HAL
archives-ouvertes.fr

Transport et stockage de magma: suivi par interférométrie radar satellitaire et modélisation.

Virginie Pinel

▶ **To cite this version:**

Virginie Pinel. Transport et stockage de magma: suivi par interférométrie radar satellitaire et modélisation.. Volcanologie. Université de Grenoble, 2012. <tel-00840823>

HAL Id: tel-00840823

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00840823

Submitted on 3 Jul 2013

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

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

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Pour obtenir le diplôme d'

Habilitation à Diriger des Recherches

Spécialité : **Sciences Terre, Univers et Environnement**

Présentée par

Virginie Pinel

Transport et stockage de magma: suivi par interférométrie radar satellitaire et modélisation.

HDR soutenue publiquement le **24 mai 2012**,
devant le jury composé de :

M. François Beauducel
Phycisien, IPGP, Examinateur
M Jean-Luc, Got
Professeur à l'Université de Savoie, ISTerre, Examinateur
M. Riad, Hassani
Professeur à l'Université de Nice Sophia-Antipolis, Géoazur, Rapporteur
M. Jean-Luc, Le Pennec
Directeur de Recherche à l'IRD, LMV, Clermont-Ferrand, Rapporteur
M. Giuseppe, Puglisi
Senior Researcher, INGV Catane, Examinateur
M. Steve, Tait
Professeur à l'Université de Paris VII, IPGP, Rapporteur
M. Emmanuel, Trouvé
Professeur à l'Université de Savoie, LISTIC, Examinateur

Résumé

Dans une perspective de gestion de l'aléa volcanique, il est essentiel d'être capable de détecter, suffisamment tôt, un apport superficiel de magma et sa migration éventuelle vers la surface. Il est ensuite important de pouvoir prévoir la localisation de l'éruption à venir, son amplitude et le risque de déstabilisation de l'édifice volcanique associé. Dans ce manuscrit, je mets en perspective mes travaux de recherche qui concernent, à la fois, le suivi spatio-temporel de la migration du magma par mesure radar satellitaire et le développement de modèles mécaniques dynamiques prenant en compte le couplage entre un fluide, le magma, et un solide, le milieu encaissant. Ces modèles ont pour objectif de permettre l'interprétation conjointe de différents observables, dont les mesures de déformation, en vue d'obtenir une information prédictive sur la progression du magma en profondeur.

Abstract

In volcanic hazard assessment, it is crucial to be able to detect, as early as possible, shallow magma emplacement as well as magma migration towards the Earth's surface. Then it becomes important to be able to foresee the future eruption location, its amplitude and its potential impact on the volcanic edifice stability. In this manuscript, I present my research concerning magma migration spatio-temporal tracking by satellite radar remote sensing as well as development of models taking into account the mechanical coupling between a fluid, the magma, and a solid, the encasing medium. These models aim at providing a way to jointly interpret various observations, among which deformation data, in order to obtain predictive information of magma progression towards the surface.

Remerciements

Je remercie chaleureusement tous les membres de l'équipe "Géophysique des volcans" au sein de laquelle j'ai travaillé et je me suis épanouie ces dernières années. Merci pour les discussion et le soutien quotidien. Je remercie aussi les autres Chambériens en particulier David Marsan et Bernard Valette. Je remercie également les membres de l'équipe "Cycle sismique et déformations transitoires" à laquelle j'appartiens en composante mineure et qui me permet de m'ouvrir l'esprit à d'autres thématiques en mangeant des pizzas. Je remercie également tous les participants du projet ANR EFIDIR dont Marie-Pierre Doin toujours disponible pour discuter SAR ou modélisation, ainsi que mes nombreux collaborateurs qui m'ont permis de vivre des aventures scientifiques et humaines : Servando de la Cruz-Reyna, Freysteinn Sigmundsson, Andy Hooper et Hélène Massol.

Je remercie bien sûr les étudiants avec lesquels j'ai travaillé car ils m'ont donné envie d'en encadrer d'autres, Fabien Albino qui a essuyé les plâtres avec brio, Yajing Yan mais aussi Olivier Lengliné et Paola Traversa. J'appréhendais beaucoup cette étape de l'encadrement d'étudiants, essentiellement en raison de l'immense responsabilité que peut représenter le fait de conduire un jeune sur la voie de la recherche, qui peut s'avérer, parfois trop tard, difficile à assumer socialement et économiquement du fait de la précarité et de la raréfaction de l'emploi dans ce secteur. Finalement, devant la motivation de mes étudiants, j'ai accepté le fait que les responsabilités sont partagées et que, devant leur choix, le mieux qu'il reste à faire, est de les accompagner et d'essayer de leur procurer les armes dont ils auront besoin par la suite. Il en reste le plaisir de transmettre une passion et un métier qui me plaît et d'échanger avec des jeunes en construction.

Je remercie également particulièrement les chercheurs, en particulier Philippe Lesage et Emmanuel Trouvé, qui ont co-encadré ces étudiants avec moi car ils m'ont beaucoup appris et aidée à passer un cap.

Je remercie chaleureusement les membres du jury pour avoir accepté de se pencher sur mon travail et de m'apporter leur éclairage. J'ai beaucoup apprécié les discussions lors de la soutenance.

Enfin il y a ceux que je ne remercie pas car, quand on aime, on n'est jamais vraiment redevable : mes parents, les Aixois, les Genevois et surtout les Torchefelonais, Cyrille, Jeanne et Victor, qui m'accompagnent parfois, et c'est alors le top, dans les piscines de Reykjavik ou sur les pentes du Popo.

Table des matières

I Synthèse de l'activité scientifique **1**

II Présentation et mise en perspective des travaux de recherche **21**

1 Introduction **23**

2 Imagerie radar satellitaire et étude des systèmes volcaniques **25**

2.1 Principes de base de l'InSAR 26

2.1.1 Radar et géométrie des images 26

2.1.2 La synthèse d'ouverture : un gain en résolution 28

2.1.3 L'interférométrie différentielle : un outil de mesure du déplacement du sol . . . 29

2.1.4 Les données disponibles 31

2.1.5 L'exploitation des séries temporelles 32

2.2 Une information clef : la déformation des systèmes volcaniques 34

2.2.1 Origine de la déformation en région volcanique : 37

2.2.2 Intérêt de l'étude des déformations en région volcanique : 40

2.3 Apport des données SAR à l'étude des volcans 41

2.3.1 Détection de déformations 41

2.3.2 Enregistrement de la déformation induite par des évènements volcaniques exceptionnels 43

2.3.3 Meilleure quantification des sources de déformation 43

2.3.4 Evolution temporelle de la déformation 45

2.3.5 Croissance et stabilité des édifices volcaniques 45

2.3.6 Conclusion 46

2.4 Innovations méthodologiques dans le domaine du SAR dérivant de l'application au domaine volcanique . . . 46

2.5 Deux contributions particulières . . . 47

2.5.1 Etude des strato-volcans andésitiques Mexicains . . . 47

Difficultés propres aux strato-volcans andésitiques illustrées avec l'exemple du volcan de Colima, Mexique . . . 48

Méthode employée pour améliorer le signal . . . 50

Résultats obtenus sur le volcan de Colima et le Popocatepetl . . . 50

2.5.2 Etude des larges gradients de déplacement : Application possible aux éruptions latérales du Piton de la Fournaise . . . 53

2.6 Les perspectives : Haute Résolution, séries temporelles et assimilation de données . . 53

3 Interprétation des observables géophysiques et de leur évolution temporelle via des modèles dynamiques simples 59

3.1 Petite revue des observables géophysiques . . . 62

3.2 Evolution de la déformation et du taux de sismicité pendant les périodes inter-éruptives des volcans basaltiques . . . 63

3.2.1 Une accélération exponentielle des taux de sismicité avant l'éruption . . . 64

3.2.2 Le modèle dynamique . . . 66

3.2.3 Les implications . . . 68

3.2.4 Balance entre les conditions de rupture du réservoir et la surpression disponible du fait de son alimentation par une source profonde . . . 68

3.3 Evolution du taux de sismicité et de la déformation pendant la mise en place d'intrusions magmatiques, exemple du Piton de la Fournaise . . . 70

3.3.1 Observations concernant l'éruption d'Août 2003 du Piton de la Fournaise . . . 70

3.3.2 Modélisation numérique de la propagation verticale dans un milieu stratifié . . . 72

3.3.3 Modélisation numérique de la propagation latérale au niveau de la discontinuité lithologique . . . 74

3.3.4 Conclusion . . . 77

3.4 Evolution conjointe de la déformation, du taux d'émission de magma et du dégazage induits par l'écoulement dans un conduit superficiel . . . 77

3.4.1 Distance de détection . . . 77

3.4.2 Evolution temporelle du signal . . . 79

3.4.3 Conclusion . . . 79
3.5 Perspectives . . . 79

4 Modélisation numérique du comportement mécanique des volcans 85
4.1 Influence de l'état initial par rapport aux perturbations modélisées . . . 88
4.2 Prise en compte de la gravité . . . 89
4.3 Rhéologie et propriétés physiques des milieux . . . 89
4.3.1 Paramètres élastiques . . . 93
4.3.2 La compressibilié . . . 95
4.3.3 La viscosité . . . 95
4.4 Choix d'un critère de fracturation . . . 96
4.4.1 Le critère . . . 96
4.4.2 Valeur de la résistance à la rupture en tension . . . 98
4.5 Couplage fluide-solide . . . 98
4.5.1 Le cas des zones de stockage . . . 99
4.5.2 Le cas des zones de transport . . . 99
4.6 Travaux effectués sur la stabilité des zones de stockage . . . 100
4.6.1 Effets de perturbations extérieures ponctuelles sur la stabilité d'un réservoir, signaux géophysiques engendrés . . . 100
4.6.2 Effets de la construction de l'édifice : Interprétation conjointe des observables à court terme (géophysique/ géochimie) et sur le long terme (pétrologie, géologie structurale) . . . 102
4.6.3 Prise en compte de la relaxation visco-élastique . . . 110
4.7 Travaux effectués sur les écoulements de fluide en conduit ouvert . . . 112
4.8 Perspectives . . . 112

5 Conclusion et perspectives 117

Notations

Liste des notations employées dans ce manuscrit :
a demi-longueur de l'ellipse (section d'un dyke) ou de l'ellipsoïde (réservoir magmatique)
a_c rayon du conduit d'alimentation
B_{perp} baseline perpendiculaire
b demi-largeur de l'ellipse (section d'un dyke) ou de l'ellipsoïde (réservoir magmatique)
c vitesse de la lumière
D_a largeur de l'antenne satellitaire
E module de Young
f_o fréquence porteuse du satellite
g intensité du champ de pesanteur
g_R ground range
G module de rigidité
H profondeur de la chambre magmatique (toît)
H_b profondeur de la barrière lithologique
H_c profondeur de la chambre magmatique (centre)
h_p épaisseur du plug (zone de forte viscosité du magma dans la partie supérieure du conduit)
H_{sat} altitude du satellite
h altitude d'un point à la surface de la Terre
K module de compressibilité
K_I facteur d'intensité des contraintes
K_{Ic} valeur critique du facteur d'intensité des contraintes
L_a longueur de l'antenne satellitaire
L_c longueur du conduit d'alimentation
P_c pression dans la chambre magmatique
P_d pression à la base du dôme
P_e pression de charge en surface
P_{litho} pression lithostatique
P_s pression de la source d'alimentation profonde en magma
P_r pression de rupture de la chambre magmatique
p_f pression fluide
Q flux de magma
Q_{in} flux de magma entrant
R distance entre le satellite et le sol
R_c résolution en azimuth
R_c rayon de la chambre magmatique
R_d rayon du dôme

R_e rayon de l'édifice volcanique
R_r résolution en distance
S_c chirp slope
S_o cohésion interne
s_R Slant Range
T_s résistance à la tension des roches
V_c volume de magma dans la chambre
V_{in} volume de magma injecté dans la chambre
V_{surf} volume de déformation de surface
v_s vitesse du satellite
α pente de l'édifice volcanique
β compressiblité
ΔP variation temporelle de pression ou différentiel de pression par rapport à l'état de référence.
λ longueur d'onde
μ viscosité
μ_m viscosité du magma
μ_p viscosité du magma dans le plug
ν coefficient de Poisson
ϕ phase
ϕ_f angle de friction interne
ρ_m masse volumique du magma
ρ_r masse volumique de la croûte
ρ_{ru} masse volumique de la croûte supérieure
ρ_{rl} masse volumique de la croûte inférieure
ρ_w masse volumique de l'eau
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ contraintes principales
σ_n contrainte normale
σ_t contrainte tangentielle
τ constante de temps
τ_e durée d'émission du signal
θ angle entre la verticale et la ligne reliant le point de la paroi considéré et le centre pour un réservoir magmatique, angle de visée pour un satellite
θ_{inc} angle d'incidence
θ_{loc} angle d'incidence local

Première partie

Synthèse de l'activité scientifique

Curriculum Vitae

Virginie Pinel

Nationalité française
Née le 4 août 1975, Vie maritale, deux enfants

ISTerre-Université de Savoie
Campus Scientifique
73376 Le Bourget du Lac Cedex
Tel : 04 79 75 86 51
Fax: 04 79 75 94 06
Email : Virginie.Pinel@univ-savoie.fr

Chargé de Recherche (CR1), à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) depuis 2004.

THEMATIQUES DE RECHERCHE **Volcanologie Physique**

- **Modélisation des contraintes et des déformations induites par l'activité magmatique.**
- **Etude de la déformation des systèmes volcaniques par interférométrie radar satellitaire.**
- **Détermination des conditions de pression dans un réservoir magmatique, des conditions d'initiation d'un dyke, des conditions de stabilité mécanique d'un système éruptif.**
- **Influence des variations de charges superficielles sur le fonctionnement d'un système volcanique.**

FORMATION

1998-2002 Institut de Physique du Globe de Paris, Paris VII	**Doctorat**, **Géophysique Interne**, Félicitations du jury
1997-1998 Institut de Physique du Globe de Paris, Paris VII	**DEA de Géophysique Interne.**
1995-1997 **E**cole **N**ormale **S**upérieure de **L**yon	**Magistère de Sciences de la Terre.**
1993-1995 **L**ycée du Parc **L**yon	**Classes préparatoires scientifiques, option Biologie.**

EXPERIENCE PROFESSIONNELLE

RECHERCHE :

2007 **Visite** de 3 mois à l'UNAM, Mexique.

2003-2004 **Stage post-doctoral** intitulé : « *Validation scientifique et méthodologique de l'utilisation de données d'imagerie radar satellitaires (bandes L, C et X) pour la compréhension de la dynamique des déformations à l'intérieur des volcans*» financé par le CNES.

1998-2002 **Thèse de Doctorat**, IPGP soutenue le 27 novembre 2002. Titre : « *Construction et destruction d'un édifice volcanique : Conséquences pour le transport et le stockage du magma.* » Directeur : C. Jaupart, Président du Jury : V. Courtillot, Rapporteurs : T.Druitt et S. Sparks, Examinateurs : G. Boudon et G. Poupinet

COORDINATION de PROJET :

Responsable de trois projets auprès des Agences Spatiales Européenne et Italienne.
Responsable ISTerre-Chambéry du Projet Européen VOLUME , contrat nº 18471 (2005-2009).
Responsable ISTerre du Projet EFIDIR, ANR-07-MDCO-004-05 (2008-2011).

Membre du Conseil Scientifique de Vulcania.

COLLABORATIONS

F. Sigmundsson (Nordic Volcanological Center, Reykjavik, Islande), **A. Hooper** (Delft University of Technology, Pays-Bas), **S. De la Cruz-Reyna** (UNAM, Mexico, Mexique), **G. Reyes** (Université de Colima, Mexique), **M.P. Doin** (ENS, France), **H. Massol** (Paris-Sud, France).

ENCADREMENT :

Co-encadrement des thèses de F. Albino (2007-2010) et de Y. Yan (2008-2011)

ENSEIGNEMENT :

Monitorat de 1999 à 2002, ATER en 2002-2003, Intervention en filière Sciences de la Terre (Univ. de Savoie).
Dynamique des fluides géologiques, Mécanique des milieux continus, Champ de pesanteur, champ magnétique, Traitement du signal, Cartographie géologique, Instrumentation géophysique

PUBLICATIONS 19 articles avec comité de lecture dont 13 en premier auteur ou juste derrière un étudiant

Parcours

Après une **classe préparatoire** au Lycée du Parc à Lyon (**Math Sup-Math Spé Bio**), je suis entrée en **Magistère de Sciences de la Terre** à l'**Ecole Normale Supérieure de Lyon** en qualité d'élève Normalien. J'ai alors effectué un stage d'1 mois au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement à Grenoble sous la direction de Michel Fily (caractérisation de la taille de grains de neige par imagerie optique) et un stage de 3 mois au Geophysical Laboratory à Washington, DC sous la direction de Russel Hemley (étude des inclusions fluides de diamants par spectroscopie). Ensuite, j'ai effectué un DEA et une **thèse en Géophysique** à l' **Institut de Physique du Globe de Paris** sous la direction de Claude Jaupart. Ma thèse s'intilutait :" Construction et destruction d'un édifice volcanique : Conséquences pour le transport et le stockage du magma" et a été soutenue en Novembre 2002. J'ai, ensuite, effectué un **stage post-doctoral** financé par le Centre National d'Etudes Spatiales (**CNES**), à l'Institut de Physique du Globe de Paris sous la direction de Pierre Briole. Ce stage s'intitulait :"Validation scientifique et méthodologique de l'utilisation de données d'imagerie radar satellitaires (bandes L, C et X) pour la compréhension de la dynamique des déformation à l'intérieur des volcans." Au cours de ce stage, j'ai commencé à collaborer avec le Nordic Volcanological Institute de l'Université d'Islande. A l'automne 2004, j'ai été recrutée à l' **Institut de Recherche pour le Développement** (IRD) et affectée à Chambéry dans l'équipe Géophysique des Volcans du laboratoire ISTerre (anciennement LGIT). En 2007, j'ai effectué un séjour de 3 mois à l'**Institut de Géophysique de l'Université Nationale Autonome du Mexique** (Mexico) où j'ai entamé une collaboration avec S. de La Cruz-Reyna.

Depuis 2004 ISTerre, Université de Savoie	**Chargé de Recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement**
2003-2004 Institut de Physique du Globe de Paris, CNES	**Post-doctorat**
2002-2003 Institut de Physique du Globe de Paris	**ATER**
1998-2002 Institut de Physique du Globe de Paris, Paris VII	**Doctorat, Géophysique Interne**
1997-1998 Institut de Physique du Globe de Paris, Paris VII	**DEA de Géophysique Interne**
1995-1997 Ecole Normale Supérieure de Lyon	**Magistère de Sciences de la Terre**
1993-1995 Lycée du Parc Lyon	**Classes préparatoires scientifiques, option Biologie**

Recherche

Mon domaine d'activité est la **volcanologie physique**. Mon projet de recherche vise **à améliorer la gestion du risque volcanique par un travail de modélisation de l'écoulement du magma en profondeur**. Cette modélisation s'appuie sur les données géophysiques existantes et, en particulier, sur l'étude de la **déformation** et de la **sismicité** enregistrées en surface. Mes efforts portent essentiellement dans deux directions parallèles et complémentaires :

- Le traitement de données de **radar à synthèse d'ouverture** afin de quantifier la déformation des régions volcaniques par **télédétection**.
- Le développement de **modèles** permettant d'interpréter les données géophysiques, mais également pétrologiques ou structurales, et de rendre compte au mieux du fonctionnement et de **l'évolution du système d'alimentation en magma**.

Depuis mon recrutement au sein de l'IRD, j'exerce mon activité au laboratoire ISTerre (anciennement LGIT). J'appartiens à l'équipe "Géophysique des volcans" actuellement dirigée par Philippe Lesage. Au sein du laboratoire, je collabore également activement avec les membres de l'équipe "Cycle sismique et déformations transitoires" actuellement dirigée par Cécile Lasserre pour tous les aspects méthodologiques de quantification de la déformation.
D'un point de vue international, mes principaux partenariats sont avec le Mexique (UNAM, CENAPRED, Université de Colima) et je collabore également activement avec l'Islande.

Etude de la déformation des strato-volcans andésitiques par interférométrie radar satellitaire, avec application aux volcans Mexicains (Collaboration avec les partenaires Mexicains : UNAM, CENAPRED, Université de Colima et projet ANR EFIDIR)

L'interférométrie différentielle à partir de données satellitaires de radar à synthèse d'ouverture (InSAR) a été appliquée, pour la première fois, à la mesure de la déformation des édifices volcaniques par Massonnet et al. (1995) et se révèle très utile pour l'étude des systèmes volcaniques (Wright et al., 2006; Froger et al., 2007; Sparks et al., 2008). Cependant l'application de l'interférométrie à l'étude des strato-volcans andésitiques, qui sont à la fois les plus dangereux et ceux dont le fonctionnement est le moins bien connu à l'heure actuelle, reste encore limitée (Wadge et al., 2006; Pavez et al., 2006). Cela s'explique par le fait que ces volcans présentent de fortes pentes ce qui induit une perte d'information et la présence d'artefacts troposphériques importants. Par ailleurs, la végétation sur les pentes est généralement importante ce qui entraîne une perte de cohérence. Ce type de volcan est le plus répandu en Amérique Centrale et en Amérique du Sud dans des pays où les réseaux au sol sont souvent insuffisants. Il est donc primordial d'améliorer la potentialité de l'interférométrie pour leur étude. Pour ce faire des développement méthodologiques (utilisation de séries temporelles d'acquisition, correction des effets atmosphériques à l'aide de données météorologiques) ont été utilisés pour traiter les données ENVISAT acquises entre fin 2002 et août 2006 sur le Popocatepetl et le volcan de Colima. Aucune déformation n'a pu être mise en évidence sur le Popocatepetl sur cette période. Au Colima, une subsidence sommitale de plus d'1 cm par an est observée. Elle peut s'interpréter par l'effet conjoint de la déflation d'une source de magma située à 2.5 km de profondeur et de la charge exercée par les produits d'éruption (Figure 2.13).
Les développements méthodologiques utilisés pour la volcanologie sont réalisés dans le cadre de l'ANR EFIDIR et testés sur différentes cibles tests. Avec mon étudiante Y. Yan, j'ai, ainsi, travaillé sur des

déformations en milieu non volcanique : sur la subsidence de la ville de Mexico en collaboration avec M.P. Doin (ENS) et Pénélope Lopez-Quiroz (Centro de Investigacion en Geografia y Geomatica, Mexico) ainsi que sur le déplacement co-sismique du séisme d'octobre 2005 au Pakistan.

Modélisation des déformations et de la sismicité induites par le stockage et le transport du magma

Je développe des modèles mécaniques prenant en compte le couplage entre le fluide et le solide, afin d'interpréter les déformations et la sismicité enregistrées sur les volcans. L'objectif est d'obtenir une information utile sur la géométrie du système d'alimentation en magma, les propriétés physiques du magma, les pressions motrices en jeu et l'état de contrainte du milieu.

- **Réservoirs magmatiques** : Nous avons montré qu'un modèle d'alimentation d'un réservoir superficiel par une source de pression constante permet à la fois d'expliquer l'évolution exponentielle de la sismicité observée sur les volcans basaltiques (Lengliné et al., 2008) et l'évolution à long terme des taux d'éruption (Pinel et al., 2010). Ce modèle permet d'obtenir une information sur le réservoir superficiel (taille, profondeur, forme) et sur l'alimentation profonde (pression et efficacité de la connexion hydraulique).
- **Intrusions magmatiques (dykes)** : Nous avons montré que la stationnarité des taux de sismicité enregistrés lors des phases intrusives de plusieurs volcans basaltiques était compatible, non pas avec une vitesse de propagation constante du dyke, mais avec son alimentation par un flux constant de magma. Ceci apporte des contraintes sur la surpression et la taille du réservoir superficiel d'où part le dyke (Traversa et al., 2010).
- **Conduits ouverts** : Les données interférométriques, n'ont, à l'heure actuelle, pas la résolution temporelle et spatiale nécessaire pour mettre en évidence des déformations transitoires observées par les réseaux d'instrumentations locaux sur certains strato-volcans andésitiques. Cependant la compréhension de ces déformations qui sont corrélées à la sismicité, aux dégazages et à l'activité volcanique est cruciale pour comprendre les variations brutales de régime d'activité (transition d'une activité effusive à une activité explosive) des strato-volcans andésitiques. Nous avons quantifié la déformation induite par la mise en place d'un plug visqueux dans la zone superficielle d'un conduit volcanique (Albino et al., 2011) (Figure 3.17).

Conséquences des variations de charges superficielles (en particulier celles induites par le réchauffement climatique) sur les conditions d'éruption et la surveillance volcanique. (Collaboration avec le Nordic Volcanological Center, Islande et projet Européen VOLUME) :

Les variations de charge de surface sont fréquentes sur les volcans (mise en place de produits d'éruption, destruction partielle d'édifice volcanique, variation de la charge glaciaire). Elles induisent des variations de pression dans et autour du système magmatique (Figure 4.4) et elles induisent des changements de contraintes enregistrés par les réseaux de surveillance. Il est donc important de séparer ces perturbations des précurseurs d'une éruption et de comprendre leur influence sur les conditions d'éruption. En travaillant sur l'exemple de volcans sous-glaciaires Islandais, soumis à des variations de charges saisonnières et à long terme (retrait glaciaire dû au réchauffement climatique), nous avons montré que les données de déformation induites par la variation de charges superficielles

sont faiblement perturbées par la présence d'un réservoir magmatique et peuvent, ainsi, facilement être utilisées pour discriminer les précurseurs, des forçages externes (Sturkell et al., 2008). Par contre la distribution de la sismicité induite par le forçage externe est fortement influencée par la position, la taille et la forme du réservoir magmatique et peut être utilisée pour imager le réservoir. En introduisant un critère de rupture de la chambre magmatique, nous avons montré que, sous certaines conditions, une décharge pouvait favoriser le déclenchement d'une éruption [Albino et al, 2010, Pinel et al, 2009]. Nous avons aussi montré que le retrait glaciaire induit par le réchauffement climatique agit non seulement sur la production de magma en profondeur mais également sur son stockage (Sigmundsson et al., 2010b). Les outils développés pour le calcul du déplacement induit par une charge de surface ont été appliqués à l'Arenal (Costa Rica) dans le cadre de l'extension du projet VOLUME aux pays d'Amérique Latine.

Liste de Publications

Articles publiés dans des revues à comité de lecture

20 articles publiés dont 13 en premier auteur ou juste derrière un étudiant.

-[Yan et al., 2012] Y. Yan, G. Mauris, E. Trouvé, **V. Pinel**, Fuzzy uncertainty representations of co-seismic displacement measurements issued from SAR imagery, IEEE Transactions on Instrumentation & Measurement, accepté.

-[Trouvé et al., 2011], E. Trouvé, J.-M. Nicolas, L. Ferro-Famil, M. Gay, **V. Pinel**, M.-P. Doin, N. Méger, C. Lasserre,G. Mauris, F. Vernier,R. Fallourd,Y. Yan,O. Harant, R. Jolivet, Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacements par Imagerie Radar, Traitement du Signal, Vol. 28, N° 3-4 pp. 375-416, 2011.

-[Pinel, 2011] **V. Pinel**, Influence of pre-existing volcanic edifice geometry on caldera formation, *Geophys. Res. Lett*, 38, L11305, doi :10.1029/2011GL047900, 2011.

-[Yan et al., 2011] Y. Yan, E. Trouvé, **V. Pinel**, G. Mauris, E. Pathier, S. Galichet, Fusion of D-InSAR and sub-pixel image correlation measurements for coseismic displacement field estimation : Application to the Kashmir earthquake (2005), *International Journal of Image and Data Fusion*, doi :10.1080/19479832.2011.577563, 2011.

-[Albino et al., 2011] F. Albino, **V. Pinel**, H. Massol, M. Collombet, Conditions for detection of ground deformation induced by conduit flow and evolution, *J. Geophys. Res.*, 116, B06201, doi :10.1029/2010JB007871, 2011.

-[Pinel et al., 2011] **V. Pinel**, A. Hooper, S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, P. Bascou, The challenging retrieval of displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes : Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 200, 49-61, doi :10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002, 2011.

-[Pinel et al., 2010] **V. Pinel**, C. Jaupart and F. Albino, On the relationship between cycles of eruptive activity and volcanic edifice growth, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 194, 150-164, doi :10.1016/j.jvolgeores.2010.05.0
2010.

-[Albino et al., 2010] F. Albino, **V. Pinel**, F. Sigmundsson, Influence of surface load variations on eruption likelihood : Application to two Icelandic subglacial volcanoes, Grimsvötn and Katla, *Geophys. J. Int*, 181, 1510-1524, doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04603.x, 2010.

-[Sigmundsson et al., 2010] F. Sigmundsson, **V. Pinel**, B. Lund, F. Albino, C. Pagli, H. Geirsson and E. Sturkell, Climate effects on volcanism : Influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations with examples from Iceland, *Phil. Trans. R. Soc. A*, , thematic issue on climate forcing of geological and geomorphological hazards, 368 , 2519-2534,doi : 10.1098/rsta.2010.0042, 2010.

-[Traversa et al., 2010] P. Traversa, **V. Pinel**, J.-R. Grasso, A Constant Influx Model for Dyke Propagation. Implications for Magma Reservoir Dynamics, *J. Geophys. Res.*, 115, B01201, doi :10.1029/2009JB0065
2010.

-[Lengliné et al., 2008] Lengliné, O., D Marsan, J Got, **V. Pinel**, V. Ferrazzini, P. Obuko, Seismicity and deformation induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes, *J. Geophys. Res.*, 113, B12305, doi :10.1029/2008JB005937, 2008.

-[Sturkell et al., 2008] Sturkell E., Einarsson P., Roberts M. J., Geirsson H., Gudmundsson M. T., Sigmundsson F., **Pinel, V.** , Gudmundsson G. B, Olafsson H. and Stefansson R., Seismic and geodetic insights into magma accumulation at Katla subglacial volcano, Iceland : 1999 to 2005, *J. Geophys. Res.*, 113, B03212, doi :10.1029/2006JB004851, 2008.

-[Pinel et al., 2007] **Pinel, V.** , Sigmundsson, F., Sturkell E., Geirsson H., Einarsson P., Gudmundsson M. T., Hognadottir, T., Discriminating volcano deformation due to magma movements and variable surface loads : Application to Katla subglacial volcano, Iceland, *Geophys. J. Int.*, 169, 325-338, doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03267, 2007.
-[Grapenthin et al., 2006] Grapenthin R., Sigmundsson, F., Geirsson H., Arnadóttir T., **Pinel, V.**, Iceland rhythmics : annual modulation of land elevation and plate spreading by snow load, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24305, doi :10.1029/2006GL028081, 2006.
-[Pinel & Jaupart, 2005b] **Pinel, V.** and Jaupart, C., Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145, 68-80, doi :10.1016/j.jvolgeores.2005.01.012, 2005.
-[Pinel & Jaupart, 2005] **Pinel, V.** and Jaupart, C.,Caldera formation by magma withdrawal from a reservoir beneath a volcanic edifice, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230, 273-287, doi :10.1016/j.epsl.2004.11.016, 2005.
-[Pinel & Jaupart, 2004b] **Pinel, V.** and Jaupart, C., Likelihood of basaltic eruptions as a function of volatile content and volcanic edifice size, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 201-217*, doi : 10.1016/j.jvolgeores.2004 2004.
-[Pinel & Jaupart, 2004] **Pinel, V.** and Jaupart, C., Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, 245-262, doi :10.1016/j.epsl.2004.01.031, 2004.
-[Pinel & Jaupart, 2003] **Pinel, V.** and Jaupart, C., Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2072, doi :10.1029/2002JB001751, 2003.
-[Pinel & Jaupart, 2000] **Pinel, V.** and Jaupart, C., The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano, *Philos. R. Soc. London*, Ser. A, 358, 1,515-1,532, 2000.

Articles publiés dans des revues sans comité de lecture

7 articles publiés.

-[Doin et al., 2012], M. -P. Doin, F. Lodge, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, G. Ducret, R. Grandin, E. Pathier, **V. Pinel** , Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data, Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication SP-697, 2012.
-[Yan et al., 2011b] Y. Yan, E. Trouvé, G. Mauris, **V. Pinel**, 'Fuzzy vs probability uncertainty analysis of seismic displacement measurements issued from D-InSAR and SAR image correlation measurements' Application to the Kashmir earthquake (2005), 2011 IEEE International Instrumentation and Measurement Technology Conference, China (2011)
-[Yan et al., 2010c] Y. Yan, E. Trouvé, **V. Pinel**, E. Pathier, A. Bisserier, G. Mauris, S. Galichet, Assimilation of D-InSAR and sub-pixel image correlation displacement measurements for coseismic fault parameter estimation, IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing IGARSS, 3664-3667, 2010.
-[Yan et al., 2010b] Y. Yan, M.-P. Doin, P. Lopez-Quiroz, F. Tupin, B. Fruneau, E. Trouvé, **V. Pinel**, Comparison of PS and SBAS method applied to the measurement of Mexico City subsidence, Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication SP-677, 2010.
-[Yan et al., 2010] Y. Yan, **V. Pinel** , E. Trouvé, E. Pathier, S. Galichet, G. Mauris, A. Bisserier, Combination of differential interferometry and sub-pixel image correlation in measurement of the 2005 Kashmir earthquake displacement field, Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publica-

tion SP-677, 2010.
-[Pinel et al., 2009] **V. Pinel**, F. Albino, F. Sigmundsson, E. Sturkell, H. Geirsson, P. Einarsson, M. T. Gudmundsson , Consequences of local surface load variations for volcanoes monitoring : Application to Katla subglacial volcano, Iceland, in VOLUME project, EU PF6 (No. 018471), edited by : C. J. Bean, A. K. Braiden, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O Brien, ISBN 978-1-905254-39-2, Publisher : VOLUME Project Consortium, Dublin, March 2009.
-[Pinel et al., 2008] **V. Pinel** , A. Hooper , S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, Study of the deformation field of two active Mexican stratovolcanoes (Popocatepetl and Colima Volcano) by time series of InSAR data., Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication SP-649, 2008.

Participation à des congrès

Depuis 2004, j'ai participé en personne à :

- 3 conférences internationales générales : AGU en 2005 et 2008, EGU en 2009 (invitation).
- 1 conférence internationale en volcanologie : IAVCEI en 2008.
- 1 conférence internationale en InSAR : Fringe en 2007.
- 3 conférences internationales thématiques : Catastrophes Naturelles en 2007 (invitation), Sismo-volcanologie en 2010, Calderas en 2010.
- 3 conférences nationales : G2 en 2007, EFIDIR en 2010, CNFGG en 2010.

L'ensemble des abstracts soumis à des conférences et des séminaires est listé ci-après.

- F. Albino, V. Pinel , F. Sigmundsson, Climate effects on volcanism : Influence of ice load variations on magma storage zones with application to Icelandic volcanoes, Abstract U53E-03 presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, CA, 5-9 Dec.
- V. Pinel, Numerical modelling of the mechanical behaviour of the Earth's crust : Application to volcanic activity study, Séminaire invité, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", Novembre 2011.
- Y. Yan, V. Pinel, E. Trouvé, G. Mauris, E. Pathier, Investigation of different strategies for fault parameters and slip distribution retrieval of the 2005 Kashmir earthquake using SAR imagery, Fringe 2011 Workshop.
- M. Collombet, F. Albino, V. Pinel, 2D degassing on siliceous magma flow : Observations, modelling and consequence, IUGG2011, Melbourne, V08S25189.
- F. Albino, V. Pinel, H. Massol, M. Collombet, Conditions for detection of ground deformation induced by conduit flow, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-12230-1, 2011.
- F. Albino, V. Pinel, F. Sigmundsson, Influence of surface load variations on shallow magma storage zones : Application to Icelandic subglacial volcanoes European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-5797, 2011.
- Y. Yan, V. Pinel, E. Trouvé, G. Mauris, E. Pathier, S. Galichet, Combinaison de l'interférométrie différentielle et de laa corrélation d'amplitude SAR pour la mesure du champs de déplacement dû au séisme du Pakistan (2005) , CNFGG, Le Mans, November 2010.
- V. Pinel, A. Hooper, S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, P. Bascou, S. Byrdina, Estimation des déplacements dans la zone sommitale du Volcan de Colima, Mexique, par interférométrie radar satellitaire, CNFGG, Le Mans, November 2010.
- V. Pinel, Caldera formation by magma withdrawal from a reservoir beneath a volcanic edifice : Insight from numerical simulations, Caldera Workshop, La Réunion, October 2010.
- Y. Yan, E. Trouvé, V. Pinel, E. Pathier, A. Bisserier, G. Mauris, S. Galichet, Assimilation of D-InSAR and sub-pixel image correlation displacement measurements for coseismic fault parameter estimation, IGARSS, 2010. - V. Pinel , O. Lengliné, P. Traversa, D. Marsan , J.-L. Got, J.-R.Grasso, Insight into the dynamics of the magma plumbing system through seismicity rate evolution, ESC Workshop, Clermont-Ferrand, September 2010.
- B. Taisne, N. Shapiro, F. Brenguier, V. Ferrazzini, F. Albino, V. Pinel , Toward real-time monitoring of dyke propagation from shallow low-amplitude seismicity at Piton de la Fournaise volcano, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-12808, 2010.
- Y. Yan, V. Pinel , E. Trouvé, E. Pathier, Assimilation of D-InSAR and sub-pixel image correlation displacement measurements for coseismic fault parameter estimation : Application to the 2005 Kashmir, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-2739, 2010.
- M.-P. Doin, P. Lopez-Quiroz, Y. Yan, P. Bascou , V. Pinel, P. Bascou, Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar Interferometry , European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-12031, 2010.
- M.-P. Doin, G. Ducret, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, E. Pathier, V. Pinel ,Analyse en série temporelle des données InSAR à petite ligne de base : présentation de la chaîne SBAS "EFIDIR", Séminaire EFIDIR, Aussois, Avril 2010.
- C. Lasserre, M.-P. Doin, G. Peltzer, O. Cavalié, R. Jolivet, E. Pathier, V. Pinel, C. Doubre, H. Balti, Correction des délais atmosphériques pour la mesure de faibles déformations par interférométrie radar : apport de modèles atmosphÈriques globaux, Séminaire EFIDIR, Aussois, Avril 2010.
- Y. Yan, E. Trouvé, V. Pinel, E. Pathier, G. Mauris, S. Galichet, Fusion de mesures de déplacement issues de corrélation d'amplitude et d'interférométrie différentielle pour estimer le déplacement 3D en surface, Séminaire EFIDIR, Aussois, Avril 2010.
- M.-P. Doin, P. Lopez-Quiroz, Y. Yan, V. Pinel, P. Bascou, F. Tupin, B. Fruneau, Analyse de la subsidence de la ville de Mexico par série temporelle InSAR : comparaison des approches SBAS, PS, et StaMPS, Séminaire EFIDIR, Aussois, Avril 2010.
- V. Pinel, A.Hooper, S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M.-P. Doin, Application de l'InSAR à l'étude des strato-volcans andésitiques : Exemple des volcans Mexicains Popocatepetl et Colima, Séminaire EFIDIR, Aussois, Avril 2010.
- F. Albino, V. Pinel, H. Massol, Conditions for detection of ground deformation induced by conduit flow, Workshop 'Rheology and Physical properties of magmas : controls on dynamics of magma transport, storage and eruption' 2010 - ETH, Zurich (Suisse).
- Y. Yan, E. Trouvé, V. Pinel , G. Mauris, S. Galichet, Mesures de déplacement par imagerie SAR : stratégies d'inversion et représentation des incertitudes, Séminaire Physique de la mesure et traitement des données interférométriques SWOT, CNES, 2010.
- F. Albino,V. Pinel , F. Sigmundsson, Influence of ice load variations on shallow magma storage zones : Application to Katla volcano, Iceland, Eos Trans. AGU, 90 (52), Fall Meet. Suppl, Abstract NH33B-1143, 2009.
- F. Sigmundsson, H. Geirsson, A. J. Hooper, S. Hjaltadottir, K. S. Vogfjord, E. C. Sturkell, R. Pedersen, V. Pinel, A. Fabien, P. Einarsson, M T Gudmundsson, B Ofeigsson, K Feigl, Magma ascent at coupled volcanoes : Episodic magma injection at Katla and Eyjafjallajökull subglacial volcanoes in Iceland and the onset of a new unrest episode in 2009, Eos Trans. AGU, 90 (52), Fall Meet. Suppl,Abstract V32B03, 2009.
- Y. Yan, V. Pinel , E. Trouvé, E. Pathier, S. Galichet, G. Mauris, A. Bisserier, Combination of differential ninterferometry and sub-pixel image correlation in measurement of displacement field of the 2005 Kashmir earthquake, Fringe, 2009.
- Y. Yan, M.-P. Doin, P. Lopez-Quiroz, F. Tupin, B. Fruneau, E. Trouvé, V. Pinel, Comparison of two methods in multi-temporal differential SAR interferometry : Application to the measurement of Mexico City subsidence, Fringe, 2009. - F. Albino, V. Pinel , How accumulation of eruptive products at the Earth's surface acts on magma reservoirs behaviour, Monogenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic

Belt and elsewhere : Geologic setting, environmental aspects, social impact, historical documentation, and risk mitigation. September 27 - October 4, 2009, Morelia, Michoacan, MÈxico, 2009.
- F. Albino, V. Pinel , F. Sigmundsson, Consequences of local surface load variations for volcanoes monitoring : Application to Icelandic subglacial volcanoes. European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-7779, 2009. - V. Pinel , M.-P. Doin, S. de la Cruz-Reyna, A. Hooper, Use of Global Meteorological Model to Correct for Stratified Tropospheric Delays in SAR Data : Application to Active Mexican Stratovolcanoes. , Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract G53C-07, 2008.
- V. Pinel , A. Hooper , S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, Study of the deformation field of two active Mexican stratovolcanoes (Popocatepetl and Colima Volcano) by time series of InSAR data., IAVCEI meeting, Reykjavik, Iceland, 2008.
- V. Pinel , C. Jaupart, F. Albino, Mechanical modelling of the long-term evolution of a magmatic plumbing system, IAVCEI meeting, Reykjavik, Iceland, 2008.
- F. Albino, V. Pinel, F. Sigmundsson, P. Lesage, Influence of surface load variations on eruption likelihood : Application to two active Icelandic subglacial volcanoes, IAVCEI meeting, Reykjavik, Iceland, 2008.
- E. Pathier, V. Pinel, P. Bascou, F. Jouanne, E. Fielding, T,. Wright, B. Parsons, Combination of space-borne radar imagery techniques to study the October 2005, Mw=7.6, Kashmir earthquake, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-10044, 2008.
- V. Pinel , F. Sigmundsson ,E. Sturkell , H. Geirsson , P. Einarsson, M. T. Gudmundsson, T. Hognadottir, F. Albino, Influence of surface load variations on the monitoring and behaviour of a volcanic system : Application to Katla subglacial volcano, Iceland, , Eos Trans. AGU, 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V53C-1428, 2007.
- Lengliné, O., D Marsan, J Got, V. Pinel, Exponential Acceleration of VT Seismicity in the Years Prior to Major Eruptions of Basaltic Volcanoes, , Eos Trans. AGU, 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V53C-1416, 2007.
- Grapenthin R., Sigmundsson, F., Geirsson H., Arnadottir T., Pinel, V., Surface loading effects complicate the derivation of internal pressure source characteristics from volcano deformation signals, Eos Trans. AGU, 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V53C-1421, 2007.
- V. Pinel , A. Hooper , S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, Study of the deformation field of two active Mexican stratovolcanoes (Popocatepetl and Colima Volcano) by time series of InSAR data., Fringe, 2007.
- V. Pinel , A. Hooper , S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M. P. Doin, Etude de la deformation des volcans Mexicains par InSAR, G2, Grenoble, 2007.
- E. Pathier, V. Pinel, P. Bascou, F. Jouanne, E. Fielding, T,. Wright, B. Parsons, The 2005 Kashmir earthquake from spaceborne radar imagery, G2, Grenoble, 2007.
- V. Pinel V., Jaupart C., Lengliné O., Mechanical modelling of the long and short-term evolution of a magmatic plumbing system, 5th Swiss Geoscience, Geneva, 2007.
- V. Pinel, InSAR : A tool to improve our understanding of volcanoes behaviour : Application to Mexican Volcanoes, Séminaire, Université de Colima, Mexico, 2007.
- V. Pinel, InSAR : A tool to improve our understanding of volcanoes behaviour : Application to Mexican Volcanoes, Séminaire, Universidad National Autonoma de Mexico, Mexico, 2007.
- V. Pinel, InSAR : Una herramienta para medir deformaciones de la coteza, Séminaire, CENAPRED, Mexico, 2007.
- E. de Zeeuw-van Dalfsen, C. Jaupart, V. Pinel, Using a flow model to explain geodetic data, preliminary result from Eyafjallajökull, Iceland, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 00453, 2007.
- Pinel, V. and Jaupart, C., Caldera formation by magma withdrawal from a reservoir beneath a volcanic edifice, Eos Trans. AGU, 87 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V33C-0676, 2006.
- Grapenthin R., Sigmundsson, F., Geirsson H., Arnadottir T., Pinel, V., Iceland rhythmics : annual modulation of land elevation and plate spreading by snow load, Eos Trans. AGU, 87 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G33B-0055, 2006.
- F. Sigmundsson, R. Pedersen, K. Feigl, V. Pinel, H. Bjornsson, F. Palsson, Glacial surges flex the crust of the Earth : Crustal deformation associated with rapid ice flow and mass redistribution at Icelandic outlet glaciers observed by INSAR, Natural Science Symposium in Reyjavik, 2006.
- F. Sigmundsson, E. Sturkell, H. Geirsson, V. Pinel, P. Einarsson, R. Pedersen, M. T. Gudmundsson, T. Hognadottir, M. J. Roberts, K. Feigl, Ice-volcano interaction and crustal deformation at the subglacial Katla volcano, Iceland : GPS, InSAR and optical leveling tilt measurements compared to combined effects of magma accumulation and variable ice load, International Symposium on Earth and Planetary Ice-Volcano interactions, 2006.
- F. Sigmundsson, R. Pedersen, C. Pagli, E. Sturkell, P. Einarsson, T. Arnadottir, K. L. Feigl, V. Pinel, Deformation of Icelandic volcanoes :† Overview and examples from Hengill, Bardarbunga and Gjalp, Iceland Geoscience Society meeting, 2006.
- F. Sigmundsson, C. Pagli, E. Sturkell, H. Geirsson, R. Grapenthin, V. Pinel, P. Einarsson, T. Arnadottir, B. Lund, K. Feigl, R. Pedersen, H. Björnsson, F. Palsson, Load induced crustal deformation at the Vatnajökull ice cap, Iceland, Iceland Geoscience Society, 2006.
- F. Sigmundsson, R. Pedersen, K. Feigl, V. Pinel, H. Bjornsson, Elastic Earth response to glacial surges : † Crustal deformation associated with rapid ice flow and mass redistribution at Icelandic outlet glaciers observed by InSAR, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 07822, 2006.
- F. Sigmundsson, R. Pedersen, K. Feigl, V. Pinel, H. Bjornsson, Glacial surges flex the crust of the Earth : Crustal deformation associated with rapid ice flow and mass redistribution at Icelandic outlet glaciers observed by InSAR, Eos Trans. AGU, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G42A-07, 2005.
- V. Pinel, Inference on volcano behaviour and erupted volume based on time series of surface deformation : Limitations and physical models, Eos Trans. AGU, 86 (18), Jt. Assembl. Suppl. Abstract V34A-02, 2005.
- F. Sigmundsson, E. Sturkell, V. Pinel, P. Einarsson, R. Pedersen, H. Geirsson, M. T. Gudmundsson, H. Bjornsson, C. Pagli, Deformation and Eruption forecasting at volcanoes under retreating ice caps : discriminating signs of magma inflow and ice unloading at Grimsvotn and Katla volcanoes, Iceland, Eos Trans. AGU, 85 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract G42A-07, 2004.
- V. Pinel and C. Jaupart, Chamber stability and calderas formation, European Geosciences Union, Abstracts EGU04-A-02124, Nice, avril 2004.
- V. Pinel and C. Jaupart, Magma transport beneath a volcanic edifice, Summer school on Tectonic-Magmatic Interaction, 31 August-8 September 2003, Geysir, South-Iceland, p.37, Nordic Volcanological Institute report 0303, Reykjavik, Iceland, 2003.
- V. Pinel and C. Jaupart, Magma migration beneath a volcanic edifice, EOS Trans. AGU, 83 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract T21D-02, 2002.
- V. Pinel and C. Jaupart, Magmatic pressure in a reservoir beneath a volcanic edifice, European Geophysical Society, Nice, avril 2002. - V. Pinel and C. Jaupart, Destruction or collapse of volcanic edifices : Consequences for magmatic eruptions, EOS Trans. AGU, 82 (47),

Fall Meet., Abstract V52C-04, 2001.
- V. Pinel and C. Jaupart, Stress and deformation induced by a pressurized chamber beneath a volcanic edifice, EOS Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. Suppl., Abstract G11B-01, 2000.
- C. Jaupart, C. Meriaux and V. Pinel, Volcanic Deformation and Magma Flow : Insights from Fluid Dynamical Models, EOS Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. , Abstract G21A-10, 2000

Animation et participation à des projets scientifiques

- **VOLUME (Volcanoes : Understanding Subsurface Mass Movement) ; Oct 2005-Mars 2009**
  Type de projet : Projet Européen du 6e PCRD, contrat no 18471. Montant total : 3,1 Millions d'Euros dont 240 kEuros pour le LGIT-Chambéry. Partenaires : 11 institutions Européennes, une Néozélandaise et 7 d'Amérique Latine. Projet coordonné par l'University College Dublin, Irlande.
  Résumé : Les éruptions volcaniques sont précédées par des mouvements de masse, en général, des fluides multiphasiques, se faisant au travers d'un réseau de fractures profondes. Un objectif primordial dans la surveillance des volcans actifs est de détecter et discriminer, depuis la surface, ces mouvements précurseurs. Les signaux géophysiques (déformation du sol, sismicité) et géochimiques sont particulièrement utiles à ces fins. Cependant, des modifications notables de tels signaux ne sont pas obligatoirement dues aux transferts de magma : la volcanologie moderne, même si elle dispose de données abondantes, ne sait toujours pas identifier de manière fiable et systématique les précurseurs à une éruption.
  La dynamique des volcans résulte en fait de couplages complexes entre les forces tectoniques agissant à l'échelle régionale, les forces de gravité locales, et les forces liées à l'activité hydrothermale et magmatique. Comprendre les relations existant entre ces processus est donc un des objectifs majeurs à atteindre pour une estimation quantitative des précurseurs. Ce projet se proposait d'étudier comment les mouvements profonds de masse se manifestent à la surface. Nous avons employé des données de types très divers (sismiques, gravimétriques, géochimiques, déformation depuis le sol ou depuis des instruments embarqués sur satellite), afin d'imager au mieux ces mouvements. Une modélisation intégrant un ensemble complet de processus couplés était destinée à résoudre le problème direct, en tenant compte des complexités spécifiques à des sites cibles.
  Rôle au sein du projet : J'étais le responsable scientifique pour le partenaire Université de Savoie (7 chercheurs permanents impliqués). A ce titre, j'ai assumé la gestion financière et l'écriture des rapports annuels. J'avais, par ailleurs, la responsabilité du groupe de travail sur les données de déformation et de gravimétrie.
- **Mouvements transitoires d'origine tectonique et volcanique et rhéologie de la lithosphère : Mesure par interferométrie radar ; 2007-2009**
  Type de projet : Projet INSU du Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS), dirigé par C. Lasserre (ENS puis ISTerre). Montant total : 20 kEuros.
  Partenaires : 2 laboratoires : ENS et ISTerre.
  Résumé : Le projet s'appuyait sur la détection et l'interprétation de la déformation de surface associée à trois types d'objet : une chambre magmatique profonde en phase de remplissage, une faille en période intersismique, un lac de barrage dont le niveau de charge fluctue. La méthode d'observation (interférométrie radar différentielle) et l'outil d'interprétation (modélisation mécanique de la croûte et du manteau) sont communs aux 3 objets. Dans les trois cas, il est crucial d'obtenir de nouvelles données, avec une finesse d'observation en temps et en espace suffisante pour répondre aux problématiques scientifiques posées actuellement.
  Rôle au sein du projet : Participation pour l'application aux volcans.
- **EFIDIR (Extraction et Fusion de l'Information pour la mesure des Déplacements en Imagerie Radar) ; Janv. 2008-Juin 2012**
  Type de projet : Projet de l'ANR "Masse de Données et connaissances" ANR-07-MDCO-004 dirigé par E. Trouvé (LISTIC). Montant total : 900 kEuros dont 88 kEuros pour ISTerre.

Partenaires : Ce projet regroupe 4 Laboratoires de Traitement du signal et de l'Information (LISTIC de l'Université de Savoie, Telecom Paris, GIPSA Grenoble et IETR Rennes) et deux Laboratoires de Géophysique (ENS Paris et ISTerre).
Résumé : L'imagerie radar satellitaire permet de mesurer le déplacement du sol avec une précision centimétrique, voire millimétrique à l'aide de séries d'images SAR (Synthetic Aperture Radar). Ces précisions ne peuvent être atteintes qu'en exploitant la masse de données radar disponibles ou le potentiel de satellites lancés récemment : images haute résolution (métrique) ou polarimétriques. Le projet ANR EFIDIR rassemble des spécialistes de l'imagerie radar, du traitement de l'information et des géosciences. Dans le cadre de ce projet, un certain nombre de résultats ont été obtenus. Un radar imageur de terrain a été mis au point et des méthodes de traitement spécifiques ont été développées (tomographie radar, suréchantillonnage d'images complexes...) afin d'améliorer la caractérisation de la diffusion électromagnétique et les prétraitements des données SAR. Les méthodes d'extraction d'informations de déplacement à partir de l'amplitude (texture tracking) ou de la phase (interférométrie multi-temporelle) ont été approfondies et testées sur les grands déplacements de glaciers, ou de faibles déformations inter-sismiques. Une approche originale de fouille de données a également été développée pour extraire les motifs séquentiels fréquents et appliquée avec succès à la détection de motifs liés à la déformation du sol noyés dans des artéfacts atmosphériques. Enfin une approche nouvelle de représentation des incertitudes par la théorie des possibilités a été introduite dans l'étape d'inversion qui permet de reconstruire des champs de déplacement 3D (Est, Nord, vertical) ou d'estimer les paramètres de modèles géophysiques des phénomènes à l'origine des déplacements observés en surface. Ces travaux s'inscrivent ainsi dans les grandes étapes des chaînes de traitement permettant d'aller de la formation des données SAR à la modélisation géophysique.
http ://www.efidir.fr/
Rôle au sein du projet : Je suis la responsable scientifique pour ISTerre et le responsable du sous-projet 3 qui a pour objectif la fusion des différentes sources d'information disponibles sur le déplacement afin d'obtenir l'information géophysique utile (dans le cas des volcans : l'évolution de la pression dans le système d'alimentation).

– **Risque volcanique au Mexique : étude et surveillance géophysique ; 2008-2010**
Type de projet : Projet ECOS financé par le ministère des Affaires Etrangères.
Partenaires : L'Université de Savoie, l'Université Nationale Autonome du Mexique, l'Université de Colima.
Résumé : L'objectif de ce projet était de développer des recherches en collaboration dans le domaine de l'étude de l'activité éruptive de volcans Mexicains par des méthodes géophysiques, afin de contribuer à la réduction des risques volcaniques. Les volcans étudiés étaient le Popocatépetl et le volcan de Colima, actuellement les plus actifs du pays, ainsi que le volcan Tacana à la frontière guatémaltèque et le volcan Chichon, Chiapas. Les méthodes mises en oeuvre étaient principalement celles de la sismologie volcanique, l'étude des déformations par interférométrie radar (INSAR) et la modélisation numérique.
Rôle au sein du projet : Participation pour l'aspect mesure de déformation par InSAR et modélisation.
– **Conséquences sur l'activité volcanique de la fonte des glaciers due au réchauffement climatique ; 2010-2011**
Type de projet : Projet EGIDE (Jules Verne) financé par le ministère des Affaires Etrangères.
Montant : 5 kEuros.
Partenaires : ISTerre et le Nordic Volcanological Center (Université d'Islande).
Résumé : En raison du réchauffement climatique, de nombreux volcans sont actuellement situés

sous des glaciers dont la surface diminue. La décharge résultant de cette fonte des glaciers, est susceptible de modifier l'activité volcanique comme le prouve la corrélation observée, dans le passé, entre déglaciation et activité volcanique. Notre objectif était d'améliorer notre connaissance de l'effet du retrait glaciaire sur le comportement des systèmes magmatiques afin de pouvoir le prendre en compte dans l'estimation du risque volcanique. Nous avons utilisé les connaissances apportées par les volcans actifs Islandais, bien étudiés, afin de développer des modèles généraux applicables à d'autres volcans.
Rôle au sein du projet : Responsable pour le partenaire Français.

Projets auprès des Agences Spatiales pour obtention de données satellitaires

Je suis responsable de deux projets Catégorie 1 auprès de l'Agence Spatiale Européenne pour l'obtention de données satellitaires ENVISAT et ERS :

- projet n° 3312, intitulé "Measuring deformation in Mexican volcanoes using InSAR data : Tracking possible magma movement, eruption potential and edifice instabilities."
- projet n° 7218 intitulé "Insights into magma plumbing systems from the temporal evolution of surface displacements measured above active basaltic volcanoes"

J'interviens également dans le projet Catégorie 1 n° 3802 mené par F. Jouanne sur le Pakistan. Je suis, par ailleurs, responsable du projet Cosmo-Skymed n° 2257 intitulé "Monitoring stratovolcanoes activity by interferometry : Application to Mexican volcanoes" auprès de l'Agence Spatiale Italienne.

Encadrement de thèses et de stages

J'ai co-encadré deux thèses (F. Albino et Y. Yan) et participé aux travaux de deux thésards (O. Lengliné et P. Traversa).

- **Thèse de Fabien Albino ; Oct. 2007- Janv. 2011**
  Financement Bourse ministérielle fléchée.
  Participation Encadrement à 90 %.
  Résumé : A travers deux champs d'étude, nous nous intéressons au couplage mécanique entre le magma et l'encaissant, en utilisant des méthodes numériques. Tout d'abord, nous étudions l'influence de perturbations de contraintes sur les réservoirs magmatiques, avec comme exemple deux volcans sous-glaciaires (Islande). Au volcan Grìmsvötn, notre modèle montre que les vidanges, du lac sous-glaciaire (jökulhlaup) présent dans la caldera, peuvent déclencher une éruption comme ce fut le cas en 2004, en favorisant la rupture du réservoir magmatique. L'effet est cependant faible, ce qui implique que le système magmatique doit déjà être proche des conditions de rupture avant que le jökulhlaup ne se produise. Au volcan Katla, notre modèle indique que les conditions de rupture sont favorisées prenant la période estivale durant la fonte du glacier Myrdalsjökull. Les changements de contrainte de Coulomb montrent aussi une plus forte probabilité de séismes durant la même période, résultats en accord avec la sismicité enregistrée sous le Myrdalsjökull. Il existe une modulation à la fois de l'activité volcanique et sismique au Katla, en relation avec la variation saisonnière de la charge glaciaire. Dans un second temps, nous travaillons sur les écoulements de magma dans les conduits andésitiques. Améliorer nos connaissances sur la dynamique du magma durant son ascension est nécessaire, car les processus dans le conduit volcanique semblent gouverner l'évolution de l'activité éruptive de ces volcans. Des précédents modèles ont montré que la viscosité du magma augmente dans la partie supérieure du conduit lors de l'écoulement, ce qui induit la formation d'un plug visqueux. Mais la relation entre la mise en place du plug et les signaux précurseurs, telles que la déformation ou la sismicité, n'est pas totalement établie. A partir de nos modèles de plug, nous trouvons que les déplacements de surface sont contrôlés par la géométrie du conduit et du plug ainsi que par le contraste de viscosité entre le plug et la colonne de magma. Nous montrons que l'évolution de la taille du plug est une hypothèse possible pour expliquer les rapides transitions inflation/subsidence observées à la surface des volcans andésitiques.
  Publications Fabien a publié deux articles de rang A sur sa thèse comme premier auteur. Il a participé à deux autres articles de rang A et un article sans comité de lecture.
- **Thèse de Yajing Yan ; Oct. 2008- Déc. 2011**
  Financement Projet ANR EFIDIR.
  Participation Encadrement à 40 %.
  Résumé : Suite aux lancements successifs de satellites pour l'observation de la Terre dotés de capteur SAR (Synthetic Aperture Radar), la masse de données radar disponible est considérable. Dans ce contexte, la fusion des mesures de déplacement issues de l'imagerie SAR est prometteuse à la fois dans la communauté de la télédétection et dans le domaine géophysique. Dans cette optique, cette thèse propose d'élargir les approches conventionnelles en combinant les techniques de traitement des images SAR, les méthodes de fusion d'informations et la connaissance géophysique. Dans un premier temps, cette thèse a pour objectif d'étudier les stratégies de fusion, l'inversion jointe, la pré-fusion et la post-fusion, afin de réduire l'incertitude associée d'une part à l'estimation du déplacement en 3 dimensions (3D) à la surface de la Terre, d'autre part à la modélisation physique qui décrit la source en profondeur du déplacement observé

en surface. Nous évaluons les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies en ce qui concerne la réduction de l'incertitude et la robustesse vis à vis du bruit. Dans un second temps, nous visons à prendre en compte les incertitudes épistémiques, en plus des incertitudes aléatoires, présentes dans les mesures et proposons les approches classiques et floues basées sur la théorie de probabilité et la théorie de possibilité pour modéliser ces incertitudes. Nous analysons et mettons en évidence l'efficacité de chaque approche dans le cadre de chaque stratégie de fusion.
La première application consiste à estimer les champs du déplacement 3D à la surface de la Terre dus au séisme du Cachemire (2005) et à l'éruption du Piton de la Fournaise en Janvier 2004. La deuxième application porte sur la modélisation de la rupture de la faille en profondeur liée au séisme du Cachemire (2005).
Les outils développés dans le cadre de cette thèse sont intégrés dans le package MDIFF dans l'ensemble des EFIDIR Tools distribués sous licence GPL.
Publications Yajing a publié deux articles de rang A sur sa thèse comme premier auteur. Deux autres ont été soumis. Quatre articles de congrès ont, par ailleurs, été publiés.

J'ai également activement participé au travail de 2 thésards (Olivier Lengliné et Paola Traversa) en apportant une aide au niveau de la modélisation mécanique des données sismiques étudiées. Cette collaboration s'est soldée, dans les deux cas, par la publication d'un article de rang A.

J'ai, par ailleurs, encadré 4 stagiaires de Licence 3 de la filière Sciences de la Terre et Environnement de l'Université de Savoie dans le cadre de stages d'Initiation à la Recherche.

- Michel Kurdyka (2005) "Evaluation des données satellitaires disponibles pour l'étude de la déformation d'une province volcanique."
- Guillaume Petit (2008) "Estimation de la teneur en vapeur d'eau dans la troposphère à partir de données satellitaires "
- Judith Marinière (2010) "Conséquences pour un réservoir magmatique d'un évènement de rifting : Application à l'éruption du Krafla, Islande"
- Laurent Verney (2011) "Détermination de la géométrie de l'édifice pré-existant lors de la formation des calderas"

Enseignement

J'ai effectué un **monitorat** de 1999 à 2002 à l'Université Paris VII et j'ai occupé un poste d'Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche (**ATER**) en 2002-2003 à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Dans ce cadre, j'ai effectué :

- des **travaux dirigés**
  - en **Champs Potentiels de la Terre** auprès des Master 1 Sciences de la Terre de l'Université Paris VII.
  - en **Mécanique des Milieux Continus** auprès des Licence 3 Sciences de la Terre de l'Université Paris VII.
  - en **Dynamique des Fluides Géologiques** auprès des Master 2 Recherche en Physique des liquides de l'Université Paris VII.
- des encadrements de **stages de terrains**
  - en **Instrumentation Géophysique**
  - en **Cartographie Géologique**

Durant la même période de temps, j'effectuais régulièrement des **Interrogations Orales** au Lycée St Geneviève de Versailles en Classe Préparatoires option Géologie.

Depuis mon recrutement à Chambéry en 2004, je suis intervenue dans la filière Sciences de la Terre et de l'Environnement de l'Université de Savoie en reprenant temporairement des **cours** mis en place par des collègues.

- **Cours de Traitement du Signal- 18H - 2005 et 2006**
  Cours effectué en semestre 5 de la Licence. Thèmes abordés : Traitement de données ; Analyse de Fourier, analyse spectrale ; Transformation du signal analogique en signal numérique (échantillonnage) ; Notions de filtrage du signal ; Notions de chaîne de mesure (du capteur au signal numérique stocké) ; Corrélation de signaux.
- **Cours de Mécanique des Milieux Continus - 20H - 2010 et 2011**
  Cours effectué en semestre 3 de la Licence. Thèmes abordés : Cinématique du milieu déformable ; Transformation - gradient de la transformation - mesure des déformations - déformations et directions principales ; Equilibre du milieu continu ; Vecteur contrainte - équations d'équilibre - tenseur des contraintes de Cauchy - contraintes et plans principaux - diagramme de Mohr ; Elasticité ; Aperçu sur les critères de rupture et de plasticité ; Critère de Mohr-Coulomb

Autres activités

Valorisation-Expertise

J'ai fait partie du **Comité Consultatif** en section 35 de l'Université de Savoie (2009-2010).

J'ai fait partie de plusieurs **Comité de Sélection** pour des postes de Maître de Conférence en section 35-36 (en 2009 et 2010 à l'Université de Savoie, en 2010 à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand).

Je fais partie du **conseil scientifique** du parc d'attraction Vulcania depuis 2011.

A la demande des éditeurs, j'ai effectué la **relecture d'une vingtaine d'articles** pour des revues scientifiques (Physics of the Earth and Planetary Interior, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Geology, Earth and Planetary Sciences Letters, Geophysical Journal International, Bulletin of Volcanology, Nature Geoscience). J'ai également évalué des projets scientifiques en tant que rapporteur (Agence Nationale de la Recherche, European Science Foundation).

J'ai participé au **jury de thèse** de Pierre Tinard (Déc. 2007) et j'ai effectué un rapport sur le manuscrit de thèse de Thibault Catry (Mai 2011).

Organisation de conférences

- **Réunion semestrielle du projet Européen VOLUME - Aix-les-Bains -Février 2009** : j'ai participé à l'organisation de cette réunion de travail qui comprenait 2 jours de présentations scientifiques pour 40 participants.
- **Réunion nationale sur l'InSAR - Aussois - Avril 2010** : j'ai participé à l'organisation de cet évènement de 2 jours qui a regroupé la communauté nationale de l'InSAR pour des discussions scientifiques.
- **Ecole de printemps : Extraction and Fusion of Information for Displacement measurement from SAR Imagery - Ecole de Physique des Houches - May 2011** : j'ai fait partie du comité d'organisation de cette Ecole d'une semaine sur l'utilisation du signal radar pour la mesure du déplacement de surface (http ://houches.ujf-grenoble.fr). L'Ecole a rassemblé 70 participants issus de 23 pays différents. Elle a dispensé à de jeunes scientifiques internationaux des cours couvrant les principaux axes du projet (imagerie SAR, interférométrie multi-temporelle, gestion des incertitudes...) et des travaux pratiques sur des logiciels distribués par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et ceux développés par le projet (chaine NSBAS, data mining...).

Vulgarisation scientifique

J'ai participé à l'animation d'un stand sur la surveillance volcanique à Chambéry lors de la Fête de la Science, dans le cadre de l'Année Internationale de la Terre, en Novembre 2008.

Deuxième partie

Présentation et mise en perspective des travaux de recherche

Chapitre 1

Introduction

Après une thèse effectuée sur la modélisation du transport et du stockage de magma sous un édifice volcanique et un post-doctorat relatif à l'application de l'interférométrie radar satellitaire à l'étude de la déformation des volcans, j'ai rejoint ISTerre (auparavant LGIT) à Chambéry où s'est formée l'équipe Géophysique des volcans. Cette équipe a, pour moi, constitué un cadre de travail motivant et propice à mon développement professionnel. Cette équipe, et plus généralement, l'ensemble du laboratoire, m'ont permis 1) de faire évoluer mon travail vers une meilleure intégration des aspects, d'une part, acquisition et traitement des observations et, d'autre part, modélisation ; 2) de m'intéresser plus fortement aux données sismiques qui apportent une information essentielle en volcanologie. Cette évolution s'est souvent faite via le travail d'étudiants, elle fait l'objet du chapitre 3 de ce manuscrit. Par ailleurs, au cours des huit dernières années, j'ai également poursuivi mon travail initié en post-doctorat sur l'application des mesures radar satellitaire à l'étude de la déformation en région volcanique. Ceci s'est fait essentiellement dans le cadre de l'ANR EFIDIR, et en étroite collaboration avec l'équipe "Cycle sismique et déformations transitoires". Cet aspect apparaît dans le chapitre 2. J'ai également poursuivi le travail de modélisation mécanique du système d'alimentation en magma en augmentant la proportion d'utilisation de l'outil numérique par rapport à l'outil analytique. Ceci a été initié au départ grâce à l'aide de Riad Hassani alors membre de l'équipe Géophysique des Volcans et fait l'objet du chapitre 4.

Le fait de travailler pour l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) a également fortement coloré et orienté mon activité de recherche. En particulier, en InSAR, je me suis appliquée à améliorer la potentialité de cet outil pour l'étude des strato-volcans andésitiques qui présentent un fort aléa du fait de leur passage rapide, et pour le moment imprévisible, d'une activité effusive à une activité explosive et qui sont présents en grand nombre dans les pays partenaires (Andes, Mexique, Indonésie). Ce travail a été mené au Mexique, en étroite collaboration avec Servando de la Cruz-Reyna de l'Université Autonome de Mexico mais aussi avec le personnel du Cenapred chargé de la surveillance du Popocatepetl et de l'Université de Colima chargé de la surveillance du volcan de Colima. Il a été grandement facilité par un séjour au Mexique en 2007. Du point de vue de la modélisation, je m'attache aussi à ce que les avancées effectuées soient disponibles et utiles à nos partenaires du Sud. En particulier, le modèle de calcul du déplacement de surface associé à la mise en place de charge en surface, mis au point pour les charges glaciaires en Islande, a servi pour modéliser la déformation induite par les dépôts volcaniques à l'Arenal (Costa-Rica). Les modèles de déformation induite en surface par des écoulements en conduit ouvert apportent des indications sur le positionnement optimal des capteurs in situ et sur la façon d'interpréter les données. L'objectif est

d'utiliser et de pousser le développement de cette étude en l'appliquant au Mérapi en Indonésie.

J'ai souhaité profiter de ce manuscrit pour effectuer une petite synthèse sur l'état de l'art dans deux domaines particuliers dans lesquels s'inscrivent mes travaux de recherche : l'application de la mesure radar satellitaire à la quantification et à l'interprétation des déformations en région volcanique (chapitre 2) et la modélisation numérique du comportement mécanique des volcans (chapitre 4). J'ai aussi souhaité discuter en détail certains points clef comme le choix du critère de rupture (partie 4.4.1). Enfin j'ai intégré, en les résumant, le travail et les conclusions décrits dans plusieurs articles publiés.

Ce manuscrit s'organise sous la forme de trois chapitres. Le premier (chapitre 2) concerne l'apport de la mesure radar satellitaire à la mesure et à l'interprétation de la déformation des volcans. Après une synthèse bibliographique, je détaille ma contribution concernant l'étude des strato-volcans andésitiques. Les deux chapitres suivant concernent les aspects de modélisation que j'ai, plus ou moins artificiellement, séparé en deux parties. Le chapitre 3 se focalise sur le développement de modèles dynamiques permettant d'interpréter conjointement différents observables et décrit trois études effectuées avec des étudiants et publiées. Le chapitre 4 discute des points clefs de la modélisation, en particulier numérique, et présente plusieurs études numériques sur le stockage et le transport de magma.

Chapitre 2

Imagerie radar satellitaire et étude des systèmes volcaniques

Sommaire

2.1 Principes de base de l'InSAR 26
2.1.1 Radar et géométrie des images 26
2.1.2 La synthèse d'ouverture : un gain en résolution 28
2.1.3 L'interférométrie différentielle : un outil de mesure du déplacement du sol . 29
2.1.4 Les données disponibles 31
2.1.5 L'exploitation des séries temporelles 32
2.2 Une information clef : la déformation des systèmes volcaniques 34
2.2.1 Origine de la déformation en région volcanique : 37
2.2.2 Intérêt de l'étude des déformations en région volcanique : 40
2.3 Apport des données SAR à l'étude des volcans 41
2.3.1 Détection de déformations 41
2.3.2 Enregistrement de la déformation induite par des évènements volcaniques exceptionnels 43
2.3.3 Meilleure quantification des sources de déformation 43
2.3.4 Evolution temporelle de la déformation 45
2.3.5 Croissance et stabilité des édifices volcaniques 45
2.3.6 Conclusion 46
2.4 Innovations méthodologiques dans le domaine du SAR dérivant de l'application au domaine volcanique 46
2.5 Deux contributions particulières 47
2.5.1 Etude des strato-volcans andésitiques Mexicains 47
2.5.2 Etude des larges gradients de déplacement : Application possible aux éruptions latérales du Piton de la Fournaise 53
2.6 Les perspectives : Haute Résolution, séries temporelles et assimilation de données 53

L' **imagerie radar** appartient au domaine de la **télédétection** au même titre que l' **imagerie optique**. Il existe cependant des différences de base entre ces deux techniques :

- la géométrie d'acquisition est différente : en particulier le **radar** donne une **information en distance** et ne permet pas de distinguer deux points situés à égale distance du satellite tandis que l'optique donne une information angulaire.
- le radar permet d'obtenir **une image de nuit ou en présence de nuages**, ce qui n'est pas possible en optique.

Pendant de nombreuses années, la résolution spatiale des images optiques disponibles était meilleure que celles des images issues du radar mais, depuis l'avénement des satellite radar Haute Résolution ce n'est plus vraiment le cas. On obtient maintenant en radar une résolution métrique proche des 61 cm proposé en optique par le satellite Quickbird. Pour la mesure des déplacements horizontaux, la même technique de corrélation sub-pixelique des images permet d'obtenir une information avec une précision de l'ordre du dixième ou du vingtième de pixel (voir Van Puymbroeck et al. (2000); Leprince et al. (2007) pour l'optique et Michel et al. (1999) pour le radar). Cependant l'imagerie radar, via le traitement interférométrique qui utilise l'information de la phase, permet d'avoir accès au déplacement vertical avec une précision de l'ordre du cm, ce que ne permet pas encore l'imagerie optique. En effet la précision sur les MNT obtenus par stéréoscopie avec deux images optiques est encore trop mauvaise pour pouvoir effectuer des MNT différentiels entre deux dates sauf en cas de déplacements verticaux majeurs.
Dans ce chapitre, après un cours rappel sur le principe de l'interférométrie différentielle, je montre l'impact de l'imagerie radar satellitaire sur la mesure de la déformation en région volcanique et sur l'interprétation de l'origine de cette déformation et je mets également en évidence les progrès induits sur le domaine de l'imagerie radar par l'application au domaine volcanique de cette technique. Je poursuis par la présentation de deux contributions particulières de mes travaux de recherche.

2.1 Principes de base de l'InSAR

Massonnet and Feigl (1998) ou Hanssen (2001) ou encore Massonnet and Souyris (2008) apportent une introduction aux principes de base de l'InSAR c'est à dire de l'interférométrie effectuée à partir de deux données provenant d'un radar à synthèse d'ouverture (Synthetic Aperture radar, SAR).

2.1.1 Radar et géométrie des images

Le Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) est un radar (RAdio Detection And Ranging), c'est à dire un appareil qui émet un signal électromagnétique à une fréquence porteuse donnée (Carrier frequency, f_o) et reçoit un écho. Le temps de trajet entre l'émission et la réception apporte une information sur la distance parcourue. Il n'est pas nécessaire de "voir" la cible pour obtenir une information, cet outil peut donc être utilisé de nuit ou en présence de nuages. La longueur d'onde du signal émis, $\lambda = c/f_o$ où c est la vitesse de la lumière, permet de différencier des radars fonctionnant en bande L ($\lambda \approx 23.5$ cm), en bande C ($\lambda \approx 6$ cm) ou en bande X ($\lambda \approx 3$ cm). Le radar est caractérisé par une autre fréquence : la fréquence d'émission du signal (Pulse Repetition Frequency, PRF).

Le radar est embarqué sur un satellite, un avion ou une navette spatiale qui a une trajectoire donnée et se déplace le long de cette trajectoire à une vitesse v_s (Figure 2.1). La zone imagée est

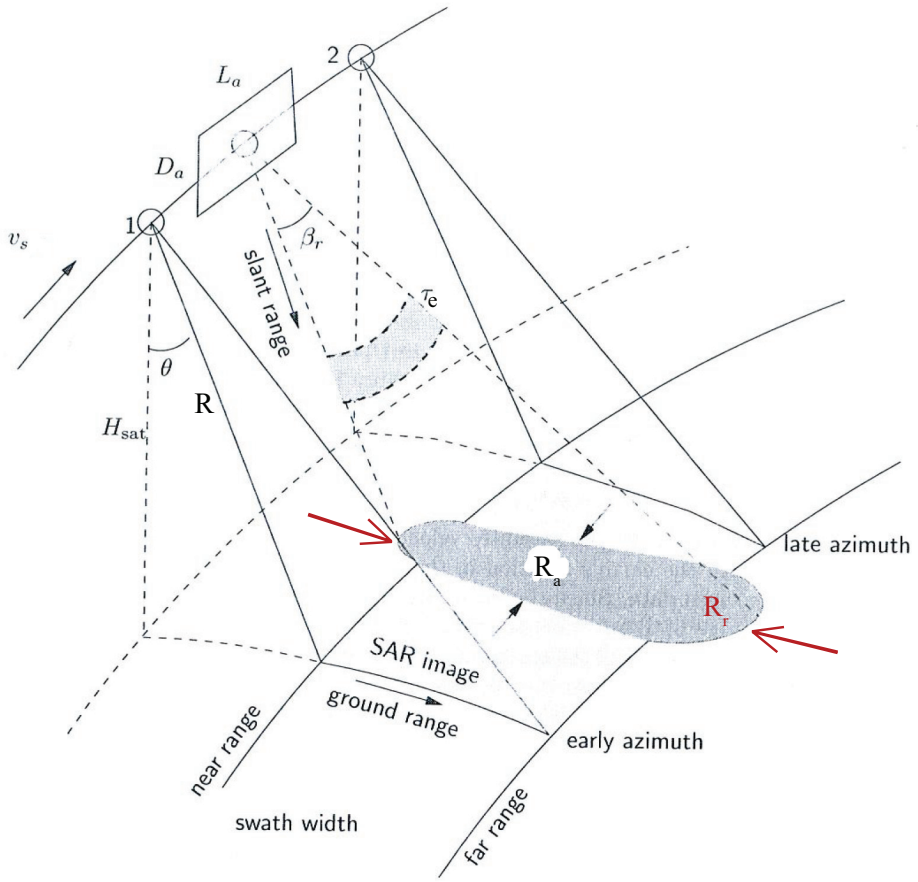


Figure 2.1. Géométrie d'acquisition de l'image radar, d'après Hanssen (2001). Le satellite vole avec une vitesse v_s à une altitude H_{sat} et une distance du sol R qui varie entre le "near range" et le "far range". La zone grisée au sol est la zone vue par le radar au cours d'une seule impulsion. D_a, L_a sont respectivement la largeur et la longueur de l'antenne, β_r est la largeur angulaire du faisceau en range, R_a est la largeur de l'empreinte au sol en azimuth, R_r est la largeur de l'empreinte au sol en range. τ_e est la durée de l'impulsion. θ est l'angle de visée.

caractérisée par deux directions : la direction azimutale (azimuth) qui est la direction donnée par la trajectoire du satellite et la direction en distance (range) qui est la direction de la ligne de visée. On distingue le Slant Range s_R (ligne de visée) et le Ground Range g_R (projection au sol de la ligne de visée).

Il est important de noter que la géométrie de l'image va être fortement dépendante de la topographie au sol. La figure 2.2 montre les différents angles et effets intervenants. On distingue l'angle de visée (look angle, θ) défini dans le repère géocentrique, l'angle d'incidence (θ_{inc}) défini par rapport à la verticale locale (orthogonale à l'ellipsoïde) et l'angle d'incidence local (θ_{loc}) défini par la pente locale. Contrairement à ce qui se passe pour une image optique, les points situés à égale distance du satellite ne peuvent être différenciés sur une image radar. Pour les pentes orientées vers le satellite, on observe un effet de raccourcissement (foreshortening), voire de superposition ou repliement (layover) et sur les pentes situées à l'opposé, on observe cette fois un effet d'allongement et des zones peuvent éventuellement, ne pas être vues par le radar (shadow).

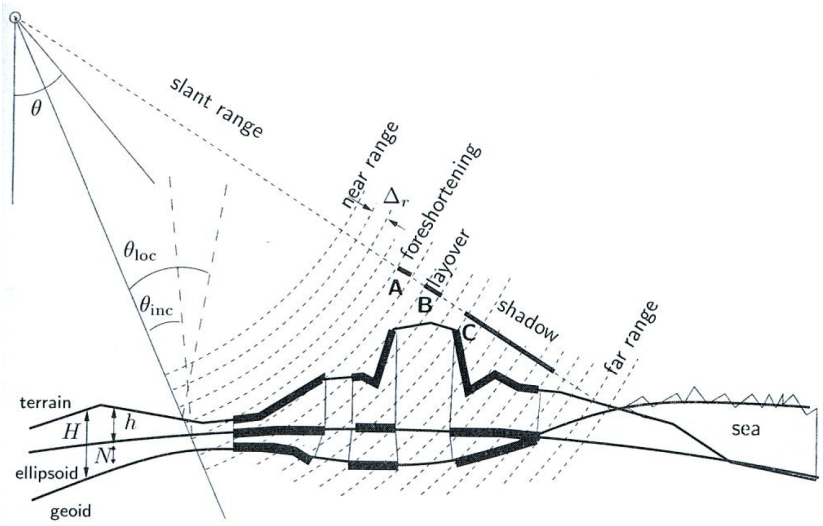


Figure 2.2. Influence de la topographie sur la géométrie d'acquisition de l'image radar, d'après Hanssen (2001). Les echos radar sont enregistrés entre les cercles concentriques d'égale distance ou range. θ est l'angle de visée, θ_{inc} l'angle d'incidence et θ_{loc} l'angle d'incidence local.

2.1.2 La synthèse d'ouverture : un gain en résolution

Avec un simple radar embarqué, la résolution en azimuth (R_a) dépend de la taille de l'antenne :

$$R_a = R\frac{\lambda}{L_a} \tag{2.1}$$

avec R la distance satellite-sol, L_a la longueur de l'antenne et λ la longueur d'onde du signal émis. R_a vaut environ 5 km pour le satellite Européen ERS. La résolution en range (R_r) dépend de la durée τ_e du signal émis.

$$R_r = \frac{c\tau_e}{2}. \tag{2.2}$$

Elle vaut 5.5 km pour ERS. Pour améliorer les résolutions, respectivement, en azimuth et en range, il faut donc augmenter la taille de l'antenne et la puissance du signal émis (ce qui garantit des signaux brefs). Ceci est trop coûteux pour des radars embarqués sur satellite. Un autre procédé est utilisé : le principe de la synthèse d'ouverture.

Un traitement numérique a posteriori du signal, la synthèse ou focalisation, est utilisé afin d'augmenter sa résolution. Cela repose sur le fait qu'une entité au sol de dimension ($R_a * R_r$) va contribuer au signal de plusieurs lignes et plusieurs colonnes de l'image. Inversement le signal correspondant à des entités au sol de plus petites tailles ($R_a^* * R_r^*$) sera obtenu en combinant le signal correspondant à plusieurs cellules de dimension ($R_a * R_r$) (voir figure 2.3). En azimuth, l'effet Doppler est utilisé pour séparer les contributions individuelles des petites cellules spatiales. En range, c'est la modulation du signal (technique de compression d'impulsion) émis qui est utilisée. La résolution en azimuth devient

$$R_a^* = v_s/B_{dop} \tag{2.3}$$

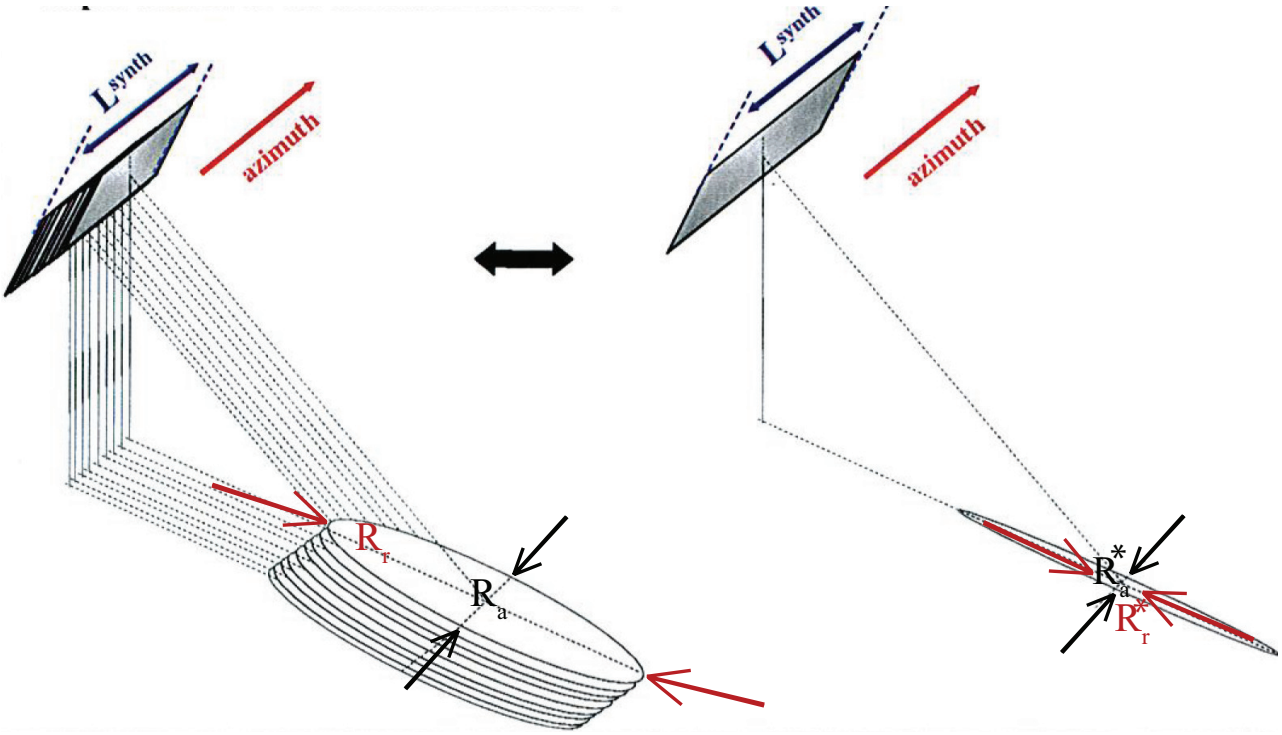


Figure 2.3. Amélioration de la résolution par utilisation de l'effet Doppler en azimuth et de la modulation du signal émis, en range.

ou B_{dop} est la variation de fréquence Doppler pour une cible au sol au cours du passage de l'antenne. Cette grandeur dépend de la vitesse du satellite et de la taille de l'antenne. On a : $B_{dop} = \frac{2v_s}{L_a}$ de sorte que :

$$R_a^* = L_a/2 \tag{2.4}$$

La résolution en range devient :

$$R_r^* = \frac{c}{2S_c\tau_e} \tag{2.5}$$

ou S_c est la pente caractérisant la pulsation appliqué au signal émis (chirp slope). Pour ERS ou ENVISAT, les résolutions atteintes sont de l'ordre de $R_a^* = 4$ m and $R_r^* = 8$ m (slant range).

L'étape de focalisation permet de passer d'une image brute à une image "Single Look Complex" ou SLC.

2.1.3 L'interférométrie différentielle : un outil de mesure du déplacement du sol

L'interférométrie différentielle consiste à combiner deux images SLC et un Modèle Numérique de Terrain afin d'obtenir une information sur la différence de phase entre les deux images et donc sur le déplacement de la cible au sol, dans la ligne de visée du satellite, entre les deux acquisitions.

Les 2 images radar (la maîtresse et l'esclave) et le MNT doivent au préalable avoir été recalés afin

que les pixels associés dans le traitement correspondent bien à la même zone au sol. Le signal radar est un signal complexe qui peut s'exprimer sous la forme $y_M = |y_M|exp(j\phi_M)$ et $y_S = |y_S|exp(j\phi_S)$, respectivement pour l'image maîtresse et l'image esclave. Une multiplication complexe de ces deux signaux produit un interférogramme complexe :

$$Int = y_M y_S^* = |y_M||y_S|exp(j(\phi_M - \phi_S)) \tag{2.6}$$

La phase de cet interférogramme $\phi_{Int} = (\phi_M - \phi_S)$ est ce que l'on appelle communément l'interférogramme. A condition que les propriétés de rétro-diffusion de la cible au sol n'aient pas évolué entre les 2 acquisitions, cette différence de phase dépend :

- de la différence de position du satellite entre les 2 acquisitions,
- de l'altitude de la cible,
- de la différence de distance entre la cible et le satellite entre les 2 acquisitions (c'est à dire du déplacement de la cible dans la ligne de visée du satellite)
- de la différence de temps de propagation de l'onde entre les 2 acquisitions due à d'éventuelles modifications des propriétés physiques de l'atmosphère traversée.

En utilisant les données orbitales et un Modèle Numérique de Terrain, il est possible de réduire les contributions de différence de position du satellite et de la topographie. En ce qui concerne l'influence de la topographie, elle est due à un effet stéréoscopique et peut s'exprimer sous la forme suivante :

$$\phi_{topo} = \frac{4\pi B_{perp} h}{\lambda R sin\theta}, \tag{2.7}$$

avec B_{perp} la baseline perpendiculaire qui caractérise la distance entre les 2 trajectoires, h l'altitude du point considéré, R la distance satellite-cible et θ l'angle de visée. Ce terme est corrigé grâce à un MNT. Plus la baseline perpendiculaire est faible, moins une erreur éventuelle de MNT aura de conséquences. On utilise parfois l'altitude d'ambiguïté afin de quantifier l'effet des erreurs de MNT. L'altitude d'ambiguïté est l'erreur de MNT entraînant une différence de phase de 2π (qui se traduit par une frange topographique sur l'image). Elle varie comme l'inverse de la baseline perpendiculaire. Dans certains cas (où l'on suppose la correction orbitale effectuée correctement, une absence d'effets atmosphériques et de déplacement du sol), l'interférogramme peut être utilisé pour obtenir un MNT (Zebker and Goldstein, 1986; Jónsson et al., 1999). Pour être dans une bonne configuration, il faut alors avoir une faible altitude d'ambiguïté ce qui correspond à une forte baseline perpendiculaire. Dans la plupart des cas, le MNT est connu et l'on cherche à mesurer le déplacement du sol. Une petite Baseline Perpendiculaire est alors souhaitable.

La principale limitation de l'InSAR est due à la présence d'artéfacts atmosphériques induits par une modification des propriétés physiques de l'atmosphère entre les deux dates d'acquisition (Zebker et al., 1997; Hanssen, 2001). Cette modification entraîne une variation de la vitesse de propagation de l'onde entre les deux passages du satellite qui sera, à tort, interprétée en terme de variation de distance. Une partie de ces effets atmosphériques est turbulente, elle peut être filtrée, et l'autre, qualifiée de "partie stratifiée" peut être modéliser à partir de modèles météorologiques (Doin et al., 2009; Jolivet et al., 2011).

A toutes ces contributions (effets orbitaux, topographiques, atmosphériques et déplacement du sol) vient s'ajouter un bruit important des données. Ce bruit peut être réduit par filtrage ou statistiquement en moyennant l'information complexe sur un voisinage spatial, ceci se faisant évidemment au détriment de la résolution finale. Il s'agit du multilooking. Ce bruit peut être quantifié par la cohérence qui est définie comme la moyenne du module de l'interférogramme (équation 2.6) sur un

voisinage de pixels. La cohérence est comprise entre 0 et 1 et une valeur forte traduit une homogénéité spatiale de la phase. Une telle homogénéité spatiale garantit une signification physique, elle est le marqueur d'un bon rapport signal/bruit.

La phase d'un interférogramme n'est connue qu'à 2π près. Un déphasage de 2π correspond à une différence de trajet égale à la longueur d'onde du signal (λ) émis. Comme le signal effectue l'aller-retour vers le sol, cela correspond à un déplacement du sol de $\lambda/2$.
Afin de lever, en partie, cette ambiguïté, il faut dérouler le signal en faisant l'hypothèse de la continuité spatiale de la phase interférométrique. Cela n'est possible que si la phase varie de moins de π entre 2 pixels voisins, ce qui garantit l'absence d'aliasing.
Après déroulement, il reste une ambiguïté due au fait que l'on ne connaît pas la différence absolue de phase entre la maîtresse et l'esclave de sorte que l'on a aucune idée de la translation éventuelle du sol dans la direction de la ligne de visée entre les 2 dates d'acquisitions. Il faut supposer qu'une zone de l'image est stable. Ceci peut poser des problèmes, en absence de vérité terrain, lorsque la zone de déformation est grande par rapport à l'image.

Finalement, le traitement donne accès au déplacement du sol dans la ligne de visée avec une précision de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde λ, soit quelques centimètres. Le principal avantage par rapport aux autres mesures de la déformation qui sont toutes ponctuelles, est que l'InSAR produit une carte du déplacement.
Comme précisé dans l'introduction à ce chapitre, il faut cependant rappeler que l'interférométrie différentielle, décrite ici, n'est pas l'unique moyen d'obtenir une information sur le déplacement du sol à partir des images radar. En utilisant la corrélation d'amplitude des images SLC, il est également possible d'obtenir une information sur le déplacement à la fois dans la ligne de visée et dans la direction azimutale (Michel et al., 1999; Fialko et al., 2001b; Pathier et al., 2006; Grandin et al., 2009; Yan et al., 2010b) avec une précision néanmoins beaucoup plus faible (de l'ordre d'un dixième de la taille du pixel soit 0.4m en azimuth et 0.8 m en range (slang range) pour les satellites type ERS ou ENVISAT). Des précisions plus fortes de l'ordre d'un cinquantième de pixel sont parfois avancées (Werner et al., 2005).

En combinant des passages de satellite ascendant et descendant et éventuellement une information sur le déplacement dans la direction azimutale obtenue par corrélation des images d'amplitude ou par un traitement interférométrique particulier appelé Multiple Aperture InSAR (MAI) (Bechor and Zebker, 2006; Barbot et al., 2008; Jung et al., 2009) il est possible de retrouver le vecteur 3D du déplacement en surface (Wright et al., 2004; Yan et al., 2010b).

Enfin, il faut également noter que certaines études sur les volcans n'utilisent par l'interférométrie mais les images d'amplitude ou la polarimétrie pour avoir une information sur les dépôts ou cartographier les structures (Carn, 1999; Wadge et al., 2011).

2.1.4 Les données disponibles

La première application de l'InSAR à une étude géophysique date de 1993. Il s'agissait de l'étude du séisme de Landers (Massonnet et al., 1993). Massonnet et al. (1995) décrit la première application de cette technique à l'étude d'un volcan : l'Etna (Italie). Ces deux études reposent sur le traitement de données ERS (en bande C). La majeur partie des études InSAR dans le domaine de la géophysique sont effectuées à partir du traitement de données en bande C provenant des satellites de l'Agence

Spatiale Européenne (ERS1, ERS2 et ENVISAT). En ce qui concerne les régions volcaniques, on peut notamment citer Amelung et al. (2000a), Amelung et al. (2000b); Avallone et al. (1999); Biggs et al. (2009); Bonforte et al. (2011); Borgia et al. (2005); Briole et al. (1997); Casu et al. (2011); Chadwick et al. (2011); Delacourt et al. (1998); de Zeeuw-van Dalfsen et al. (2004); Feigl et al. (2000); Fernandez et al. (2009); Fialko and Simons (2001); Froger et al. (2004 2007); Fournier et al. (2010); Grandin et al. (2009 2010a),Grandin et al. (2010b); Henriot et al. (2001); Hooper et al. (2004 2007); Hooper (2008); Hooper et al. (2011); Jónsson et al. (1999); Lanari et al. (2002 2004); Lu et al. (1997); Lu and Freymueller (1998); Lu et al. (2000b),Lu et al. (2000a 2002ba 2003 2005 2010); Lu and Dzurisin (2010); Lundgren et al. (2003); Manconi et al. (2010); Newman et al. (2006); Ofeigsson et al. (2011); Pearse and Fialko (2010); Pedersen and Sigmundsson (2004 2006); Peltier et al. (2010); Pinel et al. (2011); Poland and Lu (2008); Pritchard and Simons (2002); Remy et al. (2003); Ruch et al. (2008); Shirzaei et al. (2011); Sigmundsson et al. (1997); Yun et al. (2006); Vasco et al. (2002); Wadge et al. (2006); Wicks et al. (2006); Wright et al. (2006).

Quelques études (Amelung et al., 2007; Ebmeier et al., 2010; Fukushima et al., 2005 2010; Kaneko et al., 2001; Lu and Dzurisin, 2010; Sigmundsson et al., 1999; de Zeeuw-van Dalfsen et al., 2011) utilisent les données, également en bande C, du radar Canadien RADARSAT. Plus récemment, le satellite Japonais ALOS a fourni des données en bande L (Ebmeier et al., 2010; Fournier et al., 2010; Lu and Dzurisin, 2010; Biggs et al., 2010; Parks et al., 2011; Wicks et al., 2011) et le satellite allemand TerraSAR-X (Sigmundsson et al., 2010a; Wadge et al., 2011) des données Haute Résolution en bande X.
La table 2.1 liste les principaux satellites apportant des données radar utilisables pour des applications interférométriques. A partir des années 2000, les satellites ont commencé à proposer plusieurs modes d'acquisition avec des résolutions, des étendues spatiales de la zone imagée et également des angles de visée variables. La résolution au sol des images SLC (non moyennées) étaient typiquement de l'ordre de 4 m en azimuth et 8 m en range. Avec TerraSAR-X, et plus récemment Cosmo-Skymed, des données Haute Résolution (environ 1 m de résolution spatiale) ont fait leur apparition. Avec ce type d'images, les techniques de corrélation d'images d'amplitude atteignent des précisions de l'ordre du décimètre et se rapprochent peu à peu de la précision interférométrique. A l'avenir, la mission Sentinel de l'Agence Spatiale Européenne aura pour but d'acquérir de façon systématique des données d'une résolution équivalente à celle des missions ERS ou ENVISAT mais avec une meilleure périodicité temporelle. Cette mission apportera par ailleurs des données complètement polarisées comme l'ont fait le satellite Japonais ALOS ou le satellite Canadien Radarsat-2.

2.1.5 L'exploitation des séries temporelles

Nous disposons actuellement de 20 ans de données SAR. En particulier, pour la bande C qui est la bande la plus utilisée, les 2 satellites ERS sont compatibles entre eux pour faire de l'interférométrie et sous certaines configurations extrêmes, il est possible d'obtenir un interferogramme entre une donnée ERS et une donnée ENVISAT (Pepe et al., 2005; Perissin et al., 2006). Par ailleurs, les satellites ERS2 et ENVISAT ayant fonctionné en même temps, il est possible de recaler les séries temporelles de déplacement acquises indépendamment avec ERS et ENVISAT lorsque la période de recouvrement temporel est suffisante. Pour certains sites, plusieurs centaines d'images sont disponibles de sorte que, ces dernières années, ont été développées des méthodes visant à exploiter les séries temporelles afin de réduire les erreurs et d'augmenter la précision de l'interférométrie en favorisant ainsi sa capacité à détecter et à quantifier des déplacements de faible amplitude (de l'ordre du mm/an). Une revue

Satellite	Période	ΔT (jours)	Altitude (km)	f_o (GHz)	Bande	θ_{inc} (deg)	Swath (km)
ERS-1	1991-1996	35	790	5.3	C	23	100
ERS-2	1995-2011	35	790	5.3	C	23	100
JERS-1	1992-1998	44	568	1.275	L	39	85
Radarsat	1995-	24	792	5.3	C	20-49	10-500
ENVISAT	2001-2012	35	800	5.3	C	20-50	100-500
ALOS	2002-2011	45	700	1.27	L	8-60	40-350
Radarsat 2	2007-	24	798	5.3	C	20-60	20-500
TerraSAR-X (2)	2007-	11	514	9.65	X	20-55	10-100
Cosmo-Skymed (4)	2007-	16	619.61	9.6	X	40-50	10-200
ALOS2	2013-	14	628	1.2	L	8-70	25-350
Sentinel1 (2)	2013- ?	12	6935	5.4	C	>25	>250

Tableau 2.1. Caractéristiques (Période de fonctionnement, Durée minimale entre 2 acquisitions successives (ΔT), Altitude, Fréquence porteuse (f_o), Bande correspondant à cette fréquence porteuse, Angle d'incidence moyen θ_{inc}, Largeur de la Fauchée (Swath)) des principaux satellites utilisés pour effectuer de l'InSAR. Les noms en italiques correspondent aux missions futures. ERS-1 et ERS-2 ont fonctionné en tandem avec passage à 1 jour d'interval de 1995 à 1996. Un jumeau de TerraSAR-X, TandemX a été lancé en 2010 afin de produire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et Cosmo-Skymed est, en fait, une constellation de 4 satellites de sorte que la durée minimale entre 2 acquisitions peut tomber à 1 jour. De même, Sentinel1 sera, en réalité, une constellation de 2 satellites de sorte que la durée minimale entre 2 acquisitions pourra tomber à 6 jours.

récente de ces techniques est proposée par Hooper et al. (2012).
La première approche consiste à moyenner différents interférogrammes couvrant le même évènement. Deux principales stratégies, plus élaborées, ont ensuite été développées en parallèle. La première méthode est basée sur la détection et le suivi de cibles ponctuelles : la réponse du pixel est dominée par un réflecteur particulier dont la phase présente une grande stabilité temporelle. Il s'agit de la méthode des Réflecteurs permanents ou persistants (PS) (Ferretti et al., 2001). Un stack d'interférogrammes sans limitation sur la baseline temporelle ou spatiale, est effectué avec une image maîtresse commune. Les pixels dont la phase est stable, sont sélectionnés. Dans l'approche classique (Ferretti et al., 2001), la phase est modélisée comme une fonction de la baseline spatiale et de la baseline temporelle, le déplacement est alors considéré comme linéaire dans le temps. Cette phase est intégrée temporellement puis spatialement. Cette approche est efficace dans les zones où la densité des pixels sélectionnés est importante et où le déplacement est effectivement linéaire dans le temps et ceci dès lors qu'un nombre suffisant d'images est utilisé (de l'ordre de 30). Elle est mieux adaptée aux zones urbaines qui contiennent une forte densité de PS. Comme montré par Yan et al. (2010a), elle présente cependant des limitations en dehors des villes et dans les zones où le déplacement est non-linéaire dans le temps. Il existe des variantes de la méthode PS qui ne font pas d'a-priori sur la fonction temporelle du déplacement (Hooper et al., 2004).

La seconde méthode qualifiée de méthode de type Small Baseline ou SBAS est basée sur la minimisation de la décorrélation spatio-temporelle par l'utilisation combinée d'interferogrammes redondants caractérisés par une petite baseline spatiale et temporelle (Berardino et al., 2002; Schmidt and Bürgmann, 2003). Afin de maximiser la cohérence, les interférogrammes sont filtrés, ce qui se

fait, généralement, au détriment de la résolution spatiale. Les interférogrammes sont ensuites déroulés spatialement puis une inversion est réalisée afin d'obtenir le déplacement par dates. La version développée dans le cadre de l'ANR EFIDIR par Marie-Pierre Doin et appelée NSBAS, permet, en outre, de prendre en compte des corrections pour la partie statifiée des artéfacts troposphériques (Doin et al., 2011) (la partie turbulente étant classiquement éliminée par filtrage dans les séries temporelles). La couverture spatiale est, généralement, plus large, que dans le cas des PS ce qui permet une correction plus facile des effets orbitaux mais cette méthode ne donne pas accès à des déplacements localisés. Certains auteurs ont proposé une combinaison des deux stratégies (Hooper, 2008; Ferretti et al., 2009; Yan et al., 2010a).
En utilisant une approche similaire à celle de SBAS, Casu et al. (2011) ont montré qu'il était possible de bénéficier de la redondance d'information et de la meilleure qualités des données de décalages des images d'amplitude pour les couples à faible baseline spatiale, afin d'obtenir une information sur le déplacement en range et en azimuth à partir des décalages d'une série d'images d'amplitude avec une précision de l'ordre d'un trentième de pixel (contre un dixième dans le cas de l'utilisation de deux images).

2.2 Une information clef : la déformation des systèmes volcaniques

La déformation des systèmes volcaniques est, avec la sismicité, le signal le plus couramment utilisé pour comprendre et surveiller l'activité volcanique. Les plus longues séries temporelles permettent de quantifier le déplacement de surface sur plus d'un siècle. Elles reposent, pour les mesures les plus anciennes, sur du nivellement et sont disponibles pour un nombre limité de sites : Sakurajima au Japon, les Champs Phlégréens en Italie ou Hawaii aux USA (voir Figure 2.4). Pour les Champs Phlégréens, des documents historiques ainsi que des enregistrements du niveau de la mer sur des ruines, permettent d'estimer le déplacement vertical sur une période encore plus longue (Caputo, 1979; Dvorak and Berrino, 1991).

Les deux principaux progrès, ces dernières années, proviennent, d'une part, du développement de mesures en continu (inclinomètres, distancemètres, GPS) qui ont formidablement amélioré l'échantillonnage temporel et, d'autre part, de l'apport de l'InSAR qui a formidablement densifié les mesures disponibles. Ainsi le déplacement du sol, lors des éruptions récentes, comme celle de l'Eyjafjallajökull en mars-avril 2010, est suivi en continu sur quelques points et sur plusieurs milliers de points pour quelques dates (Figure 2.5).

Un autre site où l'augmentation de la densité spatio-temporelle des données de déformation est flagrande est le volcan Kilauea à Hawaii, qui est parmi les plus étudiés au monde. Le premier modèle de déformation, à Hawaii, reposait sur quelques dizaines de points de mesures (triangulation + nivellement) limités à la zone sommitale du Kilauea et avec une période de répétition des mesures de 5 ans (Mogi, 1958). Actuellement, plusieurs dizaines de GPS mesurent le déplacement du sol en continu sur tout le flanc Sud du volcan (du sommet à la côte) et des données InSAR couvrent cette zone (Cervelli et al., 2002). Cette situation est généralisable à la plupart des systèmes volcaniques actuellement bien instrumentés (Piton de la Fournaise, tous les volcans Islandais, Etna, Montserrat....)

La table 2.2 résume les différentes techniques utilisées pour effectuer des mesures de déformation, ainsi que leurs principales caractéristiques. L'estimation de la précision des mesures est difficile dans

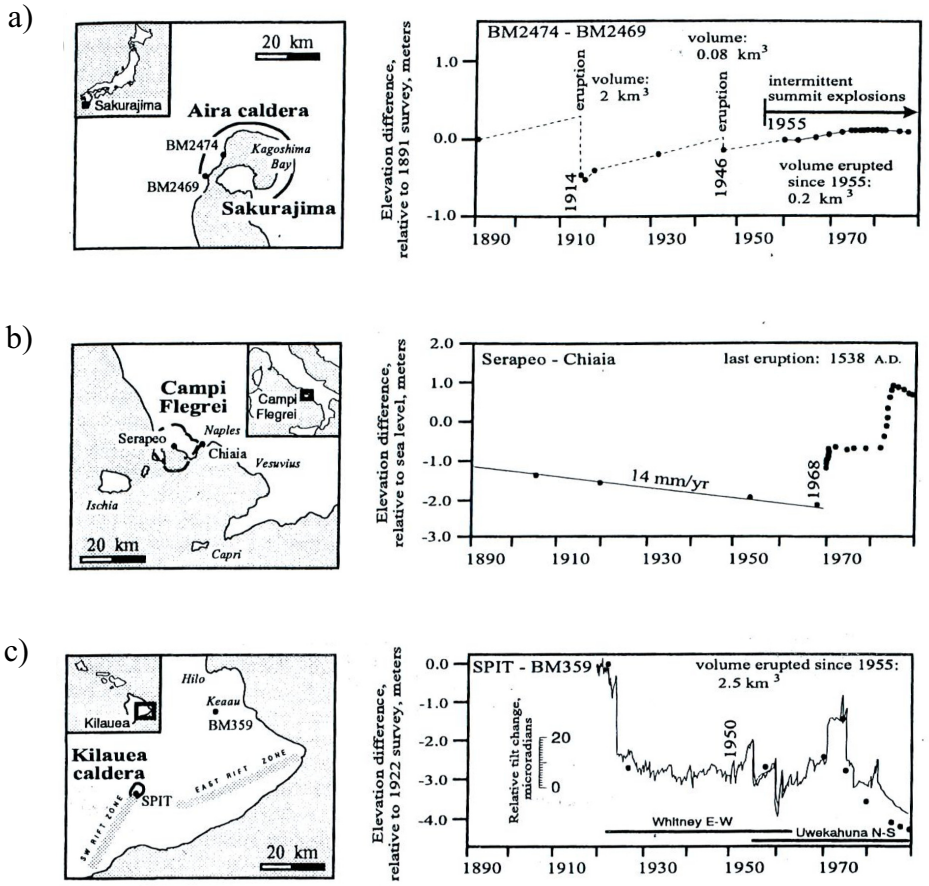
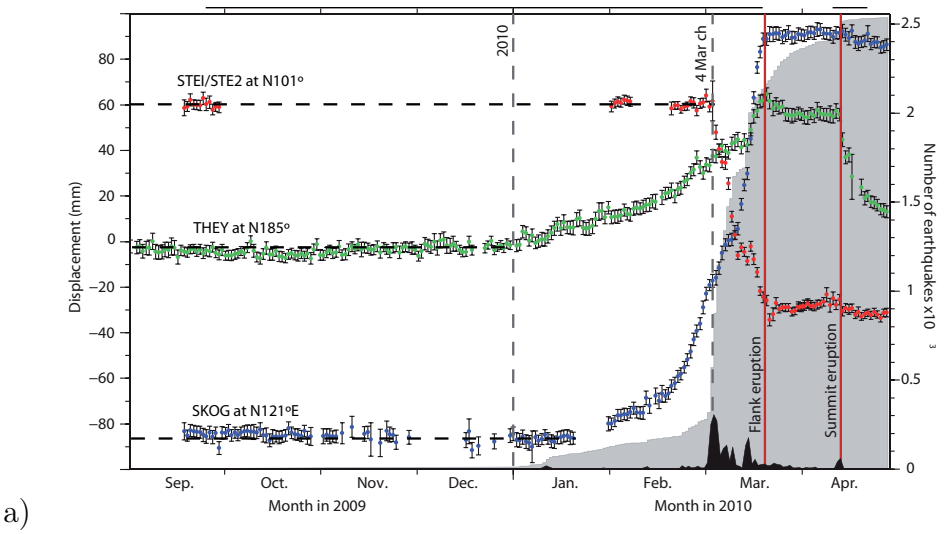
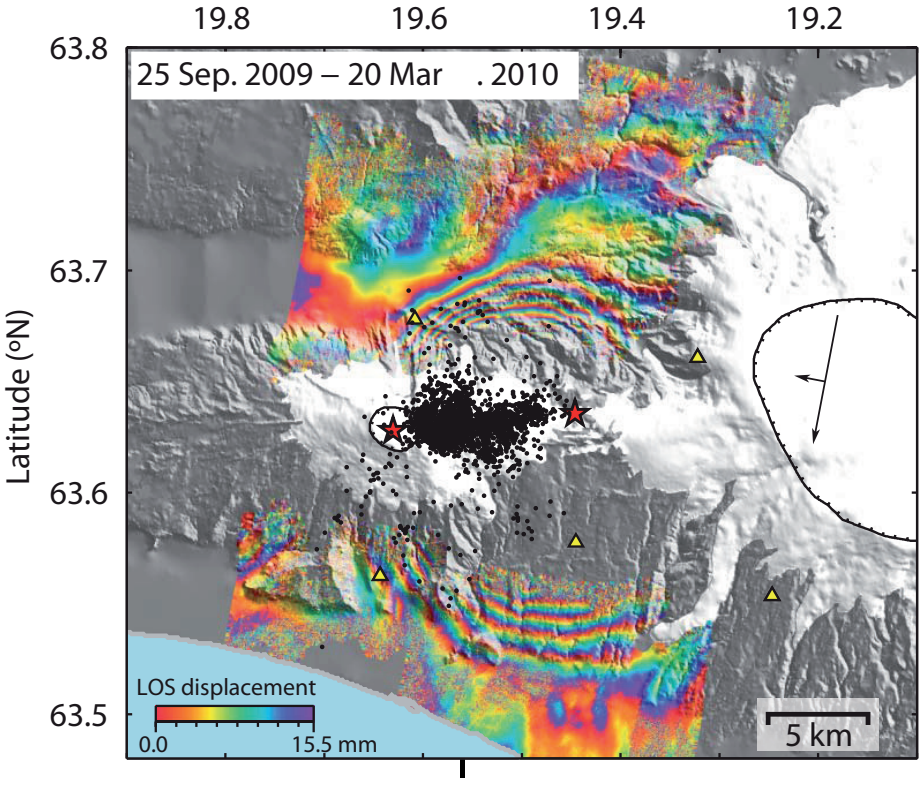


Figure 2.4. Quelques exemples de déplacement vertical mesuré sur une longue période de temps. a) Sakurajima (Japon),b) Champ Phlégréens (Italie), c) Hawaii, USA (d'après Dvorak and Dzurisin (1997)).



a)



b)

Figure 2.5. Séries temporelles GPS enregistrées avant et pendant l'éruption de l'Eyjafjallajökull à proximité du site (localisation des stations sur la figure b) b) Carte du déplacement, dans la ligne de visée, enregistré entre le 25 septembre 2009 et le 20 mars 2010 (avant l'éruption) par le satellite TerraSAR-X (passage descendant). Un cycle de couleur correspond à 15.5 mm (une valeur positive correspondant à un éloignement du sol par rapport au satellite) (D'après (Sigmundsson et al., 2010a))

Instrument	Information	Echantillonnage		Ancienneté	Précision
		spatial	temporel	pour les volcans	
Théodolite Trachéomètre	Variations de distance, d'angles	Ponctuel	Long	qq siècles	mm mgr
Dilatomètre	Variation de volume	Ponctuel	qq s		
Extensomètre	Ouverture déplacement de faille	Ponctuel	qq s	$\approx$ 30 ans	10μrm
Inclinomètre Incl. continus	Variation d'inclinaison	Ponctuel	qq jours qq s	$\approx$ 100 ans $\approx$ 40 ans	nrad nrad
GPS	Déplacement 3D	Ponctuel	qq s	20 ans	mm en hor. cm en vert.
SAR série temporelle	Déplacement 1D	Carte ($\approx$ 100 km^2)	$\approx$ 10 jours	depuis 1995 20 ans	cm mm

Tableau 2.2. Caractéristiques des principales sources de mesure de déformation.

la mesure où elle ne dépend pas uniquement de la qualité intrinsèque de l'appareil de mesure mais également de sa sensibilité aux différentes sources de bruit. De même en ce qui concerne l'échantillonnage temporel, les appareils récents permettent une période d'échantillonnage de l'ordre de la seconde si la capacité de stockage ou de transmission des données est adaptée mais pour la mesure GPS, la précision millimétrique requiert le traitement de 24H de données de sorte que seuls les grands déplacements pourront être suivis avec une période de l'ordre de la seconde.

2.2.1 Origine de la déformation en région volcanique :

La déformation mesurée sur les volcans a différentes origines :

– **L'accumulation de magma dans une zone de stockage qui induit une inflation et la perte de magma de cette zone qui induit une déflation.**
Le modèle le plus simple, le plus ancien et le plus utilisé est le modèle de point source dans un milieu semi-infini, élastique et homogène proposé par Mogi pour interpréter les données de Hawaii (Mogi, 1958). Il est valable pour une extension du réservoir faible par rapport à sa profondeur. Le déplacement vertical induit à la surface est donné par

$$U_z(z = O, r) = \frac{\Delta P_c R_c^3}{G}(1 - \nu)\frac{H_c}{(H_c^2 + r^2)^{3/2}}, \tag{2.8}$$

où H_c et R_c sont respectivement la profondeur et le rayon du réservoir, G et ν sont le module de rigidité et le coefficient de Poisson du milieu encaissant, ΔP_c est la surpression dans le réservoir et r est la distance latérale à l'axe de symétrie (vertical et passant par le centre du réservoir).

Le déplacement vertical est maximum en $r = 0$:

$$U_{zmax} = \frac{\Delta P_c R_c^3}{G} \frac{1-\nu}{H_c^2} \tag{2.9}$$

Le déplacement horizontal, à la surface, est donné par :

$$U_r(z = O, r) = \frac{\Delta P_c R_c^3}{G}(1-\nu)\frac{r}{(H_c^2 + r^2)^{3/2}} \tag{2.10}$$

Ce modèle de point source ne permet pas de distinguer entre une surpression importante affectant un réservoir de petite taille et une surpression plus faible affectant un réservoir de taille plus grande. Même en utilisant un modèle de source de taille finie, une sphère dans un demi-espace élastique, McTigue (1987) a montré qu'il est extrèmement difficile de séparer l'effet de la taille de la chambre de l'effet de la pression. Il existe également d'autres modèles analytiques donnant la déformation induite par une surpression dans un réservoir de taille finie mais non sphérique : Yang et al. (1988), révisé dans Newman et al. (2006), traite le cas de l'ellipsoïde avec une orientation quelconque des axes et Fialko et al. (2001a) traite le cas d'un crack horizontal (sill).
Notons que la grandeur $\Delta P_c R_c^3$ peut-être relié à la variation de volume. Dans le cas incompressible, Delaney and McTigue (1994) donne, pour une chambre sphérique, l'expression de la variation de volume injecté :

$$\Delta V_{in} = 4\pi R_c^2 U_r(r = R_c) = \pi \frac{R_c^3 \Delta P_c}{G} = \pi \frac{U_{zmax} H_c^2}{1-\nu} \tag{2.11}$$

ce qui revient à :

$$\frac{\Delta V_{surf}}{\Delta V_{in}} = 2(1-\nu), \tag{2.12}$$

où ΔV_{surf} est la variation de volume en surface induite par la déformation.
En prenant en compte la compressibilité du magma, Johnson et al. (2000) montrent que cette relation devient :

$$\frac{\Delta V_{surf}}{\Delta V_{in}} = \frac{2(1-\nu)}{1 + \frac{4G}{3K}}, \tag{2.13}$$

où K est le module de compressibilité.
Il existe aussi des solutions analytiques permettant de prendre en compte les effets de topographie (McTigue and Mei, 1981). Les méthodes numériques permettent de prendre en compte des rhéologies plus complexes, des propriétés mécaniques non-homogènes, la topographie et des géométries de sources plus élaborées.

– **La mise en place d'une intrusion magmatique**.
Le magma se propage à travers la croûte supérieure sous forme de dyke ou de sill, il atteint la surface ou reste piégé en profondeur. Même lorsque qu'une éruption a lieu, il reste fréquemment en profondeur une partie du dyke qui a alimenté cet évènement.
Le modèle le plus couramment employé pour calculer la déformation associée à la mise en place d'une intrusion est le modèle d'Okada (Okada, 1985). Il s'agit d'un modèle élastique de dislocation dans un milieu semi-infini et homogène. Ce modèle est caractérisé par 10 paramètres : la position de la faille (x,y,z), sa longueur, sa largeur, son azimuth, son inclinaison ou pendage, son plongement et le vecteur déplacement (ouverture et glissement) (voir figure 2.6). La pro-

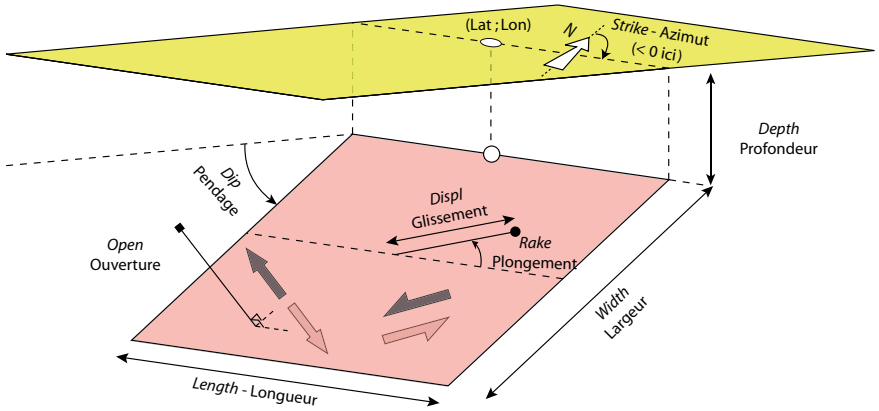


Figure 2.6. Description de la géométrie de faille associée au modèle de dislocation. Issu de Grandin (2009).

grammation numérique de ce modèle analytique avait été initialement effectuée par Okada, elle a ensuite été largement diffusée par Feigl and Dupré (1999).
Cette dislocation peut être discrétisée afin de prendre en compte une distribution d'ouverture (Pedersen and Sigmundsson, 2004). Des modèles numériques, utilisant généralement la méthode des Eléments aux Frontières, permettent de quantifier la déformation de surface induite par une distribution hydrostatique de pression (Fukushima et al., 2005 2010; Yun et al., 2006; Sigmundsson et al., 2010a). De récents modèles de ce type incluent l'effet d'un champ de contrainte anisotrope, ce qui induit des glissements, en plus de l'ouverture, au niveau de l'intrusion avec des conséquences importantes sur le champ de déplacement en surface (Catry, 2011; Hooper et al., 2011).

– **L'écoulement dans un conduit magmatique superficiel**.
L'alimentation des éruptions andésitiques (mise en place des dômes, des coulées) se fait le plus souvent, à proximité de la surface par un conduit ouvert. Il a été montré que les forces de cisaillement induites sur la paroi de ce conduit par l'écoulement du magma pouvait produire un signal de déformation mesurable à proximité du cratère (Beauducel et al., 2000b; Green et al., 2006). Anderson et al. (2010) fournissent une solution analytique pour la valeur de l'inclinaison de surface induite par une force de cisaillement appliquée aux parois d'un conduit cylindrique. Albino et al. (2011) ont montré qu'il est important de considérer, de manière couplée, la déformation induite par la pressurisation du conduit et la force de cisaillement appliquée à sa paroi.
– **La charge induite par les dépôts volcaniques.**
La mise en place de produits d'éruptions en surface constitue une charge susceptible d'entraîner une déformation de surface (Beauducel et al., 2000b). De tels effets peuvent être modélisés en intégrant la fonction de Green correspondant à une charge ponctuelle sur un milieu semi-infini (Pinel et al., 2007) comme proposé par Grapenthin et al. (2010).
– **L'instabilité de l'édifice.**
Sur de nombreux volcans, on peut observer un régime extensif sommital contemporain d'un régime compressif avec chevauchements dans la partie basale des flancs. Sur la base de modèles numériques visco-élastique, Borgia (1994) a conclu que cette répartition des contraintes était le résultat de la déformation visco-élastique de l'édifice volcanique sous l'action de son propre poids, ce qu'il a appelé "volcano spreading". Il a montré que ce phénomène nécessitait

plusieurs conditions : l'accumulation de produits éruptifs et intrusifs sous la forme d'un édifice volcanique, la présence d'une zone de faiblesse basale faisant office de niveau de décollement. Les conditions favorables à ce "spreading" ont également été quantifiées par des expériences analogiques (Merle and Borgia, 1996). Dans le calcul numérique de Borgia (1994), la zone de décollement basal est vue comme une zone de faible viscosité. D'autres types de modèles considèrent un glissement d'un édifice rigide sur une zone de cisaillement contrôlé par un critère de Mohr-Coulomb (Iverson, 1995). De récentes observations géologiques ont montré que le glissement selon cette zone de faiblesse pourrait être favorisé par des intrusions magmatiques dans le plan de ce niveau de décollement (Famin and Michon, 2010). Une étude interférométrique récente (Shirzaei et al., 2011) suggère toutefois que l'étalement gravitaire de l'édifice volcanique peut se produire sur un volcan non actif.

2.2.2 Intérêt de l'étude des déformations en région volcanique :

Le suivi de l'**évolution temporelle de la déformation** est, en premier lieu, primordial pour les aspects de **surveillance**. Les mesures de déformation peuvent permettre de mettre en évidence du **stockage de magma** dans la croûte superficielle, ce qui constitue un **précurseur à long terme** (quelques mois à quelques années avant une éruption). Elle peuvent, par ailleurs, détecter la mise en place d'une **intrusion magmatique** et sa progression, ce qui constitue un **précurseur à cours terme** (quelques jours à quelques heures avant une éruption).

Les mesures de déformation présentent également un autre intérêt que cet aspect relatif à la surveillance. Elles permettent de mieux comprendre le mode de croissance d'un édifice volcanique, qui se fait par accumulation de roches magmatiques. Cette accumulation se produit de deux manières :

- la mise en place d'intrusions qui aboutissent potentiellement à la formation de roches plutoniques entièrement crystallisées ou sont remobilisées lors d'éruptions postérieures.
- la mise en place, en surface, de roches volcaniques sous forme de lave ou de dépôts de matériel non consolidé.

Il est clair que tout le magma remontant à travers la croûte ne sortira pas forcément en surface. Afin de comprendre le mode de croissance d'un édifice volcanique qui va influer sur sa stabilité et sur le champ de contrainte à l'intérieur (avec donc un contrôle éventuel sur la croissance ultérieure), il est important d'estimer la part représentée par les intrusions par rapport au matériel émis en surface. Or il existe une grande variation dans les estimations effectuées pour des contextes volcaniques particuliers et avec une méthode donnée (White et al., 2006). Selon une étude globale sur les volumes de plutons et les volumes de produits éruptifs, le volume intrusif serait 5 fois supérieur au volume éruptif en domaine océanique et 10 fois supérieur en domaine continental (Crisp, 1984). Des études pétrologiques et structurales sur La Palma aux îles Canaries indiquent que, dans le cas des monts sous-marins, les intrusions représenteraient le même volume que les émissions en surface (Staudigel and Schmincke, 1984). Sur la base de données sismologiques, White et al. (2008) concluent que les intrusions représentent le double du volume émis en surface dans un contexte d'extension océanique. Par ailleurs, sur la base d'une simulation numérique (Annen et al., 2001) concluent que les intrusions ne représenterait que 13% du volume émis en surface pour un volcan bouclier type. Les mesures de déformation, effectuées sur une période de temps significative, permettent de quantifier le volume de magma intrudé et de le comparer au volume émis. Elles permettent également de mettre en évidence des variations temporelles de ce rapport entre volume intrusif et volume émis en surface (Fergusson et al., 2010).

2.3 Apport des données SAR à l'étude des volcans

L'InSAR présente deux atouts majeurs : l'obtention d'une carte de déplacement (forte densité spatiale de l'information) et l'absence de nécessité de déploiement d'instruments au sol. De ce fait cette technique a permis des avancées majeures au cours des deux dernières décennies sur la détection des zones de déformation, l'imagerie des sources de déformation, la compréhension de l'évolution temporelle de la déformation et la compréhension du mode de croissance des édifices volcaniques.

2.3.1 Détection de déformations

L'InSAR a permis le développement d'études régionales qui rendent possible la détection de zones de déformation dans des endroits non instrumentés (Amelung et al., 2000a; Pritchard and Simons, 2002 2004; Lu et al., 2008; Fournier et al., 2010; Biggs et al., 2009 2011). Récemment l'utilisation de la bande L a, par ailleurs, permis d'étendre ces études régionales aux zones tropicales humides (Fournier et al., 2010; Ebmeier et al., 2011; Chaussard and Amelung, 2011). Ces études régionales permettent de détecter un signal de déformation mais également de mieux connaître l'activité volcanique à l'échelle régionale et mondiale, ce qui pourrait permettre, à terme, de mieux comprendre l'influence du contexte tectonique sur le fonctionnement d'un volcan particulier grâce aux bases de données constituées.
Dans le cadre de ces études systématiques, l'InSAR a permis de mettre en évidence des déformations de grande extension spatiale, dans des zones non instrumentées. En particulier, il a permis de mettre en évidence des zones d'inflation de grande longueur d'onde spatiale, interprétées comme des zones de stockage magmatique, dans les Andes. Ainsi en Bolivie, dans la zone de l'Uturuncu, un soulèvement de l'ordre de 1 à 2 cm par an, sur une zone de 70 km de large, a été enregistré de 1992 à 2006 et interprété comme la mise en place de magma à 17 km de profondeur avec un flux de l'ordre de $10^{-2} km^3/an$ (Sparks et al., 2008). Toujours dans la Zone Volcanique Centrale des Andes, un soulèvement de l'ordre de 2.5 cm par an, sur une zone de 40 km de large, est enregistré depuis 1996 dans la zone du Lastarria-Cordon del Azufre (Chili-Argentine) (voir figure 2.7) (Pritchard and Simons, 2004; Froger et al., 2007; Ruch et al., 2008). Ceci correspondrait à une source d'inflation localisée à 7-15km de profondeur avec un taux de $1.4 * 10^{-2} km^3/an$ (Froger et al., 2007). La mise en évidence d'une déformation sur plusieurs années sur ces deux sites, non-instrumentés et considérés comme non actifs, n'aurait sans doute pas été possible sans l'InSAR. Or ces sites soulèvent des problèmes cruciaux en ce qui concerne la mise en place des zones de stockage et leur stabilité. En particulier, une question de taille est de savoir si ce stockage important en profondeur reflète un apport de magma actuel ou si le soulèvement est un phénomène induit par la relaxation visqueuse d'une mise en place de magma dans le passé (Pearse and Fialko, 2010). Il est important de déterminer si ce stockage est susceptible d'être à l'origine d'une éruption de grande ampleur avec vidange du réservoir et formation d'une caldera de type silicique (Sparks et al., 2008). De tels évènements sont sans doute parmi les plus cataclysmiques mais aucun n'a été observé avec les techniques modernes de la géophysique et en particulier l'InSAR.

Même dans les zones bien instrumentées l'InSAR a permis de détecter un signal qui serait passé inaperçu. En particulier, avant l'avènement de l'interférométrie, la profondeur maximale des sources de déformation mise en évidence sur les volcans était de l'ordre de 13 km (Dvorak and Dzurisin, 1997), même si des corps magmatiques plus profonds avaient parfois été mis en évidence dans des

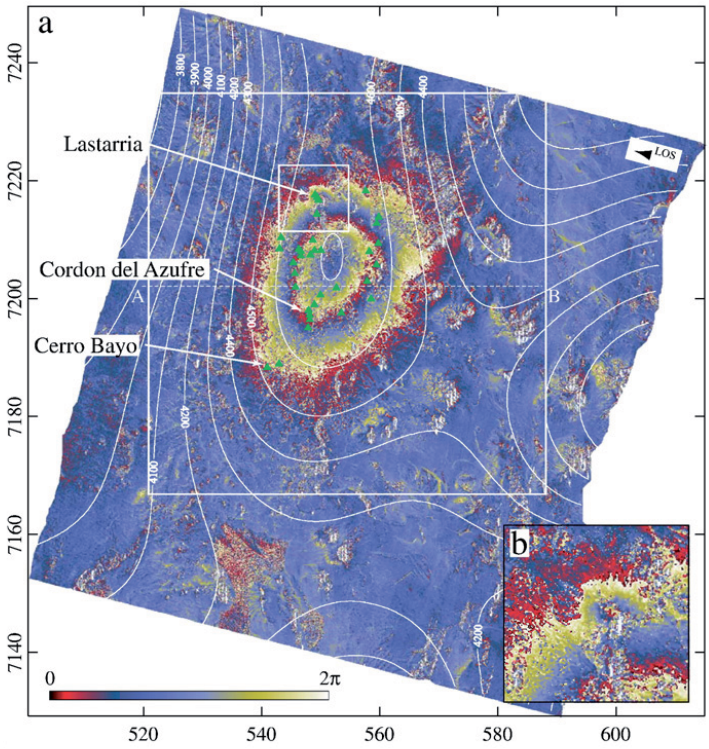


Figure 2.7. a) Interférogramme du 9 Mars 2003 au 26 Juin 2005. Un cycle de phase complet (bleu-rouge-jaune) correspond à une diminution de distance de 2.8 cm entre la surface du sol et le satellite. Le signal observé est corrigé des artéfacts topographiques et atteint 2 franges. Il couvre une zone elliptique de grand axe 45 km, NNE-SSW et de petit axe 37 km. b) Zoom sur la zone du Lastarria. Issu de Froger et al. (2007).

régions volcaniques (Larsen et al., 1986). L'InSAR donne accès à des déformations de plus grande extension spatiale et a donc permis de mettre en évidence des sources de stockage plus profondes sous les volcans. Ainsi une source d'inflation profonde de 21 km a été mise en évidence sous le Krafla en Islande (de Zeeuw-van Dalfsen et al., 2004) à l'aide de données ERS alors que les études précédentes ne rendaient compte que d'une déflation d'origine plus superficielle (Arnadottir et al., 1998; Sigmundsson et al., 1997; Henriot et al., 2001). De la même manière, des données ERS ont permis de mettre en évidence une zone de stockage profonde sous l'Hekla (entre 14 et 20 km de profondeur) (Ofeigsson et al., 2011). Dans les deux cas précédents, la source a été considérée comme étant une zone de stockage de type réservoir. Hooper et al. (2010 2011) proposent, par ailleurs, le premier cas de détection d'une intrusion magmatique à forte profondeur (entre 14 et 22 km de profondeur). Pour tous ces exemples Islandais, l'InSAR a permis de déceler une source de déformation profonde dans des zones instrumentées où des déformations d'origine plus superficielles étaient, par ailleurs, mesurées.

2.3.2 Enregistrement de la déformation induite par des évènements volcaniques exceptionnels

L'InSAR a permis d'imager une formation de caldera par vidange d'un réservoir basaltique au Piton de la Fournaise en 2007 (Froger et al., 2010). Cette technique a également permis d'imager l'épisode de rifting qui est en cours en Afar avec la mise en place d'un dyke de 65 km de long (plus d'un km^3) lors de l'initiation de l'épisode en septembre 2005 (Wright et al., 2006; Grandin et al., 2009) (voir figure 2.8) et de 13 intrusions postérieures (Grandin et al., 2010a), (Grandin et al., 2010b; Hamling et al., 2010). Ces deux types d'évènements n'avaient jamais été mesurés de manière aussi précise auparavant, ce qui a permis de mieux comprendre leur mécanisme. En particulier, ceci a permis de quantifier le rapport entre magma intrusif et magma émis en surface au cours de cet événement de rifting (Fergusson et al., 2010) et l'effet d'une intrusion sur la mise en place de la suivante (Hamling et al., 2010; Grandin et al., 2010b).

2.3.3 Meilleure quantification des sources de déformation

L'InSAR a clairement permis de mieux imager les sources de déformation et a promu le développement des méthodes d'inversion. L'inversion de la géométrie des intrusions se fait le plus souvent sur la base d'un modèle direct de dislocation élastique dans un espace semi-infini, élastique et homogène, formalisé par Okada (1985). Elle se fait souvent en deux temps avec, dans un premier temps, la recherche de l'orientation et de la taille de la dislocation en supposant une ouverture constante puis, dans un second temps, la recherche de la distribution de l'ouverture en supposant la géométrie fixée et en incluant un facteur de lissage (Amelung et al., 2000a; Pedersen and Sigmundsson, 2006). L'utilisation d'une condition au limite en pression (condition de type "dynamique" et non plus "cinématique"), pression uniforme ou suivant un gradient, permet d'éliminer ce lissage, mais nécessite l'utilisation d'un modèle direct numérique, le plus souvent basé sur la méthode des Eléments aux Frontières (Fukushima et al., 2005; Yun et al., 2006; Fukushima et al., 2010). Par ailleurs, de récentes études ont montré que certaines intrusions se mettaient en place dans un champ de contrainte anisotropique et avec une orientation non perpendiculaire à σ_3 de sorte qu'une composante de glissement

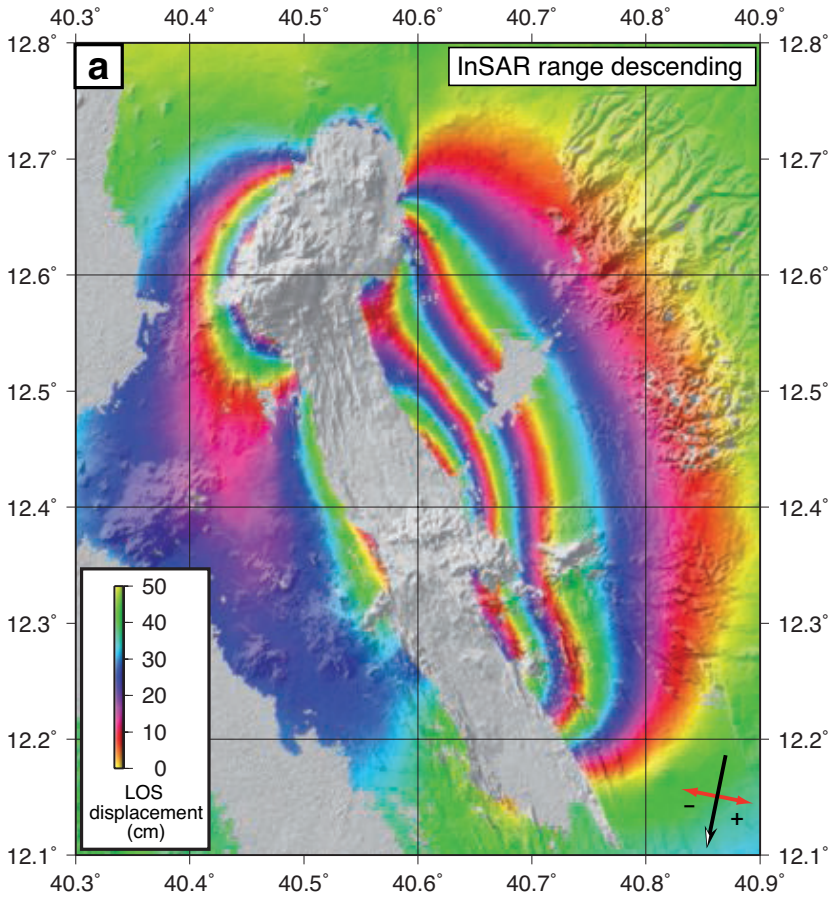


Figure 2.8. Interférogramme obtenu à partir de données ENVISAT descendantes, correspondant au déplacement induit dans la direction de la ligne de visée par l'ouverture de rift ayant eu lieu en septembre 2005 dans la région de l'Afar. Issu de la thèse de Raphaël Grandin (Grandin, 2009)

le long de l'intrusion non négligeable pouvait s'ajouter à la composante en ouverture (Hooper et al., 2010 2011; Catry et al., 2010; Catry, 2011). L'inversion devra donc prendre en compte cet aspect important, ce qui pourra, potentiellement apporter des contraintes sur le champ de contrainte dans la croûte au moment de la mise en place de l'intrusion.

2.3.4 Evolution temporelle de la déformation

L'InSAR a permis de suivre l'évolution temporelle de l'inflation due au stockage de magma à faible profondeur (Lu et al., 2000b; Lu and Masterlark, 2003; Lu et al., 2010) ainsi que celle de la déflation induite par une éruption (Lu and Dzurisin, 2010). Le stockage et la vidange du magma à faible profondeur induisent des déplacements dont l'amplitude suit une loi exponentielle ce qui est compatible avec une alimentation par une source de pression constante en profondeur (Pinel et al., 2010) et la vidange du réservoir par un conduit ouvert (Wadge, 1981; Dvorak and Okamura, 1987).

Par ailleurs, cette technique a permis de suivre la mise en place de séries d'intrusions que se soit au cours de l'épisode de rifting ayant lieu en Afar (Hamling et al., 2010; Grandin et al., 2010a),(Grandin et al., 2010b) ou au cours des éruptions du Piton de la Fournaise (Tinard, 2007; Fukushima et al., 2010). Ceci apporte des informations sur la modification du champ de contrainte induite par la mise en place d'une intrusion et l'influence potentielle d'une intrusion sur la mise en place de la suivante (Amelung et al., 2007; Hamling et al., 2010; Grandin et al., 2010b).

2.3.5 Croissance et stabilité des édifices volcaniques

Les mesures radar permettent de quantifier les volumes de magma émis en surface et mis en place en profondeur. En particulier, une technique de détection de changement de surface par mesure de la cohérence entre des images radars acquises successivement, à un jour d'interval, sur Hawaii, a permis d'estimer la surface de nouveau magma mis en place au cours d'une journée. En faisant une hypothèse sur l'épaisseur moyenne des coulées, un flux de 2 m^3/s a été estimé sur la période étudiée (Octobre 1994) (Zebker et al., 1996).

L'étude d'une succession d'éruptions par InSAR permet d'effectuer des bilans sur le volume de magma mis en place sous forme d'intrusions dans l'édifice en le comparant au volume de magma émis. Il est ainsi possible de quantifier la part de la croissance d'un édifice volcanique par intrusion et par effusion. Cela a été effectué sur une éruption pour le volcan Tungurahua en Equateur (volume d'intrusion équivalent au volume émis) (Biggs et al., 2010) et sur 5 éruptions du Piton de la Fournaise (volume cumulé des intrusions représentant 17% des émissions de magma) (Fukushima et al., 2010).

La croissance d'un édifice se fait par mise en place, en profondeur et en surface, de magma mais elle comporte souvent des épisodes de déstabilisation, caractérisés, par exemple sur les volcans basaltiques, par des glissements de flanc (Catry, 2011). Il est à noter qu'au Piton de la Fournaise, l'InSAR a permis la mise en évidence de déplacements vers l'Est de grande amplitude. Ces déplacements ont eu lieu dans la région des Grandes Pentes, qui n'était pas instrumentée avant 2009. Ils semblent avoir lieu pendant les éruptions latérales (Tinard, 2007). Le cas de l'éruption de janvier 2004 sera évoquée dans le paragraphe 2.5.2. Au cours de l'éruption d'Avril 2007, un déplacement atteignant 1.4 m vers l'Est a été observé (Froger et al., 2010). Des déplacements latéraux affectant préférentiellement une zone particulière de flanc, ont également été mis en évidence à l'Etna, où le flanc Est se déplace vers

l'Est de l'ordre de 3 cm/an de 1995 à 2000 (Bonforte et al., 2011)

2.3.6 Conclusion

L'InSAR a donc permis des avancées significatives dans le domaine de la mesure et de l'interprétation de la déformation en région volcanique cependant il reste deux principales limitations qui sont :

- la mise en évidence d'un signal de faible amplitude sur les strato-volcans à fort relief et faible cohérence, ce qui sera détaillé en 2.5.1
- la mauvaise résolution temporelle qui rend quasi-impossible la modélisation dynamique des phénomènes rapides tels que la mise en place d'une intrusion. Le seul exemple d'étude de l'évolution temporelle de la mise en place d'une intrusion magmatiques à l'aide de données InSAR est celui de l'intrusion magmatique mise en place en 1999 sous l'Eyjafjallajökul (Pedersen and Sigmundsson, 2006). Ceci n'a été possible qu'en raison de la faible vitesse de cette intrusion. Cette faible vitesse était probablement liée au fait que le magma ne disposait pas de la surpression nécessaire pour atteindre la surface et donc que l'on tendait lentement vers un état d'équilibre.

Les futurs missions programmées, comme la mission Sentinel-1 de l'Agence Spatiale Européenne, fourniront des données plus fréquentes ce qui permettra, sans doute, d'améliorer l'information temporelle fournie par l'InSAR.

2.4 Innovations méthodologiques dans le domaine du SAR dérivant de l'application au domaine volcanique

Les volcans constituent une cible privilégiée pour l'application de l'interférométrie radar différentielle et il me semble important de noter que, sur cette cible particulière, un nombre important de développements méthodologiques ont été effectués. Dans un certain nombre de cas, ces développements ont été induits ou favorisés par les particularités de la déformation en milieu volcanique.

En particulier, il est rapidement apparu que sur les 20 mm/mois de déflation mis en évidence à l'Etna après l'éruption de 1993 (Massonnet et al., 1995), une part significative (de l'ordre de 13 mm/mois) était due à un artéfact troposphérique (Delacourt et al., 1998). Les volcans présentent souvent une forte topographie et la déformation induite par un réservoir magmatique situé en profondeur et centré sous l'édifice est fortement corrélée à la topographie, tout comme les artéfacts troposphériques, ce qui rend difficile la séparation entre signal et bruit. Il en résulte que les artéfacts troposphériques sont une limitation importante à l'application de l'InSAR en domaine volcanique de sorte que de nombreuses techniques visant à corriger ces artéfacts ont été développés sur ce type de cible. Delacourt et al. (1998) ont proposé une méthode de correction basés sur l'utilisation d'un modèle météorologique statique alimenté par des données in-situ. Wadge et al. (2002) et Webley et al. (2002) ont utilisé un réseau de stations GPS déployées au sol sur l'Etna afin d'estimer les délais troposphériques et de les comparer à l'estimation produite par un modèle météorologique dynamique local. De la même façon, Foster et al. (2006) ont utilisé un modèle météorologique fin (grille de 3km) afin de corriger les artéfacts à Hawaii. Des modèles météorologiques globaux ont également été utilisés pour estimer les délais troposphériques (Pinel et al., 2011) (voir chap 2.5.1). Une autre démarche

développée, également en domaine volcanique, consiste à estimer la corrélation entre la variation de phase et l'altitude (Beauducel et al., 2000a; Remy et al., 2003). Le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère au moment de l'acquisition radar peut également être estimé par mesure radiométrique (Pavez et al., 2006; Pinel et al., 2011).

Par ailleurs, les volcans constituent des cibles à faible cohérence, situées en zone naturelle, ce qui a motivé le développement de méthodes de traitement des séries temporelles visant à la sélection de réflecteurs au sol qui ne se limitent pas à des réflecteurs permanents de milieu urbain (Hooper et al., 2004 2007; Hooper, 2008).

Certaines déformations se produisant en milieu volcanique ont une forte amplitude ce qui a permis le développement de techniques basées sur l'utilisation de la corrélation des images d'amplitude afin d'améliorer le signal interférométrique (Yun et al., 2006) ou d'obtenir des séries temporelles de déplacement (Casu et al., 2011).

Les cibles volcaniques sont aussi les premières sur lesquelles ont été réalisées des inversions sur la base de modèles utilisant d'une condition au limite en pression (condition de type "dynamique" et non plus "cinématique") (Fukushima et al., 2005; Yun et al., 2006; Fukushima et al., 2010). Cette démarche se généralise actuellement à des objets non volcaniques (Sun et al., 2011).

Enfin, dans la mesure où les déformations en milieu volcanique, ont une évolution temporelle intéressante et facilement interprétable (Pinel et al., 2010; Lu et al., 2010; Lu and Dzurisin, 2010), c'est sur ce type de cible que la première tentative d'utilisation des techniques de l'assimilation de données sur des données SAR a été effectuée (Shirzaei and Walter, 2010).

2.5 Deux contributions particulières

2.5.1 Etude des strato-volcans andésitiques Mexicains

Depuis mon recrutement à l'IRD, je me suis appliquée à utiliser la technique de l'InSAR pour l'étude des strato-volcans andésitiques. Ceci présente d'importantes difficultés techniques que j'ai tenté de limiter. Le système d'alimentation de ce type de volcans est, en effet, encore souvent mal connu. Le stockage magmatique n'est pas toujours détecté avant une période d'activité. Il est donc essentiel de développer l'utilisation de l'InSAR pour l'étude de ces strato-volcans andésitiques qui sont parmi les plus dangereux en raison de leur changement rapide de type d'activité avec des passages de stades effusifs ne présentant pas de danger, à des stades explosifs potentiellement très destructeurs. Ce type de volcans représente l'essentiel de l'aléa lié à l'activité volcanique dans de nombreux pays partenaires de l'IRD en particulier dans les Andes (Pérou, Equateur, Chili) mais aussi au Mexique et en Indonésie. Cette section reprend les principaux résultats d'un article publié dans la revue Journal of Volcanology and Geothermal Research et intitulé "The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes : Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico".

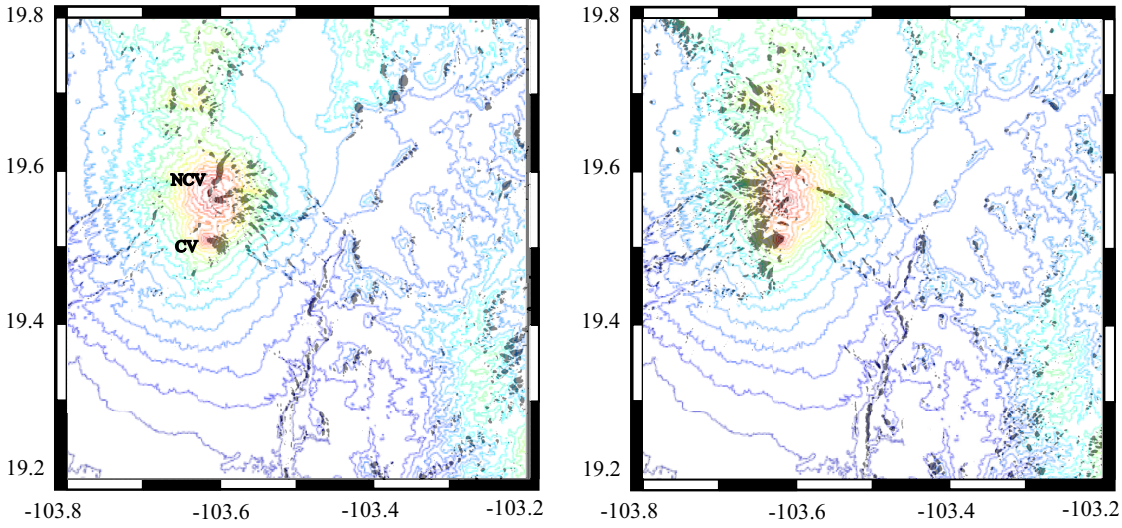


Figure 2.9. Illustration des limitations géométriques de l'InSAR pour les volcans à fort relief avec le cas du volcan de Colima. Les zones mal imagées dans les images SAR en raison de la géométrie d'acquisition sont superposées en gris sur les lignes de contour (200m) du Modèle Numérique de Terrain SRTM. Données de la track descendante 384 (a) et de la track ascendante 48 (b), acquisitions ENVISAT en swath I2 pour le volcan de Colima. Figure obtenue avec le logiciel SARLUT disponible à l'adresse http ://www.efidir.fr (Pétillot et al., 2010). NCV : Volcan Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima (issu de Pinel et al. (2011)).

Difficultés propres aux strato-volcans andésitiques illustrées avec l'exemple du volcan de Colima, Mexique

L'utilisation de l'interférométrie radar pour l'étude de la déformation des strato-volcans andésitiques reste, à l'heure actuelle, limitée. Le nombre d'études publiées est faible et les conclusions sont souvent prudentes et restreintes (Wadge et al., 1999 2006; Pavez et al., 2006; Poland and Lu, 2008). Par ailleurs, le nombre de zones de déformation détectées sur les arcs volcanique est faible (Pritchard and Simons, 2004; Fournier et al., 2010). Ceci est dû en partie à la qualité des données SAR sur ce type de cible. Les volcans andésitiques présentent, en effet, souvent de fortes pentes, ce qui limite la couverture spatiale possible par les données SAR. La figure 2.9 montre les zones du volcan de Colima où aucune information n'est disponible dans les données ENVISAT, principalement en raison de problèmes de repliement (layover), se produisant sur le versant situé face au satellite.

L'autre problème associé au fortes pentes est la création d'artéfacts troposphériques corrélés à l'altitude comme le serait une déformation induite par un réservoir magmatique. En particulier sur le volcan de Colima, dans les données ENVISAT, les artéfacts troposphériques peuvent induire jusqu'à six franges interférométriques ce qui correspond à un déplacement apparent de 17 cm entre la base et le sommet du volcan.

Un dernier problème est la décorrélation temporelle. Cette perte de cohérence est induite, en partie, par la végétation qui se met en place pendant les longues périodes de repos et, en partie, par les dépôts de cendres volcaniques dus aux explosions. La figure 2.10 montre la cohérence moyenne

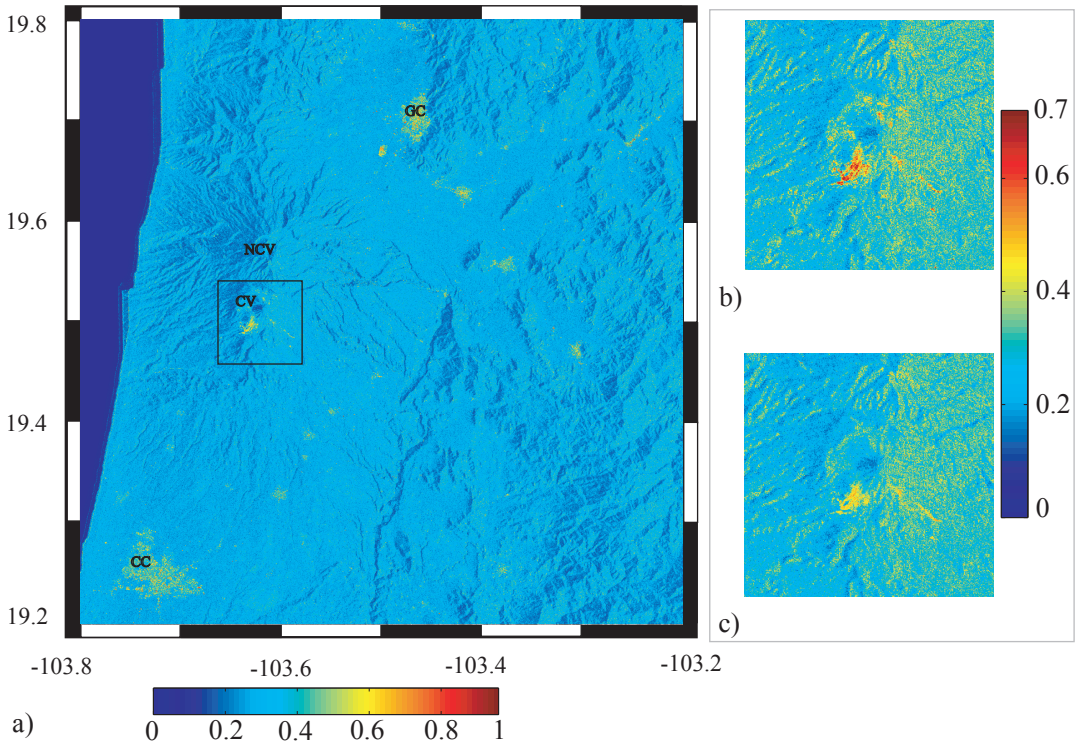


Figure 2.10. Cohérence moyenne autour du volcan de Colima (estimée à partir de la track descendante 384). La qualité du signal augmente des zones bleues aux zones rouges. a) Cohérence moyenne obtenue à partir de 54 interférogrammes, le rectangle noir est la zone sommitale montrée en b) et c). b) Coherence moyenne pour la zone sommitale, obtenue à partir de 15 interférogrammes couvrant la période Juin 2003-Août 2004. c) Cohérence moyenne pour la zone sommitale, obtenue à partir de 18 interférogrammes couvrant la période Janvier 2005-Janvier 2006, qui correspond à une activité explosive importante. NCV : Volcan Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima, GC : Ville de Guzman, CC : Ville de Colima (issu de Pinel et al. (2011)).

pour la région du volcan de Colima. Les zones de bon rapport signal/bruit sont limitées aux villes situées au pied de l'édifice volcanique et aux coulées de lave récentes situées au sommet du volcan.

La difficulté provient également du type de déformation attendue sur les strato-volcans andésitiques. La déformation de champ proche (moins de 1 km) est souvent réversible et se produit sur des périodes de temps courtes (de l'heure au jour). Elle n'est pas détectable par InSAR en raison de la résolution temporelle des mesures (au mieux fréquence d'échantillonnage de 11 jours) et de la faible résolution spatiale. Quant à la déformation en champ lointain, le plus souvent centrée sur le sommet et corrélée à la topographie, son amplitude peut rester faible ce qui la rend difficilement détectable.

Méthode employée pour améliorer le signal

Pour augmenter le rapport signal sur bruit, nous avons appliqué la méthode de traitement des séries temporelles de données SAR développée par Andy Hooper (Hooper et al., 2004; Hooper, 2008). Ceci permet de sélectionner 0.2% des pixels dans la zone du volcan de Colima. La densité des pixels sélectionnés est clairement liée à la cohérence telle qu'elle apparaît sur la figure 2.10. Cependant le réseau de pixels sélectionnés s'étend hors de ces zones de bonne cohérence. La précision de la méthode utilisée a été testée sur une zone de forte déformation : la ville de Mexico par comparaison avec le logiciel de PS Gamma et la méthode de Small Baseline développée par Pénélope Lopez-Quiroz (Lopez-Quiroz et al., 2009), ce qui a donné lieu à une communication à l'EGU.
En l'absence de données météorologiques ou GPS locales, nous avons estimé les délais troposphériques à l'aide d'un modèle météorologique global appelé North American Regional Reanalysis (NARR) et fourni par le National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research. Les résultats pour le volcan de Colima sont présentés sur la figure 2.11. Les valeurs d'humidité de l'air produite par NARR sont en accord avec les valeurs estimées par le spectromètre MERIS embarqué sur le satellite ENVISAT. Par ailleurs, nous avons validé l'estimation des délais troposphériques obtenue grâce à NARR en les comparant aux valeurs dérivés de la relation entre la phase et l'altitude.

La correction des délais troposphériques a été effectuée avant l'étape de déroulement. Ceci a permis de fortement diminuer les erreurs de déroulement (Figure 2.12).

Résultats obtenus sur le volcan de Colima et le Popocatepetl

Aucune déformation significative (supérieure à 5 mm/an) n'est détectée sur le Popocatepetl sur la période 2002-2006 alors qu'un signal de faible amplitude et réversible a été mesuré par distancemétrie sur la même période.
Pour la même période d'étude, dans la région de Colima, une subsidence urbaine de 30 mm/an est détectée dans la ville de Guzman, elle est localisée sur le compartiment Nord-Ouest de la faille de Tamazula. Il n'y a pas d'évidence d'un signal de grande longueur d'onde autour du volcan de Colima associé à un réservoir profond potentiel. Une subsidence est observée au sommet du volcan de Colima. Elle diminue avec l'éloignement au cratère et est mesurée entre 500 m et 2 km du sommet (voir Figure 2.13 et 2.14). Cette subsidence correspond à une inclinaison de 6 à 9 $\mu rad/an$. Elle est maximum au niveau de la coulée de lave mise en place en 1998 (voir figure 2.13 a,b). La qualité des données ne permet pas de détecter une non-linéarité temporelle du déplacement sur la période d'étude. L'absence d'inflation précédent l'éruption de 2004 indique un système ouvert. Par ailleurs,

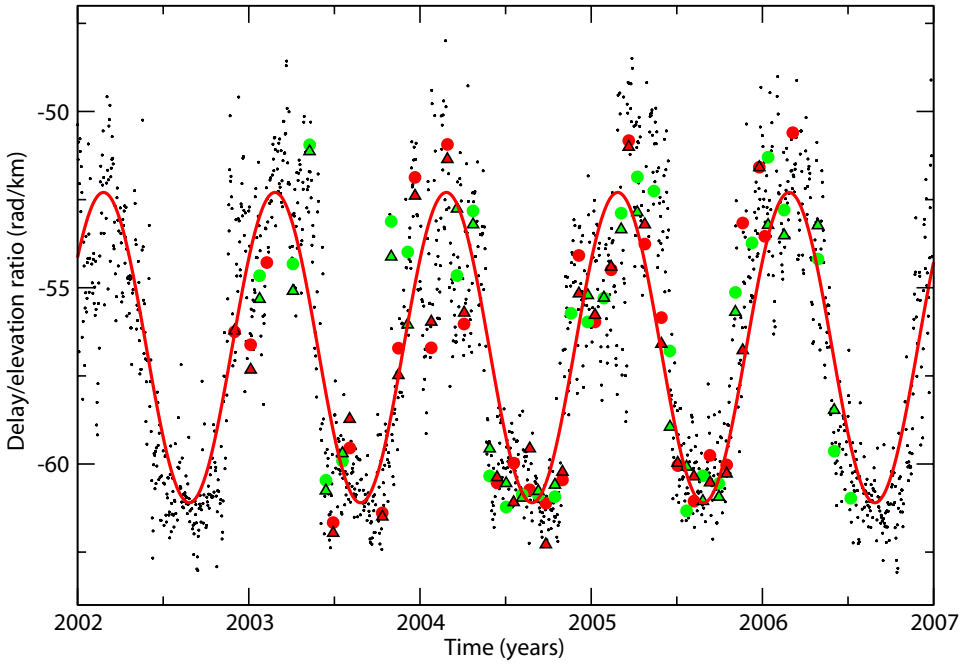


Figure 2.11. Evolution temporelle du rapport delai/altitude (en rad/km) induit par une troposphère stratifiée au volcan de Colima. Les rapports sont une moyenne obtenue sur la gamme d'altitude entre 100 et 4460 m. Les carrées noirs représentent les valeurs calculées, pour chaque jour, à partir des données NARR à 17H (UTM). Les cercles rouges (et respectivement verts) sont pour les valeurs calculées pour les jours correspondants à une acquisition radar sur la track 384 (et respectivement 155). Le meilleur ajustement des rapports journaliers avec une fonction sinusoïdale est représenté par la courbe rouge. Les triangles représentent le rapport moyen delai/altitude (en rad/km) estimé en utilisant les profils de pression et de température fournis par NARR mais les profils de quantité de vapeur d'eau fournis par le capteur MERIS (en rouge et en vert, respectivement pour les dates correspondant à des acquisitions sur la track 384 et la track 155) (Issu de Pinel et al. (2011)).

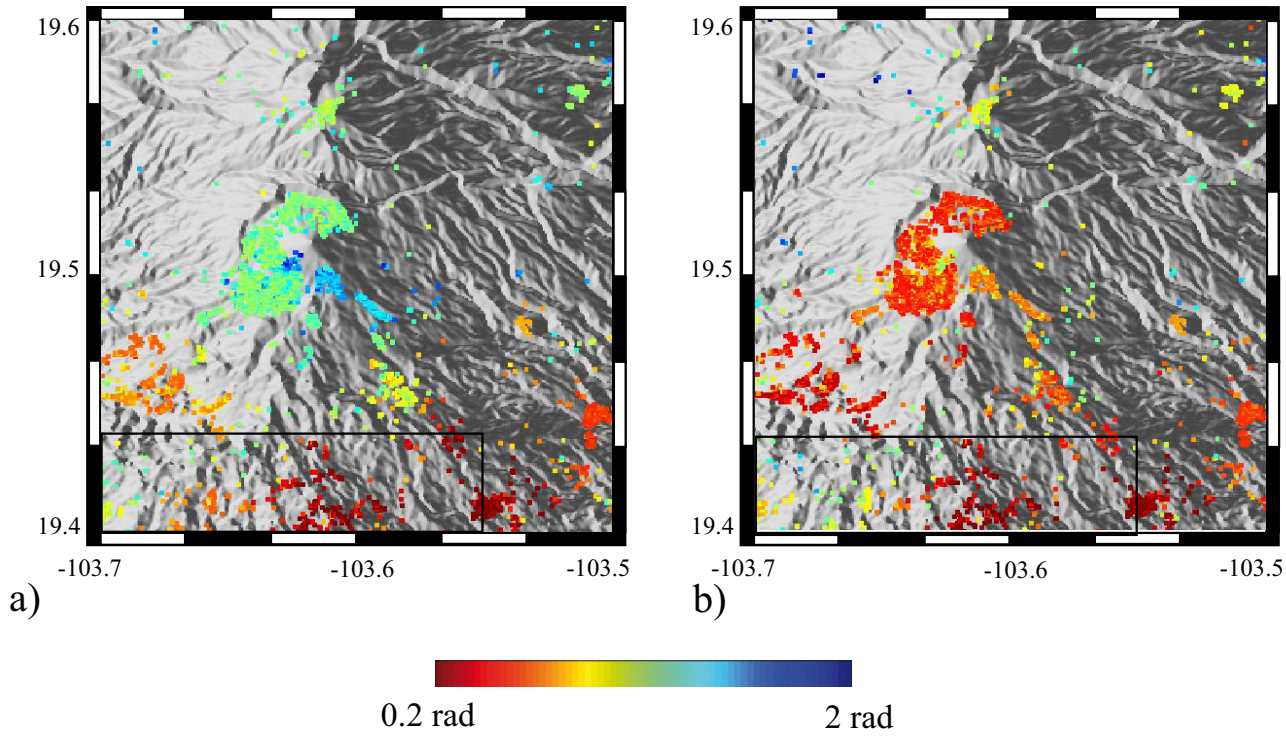


Figure 2.12. Erreurs de déroulement : répartition spatiale de la différence (valeur absolue) entre la phase déroulée et la reconstruction de la phase déroulée obtenue par l'inversion de la série temporelle. Cett différence est la valeur moyenne estimée à partir de tous les interférogrammes calculés. Les résultats sont représentés sur le Modèle Numérique de Terrain SRTM pour la track descendante 384 sur la région sommitale du volcan de Colima. a) Phase déroulée à partir de la phase enroulée non corrigée. b) Phase déroulée à partir de la phase enroulée corrigée de la partie stratifié des artéfacts troposphériques estimés à partir de NARR et des erreurs corrélées latéralement du MNT.

aucune évidence de recharge en magma sur la période considérée (2002-2006) n'est observée. Une subsidence d'amplitude comparable avait été détecté de 1982 à 1999 par des campagnes de mesure GPS (Murray and Wooller, 2002).

Un dôme de deux millions de m^3 était présent dans le cratère de septembre 2002 à mars 2003 et de septembre 2004 à janvier 2005. L'effet de charge du dôme est trop faible pour expliquer la subsidence qui ne se limite pas aux périodes de présence du dôme. Lorsque le dôme sommital est détruit une grande partie des produits d'explosion se répartissent dans les 500 m autour du cratère, zone non cohérente sur les images SAR. La subsidence induite par un cylindre de 500 m de rayon dont le volume augmente de 1.3 millions de m^3/an a été estimée en considérant un module de Young de 3GPa. Les données ont été corrigées de cet effet et le déplacement résiduel obtenu a été inversé à l'aide d'un modèle de point source (Mogi, 1958). La meilleure solution est obtenue en considérant une source de déflation située à 2.5 km de profondeur et une perte de volume de 0.23 millions de m^3/an. Les résidus du modèle sont présentés sur les figures 2.13 (d, e et f) et 2.14 (c et d).

2.5.2 Etude des larges gradients de déplacement : Application possible aux éruptions latérales du Piton de la Fournaise

Dans le cadre de sa thèse, Yajing Yan a développé une chaîne de programmes permettant d'effectuer des mesures de corrélations sub-pixellique des images d'amplitude. Cette chaîne est distribué dans la suite de logiciels mis en place de le cadre de l'ANR EFIDIR (http ://www.efidir.fr). Cette chaîne se base sur un calcul des décalages effectué par le logiciel ROIPAC.
Elle a été appliquée avec succès pour le calcul du déplacement induit par le séisme du Cachemire d'Octobre 2005 (voir Figure 2.15). Par ailleurs, une chaîne de traitement originale de déroulement de phase en prenant en compte l'information a priori de la déformation (issue de la corrélation d'amplitude par exemple) et en utilisant les fréquences locales multi-échelles a été proposée. Grâce à cette chaîne, l'application de l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement dû au séisme du Cachemire a été réussi pour la première fois (voir Figure 2.16).

La mesure du déplacement par corrélation d'amplitude est fiable dans le cas de large déplacements de l'ordre de quelques mètres. Elle a été appliqué sur des images radars du Piton de la Fournaise pour l'éruption latérale de Janvier 2004. Cependant dans ce cas là, on se trouve encore en limite de résolution de la technique. De meilleurs résultats sont à escompter sur l'éruption latérale d'Avril 2007 où le déplacement latéral est plus important ou en utilisant des images Haute Résolution comme les images fournies par le satellite allemand TerraSAR-X our le satellite italien Cosmo-Skymed.

2.6 Les perspectives : Haute Résolution, séries temporelles et assimilation de données

Les données satellitaires disponibles évoluent. Ces dernières années, deux satellites ont produit des images Haute Résolution (de l'ordre du mètre). La figure 2.17 donne une idée du gain en résolution. A condition qu'un Modèle Numérique de Terrain de bonne résolution soit utilisé, l'interférogramme obtenu avec de telles images permet de visualiser la déformation avec une meilleure résolution spatiale (Froger et al., 2011). Par ailleurs, avec ces données, la résolution des techniques de corrélation d'am-

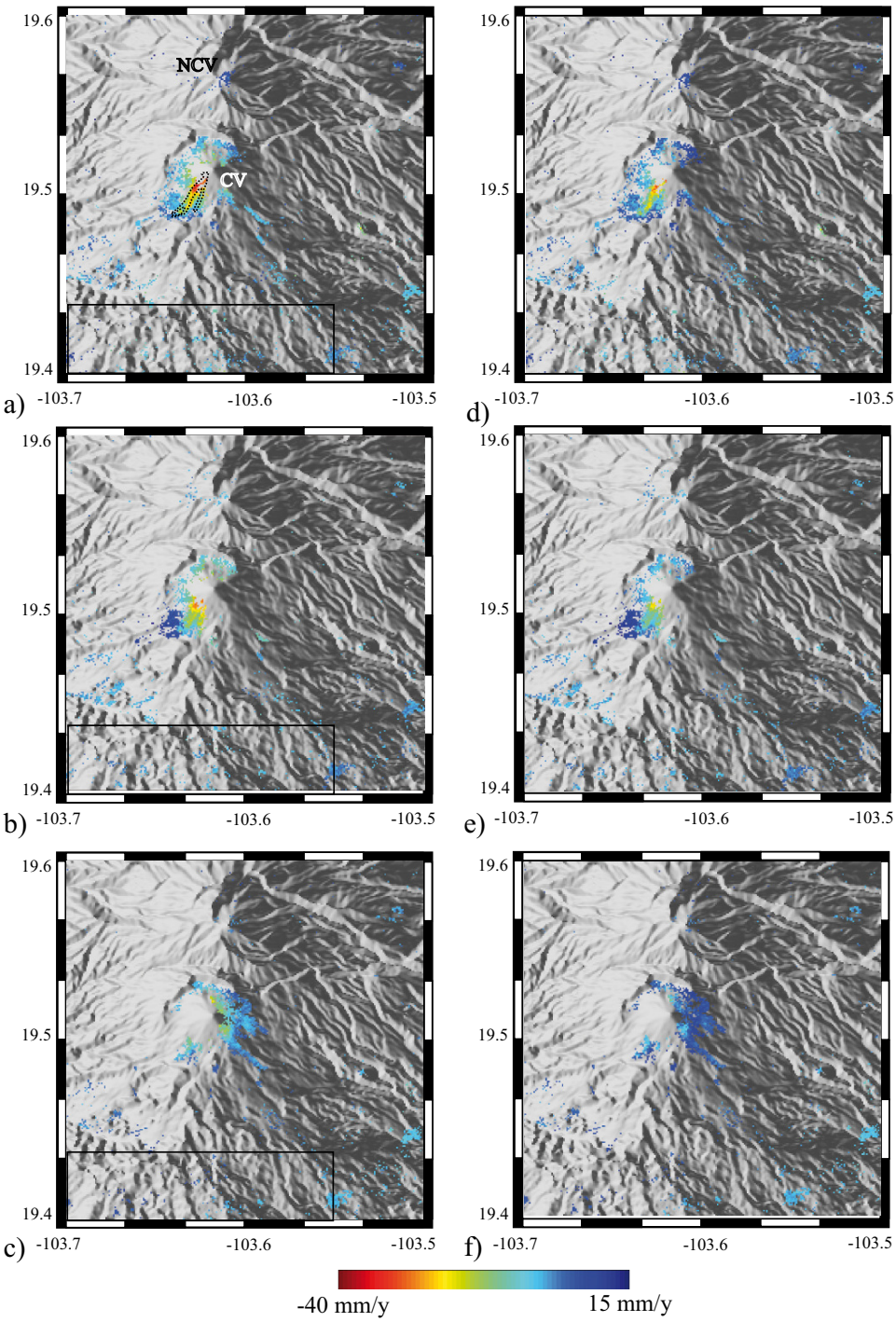


Figure 2.13. Vitesse moyenne dans la direction de la ligne de visée en mm/an pour la zone sommitale du Volcan de Colima (les valeurs positives correspondent à un déplacement vers le satellite). Les résultats sont superposés sur le modèle numérique de terrain. Les carrés noirs marquent la zone de référence où la vitesse moyenne est fixée arbitrairement à zéro. a) Vitesse moyenne obtenue pour la track descendante 384. b) Vitesse moyenne obtenue pour la track descendante 155. c) Vitesse moyenne obtenue pour la track ascendante 48. d) Vitesse résiduelle pour la track descendante 384. e) Vitesse résiduelle pour la track descendante 155. f) Vitesse résiduelle pour la track ascendante 48. Le modèle utilisé considère une charge circulaire uniforme de 1.3 Mm3/an avec un rayon de 500 m et une source de déflation ponctuelle située à 2.5 km de profondeur avec $\Delta V = 0.23 * 10^6$ m^3/an. NCV : Volcan de Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima. Les limites de la coulée de 1998 sont reportées sur la figure a) (issu de Pinel et al. (2011).)

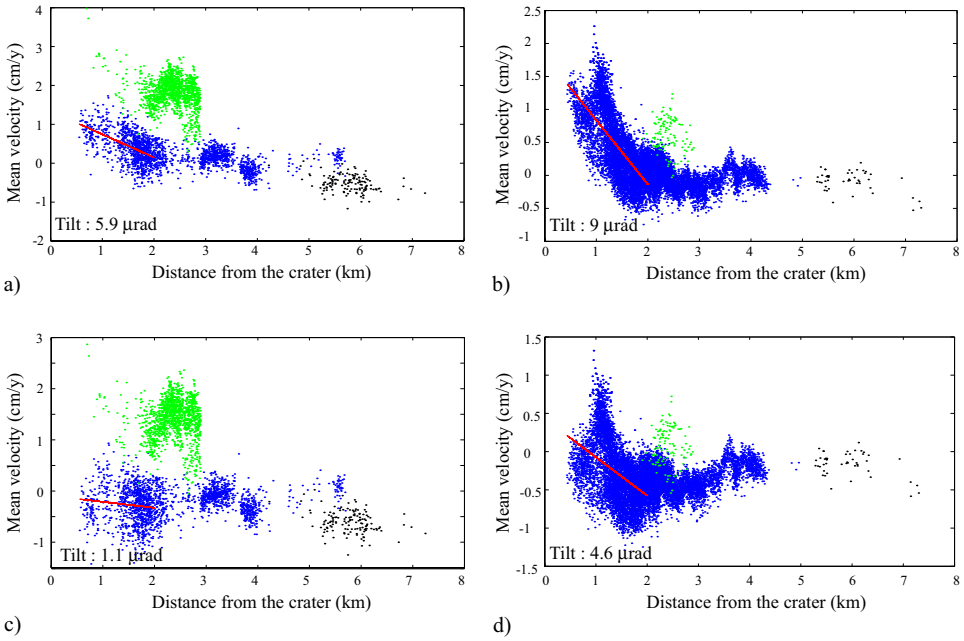


Figure 2.14. Vitesse moyenne dans la direction de la ligne de visée en cm/an en fonction de la distance au cratère pour le volcan de Colima (les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du satellite). Le modèle considéré est le même que pour la figure 2.13. a) Observations pour la track descendante 384 (voir Fig. 2.13 a)). b) Observations pour la track ascendante 48 (voir Fig. 2.13 c)). c) Residues pour la track 384 (voir Fig. 2.13 d)). d) Residues pour la track 48 (voir Fig. 2.13 f)). Les points bleus, verts et noirs sont localisés, respectivement autour du sommet du volcan de Colima Volcano, sur la coulée de lave de 1998 et au sommet du Nevado de Colima, volcan voisin et inactif (Issu de Pinel et al. (2011).)

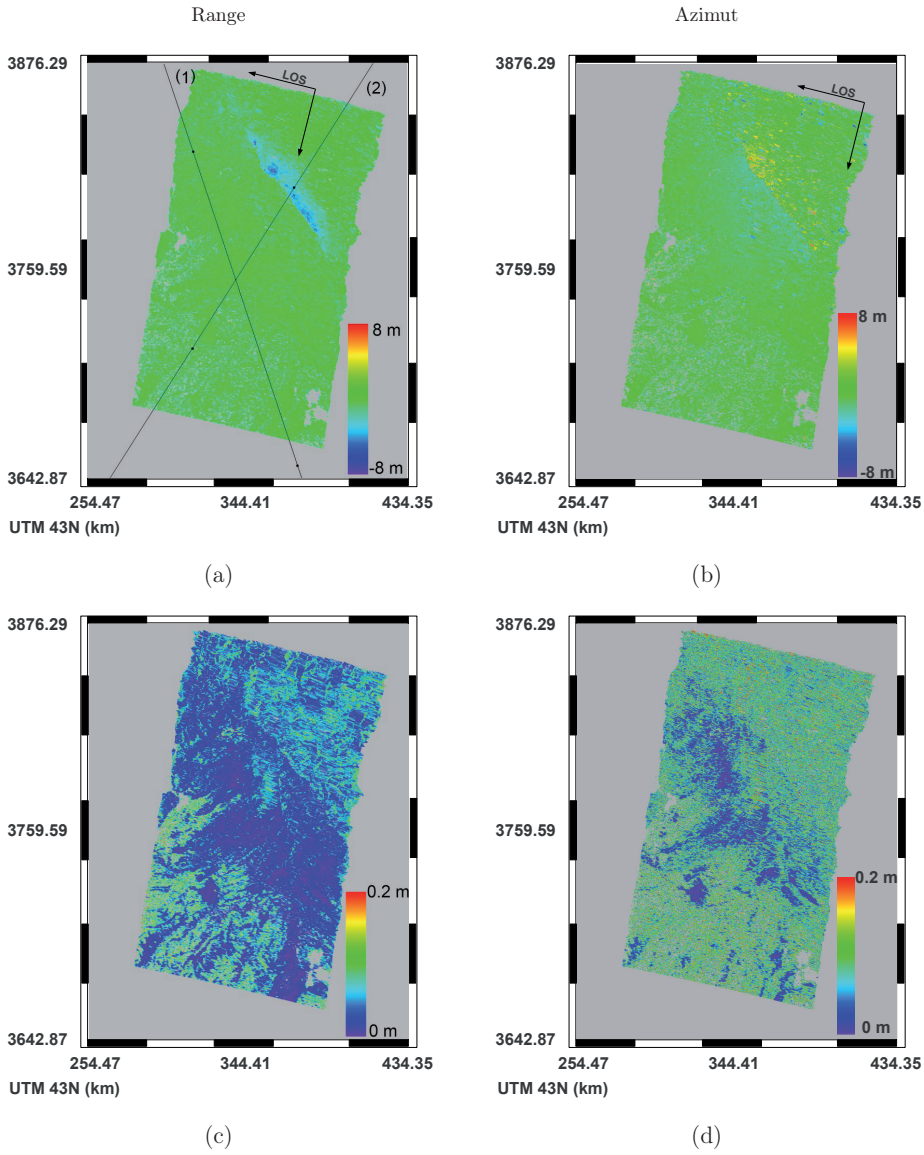
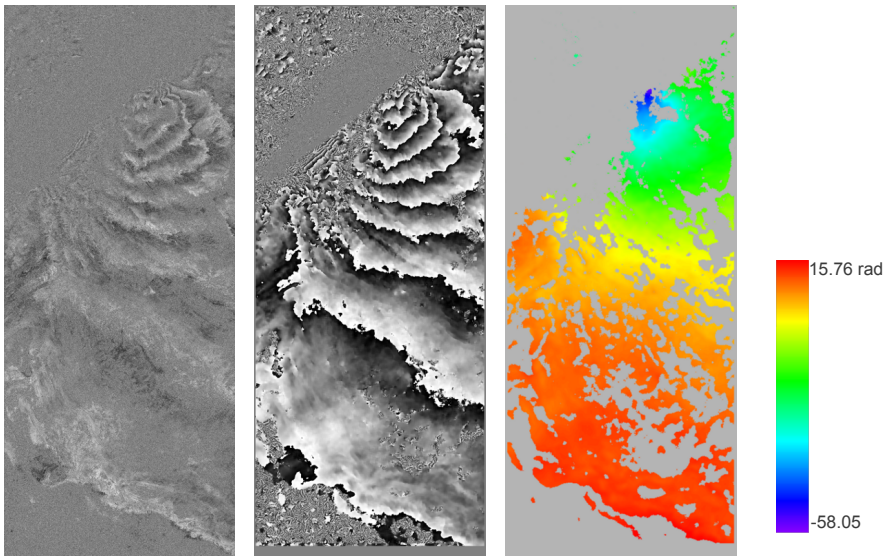


Figure 2.15. Déplacement induit en surface par le séisme du Cachemire ayant eu lieu en Octobre 2005. a) Déplacement co-sismique en range, b) Déplacement co-sismique en azimuth c) Pseudo-variance associée au déplacement en range et d) Pseudo-variance associée au déplacement en azimuth. Les résultats sont extrait par corrélation des images d'amplitude pour la track 463 (acquisitions les 6 Novembre 2004 et 26 Novembre 2005). Le déplacement positif est dirigé vers le sol en range et dans la direction du satellite en azimuth. D'après Yan et al. (2010b)



(a) (b) (c)

Figure 2.16. Interférométrie différentielle sur le signal co-sismique lié au séisme du Cachemire ayant eu lieu en Octobre 2005. Les résultats sont obtenus pour la track 463 (acquisitions les 6 Novembre 2004 et 26 Novembre 2005) et présentés en géométrie radar. a) Interférogramme obtenu sans filtrage, b) Interférogramme filtré avec utilisation des fréquences locales multi-échelles, c) Interférogramme déroulé en utilisant les fréquences locales multi-échelles. D'après Yan et al. (2010b)

plitude, qui dépend directement de la taille du pixel, gagne un facteur 4 en azimuth et 8 en distance, elle se rapproche ainsi de la résolution de l'interférométrie. Par ailleurs, les images d'amplitudes bien résolues permettent grâce aux méthodes de détection de changement de mettre en évidence des dépôts volcaniques avec précision et de quantifier le remplissage des vallées par évolution des zones d'ombre (Wadge et al., 2011).

En ce qui concerne le futur, la mission Sentinel-1 de l'Agence Spatiale Européenne devrait nous fournir des données plus fréquentes, régulières et polarisées. L'utilisation de la polarimétrie pour la caractérisation des dépôts constitue une piste intéressante. Quant au meilleur échantillonnage temporel, il devrait faire progresser l'utilisation de modèles dynamiques pour l'interprétation des données de déformation. Dans cette optique, il pourra être intéressant, à terme d'utiliser les techniques de l'assimilation de données pour l'interprétation des données radar satellitaires.

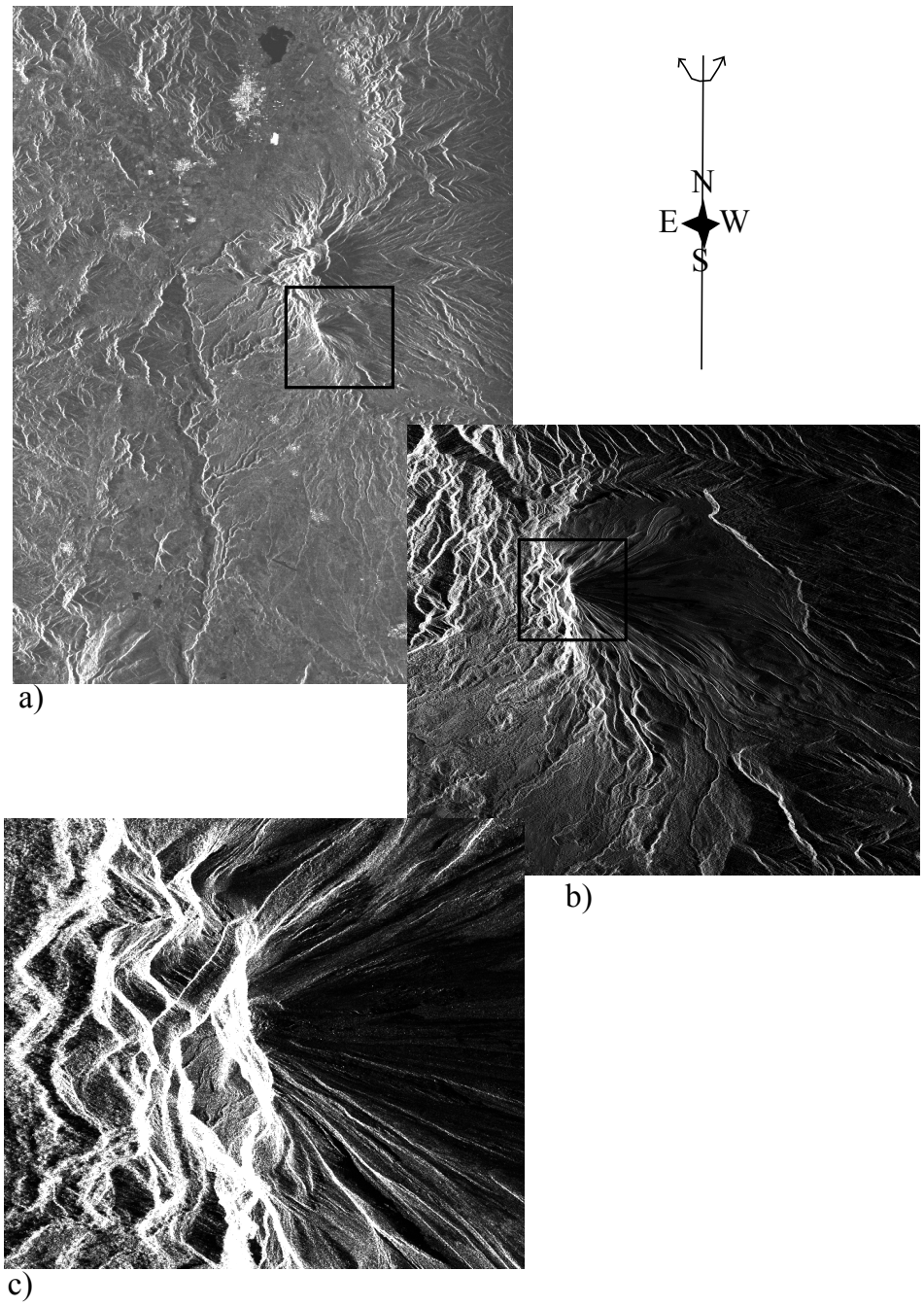


Figure 2.17. Image d'amplitude de la track descendante pour le volcan de Colima, en géométrie radar (les images doivent être reflétées dans un miroir vertical pour passer dans une géométrie plus conventionnelle). a) Image Envisat (multilooking 4*16). Le rectangle noir défini la zone couverte par l'image CSK. b) Image CSK (multilooking 4*4). Le rectangle noir défini la zone couverte par le zoom. c) Zoom sur le dôme de l'image CSK.

Chapitre 3

Interprétation des observables géophysiques et de leur évolution temporelle via des modèles dynamiques simples

Sommaire

3.1 Petite revue des observables géophysiques 62

3.2 Evolution de la déformation et du taux de sismicité pendant les périodes inter-éruptives des volcans basaltiques 63

3.2.1 Une accélération exponentielle des taux de sismicité avant l'éruption 64

3.2.2 Le modèle dynamique 66

3.2.3 Les implications 68

3.2.4 Balance entre les conditions de rupture du réservoir et la surpression disponible du fait de son alimentation par une source profonde 68

3.3 Evolution du taux de sismicité et de la déformation pendant la mise en place d'intrusions magmatiques, exemple du Piton de la Fournaise . . . 70

3.3.1 Observations concernant l'éruption d'Août 2003 du Piton de la Fournaise . 70

3.3.2 Modélisation numérique de la propagation verticale dans un milieu stratifié 72

3.3.3 Modélisation numérique de la propagation latérale au niveau de la discontinuité lithologique 74

3.3.4 Conclusion 77

3.4 Evolution conjointe de la déformation, du taux d'émission de magma et du dégazage induits par l'écoulement dans un conduit superficiel . . 77

3.4.1 Distance de détection 77

3.4.2 Evolution temporelle du signal 79

3.4.3 Conclusion 79

3.5 Perspectives 79

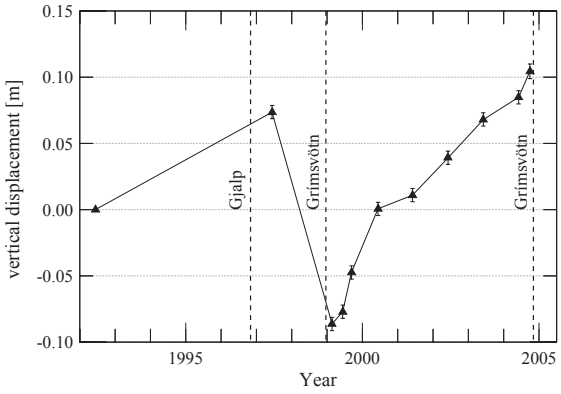


Figure 3.1. Déplacement vertical mesuré par des campagnes GPS à Grimsvötn, Islande. Les lignes verticales marquent les éruptions de Gjalp (1996) et de Grimsvötn (1998, 2004). Issu de Sturkell et al. (2006).

Au cours des dernières années, il est apparu clairement qu'un certain nombre d'**observables géophysiques ou géochimiques**, d'une part, montrent une **cyclicité** et, d'autre part, peuvent être **fortement corrélés**. Comprendre cette cyclicité, son origine, ses périodes, ses éventuelles perturbations, constitue un enjeu important en terme d'aléa volcanique. Cela implique le développement de modèles sur la source de cette cyclicité, qui permettent d'interpréter conjointement différents observables.

Sur certains **volcans basaltiques**, des **cycles "éruptifs" constitués d'une période inter-éruptive** d'inflation suivie d'**une éruption** contemporaine d'une déflation du sol, sont observés (Sturkell et al., 2006; Lu et al., 2010) (Figure 3.1). Ces cycles s'expliquent assez bien par la présence d'une zone de stockage dans laquelle du magma s'accumule pendant la période inter-éruptive et qui est drainée par l'éruption. Toutefois, à Grimsvötn, où 3 cycles complets ont été observés avec les éruptions de 1998, 2004 et 2011, il apparaît que ces cycles ne se reproduisent pas exactement à l'identique. Ainsi des variations importantes de la quantité de magma émise (l'éruption de 2011 a produit un volume de magma dix fois plus important que celle de 2004) mais aussi des variations du niveau du sol à la fin de l'éruption (au cours de l'éruption de 2004, la déflation a été plus faible que lors des éruptions de 2011 ou 1998) ont été mises en évidence.

Par ailleurs, on observe également **des cycles plus longs comprenant plusieurs éruptions**. Ainsi, au volcan basaltique du Piton de la Fournaise, après 1998 et sur la base de données de déformation et de données géochimiques, Peltier et al. (2008) mettent en évidence plusieurs cycles, qui se caractérisent par une succession temporelle d'éruptions sommitales de magma différencié, puis proximales puis distales de magma plus primitif. La figure 3.2 montre l'altitude des émissions de magma au cours du temps avec, au cours d'un cycle, des éruptions d'abord à haute altitude puis plus bas. Au cours d'un cycle, on a donc une évolution conjointe de la position où le dyke atteint la surface et de la composition du magma. Les éruptions distales sont, par ailleurs, caractérisées par des volumes émis plus importants et des déplacements latéraux du flanc vers l'Est. Indépendamment de ces observations, des modèles numériques de propagation de dyke, montrent que le point d'émission en surface va dépendre de la surpression à l'origine, des propriétés physiques du magma et du champ de contrainte (Pinel and Jaupart, 2004). Peltier et al. (2008) évoquent deux origines possibles pour ces cycles de quelques mois : une alimentation discontinue du réservoir superficiel (chaque cycle

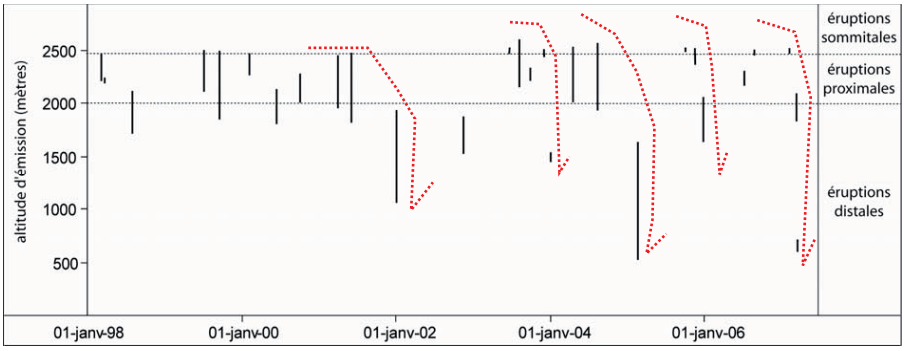


Figure 3.2. Altitude des émissions de magma au cours du temps au Piton de la Fournaise. Les courbes en pointillé rouge marque des cycles caractérisés par un passage d'éruptions sommitales à des éruptions distales. D'après Peltier (2007).

correspondant à la vidange induite par une alimentation depuis une source profonde) ou une évolution sur plusieurs éruptions du champ de contrainte dans l'édifice qui est mis en pression par une alimentation continu en magma et se relaxe par des évènements discontinus de glissement de flanc.

Dans le contexte des **volcans andésitiques**, des **cycles** sont également observés mais de manière différente. Généralement ce type de volcan peut rester inactif pendant plusieurs centaines d'années et présenter des périodes d'activités pendant lesquelles le taux d'émission de magma va être fluctuant avec une succession de phases de repos, de phases effusives de construction de dôme ou de coulées et de phases explosives destructrices. L'exemple de strato-volcan andésitique le mieux connu est certainement La Soufrière de Montserrat. Les **cycles de l'ordre de quelques mois** mis en évidence dans les taux d'émission ou les données de déformation, par exemple, ont, en général, été attribués à des effets de **réservoir** (Melnik and Sparks, 2005). Superposées à ces cycles, des variations de plus courtes périodes sont observées, grâce aux instruments à Haute Fréquence d'échantillonnage mis en place ces dernières années. En particulier, des variations d'inclinaison corrélées à de la sismicité et du dégazage sur une **période de quelques heures** sont observées pendant les périodes d'extrusion de dôme (Figure 3.3) (Voight et al., 1999; Sparks, 2003). De telles variations ont plutôt été interprétées comme dues à des **modifications rapides de l'écoulement dans le conduit** (Denlinger and Hoblitt, 1999; Wylie et al., 1999; Lensky et al., 2008; Collier and Neuberg, 2006). Des cycles de périodes intermédiaires, de l'ordre **de quelques semaines**, ont été attribués **aux effets élastiques d'un dyke alimentant le conduit** de sortie depuis un réservoir superficiel (Costa et al., 2007b).

Dans ce chapitre, je présente des pistes pour interpréter ces cyclicités ou, de manière plus générale, toute évolution temporelle de plusieurs observables géophysiques. Après avoir effectué un bref rappel des observables géophysiques, et dans une moindre part géochimiques, les plus mesurés et étudiés, je présente trois études pour lesquelles un **modèle simple prenant en compte la dynamique du fluide et son couplage avec l'encaissant**, permet d'**interpréter conjointement l'évolution temporelle de différents observables** et apporte **des contraintes** sur la géométrie du **système d'alimentation**, sur son état de contrainte et éventuellement sur la rhéologie du magma et son évolution. Comme le rappelle Anderson and Segall (2011), ce type de modèles qui s'appuient sur la physique du système, présente deux avantages principaux :

- ils permettent d'interpréter conjointement des données différentes.
- ils ont une capacité prédictive.

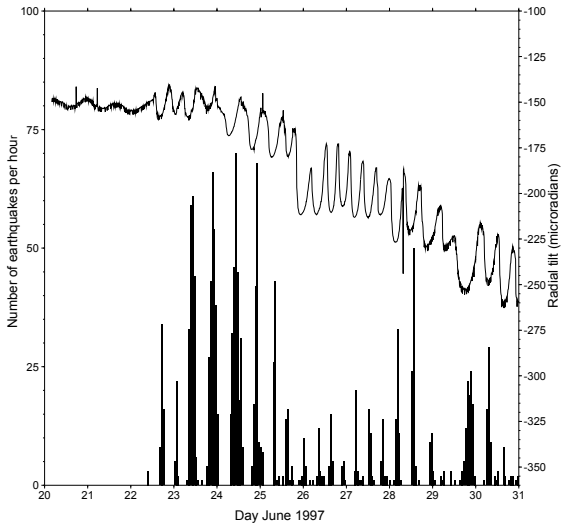


Figure 3.3. Données d'inclinométrie et sismicité enregistrée à La Soufrière, à Montserrat en Juin 1997. Issu de Sparks (2003).

3.1 Petite revue des observables géophysiques

Les méthodes, la précision et l'intérêt des mesures de **déformations** ont été décrites en détail dans le chapître précédent (chapitre 2). Ces mesures nous renseignent sur les variations de volume ou de pression en profondeur mais le lien avec les variations de masse dépend de la compressiblité du magma (Johnson (1992); Johnson et al. (2000)).

Les mesures de **microgravité** apportent un complément très intéressant aux données de déformation dans la mesure où elles fournissent une information complémentaire sur la variation de masse. La précision des mesures de micro-gravité est de l'ordre de 20 μGal et ce type de mesures a été effectué sur de nombreux volcans en contexte de rifting (Rymer et al., 1998), de point chaud (Bonvalot et al., 1998) ou de subduction (Jousset et al., 2000; Jousset and Okada, 2000). Ces mesures apportent, potentiellement, une information sur l'apport ou le retrait de magma en profondeur ou la variation du niveau du magma dans un conduit (Locke et al., 2003). Cependant, pour les phénomènes superficiels, elles sont susceptibles d'être fortement influencées par le système hydrothermal et le régime de précipitations (Saibi et al., 2010). Locke et al. (2003) soulignent l'intérêt de comparer l'information obtenue par la gravimétrie sur l'accumulation de masse en profondeur avec les bilans de dégazage afin de savoir si le magma qui se met en place en profondeur est riche en gaz ou fortement dégazé.

Les mesures **magnétiques** sont plus rares (Zlotnicki et al., 2000) mais les mesures **électriques** (tomographie électrique, mesure de potentiel spontané,...) se développent et permettent de cartographier les structures superficielles (mesures de résistivité) (Revil et al., 2008) et de mettre en évidence les circulations superficielles de fluides et leurs évolutions temporelles (potentiel spontané) (Byrdina et al., 2003).

Les **mesures de gaz** se sont multipliées sur les volcans ces dernières années et des améliorations dans l'instrumentation ont permis de favoriser des enregistrements en continu sur des périodes plus ou moins longues. Des mesures ponctuelles de température et de composition en CO_2, Helium et Radon par exemple, sont effectuées dans le sol (Toutain et al., 2009) ou en continu (période de l'ordre de 30 min) dans des fumerolles (Zimmer and Erzinger, 2003). Des mesures optiques à travers les panaches, sont également effectuées, à partir d'instruments au sol. La technique de l'Open-Path Fourier Transform Infrared spectroscopy (OPFTIR) permet de mesurer la concentration des principales composantes gazeuses (H_2O, CO_2, SO_2, HCl, HF, CO) (Allard et al., 2005). Appliquée pendant les éruptions, cette technique atteint, maintenant, une résolution temporelle de l'ordre du Hertz. Pour quantifier les flux de SO_2, la technique du Differential Optical Absorption Spectometer (DOAS), bénéficiant d'une meilleure portabilité, remplace peu à peu celle, antérieure, du correlation spectometer (COSPEC) (Galle et al., 2002; Edmonds et al., 2003a),(Edmonds et al., 2003b). Par ailleurs, après un travail de calibration, une caméra digitale dans l'ultra-violet peut également servir à mesurer l'évolution des émissions de SO_2 dans un panache (Bluth et al., 2007).
Les gaz émis peuvent aussi être mesurés par télédétection. En particulier, les instruments satellitaires travaillant dans l'Ultra-Violet comme le Ozone Monitoring Instrument (OMI) peuvent servir à quantifier les émissions de SO_2 qu'elles soient ou non associées à une émission de magma (Carn and Bluth, 2003; Gouhier and Coppola, 2011). Quant aux instruments satellitaires travaillant dans l'Infra-Rouge comme MODIS, ils permettent d'estimer des flux de magma et donc de gaz (en faisant une hypothèse sur les concentrations) à partir des anomalies thermiques (Coppola et al., 2009; Steffke et al., 2011) pendant une émission de magma.

La **sismicité** reste le signal le plus utilisé pour étudier et surveiller les systèmes volcaniques. L'un de ces principaux avantages réside, sans doute, dans son aptitude à "voir" des phénomènes se produisant à une distance relativement importante des capteurs grâce à la propagation des ondes. La tomographie sismique, qu'elle soit faite à partir des évènements sismiques (Monteiller et al., 2005; Prôno et al., 2009; Berger et al., 2011) ou du bruit sismique (Brenguier et al., 2007), apporte une information sur la structure et les zones de faille qui est utile à la modélisation mécanique du volcan (Got et al., 2008). La sismicité apporte également une information sur l'évolution de l'état de contrainte par :

- l'évolution des vitesses de propagation (Ratdomopurbo and Poupinet, 1995; Brenguier et al., 2008)
- l'évolution des taux de sismicité (Dieterich et al., 2000)
- l'évolution des mécanismes au foyer (Roman et al., 2004; Lehto et al., 2010)
- l'évolution de l'anisotropie (Johnson et al., 2010)

L'étude des évènements Longue Période (LP) qui signent la présence de fluides peut apporter une information sur la composition de fluides en présence (Lesage et al., 2002; Kumagai and Chouet, 1999 2000) et sur leurs flux (Battaglia, 2001).

3.2 Evolution de la déformation et du taux de sismicité pendant les périodes inter-éruptives des volcans basaltiques

Un certain nombre de volcans basaltiques présentent des cycles de déformation marqués par une inflation pendant la période inter-éruptive durant laquelle le réservoir superficiel se remplit et

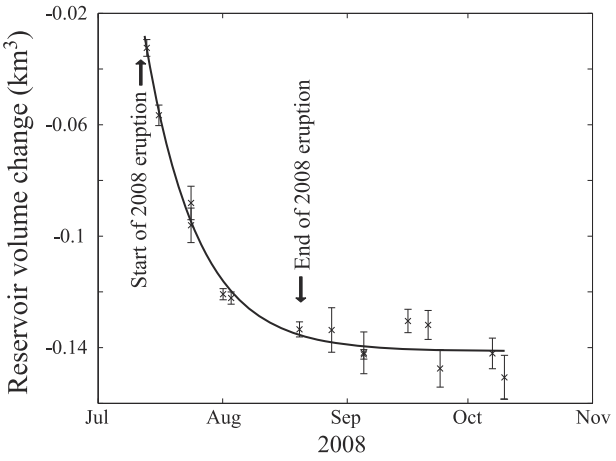


Figure 3.4. Estimations du changement du volume du réservoir en fonction du temps, dérivées de l'étude des interférogrammes co-éruptifs pour le volcan Okmok en Alaska. Le meilleur fit exponentiel est représenté. Issu de Lu and Dzurisin (2010).

une déflation pendant l'éruption durant laquelle ce réservoir se vide (Figure 3.1). L'étude des séries temporelles montre que la déflation suit une loi exponentielle. Ceci été observé avec une constante temporelle de quelques heures au cours de l'éruption du Grimsvötn de 2011 suivie par GPS continu échantillonné à 1 Hz (Sigrun Hreinsdottir, communication personnelle) ou sur une constante temporelle de 13 jours pour l'éruption d'Okmok en juillet-août 2008 suivi par InSAR (Figure 3.4) (Lu and Dzurisin, 2010). Cette dynamique est compatible avec la vidange d'un réservoir par un conduit ouvert. La même évolution exponentielle a été observée lors de la phase d'inflation et attribuée à l'alimentation du réservoir superficiel par une source de pression constante (Lu et al., 2010).

Je détaille, dans cette section, les travaux de thèse d'Olivier Lengliné qui a montré que cette évolution exponentielle de la déformation s'accompagne d'une évolution exponentielle des taux de sismicité qui, via un modèle d'endommagement de la croûte, peut s'expliquer par la même origine : une alimentation par une source de pression constante du réservoir superficiel. Ces travaux ont été publiés dans le Journal of Geophysical Research (Lengliné et al., 2008).

3.2.1 Une accélération exponentielle des taux de sismicité avant l'éruption

Afin de caractériser la sismicité avant l'éruption de 1984 au Mauna Loa (Hawaï), nous avons utilisé le catalogue de l'Observatoire Volcanologique d'Hawaï sur la période 1976-1984. Les évènements volcano-tectoniques, de magnitude supérieure à la magnitude de complétude et situés autour du réservoir magmatique ont été sélectionnés tandis que les évènements d'origine tectonique étaient rejetés (Figure 3.5). Sur la base des évènements sélectionnés, il apparaît que la sismicité cumulée suit une accélération exponentielle (Figure 3.6a). La loi de puissance généralement utilisée sur ce type de données (De La Cruz-Reyna and Reyes-Dávila, 2003) présente un ajustement moins bon.

Sur la même période de temps, les stations d'inclinométrie situées autour du Mauna Loa, Hawaï enregistrent une inflation qui diminue avec le temps en suivant une loi exponentielle (Figure 3.6b). Un comportement similaire peut être observé avant l'éruption de 1983 au Kilauea, Hawaï et avant

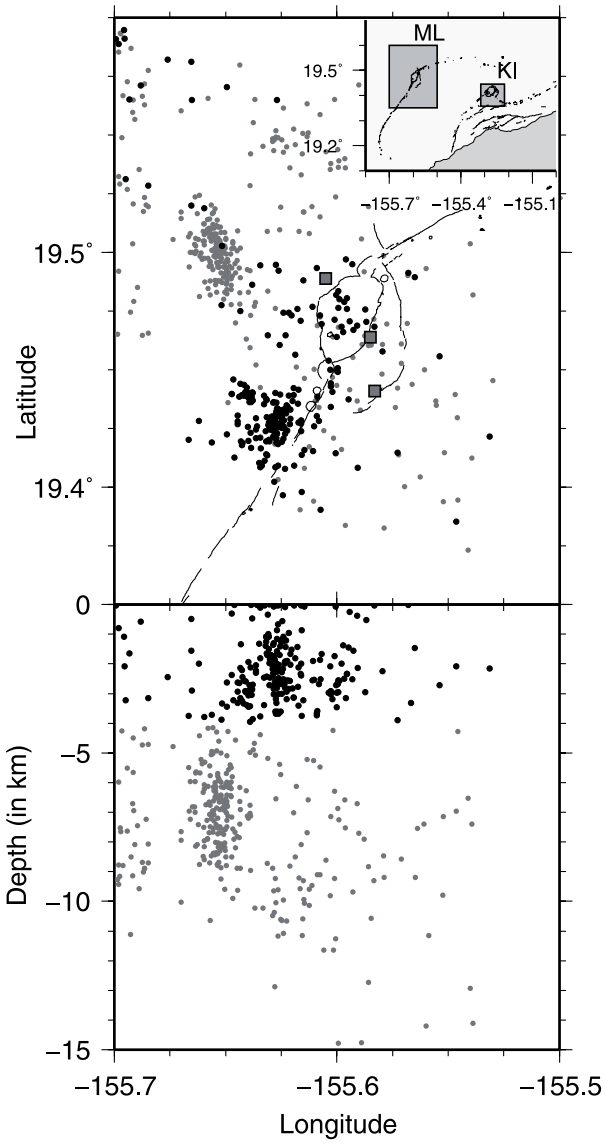


Figure 3.5. Répartition spatiale des séismes sélectionnés autour du Mauna Loa de 1976 à 1984. Les séismes sélectionnés sont en noir et ceux rejetés en gris. Les carrés donnent les positions des inclinomètres. La carte insérée donne la position de la zone représentée autour du Mauna Loa (ML). Issu de Lengliné et al. (2008).

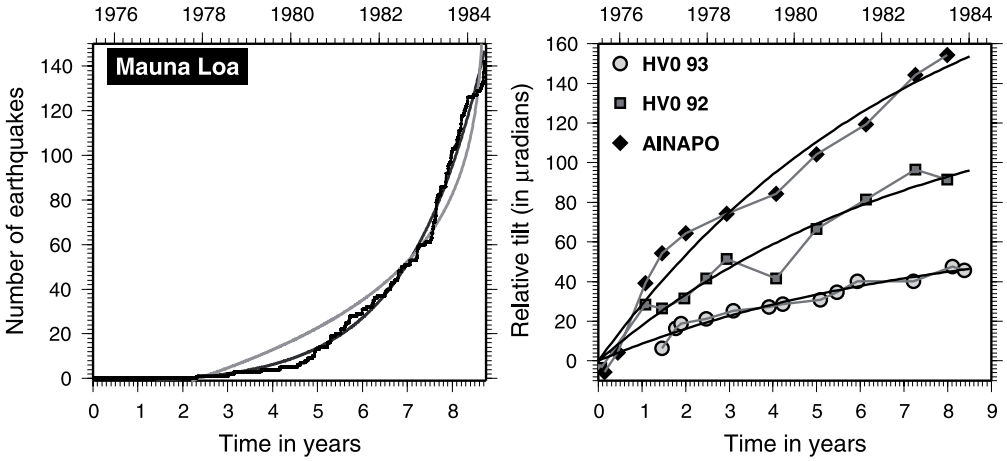


Figure 3.6. Evolution de la sismicité et de la déformation au Mauna Loa, Hawaï, avant l'éruption de 1984. a) Accélération de l'activité sismique (évènements volcano-tectoniques dont la répartition spatiale est présentée sur la figure 3.5). Le meilleur ajustement par une loi exponentielle et par une loi en puissance est représenté, respectivement, par la courbe noire et la courbe grise. b) Diminution du taux d'inflation mise en évidence sur les données d'inclinaison. La courbe noire est le meilleur ajustement des données obtenu avec l'équation 3.5. Issu de Lengliné et al. (2008).

l'éruption de 1998 au Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion.

3.2.2 Le modèle dynamique

Nous considérons un modèle mécanique très simple d'une chambre magmatique sphérique incluse dans un milieu élastique, homogène (module de Young E, coefficient de Poisson ν) et alimentée via un conduit cylindrique par une source de pression constante P_s(Figure 3.7). La chambre est caractérisée par sa profondeur H_c et son rayon R_c. Sa paroi se déforme élastiquement lors du remplissage en suivant le modèle de source ponctuelle de Mogi (Mogi, 1958) :

$$\Delta V_{in}(t) = \Delta P_c(t) \frac{2\pi(1+\nu)R_c^3}{E}, \tag{3.1}$$

où V_{in} est le volume de magma injecté dans la chambre, ΔP_c est la surpression de la chambre par rapport à la pression lithostatique (la pression dans la chambre est $P_c = \Delta P_c + P_{litho}$). Le magma est supposé incompressible et de même densité ρ_r que l'encaissant. Un conduit ouvert et rigide, de longueur L_c et de rayon a_c, relie la source de pression profonde et le réservoir. Dans ce conduit, l'écoulement suit une loi de Poiseuille et son flux est donné par :

$$Q(t) = \frac{\pi a_c^4}{8\mu L_c}[\Delta P_s - \Delta P_c(t)], \tag{3.2}$$

où ΔP_s est la surpression de la source de pression profonde par rapport à la pression lithostatique et μ est la viscosité du magma.

En combinant les équations 3.1 et 3.2, et en considérant une surpression nulle de la chambre

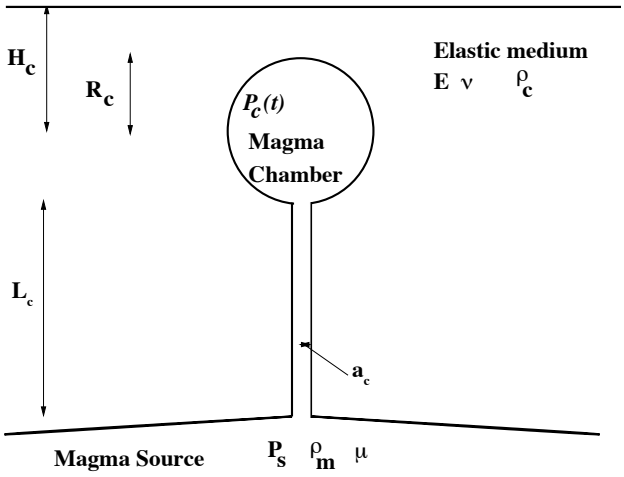


Figure 3.7. Modèle mécanique d'un réservoir inclus dans une croûte élastique et alimenté par une source profonde de pression constante (P_s).

à t=0, on obtient que la surpression dans la chambre magmatique suit une loi exponentielle de la forme :

$$\Delta P_c(t) = \Delta P_s(1 - e^{-t/\tau}) \tag{3.3}$$

où τ est la constante de temps définie par :

$$\tau = \frac{16(1+\nu)\mu L_c R_c^3}{E a_c^4} \tag{3.4}$$

Pour une force de connexion hydraulique donnée (Lc et a_c fixés), cette constante de temps, dépend fortement de la taille du réservoir superficiel. De plus gros réservoirs nécessiteront un temps plus long pour être mis en pression.

Il s'en suit que le déplacement vertical maximum en surface est donné par :

$$u_z^{max}(t) = \frac{2(1-\nu^2)R_c^3}{E H_c^2}\Delta P_s(1 - e^{-t/\tau}) \tag{3.5}$$

Cette relation explique bien les données de la figure 3.6b en prenant $\tau = 7.3$ ans.

Pour relier le taux de sismicité à l'état de contrainte, on considère un critère de rupture pour un milieu hétérogène :

$$D = A + B(\sigma_c - \sigma)^{-\gamma}, \tag{3.6}$$

avec $\gamma = 0.5$ (Zapperi et al., 1997), où D représente l'endommagement cumulatif et est pris comme le nombre cumulatif de séismes. La contrainte σ est due à la mise en pression du réservoir et suit donc la loi exponentielle de l'équation 3.3. Dans le cas asymptotique, où l'état de contrainte final correspond à la contrainte critique pour la rupture, c'est à dire que la surpression disponible en profondeur va pressuriser le réservoir exactement jusqu'à sa rupture, on peut écrire :

$$D(t) = A + B' \exp\frac{\gamma t}{\tau}, \tag{3.7}$$

ce qui permet d'expliquer l'évolution exponentielle du taux de sismicité. La constante de temps ($\tau' = \tau/\gamma$) vaut ici le double de la constante de temps (τ) définie par les données de déformation.

3.2.3 Les implications

Le modèle présenté ici permet une interprétation conjointe des données de déformation et de sismicité. Il s'en suit que l'étude de l'évolution des taux de sismicité peut, potentiellement, apporter une information sur l'accumulation du magma en profondeur. L'évolution des taux de sismicité peut donc être considérée comme un précurseur à long-terme. Déformation et taux de sismicité peuvent apporter une contrainte sur la force de la connexion hydraulique entre le réservoir superficiel et sa source d'alimentation profonde via l'équation 3.4. Ainsi pour le Kilauea, l'ajustement avec les données de déformation donne $\tau = 1.13$ années et l'ajustement avec les données de sismicité donne la valeur proche de $\tau = 1.39$, ceci permet de contraindre le rayon du conduit d'alimentation à 0.8 m si on estime le rayon du réservoir à 2 km, la longueur du conduit à 20 km, la viscosité du magma à 100 Pas et le module de rigidité à 7.5 GPa. Inversement si on connait la force de la connexion hydraulique ou si l'on fait des hypothèses dessus, l'étude de l'évolution temporelle des données de déformation ou des taux de sismicité apporte une contrainte sur la taille du réservoir. Or cette information sur la taille du réservoir ne peut être obtenue par une donnée de déformation effectuée à un temps t donné du fait de la faible sensibilité de la déformation à la taille de la source même lorsqu'elle est superficielle (McTigue, 1987).

3.2.4 Balance entre les conditions de rupture du réservoir et la surpression disponible du fait de son alimentation par une source profonde

Pour obtenir l'équation 3.7, nous nous sommes placés dans le cas asymptotique, où l'état de contrainte final correspond à la contrainte critique pour la rupture, c'est à dire que la surpression disponible en profondeur va pressuriser le réservoir exactement jusqu'à sa rupture. Il est clair que cela n'est pas forcément le cas. L'évolution du taux de sismicité devrait alors suivre une loi sous la forme d'une exponentielle à la puissance $-\gamma$. Cet effet a été proposé pour expliquer la différence entre la constante de temps τ obtenue en utilisant les données de déformation et celle obtenue en ajustant les données sismique dans le cas du Mauna Loa (Lengliné et al., 2008).

La valeur de la pression de rupture par rapport à la pression maximale qui peut être atteinte dans le réservoir superficiel alimenté par une source de pression constante P_s, joue également un rôle clef dans l'évolution temporelle de la déformation pendant un cycle éruptif. Ainsi la figure 3.8 montre que si cette pression de rupture est bien inférieure à la pression maximale, le déplacement du sol (directement fonction de la surpression) va apparaître linéaire en fonction du temps pendant la phase d'alimentation. Inversement si cette pression de rupture est juste inférieure à la pression maximale, l'évolution du déplacement suivra une loi exponentielle.

Par ailleurs, il est important de noter que, même si le système se comportait de manière purement élastique, toute modification du champ de contrainte locale (par effet tectonique ou effet de charges gravitaires) se traduira par une modification dans le temps de la valeur de la pression de rupture P_r et donc une perturbation des cycles éruptifs. L'effet de la perturbation induite à long terme par la construction d'un édifice volcanique, ou à court terme par sa destruction, sur le taux d'émission

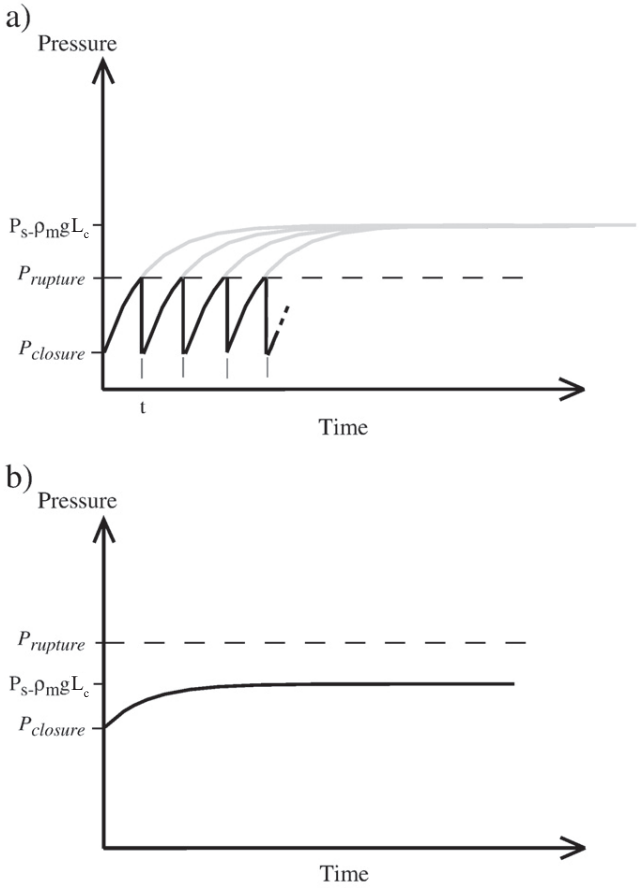


Figure 3.8. Evolution temporelle de la pression dans un réservoir magmatique pendant son alimentation par une source profonde de pression constante P_s via un conduit ouvert. La pression augmente exponentiellement jusqu'à atteindre la pression de rupture P_r ou une valeur maximale correspondant à un équilibre hydrostatique par rapport à la source profonde ($P_s - \rho_m g L_c$). On peut distinguer deux cas selon la valeur relative de ces deux pressions. a) Lorsque $P_r << P_s - \rho_m g L_c$, la mise en pression du réservoir, entre chaque éruption, semble être linéaire. b) Lorsque $P_r > P_s - \rho_m g L_c$, la valeur maximale de la surpression est atteinte avant que le réservoir ne rompe. On atteint une situation d'équilibre sans qu'il y ait éruption. La valeur de la pression de rupture évolue dans le temps en raison de modifications du champ de contrainte local. Au cours du temps, on peut donc passer d'une situation a) à une situation b) (et donc une fin du système éruptif) par augmentation de la pression de rupture. D'après Pinel et al. (2010).

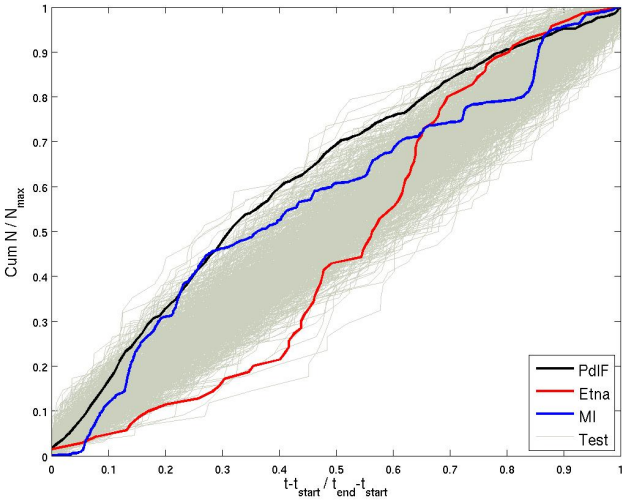


Figure 3.9. Nombre cumulé de séismes volcano-tectoniques pendant la durée de l'épisode intrusif. Pour le Piton de la Fournaise, 7 intrusions sont prises en compte de 1988 à 1992 dont 6 ont donné des éruptions. Pour l'Etna, l'éruption de 2002 est représentée. Pour Miyakejima (Japon), l'intrusion de 2000 est représentée. D'après Traversa and Grasso (2009).

du magma est détaillé dans Pinel et al. (2010). L'influence de modifications du champ de contrainte tectonique local sur les taux d'émission a, par ailleurs, été observé en contexte de rifting (Wadge et al., 2011). De la même façon, des modifications du champ de contrainte local autour du Grimsvötn, induit, par exemple, par l'évolution du niveau du lac sous-glaciaire, peuvent expliquer le fait que l'on ait des cycles éruptifs qui ne se reproduisent pas exactement à l'identique.

3.3 Evolution du taux de sismicité et de la déformation pendant la mise en place d'intrusions magmatiques, exemple du Piton de la Fournaise

Traversa and Grasso (2009) ont montré que le taux de sismicité était constant lors de la phase de propagation du magma pour 9 intrusions sur des volcans basaltiques (Piton de la Fournaise, Etna et Miyakejima), ceci que le magma atteigne la surface ou non (voir Figure 3.9).

3.3.1 Observations concernant l'éruption d'Août 2003 du Piton de la Fournaise

En août 2003, une éruption a eu lieu au Piton de la Fournaise à l'issue d'une phase de propagation de dyke qui a duré 152 min. D'après les données de déformation (Peltier et al., 2007), la propagation du magma s'est faite verticalement dans une première étape puis latéralement. Ceci correspond au comportement classique pour les éruptions non sommitales du Piton de la Fournaise. Peltier et al. (2005) ont montré que la vitesse de propagation latérale était inférieure, d'un ordre de grandeur, à

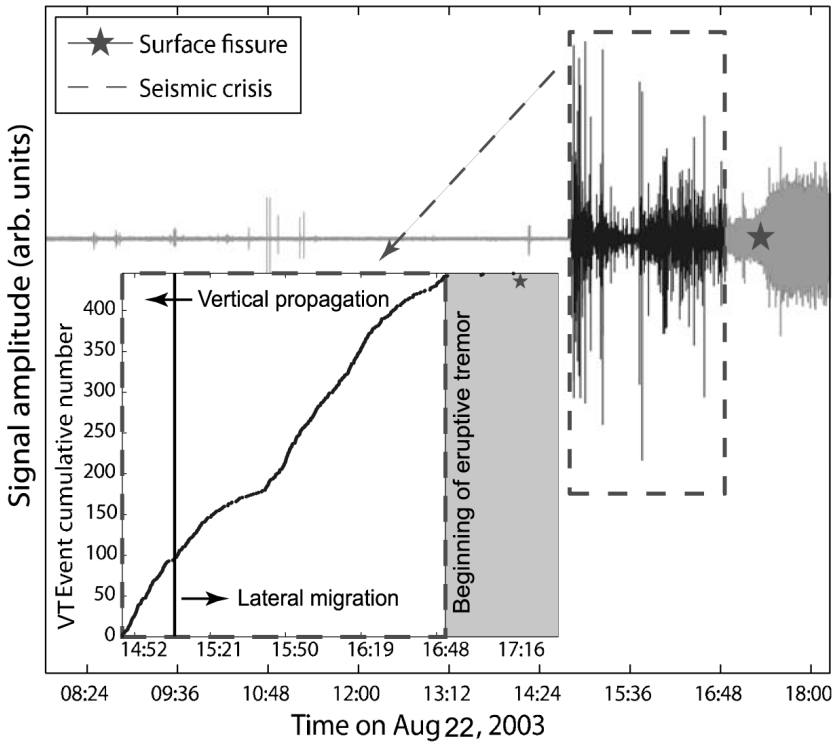


Figure 3.10. Signal sismique et sismicité cumulée (dans l'insert) estimée à partir des enregistrements continus de la station sommitale BOR durant l'intrusion du 23 août 2003 au Piton de la Fournaise. Les périodes de temps correspondant à la propagation verticale et latérale sont d'après Peltier et al. (2007). Issu de Traversa et al. (2010).

la vitesse de propagation verticale, ce qui est cohérent avec les observations de Toutain et al. (1992) pour l'éruption antérieure d'avril 1990.

La figure 3.10 montre la sismicité cumulée sur la période de propagation du magma. Le taux de sismicité apparaît constant sur toute la période. Il ne varie pas lorsque le magma passe d'une propagation verticale, à une propagation latérale et ce malgré la variation de vitesse du front. Un taux de sismicité constant n'indique donc pas une vitesse de propagation constante.

On peut faire l'hypothèse que le taux de sismicité est davantage représentatif du taux de variation de volume du dyke que de la vitesse de propagation de son front. Nous avons utilisé des modèles simples de propagation de dyke en une dimension (propagation verticale puis latérale) pour savoir si une propagation du dyke à flux volumique constant, c'est à dire avec un flux d'alimentation constant du dyke à la base, était compatible avec la dynamique des fluides et ce que cela impliquait comme conséquences pour le système d'alimentation en magma.

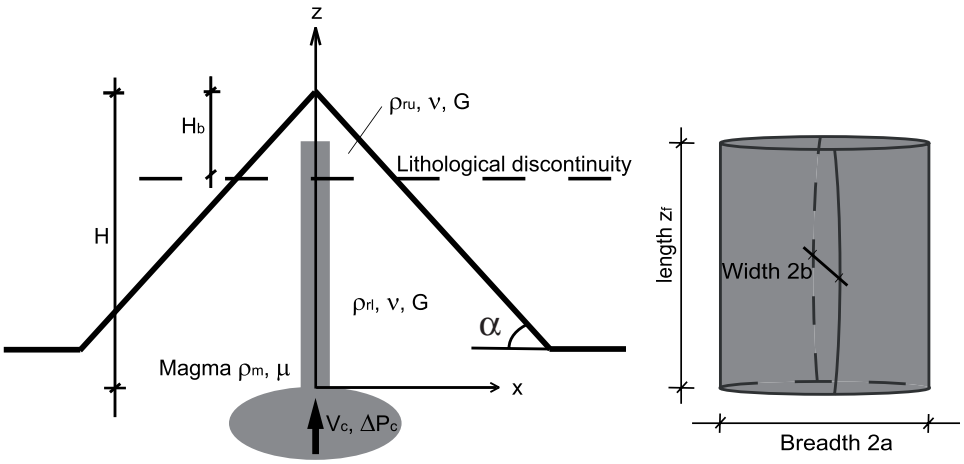


Figure 3.11. Modèle de propagation verticale de dyke. Le dyke est une fissure verticale dont la coupe dans un plan horizontal est une ellipse de demi-longueur a et de demi-largeur b. Cette fissure part d'un réservoir magmatique caractérisé par un volume V_c et une surpression ΔP_c. Elle se propage dans un milieu élastique (module de rigidité G et coefficient de Poisson ν) dont la densité vaut ρ_{rl} à une profondeur supérieure à H_b et ρ_{ru} à une profondeur inférieure à H_b, avec $\rho_{rl} > \rho_{ru}$. Issu de Traversa et al. (2010).

3.3.2 Modélisation numérique de la propagation verticale dans un milieu stratifié

Le modèle de propagation verticale est le même que celui utilisé dans Pinel and Jaupart (2000) mais une stratification verticale en densité dans l'encaissant est ajoutée. Ce modèle prend en compte la déformation élastique de l'encaissant, les forces de gravité, la perte visqueuse de pression induite par la propagation mais l'effet de la résistance à la rupture des roches encaissantes est négligé et le champ de contrainte est considéré comme lithostatique (pas de prise en compte d'un champ de contrainte régional). La figure 3.11 résume les paramètres du modèle.

Si la surpression dans la chambre est constante ($\Delta P_c = \Delta P_o$), 3 nombres sans dimension caractérisent le système :

$$R_{1l} = \frac{(\rho_m - \rho_{rl})gH}{\Delta P_o}, \tag{3.8}$$

$$R_{1u} = \frac{(\rho_m - \rho_{ru})gH}{\Delta P_o}, \tag{3.9}$$

et

$$R_2 = \frac{H_b}{H} \tag{3.10}$$

Si la surpression dans la chambre diminue lorsque le magma s'échappe dans le dyke, 2 nombres sans dimension se rajoutent :

$$R_3 = \frac{\Delta P_o a^2 (1-\nu) H}{G V_c}, \tag{3.11}$$

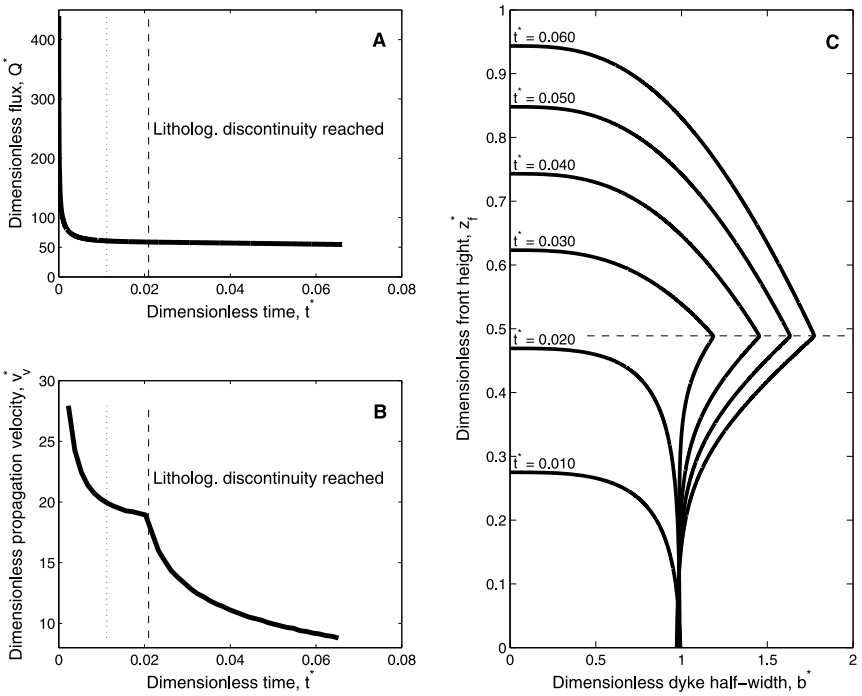


Figure 3.12. Dyke se propageant verticalement à partir d'un réservoir dont la surpression est presque constante. a) Flux (valeur sans dimension) injecté dans le dyke en fonction du temps. b) Vitesse de propagation (valeur sans dimension) en fonction du temps. c) Evolution de la forme du dyke pour des états de croissance successifs. Les paramètres utilisés pour le calcul sont $R_{1l} = -4.82$, $R_{1u} = 1.37$, $R_2 = 0.51$, $R_3 = 6.9 * 10^{-9}$ et $R_4 = 1.125$. Issu de Traversa et al. (2010).

et

$$R_4 = \frac{4GK}{\Delta P_o(4G + 3K)}, \tag{3.12}$$

où K est le module de compressibilité du magma.

La figure 3.12 montre le résultat d'un calcul de propagation verticale à partir d'un réservoir dont la surpression peut être considérée comme constante. Avec les paramètres particuliers utilisés, le passage de la barrière lithologique se traduit par une diminution claire de la vitesse de propagation tandis que le flux de magma injecté dans le dyke reste constant. Cela s'explique par le fait que le dyke a tendance à grossir latéralement au niveau du contraste de densité, ce qui se fait au détriment de la propagation de son front. Nous avons donc montré qu'un dyke pouvait se propager verticalement, à flux constant, même dans le cas d'un milieu stratifié en densité.

Nous avons, par ailleurs, caractérisé les conditions nécessaires à cette propagation à flux constant dans le cas d'un milieu homogène. La figure 3.13 montre la variation de flux de magma injecté, dans le cas d'un milieu encaissant homogène, en fonction du nombre sans dimension $R_{1l} = R_{1u}$. Si la surpression est constante (carrés noirs), on voit que cette variation reste négligeable tant que R_{1l} reste inférieur à -3.55. Ce qui en prenant une densité de magma et de roche, respectivement, de $\rho_m = 2400$ kgm^{-3} et $\rho_r = 2750$ kgm^{-3}, et une profondeur de chambre de $H = 2250m$ (Peltier et al., 2007), correspond à une valeur maximale pour la surpression initiale dans la chambre ΔP_o de 2.2 MPa. D'après la figure 3.13, afin de maintenir cette faible variation de flux, il faut un magma

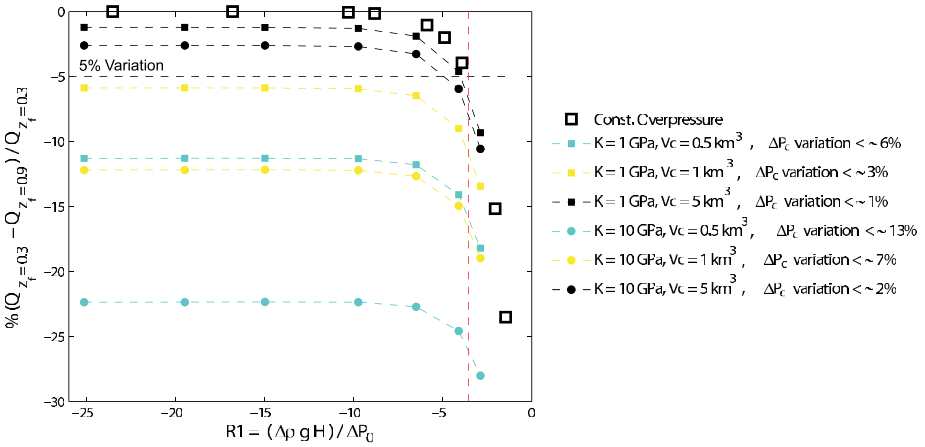


Figure 3.13. Relation entre la variation de flux de magma à la base du dyke et les caractéristiques de la chambre magmatique. Pourcentage de variation du flux d'entrée de magma pendant la propagation à travers un milieu homogène (pas de variation de densité) en fonction du nombre sans dimension R_{1l}. Les carrés noirs sont obtenus pour une surpression constante dans le réservoir. Les carrés colorés sont obtenus pour une surpression variable dans le réservoir. Les couleurs sont fonction du volume du réservoir V_c et les symboles utilisés (rond ou carré) sont fonction du module de compressibilité K du magma dans la chambre. Les valeurs de variations de pression ΔP_c indiquées dans la légende sont issues du calcul. Les résultats sont obtenus avec $G = 1.125$GPa, $\nu = 0.25$, $a = 100$m, $g = 9.81$ ms^{-2}. Issu de Traversa et al. (2010).

fortement compressible et un volume de chambre suffisamment grand (supérieur à 1 km^3).

3.3.3 Modélisation numérique de la propagation latérale au niveau de la discontinuité lithologique

La figure 3.12 a montré que, lors de la traversée d'une barrière en densité, on pouvait s'attendre à une expansion latérale du dyke. De manière indépendante, nous avons modélisé la propagation latérale du magma au niveau d'une barrière lithologique séparant deux milieux de densités différentes dans un édifice volcanique. Ceci a été réalisé en adaptant le modèle développé par Pinel and Jaupart (2004). Le champ de contrainte latérale est cette fois lithostatique mais il varie latéralement du fait de la pente du volcan. Il est donné par :

$$\sigma_l(x) = \rho_{ru} g (H_b - \alpha x), \tag{3.13}$$

où α est la pente du volcan, x la distance latérale parcourue et H_b la profondeur de la discontinuité lithologique à l'origine du dyke. Le schéma général du modèle utilisé est présenté sur la figure 3.14. Le dyke est alimenté par un flux constant Q_{in}. Comme montré par Pinel and Jaupart (2004), deux nombres sans dimensions interviennent :

$$N_1 = \frac{3 Q_{in}^{3/4} \mu^{3/4} G^{9/4}}{H_b^{9/4} (1-\nu)^{9/4} [P]^3} \tag{3.14}$$

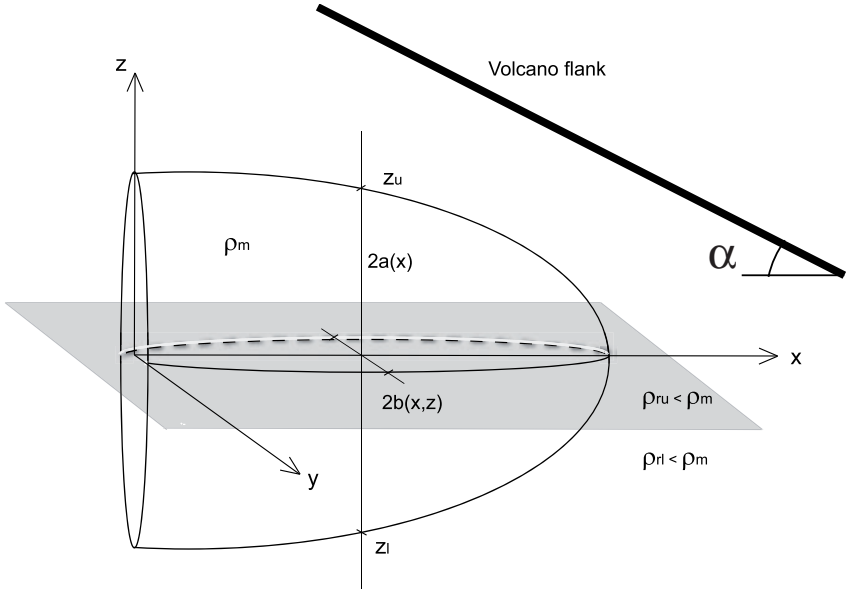


Figure 3.14. Modèle de propagation horizontale de dyke au niveau d'une barrière lithologique. Le dyke est une fissure horizontale dont la coupe dans un plan vertical est une ellipse de demi-longueur a et de demi-largeur b. Cette fissure est alimentée par un flux constant. Elle se propage dans un milieu élastique (module de rigidité G et coefficient de Poisson ν) dont la densité vaut ρ_{rl} en dessous du niveau de propagation et ρ_{ru} en dessus du niveau de propagation, avec $\rho_{rl} > \rho_{ru}$. La contrainte s'exerçant sur le dyke est lithostatique et varie latéralement en fonction de la pente. Issu de Traversa et al. (2010).

et

$$N_2 = -\frac{2H_b^3(1-\nu)^3[P]^4}{3Q_{in}\mu G^3}, \tag{3.15}$$

où $[P] = \rho_{ru} g H_b$ est la pression lithostatique à l'origine du dyke.

Les calculs ont montré (Figure 3.15) que l'effet de la pente inhibait la propagation verticale du dyke à l'origine c'est à dire en $x = 0$. Le dyke ne croit pas verticalement, il a une demi-hauteur a constante en fonction de x mais il se propage du coup plus vite latéralement.

Dans le cadre de ce modèle de propagation horizontale, on peut relier la vitesse de propagation à un flux de magma injecté (Figure 3.16a). D'après Peltier et al. (2007), la valeur de cette vitesse est comprise entre 0.2 et 0.6 m/s lors de l'éruption d'août 2003. Ce qui correspond à un flux injecté inférieur à 60 m^3/s. En considérant que le flux injecté est le même que le flux du dyke vertical et en prenant une valeur de -3.55 pour R_1, on obtient une viscosité inférieure à 20 Pas (Figure 3.16b).

La propagation latérale se fait moins vite que la verticale pour le même flux de magma car le dyke latéral est plus "large" : la demi-longueur (a) de la coupe ellipsoïdale du dyke est beaucoup plus grande dans le cas de la propagation latérale que dans le cas de la propagation verticale.

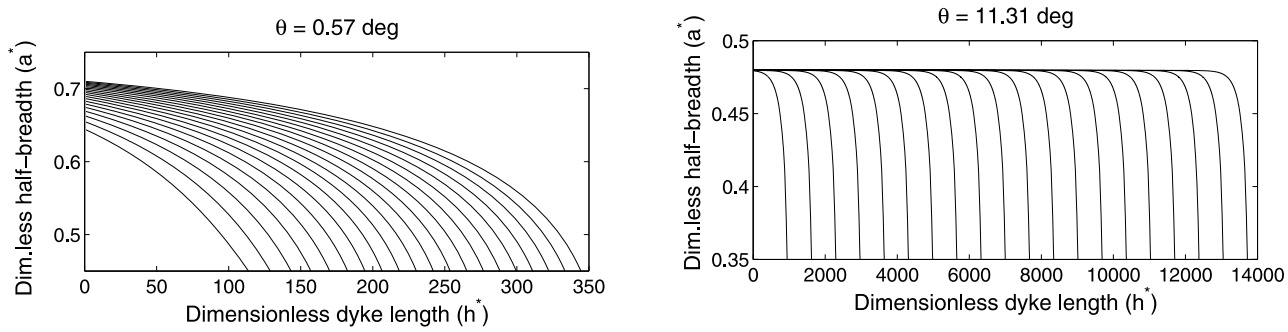


Figure 3.15. Effet de la pente sur la propagation latérale d'un dyke au niveau d'une discontinuité lithologique horizontale. La forme successive du dyke est représentée. Les paramètres utilisés dans le calcul sont $\rho_{rl} = 2700$ kgm^{-3}, $\rho_{ru} = 2300$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}. Le temps adimensionel entre 2 courbes tracées est de 10^{-6}. Les nombres sans dimension sont $N_1 = 1.65 * 10^{-4}$ et $N_2 = -1.48 * 10^8$. a) Cas d'une pente très faible. b) Cas d'une pente de 11 degrés. D'après Traversa et al. (2010).

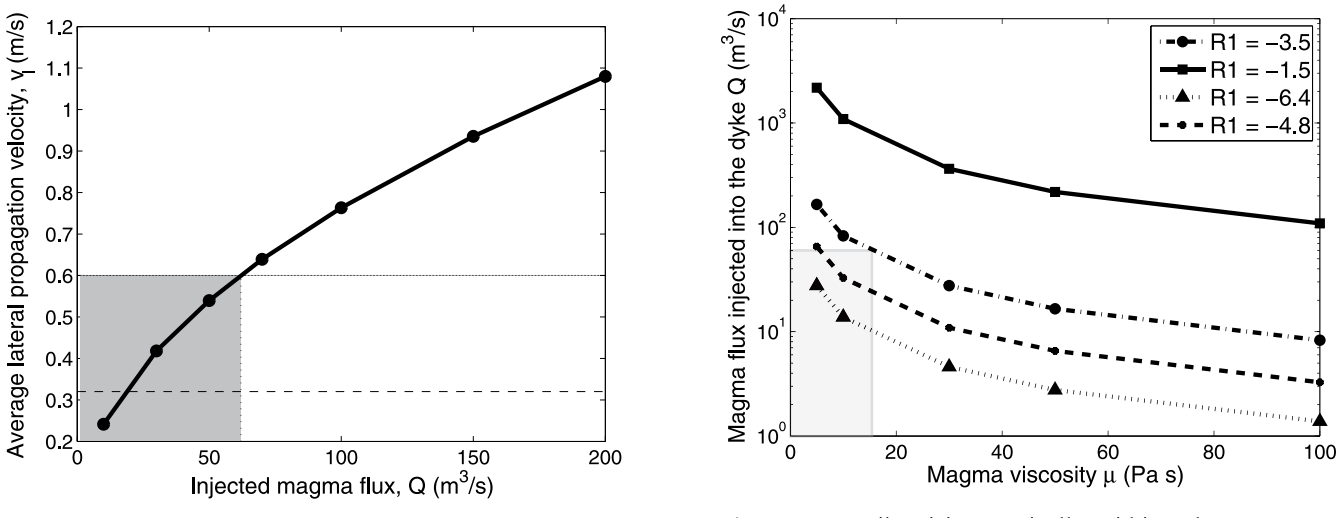


Figure 3.16. Application numérique concernant le Piton de la Fournaise. a) Relation entre la vitesse de propagation latérale et le flux de magma injecté pour des valeurs correspondant à celle du Piton de la Fournaise ($\theta = 11.8$ degrés, $\rho_{rl} = 2750$ kgm^{-3}, $\rho_{ru} = 2300$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}, $G = 1.125$ GPa et $H_b = 1150$ m). b) Relation entre le flux de magma injecté et la viscosité du magma dans le cas de la propagation verticale d'un dyke issu d'un réservoir à pression constante à travers un milieu homogène. Ce résultat est présenté pour différentes valeurs de R_1. Les paramètres utilisés sont $\rho_{rl} = 2750$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}, $a = 100$ m, $G = 1.125$ GPa et $\nu = 0.25$. Issu de Traversa et al. (2010).

3.3.4 Conclusion

Cette étude a montré qu'un taux de sismicité constant peut-être compatible avec un flux de magma injecté constant mais cette condition de flux constant, pour pouvoir être vérifiée, implique une surpression maximale dans le réservoir (de l'ordre de 2.2 MPa dans le cas du Piton de la Fournaise) et un volume minimal de réservoir (de l'ordre de 1 km^3 dans le cas du Piton de la Fournaise). Par ailleurs, le taux de sismicité étant le même lors de la propagation verticale que lors de la propagation latérale et la vitesse de propagation latérale étant plus faible, ceci n'est compatible avec un flux constant que si le dyke latéral est plus "large" et "épais" que le dyke vertical. L'évolution temporelle des taux de sismicité, à l'aide d'un modèle dynamique apporte ici à la fois des contraintes sur la géométrie du système d'alimentation et sur son état de pressurisation.

3.4 Evolution conjointe de la déformation, du taux d'émission de magma et du dégazage induits par l'écoulement dans un conduit superficiel

Autour du conduit d'un strato-volcan andésitique, différents phénomènes sont susceptibles d'entraîner une déformation de la surface. La variation de pression dans une zone de stockage est la cause la plus souvent invoquée pour interpréter les déformations mais les effets de charge de surface (mise en place de produits d'éruptions ou destruction de dômes) sont également parfois pris en compte (Beauducel et al., 2000b; Pinel et al., 2011). Au cours de la thèse de Fabien Albino, nous nous sommes attachés à quantifier les effets induits par une augmentation importante de viscosité dans la partie supérieure du conduit se traduisant par la formation d'un plug d'épaisseur h_p et de viscosité μ_p. Cette formation de plug est attendue du fait du dégazage, de la crystallisation et du refroidissement affectant la partie supérieure des conduits (Sparks, 1997; Costa et al., 2007a; Collombet, 2009) et elle a été mise en évidence dans les dépôts à Montserrat (Burgisser et al., 2010).

Nous avons, sur la base d'un modèle de dynamique des fluides simple (écoulement de Poiseuille), pris en compte la force de cisaillement déjà considérée comme cause de déplacement de surface (Beauducel et al., 2000b; Green et al., 2006) mais aussi la surpression induite sous le plug. La figure 3.17 montre les déformations relatives induites par les différents phénomènes. Il apparaît que la déformation induite par une modification d'écoulement dans le conduit due à la formation d'un plug n'a un effet important qu'au voisinage immédiat du conduit et ne sera significative à des distances plus importantes que si la surpression dans le réservoir reste constante.

3.4.1 Distance de détection

La mise en place d'un plug induit généralement une inflation. L'amplitude de l'effet dépend de 3 nombres sans dimension : le rapport d'aspect du conduit [rayon(a_c)/longueur (L_c)], le rapport de longueur entre le plug et le conduit [h_p/L_c] et le rapport de viscosité entre le plug et le reste de la colonne [μ_p/μ_m]. Des déplacements plus importants sont obtenus pour des plugs de forte viscosité mis en place dans des conduits larges. Nous nous sommes intéressés à la distance de détection du phénomène par des instruments classiques en considérant qu'aucun autre processus n'intervenait

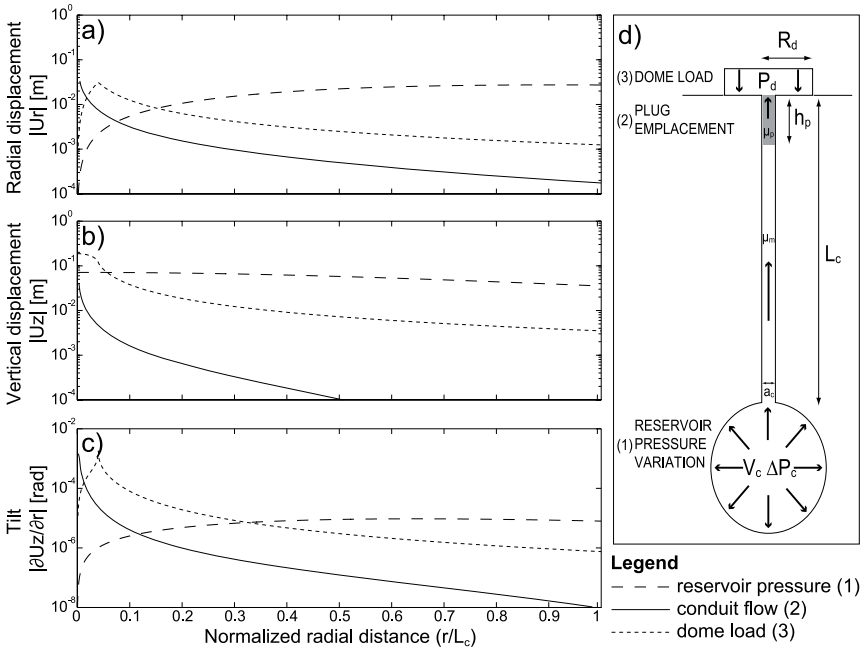


Figure 3.17. Amplitude du mouvement du sol en surface : déplacement radial en a), déplacement vertical en b) et inclinaison en c) induit par différentes phénomènes courant sur les strato-volcans andésitiques et détaillés en d). Les simulations numériques sont effectuées avec une rigidité de 0.8 GPa et un coefficient de Poisson de 0.25 pour l'encaissant. d) L'état de référence est un réservoir (sphérique, 10 km^3) en surpression $P_c = \rho_m g L_c + 10$MPa inclus dans un milieu lithostatique et qui alimente un conduit ouvert de longueur $L_c = 5$ km et de rayon $a_c = 15$ m. Le magma dans le conduit a une viscosité constante. Les perturbations envisagées sont les suivantes : (1) Variation de pression dans la chambre de 1 MPa induite par un remplissage ou une vidange (courbes en pointillés long), (2) Mise en place d'un plug d'épaisseur $h_p = 50$ m et caractérisé par un rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m} = 10^5$ dans la partie superficielle du conduit (courbes pleines). (3) Une variation de la pression de surface P_d de 1 MPa sur un disque de 200 m de rayon R_d induite par la construction/destruction d'un dôme (courbes en pointillés courts). Issu de Albino et al. (2011).

(pas de variation de pression dans la chambre, pas de variation de charge de surface). La figure 3.18 montre la distance latérale maximale du conduit au delà de laquelle l'inclinaison induite passe en dessous du seuil de détection, choisi à un microradian. Elle montre qu'il est important, pour pouvoir enregistrer ces signaux, de se placer à une distance du conduit inférieure à 1 km voir inférieure à 500 m ce qui représente souvent une difficulté technique importante.

3.4.2 Evolution temporelle du signal

Nous avons quantifié les déformations ainsi que les variations de flux induites par une évolution du plug en considérant deux cas limites : (1) la viscosité du plug augmente et son épaisseur reste constante, (2) le plug s'épaissit sans variation de sa viscosité. Les résultats sont très différents comme en atteste la figure 3.19. Lorsque la viscosité augmente, l'inflation augmente jusqu'à atteindre une valeur palier tandis que le flux de magma diminue fortement. Lorsque c'est l'épaisseur qui augmente, l'inflation augmente jusqu'à une valeur critique puis elle diminue tandis que le flux de magma diminue tout le temps. Il en découle que l'étude conjointe du flux de magma et des déformations de surface peut potentiellement permettre de discriminer une croissance verticale du plug d'une augmentation de sa viscosité.

Une variation d'épaisseur de plug peut expliquer une cyclicité entre inflation et déflation. Ce phénomène peut aussi expliquer les inversions de déformations mise en évidence avant une éruption. Ainsi au Mount St Helens, Chadwick et al. (1988) ont mis en évidence une longue période d'inflation suivi d'une courte séquence de déflation juste avant l'éruption. La figure 3.20 montre comment cette observation s'explique bien par une diminution de la taille d'un plug à viscosité constante.

3.4.3 Conclusion

L'étude conjointe des déformations de surface et des flux de magma à l'aide de modèles dynamiques permet d'obtenir des informations sur les modifications des propriétés physiques du magma dans le conduit. Une succession de phases d'inflation et de déflation peut être induite par une variation de la taille du plug. Il reste encore à comprendre l'origine de ces variations de taille de plug. Une cause pourrait être des modifications de viscosité induite par une variation de la perméabilité des parois de conduit. Une telle modification de la perméabilité pourrait expliquer les variations d'émission de gaz et avoir pour origine, par exemple, la modification de la géométrie du dôme. Taisne (2008) a, ainsi, montré que la mise en place d'un dôme était susceptible de diminuer la perméabilité en bord de conduit par une mise en pression de l'encaissant.

3.5 Perspectives

Il reste beaucoup à faire dans le cadre de la modélisation des écoulements de conduit et des observables géophysiques et géochimiques engendrés. L'objectif est de mener ce travail sur le Mérapi où l'équipe Géophysique des Volcans est en train de focaliser ses efforts. En ce qui me concerne je souhaite plus précisément modéliser la déformation de surface attendue par un modèle de "stick and slip" et quantifier les effets de formation et destruction de dômes (effet sur la pression de sortie

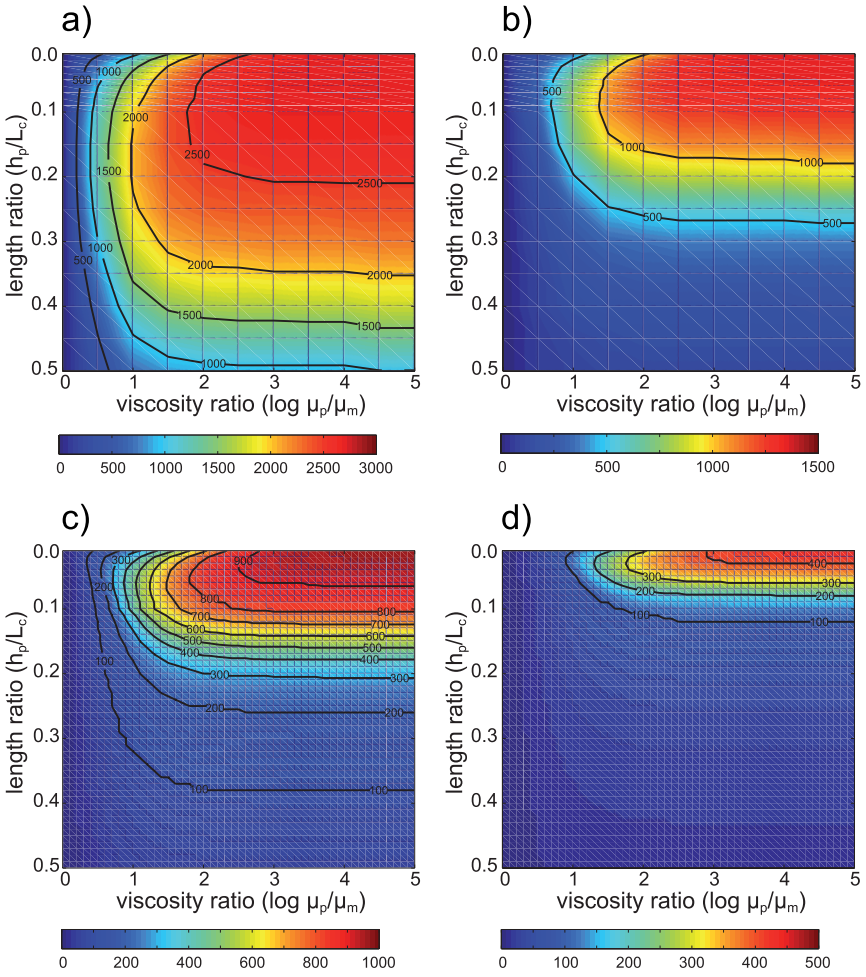


Figure 3.18. Distance de détection de l'inclinaison de surface induite par la mise en place d'un plug en fonction des 2 paramètres sans dimension caractérisant le plug : le rapport de longueur $\frac{h_p}{L_c}$ et le rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m}$. Ici la distance de détection est définie comme la distance maximale pour laquelle l'amplitude de l'inclinaison induite reste supérieure à 1 microradian. La longueur du conduit est fixée à 5 km, la surpression à sa base est fixée à 10 MPa. Le coefficient de Poisson vaut 0.25. Les résultats sont présentés pour différents cas : a) $a_c = 50$ m, $G = 0.8$ GPa, b) $a_c = 50$ m, $G = 4$ GPa, c) $a_c = 15$ m, $G = 0.8$ GPa et d) $a_c = 15$ m, $G = 4$ GPa. Issu de Albino et al. (2011).

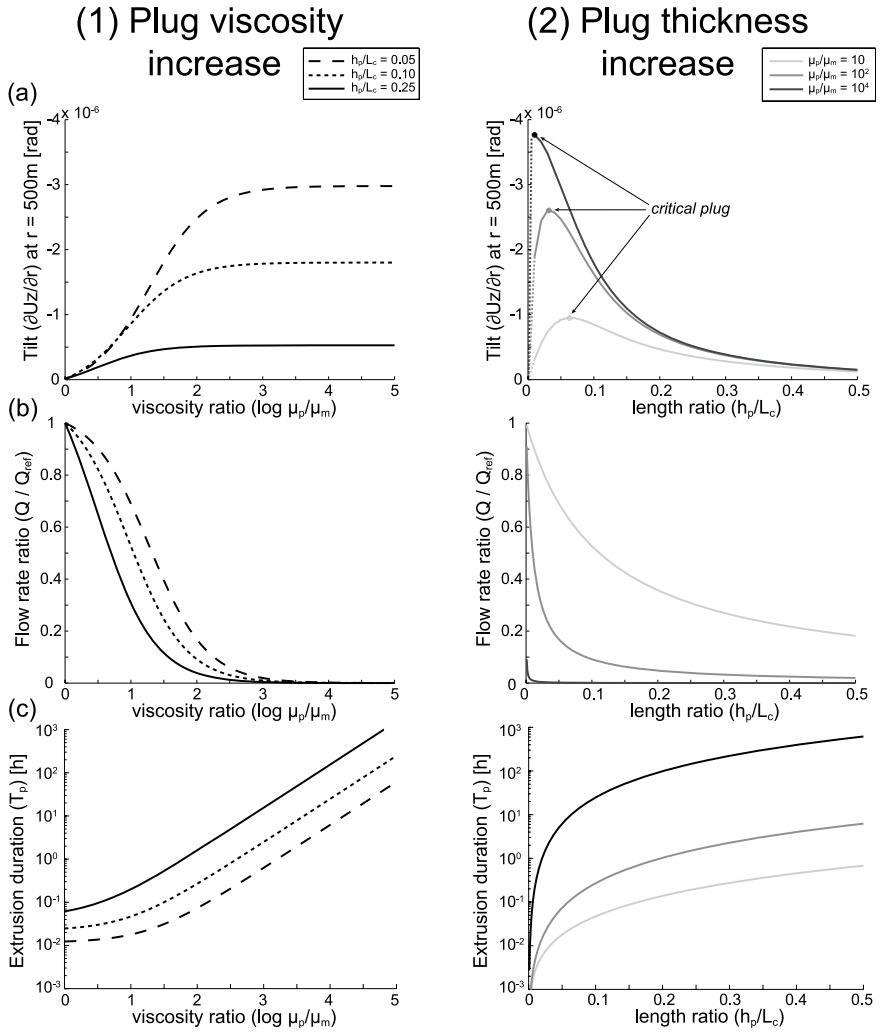


Figure 3.19. Evolution de l'inclinaison, du flux de magma et de la durée de l'extrusion pendant l'évolution d'un plug dans la partie superficielle du conduit. Ces résultats sont obtenus pour une longueur du conduit fixée à 5 km, une surpression à sa base de 10 MPa, un coefficient de Poisson qui vaut 0.25 et un module de rigidité de 0.8 GPa. Deux scenari d'évolution, correspondant à des cas limites, sont testés : (1) une augmentation de la viscosité du plug (à gauche) alors que son épaisseur reste constante et (2) une augmentation de l'épaisseur du plug qui a une viscosité constante (à droite). Pour chaque cas, sont montrés : a) l'inclinaison calculée à une distance latérale de 500 m du conduit, b) la valeur de flux de magma normalisée par la valeur obtenue sans plug, c) la durée d'extrusion qui correspond au temps nécessaire pour sortir le plug considéré (déduite du rapport entre le volume du plug ($\pi a_c^2 h_p$) et le flux quand la valeur de la viscosité de magma μ_m dans le conduit sous le plug est fixée à 10^4 Pas). Issu de Albino et al. (2011).

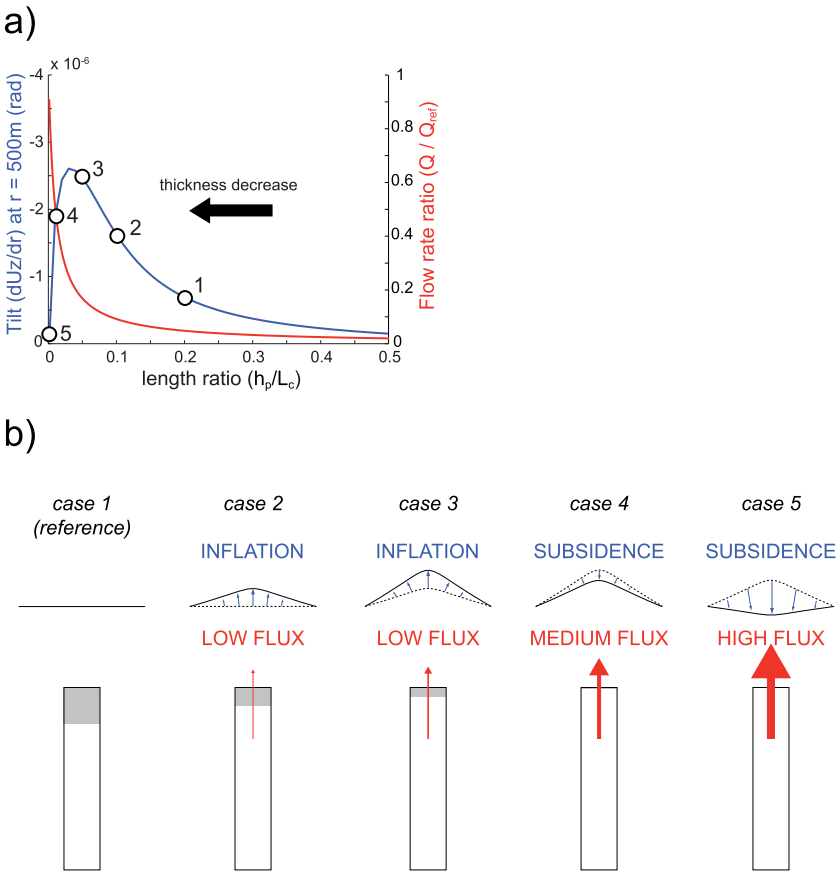


Figure 3.20. Evolution de l'inclinaison calculée à une distance latérale de 500 m du conduit (courbe bleue) et de la valeur de flux de magma, normalisée par la valeur obtenue sans plug (courbe rouge), lors de la diminution d'épaisseur du plug. Le rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m}$ vaut 100. Tous les paramètres sont les mêmes que dans la figure 3.19. Les numéros correspondent à différentes épaisseurs de plug de 1 (très épais) à 4 (très mince). Le numéro 5 correspond à un cas sans plug. b) Schéma illustrant le mouvement du sol et le flux de magma lorsque l'épaisseur du plug diminue. De l'état 3 à 4, on voit une inversion du mouvement du sol avec le passage d'une inflation à une déflation. Cette inversion est corrélée avec une augmentation forte du flux de magma. Issu de Albino et al. (2011).

du magma et sur la perméabilité de l'encaissant). Pour le moment, nous nous sommes attachés à interpréter conjointement flux de magma et déformation. Le lien avec les mesures de dégazage et avec la sismicité enregistrée est potentiellement très intéressant et nécessite le développement de nouveaux modèles.

Par ailleurs, je compte travailler sur les modèles de propagation de magma afin, en particulier, de regarder l'effet des variations de propriétés physiques du magma ou de l'état de contrainte dans le milieu sur la propagation. L'idée est de confronter les données pétrologiques/géochimiques au données géophysiques via des modèles dynamiques afin d'apporter une information si possible prédictive sur les systèmes.

Chapitre 4

Modélisation numérique du comportement mécanique des volcans

Sommaire

4.1 Influence de l'état initial par rapport aux perturbations modélisées . . 88
4.2 Prise en compte de la gravité 89
4.3 Rhéologie et propriétés physiques des milieux 89
4.3.1 Paramètres élastiques 93
4.3.2 La compressibilié 95
4.3.3 La viscosité 95
4.4 Choix d'un critère de fracturation 96
4.4.1 Le critère 96
4.4.2 Valeur de la résistance à la rupture en tension 98
4.5 Couplage fluide-solide 98
4.5.1 Le cas des zones de stockage 99
4.5.2 Le cas des zones de transport 99
4.6 Travaux effectués sur la stabilité des zones de stockage 100
4.6.1 Effets de perturbations extérieures ponctuelles sur la stabilité d'un réservoir, signaux géophysiques engendrés 100
4.6.2 Effets de la construction de l'édifice : Interprétation conjointe des observables à court terme (géophysique/ géochimie) et sur le long terme (pétrologie, géologie structurale) 102
4.6.3 Prise en compte de la relaxation visco-élastique 110
4.7 Travaux effectués sur les écoulements de fluide en conduit ouvert . . . 112
4.8 Perspectives 112

La modélisation des systèmes volcaniques nécessite de prendre en compte le **couplage entre deux systèmes** : le **magma** qui est un **fluide** triphasique contenant des cristaux et du gaz inclu dans une phase fluide, et l'**encaissant** qui est un **solide** à la rhéologie plus ou moins complexe. En effet, la dynamique d'un système influence l'autre et vice versa : l'encaissant se déforme et se fracture en fonction du fluide qui, en retour, voit ses conditions de propagation évoluer. Des efforts commencent à être fait afin de modéliser le couplage entre les 2 systèmes (Folch Duran, 2000). Cela se fait en effectuant du "one way coupling", c'est à dire en prenant en compte l'effet des perturbations d'un système sur l'autre (Macedonio et al., 1994; O'Brien and Bean, 2008; Longo et al., 2008; Hautmann et al., 2009; Vassalli et al.) ou du "2 ways-coupling", c'est à dire en prenant en compte réciproquement l'influence d'un système par rapport à l'autre (O'Brien and Bean, 2004; Albino et al., 2011). Il existe, en particulier, un domaine pour lequel l'interaction entre le fluide et l'encaissant est primordiale et a, de fait, toujours était prise en compte en couplage complet. Il s'agit de la modélisation de la propagation du magma sous forme de dykes. L'ouverture du dyke est le résultat de la déformation élastique de l'encaissant sous l'action du différentiel de pression entre le fluide et l'encaissant, la pression dans le fluide étant en partie produite par l'écoulement dynamique. Les solutions analytiques de ce problème développées par Lister (Lister, 1990a; Lister and Kerr, 1991), ont été traduites numériquement afin de pouvoir s'affranchir de la condition de flux fixé à la base (Mériaux and Jaupart, 1998), de prendre en compte des modifications de champs de contrainte (Pinel and Jaupart, 2000 2004; Traversa et al., 2010) ou des modifications de densité dans l'encaissant (Taisne and Jaupart, 2009; Traversa et al., 2010). Cette prise en compte de l'interaction élastique fluide-structure a ensuite été reprise pour la modélisation de conduits ouverts (Bokhove et al., 2005; Woods et al., 2006).

Cependant la plupart du temps, les différents domaines sont séparés et des codes numériques résolvent les équations du mouvement fluide (Navier et Stokes) pour modéliser l'écoulement fluide dans un conduit (Massol et al., 2001; Collombet, 2009) ou réservoir rigide (Spera, 1984; Longo et al., 2006) en parallèle de codes numériques traitant de la déformation du solide (en statique ou dynamique) pour quantifier les variations de contraintes, les déformations de l'encaissant ou la propagation des ondes sismiques à travers ce milieu. On peut également préciser ici qu'il existe aussi tout le domaine très riche de la modélisation numérique des produits d'éruptions dans l'atmosphère (Dobran et al., 1993; Woods, 1995; Neri and Macedonio, 1996; Dartevelle, 2004) dont l'intérêt social et économique s'est trouvé récemment renforcé par l'impact potentiel des éruptions volcaniques sur le trafic aérien.

La première application de la modélisation numérique à l'étude du comportement mécanique de l'encaissant en domaine volcanique (à proximité d'un réservoir magmatique agissant comme une source de pression) est réalisée par Dieterich and Decker (1975) avec une méthode d'éléments finis. On peut ensuite citer Bianchy et al. (1984); Ryan (1988); Chevallier and Verwoerd (1988); Melosh and Williams (1989); Sartoris et al. (1990); Chery et al. (1991); Williams and Wadge (1998) qui ont appliqué une méthode d'éléments finis pour quantifier l'état de contrainte à proximité d'un réservoir magmatique, d'une intrusion ou d'une charge induite par l'édifice. Borgia (1994) a , en particulier, utilisé un modèle visco-elastique, en introduisant l'effet conjugué d'une zone de décollement basale caractérisée par une faible viscosité et d'un coeur intrusif chaud et visqueux. Ceci lui a permis d'obtenir avec le temps, le développement d'une zone d'extension sommitale et d'une zone de compression sur les flancs, caractéristiques de l'étalement gravitaire de l'édifice volcanique et du concept de "volcano spreading" tel qu'il l'a défini (voir chapitre 2). Ces dernières années des modèles numériques du même type, basés sur la mécanique des milieux continus et utilisant la plupart du temps les éléments finis, se sont multipliés. Récemment, ils utilisent de plus en plus souvent le logiciel commercial COMSOL

(Marti et al., 2000; Currenti et al., 2007; Grosfils, 2007; Negro et al., 2009; Long and Grosfils, 2009; Hurwitz et al., 2009; Manconi et al., 2009; Albino et al., 2010 2011; Bonaccorso et al., 2010; Currenti et al., 2010; Menand et al., 2010; Pinel et al., 2010; Currenti et al., 2011; Geyer and Binderman, 2011; Pinel et al., 2011) mais certains utilisent d'autres codes comme ADELI (Got et al., 2008). La méthode des éléments aux frontières, qui est moins gourmande en temps de calcul, a également été utilisée en contexte volcanique (Cayol and Cornet, 1998; Beauducel et al., 2004). C'est, en particulier, la méthode choisie, pour modéliser la propagation d'un dyke en deux dimensions (Dahm, 2000a),(Dahm, 2000b; Maccaferri et al., 2010 2011).

Les méthodes d'éléments finis ou d'éléments aux frontières sont basées sur la résolution des équations de la mécanique des milieux continus. Il existe également des méthodes numériques différentes qui ne s'appuient pas sur ces équations mais décrivent le comportement d'un ensemble d'éléments discrets dont les interactions sont régies par des lois dépendant de la rhéologie du milieu. Ce type de méthode a été appliqué à la volcanologie (Paul et al., 1987; O'Brien and Bean, 2004; Hardy, 2008; Holohan et al., 2010). Ces modèles nécessitent souvent d'être bien calibrés et validés mais ils présentent l'avantage de pouvoir prendre en considération plus facilement les hétérogénéités du milieu ainsi que les interactions fluide-structure (O'Brien and Bean, 2004). Ils permettent par ailleurs de traiter de la rupture et de sa propagation (Holohan et al., 2010).

Par rapport aux solutions analytiques, les modèles numériques permettent :
- de prendre en compte des géométries plus réalistes,
- de prendre en compte des variations des propriétés physiques du milieu,
- de prendre en compte des rhéologies plus complexes,
- de prendre en compte le couplage entre plusieurs physiques (modèles thermo-mécaniques),
- de prendre en compte le couplage entre le fluide et le solide.

Cependant ces modèles numériques présentent un certain nombre de limitations :
- ils sont souvent trop gourmands en puissance de calcul pour permettre une utilisation comme modèle direct dans une inversion de données,
- les possibilités qu'ils offrent sont souvent réduites par notre mauvaise connaissance du milieu profond (la seule géométrie connue précisément est, en fait, la topographie de surface, les propriétés physiques sont mal connues). Il en résulte que l'on peut toujours trouver un moyen d'expliquer des observations particulières mais le modèle utilisé ne sera pas le seul possible et cela nous apportera que peu d'informations sur le système. En effet, un meilleur ajustement des données avec plus de paramètres dans le modèle, n'est pas forcément le signe d'un gain d'information (Akaike, 1974),
- ils n'aident pas à résoudre le principal problème de la modélisation qui est la définition d'une physique correcte.

En ce qui me concerne, j'ai, pour le moment, surtout utilisé l'outil numérique, pour étendre des études, précédemment effectuées sur la base de solutions analytiques, et prendre en compte des géométries de réservoirs magmatiques plus réalistes, des rhéologies plus complexes et un couplage fluide-solide dans le cas des écoulements de conduit. L'idée était plutôt de faire des études paramétriques afin de comprendre le comportement du système que d'ajuster des données particulières. Dans ce chapitre, après avoir discuté un certain nombre de problèmes théoriques rencontrés en modélisation des systèmes volcaniques (quelle soit analytique ou numérique), je détaille les études numériques que j'ai développées.

4.1 Influence de l'état initial par rapport aux perturbations modélisées

Une modélisation a, généralement, pour objectif de quantifier les variations de contraintes et les déformations induites par des perturbations, par rapport à un état de référence qui peut être considéré comme un état initial. Il est important de définir clairement cet état initial car les déformations calculées le sont par rapport à cet état. Par ailleurs, la contrainte totale est fonction de l'état de référence et ceci a des implications importantes dès lors que l'on s'intéresse à des effets de seuil sur les contraintes, ce qui est le cas, par exemple, dès que l'on traite de la rupture. L'état de référence va également influencer l'évolution temporelle de la solution dans le cas de rhéologies visqueuses.

En l'absence de contrainte tectonique particulière, l'hypothèse la plus simple est de considérer la croûte dans un état de contrainte lithostatique. Il y a alors deux options :

- faire l'hypothèse qu'il n'y a pas de déviateur de contrainte en suivant Mc Garr (1988). Dans ce cas, on a :
$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = \rho_r g z, \tag{4.1}$$
où z est la profondeur et ρ_r la masse volumique de la croûte.
- considérer un état de contrainte uniaxiale verticale c'est à dire considérer que la croûte se forme par accumulation de couches successives avec un déplacement nul aux limites latérales (Jaeger and Cook, 1979). Dans ce cas, on a :
$$\sigma_{zz} = \rho_r g z \tag{4.2}$$
$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \frac{\nu}{1-\nu}\sigma_{zz}, \tag{4.3}$$
où ν est le coefficient de Poisson de la croûte, généralement pris comme valant 0.25 ce qui induit un rapport σ_{xx}/σ_{zz} de 1/3.

Ces deux états correspondent à une absence de contrainte tectonique. Or il semble, d'après les données de forage, que la croûte terrestre soit le plus souvent soumise à des déviateurs de contrainte importants. Townend and Zoback (2000) ont montré que les mesures in-situ de contraintes témoignent d'un milieu proche de la rupture, en bon accord avec la théorie de la rupture de Coulomb en prenant des coefficients de friction (μ) compris entre 0.6 et 1 et en considérant la pression fluide comme hydrostatique. En faisant l'hypothèse d'une croûte proche de la rupture et saturée de fluide, Catry (2011) déduit que :

$$\sigma_{zz} = \rho_r g z \tag{4.4}$$
$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = [\frac{\sqrt{1+\mu^2}-\mu}{\sqrt{1+\mu^2}+\mu} + 2\frac{\rho_w}{\rho_r}\frac{\mu}{\sqrt{1+\mu^2}+\mu}]\sigma_{zz}, \tag{4.5}$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau ce qui induit un rapport σ_{xx}/σ_{zz} compris entre 0.9 et 0.5 pour $\rho_r = 2700$ kg/m^3 et $0.6 < \mu < 1$.

A proximité d'un volcan le champ de contrainte initial est difficile à estimer. Les contraintes tectoniques peuvent être importantes, ce qui est le cas en contexte de rift par exemple. Par ailleurs, le champ de contrainte est localement l'intégration de la croissance intrusive et extrusive (coulées, dépôts) de l'édifice. Enfin, les effets de glissement de flanc des édifices peuvent aussi fortement influencer localement le champ de contrainte.

Dans l'essentiel de mes travaux, j'ai considéré, pour le solide, un état de contrainte initial lithostatique au sens de la définition de Mc Garr (1988), de sorte que l'état de contrainte initial choisi ne comporte pas de déviateur de contrainte. Ceci n'est cependant plus possible lorsque l'on travaille au sein de l'édifice volcanique, comme par exemple dans le cadre du travail en cours avec la doctorante Marie Chaput (Université de la Réunion), sur la modélisation des conséquences sur la stabilité de l'édifice volcanique, de la mise en place d'une intrusion magmatique dans un plan de détachement.

Lorsque l'on traite le couplage fluide-structure, de la même façon, un état initial doit être choisi pour le fluide. Il peut s'agir du fluide au repos dans un réservoir ou un conduit. Dans Albino (2011), nous avons choisi comme état de référence le cas d'un écoulement laminaire et stationnaire à viscosité constante pour le fluide.

4.2 Prise en compte de la gravité

La plupart des solutions analytiques disponibles ne prennent pas en compte les forces de pesanteur or, à l'échelle d'un système volcanique, ces dernières sont susceptibles d'avoir un effet non négligeable.

Dans le cas d'un état de contrainte initial lithostatique, on peut souvent s'en sortir en considérant uniquement les perturbations de contraintes par rapport à cet état de référence et en s'appuyant sur le principe de superposition illustré sur la figure 4.1. Plus généralement, cette démarche est possible

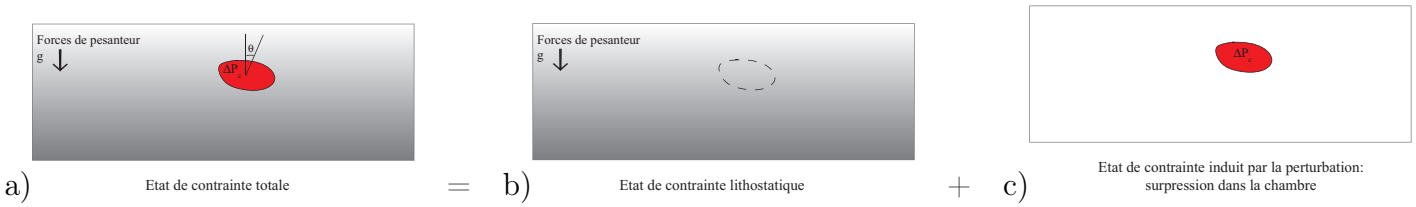


Figure 4.1. Illustration du principe de superposition qui permet de ne pas prendre en compte les forces de pesanteur lorsqu'elles n'influencent pas directement la solution.

dès que l'on considère un état initial (contrainte et géométrie) compatible avec la gravité (c'est à dire pour lequel aucun déplacement n'est observé lors du chargement par les forces de pesanteur) et que la solution n'est pas influencée par la pesanteur. La figure 4.2 démontre clairement que des solutions identiques sont obtenues en prenant en compte la gravité où en ne considérant que la perturbation par rapport à un état de contrainte lithostatique.

Il existe, cependant, des cas où la solution est influencée par la gravité et où elle doit donc être prise en compte. C'est le cas, par exemple, lorsqu'un glissement sur un flanc de faille régit par une loi de Coulomb est pris en compte comme dans le cadre des travaux développés actuellement avec Marie Chaput.

4.3 Rhéologie et propriétés physiques des milieux

Le système volcanique est formé d'un fluide triphasique interagissant avec un solide. Il est donc nécessaire mais néanmoins compliqué de représenter ces deux milieux correctement et de prendre en

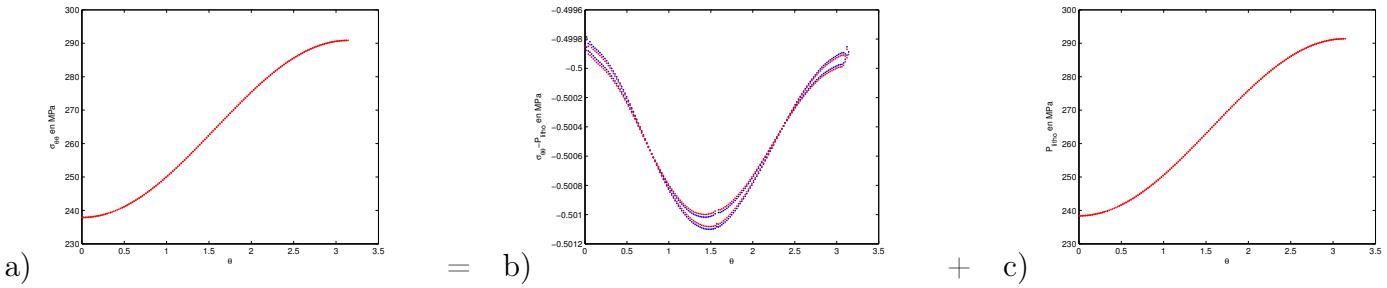


Figure 4.2. Illustration numérique du principe de superposition. La contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$ à la paroi d'une chambre sphérique de rayon 1 km et située à une profondeur de 10 km, par une surpression de magma $\Delta P_c = 1MPa$, est calculée à l'aide du logiciel COMSOL. (Valeurs numériques : $E = 1$ GPa, $\nu = 0.25$,$\rho_m = \rho_r = 2700$ kgm^{-3}.) Les contraintes sont représentées en fonction de l'angle θ pris entre la verticale et la droite reliant le point de la paroi considéré au centre de la chambre (voir figure 4.1). a) Valeur totale de la contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$. Calcul effectué en considérant les forces de pesanteur et un état de contrainte initial lithostatique ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$). b) Valeur de la contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$ induite par la surpression ΔP_c (différentiel par rapport à la pression lithostatique). La courbe rouge est pour le calcul effectué en considérant les forces de pesanteur et un état de contrainte initial lithostatique qui est soustrait a posteriori à $\sigma_{\theta\theta}$. La courbe bleue est pour le calcul effectué en ne considérant pas de forces de pesanteur et un état de contrainte initial nul. La différence entre les deux courbes est inférieure à l'erreur numérique estimable à travers la dispersion des points. c) Valeur de la contrainte lithostatique. Les pressions sont positives.

compte le couplage physique entre les deux.

Par soucis de simplicité, certains auteurs (Manconi et al., 2009; Gerbault, 2012) représentent le magma comme un solide aux propriétés physiques différentes de celles de l'encaissant. Ainsi Manconi et al. (2009) considèrent le magma comme un solide moins rigide et plus compressible que l'encaissant. Ils estiment l'influence de la quantité de liquide dans la chambre (de 20 à 100 pourcent) en s'appuyant sur Ryan (1980) bien que l'évolution des paramètres élastiques proposée par cette étude soit valide uniquement dans le cas de faible pourcentage de liquide. Or modéliser le magma par un solide conduit à certaines aberrations comme le montre la figure 4.3, sur laquelle la surpression induite par une charge en surface n'est pas uniforme à l'intérieur de la chambre même lorsque celle-ci est sensée être complètement liquide. En considérant le magma comme un fluide et en prenant en compte le couplage, comme décrit dans la section 4.5.1, on obtient des résultats différents avec une variation de pression uniforme dans la chambre et un fort gradient de variation de pression en paroi de chambre (voir Figure 4.4).

A faibles profondeurs, la rhéologie la plus fréquemment utilisée pour le milieu solide est l'élasticité. Cependant lorsque l'on s'intéresse au comportement des zones profondes (manteau superficiel ou croûte inférieure) la rhéologie visco-élastique est souvent considérée en utilisant le modèle de Maxwell (Pagli et al., 2007; Arnadottir et al., 2009). De nombreux auteurs considèrent également qu'une enveloppe thermique se développe autour des réservoirs magmatiques et induit un comportement visco-élastique localisé qui a été modélisé analytiquement par Dragoni and Magnanensi (1989) et numériquement (Newman et al., 2006; Negro et al., 2009; Pearse and Fialko, 2010). Cette enveloppe a également été traitée comme un corps élasto-plastique (Trassati et al., 2005; Currenti et al., 2010) ce qui permet d'expliquer les déformations par des surpressions plus faibles. Enfin, certains auteurs considèrent la lithosphère comme un fluide (ce qui est parfois fait en géodynamique (Braun et al.,

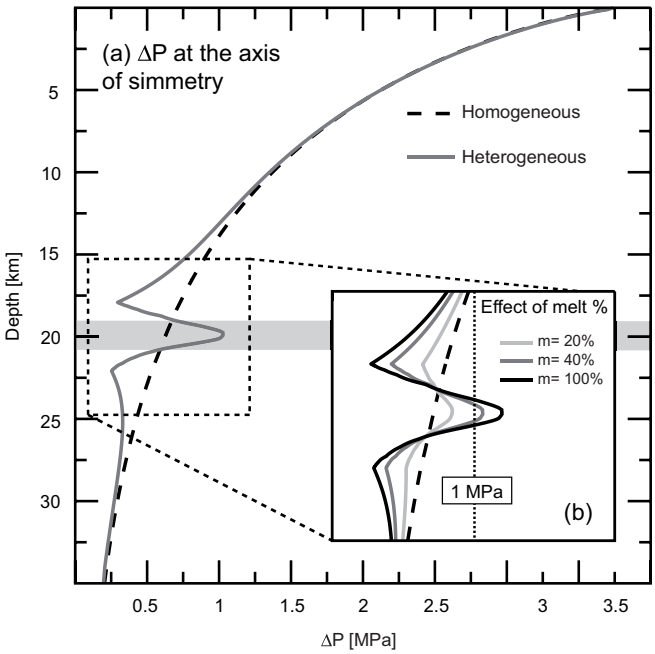


Figure 4.3. Surpression induite par une charge équivalente au glissement de flanc de El Golfo, El Hierro, archipel des Canaries. La surpression est calculée à l'axe. Le résultat est présenté dans le cas d'un milieu homogène (absence de chambre) en pointillé et dans le cas d'un milieu non homogène (présence d'une chambre) en trait plein. b) Influence du pourcentage de liquide présent dans le magma qui détermine le module de Young pour la zone de chambre. La zone de chambre est comprise entre 18 et 22 km de profondeur (Zone grisée). D'après Manconi et al. (2009)

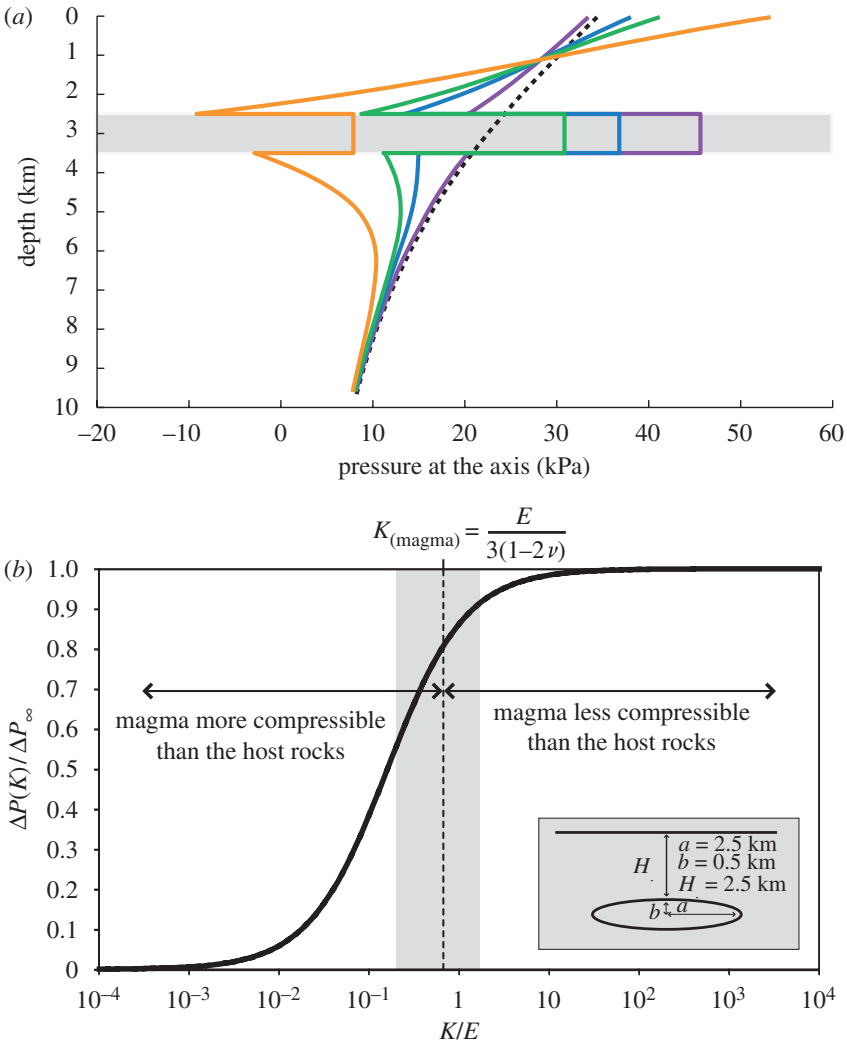


Figure 4.4. Influence de la compressibilité du magma sur la variation de pression dans une chambre magmatique au cours d'un évènement de décharge. La chambre a une forme ellipsoïdale allongée horizontalement (forme oblate avec une demi-hauteur de 0.5 km, une demi-largeur de 2.5 km et une profondeur du toît de 2.5 km). La chambre est incluse dans un milieu élastique semi-infini homogène caractérisé par un coefficient de Poisson de 0.25. a) Surpression induite à l'axe sous une charge circulaire appliquée à la surface. La charge est un disque de neige (masse volumique 650 kg/m^3) de 7.2 km de rayon et d'épaisseur 6.5 m entouré d'un anneau de 2.4 km de largeur et d'épaisseur 3.25 m (Cette charge correspond à la variation annuelle de neige au dessus du volcan Katla (Pinel et al., 2007)). Le profil noir en pointillé correspond au cas sans chambre magmatique, le profil violet correspond au cas d'une chambre remplie de magma incompressible et les profils bleu, vert et orange correspondent au cas d'une chambre remplie d'un magma dont le module de compressibilité est respectivement K=20 GPa, K=10GPa et K=1GPa. La valeur du module de Young dans la croûte est fixée à 30GPa. La zone grisée correspond à l'emplacement de la chambre. b) Variation de la surpression ΔP_c dans la chambre magmatique en fonction du rapport entre le module de compressibilité du magma (K) et le module de Young de l'encaissant (E). La variation de pression est normalisée par la variation de pression dans le cas incompressible. La zone grisée est pour la gamme de valeur caractéristique d'un magma pauvre en volatile (K/E entre 0.2 et 1.6 selon Tait et al. (1989)). Issu de Sigmundsson et al. (2010b).

2008)) et ce même pour discuter des déformations observées actuellement sur des périodes de temps courtes (Tizzani et al., 2010).

4.3.1 Paramètres élastiques

Ils caractérisent normalement le solide. Généralement la valeur du coefficient de Poisson est prise comme égale à 0.25. Elle peut être estimée par la sismologie :

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 2}, \tag{4.6}$$

où V_p et V_s sont, respectivement, les vitesses de propagation des ondes P et S (Negro et al., 2009). La valeur du module de Young E est largement discutée, elle est critique car c'est elle qui va être le coefficient de proportionnalité entre l'amplitude de la perturbation de contrainte et l'amplitude des déplacements mesurés en surface. Une sous-estimation de E lors de l'inversion des déplacements de surface entraîne donc une sous-estimation de l'amplitude de la perturbation de contrainte.
La valeur de E peut-être estimée à partir des données sismiques. Ainsi la tomographie sismique, à partir des vitesses d'ondes P et d'ondes S et d'un modèle de densité, permet d'obtenir une cartographie 3D de E qui est parfois utilisée dans les modèles (Currenti et al., 2007). Ceci ce fait en utilisant la relation suivante (Negro et al., 2009) :

$$E = 2\rho_r V_s^2(1 + \nu) \tag{4.7}$$

Généralement les valeurs dérivées de la sismologie sont de l'ordre de la dizaine de GPa en surface, elles augmentent avec la profondeur jusqu'à des valeurs de l'ordre de 100-130 GPa (Gudmundsson, 1988; Allen et al., 2002; Currenti et al., 2007). Cependant il a été suggéré que le module dynamique E estimé par la sismologie est supérieur au module statique de E (Cheng and Johnson, 1981). Par expérience de laboratoire sur des roches saines, Eissa and Kazi (1988) ont montré que le module de Young statique était inférieur de 5 à 10 pourcent au module dynamique. Costa et al. (2009) utilise la relation suivante, issue de Wang (2000) :

$$E_{statique}\ (\text{GPa}) = 0.415 E_{dyna}\ (\text{GPa}) - 1.056$$

Cela voudrait dire que le module de Young dépend de la fréquence de la perturbation, ce qui revient peut-être à considérer que le milieu n'est pas strictement élastique. La présence de cracks et de fluide pourrait constituer une explication. Adelinet et al. (2010) ont, en effet, montré par des mesures sur des basaltes présentant une porosité bimodale, que le module de compressibilité dépendait de la fréquence de la perturbation, en présence de fluide et pour de faibles pressions de confinement.

Dans le cas d'un déplacement de surface induit par une variation de charge connue, il est possible d'estimer la valeur statique de E. C'est ce que nous avons fait en utilisant les variations saisonnières de signal GPS induites par la variation d'épaisseur saisonnière de neige sur les glaciers en Islande. Le modèle utilisé pour relier la charge de surface au déplacement était une intégration de la fonction de Green décrivant l'effet d'une charge ponctuelle sur un milieu élastique semi-infini (Pinel et al., 2007). En utilisant le déplacement saisonnier mesuré par 2 stations GPS et induit par la variation de charge du glacier Mýrdalsjökul (rayon de l'ordre de 15 km), nous avons estimée la valeur de E à 29 ± 5GPa. En utilisant toutes les stations GPS continues Islandaises et en prenant en compte tous

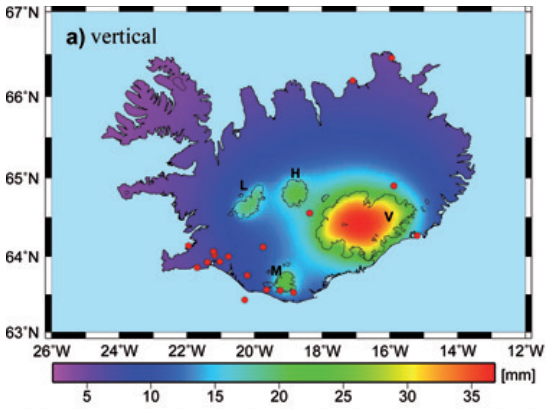


Figure 4.5. Carte de l'Islande et de ces plus larges calottes glaciaires (V : Vatnajökull, L : Langjökull, M : Mýrdalsjökul et H. Hofsjökull). Les points rouges représentent les stations GPS continues du réseau Islandais en 2005. Les couleurs représentent le déplacement vertical saisonnier maximal absolu entre l'hiver et l'été calculé en utilisant un module de Young de 40 GPa. D'après Grapenthin et al. (2006).

les glaciers Islandais (voir figure 4.5), cette estimation a été augmentée à 40 ± 15GPa (Grapenthin et al., 2006). Cette valeur pourrait être sous-estimée si l'on considère qu'une partie de la variation saisonnière du signal GPS est due à des artéfacts atmosphériques. De plus, l'estimation statique d'une valeur moyenne reste forcément dépendante de la profondeur de croûte sondée par la méthode. Dans le cas d'une estimation basée sur des variations de charge de surface, elle va donc dépendre de l'extension latérale de la charge : une charge circulaire induisant une perturbation de pression significative jusqu'à une profondeur de l'ordre de son rayon (Pinel and Jaupart, 2000).

Les estimations du module statique de Young faites de manière plus localisée dans la partie superficielle de la croûte, en considérant les tailles de dykes (Rubin and Pollard, 1987) ou la hauteur d'un dôme (Beauducel et al., 2000b) donnent des valeurs plus faibles de l'ordre du GPa et même inférieur au GPa. (Beauducel et al. (2000b) donnant 0.7 ± 0.2 GPa).

En général, pour les modèles concernant les effets de réservoirs nous prenons des valeurs de l'ordre de la dizaine de GPa (Albino et al., 2010) et pour ceux concernant le transport de magma à faible profondeur des valeurs de l'ordre du GPa (Traversa and Grasso, 2009; Albino et al., 2011).

A la place du module de Young, le module de rigidité est indifféremment utilisable. La correspondance se fait avec la relation :

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \tag{4.8}$$

Ryan (1980) donne une idée de l'évolution des propriétés élastiques lorsque l'on passe du solide à un solide avec un faible pourcentage de liquide, pour le comportement des enveloppes de chambre. Quand on augmente le pourcentage de liquide : G diminue, E diminue et ν augmente (de 0.25, on tend vers 0.5).

4.3.2 La compressibilié

La compressibilité β est définie par :

$$\beta = -\frac{1}{V}\frac{dV}{dP}. \tag{4.9}$$

On utilise aussi souvent le module de compressibilité K qui s'exprime en Pascal et est l'inverse de β.

Pour les solides, la valeur est fixée par les paramètres élastiques, avec la relation :

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}. \tag{4.10}$$

Selon Ryan (1980) lorsque l'on augmente le pourcentage de liquide, K diminue (la compressibilité β augmente).

Pour les magmas sans gaz exsolvé, la compressibilité est de l'ordre de 5 à 40 GPa (Tait et al., 1989; Rivalta and Segall, 2008). Dès que l'on passe en dessous de la pression d'exsolution des gaz, la présence de bulles augmente fortement la compressibilité du magma. D'après Johnson (1992) et en négligeant les variations de composition, le module de compressibilité effectif, pour une pression inférieure à la pression de saturation P_{sat}, peut s'écrire :

$$K = \frac{K_o}{1 + K_o \frac{\rho_m RT}{P^2 M}[(n-1)sP^n + x_o]}, \tag{4.11}$$

où T est la température, R la constante des gaz parfaits, M la masse molaire des espèces concernées, K_o le module de compressibilité en l'absence de gaz exsolvé et x_o le contenu en gaz dissous.

4.3.3 La viscosité

La viscosité est le plus souvent considérée comme infinie pour la croûte supérieure. Jellinek et al. (2004) dérivent une valeur autour de 10^{22}Pas. Pour le manteau supérieur, la valeur prise est généralement autour de $10^{19} - 10^{20}$ Pas.

La viscosité est certainement le paramètre qui varie le plus pour les magmas. Elle est fortement influencée par le contenu en cristaux et en gaz, par la température et elle a un effet très important sur la dynamique de propagation du magma. Quelques mesures effectuées sur des coulées existent, elles ont été obtenues à partir de mesures de vitesse d'écoulement à Mauna Loa (Moore, 1987) ou à l'aide d'un viscosimètre à l'Etna (Pinkerton and Sparks, 1978). Des modèles ont, par ailleurs été développés. Certains modèles ne traitent que la phase liquide et donnent la viscosité en fonction de la composition, de la température et du contenu en eau (Shaw, 1972; Bottinga and Weill, 1972; Giordano and Dingwell, 2003). D'autres traitent deux phases : le fluide et les cristaux (Marsh, 1981; Sato, 2005; Costa, 2005) ou le fluide et les bulles (Pal, 2003; Llewellin and Manga, 2005). Enfin des modèles considèrent les trois phases simultanément (Papale and Dobran, 1994; Harris and Allen, 2008). Il est important de noter que, sous certaines conditions, le comportement du magma est non-newtonien de sorte que cette viscosité va dépendre du taux de déformation. Ainsi Caricchi et al. (2007), sur la base d'expériences, montrent que, pour des concentrations en cristaux comprises entre

50 et 80 pourcents, la viscosité est constante pour des taux de déformation inférieurs à 10^{-5} s^{-1} (comportement newtonien) , puis cette viscosité diminue avec le taux de déformation pour des valeurs comprises entre 10^{-5} s^{-1} et 10^{-3} s^{-1} (comportement non-newtonien) et enfin cette viscosité est a nouveau constante pour des taux de déformation supérieurs à 10^{-3} s^{-1} (comportement de type Bingham).

4.4 Choix d'un critère de fracturation

4.4.1 Le critère

Le magma se propage dans la croûte supérieure essentiellement par fracturation de l'encaissant, ce qui est plus rapide et efficace que les mécanismes de percolation ou de diapirisme (Lister and Kerr, 1991; Rubin, 1993a; Petford et al., 2000). Afin de déterminer les conditions de transport du magma, il est donc nécessaire de caractériser les conditions de fracturation de la croûte. L'ouverture des dykes se fait essentiellement en mode I (Pollard and Segall, 1987; Rubin, 1993b 1995) avec une ouverture perpendiculaire à la contrainte compressive minimale σ_3. Dans le cas de la propagation d'un crack, l'ouverture a lieu si le facteur d'intensité des contraintes K_I excède une valeur critique K_{Ic}. K_I est défini par la relation :

$$K_I = C\sqrt{l}(p_f - \sigma_n), \tag{4.12}$$

où σ_n est la contrainte dans l'encaissant s'exerçant selon la normale au dyke, p_f est la pression fluide, C est une constante qui dépend des propriétés élastiques du milieu et l est la distance au front du dyke.

Puisque le magma se propage le long de fissures s'ouvrant en tension, il est logique de considérer que la rupture au niveau de la paroi d'un réservoir, qui sera susceptible de permettre la libération du magma de sa zone de stockage, se fera également en tension.

Comme critère de rupture en tension, nous avons choisi de considérer que la rupture a lieu lorsque le déviateur de contrainte excède la résistance à la tension des roches T_s, ceci ce traduit en trois dimensions par la condition :

$$\frac{2\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2}{3} \leq -T_s \tag{4.13}$$

qui est utilisé dans Tait et al. (1989); Albino et al. (2010); Pinel et al. (2010 2011). Pour une sphère dans un milieu infini, cela conduit à la condition suivante pour la surpression dans la chambre :

$$\Delta P \geq 2T_s \tag{4.14}$$

En 2D, il s'écrit

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} \leq -T_s \tag{4.15}$$

comme utilisé dans (Pinel and Jaupart, 2003 2005ab), ce qui conduit à la condition suivante pour la surpression dans un cylindre situé dans un milieu infini :

$$\Delta P \geq T_s \tag{4.16}$$

On peut noter que, pour une sphère en milieu infini, ce critère est équivalent à la condition $\sigma_3 < -T_s$ lorsque l'on néglige les forces de pesanteur. Dans le cas où l'état de contrainte initial est lithostatique (avec $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), ce critère ne dépend que de la perturbation appliquée au système.

Ce critère est en parfaite conformité avec le critère de propagation des dykes : il y a ouverture quand la surpression dans le fluide par rapport à l'encaissant excède un seuil qui est indépendant de la profondeur et il y a fermeture quand cette surpression s'annule. Zhang (2002) a mis en évidence une relation empirique entre le facteur de contrainte critique et la résistance en tension des roche qui s'écrit :

$$T_s = 6.88 K_{Ic} \tag{4.17}$$

McLeod and Tait (1999) utilisent un critère semblable mais ils rajoutent une condition, dépendant de la viscosité du magma, et assurant que l'ouverture sera suffisamment large pour être compatible avec une propagation dynamique du magma.

Malgré cette conformité avec la théorie de la propagation des dyke, certains auteurs (Grosfils, 2007; Long and Grosfils, 2009; Hurwitz et al., 2009; Fukushima et al., 2010), lui préfèrent une autre condition selon laquelle la rupture a lieu lorsque la valeur totale de σ_3, incluant les effets de gravité, excède la résistance en tension des roches. Ce critère que l'on trouve par exemple dans Jaeger and Cook (1979) s'écrit :

$$\sigma_3 < -T_s \tag{4.18}$$

et conduit à considérer que pour une sphère, la rupture en tension a lieu pour une surpression

$$\Delta P \geq 2(\rho_r g z + T_s), \tag{4.19}$$

avec z la profondeur et ρ_r la densité de l'encaissant. Dans ce cas, la surpression de rupture dépend de la profondeur en étant plus grande pour une chambre plus profonde. Elle devient rapidement importante : supérieure à 70 MPa à 3 km de profondeur et à 140 MPa à 6 km. Ceci est contraire à l'idée communément répandue dans la communauté des volcanologues que la surpression dans une chambre ne peut excéder de beaucoup la résistance en tension des roches (Negro et al., 2009). Ces valeurs sont, par ailleurs, très élevées par rapport à des estimations indépendantes de la valeur de la surpression dans un réservoir magmatique. Ainsi Einarsson and Brandsdottir (1980) ont estimé la surpression dans la chambre du Krafla à 1 à 4 MPa, sur la base d'un modèle dynamique interprétant la vitesse de propagation du dyke mesurée par l'avancée du front de sismicité et en faisant une hypothèse sur la taille du conduit et la viscosité du magma. La chambre du Krafla est estimé à une profondeur supérieure à 2.5 km de profondeur. On peut aussi citer le travail de Bonaccorso et al. (2010) qui a estimé la surpression dans le réservoir superficiel de l'Etna, situé entre 4 et 8 km de profondeur, entre 7 et 15 MPa lors de l'éruption de 2001, sur la base de la déflexion de sa trajectoire imposée par la topographie. De même, sur la base de la dynamique de propagation verticale du magma, Traversa et al. (2010) ont montré que la surpression dans le réservoir superficiel du Piton de la Fournaise, situé à 2.2 km de profondeur (Peltier et al., 2007) doit être inférieure à 2.2 MPa. Par ailleurs, une conséquence attendue d'une surpression de rupture qui augmente avec la profondeur serait un volume plus important pour les éruptions issues de chambres plus profondes, ce qui à ma connaissance n'est pas un fait avéré. La prise en compte de ce critère de rupture en tension qui induit une surpression de rupture fonction de la profondeur a amené certains auteurs a favorisé une rupture en cisaillement (Gerbault, 2012). Ceci est fait en utilisant le critère de Mohr-Coulomb, qui stipule que la rupture aura lieu sur un plan tel que, en utilisant la convention géologique pour laquelle les

pressions sont positives :

$$\sigma_t > S_o + \tan\phi_f(\sigma_n - P_f), \tag{4.20}$$

où σ_t et σ_n sont respectivement la contrainte tangentielle et la contrainte normale au plan de rupture, S_o est la cohésion du matériel, ϕ_f son angle de friction interne et P_f la pression fluide. Ce critère est dépendant de la profondeur hormis dans le cas où la pression fluide peut-être considérée comme lithostatique. Cependant il est clair, que même si une faille apparaît en cisaillement pour qu'elle soit efficace du point de vue qui intéresse le volcanologue, c'est à dire le transport de magma, il faut qu'il y ait une surpression dans le fluide. Si la rupture est déjà existante, le transport du fluide aura lieu dès que sa pression excédera celle de l'encaissant sans nécessité de dépasser un seuil.

Il faut noter que si le choix d'un critère de rupture conditionne fortement les résultats, lorsque l'on s'intéresse à des variations de pression de rupture induites par une perturbation extérieure (Albino et al., 2011) son influence est plus réduite.

Nous avons ici parlé de la rupture dans la roche encaissante mais, dans la mesure où le magma peut passer d'un comportement fluide à un comportement solide (Dingwell, 1996), la rupture fragile du magma a été proposée comme un mécanisme possible dans les écoulements de conduit et potentiellement sismogène (Lavallée et al., 2008; Tuffen et al., 2008) . Il existe toute une gamme de critères de rupture dans le magma qui dépendent en général du taux de déformation et de la viscosité du magma.

4.4.2 Valeur de la résistance à la rupture en tension

La valeur de la résistance à la rupture en tension T_s est un paramètre mal connu. Des expériences de fracturation hydraulique en forage donnent des valeurs comprises entre 1 et 6 MPa (Haimson, 1982), il existe aussi des mesures effectuées sur des carottes de roches (Touloukian et al., 1981; Rocchi et al., 2004) avec des valeurs similaires ou légèrement supérieures. En interprétant les cycles de déformation du Grimsvötn, (Albino et al., 2011) proposent des valeurs de l'ordre de la dizaine de MPa. Récemment Jónsson (2011) a proposé une détermination de la résistance à la rupture en tension des roches en comparant la déformation de surface mesurée par InSAR et la présence de fractures en tension au sol.

4.5 Couplage fluide-solide

Le couplage entre fluide et solide est un problème que l'on retrouve dans la modélisation de la subduction. Il se fait alors en considérant une continuité du vecteur contraintes à l'interface fluide-solide et une vitesse identique dans le fluide et le solide sur l'interface (Bonnardot et al., 2008). Nous devons procéder de même en volcanologie en prenant en compte, grâce au couplage, l'effet induit sur le fluide par les modifications de son domaine : la dilatation d'une chambre induit une baisse de pression, la variation de taille du conduit modifie la vitesse d'écoulement.

4.5.1 Le cas des zones de stockage

Deux phénomènes sont pris en compte conjointement, qui fournissent deux relations indépendantes entre la variation de pression dans la chambre et sa variation de volume :

- la déformation de l'encaissant induite par une modification de pression dans la chambre entraîne une variation de volume qui est fonction de la rhéologie de l'encaissant. L'encaissant est généralement considéré comme un solide élastique caractérisé par deux paramètres (par exemple, son module de Young E et son coefficient de Poisson ν).
- une modification de pression dans la chambre induit une variation de volume par effet de compressiblité du magma. Ceci dépend de l'équation d'état du fluide et est fonction de sa compressibilité. Si le magma est incompressible sa variation de volume doit être nulle.

Dans le cas où la quantité de fluide est constante (pas d'apport ni de perte de magma), les deux variations de volume doivent se compenser, ce qui conduit à une solution unique pour la perturbation de pression induite par un effet extérieur, solution qui est fonction du rapport K/E où K est le module de compressibilité du magma est E est le module de Young de l'encaissant. La figure 4.4 montre l'influence de la compressiblité sur la pression dans la chambre dans le cas d'une variation de charge imposée en surface.

4.5.2 Le cas des zones de transport

Le domaine de la propagation des dykes est sans doute celui dans lequel le couplage fluide-solide est le mieux pris en compte. Dans toutes les études qui dérivent des travaux de Lister (Lister, 1990ba; Lister and Kerr, 1991; Lister et al., 1991), l'ouverture élastique de l'encaissant est induite par le différentiel de pression entre le magma et l'extérieur et la pression du magma est fonction de son écoulement (Mériaux and Jaupart, 1995 1998; Pinel and Jaupart, 2000 2004; Taisne and Jaupart, 2009; Traversa et al., 2010).

Une démarche similaire a été adopté dans le cas des conduits ouverts (Bokhove et al., 2005; Costa et al., 2007b) ,(Costa et al., 2007a 2009) mais la plupart des études de propagation de magma en conduit ouvert considère un conduit rigide. Hautmann et al. (2009) ont calculé les déformations induites par l'écoulement du magma dans un dyke alimentant un conduit ouvert en appliquant les surpressions dérivées du modèle de Costa et al. (2007b).

Albino et al. (2011) a réalisé le couplage complet dans le cas de l'écoulement d'un fluide dans un conduit ouvert par un processus itératif :

- Etape 1 : la solution stationnaire pour un écoulement du fluide Newtonien et incompressible est dérivé pour une géométrie initiale du conduit. Cette étude donne les contraintes normales et tangentielles à la paroi.
- Etape 2 : les contraintes normales et tangentielles à la paroi sont appliquées au solide non déformé (géométrie initiale du conduit) et le déplacement des parois est calculé.
- Etape 3 : la solution stationnaire pour un écoulement du fluide Newtonien et incompressible est dérivé pour une géométrie déformée du conduit. Les contraintes normales et tangentielles à la paroi sont calculées.
- Les Etapes 2 et 3 sont réitérées jusqu'à la convergence obtenue lorsque le déplacement des parois n'évolue plus.

C'est la première fois que la continuité des contraintes est appliquée à la fois pour la contrainte

normale et la contrainte tangentielle, ce qui pour le moment n'est jamais fait dans la modélisation de la propagation des dykes ou la quantification de la déformation induite par cette propagation.

Albino et al. (2011) ont montré que le couplage complet n'entraînait pas de modifications notables par rapport à la solution obtenue en "one way" coupling (Etape 1 et 2) dans le cas d'un écoulement Newtonien incompressible. L'effet est fonction du rapport entre la surpression dans le conduit et le module de rigidité de l'encaissant. Pour des valeurs raisonnables mais extrèmes (surpression de 10MPa et module de rigidité de 0.4GPa) la différence de l'amplitude du déplacement induit à la surface entre la solution couplée et la solution de "one-way coupling" est inférieure à cinq pourcents. Le déplacement induit en surface est plus important dans le cas où le couplage est pris en compte (Albino et al., 2011).

4.6 Travaux effectués sur la stabilité des zones de stockage

Ce travail de modélisation a d'abord été développé en deux dimensions en déformation plane (c'est à dire en considérant qu'aucune déformation ne peut s'effectuer perpendiculairement au plan considéré) en utilisant un modèle analytique de surpression dans une cavité circulaire incluse dans un semi-espace infini dérivé par Jeffery (1921) (Pinel and Jaupart, 2003 2005ab). L'utilisation de la modélisation numérique en géométrie axisymmétrique a essentiellement permis de tester l'effet de la forme de la chambre qui s'avère très important. Ainsi la figure 4.6 montre la proportion de magma perdue par un réservoir magmatique lors d'une éruption en fonction de son ellipticité. Celle valeur est obtenue numériquement en calculant la perte de volume de magma nécessaire pour passer de la pression de rupture à laquelle un dyke se forme en paroi de chambre à la pression de fermeture à laquelle le dyke se ferme.

4.6.1 Effets de perturbations extérieures ponctuelles sur la stabilité d'un réservoir, signaux géophysiques engendrés

Toute perturbation d'origine extérieure du système d'alimentation va avoir trois effets :
- une modification de la pression dans le système magmatique ΔP_c
- une modification de l'état de contrainte dans le milieu encaissant. Cette modification résulte de l'effet combiné de la perturbation et du réajustement de la pression dans le magma. Elle pourra se traduire par une modification de la pression nécessaire à la rupture du réservoir ΔP_r mais également par une variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF et donc une éventuelle modification du taux de sismicité.
- des déplacements de surface résultant de l'effet combiné de la perturbation et du réajustement de la pression dans le magma.

La modélisation numérique permet de quantifier ces effets pour différentes géométries de chambre.

La figure 4.7 issue de Pinel et al. (2009) montre la déformation induite, au Katla, Islande, par la décharge saisonnière due à la fonte du glacier présent en surface. On voit que l'effet de variation de pression dans le réservoir n'est sensible que dans le cas d'une chambre allongée horizontalement et juste au dessus du réservoir. Il en résulte qu'il est possible d'utiliser le signal de déformation induit hors de la calotte glaciaire, en considérant le milieu comme homogène et en négligeant donc la présence d'un réservoir, pour estimer le module de Young du milieu ou pour discriminer les effets

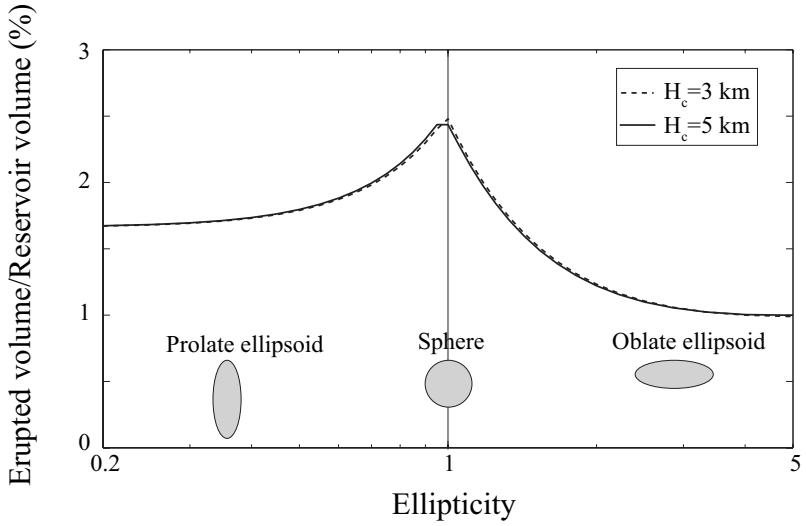


Figure 4.6. Proportion de magma perdue par un réservoir magmatique lors d'une éruption en fonction de son ellipticité. Les résultats sont présentés pour un magma incompressible dans un réservoir de 10 km^3. Les paramètres mécaniques utilisés sont $E = 2.81$ GPa, $\nu = 0.25$ et $T_s = 20$ MPa. Deux profondeurs (3 et 5km) du toît du réservoir sont considérées. Pour un réservoir sphérique, quand la profondeur augmente, la proportion de magma émise tend vers la valeur pour un modèle de point source (Mogi, 1958). D'après Pinel et al. (2010).

de variations de charge glaciaire de ceux dus à l'apport de magma comme proposé par Pinel et al. (2007).

Par contre, comme le prouve la figure 4.8, la répartition et l'amplitude des variations de la contrainte de Coulomb et donc, potentiellement, des taux locaux de sismicité saisonnière vont être fortement influencées par la présence d'un réservoir de sorte que l'étude de la répartition spatio-temporelle de la sismicité peut apporter des contraintes sur la forme du réservoir. Ainsi au Katla, la présence d'un cluster de sismicité en périphérie, s'explique mieux par la présence d'une chambre allongée horizontalement (forme d'assiette).

Une perturbation extérieure va donc entraîner des signaux géophysiques : déformation, sismicité. Elle va également modifier les conditions de rupture autour des réservoirs magmatiques et donc la capacité du magma à quitter ces zones de stockage pour rejoindre la surface. Ceci est expliqué par le schéma de la figure 4.9. Albino et al. (2010) ont effectué une étude paramétrique des conséquences sur la stabilité d'une zone de stockage, d'une décharge en surface, conséquences qui vont dépendre de la répartition spatiale de la décharge, de la forme de la chambre et de la compressibilté du magma. Ils ont montré (figure 4.10) que, généralement une diminution de la charge en surface, centrée sur le réservoir, favorise les éruptions dans le cas des réservoirs sphériques ou allongés latéralement (forme d'assiette) alors qu'elle les inhibe dans le cas des réservoirs allongés verticalement (forme de cigare). L'effet est maximum pour les réservoirs sphériques rempli d'un magma compressible mais il reste de faible amplitude, de sorte qu'une éruption aura effectivement lieu si le système était déjà très proche de la rupture.

Ce modèle explique le fait que l'éruption de 2004 au Grimsvötn ait été déclenchée par la vidange du lac sous-glaciaire. Il est compatible avec le fait que les neuf éruptions historiques du Katla aient eu lieu dans la période estivale, de charge glaciaire minimale. La modulation de l'activité volcanique

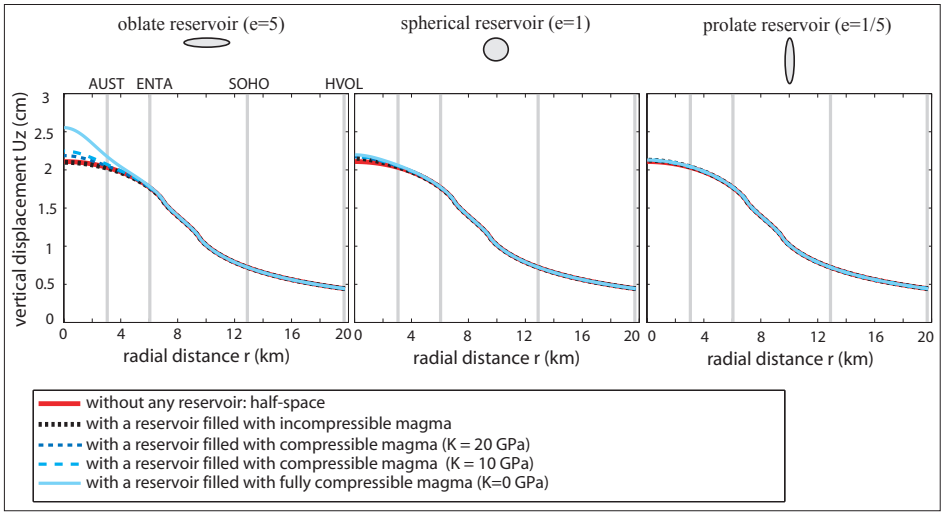


Figure 4.7. Déplacement vertical induit par la fonte de la neige sur la calotte glaciaire de Mýrdalsjökull en Islande. La charge enlevée est un disque centré sur la caldera du Katla de rayon 7.2 km et d'épaisseur uniforme 6.5 m entouré d'une couronne de 2.4 km de large et d'épaisseur 3.25 m. Le réservoir magmatique est un ellipsoïde de révolution d'axe vertical et de volume 13 km^3 dont le sommet est à 2.5 km de profondeur. Différentes formes de réservoir et différentes compressibilités du magma sont prises en compte. Les valeurs du module de Young, du coefficient de Poisson et de la masse volumique de la neige sont, respectivement 30 GPa, 0.25 et 650 kg/m^3. La distance des stations GPS AUST, ENTA, SOHO est reportée. D'après Albino et al. (2010).

par la charge glaciaire indique que la force de l'alimentation profonde en magma est relativement réduite pour ce système particulier.

4.6.2 Effets de la construction de l'édifice : Interprétation conjointe des observables à court terme (géophysique/ géochimie) et sur le long terme (pétrologie, géologie structurale)

Pinel and Jaupart (2003) ou Pinel et al. (2010) ont montré que, lorsque les produits d'éruption s'accumulent en surface pour former un édifice, la présence de cette charge modifie de manière significative le champ de contrainte autour du système d'alimentation. Le principal effet est de modifier la pression nécessaire à la rupture du réservoir. Globalement cette pression de rupture peut diminuer, dans une première étape. Elle atteint une valeur minimum puis, à partir d'une certaine taille de l'édifice, elle va augmenter avec la croissance de l'édifice. En conséquence, si un gros édifice est détruit, cette pression diminuera. Il s'en suit que les pressions enregistrées dans un réservoir sont fonction de la géométrie de l'édifice et que des variations de géométrie de l'édifice peuvent expliquer des variations de pression enregistrées par la pétrologie, comme proposé par Pinel et al. (2010) (figure 4.11).

On peut imaginer que les pressions pré-éruptives enregistrées dans un édifice par la pétrologie soient sensibles à d'autres variations du champ de contrainte que celles induites par la charge de l'édifice. Ainsi, dans le cas du Piton de la Fournaise, des perturbations de contrainte induites par le

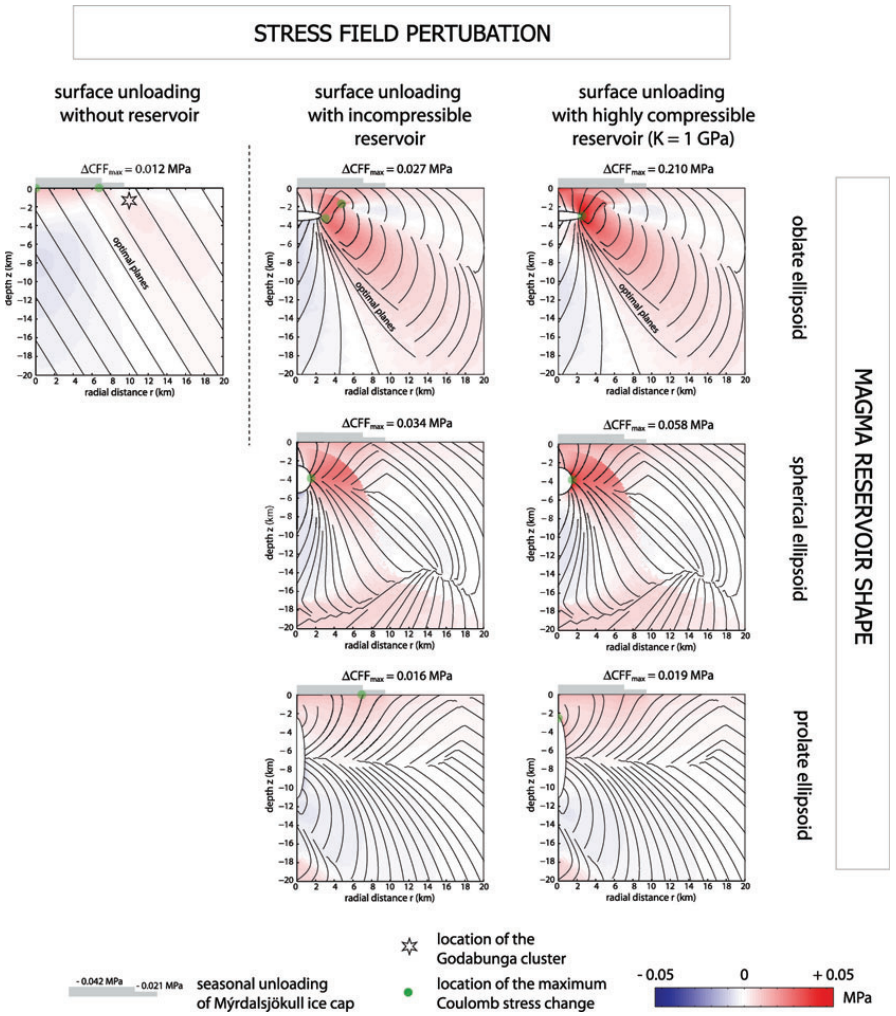


Figure 4.8. Variation de la contrainte de Coulomb induite par la fonte de la neige sur la calotte glaciaire de Mýrdalsjökull en Islande. Même décharge, géométrie de réservoir et paramètre que dans la figure 4.7. Le coefficient de friction est pris égal à 0.5. Différentes formes de réservoir (ellipticité de 5, 1 et 2/5) et compressibilités du magma sont prises en compte. ΔCFF est calculé pour des plans de failles radiaux induits par la pressurisation du réservoir. Le cas sans réservoir pour un régime de faille en contexte extensif est calculé comme référence. L'étoile noire est pour la localisation du cluster de sismicité saisonnière observé. Pour chaque modèle, la localisation et l'amplitude du maximum de variation de contrainte de Coulomb est reporté. D'après Albino et al. (2010).

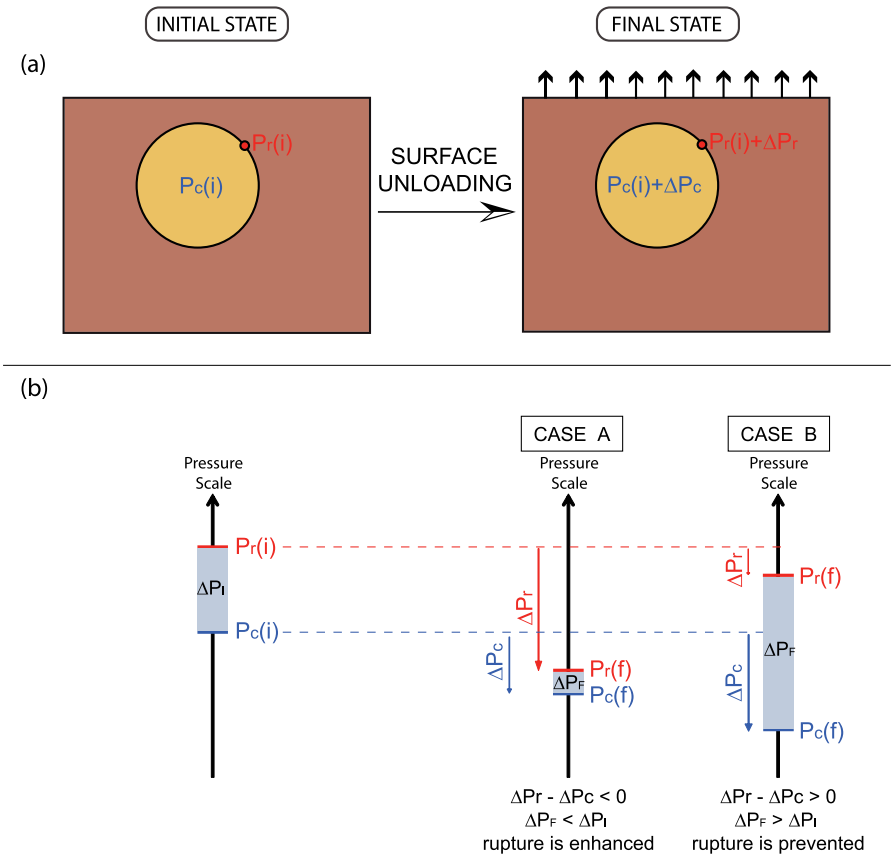


Figure 4.9. a) Evolution conjointe de la pression de magma P_c et de la pression de rupture P_r induite par une perturbation extérieure, ici une décharge en surface. b) Evolution de l'aptitude du système à entrer en éruption. ΔP_I et ΔP_F représentent, respectivement, le différentiel de pression à combler pour pouvoir déclencher une éruption, respectivement, avant et après la perturbation. L'état final dépend de l'état initial, de la variation de pression de magma et de la variation de pression de rupture : $\Delta P_F = \Delta P_I + (\Delta P_r - \Delta P_c)$. Quand $\Delta P_F < \Delta P_I$ (cas A), la rupture est favorisée et se produira ou pas selon l'état initial. Lorsque, au contraire, $\Delta P_F > \Delta P_I$ (cas B), la rupture est inhibée. Toutes les valeurs de pression sont des perturbations par rapport à un état de référence lithostatique. D'après Albino et al. (2010).

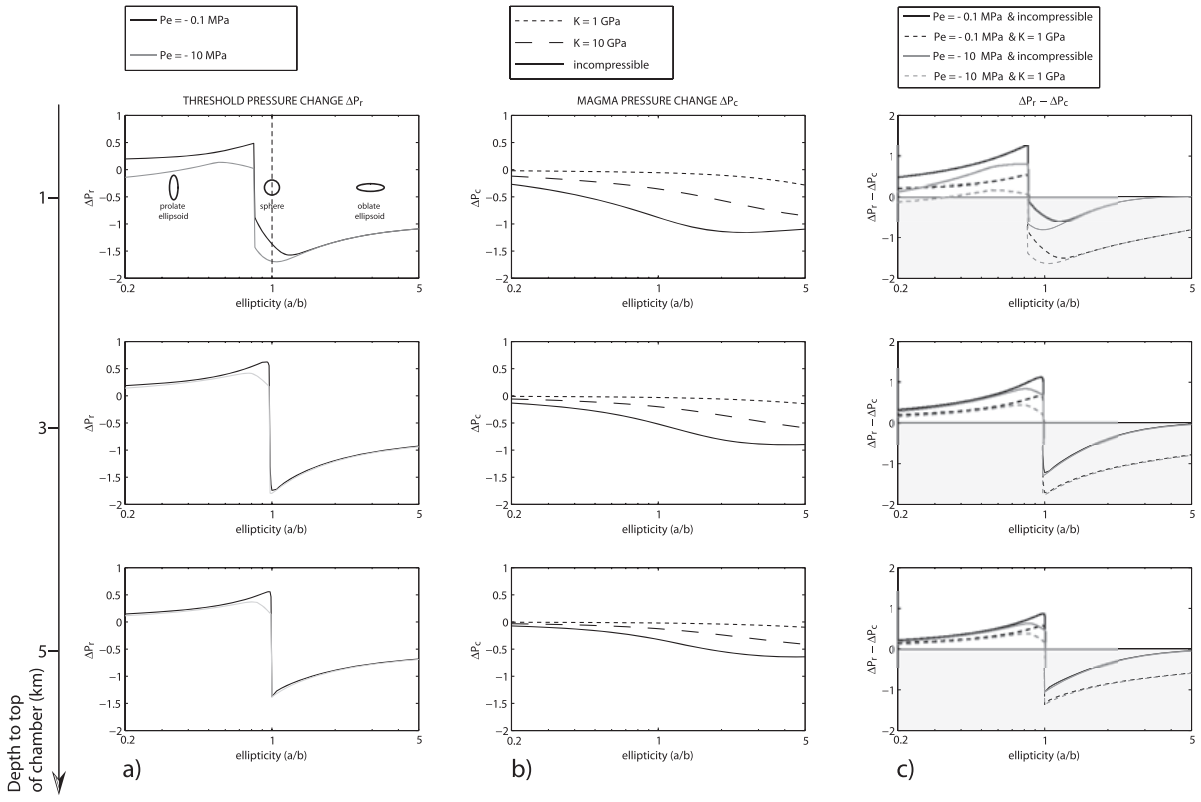


Figure 4.10. Evolution de la pression et des conditions de rupture pour un réservoir magmatique après un évènement de décharge en surface, centré sur le réservoir. La charge enlevée est un cylindre de 5 km de rayon. Le réservoir magmatique a un volume constant de 10 km^3. Les résultats sont présentés pour trois profondeurs du toît du réservoir (1, 3 et 5 km). Toutes les pressions sont normalisées par la charge enlevée. Les résultats sont obtenus avec E=30 GPa, $\nu = 0.25$ et $T_s = 20$ MPa. a) Variation de la pression nécessaire à la rupture (ΔP_r) en fonction de l'ellipticité de la chambre. Cette variation dépend légèrement de l'amplitude P_e de la décharge. b) Variation de la pression magmatique (ΔP_c) en fonction de l'ellipticité de la chambre. Cette variation est fortement dépendante de la compressibilité du magma. c) $\Delta P_r - \Delta P_c$, dont le signe détermine si l'on s'éloigne ou l'on se rapproche de la rupture. Une valeur négative (zone grisée) signifie que la rupture et donc l'éruption est favorisée. D'après Albino et al. (2010).

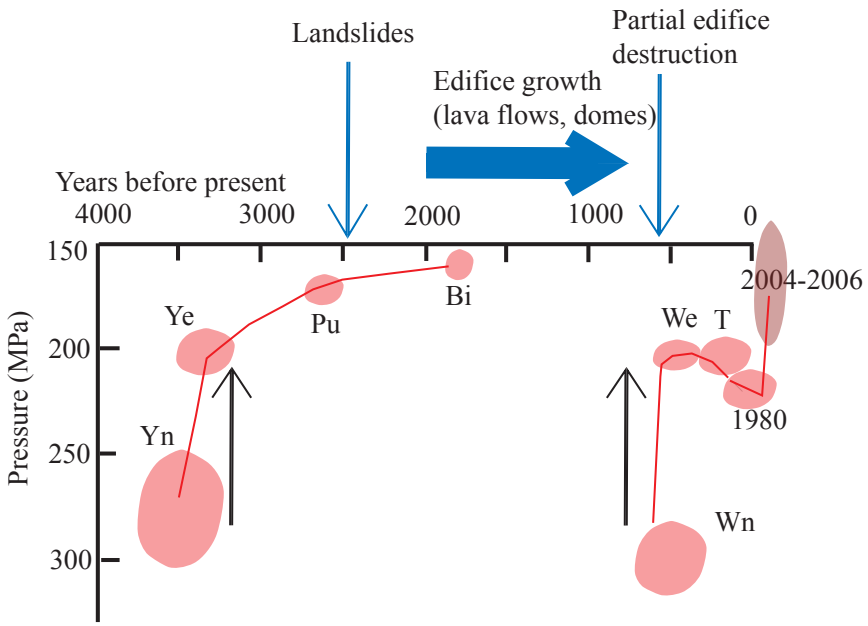


Figure 4.11. Evolution de la pression de réservoir pré-éruptive, mesurée par la pétrologie au cours des 4000 dernières années au Mount St Helens, USA, modifié d'après Gardner et al. (1995). Les valeurs de pression pour 2004-2006 sont d'après Rutherford and Devine (2008). Pour une description détaillée de l'histoire éruptive du Mount St Helens, voir Hopson and Melson (1980). Yn et Ye sont des évènements de la période éruptive Smith Creek, Pu appartient à la période Pine Creek, Bi à la période Castle Creek period, Wn and We à la période Kalama period et T à la période Goat Rocks. Issu de Pinel et al. (2010).

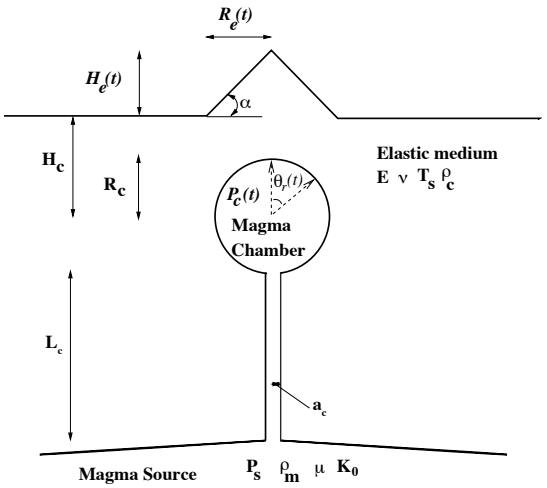


Figure 4.12. Modèle mécanique d'alimentation par une source profonde de pression constante, d'un réservoir inclus dans une croûte élastique et situé sous un édifice volcanique qui croît. Issu de Pinel et al. (2010) (Identique à la figure 3.7 mais en prenant en compte un édifice.).

glissement sur le flanc Est pourraient avoir une influence sur la pression enregistrée par la pétrologie. Il convient donc de ne pas traduire les pressions obtenues directement en profondeur de réservoir mais plutôt de tirer partie de la confrontation de ces pressions avec les indications de localisation de réservoir apportées par la géophysique (déformation, tomographie...) afin d'étudier les évolutions de champ de contrainte dans les systèmes actifs.

En considérant un modèle simple de réservoir superficiel alimenté par une source de pression constante (figure 4.12), Pinel et al. (2010) ont montré que le minimum de la valeur de pression de rupture correspondait à un taux d'éruption maximum au cours de l'histoire éruptive. Une conséquence est que la géométrie de l'édifice au moment de son pic d'activité peut potentiellement nous renseigner sur la forme du réservoir (voir figure 4.13).

En s'intéressant aux conditions de rupture en tension en surface, Pinel (2011) a, par ailleurs, montré que la croissance de l'édifice en surface favorisait la formation des calderas via deux effets :
- en favorisant la rupture en tension en périphérie,
- en diminuant la valeur de la pression minimale possible dans un réservoir avant que l'éruption ne cesse par fermeture élastique du dyke d'évacuation.

La formation des calderas par vidange de la chambre consécutivement à une éruption est possible, en présence d'un édifice à la surface, même en considérant que la croûte se comporte élastiquement. Ceci est vrai quelle que soit la forme de la chambre mais cela sera plus facile (susceptible d'arriver pour un édifice de taille plus réduite) dans le cas d'une chambre allongée horizontalement (forme d'assiette). La taille de l'édifice nécessaire à la formation de la caldera augmente en fonction du rapport d'aspect du toît de chambre, défini comme sa profondeur sur son diamètre.

Comme le montre la figure 4.14, le rapport entre le rayon de la caldera et le rayon de l'édifice présent lors de sa formation, apporte potentiellement une information sur la géométrie et la taille de la chambre en profondeur. La prise en compte d'une forme allongée horizontalement, grâce à l'outil numérique, permet en particulier d'expliquer la formation de la caldera dans le cas du Vésuve, ce qui n'était pas possible en considérant une chambre sphérique (Pinel and Jaupart, 2005a).

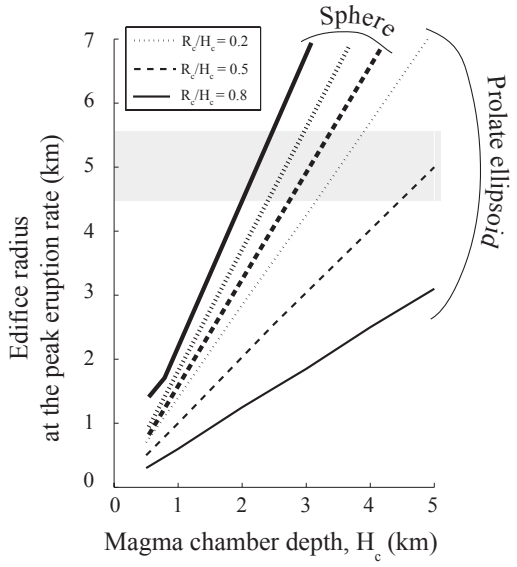


Figure 4.13. Rayon de l'édifice au moment du maximum du taux d'éruption (pic d'activité) en fonction de la profondeur du réservoir pour un strato-volcan (pente de 0.6). Les courbes en trait épais sont pour un réservoir sphérique pour trois valeurs différentes du rayon de réservoir normalisé par sa profondeur. Les courbes en trait fin sont pour un réservoir ellipsoïdal allongé verticalement (cigare) d'ellipticité 0.5. La zone grisée correspond à une borne supérieure de l'estimation du rayon du Mount Adams, USA, au moment de son pic d'activité au cours de son dernier cycle éruptif. Issu de Pinel et al. (2010).

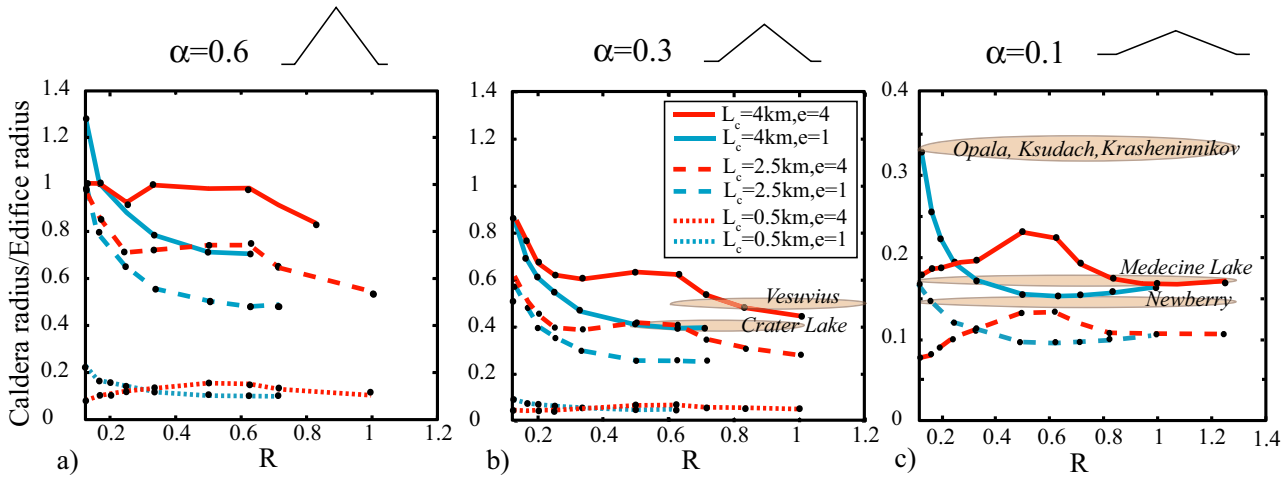


Figure 4.14. Rapport entre les rayons de caldera et les rayons d'édifice en fonction du rapport d'aspect du toît de chambre (profondeur/diamètre). Deux ellipticités différentes sont prises en compte : les courbes bleues et rouges, étant, respectivement, pour un réservoir sphérique et un réservoir allongé latéralement (assiette) d'ellipticité e=4. Les résultats sont présentés pour des tailles différentes de réservoirs : courbes en pointillés pour un réservoir de 0.5 km d'extension maximale, courbes en tirets pour un réservoir de 2.5 km d'extension maximale et courbes pleines pour un réservoir de 4 km d'extension maximale. Le coefficient de Poisson vaut 0.25 et la résistance en tension des roches vaut 20 MPa. La masse volumique des produits de l'édifice vaut 2800 kgm^{-3}. Les cercles sont pour les simulations numériques effectuées. (a) L'édifice est un strato-volcan de pente 0.6 et de taille maximale 10 km. (b) L'édifice est un strato-volcan de pente 0.3 et de taille maximale 20 km. Les caractéristiques de deux édifices de ce type sont reportées (zone marron) : Mount Mazama et le Vésuve. (c) L'édifice est un volcan bouclier de pente 0.1 et de taille maximale 60 km. Les caractéristiques de cinq édifices de ce type sont reportées (zone marron) : Medicine Lake, Newberry, Ksudach, Krasheninnikov et Opala. Issu de Pinel (2011)

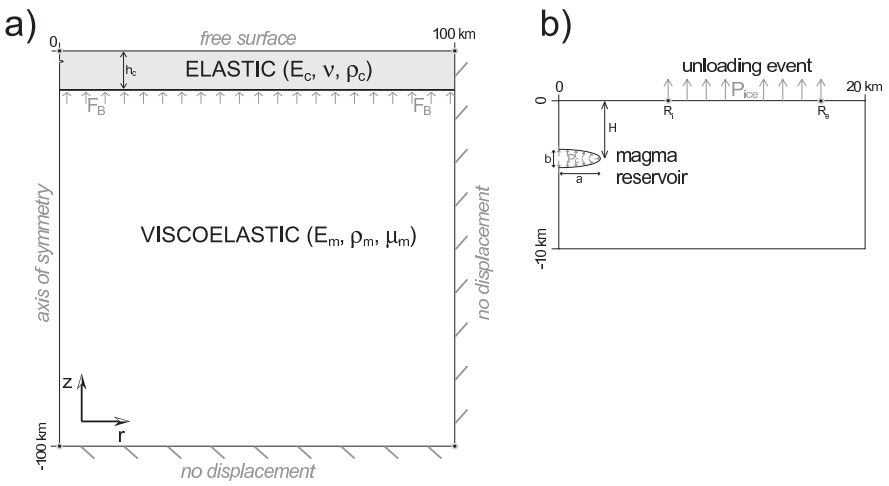


Figure 4.15. a) Schéma du modèle de fonte glaciaire. b) Elargissement sur les premiers kilomètres montrant les conditions de décharge et la géométrie du réservoir magmatique. Issu de Sigmundsson et al. (2012)

4.6.3 Prise en compte de la relaxation visco-élastique

Dans le cas où l'on s'intéresse à des effets de charge de grande étendue spatiale devant l'épaisseur élastique de la lithosphère (étude des volcans boucliers en domaine océanique ou étude de l'effet de la fonte des grands glaciers en Islande) ou ayant une évolution sur une période temporelle longue par rapport au temps de relaxation du milieu affecté, il devient nécessaire de prendre en compte un effet visco-élastique.
Un modèle de ce type a été utilisé afin de calculer l'effet de la fonte du glacier Myrdalsjökull sur le volcan sous-glaciaire Katla. Cette fonte, qui a été initiée autour de 1890, est actuellement estimée à 4m/an sur une zone périphérique du glacier. Son influence sur la pression dans la zone de stockage du Katla et la pression nécessaire à l'initiation de la rupture a été quantifiée en utilisant le modèle présenté en figure 4.15 avec les paramètres de la Table 4.1. Dans ce modèle, une force de rappel isostatique s'exerce sur la frontière entre les deux milieux. Le magma est considéré comme incompressible. Les résultats sont présentés sur la figure 4.16. Le modèle élastique et le modèle visco-élastique prévoit une réduction de la probabilité d'une éruption mais l'effet est plus fort dans le cas visco-élastique. Du fait du retrait glaciaire, on s'attend, actuellement, au Katla, à des périodes inter-éruptives plus longues, ce qui pourrait expliquer le fait que la dernière éruption du Katla ait eu lieu en 1918 alors que dans la période précédente, on avait une à trois éruptions par siècle. Les résultats dépendent fortement de la distribution de la charge de surface et de la géométrie (taille, profondeur et forme) du réservoir magmatique.

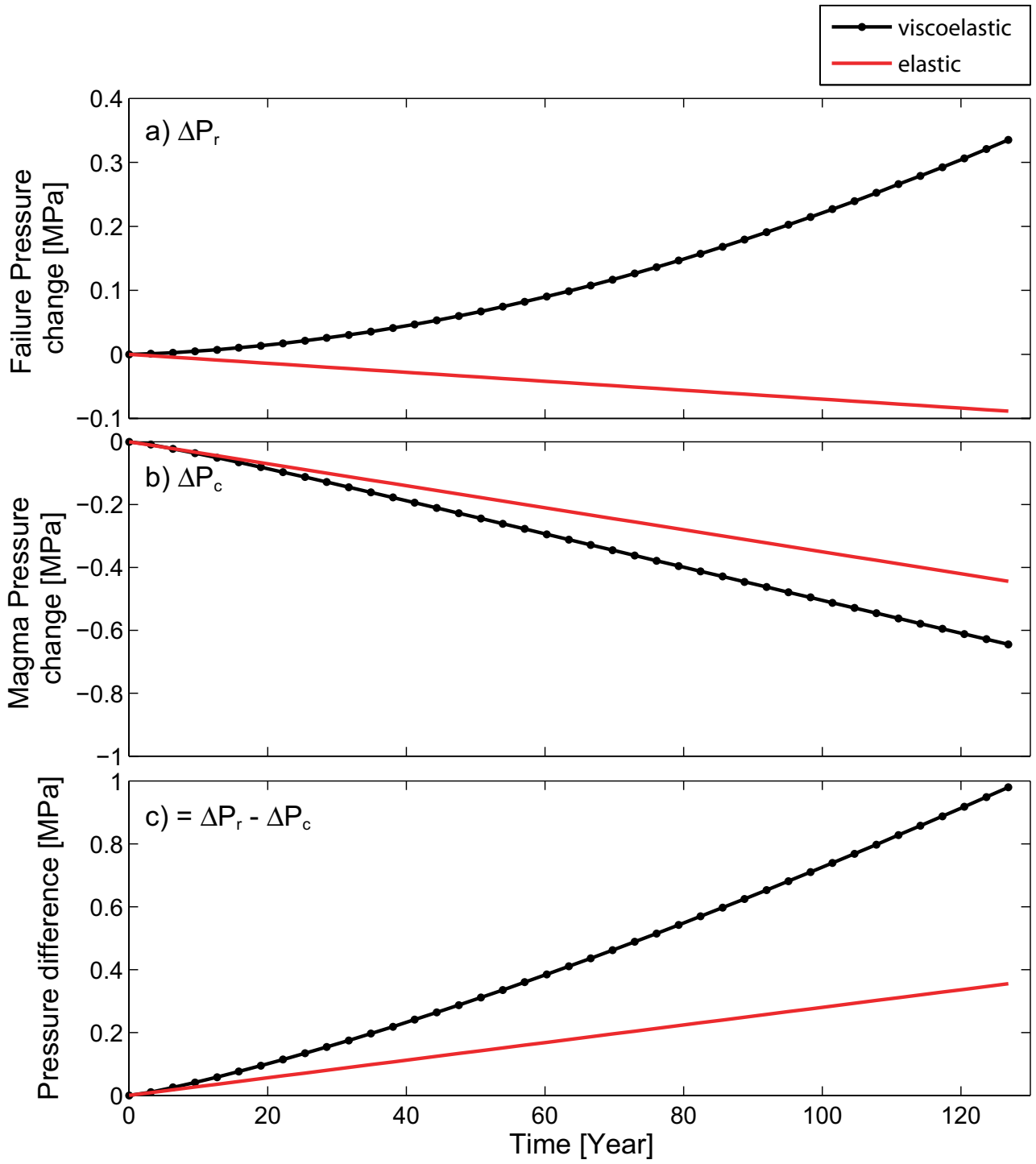


Figure 4.16. Evolution temporelle de a) la pression nécessaire à la rupture du réservoir ΔP_r et de b) la pression dans le réservoir ΔP_c du Katla induite par la fonte du glacier Myrdalsjökull sur les derniers 120 ans. La fonte se fait à taux constant (4m/an) et commence à t=0. La comparaison entre le cas visco-élastique (en noir) et une interpolation du cas élastique (en rouge) est montrée. c) Evolution de la différence de pression $\Delta P_r - \Delta P_c$ qui indique l'évolution de la probabilité d'une éruption. Une valeur positive correspond à un cas où les éruptions sont inhibées. Issu de Sigmundsson et al. (2012)

Icecap	Symbol	Value	Crust (elastic)	Symbol	Value
Internal Radius	R_i	7 km	Thickness	h_c	10 km
External Radius	R_e	17 km	Young's modulus	E_c	30 GPa
Pressure decrease	P_{ice}	-35 kPa.yr^{-1}	Poisson's ratio	ν	0.25
			Density	ρ_c	2800 kg.m^{-3}
Magma Reservoir	**Symbol**	**Value**	**Mantle (viscoelastic)**	**Symbol**	**Value**
Horizontal axis	a	2.5 km	Young's modulus	E_m	30 GPa
Vertical axis	b	0.5 km	Density	ρ_m	3100 kg.m^{-3}
Centre Depth	H	3 km	Viscosity	μ_m	3.10^{18} Pa.s

Tableau 4.1. Paramètres utilisés pour le calcul de l'influence de la fonte du glacier Myrdalsjökull sur le réservoir du Katla.

4.7 Travaux effectués sur les écoulements de fluide en conduit ouvert

Dans le cadre de la thèse de Fabien Albino, la déformation induite par la mise en place d'un plug de plus forte viscosité dans la zone supérieure d'un conduit a été quantifiée. Ce travail a fait l'objet d'une publication (Albino et al., 2011) et l'essentiel des résultats a été discuté dans la section 3.4. Je souhaite détailler ici l'intérêt d'avoir utilisé l'outil numérique pour mener à bien cette étude. Il existe des solutions analytiques donnant le déplacement radial induit par un conduit pressurisé (Love, 1944) ou l'inclinaison induite par une traction uniforme appliquée en paroi de conduit (Anderson et al., 2010). Ces solutions ont permis de valider le modèle numérique comme le montre la figure 4.17.

Cependant l'outil numérique a permis :
- de calculer l'inclinaison induite par des distributions de pression réalistes, solutions d'un calcul d'écoulement dynamique. Différents profils de viscosité ont pu être testés (voir Figure 4.18).
- de tester l'influence de la topographie sur la déformation calculée en surface
- de réaliser un couplage complet entre l'écoulement fluide et l'encaissant solide comme détaillé en section 4.5.2.

4.8 Perspectives

Mon ancien étudiant, Fabien Albino, est en train de développer des modèles semblables en trois dimensions afin de pouvoir prendre en compte correctement la géométrie dans des cas particuliers (par exemple l'effet des intrusions mises en place en 2010 à l'Eyjafjallajökull, Islande, sur le réservoir magmatique du Katla voisin) et, à terme, de pouvoir tester des variations latérales de structure. Il est clair que le développement de modèles en trois dimensions offrent des perspectives nouvelles et permettra de prendre en compte des configurations plus réalistes.

En ce qui me concerne, mes objectifs dans le domaine de la modélisation numériques sont
- d'inclure des effets thermiques pour aller vers des modèles thermo-mécaniques qui permettront de traiter des problèmes de stabilité des zones de stockage magmatique dans leur ensemble avec

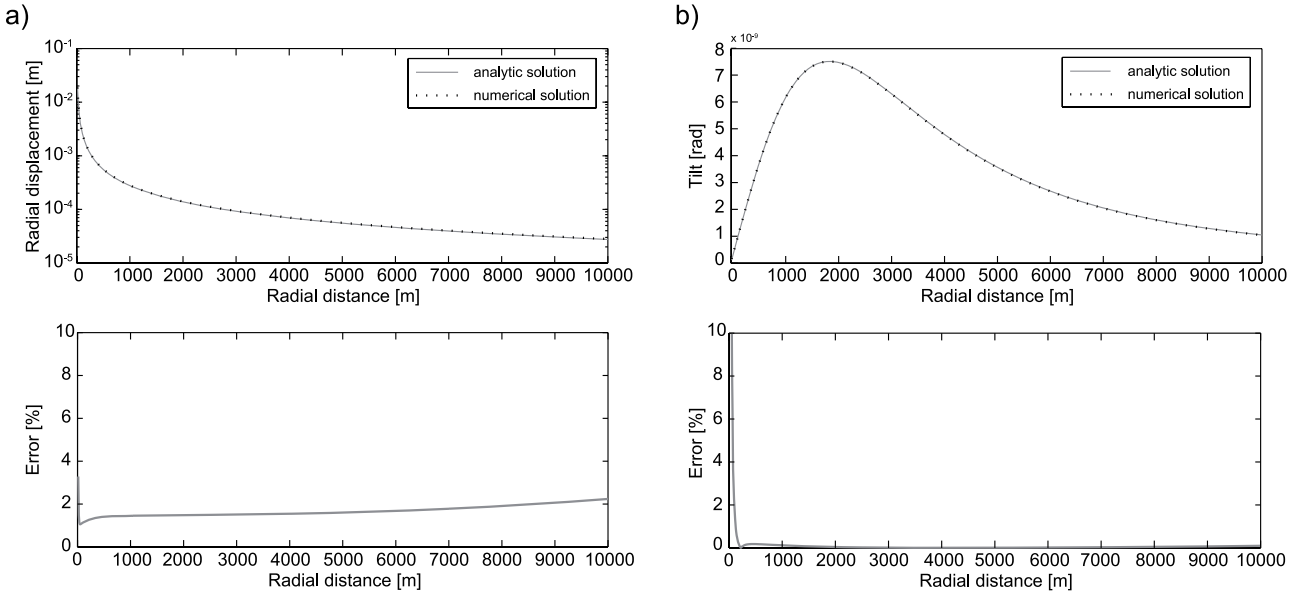


Figure 4.17. Comparaison des solutions analytiques (courbe pleine) aux solutions numériques : En haut : a) déplacement radial induit par un conduit pressurisé (pression uniforme de 10MPa), b) inclinaison induite par une traction de 3kPa exercée sur les parois du conduit entre 2500 et 5000 m de profondeur. Le conduit est un cylindre de 15 m de rayon et 5 km de long. Le milieu élastique est caractérisé par un module de Young de 0.8 GPa et un coefficient de Poisson de 0.25. En bas : erreur relative exprimée en pourcentage entre la solution numérique et la solution analytique dans chaque cas.

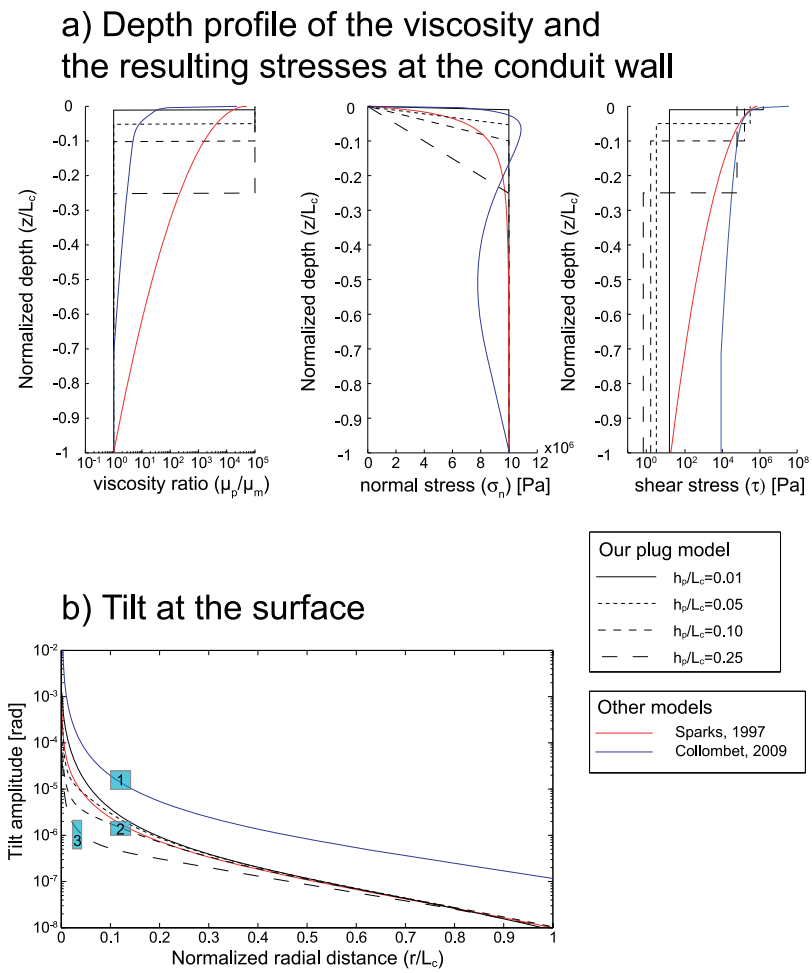


Figure 4.18. a) Profil de viscosité (à gauche) en fonction de la profondeur normalisée et (au milieu et à droite) composantes normale et tangentielle des contraintes le long de la paroi du conduit pour différents modèles. Les contraintes représentées correspondent au terme différentiel par rapport à la contrainte lithostatique. Les courbes noires correspondent au modèle simplifié d'un saut de viscosité. Quatre modèles sont testés avec le même contraste de viscosité ($\mu_p/\mu_m = 10^5$) mais différents rapports de longueur :$h_p/L_c = 0.01, 0.05, 0.1$ et 0.25. Les courbes rouge et bleue correspondent à des calculs obtenus avec des profils de viscosité plus réalistes, prenant en compte la perte de gaz le long du conduit. Le profil rouge est dérivé de Sparks (1997), où la viscosité en fonction de la profondeur suit une loi de puissance. Le bleu est déduit de l'étude de Collombet (2009) et prend en compte non seulement les pertes verticales comme le précédent mais également les pertes latérales induites par la perméabilité de la paroi. b) Signal d'inclinaison obtenu à la surface pour ces différentes modèles d'écoulement. L'état de référence est un écoulement de Poiseuille avec une viscosité constante. Les rectangles bleus montre l'amplitude de l'inclinaison mesurée pour 2 volcans andésitiques : rectangle 1 et 2 à Soufrière Hills (Montserrat), respectivement, en mai-août 1997 et décembre 1996 (Voight et al., 1998) et le rectangle 3 au Mt St Helens entre juillet 2006 et janvier 2007 (Anderson et al., 2010). Les paramètres utilisés sont les suivants : rayon de conduit : $a_c = 15$ m, longueur de conduit $L_c = 5$ km, module de rigidité de l'encaissant $G = 0.8$ GPa , coefficient de Poisson de 0.25, surpression en base de conduit de 10 MPa.

la question des conditions de développement de grands réservoirs crustaux et la question de la relation entre plutonisme et volcanisme.
- de traiter du problème de la friction afin de modéliser les conditions requises pour les grands glissements de flanc sur les volcans et leurs effets sur le système magmatique.
- de modéliser conjointement, de manière dynamique, le fluide et le solide en introduisant un critère de rupture dans le cadre de la propagation du magma. L'objectif est d'obtenir une information prédictive sur le point de sortie et la vitesse de propagation du magma en fonction de l'état de contrainte du milieu, de ses propriétés physiques, de celle du magma et de la source de pression disponible.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

La conclusion essentielle de cette synthèse sur mes travaux de recherche est, selon moi, que l'interprétation de plusieurs observables et de leur évolution temporelle à l'aide d'un modèle physique dynamique apporte des contraintes fortes sur le système d'alimentation en magma : sur sa géométrie (taille et forme), sur les surpressions disponibles ainsi que sur la rhéologie du magma et son évolution.

Sur la base de ce constat, mon objectif, sera donc de poursuivre le développement de modèles dynamiques réalistes dans le but d'interpréter les observables géophysiques, dont les données de déformation, afin d'obtenir une information prédictive.

Cela se traduira, dans le cadre de mon action dans le domaine de l'InSAR, par le développement de méthodes de traitement des séries temporelles qui s'appuieront sur un modèle dynamique. Le challenge est d'appliquer les techniques de l'assimilation de données développées dans le domaine de la météorologie au domaine des images SAR. L'évolution du flux de données est particulièrement propice à cette démarche. En effet, depuis l'avènement des premiers satellites radar d'observation de la Terre dans les années 90, le volume de données accessibles pour mesurer les déformations de la surface terrestre n'a cessé d'augmenter. Le lancement de la seconde génération de satellites radar en 2006-2007 (ALOS, TerraSAR-X, RadarSAT-2, Cosmo-SkyMed) a multiplié les sources d'images radar à synthèse d'ouverture (SAR) à haute résolution (HR) et les types de mesures permettant de suivre les déplacements du sol. Les satellites de la « troisième » génération, en particulier Sentinel I prévu pour 2013, vont encore accroître le volume de données SAR disponibles pour l'observation de la Terre, avec deux principes favorables à l'utilisation massive de cette source d'informations : le caractère répétitif des acquisitions et la gratuité des données. L'augmentation de l'archive des données satellitaire de radar à synthèse d'ouverture (SAR) a conduit au développement de méthodes de traitement des séries temporelles de données visant à améliorer la précision de la mesure des déplacements au sol. Ces méthodes basées sur la sélection de Réflecteurs Permanents (PS) ou sur une maximisation de la cohérence par utilisation d'interférogrammes de faible baseline spatio-temporelle (NSBAS) permettent de passer d'une précision centimétrique à une précision millimétrique. Les méthodes PS reposent souvent sur l'hypothèse d'un déplacement linéaire dans le temps. Mon objectif est maintenant d'enrichir les méthodes de traitement et d'inversion des séries temporelles de données SAR en s'appuyant sur des modèles physiques de l'évolution temporelle du déplacement. Dans un premier temps, je propose de commencer par l'étude des systèmes basaltiques d'Alaska (Okmok et Westdhal) dont le comportement s'explique bien par le remplissage d'un réservoir superficiel alimenté par une source de pression constante et sur lesquels l'InSAR a déjà produit des résultats intéressants.

En parallèle, il sera nécessaire de travailler au développement de modèles dynamiques de transport de magma plus réalistes prenant en compte l'évolution temporelle des propriétés physiques du magma et de l'encaissant ainsi que l'évolution de l'état de contrainte. Ainsi dans le cas des conduits ouverts de strato-volcans andésitiques, nous souhaitons, en collaboration avec Marielle Collombet, prendre en compte les effets de construction de dôme et de variation de perméabilité associée, sur la rhéologie du magma et son écoulement en contraignant ces effets par les observables géophysiques. Ceci a été proposé dans le cadre du projet ANR DOMERAPI déposé en janvier dernier et focalisé sur l'étude du Mérapi en Indonésie. En ce qui concerne la mise en place d'intrusions magmatiques, je souhaite travailler sur deux axes. Le premier sera l'amélioration des modèles existants de propagation de dyke en une dimension (pour lesquels la direction de propagation est imposée tandis que l'épaisseur et la vitesse de propagation sont dérivées) en intégrant des variations temporelles de propriétés rhéologiques du magma et de champ de contrainte. Le second consistera à développer des modèles dynamiques en deux dimensions qui permettront d'obtenir des trajets et des vitesses de propagation en fonction du champ de contrainte, des propriétés physiques des milieux et de la surpression motrice. Ceci a été proposé dans le cadre du projet ANR MAD également déposé en janvier dernier et focalisé sur le Piton de la Fournaise.

Ma démarche s'appuie sur des modèles déterministes. Il est clair que, devant la complexité des phénomènes étudiés, une approche probabiliste complémentaire peut s'avérer utile. A plus long terme, j'aimerais développer les collaborations qui me permettront de prendre en compte cet aspect.

Liste des figures

2.1 Géométrie d'acquisition de l'image radar, d'après Hanssen (2001). Le satellite vole avec une vitesse v_s à une altitude H_{sat} et une distance du sol R qui varie entre le "near range" et le "far range". La zone grisée au sol est la zone vue par le radar au cours d'une seule impulsion. D_a, L_a sont respectivement la largeur et la longueur de l'antenne, β_r est la largeur angulaire du faisceau en range, R_a est la largeur de l'empreinte au sol en azimuth, R_r est la largeur de l'empreinte au sol en range. τ_e est la durée de l'impulsion. θ est l'angle de visée. 27

2.2 Influence de la topographie sur la géométrie d'acquisition de l'image radar, d'après Hanssen (2001). Les echos radar sont enregistrés entre les cercles concentriques d'égale distance ou range. θ est l'angle de visée, θ_{inc} l'angle d'incidence et θ_{loc} l'angle d'incidence local. 28

2.3 Amélioration de la résolution par utilisation de l'effet Doppler en azimuth et de la modulation du signal émis, en range. 29

2.4 Quelques exemples de déplacement vertical mesuré sur une longue période de temps. a) Sakurajima (Japon),b) Champ Phlégréens (Italie), c) Hawaii, USA (d'après Dvorak and Dzurisin (1997)). 35

2.5 Séries temporelles GPS enregistrées avant et pendant l'éruption de l'Eyjafjallajökull à proximité du site (localisation des stations sur la figure b) b) Carte du déplacement, dans la ligne de visée, enregistré entre le 25 septembre 2009 et le 20 mars 2010 (avant l'éruption) par le satellite TerraSAR-X (passage descendant). Un cycle de couleur correspond à 15.5 mm (une valeur positive correspondant à un éloignement du sol par rapport au satellite) (D'après (Sigmundsson et al., 2010a)) 36

2.6 Description de la géométrie de faille associée au modèle de dislocation. Issu de Grandin (2009). 39

2.7 a) Interférogramme du 9 Mars 2003 au 26 Juin 2005. Un cycle de phase complet (bleu-rouge-jaune) correspond à une diminution de distance de 2.8 cm entre la surface du sol et le satellite. Le signal observé est corrigé des artéfacts topographiques et atteint 2 franges. Il couvre une zone elliptique de grand axe 45 km, NNE-SSW et de petit axe 37 km. b) Zoom sur la zone du Lastarria. Issu de Froger et al. (2007). 42

2.8 Interférogramme obtenu à partir de données ENVISAT descendantes, correspondant au déplacement induit dans la direction de la ligne de visée par l'ouverture de rift ayant eu lieu en septembre 2005 dans la région de l'Afar. Issu de la thèse de Raphaël Grandin (Grandin, 2009) 44

2.9 Illustration des limitations géométriques de l'InSAR pour les volcans à fort relief avec le cas du volcan de Colima. Les zones mal imagées dans les images SAR en raison de la géométrie d'acquisition sont superposées en gris sur les lignes de contour (200m) du Modèle Numérique de Terrain SRTM. Données de la track descendante 384 (a) et de la track ascendante 48 (b), acquisitions ENVISAT en swath I2 pour le volcan de Colima. Figure obtenue avec le logiciel SARLUT disponible à l'adresse http ://www.efidir.fr (Pétillot et al., 2010). NCV : Volcan Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima (issu de Pinel et al. (2011)). 48

2.10 Cohérence moyenne autour du volcan de Colima (estimée à partir de la track descendante 384). La qualité du signal augmente des zones bleues aux zones rouges. a) Cohérence moyenne obtenue à partir de 54 interférogrammes, le rectangle noir est la zone sommitale montrée en b) et c). b) Coherence moyenne pour la zone sommitale, obtenue à partir de 15 interférogrammes couvrant la période Juin 2003-Août 2004. c) Cohérence moyenne pour la zone sommitale, obtenue à partir de 18 interférogrammes couvrant la période Janvier 2005-Janvier 2006, qui correspond à une activité explosive importante. NCV : Volcan Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima, GC : Ville de Guzman, CC : Ville de Colima (issu de Pinel et al. (2011)). 49

2.11 Evolution temporelle du rapport delai/altitude (en rad/km) induit par une troposphère stratifiée au volcan de Colima. Les rapports sont une moyenne obtenue sur la gamme d'altitude entre 100 et 4460 m. Les carrées noirs représentent les valeurs calculées, pour chaque jour, à partir des données NARR à 17H (UTM). Les cercles rouges (et respectivement verts) sont pour les valeurs calculées pour les jours correspondants à une acquisition radar sur la track 384 (et respectivement 155). Le meilleur ajustement des rapports journaliers avec une fonction sinusoïdale est représenté par la courbe rouge. Les triangles représentent le rapport moyen delai/altitude (en rad/km) estimé en utilisant les profils de pression et de température fournis par NARR mais les profils de quantité de vapeur d'eau fournis par le capteur MERIS (en rouge et en vert, respectivement pour les dates correspondant à des acquisitions sur la track 384 et la track 155) (Issu de Pinel et al. (2011)). 51

2.12 Erreurs de déroulement : répartition spatiale de la différence (valeur absolue) entre la phase déroulée et la reconstruction de la phase déroulée obtenue par l'inversion de la série temporelle. Cett différence est la valeur moyenne estimée à partir de tous les interférogrammes calculés. Les résultats sont représentés sur le Modèle Numérique de Terrain SRTM pour la track descendante 384 sur la région sommitale du volcan de Colima. a) Phase déroulée à partir de la phase enroulée non corrigée. b) Phase déroulée à partir de la phase enroulée corrigée de la partie stratifié des artéfacts troposphériques estimés à partir de NARR et des erreurs corrélées latéralement du MNT. 52

2.13 Vitesse moyenne dans la direction de la ligne de visée en mm/an pour la zone sommitale du Volcan de Colima (les valeurs positives correspondent à un déplacement vers le satellite). Les résultats sont superposés sur le modèle numérique de terrain. Les carrés noirs marquent la zone de référence où la vitesse moyenne est fixée arbitrairement à zéro. a) Vitesse moyenne obtenue pour la track descendante 384. b) Vitesse moyenne obtenue pour la track descendante 155. c) Vitesse moyenne obtenue pour la track ascendante 48. d) Vitesse résiduelle pour la track descendante 384. e) Vitesse résiduelle pour la track descendante 155. f) Vitesse résiduelle pour la track ascendante 48. Le modèle utilisé considère une charge circulaire uniforme de 1.3 Mm3/an avec un rayon de 500 m et une source de déflation ponctuelle située à 2.5 km de profondeur avec $\Delta V = 0.23 * 10^6$ m^3/an. NCV : Volcan de Nevado de Colima, CV : Volcan de Colima. Les limites de la coulée de 1998 sont reportées sur la figure a) (issu de Pinel et al. (2011).) 54

2.14 Vitesse moyenne dans la direction de la ligne de visée en cm/an en fonction de la distance au cratère pour le volcan de Colima (les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du satellite). Le modèle considéré est le même que pour la figure 2.13. a) Observations pour la track descendante 384 (voir Fig. 2.13 a)). b) Observations pour la track ascendante 48 (voir Fig. 2.13 c)). c) Residues pour la track 384 (voir Fig. 2.13 d)). d) Residues pour la track 48 (voir Fig. 2.13 f)). Les points bleus, verts et noirs sont localisés, respectivement autour du sommet du volcan de Colima Volcano, sur la coulée de lave de 1998 et au sommet du Nevado de Colima, volcan voisin et inactif (Issu de Pinel et al. (2011).) 55

2.15 Déplacement induit en surface par le séisme du Cachemire ayant eu lieu en Octobre 2005. a) Déplacement co-sismique en range, b) Déplacement co-sismique en azimuth c) Pseudo-variance associée au déplacement en range et d) Pseudo-variance associée au déplacement en azimuth. Les résultats sont extrait par corrélation des images d'amplitude pour la track 463 (acquisitions les 6 Novembre 2004 et 26 Novembre 2005). Le déplacement positif est dirigé vers le sol en range et dans la direction du satellite en azimuth. D'après Yan et al. (2010b) 56

2.16 Interférométrie différentielle sur le signal co-sismique lié au séisme du Cachemire ayant eu lieu en Octobre 2005. Les résultats sont obtenus pour la track 463 (acquisitions les 6 Novembre 2004 et 26 Novembre 2005) et présentés en géométrie radar. a) Interférogramme obtenu sans filtrage, b) Interférogramme filtré avec utilisation des fréquences locales multi-échelles, c) Interférogramme déroulé en utilisant les fréquences locales multi-échelles. D'après Yan et al. (2010b) 57

2.17 Image d'amplitude de la track descendante pour le volcan de Colima, en géométrie radar (les images doivent être reflétées dans un miroir vertical pour passer dans une géométrie plus conventionnelle). a) Image Envisat (multilooking 4*16). Le rectangle noir défini la zone couverte par l'image CSK. b) Image CSK (multilooking 4*4). Le rectangle noir défini la zone couverte par le zoom. c) Zoom sur le dôme de l'image CSK. 58

3.1 Déplacement vertical mesuré par des campagnes GPS à Grimsvötn, Islande. Les lignes verticales marquent les éruptions de Gjalp (1996) et de Grimsvötn (1998, 2004). Issu de Sturkell et al. (2006). 60

3.2 Altitude des émissions de magma au cours du temps au Piton de la Fournaise. Les courbes en pointillé rouge marque des cycles caractérisés par un passage d'éruptions sommitales à des éruptions distales. D'après Peltier (2007). 61

3.3 Données d'inclinométrie et sismicité enregistrée à La Soufrière, à Montserrat en Juin 1997. Issu de Sparks (2003). 62

3.4 Estimations du changement du volume du réservoir en fonction du temps, dérivées de l'étude des interférogrammes co-éruptifs pour le volcan Okmok en Alaska. Le meilleur fit exponentiel est représenté. Issu de Lu and Dzurisin (2010). 64

3.5 Répartition spatiale des séismes sélectionnés autour du Mauna Loa de 1976 à 1984. Les séismes sélectionnés sont en noir et ceux rejetés en gris. Les carrés donnent les positions des inclinomètres. La carte insérée donne la position de la zone représentée autour du Mauna Loa (ML). Issu de Lengliné et al. (2008). 65

3.6 Evolution de la sismicité et de la déformation au Mauna Loa, Hawaï, avant l'éruption de 1984. a) Accélération de l'activité sismique (évènements volcano-tectoniques dont la répartition spatiale est présentée sur la figure 3.5). Le meilleur ajustement par une loi exponentielle et par une loi en puissance est représenté, respectivement, par la courbe noire et la courbe grise. b) Diminution du taux d'inflation mise en évidence sur les données d'inclinaison. La courbe noire est le meilleur ajustement des données obtenu avec l'équation 3.5. Issu de Lengliné et al. (2008). 66

3.7 Modèle mécanique d'un réservoir inclus dans une croûte élastique et alimenté par une source profonde de pression constante (P_s). 67

3.8 Evolution temporelle de la pression dans un réservoir magmatique pendant son alimentation par une source profonde de pression constante P_s via un conduit ouvert. La pression augmente exponentiellement jusqu'à atteindre la pression de rupture P_r ou une valeur maximale correspondant à un équilibre hydrostatique par rapport à la source profonde ($P_s - \rho_m g L_c$). On peut distinguer deux cas selon la valeur relative de ces deux pressions. a) Lorsque $P_r << P_s - \rho_m g L_c$, la mise en pression du réservoir, entre chaque éruption, semble être linéaire. b) Lorsque $P_r > P_s - \rho_m g L_c$, la valeur maximale de la surpression est atteinte avant que le réservoir ne rompe. On atteint une situation d'équilibre sans qu'il y ait éruption. La valeur de la pression de rupture évolue dans le temps en raison de modifications du champ de contrainte local. Au cours du temps, on peut donc passer d'une situation a) à une situation b) (et donc une fin du système éruptif) par augmentation de la pression de rupture. D'après Pinel et al. (2010). 69

3.9 Nombre cumulé de séismes volcano-tectoniques pendant la durée de l'épisode intrusif. Pour le Piton de la Fournaise, 7 intrusions sont prises en compte de 1988 à 1992 dont 6 ont donné des éruptions. Pour l'Etna, l'éruption de 2002 est représentée. Pour Miyakejima (Japon), l'intrusion de 2000 est représentée. D'après Traversa and Grasso (2009). 70

3.10 Signal sismique et sismicité cumulée (dans l'insert) estimée à partir des enregistrements continus de la station sommitale BOR durant l'intrusion du 23 août 2003 au Piton de la Fournaise. Les périodes de temps correspondant à la propagation verticale et latérale sont d'après Peltier et al. (2007). Issu de Traversa et al. (2010). 71

3.11 Modèle de propagation verticale de dyke. Le dyke est une fissure verticale dont la coupe dans un plan horizontal est une ellipse de demi-longueur a et de demi-largeur b. Cette fissure part d'un réservoir magmatique caractérisé par un volume V_c et une surpression ΔP_c. Elle se propage dans un milieu élastique (module de rigidité G et coefficient de Poisson ν) dont la densité vaut ρ_{rl} à une profondeur supérieure à H_b et ρ_{ru} à une profondeur inférieure à H_b, avec $\rho_{rl} > \rho_{ru}$. Issu de Traversa et al. (2010). . . 72

3.12 Dyke se propageant verticalement à partir d'un réservoir dont la surpression est presque constante. a) Flux (valeur sans dimension) injecté dans le dyke en fonction du temps. b) Vitesse de propagation (valeur sans dimension) en fonction du temps. c) Evolution de la forme du dyke pour des états de croissance successifs. Les paramètres utilisés pour le calcul sont $R_{1l} = -4.82$, $R_{1u} = 1.37$, $R_2 = 0.51$, $R_3 = 6.9 * 10^{-9}$ et $R_4 = 1.125$. Issu de Traversa et al. (2010). 73

3.13 Relation entre la variation de flux de magma à la base du dyke et les caractéristiques de la chambre magmatique. Pourcentage de variation du flux d'entrée de magma pendant la propagation à travers un milieu homogène (pas de variation de densité) en fonction du nombre sans dimension R_{1l}. Les carrés noirs sont obtenus pour une surpression constante dans le réservoir. Les carrés colorés sont obtenus pour une surpression variable dans le réservoir. Les couleurs sont fonction du volume du réservoir V_c et les symboles utilisés (rond ou carré) sont fonction du module de compressibilité K du magma dans la chambre. Les valeurs de variations de pression ΔP_c indiquées dans la légende sont issues du calcul. Les résultats sont obtenus avec $G = 1.125$GPa, $\nu = 0.25$, $a = 100$m, $g = 9.81$ ms^{-2}. Issu de Traversa et al. (2010). 74

3.14 Modèle de propagation horizontale de dyke au niveau d'une barrière lithologique. Le dyke est une fissure horizontale dont la coupe dans un plan vertical est une ellipse de demi-longueur a et de demi-largeur b. Cette fissure est alimentée par un flux constant. Elle se propage dans un milieu élastique (module de rigidité G et coefficient de Poisson ν) dont la densité vaut ρ_{rl} en dessous du niveau de propagation et ρ_{ru} en dessus du niveau de propagation, avec $\rho_{rl} > \rho_{ru}$. La contrainte s'exerçant sur le dyke est lithostatique et varie latéralement en fonction de la pente. Issu de Traversa et al. (2010). 75

3.15 Effet de la pente sur la propagation latérale d'un dyke au niveau d'une discontinuité lithologique horizontale. La forme successive du dyke est représentée. Les paramètres utilisés dans le calcul sont $\rho_{rl} = 2700$ kgm^{-3}, $\rho_{ru} = 2300$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}. Le temps adimensionel entre 2 courbes tracées est de 10^{-6}. Les nombres sans dimension sont $N_1 = 1.65 * 10^{-4}$ et $N_2 = -1.48 * 10^8$. a) Cas d'une pente très faible. b) Cas d'une pente de 11 degrés. D'après Traversa et al. (2010). 76

3.16 Application numérique concernant le Piton de la Fournaise. a) Relation entre la vitesse de propagation latérale et le flux de magma injecté pour des valeurs correspondant à celle du Piton de la Fournaise ($\theta = 11.8$ degrés, $\rho_{rl} = 2750$ kgm^{-3}, $\rho_{ru} = 2300$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}, $G = 1.125$ GPa et $H_b = 1150$ m). b) Relation entre le flux de magma injecté et la viscosité du magma dans le cas de la propagation verticale d'un dyke issu d'un réservoir à pression constante à travers un milieu homogène. Ce résultat est présenté pour différentes valeurs de R_1. Les paramètres utilisés sont $\rho_{rl} = 2750$ kgm^{-3}, $\rho_m = 2400$ kgm^{-3}, $a = 100$ m, $G = 1.125$ GPa et $\nu = 0.25$. Issu de Traversa et al. (2010). 76

3.17 Amplitude du mouvement du sol en surface : déplacement radial en a), déplacement vertical en b) et inclinaison en c) induit par différentes phénomènes courant sur les strato-volcans andésitiques et détaillés en d). Les simulations numériques sont effectuées avec une rigidité de 0.8 GPa et un coefficient de Poisson de 0.25 pour l'encaissant. d) L'état de référence est un réservoir (sphérique, 10 km^3) en surpression $P_c = \rho_m g L_c + 10$MPa inclus dans un milieu lithostatique et qui alimente un conduit ouvert de longueur $L_c = 5$ km et de rayon $a_c = 15$ m. Le magma dans le conduit a une viscosité constante. Les perturbations envisagées sont les suivantes : (1) Variation de pression dans la chambre de 1 MPa induite par un remplissage ou une vidange (courbes en pointillés long), (2) Mise en place d'un plug d'épaisseur $h_p = 50$ m et caractérisé par un rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m} = 10^5$ dans la partie superficielle du conduit (courbes pleines). (3) Une variation de la pression de surface P_d de 1 MPa sur un disque de 200 m de rayon R_d induite par la construction/destruction d'un dôme (courbes en pointillés courts). Issu de Albino et al. (2011). 78

3.18 Distance de détection de l'inclinaison de surface induite par la mise en place d'un plug en fonction des 2 paramètres sans dimension caractérisant le plug : le rapport de longueur $\frac{h_p}{L_c}$ et le rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m}$. Ici la distance de détection est définie comme la distance maximale pour laquelle l'amplitude de l'inclinaison induite reste supérieure à 1 microradian. La longueur du conduit est fixée à 5 km, la surpression à sa base est fixée à 10 MPa. Le coefficient de Poisson vaut 0.25. Les résultats sont présentés pour différents cas : a) $a_c = 50$ m, $G = 0.8$ GPa, b) $a_c = 50$ m, $G = 4$ GPa, c) $a_c = 15$ m, $G = 0.8$ GPa et d) $a_c = 15$ m, $G = 4$ GPa. Issu de Albino et al. (2011). 80

3.19 Evolution de l'inclinaison, du flux de magma et de la durée de l'extrusion pendant l'évolution d'un plug dans la partie superficielle du conduit. Ces résultats sont obtenus pour une longueur du conduit fixée à 5 km, une surpression à sa base de 10 MPa, un coefficient de Poisson qui vaut 0.25 et un module de rigidité de 0.8 GPa. Deux scenari d'évolution, correspondant à des cas limites, sont testés : (1) une augmentation de la viscosité du plug (à gauche) alors que son épaisseur reste constante et (2) une augmentation de l'épaisseur du plug qui a une viscosité constante (à droite). Pour chaque cas, sont montrés : a) l'inclinaison calculée à une distance latérale de 500 m du conduit, b) la valeur de flux de magma normalisée par la valeur obtenue sans plug, c) la durée d'extrusion qui correspond au temps nécessaire pour sortir le plug considéré (déduite du rapport entre le volume du plug ($\pi a_c^2 h_p$) et le flux quand la valeur de la viscosité de magma μ_m dans le conduit sous le plug est fixée à 10^4 Pas). Issu de Albino et al. (2011). 81

3.20 Evolution de l'inclinaison calculée à une distance latérale de 500 m du conduit (courbe bleue) et de la valeur de flux de magma, normalisée par la valeur obtenue sans plug (courbe rouge), lors de la diminution d'épaisseur du plug. Le rapport de viscosité $\frac{\mu_p}{\mu_m}$ vaut 100. Tous les paramètres sont les mêmes que dans la figure 3.19. Les numéros correspondent à différentes épaisseurs de plug de 1 (très épais) à 4 (très mince). Le numéro 5 correspond à un cas sans plug. b) Schéma illustrant le mouvement du sol et le flux de magma lorsque l'épaisseur du plug diminue. De l'état 3 à 4, on voit une inversion du mouvement du sol avec le passage d'une inflation à une déflation. Cette inversion est corrélée avec une augmentation forte du flux de magma. Issu de Albino et al. (2011). 82

4.1 Illustration du principe de superposition qui permet de ne pas prendre en compte les forces de pesanteur lorsqu'elles n'influencent pas directement la solution. 89

4.2 Illustration numérique du principe de superposition. La contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$ à la paroi d'une chambre sphérique de rayon 1 km et située à une profondeur de 10 km, par une surpression de magma $\Delta P_c = 1MPa$, est calculée à l'aide du logiciel COMSOL. (Valeurs numériques : $E = 1$ GPa, $\nu = 0.25$,$\rho_m = \rho_r = 2700$ kgm^{-3}.) Les contraintes sont représentées en fonction de l'angle θ pris entre la verticale et la droite reliant le point de la paroi considéré au centre de la chambre (voir figure 4.1). a) Valeur totale de la contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$. Calcul effectué en considérant les forces de pesanteur et un état de contrainte initial lithostatique ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$). b) Valeur de la contrainte principale $\sigma_{\theta\theta}$ induite par la surpression ΔP_c (différentiel par rapport à la pression lithostatique). La courbe rouge est pour le calcul effectué en considérant les forces de pesanteur et un état de contrainte initial lithostatique qui est soustrait a posteriori à $\sigma_{\theta\theta}$. La courbe bleue est pour le calcul effectué en ne considérant pas de forces de pesanteur et un état de contrainte initial nul. La différence entre les deux courbes est inférieure à l'erreur numérique estimable à travers la dispersion des points. c) Valeur de la contrainte lithostatique. Les pressions sont positives. 90

4.3 Surpression induite par une charge équivalente au glissement de flanc de El Golfo, El Hierro, archipel des Canaries. La surpression est calculée à l'axe. Le résultat est présenté dans le cas d'un milieu homogène (absence de chambre) en pointillé et dans le cas d'un milieu non homogène (présence d'une chambre) en trait plein. b) Influence du pourcentage de liquide présent dans le magma qui détermine le module de Young pour la zone de chambre. La zone de chambre est comprise entre 18 et 22 km de profondeur (Zone grisée). D'après Manconi et al. (2009) 91

4.4 Influence de la compressibilité du magma sur la variation de pression dans une chambre magmatique au cours d'un évènement de décharge. La chambre a une forme ellipsoïdale allongée horizontalement (forme oblate avec une demi-hauteur de 0.5 km, une demi-largeur de 2.5 km et une profondeur du toît de 2.5 km). La chambre est incluse dans un milieu élastique semi-infini homogène caractérisé par un coefficient de Poisson de 0.25. a) Surpression induite à l'axe sous une charge circulaire appliquée à la surface. La charge est un disque de neige (masse volumique 650 kg/m^3) de 7.2 km de rayon et d'épaisseur 6.5 m entouré d'un anneau de 2.4 km de largeur et d'épaisseur 3.25 m (Cette charge correspond à la variation annuelle de neige au dessus du volcan Katla (Pinel et al., 2007)). Le profil noir en pointillé correspond au cas sans chambre magmatique, le profil violet correspond au cas d'une chambre remplie de magma incompressible et les profils bleu, vert et orange correspondent au cas d'une chambre remplie d'un magma dont le module de compressibilité est respectivement K=20 GPa, K=10GPa et K=1GPa. La valeur du module de Young dans la croûte est fixée à 30GPa. La zone grisée correspond à l'emplacement de la chambre. b) Variation de la surpression ΔP_c dans la chambre magmatique en fonction du rapport entre le module de compressibilité du magma (K) et le module de Young de l'encaissant (E). La variation de pression est normalisée par la variation de pression dans le cas incompressible. La zone grisée est pour la gamme de valeur caractéristique d'un magma pauvre en volatile (K/E entre 0.2 et 1.6 selon Tait et al. (1989)). Issu de Sigmundsson et al. (2010b). 92

4.5 Carte de l'Islande et de ces plus larges calottes glaciaires (V : Vatnajökull, L : Langjökull, M : Mýrdalsjökul et H. Hofsjökull). Les points rouges représentent les stations GPS continues du réseau Islandais en 2005. Les couleurs représentent le déplacement vertical saisonnier maximal absolu entre l'hiver et l'été calculé en utilisant un module de Young de 40 GPa. D'après Grapenthin et al. (2006). 94

4.6 Proportion de magma perdue par un réservoir magmatique lors d'une éruption en fonction de son ellipticité. Les résultats sont présentés pour un magma incompressible dans un réservoir de 10 km^3. Les paramètres mécaniques utilisés sont $E = 2.81$ GPa, $\nu = 0.25$ et $T_s = 20$ MPa. Deux profondeurs (3 et 5km) du toît du réservoir sont considérées. Pour un réservoir sphérique, quand la profondeur augmente, la proportion de magma émise tend vers la valeur pour un modèle de point source (Mogi, 1958). D'après Pinel et al. (2010). 101

4.7 Déplacement vertical induit par la fonte de la neige sur la calotte glaciaire de Mýrdalsjökull en Islande. La charge enlevée est un disque centré sur la caldera du Katla de rayon 7.2 km et d'épaisseur uniforme 6.5 m entouré d'une couronne de 2.4 km de large et d'épaisseur 3.25 m. Le réservoir magmatique est un ellipsoïde de révolution d'axe vertical et de volume 13 km^3 dont le sommet est à 2.5 km de profondeur. Différentes formes de réservoir et différentes compressibilités du magma sont prises en compte. Les valeurs du module de Young, du coefficient de Poisson et de la masse volumique de la neige sont, respectivement 30 GPa, 0.25 et 650 kg/m^3. La distance des stations GPS AUST, ENTA, SOHO est reportée. D'après Albino et al. (2010). 102

4.8 Variation de la contrainte de Coulomb induite par la fonte de la neige sur la calotte glaciaire de Mýrdalsjökull en Islande. Même décharge, géométrie de réservoir et paramètre que dans la figure 4.7. Le coefficient de friction est pris égal à 0.5. Différentes formes de réservoir (ellipticité de 5, 1 et 2/5) et compressibilités du magma sont prises en compte. ΔCFF est calculé pour des plans de failles radiaux induits par la pressurisation du réservoir. Le cas sans réservoir pour un régime de faille en contexte extensif est calculé comme référence. L'étoile noire est pour la localisation du cluster de sismicité saisonnière observé. Pour chaque modèle, la localisation et l'amplitude du maximum de variation de contrainte de Coulomb est reporté. D'après Albino et al. (2010). 103

4.9 a) Evolution conjointe de la pression de magma P_c et de la pression de rupture P_r induite par une perturbation extérieure, ici une décharge en surface. b) Evolution de l'aptitude du système à entrer en éruption. ΔP_I et ΔP_F représentent, respectivement, le différentiel de pression à combler pour pouvoir déclencher une éruption, respectivement, avant et après la perturbation. L'état final dépend de l'état initial, de la variation de pression de magma et de la variation de pression de rupture : $\Delta P_F = \Delta P_I + (\Delta P_r - \Delta P_c)$. Quand $\Delta P_F < \Delta P_I$ (cas A), la rupture est favorisée et se produira ou pas selon l'état initial. Lorsque, au contraire, $\Delta P_F > \Delta P_I$ (cas B), la rupture est inhibée. Toutes les valeurs de pression sont des perturbations par rapport à un état de référence lithostatique. D'après Albino et al. (2010). 104

4.10 Evolution de la pression et des conditions de rupture pour un réservoir magmatique après un évènement de décharge en surface, centré sur le réservoir. La charge enlevée est un cylindre de 5 km de rayon. Le réservoir magmatique a un volume constant de 10 km^3. Les résultats sont présentés pour trois profondeurs du toît du réservoir (1, 3 et 5 km). Toutes les pressions sont normalisées par la charge enlevée. Les résultats sont obtenus avec E=30 GPa, $\nu = 0.25$ et $T_s = 20$ MPa. a) Variation de la pression nécessaire à la rupture (ΔP_r) en fonction de l'ellipticité de la chambre. Cette variation dépend légèrement de l'amplitude P_e de la décharge. b) Variation de la pression magmatique (ΔP_c) en fonction de l'ellipticité de la chambre. Cette variation est fortement dépendante de la compressibilité du magma. c) $\Delta P_r - \Delta P_c$, dont le signe détermine si l'on s'éloigne ou l'on se rapproche de la rupture. Une valeur négative (zone grisée) signifie que la rupture et donc l'éruption est favorisée. D'après Albino et al. (2010). . 105

4.11 Evolution de la pression de réservoir pré-éruptive, mesurée par la pétrologie au cours des 4000 dernières années au Mount St Helens, USA, modifié d'après Gardner et al. (1995). Les valeurs de pression pour 2004-2006 sont d'après Rutherford and Devine (2008). Pour une description détaillée de l'histoire éruptive du Mount St Helens, voir Hopson and Melson (1980). Yn et Ye sont des évènements de la période éruptive Smith Creek, Pu appartient à la période Pine Creek, Bi à la période Castle Creek period, Wn and We à la période Kalama period et T à la période Goat Rocks. Issu de Pinel et al. (2010). 106

4.12 Modèle mécanique d'alimentation par une source profonde de pression constante, d'un réservoir inclus dans une croûte élastique et situé sous un édifice volcanique qui croît. Issu de Pinel et al. (2010) (Identique à la figure 3.7 mais en prenant en compte un édifice.). 107

4.13 Rayon de l'édifice au moment du maximum du taux d'éruption (pic d'activité) en fonction de la profondeur du réservoir pour un strato-volcan (pente de 0.6). Les courbes en trait épais sont pour un réservoir sphérique pour trois valeurs différentes du rayon de réservoir normalisé par sa profondeur. Les courbes en trait fin sont pour un réservoir ellipsoïdal allongé verticalement (cigare) d'ellipticité 0.5. La zone grisée correspond à une borne supérieure de l'estimation du rayon du Mount Adams, USA, au moment de son pic d'activité au cours de son dernier cycle éruptif. Issu de Pinel et al. (2010). . . 108

4.14 Rapport entre les rayons de caldera et les rayons d'édifice en fonction du rapport d'aspect du toît de chambre (profondeur/diamètre). Deux ellipticités différentes sont prises en compte : les courbes bleues et rouges, étant, respectivement, pour un réservoir sphérique et un réservoir allongé latéralement (assiette) d'ellipticité e=4. Les résultats sont présentés pour des tailles différentes de réservoirs : courbes en pointillés pour un réservoir de 0.5 km d'extension maximale, courbes en tirets pour un réservoir de 2.5 km d'extension maximale et courbes pleines pour un réservoir de 4 km d'extension maximale. Le coefficient de Poisson vaut 0.25 et la résistance en tension des roches vaut 20 MPa. La masse volumique des produits de l'édifice vaut 2800 kgm^{-3}. Les cercles sont pour les simulations numériques effectuées. (a) L'édifice est un strato-volcan de pente 0.6 et de taille maximale 10 km. (b) L'édifice est un strato-volcan de pente 0.3 et de taille maximale 20 km. Les caractéristiques de deux édifices de ce type sont reportées (zone marron) : Mount Mazama et le Vésuve. (c) L'édifice est un volcan bouclier de pente 0.1 et de taille maximale 60 km. Les caractéristiques de cinq édifices de ce type sont reportées (zone marron) : Medicine Lake, Newberry, Ksudach, Krasheninnikov et Opala. Issu de Pinel (2011) 109

4.15 a) Schéma du modèle de fonte glaciaire. b) Elargissement sur les premiers kilomètres montrant les conditions de décharge et la géométrie du réservoir magmatique. Issu de Sigmundsson et al. (2012) 110

4.16 Evolution temporelle de a) la pression nécessaire à la rupture du réservoir ΔP_r et de b) la pression dans le réservoir ΔP_c du Katla induite par la fonte du glacier Myrdalsjökull sur les derniers 120 ans. La fonte se fait à taux constant (4m/an) et commence à t=0. La comparaison entre le cas visco-élastique (en noir) et une interpolation du cas élastique (en rouge) est montrée. c) Evolution de la différence de pression $\Delta P_r - \Delta P_c$ qui indique l'évolution de la probabilité d'une éruption. Une valeur positive correspond à un cas où les éruptions sont inhibées. Issu de Sigmundsson et al. (2012) 111

4.17 Comparaison des solutions analytiques (courbe pleine) aux solutions numériques : En haut : a) déplacement radial induit par un conduit pressurisé (pression uniforme de 10MPa), b) inclinaison induite par une traction de 3kPa exercée sur les parois du conduit entre 2500 et 5000 m de profondeur. Le conduit est un cylindre de 15 m de rayon et 5 km de long. Le milieu élastique est caractérisé par un module de Young de 0.8 GPa et un coefficient de Poisson de 0.25. En bas : erreur relative exprimée en pourcentage entre la solution numérique et la solution analytique dans chaque cas. . 113

4.18 a) Profil de viscosité (à gauche) en fonction de la profondeur normalisée et (au milieu et à droite) composantes normale et tangentielle des contraintes le long de la paroi du conduit pour différents modèles. Les contraintes représentées correspondent au terme différentiel par rapport à la contrainte lithostatique. Les courbes noires correspondent au modèle simplifié d'un saut de viscosité. Quatre modèles sont testés avec le même contraste de viscosité ($\mu_p/\mu_m = 10^5$) mais différents rapports de longueur :$h_p/L_c = 0.01, 0.05, 0.1$ et 0.25. Les courbes rouge et bleue correspondent à des calculs obtenus avec des profils de viscosité plus réalistes, prenant en compte la perte de gaz le long du conduit. Le profil rouge est dérivé de Sparks (1997), où la viscosité en fonction de la profondeur suit une loi de puissance. Le bleu est déduit de l'étude de Collombet (2009) et prend en compte non seulement les pertes verticales comme le précédent mais également les pertes latérales induites par la perméabilité de la paroi. b) Signal d'inclinaison obtenu à la surface pour ces différentes modèles d'écoulement. L'état de référence est un écoulement de Poiseuille avec une viscosité constante. Les rectangles bleus montre l'amplitude de l'inclinaison mesurée pour 2 volcans andésitiques : rectangle 1 et 2 à Soufrière Hills (Montserrat), respectivement, en mai-août 1997 et décembre 1996 (Voight et al., 1998) et le rectangle 3 au Mt St Helens entre juillet 2006 et janvier 2007 (Anderson et al., 2010). Les paramètres utilisés sont les suivants : rayon de conduit : $a_c = 15$ m, longueur de conduit $L_c = 5$ km, module de rigidité de l'encaissant $G = 0.8$ GPa , coefficient de Poisson de 0.25, surpression en base de conduit de 10 MPa. 114

Liste des tableaux

2.1 Caractéristiques (Période de fonctionnement, Durée minimale entre 2 acquisitions successives (ΔT), Altitude, Fréquence porteuse (f_o), Bande correspondant à cette fréquence porteuse, Angle d'incidence moyen θ_{inc}, Largeur de la Fauchée (Swath)) des principaux satellites utilisés pour effectuer de l'InSAR. Les noms en italiques correspondent aux missions futures. ERS-1 et ERS-2 ont fonctionné en tandem avec passage à 1 jour d'interval de 1995 à 1996. Un jumeau de TerraSAR-X, TandemX a été lancé en 2010 afin de produire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et Cosmo-Skymed est, en fait, une constellation de 4 satellites de sorte que la durée minimale entre 2 acquisitions peut tomber à 1 jour. De même, Sentinel1 sera, en réalité, une constellation de 2 satellites de sorte que la durée minimale entre 2 acquisitions pourra tomber à 6 jours. 33

2.2 Caractéristiques des principales sources de mesure de déformation. 37

4.1 Paramètres utilisés pour le calcul de l'influence de la fonte du glacier Myrdalsjökull sur le réservoir du Katla. 112

Bibliographie

Adelinet, M., Fortin, J., Guégen, Y., Schubnel, A., and Geoffroy, L. 2010. Frequency and fluid effects on elastic properties of basalt : Experimental investigations. *Geophysical Research Letters*, 37. L02303,doi :10.1029/2009GL041660.

Akaike, H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6) :716–723.

Albino, F. 2011. *Modélisation des interactions magma-encaissant : Application aux zones de stockage et aux conduits de volcans andésitiques*. PhD thesis. Thèse de l'Université de Grenoble, 258pp.

Albino, F., Pinel, V., Massol, H., and Collombet, M. 2011. Conditions for detection of ground deformation induced by conduit flow and evolution. *J. Geophys. Res.*, 116. doi :10.1029/2010JB007871.

Albino, F., Pinel, V., and Sigmundsson, F. 2010. Influence of surface load variations on eruption likelihood : Application to two Icelandic subglacial volcanoes, Grimsvötn and Katla. *Geophys. J. Int.*, 181 :1510–1524. doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04603.x.

Allard, P., Burton, M., and Muré, F. 2005. Spectroscopic evidence for a lava fountain driven by previously accumulated magmatic gas. *Nature*, 433 :407–410.

Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W. J., Vogfjörd, K., Nettles, M., Ekström, G., Bergsson, B. H., Erlendsson, P., Foulger, G. R., Jakobsdottir, S., Julian, B. R., Pritchard, M., Ragnarsson, S., and Stefansson, R. 2002. Plume-driven plumbing and crustal formation in iceland. *J. Geophys. Res.*, 107. (B8) 2072, doi :10.1029/2001JB000584.

Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., and Segall, P. 2000a. Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407 :993–996.

Amelung, F., Oppenheimer, C., Segall, P., and Zebker, H. 2000b. Ground deformation near Gada 'Ale Volcano, Afar, observed by Radar Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27 :3,093–3,096.

Amelung, F.and Yun, S.-H., Walter, T. R., Segall, P., and Kim, S. W. 2007. Stress control of deep rift intrusion at mauna loa volcano, hawaii. *Science*, 316 :1,026–1,030. DOI : 10.1126/science.1140035.

Anderson, K., Lisowski, M., and Segall, P. 2010. Cyclic ground tilt associated with the 2004-2008 eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 115. doi :10.1029/2009JB007102.

Anderson, K. and Segall, P. 2011. Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 116. doi :10.1029/2010JB007939.

Annen, C., Lénat, J.-F., and Provost, A. 2001. 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.

Arnadottir, T., Lund, B., Jiang, W., Geirsson, G., Björnsson, H., Einarsson, P., and Sigurdsson, T. 2009. Glacial rebound and plate spreading : results from the first countrywide GPS observations in Iceland. *Geophys. J. Int.*, 177 :691–716. doi :10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x.

Arnadottir, T., Sigmundsson, F., and Delaney, P. T. 1998. Sources of crustal deformation associated with the Krafla, Iceland, eruption of september 1984. *Geophysical Research Letters*, 25 :1,043–1,046.

Avallone, A., Zollo, A., Briole, P., Delacourt, C., and Beauducel, F. 1999. Subsidence of Campi Flegrei (Italy) detected by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26 :2,303–2,306.

Barbot, S., Hamiel, Y., and Fialko, Y. 2008. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 Mw7.2 Altai earthquake : Implications for the local lithospheric rheology. *J. Geophys. Res.*, 113. B03403, doi :10.1029/2007JB005063.

Battaglia, J. 2001. *Quantification sismique des phénomènes magmatiques sur le Piton de la Fournaise entre 1991 et 2000.* PhD thesis. Thèse de l'Université Paris 7, 322 pp.

Beauducel, F., Briole, P., and Froger, J.-L. 2000a. Volcano wide fringe in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998) : Deformation or tropospherique effect ? *J. Geophys. Res.*, 105 :16,391–16,402.

Beauducel, F., Cornet, F.-H., Suhanto, E., Duquesnoy, T., and Kasser, M. 2000b. Constraints on magma flux from displacements data at Merapi volcano, Java, Indonesia. *J. Geophys. Res.*, 105 :8,193–8,203.

Beauducel, F., De Natale, G., Obrizzo, F., and Pingue, F. 2004. 3-D modelling of Campi Flegrei ground deformations : Role of caldera boundary discontinuities. *Pure Appl. Geophys.*, 161. doi : 10.1007/s00024-004-2507-4.

Bechor, N. B. D. and Zebker, H. A. 2006. Measuring two-dimensional movements using a single insar pair. *Geophysical Research Letters*, 33. L16311,doi :10.1029/2006GL026883.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E. 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40 :2375–2382.

Berger, P., Got, J.-L., Valdez Gonzales, C., and Monteiller, V. 2011. Seismic tomography at Popocatepetl volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 200 :234–244.

Bianchy, R., Coradini, A., Federico, C., Giberti, G., Sartoris, G., and Scandone, R. 1984. Modeling of surface ground deformation in Plegrean Fields volcanic are, Italy. *Bull. Volcanol.*, 47 :321–330.

Biggs, J., Anthony, E. Y., and Ebinger, C. J. 2009. Multiple inflation and deflation events at Kenyan volcanoes, East African Rift. *Geology*, 37 :979–982. doi :10.1130/G30133A.1.

Biggs, J., Keir, D., Bastow, I., and Lewi, E. 2011. Pulses of deformation reveal frequently recurring 1 shallow magmatic activity beneath tne Main Ethiopian Rift. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Biggs, J., Mothes, P., Ruiz, M., Amelung, F., Dixon, T. H.and Baker, S., and Hong, S.-H. 2010. Stratovolcano growth by co-eruptive intrusion : The 2008 eruption of Tungurahua Ecuador . *Geophysical Research Letters*, 37. L21302,doi :10.1029/2010GL044942.

Bluth, G. J. S., Shannon, J. M., Watson, I. M., Prata, A. J., and Realmuto, V. J. 2007. Development of an ultra-violet digital camera for volcanic SO2 imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 161 :47–56.

Bokhove, O., Woods, A. W., and de Boer, A. 2005. Magma flow through elastic-walled dikes. *J. of Theoritical and Computational Fluid Dynamics*, 19 :261–286.

Bonaccorso, A., Currenti, G., Del Negro, C., and Boschi, E. 2010. Dike deflection modelling for inferring magma pressure and withdrawal, with application to Etna 2001 case. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109 :121–129. doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.030.

Bonforte, A., Guglielmino, F., Coltelli, M., Ferretti, A., and Puglisi, G. 2011. Structural assessment of Mount Etna volcano from Permanent Scatterers analysis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12. Q02002,doi :10.1029/2010GC003213.

Bonnardot, M.-A., Hassani, R., and Trick, E. 2008. Numerical modelling of lithosphere-asthenosphere interaction in a subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272. doi :10.1016/j.epsl.2008.06.009.

Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M., and Gabalda, G. 1998. Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from microgravity monitoring. *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2007JB005084.

Borgia, A. 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 99 :17,791–17,804.

Borgia, A., Tizzani, P., Solaro, G., Manzo, M., Casu, F., Luongo, G., Pepe, A., Berardino, P., Fornaro, G., Sansosti, E., Ricciardi, G. P., Fusi, N., Di Donna, G., , and Lanari, R. 2005. Volcanic spreading of vesuvius, a new paradigm for interpreting its volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 32. doi :10.1029/2004GL022155.

Bottinga, Y. and Weill, D. F. 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids : A model for calculation. *Am. J. Sci.*, 272 :438–475.

Braun, J., Thieulot, C., Fullsack, P., DeKool, M., Beaumont, C., and Huismans, R. 2008. DOUAR : A new three-dimensional creeping flow numerical model for the solution of geological problems. *Phys. Earth Planet. Int.*, 171 :76–91.

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Ferrazini, V., Duputel, Z., Coutant, O., and Nercessian, A. 2008. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*.

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., and Ferrazini, V. 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34. L02305,doi :10.1029/2006GL028586.

Briole, P., Massonnet, D., and Delacourt, C. 1997. Post-eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 24 :37–40.

Burgisser, A., Poussineau, S., Arbaret, L., Druitt, T. H., Giachetti, T., and Bourdier, J.-L. 2010. Pre-explosive conduit conditions of the 1997 Vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat : I. Pressure and vesicularity distributions . *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 194 :27–41.

Byrdina, S., Friedel, S., Wassermann, J., and Zlotnicki, J. 2003. Self-potential variations associated with ultra-long-period seismic signals at Merapi volcano. *Geophysical Research Letters*, 30. doi :10.1029/2003GL018272.

Caputo, M. 1979. Two thousand years of geodetic and geophysical observation in the Phlegrean Fields near Naples. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 56 :319–328.

Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., and Papale, P. 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 264 :402–419.

Carn, S. A. 1999. Application of synthetic aperture radar (sar) imagery to volcano mapping in the hulid tropics : a case study in East Java, Indonesia. *Bull. Volcanol.*, 61 :92–105.

Carn, S. A. and Bluth, G. J. S. 2003. Prodigious sulfur dioxide emissions from Nyamuragira volcano, D.R. Congo. *Geophysical Research Letters*, 30. doi :10.1029/2003GL018465.

Casu, F., Manconi, A., Pepe, A., and Lanari, R. 2011. Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics : The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 99 :1–12. doi : 10.1109/TGRS.2010.2104325.

Catry, T. 2011. *Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes : a numerical study*. PhD thesis, Université de Bologne.

Catry, T., Cayol, V., Michon, L., Chaput, M., Famin, V., and Romagnoli, C. 2010. Co-intrusive shear stress triggers flank collapse on basaltic volcanoes. IAVCEI Third Workshop on Collapse Calderas, La Réunion, 20-22.

Cayol, V. and Cornet, F. H. 1998. Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes- application to Etna. *Geophysical Research Letters*, 25 :1,979–1,982.

Cervelli, P., Segall, P., Johnson, K., Lisowski, M., and Miklius, A. 2002. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature*, 415 :1,014–1,018.

Chadwick, W. W. J., Archuleta, R. J., and Swanson, D. A. 1988. The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St. Helens 1981-1982. *J. Geophys. Res.*, 93 :4,351–4,366.

Chadwick, W. W. J., Jonsson, S. Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, S., Harpp, K. S., and Ruiz, A. 2011. The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galapagos : The first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bull. Volcanol.*, 73 :679–697.

Chaussard, E. and Amelung, F. 2011. Tectonic control of magma ascent in volcanic arcs : Space-geodetic evidence from West-Sunda arc, Indonesia. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Cheng, C. H. and Johnson, D. H. 1981. Dynamic and static moduli. *Geophysical Research Letters*, 8 :39–42.

Chery, J., Bonneville, A., Vilotte, J. P., and Yuen, D. 1991. Numerical modelling of caldera dynamical behaviour. *Geophys. J. Int.*, 91 :365–379.

Chevallier, L. and Verwoerd, W. J. 1988. A numerical model for the mechanical behavior of intraplate volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 93 :4,182–4,198.

Collier, L. and Neuberg, J. 2006. Incorporating seismic observations into 2d conduit flow modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152 :331–346.

Collombet, M. 2009. Two-dimensional gas loss for silicic magma flows : toward more realistic numerical models. *Geophys. J. Int.*, 177 :309–318.

Coppola, D., Piscopo, D., Staudacher, T., and Cigolini, C. 2009. Lava discharge rate and effusive pattern at Piton de la Fournaise from MODIS data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184 :174–192.

Costa, A. 2005. Viscosity of high crystal content melts : Dependence on solid fraction. *Geophysical Research Letters*, 32. L22308, doi :10.1029/2005GL024303.

Costa, A., Melnik, O., and Sparks, R. S. J. 2007a. Controls of conduit geometry and wallrock elasticity on lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 260 :137–151.

Costa, A., Melnik, O., Sparks, R. S. J., and Voight, B. 2007b. Control of magma flow in dykes on cyclic lava dome extrusion. *Geophysical Research Letters*, 34. L02303, doi :10.1029/2006GL027466.

Costa, A., Sparks, R. S. J., Macedonio, G., and Melnik, O. 2009. Effects of wall-rock elasticity on magma flow in dykes during explosive eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288 :455–462.

Crisp, J. A. 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20 :177–211.

Currenti, G., Bonaccorso, A., Del Negro, C., Scandura, D., and Boschi, E. 2010. Elasto-plastic modeling of volcano ground deformation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296 :311–318.

Currenti, G., Del Negro, C., and Ganci, G. 2007. Modelling of ground deformation and gravity fields using finite element method : an application to Etna volcano. *Geophys. J. Int.*, 169 :775–786.

Currenti, G., Napoli, R., Di Stephano, A., Greco, F., and Del Negro, C. 2011. 3D integrated geophysical modeling for the 2008 magma intrusion at Etna : Constraints on rheology and dike overpressure . *Phys. Earth Planet. Int.*, 185 :44–52. doi :10.1016/j.pepi.2011.01.002.

Dahm, T. 2000a. Numerical simulations of the propagation path and the arrest of fluid-filled fractures in the Earth. *Geophys. J. Int.*, 141 :623–638.

Dahm, T. 2000b. On the shape and velocity of fluid-filled fractures in the earth. *Geophys. J. Int.*, 142 :181–192.

Dartevelle, S. 2004. Numerical modeling of geophysical granular flows : 1. A comprehensive approach to granular rheologies and geophysical multiphase flows. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5. doi :10.1029/2003GC000636.

De La Cruz-Reyna, S. and Reyes-Dávila, G. A. 2003. A model to describe precursory material-failure phenomena : applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 63 :297–308.

de Zeeuw-van Dalfsen, E., Pedersen, R., and Sigmundsson, F. 2004. Satellite radar interferometry 1993-1999 suggests deep accumulation of magma near the crust-mantle boundary at the Krafla volcanic system, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 31. doi :10.1029/2004GL020059.

de Zeeuw-van Dalfsen, E., Pedersen, R., Sigmundsson, F., and Hooper, A. 2011. Subsidense of Askja caldera 2000-2009 : modelling of deformation processes at an extensional plate boundary, constrained by time series InSAR analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

Delacourt, C., Briole, P., and Achache, J. 1998. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna. *Geophysical Research Letters*, 25 :2,849–2,852.

Delaney, P. T. and McTigue, D. F. 1994. Volume of magma accumulation or withdrawal estimated fom surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano. *Bull. Volcanol.*, 56 :417–424.

Denlinger, R. P. and Hoblitt, R. P. 1999. Cyclic eruptive behavior of silicic volcanoes. *Geology*, 27 :459–462.

Dieterich, J., Cayol, V., and Obuko, P. 2000. The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano. *Nature*, 408 :457–460.

Dieterich, J. H. and Decker, R. W. 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. *J. Geophys. Res.*, 29 :4,094–4,102.

Dingwell, D. B. 1996. Volcanic dilemma : flow or blow ? *Science*, 273 :1,054–1,055.

Dobran, F., Neri, A., and Macedonio, G. 1993. Numerical simulation of collapsing volcanic columns. *J. Geophys. Res.*, 98 :4,231–4,259.

Doin, M. P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., and Doubre, C. 2009. Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *J. of Applied Geophysics*, 69 :35–50.

Doin, M. P., Lodge, F., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Ducret, G., Grandin, R., Pathier, E., and Pinel, V. 2011. Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication*. SP-697.

Dragoni, M. and Magnanensi, C. 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell. *Phys. Earth Planet. Int.*, 56 :316–328.

Dvorak, J. J. and Berrino, G. 1991. Recent ground movement and seismic activity in campi flegrei, southern italy : Episodic growth of a resurgent dome. *J. Geophys. Res.*, 96 :2,309–2,323.

Dvorak, J. J. and Dzurisin, D. 1997. Volcano geodesy : The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Rev. Geophys.*, 35 :343–384.

Dvorak, J. J. and Okamura, A. T. 1987. A hydraulic model to explain variations in summit tilt rate at Kilauea and Mauna Loa volcanoes. In : Volcanism in Hawaii, US Geological Survey Professional Paper **1350**.

Ebmeier, S., Biggs, J., Mather, T. A., and Amelung, F. 2011. InSAR measurements of volcanoes in the tropics : examples from a survey of the Central American Volcanic Arc. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Ebmeier, S. K., Biggs, J., Mather, T. A., Wadge, G., and Amelung, F. 2010. Steady downslope movement on the western flank of Arenal volcano, Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11. doi :10129/2010GC003263.

Edmonds, M., Herd, R. A., Galle, B., and Oppenheimer, C. M. 2003a. Automated, high time-resolution measurements of SO_2 flux at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Bull. Volcanol.*, 65 :578–586.

Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D. M., Herd, R. A., and Thompson, G. 2003b. SO_2 emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 124 :23–43.

Einarsson, P. and Brandsdottir, B. 1980. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the 1978 deflation of the Krafla Volcano in NE Iceland. *J. Geophys.*, 47 :160–165.

Eissa, E. A. and Kazi, A. 1988. Relation between static and dynamic Young's moduli for rocks. *Int. J. Rock Mech Min Sci and Geomech. Abstr.*, 25 :479–482.

Famin, V. and Michon, L. 2010. Volcanic destabilization by magma injections in a detachment. *Geology*, 38 :219–222. doi :10.1130/G30717.1.

Feigl, K. L. and Dupré, E. 1999. RNGCHN : a program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. *Crystal Growth*, 25 :695–704.

Feigl, K. L., Gasperi, J., Sigmundsson, F., and Rigo, A. 2000. Crustal deformation near Hengill volcano, Iceland 1993-1998 : Coupling between magmatic activity and faulting inferred from elastic modeling of satellite radar interferograms. *J. Geophys. Res.*, 105 :25,655–25,670.

Fergusson, D., Barnie, T. D., Pyle, D. M., Oppenheimer, C., Yirgu, G., Lewi, E., Kidane, T., Carn, S., and Hamling, I. 2010. Recent rift-related volcanism in Afar, Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 292 :409–418.

Fernandez, J., Tizzani, P., Manzo, M., Borgia, A., Gonzalez, P. J., Marti, J., Pepe, A., Camacho, A. G., Casu, F., Berardino, P., Prieto, J. F., and Lanari, R. 2009. Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis. *Geophysical Research Letters*, 36. doi :10.1029/2008GL036920.

Ferretti, A., Novali, F., Fumagalli, F., Prati, C., Rocca, F., and Rucci, A. 2009. Beyond PSInSAR : the SQUEESAR approach. *Eos. Trans. AGU.*

Ferretti, A., Prati, C., and Rocca, F. 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 :8–20.

Fialko, Y., Khazan, Y., and Simons, M. 2001a. Deformation due to pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophys. J. Int.*, 146 :181–190.

Fialko, Y. and Simons, M. 2001. Evidence for on-going inflation of the Socorro magma body, New Mexico, from Interferometric Synthetic Aperture Radar imaging. *Geophysical Research Letters.*

Fialko, Y., Simons, M., and Agnew, D. 2001b. The complete (3-d) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 msub w7.1 Hector Mine earthquake, California from space geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 28 :3,063–3,066.

Folch Duran, A. 2000. *A numerical formulation to solve the ALE Navier-Stokes equations applied to the withdrawal of magma chambers.* PhD thesis. 396pp.

Foster, J., Brooks, B., Cherubini, T., Shacat, C., Businger, S., and Werner, C. L. 2006. Mitigating atmospheric noise for insar using a high resolution weather model. *Geophysical Research Letters*, 33. doi :10.1029/2006GL026781.

Fournier, T. J., Pritchard, M. E., and Riddick, S. N. 2010. Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events :New results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11. Q01003,doi :10.1029/2009GC002558.

Froger, J.-L., Augier, A., Cayol, V., and Souriot, T. 2010. Some considerations about the April 2007 eruption at Piton de la Fournaise suggested by InSAR data. *IAVCEI Third Workshop on Collapse Calderas, La Réunion, 20-22.*

Froger, J.-L., Bato, M. G., Villeneuve, N., Souriot, T., Rabaute, T., Durand, P., Cayol, V., Di Muro, A., Staudacher, T., Fruneau, B., and Tinel, C. 2011. High-Resolution Interferometric monitoring of Piton de la Fournaise with TERRASAR-X and COSMO-SKYMED data. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Froger, J.-L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., and Villeneuve, N. 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 31. L14601, doi :10.1029/2004GL020479.

Froger, J.-L., Remy, D., S., B., and Legrand, D. 2007. Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255 :148–163.

Fukushima, Y., Cayol, V., and Durand, P. 2005. Finding realistic dyke 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.

Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., and Massonnet, D. 2010. Evolution of magma conduits during the 1998–2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *J. Geophys. Res.*

Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A. J. S., Edmonds, M., and Horrocks, L. 2002. A miniaturised ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO2 fluxes : a new tool for volcano surveillance. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 119 :241–254.

Gardner, J. E., Rutherford, M., Carey, S., and Sigurdsson, H. 1995. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St Helens volcano. *Bull. Volcanol.*, 57 :1–17.

Gerbault, M. 2012. Pressure conditions for shear and tensile failure around a circular magma chamber, insight from elasto-plastic modeling. In : Healey (ed) *Faulting, Fracturing and Igneous Intrusion in the Earth's Crust*,edited by D. Healy, Geological Society, London, Special Publications .

Geyer, A. and Binderman, I. 2011. Glacial influence on caldera-forming eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 202 :127–42. doi :10.1016/j.jvolgeores.2011.02.001.

Giordano, D. and Dingwell, D. B. 2003. Viscosity of hydrous Etna basalt : Implications for Plinian-style basaltic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 65 :8–14.

Got, J.-L., Monteiller, V., Monteux, J., Hassani, R., and Obuko, P. 2008. Deformation and rupture of the oceanic crust may control growth of Hawaiian volcanoes. *Nature*, 451 :453–456. doi :10.1038/nat06481.

Gouhier, M. and Coppola, D. 2011. Satellite-based evidence for a large hydrothermal system at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Geophysical Research Letters*, 38. doi :10.1029/2010GL046183.

Grandin, R. 2009. *L'apport de la géodésie spatiale dans la compréhension du processus de rifting magmatique : l'exemple de l'épisode en cours en Afar Ethiopien (2005-2009)*. PhD thesis. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris.

Grandin, R., Socquet, A., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., King, G. C. P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A., and Pinzuti, P. 2009. September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data. *J. Geophys. Res.*, 114. B08404,doi :10.1029/2008JB005843.

Grandin, R., Socquet, A., Doin, M.-P., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., and King, G. 2010a. Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data. *J. Geophys. Res.*, 115. B09403,doi :10.1029/2009JB006883.

Grandin, R., Socquet, A., Jacques, E., Mazzoni, N., , de Chabalier, J.-B., King, G. C. P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A., and Pinzuti, P. 2010b. Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005-2009 : Time space evolution and interactions between dikes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling. *J. Geophys. Res.*, 115. doi :10.1029/2009JB000815.

Grapenthin, R., Ofeigsson, B., Sigmundsson, F., Sturkell, E., and Hooper, A. 2010. Pressure sources versus surface loads : Analysing volcano deformation signal composition with an application to Hekla volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 37. doi :10.1029/2010GL044590.

Grapenthin, R., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Arnadottir, T., and Pinel, V. 2006. Iceland rhythmics : annual modulation of land elevation and plate spreading by snow load. *Geophysical Research Letters*, 33. doi :10.1029/2006GL028081.

Green, D. N., Neuberg, J., and Cayol, V. 2006. Shear stress along the conduit wall as a plausible source of tilt at Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 33. L10306, doi :10.1029/2006GL025890.

Grosfils, E. B. 2007. Magma reservoir failure on the terrestrial planets : assessing the importance of gravitaional loading in simple elastic models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 166 :47.

Gudmundsson, A. 1988. Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35 :179–194.

Haimson, B. an Rummel, F. 1982. Hydrofracturing stress measurements in the Iceland researchS drilling project drill hole at Reydarfjordur, Iceland. *J. Geophys. Res.*, 87 :6,631–6,649.

Hamling, I. J., Wright, T. J., Calais, E., Bennati, L., and Lewi, E. 2010. Stress transfer between thirteen successive dyke intrusions in Ethiopia. *Nature Geoscience*, 3 :713–717.

Hanssen, R. F. 2001. *Radar interferometry - Data interpretation and error analysis(Remote sensing and digital image processing, volume 2.)*. Kluwer Academic Publishers, 1st edition. 328 pp.

Hardy, S. 2008. Structural evolution of calderas : Insights from two-dimensional discrete element simulations. *Geology*, 36 :927–930.

Harris, A. J. L. and Allen, J. S. I. 2008. One-, two- and three-phase viscosity treatments for basaltic lava flows. *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2007JB005035.

Hautmann, S., Gottsmann, J., Sparks, R. S. J., Costa, A., Melnik, O., and Voight, B. 2009. Modelling ground deformation caused by oscillating overpressure in a dyke conduit at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Tectonophysics*, 471 :87–95.

Henriot, O., Villemin, T., and Jouanne, F. 2001. Long period interferograms reveal 1992-1998 steady rate of deformation at Krafla volcano (North Iceland). *Geophysical Research Letters*, 28 :1,067–1,070.

Holohan, E. P., Schöpfer, M. P. J., and Walsh, J. J. 2010. Mechanical and geometric controls on the structural evolution of pit crater and caldera subsidence. *J. Geophys. Res.*, 116. B07202,doi :10.1029/2010JB008032.

Hooper, A. 2008. A multi-temporal InSAR method incorporating bith persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35. L16302, doi :10.1029/2008GL034654.

Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., and Arikan, M. 2012. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514.

Hooper, A., Ofeigsson, B., Sigmundsson, F., Lund, B., Einarsson, P., Geirsson, H., and Sturkell, E. 2010. Geodetic observations of dike intrusions as a probe for crustal stress state. *IAVCEI Third Workshop on Collapse Calderas, La Réunion, 20-22.*

Hooper, A., Ofeigsson, B., Sigmundsson, F., Lund, B., Einarsson, P., Geirsson, H., and Sturkell, E. 2011. Increased crustal capture of magma at volcanoes with retreating ice cap. *Nature Geoscience.*

Hooper, A., Segall, P., and Zebker, H. 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos. *J. Geophys. Res.*, 112. B07407,doi :10.1029/2006JB004763.

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., and Kampes, B. 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31. L23611, doi :10.1029/2004GL021737.

Hopson, C. A. and Melson, W. G. 1980. Compositional trends and eruptive cycles at Mount St. Helens. *Geoscience Canada*, 17 :131–141.

Hurwitz, D. M., Long, S. M., and Grosfils, E. B. 2009. The characteristics of magma reservoir failure beneath a volcanic edifice. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

Iverson, R. M. 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66 :295–308.

Jaeger, J. C. and Cook, N. G. W. 1979. *Fundamentals of rock mechanics : 3rd ed.* Chapman and Hall, London,. 593 pp.

Jeffery, G. B. 1921. Plane stress and strain in bipolar co-ordinates. *Trans. R. Soc. London*, 221 :265–293.

Jellinek, A. M., Manga, M., and Saar, M. O. 2004. Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California ? probing the mechanics of dike formation. *J. Geophys. Res.*, 109. B09206, doi :10.1029/2004JB002978.

Johnson, D. J. 1992. Dynamics of magma storage in the summit reservoir of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 97 :1,807–1,820.

Johnson, D. J., Sigmundsson, F., and Delaney, P. T. 2000. Comment of "Volume of magma accumulation or withdrawal estimated fom surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano" by P. T. Delaney and D. F. McTigue. *Bull. Volcanol.*, 61 :491–493.

Johnson, J., Prejean, S., Savage, M. K., and Townrend, J. 2010. Anisotropy, repeating earthquakes, and seismicity associated with the 2008 eruption of Okmok volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 115. doi :10.1029/2009JB006991.

Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., and Peltzer, G. 2011. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38. L17311, doi :10.1029/2011GL048757.

Jónsson, S. 2011. Tensile strength of rocks from InSAR observations. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Jónsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., Garbeil, H., Mouginis-Mark, P., and Rowland, S. 1999. A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina Volcano, Galápagos, observed by satellite Radar Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26 :1,077–1,080.

Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquesnoy, T., and Diament, M. 2000. Temporal gravity at Merapi during the 1993–1995 crisis : an insight into the dynamical behaviour of volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 100 :289–320.

Jousset, P. and Okada, H. 2000. Post-eruptive volcanic dome evolution as revealed by deformation and microgravity observations at Usu volcano (Hokkaido, Japan). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89 :255–273.

Jung, H. S., Won, J. S., and W, K. S. 2009. An improvement of the performance of multiple aperture SAR interferometry (MAI) . *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47 :2,859–2,869. doi :10.1109/TGRS.2009.2016554.

Kaneko, T., Sudo, N., Wooster, M. J., Geshi, N., Shimano, T., Nagai, M., and Nakada, S. 2001. RADARSAT Determination of the outlines of the successively collapsing caldera at the Miyakejima 2000 eruption, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 46 :205–209.

Kumagai, H. and Chouet, B, A. 1999. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophys. J. Int.*, 138 :F7–F12.

Kumagai, H. and Chouet, B, A. 2000. Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrithermal fluids. *J. Geophys. Res.*, 105 :25,493–25,512.

Lanari, R., Berardino, P., Borgstrom, S., Del Gaudio, C., De Martino, P., Fornaro, G., Guarino, S., Ricciardi, G. P., Sansosti, E., and Lundgren, P. 2004. The use of IFSAR and classical geodetic techniques for caldera unrest episodes : application to the Campi Flegrei uplift event of 2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 133 :247–260.

Lanari, R., De Natale, G., Berardino, P., Sansosti, E., Ricciardi, G. P., Borgstrom, S., Capuano, P., Pingue, F., and Troise, C. 2002. Evidence for a peculiar style of ground deformation inferred at Vesuvius volcano. *Geophysical Research Letters*, 29. doi :10.1029/2001GL014571.

Larsen, S., Reilinger, R., and Brown, L. 1986. Evidence of ongoing crustal deformation related to magmatic activity near Socorro, New Mexico. *J. Geophys. Res.*, 91 :6,283–6,292.

Lavallée, Y., Meredith, P. G., Dingwell, D. B., Hess, K.-U., Wassermann, J., Cordonnier, B., Gerik, A., and Kruhl, J. H. 2008. Seismogenic lavas and explosive eruption forecasting. *Nature*, 453 :507–510. doi :10.1038/nature06980.

Lehto, H. L., Roman, D. C., and Moran, S. C. 2010. Temporal changes in stress preceding the 2004-2008 eruption of Mount St Helens, Washington. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 198 :129–142.

Lengliné, O., Marsan, D., Got, J.-L., Pinel, V., Ferrazzini, V., and Obuko, P. G. 2008. Seismicity induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 113.

Lensky, N. G. Sparks, R. S. J., Navon, O., and Lyakhovsky, V. 2008. Cyclic activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat : degassing-induced pressurization and stick-slip extrusion. In : Lane, S. J. and Gilbert, J. S. (eds) *Fluid Motions in Volcanic Conduits : A Source of Seismic and Acoustic Signals* Geological Society, London, Special Publications **307**.

Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., and Avouac, J.-P. 2007. Automatic, precise, ortho-rectification and co-registration for satellite image correlation, application to seismotectonics. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45 :622–640.

Lesage, P., Glangeaud, F., and Mars, J. 2002. Applications of autoregressive models and time-frequency analysis to the study of volcanic tremor and long-period events. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114 :391–417.

Lister, J. R. 1990a. Buoyancy-driven fluid fracture : similarity solutions for the horizontal and vertical propagation of fluid-filled cracks. *J. Fluid Mech.*, 217 :213–239.

Lister, J. R. 1990b. Buoyancy-driven fluid fracture : the effects of material toughness and low-viscosity precursors. *J. Fluid Mech.*, 210 :263–280.

Lister, J. R., Campbell, I. H., and Kerr, R. C. 1991. The eruption of komatiites and picrites in preference to primitive basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105 :343–352.

Lister, J. R. and Kerr, R. C. 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res.*, 96 :10,049–10,077.

Llewellin, E. W. and Manga, M. 2005. Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143 :205–217.

Locke, C. A., Rymer, H., and Cassidy, J. 2003. Magma transfer processes at persistently active volcanoes : insights from gravity observations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 127 :73–86.

Long, S. M. and Grosfils, E. B. 2009. Modeling the effect of layered volcanic material on magma reservoir failure and associated deformation, with application to Long Valley caldera, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 186 :349–360.

Longo, A., Barbato, D., Papale, P., Saccorotti, G., and Barsanti, M. 2008. Numerical simulation of the dynamics of fluid oscillations in a gravitationally unstable, compositionally stratified fissure. In : Lane, S. J. and Gilbert, J. S. (eds) *Fluid Motions in Volcanic Conduits : A Source of Seismic and Acoustic Signals* Geological Society, London, Special Publications **307**.

Longo, A., Vassalli, M., Papale, P., and Barsanti, M. 2006. Numerical simulation of convection and mixing in magma chambers replenished with CO2-rich magma. *Geophysical Research Letters*, 33. L21305,doi :10.1029/2006GL027760.

Lopez-Quiroz, P., Doin, M., Tupin, F., Briole, P., and Nicolas, J. 2009. Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *J. of Applied Geophysics*, 69.

Love, A. E. H. 1944. *A treatise on the mathematical theory of elasticity.* New York Dover publications. p. 144.

Lu, Z. and Dzurisin, D. 2010. Ground surface deformation patterns, magma supply, and magma storage at Okmok volcano, Alaska, from InSAR analysis :1. Co-eruptive deflation, July-August 2008. *J. Geophys. Res.*, 115. (B00B03) doi :10.1029/2009JB006970.

Lu, Z., Dzurisin, D., Biggs, J., Wick Jr., C., and McNutt, S. 2010. Ground surface deformation patterns, magma supply, and magma storage at Okmok volcano, Alaska, from InSAR analysis :1. Intereruption deformation, 1997-2008. *J. Geophys. Res.*, 115. (B00B02) doi :10.1029/2009JB006969.

Lu, Z., Dzurisin, D., Wicks, C. J., and Power, J. 2008. Diverse deformation patterns of Aleutian volcanoes from InSAR. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.* SP-649.

Lu, Z., Fatland, R., Wyss, M., Li, S., Eichelberger, J., Dean, K., and Freymueller, J. 1997. Deformation of new Trident Volcano measured by ERS-1 SAR interferometry, Katmai National Park, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24 :695–698.

Lu, Z. and Freymueller, J. T. 1998. Synthetic aperture radar interferometry coherence analysis over Katmai volcano group, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 103 :29,887–29,894.

Lu, Z., Mann, D., Freymueller, T., and Meyer, D. J. 2000a. Synthetic apertur radar interferometry of Okmok volcano, Alaska : radar observations. *J. Geophys. Res.*, 105 :10,791–10,806.

Lu, Z. and Masterlark, T. 2003. Magma supply dynamics of Okmok volcano inferred from interferometric SAR. *Eos. Trans. AGU*, 87. Fall. Meet. Suppl., Abstract V51J-0403.

Lu, Z., Masterlark, T., and Dzurisin, D. 2005. Interferometric synthetic aperture radar study of Okmok volcano, Alaska, 1992-2003 : Magma supply dynamics and postemplacement lava flow deformation. *J. Geophys. Res.*, 1110. (B02403) doi :10.1029/2004JB003148.

Lu, Z., Masterlark, T., Dzurisin, D., Rykhus, R., and Wicks, J. C. 2003. Magma supply dynamics at Westdahl volcano, Alaska, modeled from satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 108. (B7) 2354, doi :10.1029/2002JB002311.

Lu, Z., Power, J. A., McConnell, V. S., Wicks, J. C., and Dzurisin, D. 2002a. Preeruptive inflation and surface interferometric coherence characteristics revealed by satellite radar interferometry at Makushin Volcano, Alaska : 1993-2000. *J. Geophys. Res.*, 107. (B11) 2266, doi :10.1029/2001JB000970.

Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Power, J. A., Moran, S. C., and Thatcher, W. 2002b. Magmatic inflation at a dormant stratovolcano : 1996-1998 activity at Mount Peulik volcano, ALaska, revealed by satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 107. (B7) 2072, doi :10.1029/2001JB000471.

Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Thatcher, W., Freymueller, J. T., McNutt, S. R., and Mann, D. 2000b. Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska revealed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27 :1,567–1,570.

Lundgren, P., Berardino, P., Coltelli, M., Fornaro, G., Lanari, R., Puglisi, G., Sansosti, E., and Tesauro, M. 2003. Coupled magma chamber inflation and sector collapse slip observed with synthetic aperture radar interferometry on Mt. Etna volcano. *J. Geophys. Res.*, 108. doi :10.1029/2001JB000657.

Maccaferri, F., Bonafede, M., and Rivalta, E. 2010. A numerical model of dike propagation in layered elastic media. *Geophys. J. Int.*, 180 :1107–1123.

Maccaferri, F., Bonafede, M., and Rivalta, E. 2011. A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dyke arrest and sill formation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 208 :39–50. doi :10.1016/j.jvolgeores.2011.09.001.

Macedonio, G., Dobran, F., and Neri, A. 1994. Erosion processes in volcanic conduits and application to the AD 79 eruption of Vesuvius. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121 :137–152.

Manconi, A., Longpré, M.-A., Walter, T. R., Troll, V. R., and Hansteen, T. H. 2009. The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, 37 :1,099–1,102.

Manconi, A., Walter, T. R., Manzo, M., Zenni, G., Tizzani, P., Sansosti, E., and Lanari, R. 2010. On the effects of 3-D mechanical heterogeneities at Campi Flegrei caldera, southern Italy. *J. Geophys. Res.*, 115. B08405, doi :10.1029/2009JB007099.

Marsh, B. D. 1981. On the crystallinity, probability of occurence, and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78 :85–98.

Marti, J., Folch, A., Neri, A., and Macedonio, G. 2000. Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175 :275–287.

Massol, H., Jaupart, C., and Pepper, D. W. 2001. Ascent and decompression of viscous vesicular magma in a volcanic conduit. *J. Geophys. Res.*, 106 :16,223–16,240.

Massonnet, D., Briole, P., and Arnaud, A. 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, 375 :567–570.

Massonnet, D. and Feigl, K. L. 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys.*, 36 :441–500.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Keigi, K., and Rabaute, T. 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364 :138–142.

Massonnet, D. and Souyris, J. C. 2008. *Imaging with synthetic aperture radar*. EPFL-CRC Press. 280p.

Mc Garr, A. 1988. On the state of lithospheric stress in the absence of applied tectonic forces. *J. Geophys. Res.*, 93 :13,609–13,617.

McLeod, P. and Tait, S. 1999. The growth of dykes from magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92 :231–246.

McTigue, D. F. 1987. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body : resolution of the point source paradox. *J. Geophys. Res.*, 92 :12,931–12,940.

McTigue, D. F. and Mei, C. C. 1981. Gravity-induced stresses near topography of small slope. *J. Geophys. Res.*, 86 :9,268–9,278.

Melnik, O. and Sparks, R. S. J. 2005. Control on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions. *J. Geophys. Res.*, 110. doi :10.1029/2004JB003183.

Melosh, H. J. and Williams, Jr, C. A. 1989. Mechanics of graben formation in crustal rocks : a finite element analysis. *J. Geophys. Res.*, 94 :13,961–13,973.

Menand, T., Daniels, K. A., and Benghiat, P. 2010. Dyke propagation and sill formation in a compressive tectonic environnement. *J. Geophys. Res.*, 115. B08201.

Mériaux, C. and Jaupart, C. 1995. Simple fluid dynamic models of volcanic rift zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136 :223–240.

Mériaux, C. and Jaupart, C. 1998. Dike propagation through an elastic plate. *J. Geophys. Res.*, 103 :18,295–18,314.

Merle, O. and Borgia, A. 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 101 :13,805–13,817.

Michel, R., Avouac, J.-P., and Taboury, J. 1999. Measuring ground displacements from SAR amplitude images : application to the Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26 :875–878.

Mogi, K. 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 36 :99–134.

Monteiller, V., J.-L., G., Virieux, J., and Okubo, P. 2005. An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano. *J. Geophys. Res.*, 110. doi :10.1029/2004JB003466.

Moore, H. J. 1987. Preliminary estimates of the rheological properties of 1984 Mauna Loa lava. In :Decker, R. W. and Wright, T. L. and Stauffer, P. H. (eds) *Volcanism in Hawaii, US Geological Survey Professional Paper* **1350**.

Murray, J. B. and Wooller, L. K. 2002. Persistent summit subsidence at Volcan de Colima, Mexico, 1982-1999 : strong evidence against Mogi deflation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 117 :69–78.

Negro, C. D., Currenti, G., and Scandura, D. 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation : Application to etna volcano during the 1993-1997 inflation period. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172(3-4) :299 – 309.

Neri, G. and Macedonio, G. 1996. Numerical simulation of collapsing volcanic columns with particles of two sizes. *J. Geophys. Res.*, 101 :8,153–8,174.

Newman, A. V., Dixon, T. H., and Gourmelen, N. 2006. A four dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 150 :244–269. doi :10.1016/j.jvolgeores.2005.07.017.

O'Brien, G. S. and Bean, C. J. 2004. A discrete numerical method for modeling volcanic earthquake source mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 109. B09301, doi :10.1029/2004JB003023.

O'Brien, G. S. and Bean, C. J. 2008. Seismicity on volcanoes generated by gas slug ascent. *Geophysical Research Letters*, 35. B09301,doi :10.1029/2008GL035001,.

Ofeigsson, B. G., Sigmundsson, F., Hooper, A., and Sturkell, E. O. 2011. InSAR time series analysis at Hekla volcano, Iceland : Inflation periods and crustal deformation associated with the 2000 eruption. *J. Geophys. Res.*

Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75 :1,135–1,154.

Pagli, C., Sigmundsson, F., Lund, B., Sturkell, E., Geirsson, H., Einarsson, P., Arnadottir, T., and Hreinsdottir, S. 2007. Glacio-isostatic deformation around the Vatnajókull ice cap, Iceland, induced by recent climate warming : GPS observations and finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, 112. B08405, doi :10.1029/2006JB004421.

Pal, R. 2003. Rheological behavior of bubble-bearing magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 207 :165–179.

Papale, P. and Dobran, F. 1994. Magma flow along the volcanic conduit during the Plinian and pyroclastic flow phases of the May 18, 1980 Mount St Helens eruption . *J. Geophys. Res.*, 99 :4,355–4,373.

Parks, M. M., Biggs, J., Mather, T. A., Pyle, D. M., Amelung, F., Monsalve, M. L., and Narvaez, M. 2011. Co-eruptive subsidence at Galeras identified during an InSAR survey of Colombian volcanoes (2006-2009). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

Pathier, E., Fielding, E. J., Wright, T. J., Walker, R., Parsons, B. E., and Hensley, S. 2006. Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery. *Geophysical Research Letters*, 33. L20310, doi :10.1029/2006GL027193.

Paul, A., Gratier, J. P., and Boudon, J. 1987. A numerical model for simulating deformation of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.*, 92 :10,299–10,312.

Pavez, A., Remy, D., Bonvalot, S., Diament, M., Gabalda, G., Froger, J.-L., Julien, P., Legrand, D., and Moisset, D. 2006. Insight into ground deformation at Lascar volcano (Chile) from SAR interferometry, photogrammetry and GPS data : Imlications on volcano dynamics and future space monitoring. *Remote Sens. Environ.*, 100 :307–320.

Pearse, J. and Fialko, Y. 2010. Mechanics of active magmatic intraplating in the Rio Grande Rift near Socorro, New Mexico. *J. Geophys. Res.*, 115. B07413, doi :10.1029/2009JB006592.

Pedersen, R. and Sigmundsson 2004. InSAR based sill model links spatially offset areas of deformation and seismicity for the 1994 unrest episode at Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 31 :L14610,doi :10.1029/2004GL0202368.

Pedersen, R. and Sigmundsson 2006. Temporal development of the 1999 intrusive episode in the Eyjafjallajökull volcano, Iceland, derived from InSAR images. *Bull. Volcanol.*, 68 :377–393.

Peltier, A. 2007. *Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion).* PhD thesis. Thèse de l'Université de la Réunion, 345 pp.

Peltier, A., Bianchi, M., Komorowski, J.-C., Rucci, A., and Staudacher, T. 2010. PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation : Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise. *Geophysical Research Letters*, 37. doi :10.1029/2010GL043846.

Peltier, A., Famin, V., Bachélery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., and Staudacher, T. 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 270 :180–188.

Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., and Bachélery, P. 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Geophysical Research Letters*, 32. L06315,doi :10.1029/2005GL025495.

Peltier, A., Staudacher, T., and Bachélery, P. 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de la Fournaise from displacment data. *J. Geophys. Res.*, 112. B03207,doi :10.1029/2006JB004379.

Pepe, A., Sansosti, E., Berardino, P., and Lanari, R. 2005. On the generation of ERS/ENVISAT DinSAR Time-series via the SBAS Technique. *IEEE Geosci. Remote Sensing Letters*, 2 :265–269.

Perissin, D., Prati, C., Engdahl, M. E., and Desnos, Y.-L. 2006. Validating the SAR Wavenumber Shift Principle With the ERS–Envisat PS Coherent Combination . *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44 :2,343–2,351.

Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., and Vigneresse, J.-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408 :669–673.

Pétillot, I., Trouvé, E., Bolon, P., Julea, A., Yan, Y., Gay, M., and Vanpé, J.-M. 2010. Geocoding look up tables for the fusion of gis data and sar images in mountain areas. *IEEE Geosci. Remote Sensing Letters*, 7 :309–313.

Pinel, V. 2011. Influence of pre-existing volcanic edifice geometry on caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 38. doi :10.1029/2011GL047900.

Pinel, V., Albino, F., Sigmundsson, F., Sturkell, E., Geirsson, H., Einarsson, P., and Gudmundsson, M. T. 2009. Consequences of local surface load variations for volcanoes monitoring : Application to Katla subglacial volcano, Iceland. In VOLUME project, EU PF6 (No. 018471), edited by : C. J. Bean, A. K. Braiden, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien, ISBN 978-1-905254-39-2, Publisher : VOLUME Project Consortium, Dublin, March 2009.

Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M.-P., and Bascou, P. 2011. The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes : Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 200 :49–61. doi :10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002.

Pinel, V. and Jaupart, C. 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 358 :1,515–1,532.

Pinel, V. and Jaupart, C. 2003. Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *J. Geophys. Res.*, 108. (B2) 2072, doi :10.1029/2002JB001751.

Pinel, V. and Jaupart, C. 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221 :245–262. doi :10.1016/j.epsl.2004.01.031.

Pinel, V. and Jaupart, C. 2005a. Caldera formation by magma withdrawal from a reservoir beneath a volcanic edifice. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230 :273–287. doi :10.1016/j.epsl.2004.11.016.

Pinel, V. and Jaupart, C. 2005b. Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145 :68–80. doi :10.1016/j.jvolgeores.2005.01.012.

Pinel, V., Jaupart, C., and Albino, F. 2010. On the relationship between cycles of eruptive activity and volcanic edifice growth. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 194 :150–164. doi :10.1016/j.jvolgeores.2010.05.006.

Pinel, V., Sigmundsson, F., Sturkell, E., Geirsson, H., Einarsson, P., Gudmundsson, M. T., and Högnadóttir, T. 2007. Discriminating volcano deformation due to magma movements and variable surface loads : Application to Katla subglacial volcano, Iceland. *Geophys. J. Int.*, 169 :325–338.

Pinkerton, H. and Sparks, R. S. J. 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature*, 276 :383–385.

Poland, M. and Lu, Z. 2008. Radar interferometry observations of surface displacements during pre- and coeruptive periods at Mount St Helens, Washington, 1992-2005. *A volcano Rekindled : the Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006* edited by W. E. S. D. R. Sherrod and P. H. Stauffer, chap 22, US Gov. Print. Off., Washington, D.C.

Pollard, D. D. and Segall, P. 1987. Theorical displacements and stresses near fractures in rock : with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In : Fracture mechanics of rocks, Ed : Atkinson.

Pritchard, M. E. and Simons, M. 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418 :167–171.

Pritchard, M. E. and Simons, M. 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation of volcanic centres in the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5. Q02002,doi :10.1029/2003GC000610.

Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., and Ferrazini, V. 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184 :49–62.

Ratdomopurbo, A. and Poupinet, G. 1995. Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano : application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical Research Letters*, 22 :775–778.

Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., and Murakami, M. 2003. Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data : application to Sakurajima volcano (Japan). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213 :299–310.

Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde Cabusson, S., Bennati, L., Bolève, A., Byrdina, S., Carzaniga, N., Di Gangi, F., Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., and Roulleau, E. 2008. Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO2 diffuse degassing measurements . *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2007JB005394.

Rivalta, E. and Segall, P. 2008. Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophysical Research Letters*, 35. L04306,doi :10.1029/2007GL032521.

Rocchi, V., Sammonds, P. R., and Kilburn, C. R. J. 2004. Fracturing of Etnean and Vesuvian rocks at high temperatures and low pressures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 132 :137–157.

Roman, D. C., Power, J. A., Moran, S. C., Cashman, K. V., Doukas, M. P., Neal, C. A., and Gerlach, T. M. 2004. Evidence for dike emplacement beneath Iliamna Volcano, Alaska in 1996. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 130 :265–284.

Rubin, A. M. 1993a. Dikes versus diapirs in viscoelastic rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117 :653–670.

Rubin, A. M. 1993b. Tensile fracture of rock at high confining pressure : Implications for dike propagation. *J. Geophys. Res.*, 98 :15,919–15,935.

Rubin, A. M. 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23 :287–336.

Rubin, A. M. and Pollard, D. D. 1987. Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones. In : Lipman, US Geological Survey Professional Paper **1350**.

Ruch, J., Anderssohn, J., Walter, T. R., and Motagh, M. 2008. Caldera-scale inflation of the Lazufre volcanic area, South America : Evidence from InSAR. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 174 :337–344.

Rutherford, M. J. and Devine, J. D. 2008. Magmatic conditions and processes in the storage zone of the 2004-2006 Mount St Helens dacite. In : Sherrod, D. R., Scott, W. E. and Stauffer, P. H. (eds) A volcano rekindled : The renewed eruption of Mount St. Helens, 2004-2006, U.S. Geological Survey Professional Paper 1750.

Ryan, M. P. 1980. Mechanical behavior of magma reservoir envelopes : Elasticity of the olivine tholeiite solidus. *Bull. Volcanol.*, 43 :743–772.

Ryan, M. P. 1988. The mechanics and three-dimensional internal structure of active magnetic systems : Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93 :4,213–4,248.

Rymer, H., Cassidy, J., Locke, C. A., and Sigmundsson, F. 1998. Post-eruptive gravity changes from 1990 to 1996 at Krafla volcano, Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87 :141–149.

Saibi, H., Gottsmann, J., and Ehara, S. 2010. Post-eruptive gravity changes from 1999 to 2004 at Unzen volcano (Japan) : A window into shallow aquifer and hydrothermal dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 191 :137–147.

Sartoris, G., Pozzi, J. P., Philippe, C., and Le Moüel, J. L. 1990. Mechanical stability of shallow magma chambers. *J. Geophys. Res.*, 95 :5,141–5,151.

Sato, H. 2005. Viscosity measurement of subliquidus magmas : 1707 basalt of Fuji volcano. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 100 :133–142.

Schmidt, D. A. and Bürgmann, R. 2003. Time-dependant land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *J. Geophys. Res.*, 108. 2416, doi :10.1029/2002JB002267.

Shaw, H. R. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids : an emperical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272 :870–893.

Shirzaei, M. and Walter, T. R. 2010. Time-dependent volcano source monitoring using InSAR time series : A combined Genetic Algorithm and Kalman Filter approach . *J. Geophys. Res.*

Shirzaei, M., Walter, T. R., Nankali, H. R., and Holohan, E. P. 2011. Gravity-driven deformation of Damavand volcano, Iran, detected through InSAR time series . *Geology*, 39. doi :10.1130/G31779.1.

Sigmundsson, F., Albino, F., Schmidt, P., Lund, B., Pinel, V., Hooper, A., and Pagli, C. 2012. Multiple effects of surface load changes and associated stress change on magmatic systems. To be published in *McGuire, W. J. & Maslin, M. A. (eds) Climate Forcing of Geological and Geomorphological Hazards*, Wiley-Blackwell.

Sigmundsson, F., Durand, P., and Massonnet, D. 1999. Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26 :533–536.

Sigmundsson, F., Hreinsdottir, S., Hooper, A., Arnadottir, T., Pedersen, R., Roberts, M. J., Oskarsson, N., Auriac, A., Decriem, J., Einarsson, P., Geirsson, H., Hensch, M., Ofeigsson, B., Sturkell, E., Sveinbjornsson, H., and Feigl, K. L. 2010a. Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption . *Nature*, 468 :426–430. doi :10.1038/nature09558.

Sigmundsson, F., Pinel, V., Lund, B., Albino, F., Pagli, C., Geirsson, H., and Sturkell, E. 2010b. Climate effects on volcanism : Influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations with examples from iceland. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 368 :2,519–2,534. doi : 10.1098/rsta.2010.0042.

Sigmundsson, F., Vadon, H., and Massonnet, D. 1997. Readjustement of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by Satellite Radar Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 24 :1,843–1,846.

Sparks, S. R. J. 1997. Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150 :177–189.

Sparks, S. R. J. 2003. Forecasting volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210 :1–15.

Sparks, S. R. J., Folkes, C. B., Humphreys, M. C. S., Barfod, D. N., Calvera, J., Sunagua, M. C., McNutt, S. R., and Pritchard, M. E. 2008. Uturuncu volcano, bolivia : Volcanic unrest due to mid-crustal magma intrusion. *Am. J. Sci.*, 308 :727–769.

Spera, F. J. 1984. Some numerical experiments on the withdrawal of magma from crustal reservoirs. *J. Geophys. Res.*, 89 :8,222–8,236.

Staudigel, H. V. and Schmincke, H.-U. 1984. The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 89 :11,195–11,215.

Steffke, A., Harris, A. J. L., Burton, M., and Caltabiano, T. ans Salerno, G. G. 2011. Coupled use of COSPEC and satellite measurements to define the volumetric balance during effusive eruptions at Mt. Etna, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 205 :47–53.

Sturkell, E., Einarsson, P., Roberts, M. J., Geirsson, H., Gudmundsson, M. T., Sigmundsson, F., Pinel, V., Gudmundsson, G. B., Olafsson, H., and Stefansson, R. 2008. Seismic and geodetic insights into magma accumulation at Katla subglacial volcano, Iceland : 1999 to 2005. *J. Geophys. Res.*, 113. B03212,doi :10.1029/2006JB004851.

Sturkell, E., Einarsson, P., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Olafsson, H., Pedersen, R., de Zeeuw-van Dalfsen, E., Linde, A. T., Sacks, S. I., and Stefansson, R. 2006. Volcano geodesy and magma dynamics in Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 150. 14-34.

Sun, J., Johnson, K. M., Shen, Z., Burgmann, R., and Xu, X. 2011. Mechanical constraints on inversion of coseismic geodetic data for fault slip and geometry : Example from InSAR observation of the 6 October 2008 Mw 6.3 Dangxiong-Yangyi (Tibet) earthquake. *J. Geophys. Res.*, 116. B01406,doi :10.1029/2010JB007849.

Taisne, B. 2008. *Vicissitudes de l'ascension des magmas à travers la croûte terrestre.* PhD thesis. Thèse de l'I.P.G.P, 255 pp.

Taisne, B. and Jaupart, C. 2009. Dyke propagation through layered rocks. *J. Geophys. Res.*, 114. B09203,doi :10.1029/2008JB006228.

Tait, S., Jaupart, C., and Vergniolle, S. 1989. Pressure, gaz content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92 :107–123.

Tinard, P. 2007. *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.* PhD thesis. Université Blaise Pascal.

Tizzani, P., Manconi, A., Zeni, G., Pepe, A., Manzo, M., Camacho, A., and Fernández, J. 2010. Long-term versus short-term deformation processes at Tenerife (Canary Islands). *J. Geophys. Res.*, 115. doi :10.1029/2010JB007735.

Touloukian, Y. S., Judd, W. R., and Roy, R. F. 1981. *Physical properties of rocks and minerals*. Mc Graw-Hill, New-York. Data series on Material properties, vol 1-2.

Toutain, J.-P., Bachelery, P., Blum, P.-A., Cheminee, J.-L., Delorme, H., Fontaine, L., Kowalski, P., and Taochy, P. 1992. Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise. *Geophysical Research Letters*, 19 :553–556.

Toutain, J.-P., Sortino, F., Baubron, J.-C., Richon, P., Sri Sumarti, S., and Nonell, A. 2009. Structure and CO2 budget of Merapi volcano during inter-eruptive periods. *Bull. Volcanol.*, 71 :815–8266.

Townend, J. and Zoback, M. D. 2000. How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28 :309–402.

Trassati, E., Giunchi, C., and Bonafede, M. 2005. Structural and rheological contraints on source depth and overpressure estimates at Campi Flegrei caldera, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144 :105–118.

Traversa, P. and Grasso, J.-R. 2009. Brittle creep damage as the seismic signature of dyke propagations within basaltic volcanoes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3) :2035–2043.

Traversa, P., Pinel, V., and Grasso, J.-R. 2010. A constant influx model for dike propagation : Implications for magma reservoir dynamics. *J. Geophys. Res.*, 115. B01201, doi :10.1029/2009JB006559.

Tuffen, H., Smith, R., and Sammonds, P. R. 2008. Evidence for seismogenic fracture of silicic magma. *Nature*, 453 :511–514. doi :10.1038/nature06989.

Van Puymbroeck, N., Michel, R., Binet, R., Avouac, J.-P., and Taboury, J. 2000. Measuring earthquakes from optical satellite images. *Appl. Optics*, 39 :3,486–3,494.

Vasco, D. W., Wicks Jr, C., Karasaki, K., and Marques, O. 2002. Geodetic imaging : reservoir monitoring using satellite interferometry. *Geophys. J. Int.*, 149 :555–571.

Vassalli, M., Longo, A., Montagna, C., O'Brien, G., Bean, C., Bisconti, L., Papale, P., and Saccorotti, G. An integrated method to model volcanic processes and associated geophysical signals.

Voight, B., Hoblitt, R. P., Clarke, A. B., Lockhart, A. B., Miller, A. D., and Lynch, L. 1998. Remarkable cyclic ground deformation monitored in real-time on Montserrat, and its use in eruption forecasting. *Geophysical Research Letters*, 25 :3,405–3,408.

Voight, B., Sparks, R. S. J., Miller, A. D., Stewart, R. C., Hoblitt, R. P., Clarke, A., Ewart, J., Aspinall, W. P., Baptie, B., Calder, E. S., Cole, P., Druitt, H., Hartford, C., Herd, R. A., Jackson, P., Lejeune, A. M., Lockhart, A. B., Loughlin, S. C., Luckett, R., Lynch, L., Norton, G. E., Robertson, R., Watson, I. M., Watts, R., and Young, S. R. 1999. Magma flow instability and cyclic activity at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, British West Indies . *Science*, 283 :1,138–1,142.

Wadge, G. 1981. The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11 :139–168.

Wadge, G., Cole, P., Stinton, A., Komorowski, J.-C., Stewart, R., Toombs, A. C., and Legendre, Y. 2011. Rapid topographic change measured by high-resolution satellite radar at Soufrière Hills Volcano, Montserrat : 2008–2010. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 199. doi :10.1016/j.volgeores.2010.10.011.

Wadge, G., Mattioli, G. S., and Herd, R. A. 2006. Ground deformation at Soufrière Hills Volcano, Montserrat during 1998-2000 measured by radar interferometry and GPS. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152 :157–173.

Wadge, G., Scheuchl, B., Cabey, L., Palmer, M. D., Riley, C., Smith, A., and Stevens, N. F. 1999. Operational use of InSAR for volcano observatories : experience from Montserrat. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication.*

Wadge, G., Webley, P. W., James, I. N., Bingley, R., Dodson, A., Waugh, S., Veneboer, G., Puglisi, M., Mattia, D., Baker, D., Edwards, S. C., Edwards, S. J., and Clarke, P. J. 2002. Atmospheric models, GPS and InSAR meausurements of the troposphere water field over Mt. Etna, Italy polygenetic volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 29.

Wang, Z. 2000. Dynamic versus static elastic properties of reservoir rocks. In : Wang, Z. and Nur, A. (Eds.), Seismic and acoustic velocities in Reservoir Rocks, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

Webley, P. W., Bingley, R. M., Dodson, A. H., Wadge, G., Waugh, S. J., and James, I. N. 2002. Atmospheric water vapour correction to insar surface motion measurements on mountains : results from a dense gps network on Mount Etna. *Phys. Chem. Earth*, 27 :363–370.

Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., and Wiesmann, A. 2005. Precision estimation of local offsets between pairs of SAR SLCs and detected SAR images. *Geoscience and Remote Sensing Symaposium, 2005. IGARSS'05 Proceedings*, pages 4,803–4,805. 10.1109/IGARSS.2005.1526747.

White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., Christie, P. A. F., and Kuznir, N. J. 2008. Lower-crustal intrusion on the north atlantic continental margin. *Nature*, 452 :460–464. doi :10.1038/nature06687.

White, S. M., Crisp, J. A., and Spera, F. J. 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7. Q03010, doi :10.1029/2005GC001002.

Wicks, C. W., de la Llera, J. C., Lara, L. E., and Lowenstern, J. 2011. The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaiten volcano, Chile. *Nature Geoscience*, 478 :374–378. doi :10.1038/nature10541.

Wicks, C. W., Thatcher, W., Dzurisin, D., and Svarc, J. 2006. Uplift, thermal unrest and magma intrusion at Yellowstone caldera. *Nature*, 440 :72–75. doi :10.1038/nature04507.

Williams, C. A. and Wadge, G. 1998. The effects of topography on magma chamber deformation models : Application to Mt. Etna and radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 25 :1,549–1,552.

Woods, A. W. 1995. The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Rev. Geophys.*, 33 :495–530.

Woods, A. W., Bokhove, O., de Boer, A., and Hill, B. E. 2006. Compressible magma flow in a two-dimensional elastic-walled dike. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33 :241–250. doi :10.1016/j.epsl.2005.11.065.

Wright, T., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., and Stork, A. 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442. doi :10.1038/nature04978.

Wright, T. J., Parsons, B. E., and Lu, Z. 2004. Towards mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters*, 31. doi :10.1029/2003GL018827.

Wylie, J. J., Voight, B., and Whitehead, J. A. 1999. Instability of magma flow from volatile-dependent viscosity. *Science*, 285 :1,883–1,885.

Yan, Y., Doin, M.-P., Lopez-Quiroz, P., Tupin, F., Fruneau, B., Trouvé, E., and Pinel, V. 2010a. Comparison of PS and SBAS method applied to the measurement of Mexico City subsidence. *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication*. SP-677.

Yan, Y., Pinel, V., Trouvé, E., Pathier, E., Galichet, S., Mauris, G., and Bisserier, A. 2010b. Combination of differential interferometry and sub-pixel image correlation in measurement of the 2005 Kashmir earthquake displacement field . *Fringe Workshop Proceedings, ESA Special Publication*. SP-677.

Yang, X.-M., Davis, P. M., and Dieterich, J. H. 1988. Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *J. Geophys. Res.*, 93 :4,249–4,257.

Yun, S., Segall, P., and Zebker, H. 2006. Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra Volcano, Galapagos Islands, based on InSAR observations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150 :232–243.

Zapperi, S., Ray, P., Stanley, H. E., and Vespignani, A. 1997. First-order transition in the breakdown of disordered media. *Phys. Rev. Lett.*, 78 :1,408–1,411.

Zebker, H. A. and Goldstein, R. M. 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *J. Geophys. Res.*, 91 :4,993–4,999.

Zebker, H. A., Rosen, P. A., and Hensley, S. 1997. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *J. Geophys. Res.*, 102 :7,547–7,563.

Zebker, H. A., Rosen, P. A., Hensley, S., and Mouginis-Mark, P. J. 1996. Analysis of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaii, using SIR-C radar correlation measurements. *Geology*, 24 :495–498.

Zhang, Z. X. 2002. An empirical relation between mode I fracture toughness and the tensile strength of rock. *Int. J. Rock Mech Min Sci*, 39 :401–406.

Zimmer, M. and Erzinger, J. 2003. Continuous H_2O, CO_2, ^{222}Rn and temperature measurements on Merapi Volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 125 :25–38.

Zlotnicki, J., Bof, M., Perdereau, L., Yvetot, P., Tjetjep, W., Sukhyar, R., Purbawinata, M. A., and Suharno 2000. Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 100 :321–336.