia, Christel, Nicolas, Anaïs, Laëtitia, Christelle, Géraldine, Elodie, Daniel, Sébastien, Bergrün, Séverine, Aline, Benoît, Sarah, Kathy, Benjamin, Yo, Guillaume, Jérôme, Mioumi, Jeff, Thomas, Kim, Christophe, Stéphanie, Geoffroy, Laurence, Thomas, Fred, Odile, Simon, Serge et Emile.

Deux personnes m'ont beaucoup apporté durant ces dernières années. Tout d'abord un petit bout de femme capable de porter son poids en gravimètre, qui conduit certes un peu vite, qui fait un peu de bruit avec ses chaussures, qui a un rire identifiable entre mille (tel chef, telle thésarde ! …là je vous entends rire tous les deux depuis mon bureau !!! « True Story », © B.S.), qui fait du bon café, qui est flexible (de l'épaule, je parle de l'épaule !), qui fait GPS à 2 heures du mat' et qui a surtout une personnalité hors du commun. Merci.
L'autre est un petit rouquin 'magnanime' qui est parti en territoire maori depuis peu (heureusement il y a MSN et Skype ☺). Même s'il a commencé par venir laver son linge sale chez moi … il s'est très vite révélé être l'ami incontournable, indispensable et indéfectible qu'il est aujourd'hui. Merci à toi aussi, mais reste encore un peu là-bas pour que j'aie le temps de m'organiser un petit voyage !

La vie est ainsi faite qu'on ne sait pas ce qu'elle nous réserve. Qui aurait pu penser au printemps 2007, que les amitiés turques de Jean-Luc allaient bouleverser ma vie ? Depuis l'an dernier c'est un petit rayon de soleil de Turquie qui chauffe mon cœur et égaye mes journées. Ma maîtrise du turc laisse encore à désirer mais un petit « Seni çok seviyorum » lui va à ravir. Teşekkür ederim à toi aussi pour tout ce que tu m'apportes !

Je termine ces remerciements par ma famille et surtout mes parents qui m'ont supporté, dans tous les sens du terme, durant toutes ces années et qui ont su m'accompagner (et m'accompagnent toujours) tout au long du chemin… qu'ils voient dans l'accomplissement de cette thèse une infime expression de toute ma gratitude.

Résumé

Le Piton de la Fournaise, sur l'île de La Réunion, est l'un des volcans les plus actifs de la planète. Depuis août 2003, quatorze éruptions et l'effondrement du cratère Dolomieu (120 à 150.10^6 m^3) en avril 2007 se sont produits. Nous avons effectué une surveillance en continu de cette période d'activité intense avec des données ASAR-ENVISAT. Les interférogrammes calculés fournissent un enregistrement précis des déplacements de l'édifice lors de chacune des quatorze éruptions et lors de deux périodes inter-éruptives. Notre étude a permis de mettre en lumière le fort potentiel de l'InSAR comme outil de surveillance quasi opérationnel de l'activité au Piton de la Fournaise.
Les données interférométriques, ainsi que des données GPS de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, ont été utilisées conjointement afin de caractériser les sources des déplacements mesurés en surface et ce, afin de mieux comprendre la géométrie des systèmes de stockage et les modalités de transfert de magma dans l'édifice. Pour cela, nous avons analysé ces données en utilisant une méthode de modélisation par éléments frontières 3D mixtes, méthode combinée à une inversion de type Monte-Carlo. Les déplacements du sol et d'autres données physiques indiquent que les éruptions peuvent être classées en deux catégories : sommitales et latérales distales. La plupart des déplacements co-éruptifs peut être expliquée par l'injection de dykes à pendage 45° à 70° vers l'Est ou sub-verticaux qui s'enracinent, sous le cône sommital, aux alentours de 1500 m d'altitude. Toutefois, les déplacements associés aux trois éruptions latérales distales (janvier 2004, février 2005 et décembre 2005) sont différents et ne peuvent être expliqués par la simple injection d'un dyke. Les déplacements associés aux éruptions de janvier 2004 et d'avril 2007 suggèrent aussi un glissement vers l'Est de la zone des Grandes Pentes et du Grand Brûlé. Enfin, l'étude de déplacements de grande étendue observés lors des périodes inter-éruptives montre l'existence d'un réservoir magmatique localisé au niveau de la mer.

Mots-clés : *Volcanologie – Interférométrie radar – Piton de la Fournaise – Surveillance volcanique – Modélisation numérique*

Abstract

Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island, is one of the most active volcanoes of the Earth, with fourteen eruptions and the large volume crater collapse of Dolomieu crater (120 to 150.106 m3 of material collapsed) since August 2003. We performed a continuous InSAR monitoring of this period of intense volcanic activity using ASAR-ENVISAT data. The computed interferograms provide a precise measurement of volcano displacements associated with each of the fourteen eruptions and during two inter-eruptive periods. Our study highlights the high potentiality of InSAR as an operational monitoring tool for volcanic activity at Piton de la Fournaise.
The interferometric data, together with some GPS data provided by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, were also used to determine the characteristics of superficial dykes that fed eruptions and of the magmatic storage system. We modelled these geodetic data using a 3D-Mixed Boundary Element Method combined with a Monte-Carlo exploration algorithm. Ground displacements and other physical parameters allow distinguishing two kinds of eruptions: proximal and lateral distal. Co-eruptive displacements associated with proximal eruptions can be explained by 45° to 70° eastward or sub-vertical dipping dykes, which root at ~1500 m a.s.l. beneath the central cone. On the contrary, displacements associated with the three lateral distal eruptions of the study period (January 2004, February 2005 and December 2005) cannot be explained by the intrusion of a single dyke. Displacements associated with the January 2004 and April 2007 eruptions suggest global movement of Grandes Pentes and Grand Brûlé areas toward the East. Study of large extent displacements observed during inter-eruptives periods evidences a magmatic reservoir located at sea level.

Keywords: *Volcanology – Radar Interferometry – Piton de la Fournaise – Volcano monitoring – Numerical modelling*