



**HAL**  
open science

# Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar

Fabien Ranvier

► **To cite this version:**

Fabien Ranvier. Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2004. Français. NNT: . tel-00008932

**HAL Id: tel-00008932**

**<https://theses.hal.science/tel-00008932>**

Submitted on 1 Apr 2005

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

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

Numéro d'ordre : **1518**

**UNIVERSITE BLAISE PASCAL**  
(U.F.R. de Recherche Scientifique et technique)

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**  
N° 422

## **THESE**

Présentée pour obtenir le grade de

**DOCTEUR D'UNIVERSITE**  
(Spécialité : Volcanologie)

Par

**Fabien RANVIER**  
Diplômé d'Etudes Approfondies

# **Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar**

Soutenue publiquement le 3 septembre 2004, devant la commission composée de :

Président :	Olivier Merle	Université Blaise Pascal Clermont II
Rapporteur :	John Murray	The Open University, UK
Rapporteur:	Freysteinn Sigmundsson	Nordic Volcanological Centre, Iceland
Examineur :	Christophe Delacourt	Université Claude Bernard Lyon-I
Directeur de thèse :	Jean-François Lénat	Université Blaise Pascal Clermont II
Co-directeur de thèse :	Valérie Cayol	Université Blaise Pascal Clermont II
Co-directeur de thèse :	Jean-Luc Froger	Université Blaise Pascal Clermont II

# ***Remerciements***

Au terme de ces années de thèse, je tiens à remercier les personnes sans qui cette « aventure » n'aurait pas été possible : mes directeurs de thèse.

D'abord Jean-François Lénat, qui a accepté d'être mon directeur de thèse « en chef ». Je le remercie pour sa gentillesse à mon égard mais également de m'avoir permis de découvrir son volcan réunionnais en détail, avec, certes, un arrêt tous les 25 m.

Je remercie ensuite Jean Luc Froger qui m'a convaincu de choisir ce sujet. (Et oui Benton c'est quand même un peu toi qui m'a embarqué sur ce bateau !). Ses conseils avisés, ses idées, son soutien et son amitié m'ont été très précieux au cours de ces années. Merci aussi pour toutes nos discussions qui ont souvent déviées sur d'autres sujets que l'Etna ; elles ont rendu les rapports d'autorité parfois difficiles mais ont aidés à nouer des liens amicaux. En tout cas, c'est promis je vais faire des efforts de « dé-caliméro-risation ».

Enfin sans Valérie Cayol cette thèse n'aurait pas été possible, d'une part parce qu'elle a mis au point le code de calcul utilisé et d'autre part parce que ses compétences, son travail et son avis d'expert ont été des éléments indispensables à ma thèse. Je tiens à la remercier également de m'avoir permis de continuer mon travail dans de bonnes conditions, malgré la durée et parfois la distance.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à John Murray et Freysteinn Sigmundsson qui ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, ainsi qu'à Christophe Delacourt qui a bien voulu être examinateur. La perspicacité et l'objectivité de leur regard sur mon travail m'ont été très utiles.

Enfin, je tiens à témoigner toute ma reconnaissance à Olivier Merle, tout d'abord pour avoir présidé mon jury. En regrettant que la modélisation analogique sur l'Etna, objet de nombreuses de nos discussions, n'ait, faute de temps, pu être mise en œuvre.

Je rends également un hommage particulier à Philippe Labazuy, mon directeur de stage de DEA, pour qui j'ai une grande affection et que j'ai pourtant « abandonné » (tout comme le Cantal), pour me consacrer à l'Etna.

Je veux également remercier tous les membres du Laboratoire Magmas et Volcans ceux qui m'ont aidé mais aussi ceux que j'ai pu croiser pendant ces années : notamment Thierry Souriot pour les calculs d'interférogrammes (tu as un boulot en or, sans jalousie j'aimerais être à ta place), à Philippe Cacault pour ses dépannages informatiques de qualité, à Maurice pour ses assistances en tous genres, à Tahar pour sa culture, à Olgeir pour son soutien, à Sylvaine et Claire qui m'ont autorisé à emprunter plus que de raison, à Anne, Chantal, Delphine, Fabienne, Liliane, Gisèle, Marie B, Maryse, Mireille pour leur sympathie et pour les discussions enflammées dans l'aquarium de l'accueil ou aux pots (notamment de Noël). Merci aussi, à Eliane Passemard pour sa patience et pour m'avoir grandement facilité toutes les tâches administratives.

Enfin ma reconnaissance va à tous mes compagnons chercheurs de 3ème cycle (selon le terme consacré), j'espère n'oublier personne mais la liste est longue....: Caro (tu as bien fait d'attendre), Olivier (« Respect des fondamentaux »), Franck (mon premier « chef scientifique »), Anthony (Gare aux sandwiches de ta mère, ils ne rentreront jamais dans la voiture), François (merci encore de m'avoir admis dans le club très fermé des émérites), Anne-line (ah ... la promo 1999 !!!, ça c'était de la promo), Estelle (T.B qui sait reconnaître les vraies valeurs là où elles se trouvent : aux Martres de Veyre), Jeff (n'insiste pas je

n'encouragerais pas le RC Strasbourg), Grom (Qui se ressemble.....), Séverine (tu es rouge là non ?), Yvan (mon poulet), Flip (je t'assure que je t'ai mis des buts en minimes), Sylvana (merci pour les cours d'espagnol mais il y a encore du boulot), Muriel (l'invitée de Daniel Hélin). Je pense aussi à Briec, David, Pablo, Laurent, Sophie, Cécile, Nathalie, Manue, Delphine, Etienne, Hugues, Jean-François, Julie, Yo, Kathy, Nico, Séverine, Perrine, Emilie, Erwan, Vinciane, Arnaud, Régis et ainsi qu'à tous les ATERs membres de la confrérie des « cafés du midi » en bureau fumeur, aux étudiants de DESS et de DEA et peut-être aussi à ceux que j'oublie.

Je n'oublie pas tous les gars de la septième compagnie (Albator, Alex, Dédé, Doudou, Nono, Yoda), leur compagne et maintenant leur descendance : merci à vous, pour votre patience, votre tolérance à mon égard et que dure notre amitié ! Je pense également à tous les autres Cricri, David, K et X et surtout à toi mon petit Hervé...

Un salut particulier aux différents joueurs de l'ASM et à Maïtena.

Enfin, je ne te remercierai jamais assez mon petit Fantômas, ni ta famille, merci pour tes encouragements, ton soutien, ton temps... merci.

Et pour finir, je pense à ma famille qui m'a toujours soutenu même dans les moments difficiles. Je sais je ne suis pas toujours facile à vivre... Je n'ai pas vraiment de mot tellement ma gratitude est grande.

Le mot de la fin ira à ma grand mère qui aurait, je l'espère, été fière de moi.

Si ceux qui disent du mal de moi savaient exactement ce que je pense d'eux, ils en diraient bien davantage (Sacha Guitry)

# Résumé

A l'Etna, des études géodésiques récentes, notamment en interférométrie radar, ont mis en évidence des mouvements de grandes échelles affectant les flancs de ce volcan. Ces études s'appuient sur des bases de données ne comprenant que des interférogrammes en orbites ascendantes ou seulement quelques scènes ERS. Nous avons complété la base de données existante et analysé ensuite plus de 600 interférogrammes pour des orbites ascendantes et descendantes. La nouvelle base de données couvre une période de près de 8 ans entre septembre 1992 et août 2000. Notre étude a révélé que les déplacements des flancs Sud et Sud-Est de l'Etna apparaissent en mars 1996. Ils s'amortissent lentement et disparaissent en août 1998. L'utilisation des données interférométriques ERS acquises en orbites ascendantes et descendantes, peu sensibles à la composante Nord-Sud du mouvement, nous a permis de calculer les déplacements Est-Ouest et verticaux affectant le flanc Sud-Est de l'Etna pendant cette période. Le long des failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri (MTT) et de Ragalna, les déplacements normaux et dextres sont essentiellement horizontaux avec une faible composante normale. Au niveau d'une ride anticlinale à la base du flanc Sud de l'édifice, les déplacements sont essentiellement verticaux et correspondent à un soulèvement de cette ride. Nous avons également pu mettre en évidence que certaines portions de ces structures ont été actives avec des taux beaucoup plus faibles entre janvier 1999 et novembre 2000. Dans les deux cas, l'apparition de ces mouvements coïncide avec des événements éruptifs explosifs dans la zone sommitale indiquant un lien entre le fluage le long des structures des flancs Sud et Sud-Est et l'activité volcanique.

La zone d'activité de ces structures représente une zone clé de la compréhension de la géodynamique de l'Etna puisque c'est la région où les modèles proposés dans la littérature diffèrent. Aussi, nous avons mené une étude en modélisation numérique afin d'expliquer des déplacements observés et proposer un modèle d'évolution géodynamique de l'Etna. Notre étude a montré que le champ de déplacements était compatible avec un champ de contraintes variable avec la profondeur et la présence de deux plans de glissements sous l'édifice. Un premier plan de glissement profond, situé sous le flanc Sud et soumis à une compression régionale orientée N 170°, explique le soulèvement le long de la ride anticlinale. Un deuxième plan de glissement limité au Nord par la faille de Pernicana-Provenzana, à l'Ouest par les rifts zones et au Sud par les failles de MTT, guidé vers la mer ionienne par les contraintes gravitaires et une extension régionale orientée N 95° serait à l'origine des déplacements du flanc Est. Notre étude a également établi que des injections magmatiques au niveau des rifts zones n'étaient pas le moteur des glissements. Nous proposons, par contre, pour expliquer le lien entre les déplacements et les événements éruptifs que les contraintes magmatiques sont le déclencheur des mouvements de flanc.

# Abstract

Recent interferometric studies have evidenced large scale motions affecting the southern and southeastern flank of Mount Etna. These studies are based on ascending interferograms and few ERS scenes. In our study, we analyse more than 600 hundreds SAR interferograms for both ascending and descending satellites passes, recorded between September 1992 and August 2000. Our study reveals that, since March 1996, displacements along several faults located on the eastern and southeastern flank of the edifice have occurred. Displacement rates slowly decreased and motions stopped in august 1998. Assuming that both ascending and descending interferograms are insensitive to the northward component of displacements, we computed vertical and eastward components of displacements. This shows that the Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri (MTT) and the Ragalna faults were undergoing horizontal displacement, consistent with a displacement of the eastern flank of the volcano to the east, and that the anticlinal ridge at the southern base of the volcano was being uplifted. Moreover, our study reveals that some segments of the faults were active between January 1999 and November 2000. In both case, the onset of displacements was synchronous with explosive volcanic events in the summit area, showing a link between creep along the faults and volcanic activity.

Previously proposed geodynamical models differ mainly on the location of the southern and southwestern boundary of the mobile sector. The proposed boundaries are located in the area where displacements have been evidenced by interferometry. We use a 3D mixed boundary elements method in order to constrain the southern and horizontal boundaries of the eastern and southern sector, as well as the stress field responsible for the observed motions. The measured displacements are consistent with the activation of 2 different decollements, and a stress field varying with depth. The uplift along the anticlinal ridge south of the volcano is consistent with the N-S regional compression acting on a north dipping decollement with a depth varying from 2.5 km to 5 km below sea level. This decollement could be inherited from the Maghrebo-Appenine Chain. The ESE sliding of the Eastern flank is related with a shallower decollement limited by the Pernicana-Provenzana fault to the North and by the MTT faults to the south. This decollement is located in the sedimentary basement a few hundred meters below sea level. The driving force of the eastward instability could be gravitational forces and a regional E-W extension. We have also determined that the magmatic forces related with magma injection in the rift zones are not the driving forces for the eastern flank. Nevertheless, displacements created by magmatic forces are consistent with displacements observed on the western flank of the volcano and it is likely that magmatic forces provided the trigger to flank displacements to the east and southeast.

# ***Sommaire***



<b>I Introduction et Problématique de l'étude:</b>	<b>7</b>
<b><u>1. L'ETNA : GENERALITES :</u></b>	<b>9</b>
<b><u>2. EDIFICATION DE L'ETNA :</u></b>	<b>14</b>
<b><u>3. ACTIVITE RECENTE DE L'ETNA :</u></b>	<b>17</b>
<b><u>4. CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURAL DE L'EDIFICE VOLCANIQUE ETNEEN</u></b>	<b>21</b>
<u>4.1. Contexte géodynamique du Nord-Est de la Sicile (Fig. I.9) :</u>	22
<u>4.2. Champ de contraintes régionales affectant la zone étnéenne :</u>	25
<u>4.3. Champ de contraintes sur le volcan :</u>	27
<u>4.4. Structures volcano-tectoniques majeures de l'Etna (Fig. I.14) :</u>	31
<u>4.4.a. Rifts zones (Fig. I.14) :</u>	32
<u>4.4.b. Système de failles de Pernicana-Provenzana :</u>	33
<u>4.4.c. Système de failles de Mascalucia-Trecastagni (Fig. I.17) :</u>	35
<u>4.4.d. Système de failles de Ragalna</u>	37
<u>4.4.e. Système de failles des Timpe (Fig. I.21) :</u>	39
<u>4.4.f. Structure compressive de la base du flanc Sud (Fig. I.14) :</u>	41
<u>4.5. Le substratum de l'Etna :</u>	43
<b><u>5. LES MODELES GEODYNAMIQUES PROPOSES POUR L'ETNA :</u></b>	<b>46</b>
<u>5.1. Modèles de Borgia et al. (1992), Borgia et al. (2000), Modèle de Rust et Neri,(1996), Neri et al. (2003):</u>	46
<u>5.2. Modèle de Lo Giudice and Rasà (1992) et de Rasà et al. (1996) :</u>	49
<u>5.3. Modèle de Mc Guire et al. (90,91,96,97) :</u>	51
<u>5.4. Modèle de Bousquet et Lanzafame (2001) :</u>	52
<u>5.5. Modèle de Tibaldi et Groppelli (2002) :</u>	53
<u>5.6. Modèle de Monaco et al. (1997) :</u>	55
<b><u>6. CONCLUSIONS</u></b>	<b>56</b>

<b>II Interférométrie radar</b>	<b>59</b>
<b><u>1. TELEDETECTION RADAR :</u></b>	<b>61</b>
<u>1.1. Généralités sur les satellites ERS :</u>	61
<u>1.2. Caractéristiques des images radar :</u>	63
<u>1.3. Amplitude et phase des images radar :</u>	63
<b><u>2. INTERFEROMETRIE RADAR :</u></b>	<b>64</b>
<u>2.1. Méthode :</u>	64
<u>2.1.1. Conservation de la phase pixellaire :</u>	64
<u>2.1.2. Modification de la phase de trajet :</u>	66
<u>2.2. Avantages et limites de la méthode interférométrique :</u>	69
<u>2.3. Ambiguïté de phases des interférogrammes :</u>	70
<b><u>3. ETUDE INTERFEROMETRIQUE DE L'ETNA :</u></b>	<b>71</b>
<u>3.1. Base de données interférométriques :</u>	71
<u>3.2. Filtrage des interférogrammes :</u>	74
<u>3.3. Franges concentriques de grandes longueurs d'onde :</u>	75
<u>3.4. Techniques d'élimination de la composante atmosphérique :</u>	76
<u>3.4.1 « Stacking » :</u>	76
<u>3.4.2. Modélisations de l'atmosphère :</u>	77
<u>3.4.2.a. Modèle de Webley et al. (2002) :</u>	77
<u>3.4.2.b. Modèle de Wadge et al. (2002) :</u>	77
<u>3.4.2.c. Modèle de Delacourt et al. (1998) :</u>	79
<u>3.4.2.d. Modèle Bonforte et al. (2001) :</u>	80
<u>3.4.3. Inversion simultanée des contributions atmosphériques et de la déformation :</u>	80
<u>3.5. Elimination de la composante atmosphérique :</u>	82
<u>3.6. Déformations liées aux coulées et aux dykes :</u>	86
<u>3.6.1. Déformations associées aux coulées de 1986-87 et 1989 et de 1991-93 (Fig. II.16-1) :</u>	86

<u>3.6.2. Déformations associées aux coulées de 1983-85 (Fig. II.16-2):</u>	88
<u>3.6.3. Déformation associée avec le dyke et la coulée de mars 1981 (Fig. II.16-3):</u>	88
<u>3.7. Déformations du flanc SE :</u>	89
<u>3.7.1. Mise en évidence des structures actives</u>	89
<u>3.7.2. Période d'activité de ces structures :</u>	93
<u>3.7.3. Taux de déformation :</u>	94
<u>3.7.4. Pompages d'eau :</u>	96
<u>3.7.5. Déroulement et Stacking :</u>	97
<u>3.7.6. Calcul des composantes verticales et Est-Ouest de la déformation:</u>	100
<u>3.7.7. Interprétations des déplacements entre 1996 et 1998 :</u>	100
<u>3.7.8. Déplacements entre 1999 et 2000 :</u>	104
<b>III Modélisation</b>	<b>107</b>
<b><u>1. METHODOLOGIE :</u></b>	<b>109</b>
<u>1.1 Généralités :</u>	109
<u>1.1.a. Les modèles de déformation en Volcanologie :</u>	110
<u>1.1.b. Complexités géométriques :</u>	112
<u>1.1.c. Interaction entre fractures et réservoir :</u>	113
<u>1.1.d. Prise en compte de la topographie :</u>	113
<u>1.2 Méthode mixte des éléments frontières en 3 dimensions (3D-MBEM) :</u>	114
<u>1.2.a. Eléments frontières ou Eléments finis :</u>	114
<u>1.2.b. Principes de la méthode 3D-MBEM :</u>	114
<u>1.2.c. Conditions aux frontières:</u>	117
<u>1.2.d. Paramètres élastiques :</u>	118
<u>1.2.e. Nombre maximal de nœuds pris en compte :</u>	118
<u>1.2.f. Modèle Numérique de Terrain :</u>	119
<u>1.3. Maillage de la topographie et des structures :</u>	121
<u>1.3.a. Maillage de la topographie :</u>	121

<u>1.3.b. Maillage des failles :</u>	123
<u>1.3.c. Evaluation des erreurs liées à la densité du maillage :</u>	124
<u>1.3.d. Définition de la fonction coût : Pourcentage de données expliquées :</u>	126
<u>1.3.e. Détermination de l'amplitude des contraintes appliquées et élimination de l'ambiguïté de phase des interférogrammes :</u>	126
<u>1.4. Introduction à Modélisation du champ de déformation mesuré par interférométrie radar :</u>	129
<b><u>2. SOULEVEMENT LE LONG DE LA RIDE ANTICLINALE AU SUD DE L'ETNA :</u></b>	<b>130</b>
<u>2.1. Géométrie du décollement :</u>	132
<u>2.1.a. Déplacements associés aux décollements proposés dans la littérature :</u>	132
<u>2.1.b. Détermination de la géométrie du décollement par variation systématique des paramètres :</u>	134
<u>2.2. Contraintes à l'origine du décollement</u>	138
<u>2.2.1. Contraintes régionales :</u>	138
<u>2.2.1.a. Contrainte compressive :</u>	138
<u>2.2.1.b. Extension Est-Ouest:</u>	138
<u>2.2.2. Contraintes gravitaires :</u>	141
<u>2.2.2.a. Prise en compte des contraintes gravitaires :</u>	141
<u>2.2.2.b. Effets des contraintes gravitaires :</u>	143
<b><u>3. DEPLACEMENTS LE LONG DES FAILLES MTT ET DE RAGALNA :</u></b>	<b>144</b>
<u>3.1. Paramètres géométriques des failles :</u>	144
<u>3.1.a. Influence de la profondeur minimum <math>H_0</math> :</u>	145
<u>3.1.b. Influence du pendage <math>\alpha</math> :</u>	146
<u>3.1.c. Influence de la profondeur <math>H_{max}</math> :</u>	147
<u>3.1.d. Influence de l'extension horizontale <math>E_h</math> :</u>	149
<u>3.2. Contraintes à l'origine des mouvements de failles :</u>	150
<u>3.2.a. Mouvements de failles engendrés par les contraintes sur le décollement :</u>	150

<u>3.2.b. Contrainte compressive :</u>	152
<u>3.2.c. Contrainte extensive :</u>	153
<u>3.2.d. Contraintes compressive et extensive :</u>	155
<u>3.2.e. Contraintes gravitaires :</u>	156
<b><u>4. STRUCTURES CONNECTEES :</u></b>	<b>159</b>
<u>4.1. Décollement « géant »:</u>	159
<u>4.1.a. Paramètres géométriques du décollement pour des contraintes gravitaires sur le décollement seulement :</u>	160
<u>4.1.b. Contraintes gravitaires sur le décollement et les failles :</u>	164
<u>4.1.c. Contraintes gravitaires sur le décollement et extension sur les failles :</u>	164
<u>4.1.d. Contraintes régionales sur le décollement et les failles :</u>	164
<u>4.1.e. Conclusion :</u>	164
<u>4.2. Glissement sous le flanc Est :</u>	165
<u>4.2.1. Plan de glissement sous le flanc Est enraciné dans les formations sédimentaires :</u>	166
<u>4.2.1.a. Paramètres géométriques du glissement pour des contraintes gravitaires :</u>	166
<u>4.2.1.b. Contraintes à l'origine du mouvement :</u>	169
<u>4.2.2. Plan de glissement sous le flanc Est à l'interface entre les formations volcaniques et sédimentaires :</u>	172
<u>4.2.3. Comparaison des deux types de glissements :</u>	177
<u>4.2.4. Modèle intermédiaire de décollement sous le flanc Est :</u>	178
<u>4.2.5. Conclusion des modèles de glissements :</u>	182
<u>4.2.6. Influence des injections de magma :</u>	183
<u>4.2.6.1. Prise en compte des forces magmatiques :</u>	184
<u>4.2.6.2. Champ de déplacements créé par des forces magmatiques :</u>	185
<u>4.2.6.2.a. Dyke connecté à un plan de décollement profond « géant »:</u>	186
<u>4.2.6.2.b. Dyke connecté à un plan de glissement superficiel sous le flanc Est</u>	188

<u>4.2.7. Modèle prenant en compte toutes les structures</u>	196
<b><u>5. CONCLUSION :</u></b>	<b>197</b>
<u>5.1. Soulèvement de la ride compressive :</u>	197
<u>5.2. Déplacements le long des failles :</u>	199
<u>5.3. Plan de glissement:</u>	200
<b>IV Discussion-Conclusion</b>	<b>203</b>
<b>Annexe I : Rhéologie du substratum des coulées de 1983-85 et 1986-87-89</b>	<b>211</b>
<b><u>1. PRINCIPE DES MODELES ANALOGUES</u></b>	<b>213</b>
<u>1.1. Ressort</u>	213
<u>1.2. Amortisseurs</u>	214
<u>1.3. Modèle viscoélastique de type Maxwell</u>	214
<u>1.4. Modèle viscolélastique de type Kelvin-Voigt</u>	215
<b><u>2. MODELISATION 1D</u></b>	<b>215</b>
<u>2.1. Modèle analogue choisi</u>	215
<u>2.2. Estimation du couple (<math>d, t</math>)</u>	217
<u>2.3. Estimation de <math>F_0</math></u>	221
<u>2.4. Estimation de la viscosité apparente</u>	222
<b><u>3. DISCUSSION ET CONCLUSION</u></b>	<b>223</b>
<b>Annexe II : Maillage des structures</b>	<b>227</b>
<b>Annexe III : Ajustement de l'amplitude des contraintes</b>	<b>237</b>
<b>Annexe IV : Inversion des paramètres géométriques du décollement Sud</b>	<b>245</b>
<b>Annexe V : Contraintes gravitaires et vergence du décollement</b>	<b>255</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>257</b>

# ***I. Introduction générale et problématique de l'étude***

# ***I. Introduction générale et problématique de l'étude***

## **RESUME**

L'Etna s'est édifié au Nord-Est de la Sicile depuis 500 000 ans dans un contexte géodynamique et structural particulièrement complexe. Le volcan est situé dans une zone transitionnelle entre un domaine compressif (Sicile centrale) à l'Ouest et un domaine extensif (bassin ionien) à l'Est. Le volcan est localisé à la suture entre les plaques Afrique et Eurasie. Il est bordé au Nord et à l'Ouest par la chaîne Maghrébo-Appenine et à l'Est par un bassin océanique. L'Etna s'est construit à l'intersection de deux accidents lithosphériques majeurs les failles de Messine-Giardini et l'Escarpement de Malte. L'édifice volcanique est situé, de plus sur la bordure de la subduction de la plaque ionienne sous l'arc calabrais. Enfin, le substratum sur lequel il repose, est composé de formations argileuses. Ce substratum comme tout le Nord-Est de la Sicile est en surrection, portant les formations sédimentaires jusqu'à des altitudes supérieures à 1000 m sous l'édifice volcanique. En considérant, également les effets de la gravité et des forces magmatiques au niveau d'injections de dykes ou de zones de stockage, il en résulte un champ de contrainte complexe influençant la stabilité de l'édifice volcanique. Les failles et les rifts zones qui marquent les flancs de l'Etna sont le reflet de ce champ de contraintes. A partir d'observations de terrain, de forages, de données géodésiques, sismiques, géochimiques, pétrologiques, il a été proposé de nombreux modèles géodynamiques de l'Etna. Ces modèles considèrent des structures différentes (un ou plusieurs (voire aucun) plans de glissements d'étendue, de géométrie et de profondeur variables) et des champs de contraintes différents (utilisant un ou plusieurs types de contraintes). Aucun de ces modèles ne fait l'unanimité et l'évolution géodynamique du volcan est encore très discutée.

## **ABSTRACT**

Mount Etna has risen in the North-East of Sicily for the last 500 000 years in a complex geodynamic and structural framework. The volcano is located in a transitional area between Central Sicily characterised by a North-South compressionnal area to the West, and the extensional domain of the Ionian basin to the East. Mount Etna is situated at the suture between the African and Eurasian plates and is bordered to the North and to the West by the Maghrébo-Appenine chain. The volcano is sited at the intersection of two major lithospheric discontinuities, the Messina-Giardini fault and the Malta Escarpment. Moreover, the volcanic edifice has been built on the edge of the Ionian subduction. Lastly, Mount Etna rests on sedimentary basement characterised by clayey levels. This basement as well as the whole north-eastern Sicily, have been uplifted and the sedimentary formations are situated at more than 1000 m above sea level under the summit of Mount Etna. If we consider also the effects of gravity and magmatic forces (dyke injections or over pressurised magma chamber), the resulting geodynamic framework is particularly complex.

The geodynamical evolution of Mount Etna is still discussed and several geodynamical models, based on different arguments (field, geodetic, geophysical, petrological and geochemical data) have been proposed. These models consider either none or up to two decollements, of variable extent, geometry and depth, and with different stress field.



# I Introduction et problématique de l'étude:

## 1. L'ETNA : GENERALITES :

L'Etna, situé sur la côte Nord-Est de la Sicile (Sud de l'Italie), est le volcan actif le plus haut et le plus étendu d'Europe. Il culmine actuellement à 3350 m. De forme légèrement elliptique, l'Etna couvre plus de 1250 km<sup>2</sup>, il s'allonge sur 47 km du Nord au Sud et 38 km d'Est en Ouest. Les flancs de l'Etna sont densément peuplés, avec, entre autres, la ville de Catane et ses 350 000 habitants (Fig. I.1).

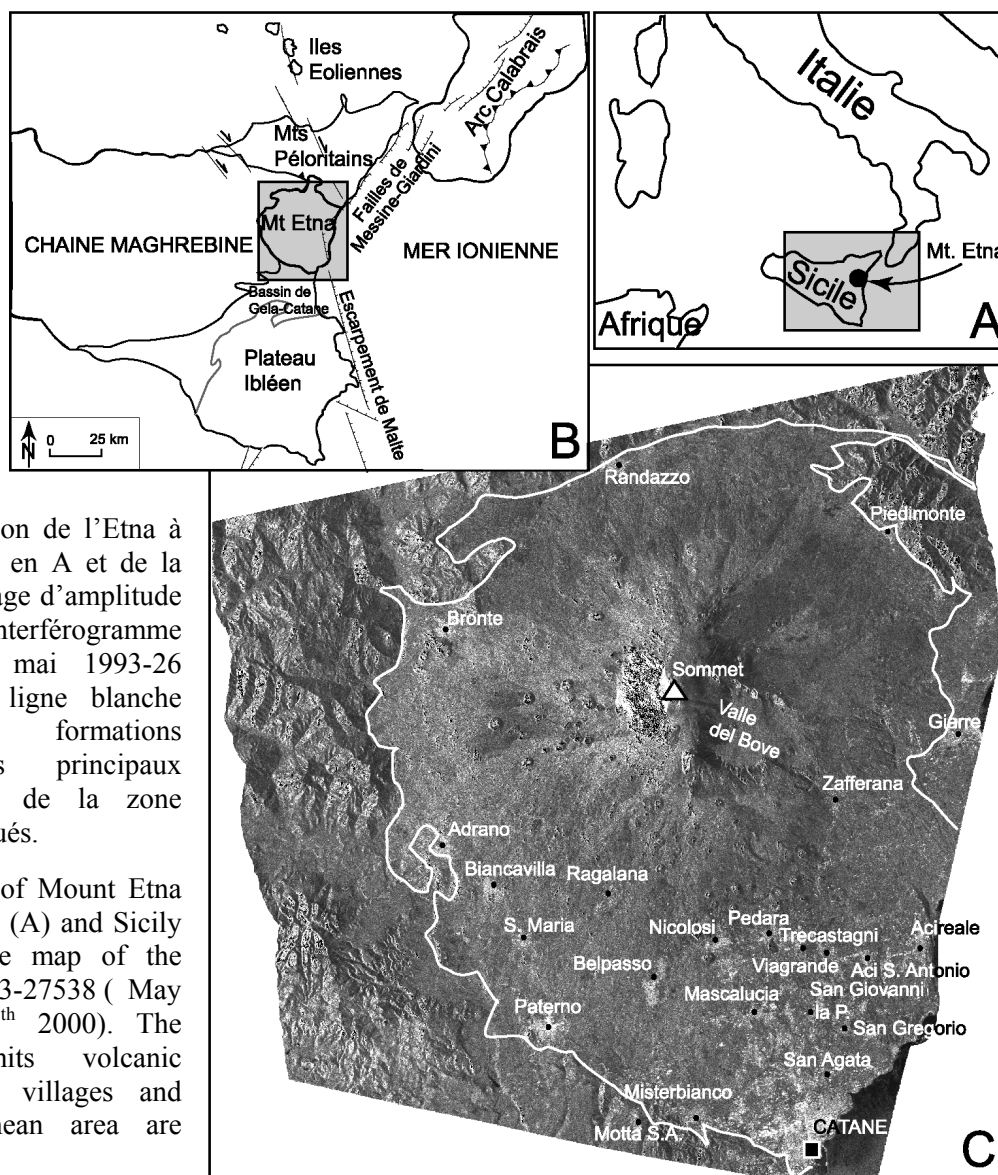


Fig. I.1 : Localisation de l'Etna à l'échelle de l'Italie en A et de la Sicile en B. C : Image d'amplitude Radar de l'interférogramme 09793-27538 (30 mai 1993-26 juillet 2000). La ligne blanche délimite les formations volcaniques. Les principaux villages et villes de la zone etnéenne sont indiqués.

Fig. I.1 : Location of Mount Etna at the scale of Italy (A) and Sicily (B). C : Amplitude map of the interferogram 09793-27538 ( May 30<sup>th</sup> 1993-July 26<sup>th</sup> 2000). The white line limits volcanic formations. Major villages and cities of the etnean area are indicated.

La figure I.1C montre les principales zones urbanisées des flancs de l'Etna. Les différents villes et villages sont surtout localisés dans les parties Sud et Sud-Est du volcan, presque complètement urbanisée.

Si l'on considère l'activité historique et récente de l'Etna, le risque volcanique est lié :

- Aux panaches de cendres importants notamment pendant les éruptions récentes. En Sicile, les vents d'Ouest sont dominants entraînant le panache de cendres vers les villes du flanc Est et dans la direction de la ville de Catane et de son aéroport (Fig. I.2). Si les cendres de l'Etna posent des problèmes pour l'agriculture et aux habitants de la zone en s'insinuant partout, elles ne semblent pas représenter un risque pour la santé : les cendres ne peuvent être inhalées, la taille importante des grains les rendant peu volatiles.



Fig. I.2 : Photographie prise depuis la station internationale (ISS) le 22 juillet 2001 (ESA 2001). Le panache orienté NO-SE recouvre la ville de Catane et l'aéroport a été fermé.

Fig. I.2 : Photograph taken from the international station (ISS) on July 22, 2001 (ESA 2001). The plume directed NO-SE covers the town of Catane forcing to close the airport.

Cependant, les cendres endommageant les réacteurs des avions, le trafic aérien est impossible en cas d'éruption comme au cours des éruptions de 2001 et de 2002. Cela peut poser des problèmes économiques importants pour la région de Catane (Coltelli et al., 2001).

- A des éruptions fortement explosives. Au cours de son histoire, et notamment depuis 100 Ka, l'Etna a connu des épisodes explosifs qui tranchent avec l'activité actuelle (Coltelli et al., 1998, 2000). Les auteurs décrivent même une activité de type plinien basaltique. L'épisode le plus récent et également l'un des plus violents daterait de l'époque romaine (122 B.C.). Pendant cette activité sommitale fortement explosive, les flancs du volcan auraient été affectés par des coulées et des avalanches pyroclastiques. Les zones qui pourraient être touchées par ces épisodes destructeurs sont très urbanisées et, aujourd'hui, un tel évènement causerait beaucoup plus de dégâts matériels et humains qu'à l'époque romaine.

Andronico et al. (2001) ont mis en évidence les dépôts d'une éruption phréatomagmatique s'étant produite à la base du flanc Est il y a 18,7 Ka. Ce dynamisme est lié à une interaction entre le magma et l'eau piégée par le substratum sédimentaire etnéen imperméable. La probabilité de réapparition d'une telle activité sur les flancs habités de l'édifice accroît sensiblement le risque volcanique de la région.

- Aux coulées de laves. C'est historiquement l'aléa volcanique le plus important à l'Etna. Il concerne principalement les bâtiments et les constructions. Des coulées d'origine sommitale n'atteignent que rarement les flancs habités de l'Etna. Cela a pourtant failli être le cas en 1991-93 où la ville de Zafferana a été épargnée de justesse.

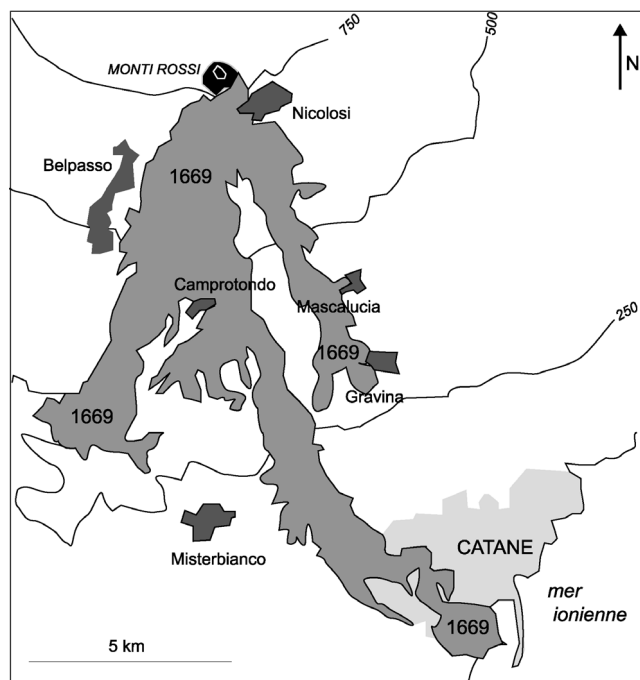


Fig. I.3 : Coulées de 1669. (d'après Boris Behncke, « Italy's volcanoes : the Cradle of Volcanology »)

Fig. I.3 : 1669 lava flows (from Boris Behncke, « Italy's volcanoes : the Cradle of Volcanology »)

Des fissures peuvent également s'ouvrir à faible altitude et menacer directement des zones urbaines comme cela a été le cas en 1669 (Fig. I.3), où une coulée issue du Monti Rossi au Nord-Ouest de Nicolosi a détruit partiellement 15 villages notamment Nicolosi, Camprotondo, Gravina et Mascalucia (Corsaro et al., 1996 ; Crisci et al., 2003). La coulée dans son trajet jusqu'à la mer a traversé Catane démolissant tout le Sud-Ouest de la ville. Ce type d'activité est peu dangereuse pour les populations qui ont le temps de se mettre hors du passage des coulées (dépassant rarement la vitesse de quelques mètres par seconde à l'Etna), mais pourrait causer des pertes économiques considérables. L'éruption de 1669 s'est produite dans une zone aujourd'hui très urbanisée.

De plus, de nombreuses failles actives recoupent des zones urbaines sur les flancs Sud et Est de l'Etna. Elles présentent pour la plupart deux types d'activités :

- des déplacements cosismiques. Le jeu cosismique le long du système de failles de Pernicana-Provenzana a atteint localement près de 25 cm en octobre 1988 pour un séisme de magnitude 3.4 (Azzaro, 1999). Un séisme en décembre 1985 de magnitude 4.3 a fait un mort et a blessé 14 autres personnes dans la zone Ouest de ce même système de failles (Azzaro et al., 1988 ; Azzaro et al., 1998a). Mais d'autres zones de l'édifice présentent une activité sismique non-négligeable comme notamment la zone du système de failles de Ragalna (séisme de magnitude 3.4 en juin 1982) ou celui des Timpe (séisme de magnitude 3.4 en novembre 1997 le long de la faille d'Acireale) (Azzaro, 1999).

- des déplacements asismiques qui peuvent atteindre des taux de plusieurs centimètres par an, notamment le long du système de failles de Pernicana-Provenzana (Fig. I.4) (Groppelli et al., 1999 ; Azzaro et al., 2001).

Les effets de ce type de mouvements tectoniques ou volcano-tectoniques actifs historiquement, sont visibles essentiellement au niveau des bâtiments et des constructions (Fig. I.4, I.16, I.18 et I.20). Les flancs de l'Etna représentent donc une zone à risque du point de vue volcanique mais également volcano-tectonique.

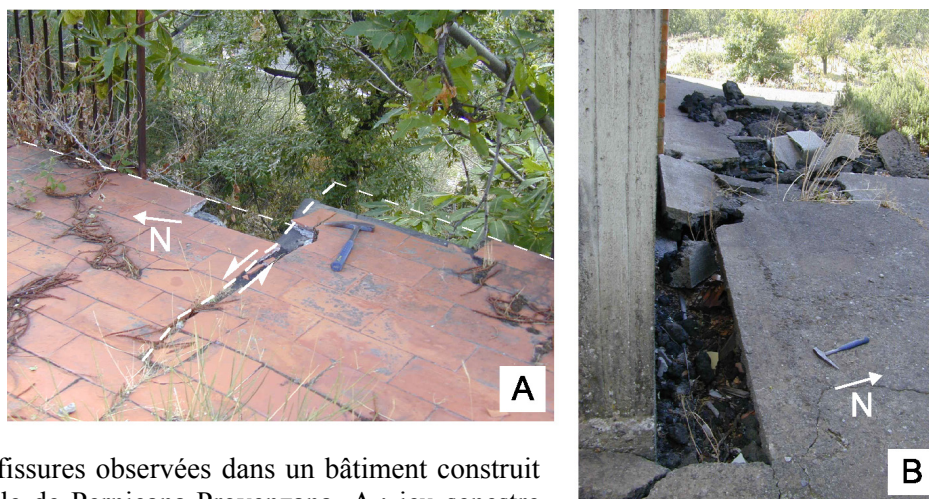


Fig. I.4 : fissures observées dans un bâtiment construit sur la faille de Pernicana-Provenzana. A : jeu senestre qui découpe la terrasse. B : La dalle en béton est endommagée par le jeu de la faille.

Fig. I.4 : Cracks observed in a house built on the Pernicana-Provenzana fault. A: Senestrial faulting cutting out the terrace. B: The concrete slab is damaged by faulting.

De nombreuses hypothèses et interprétations sur l'évolution géodynamique de l'Etna ont été proposées depuis une quinzaine d'années (depuis Kieffer, 1985). Sur la base de nouvelles données interférométriques et à partir de modélisations numériques, nous allons nous attacher à caractériser les paramètres et les facteurs qui contrôlent cette évolution géodynamique. Ces facteurs peuvent être liés aux champs de contraintes actuelles qu'elles soient tectoniques ou magmatiques, mais également à des éléments structuraux hérités de la période pré-étnéenne ou de la période d'édification. Il est, par conséquent, important de rappeler les grandes lignes de l'édification et de l'évolution de l'Etna jusqu'à la période récente, ainsi que son activité volcanique actuelle afin de comprendre le rôle des éruptions dans les déformations affectant l'édifice.

Après avoir rappelé dans ce premier chapitre le contexte géodynamique dans lequel s'est édifié l'Etna ainsi que les différents facteurs et modèles qui ont été proposés pour expliquer son évolution, nous exposerons dans un deuxième chapitre le traitement et l'analyse des données interférométriques. Le problème de la composante atmosphérique comprise dans le signal sera discuté.

Le troisième chapitre traite de la modélisation en domaine élastique et en trois dimensions du champ de déformation. Nous testerons notamment les différents modèles et hypothèses proposés dans la littérature.

Enfin, dans le quatrième chapitre, à la lumière de nos modélisations, des modèles de la littérature et des nombreuses données publiées, nous proposerons un modèle d'évolution compatible avec le champ de déplacements observé à l'Etna.

## 2. EDIFICATION DE L'ETNA :

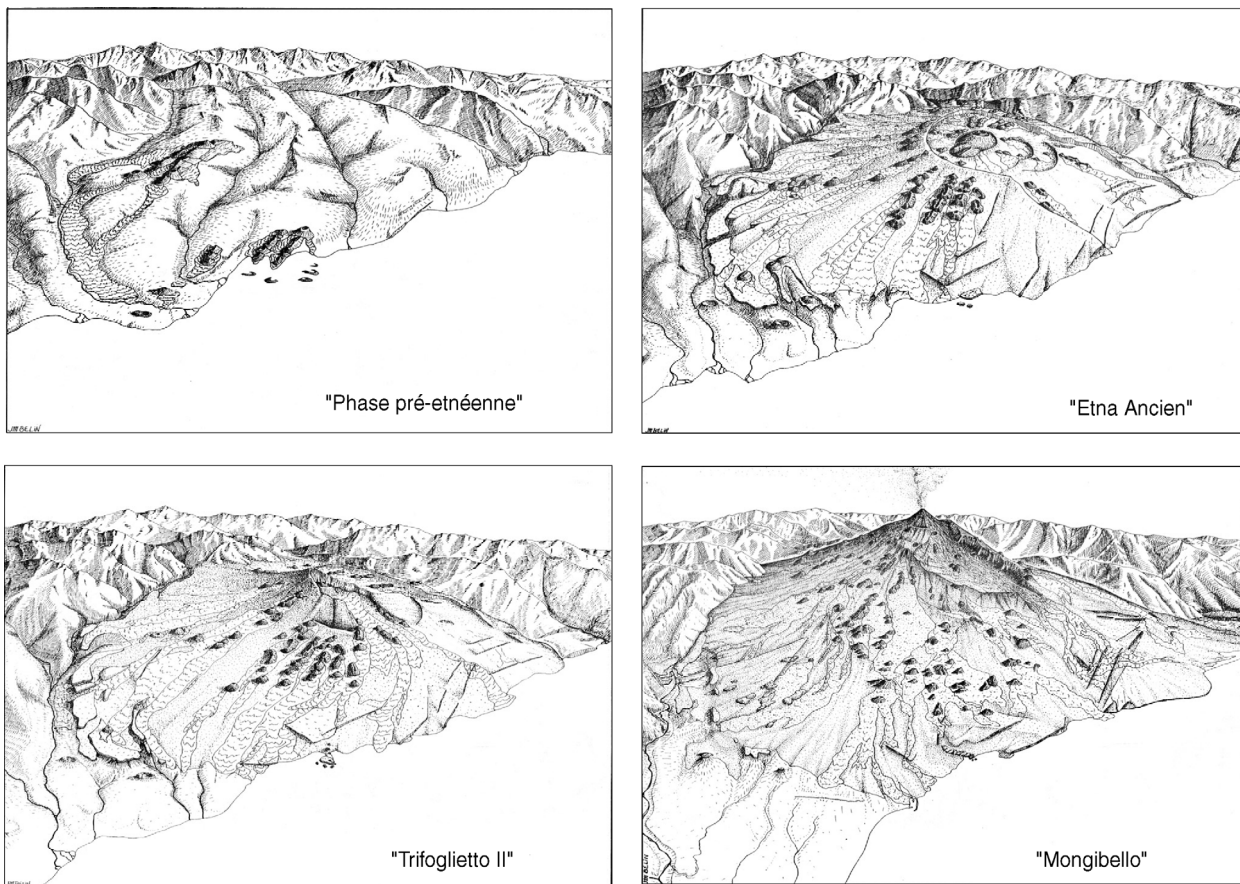


Fig. I.5: Schéma de l'édification de l'Etna actuel (d'après Kieffer, 1985)

Fig. I.5: sketch map of the construction of Mt. Etna (from Kieffer, 1985)

L'activité volcanique de l'Etna se divise en quatre grandes phases (Gillot et al. 1994 ; Tanguy et al.,1997) : la phase pré-etnéenne, l'Etna ancien, Trifoglietto II et Mongibello (Fig. I.5). Ces phases ont été précédées par un épisode de volcanisme essentiellement sous-marin dans la zone du plateau ibléen au Sud de l'Etna actuel (Fig. I.1-B). Ce volcanisme sous-marin d'âge pliocène, est caractérisé par des laves mafiques, et est marquée par l'absence de grands édifices volcaniques malgré les quantités importantes de laves émises. Au cours du temps, les centres éruptifs migrent vers le Nord. L'histoire de l'Etna proprement dite commence ensuite.

### Phase pré-etnéenne :

L'activité volcanique dans la région etnéenne proprement dite débute il y a 500 000 ans environ par une longue phase appelée « Pré-etnéenne » dont la durée est 250 000 ans

(Gillot et al., 1994 ; Condomines et al., 1995). Les caractéristiques de ce volcanisme sont proches de celles des dernières phases éruptives affectant le plateau ibléen : volcanisme sub-aquatique de type globalement tholéitique. Les laves pré-etnéennes se mettent en place dans un golfe marin situé au niveau de l'Etna actuel (Kieffer, 1985), les produits volcaniques de cette période sont interstratifiés avec des sédiments notamment au niveau de la plaine de Catane (Lanzafame et al., 1997b). La phase pré-etnéenne se termine vers 300 000 ans par l'émission de tholéites transitionnelles et de basaltes alcalins. Le volcanisme, peu intense et marqué par de longues périodes d'inactivité, se concentre au niveau de plusieurs centres éruptifs voisins, situés près du centre éruptif actuel (Kieffer, 1985, Lanzafame et al., 1997b). Les produits émis pendant la phase pré-etnéenne ne représentent qu'un faible volume par rapport au volume total des produits volcaniques de l'Etna. Le golfe sur lequel repose l'Etna actuel est rempli d'argiles qui ont probablement un impact sur la stabilité de l'édifice actuel.

#### Etna ancien :

La phase suivante, appelée « Etna ancien », se caractérise par des éruptions plus localisées comme celle du centre éruptif de Paternò (au Sud de l'Etna actuel, Fig. I.1), une activité sub-aérienne après le comblement du golfe et la surrection de la Sicile orientale (Kieffer, 1985). Il est admis que le volcan acquiert son caractère central pendant cette phase et qu'elle se termine par la construction d'un premier strato-volcan il y a environ 100 000 ans (Romano et al., 1982). La nature tholéitique à alcaline des laves émises diffère de celle des laves liées à un volcanisme de subduction, et les magmas de cette phase semblent plus compatibles avec une origine de type point chaud.

#### Trifoglietto II :

Cette troisième phase de construction de d'un édifice volcanique proche de l'Etna actuel. Cette phase est marquée par l'édification et le démantèlement de différents strato-volcans plus ou moins imbriqués comme le Trifoglietto II (Fig. I.5). Ces édifices sont caractérisés par des laves et des pyroclastites de nature trachy-andésitique, c'est-à-dire plus différenciées que celles des phases précédentes. L'activité volcanique de cette période, beaucoup plus explosive, voit l'édification de ces différents strato-cônes et s'achève le plus souvent par la formation de caldeiras d'effondrements masquées par les émissions plus récentes. Datés entre

80 000 et 63 000 ans, les plus vieux produits de cette phase affleurent dans les murs de la Valle del Bove, (Calvari et al., 1994a ; Gillot et al., 1994).

### Mongibello :

La quatrième phase de l'édification de l'Etna appelée « Mongibello », se divise elle-même en trois : le Mongibello ancien, récent et moderne. Les matériaux les plus anciens correspondant à « Mongibello » datent de 35 000 ans. Pendant cette phase ont été émis les produits les plus différenciés de l'histoire éruptive de l'Etna (datés à 15 000 ans) : des laves trachytiques. Celles-ci ont conduit à une éruption de type ignimbritique avec, sans doute, la formation de la caldeira « Ellitico » (Fig. I.6-A) (Coltelli et al., 1994 ; Calvari et al., 1994b). Elle est encore visible sur le Modèle Numérique de Terrain de la zone sommitale essentiellement au Nord-Ouest du sommet (Favalli et al., 1999) (Fig. I.6-B). Par la suite, les produits émis sont devenus beaucoup plus mafiques, et l'activité principalement effusive.

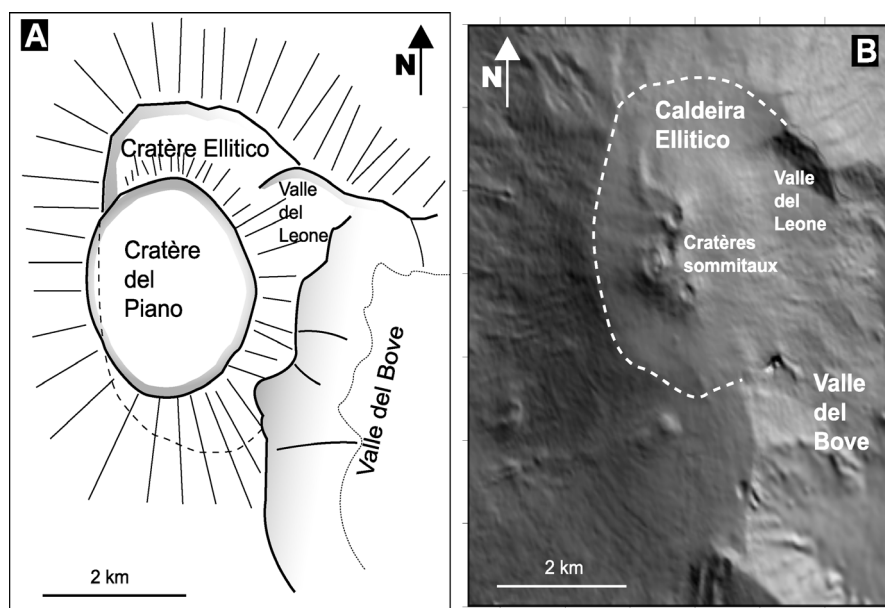


Fig. I.6 : A : Schéma du sommet de l'édifice au 17<sup>ème</sup> siècle (D'après Guest, 1973). Les cratères actuels se sont mis en place à l'intérieur de la dépression du cratère del Piano. La caldeira Ellitico était bien visible à cette époque. B : MNT de la zone sommitale de l'Etna.

Fig. I.6 : A : Sketch map of the volcano summit in the 17th century (From Guest, 1973). The current craters have taken place inside the depression of crater del Piano. Ellitico caldeira was visible at that time. B : DEM of the summit area of Mt. Etna.

Une des hypothèses sur l'origine de la Valle del Bove considère qu'elle s'est formée par un glissement gravitaire du flanc Est, il y a quelques milliers d'années (Guest et al., 1984; Coltelli et al., 1995 ; Coltelli et al., 1998 ; Calvari et al., 1998, Deeming et al., 2001). Il semble que cet événement soit le dernier d'une série d'effondrements de flanc et d'épisodes fortement explosifs à l'origine également d'une caldeira nommée « Piano Caldeira » (cratère del piano Fig. I.6) de 2500 m de diamètre qui se situerait à proximité des cônes sommitaux actuels vers 2900 m d'altitude (Coltelli et al., 2000). Calvari et al. (1998) ont identifié les dépôts de type avalanche de débris au niveau de la zone de dépôts fluviaux de «Chiancone »



au Sud du village de Giarre (Fig. I.1). Pour Borgia et al. (1992), la Valle del Bove est le reflet d'une tectonique extensive liée à l'étalement gravitaire de l'Etna. Pour Callot et al. (2000), cette structure a une origine complexe due à l'extension régionale et à un effondrement gravitaire. Pour Kieffer et Tanguy (1993), la Valle del Bove est une coalescence de caldeiras d'effondrement des cônes sommitaux.

Le « Mongibello moderne » qui correspond à l'Etna actuel est caractérisé par une activité effusive et strombolienne ponctuée d'épisodes plus explosifs au niveau des cratères sommitaux. L'activité sommitale actuelle de l'Etna se concentre dans 4 cratères (Fig. I.7).

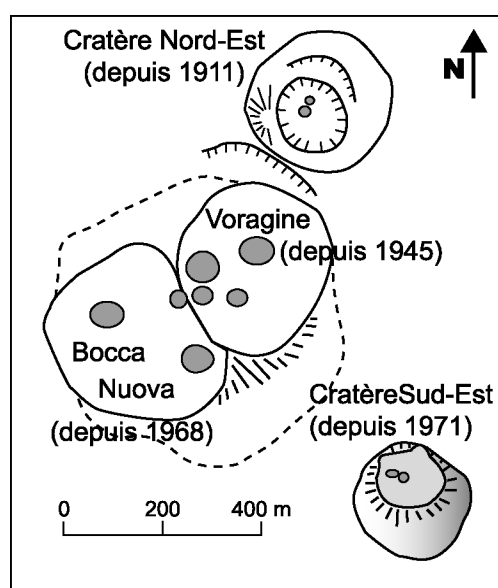


Fig.I.7 : Cratères sommitaux en 1998 (d'après Boris Behncke, « Italy's volcanoes : the Cradle of Volcanology »).

Fig.I.7 : Summit craters in 1998 (from Boris Behncke, « Italy's volcanoes : the Cradle of Volcanology »).

A la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, une activité strombolienne intense se met en place au niveau des cratères SE et NE ; ces deux événements se sont alors développés rapidement et ont été à tour de rôle les points les plus hauts de l'édifice. Les deux autres cratères, la Bocca Nova et la Voragine, également le siège d'une intense activité éruptive, se sont formés en lieu et place de l'ancien cratère central unique. Ils sont plus étendus que les deux autres cratères sommitaux.

### **3. ACTIVITE RECENTE DE L'ETNA :**

L'activité actuelle et historique de l'Etna est donc caractérisée par une grande diversité de styles éruptifs, d'une part, et de localisation des points de sortie, d'autre part. Il a donc été proposé diverses classifications des éruptions de l'Etna, basées sur la localisation des points de sortie ou sur les styles éruptifs. La classification proposée par Rittmann et al. (1973) considère 4 grands types de phénomènes éruptifs à l'Etna : 2 pour les éruptions sommitales et 2 pour les éruptions de flanc.

Les évènements sommitaux sont classiquement divisés en « activité persistante » et en « éruptions paroxysmales ». Plus souvent observée à l'Etna, « l'activité persistante » correspond à une activité strombolienne accompagnée ou non de l'émission de coulées de lave de faible vitesse et de faible extension. Pour ce type d'évènement, le flux de magma est faible mais considéré comme constant. Cette activité, essentiellement concentrée dans les cratères SE et NE ces dernières années, ne forme dans la Voragine et la Bocca Nuova que des petits cônes intra-cratériques. Il est important de remarquer qu'entre fin 1996 et juillet 1998, l'activité du cratère SE a été majoritairement persistante.

Les « éruptions paroxysmales », évènements violents et courts, se produisent également au niveau des cratères sommitaux. Il en résulte la formation d'une colonne éruptive de quelques kilomètres de haut. La fréquence de ce type d'activité augmente au cours des 50 dernières années : il y en eut 30 entre 1900 et 1971, 50 entre 1971 et 1993, et 120 entre 1995 et 2001. Le nombre croissant de ce type d'évènements est en accord avec une augmentation du volume de produits émis et également avec le nombre d'éruptions de flanc.

Les éruptions de flanc quant à elles, se divisent en « éruptions latérales » et en « éruptions excentriques ». Les éruptions latérales sont à relier à la propagation de dykes radiaux autour des cratères sommitaux depuis le conduit central. Les évènements de ces évènements se localisent sur les pentes du volcan relativement loin des cratères sommitaux. L'évolution de ce type d'activité a été bien documentée par Murray et Pullen (1984). Ces auteurs ont suivi la déformation associée à l'ouverture de la fissure éruptive à l'origine de l'éruption de 1983. Ils montrent que le dyke à l'origine de cette éruption provient d'une zone proche du cratère SE, alors que celui-ci n'a pas connu d'activité éruptive propre pendant l'éruption de 1983. Les éruptions latérales sont donc accompagnées ou non d'une activité sommitale.

Le dernier type d'activité correspond aux éruptions excentriques. Liées à des injections de dykes verticaux depuis les profondeurs, elles sont indépendantes du conduit central et ne sont donc pas accompagnées par une activité sommitale. Ce type d'éruptions, assez rare, se caractérise par une activité plus explosive que le type précédent. Les éruptions se soldent par la formation de cratères importants comme les « Monti Silvestri » lors de l'éruption de 1793.

Cependant, l'activité éruptive à l'Etna ne se manifeste pas forcément par un de ces types d'évènements, mais peut, comme cela a été le cas pour l'éruption de juillet-août 2001, avoir plusieurs caractères éruptifs simultanés. Cette éruption, l'une des plus complexes des derniers siècles, présente à la fois une activité sommitale persistante et une activité intense sur les flancs de l'édifice. En 2001, les éruptions latérales sont à relier au cratère SE, et les autres évènements plus explosifs (explosions phréato-magmatiques et magmatiques) se classent dans les éruptions excentriques.

La base de données interférométriques couvre la période comprise entre mai 1992 et décembre 2000, les champs de déformation enregistrés dans les interférogrammes sont sensibles à l'activité volcanique. Il est important de rappeler les grands évènements ayant marqué cette période.

Entre 1991 et 1993, s'est déroulée la plus longue éruption de flanc de l'Etna depuis 1669 (473 jours). Cette éruption a été marquée par une activité strombolienne et effusive initiée au niveau de fissures éruptives localisées près du mur SO de la Valle del Bove. Le volume émis est estimé entre 205-250 millions de m<sup>3</sup> et les épaisseurs de lave peuvent atteindre 100 m. Les coulées ont approché le village de Zafferana, et les efforts déployés pour arrêter leur avancée ont permis d'éviter les destructions de bâtiments.

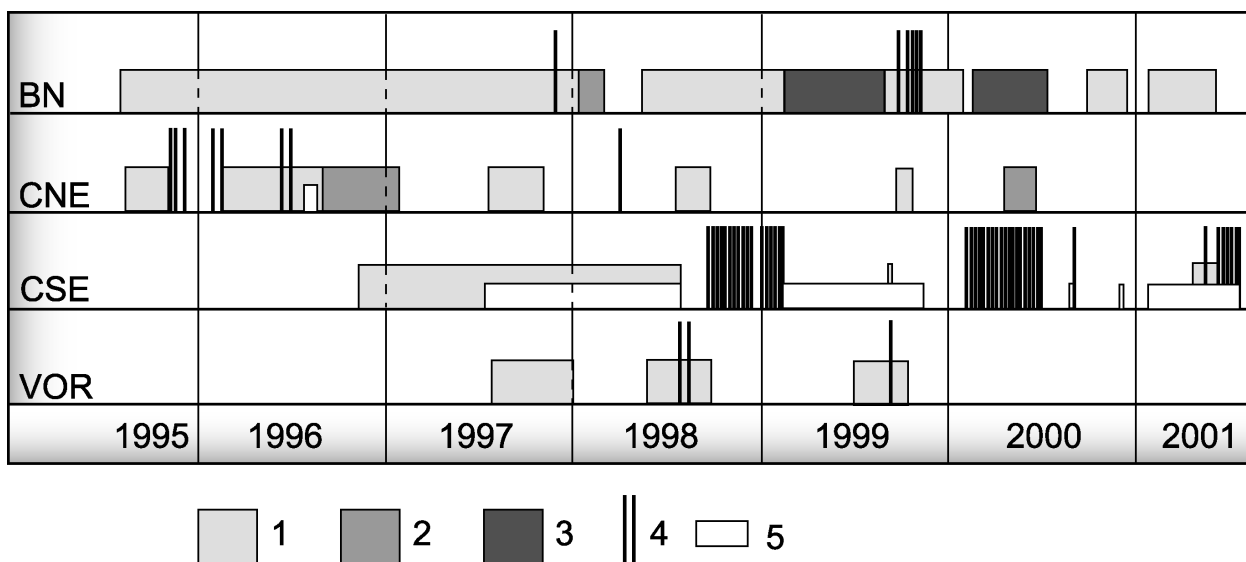


Fig. I.8 : Tableau récapitulatif de l'activité entre 1995 et 2001 des cratères sommitaux (d'après Behncke et Neri, 2003) : BN : Bocca Nuova, CNE : Cratère Nord-Est, CSE : Cratère Sud-Est, VOR : La Voragine. 1 : Activité strombolienne continue. 2 : Activité strombolienne sporadique et émission de cendres. 3 : Emission continue de cendres. 4 : Episode explosif (Fontaine de lave, panache de cendres). 5 : Emission de lave intra-cratérique.

Fig. I.8 : Table summarizing Etna's volcanic activity between 1995 and 2001 at the summit craters (From Behncke and Neri, 2003): BN: Bocca Nuova, CNE: North-eastern Crater, CSE: South-eastern Crater, VOR: Voragine. 1 continuous strombolian activity. 2: Sporadic Strombolian activity and emission of ashes. 3: Continous emission of ashes. 4: Explosive episode (Lava fountain, ash plume). 5: Intra-crateric emission of lava.

Pour notre étude, un autre cycle éruptif est particulièrement important. Il s'agit de la période entre 1995 et 2000 (Fig. I.8), caractérisée par une activité complexe des 4 cratères sommitaux, avec des types éruptifs variés allant d'une activité strombolienne persistante à une activité effusive lente, d'un dynamisme de fontaine de lave à des épisodes fortement explosifs.

Les évènements les plus importants ayant marqués cette période sont les suivants d'après Boris Behncke, « Italy's volcanoes : the Cradle of Volcanology », Rothery et al. (2001):

- une série de 10 évènements paroxysmaux affectant le cratère SE, suivie par une forte activité strombolienne et des émissions de coulées entre novembre 1995 et août 1996.

- une forte activité de la « Bocca Nuova » entre juillet et décembre 1997.

- une activité strombolienne persistante accompagnée de coulées de faible volume au cratère SE entre novembre 1996 et juillet 1998.

- une activité intense et de courte durée au cratère NE fin mars 1998.

- une activité explosive importante à la Voragine entre juin et septembre 1998, culminant le 22 juillet et le 6 août par deux épisodes fortement explosifs.

- une série de 22 épisodes paroxysmaux au cratère SE entre septembre 1998 et février 1999.

- une activité effusive de longue période depuis des fissures éruptives situées au Sud-Est et à l'Est-Sud-Est de la base du cratère Sud-Est entre février et Novembre 1999.

- une activité effusive importante à la « Bocca Nuova » entre septembre et novembre 1999.

- une série de 66 épisodes paroxysmaux affectant le cratère SE entre janvier et août 2000.

- une période d'émission de faible débit de lave au Nord-Nord-Est du cratère SE entre janvier et avril 2001, puis une activité strombolienne au cratère SE en Mai 2001 et 15 épisodes paroxysmaux en juin-juillet 2001 précédant l'activité de juillet-août 2001.

Cette phase éruptive a donc été particulièrement complexe et même si l'activité s'est concentrée au niveau du cratère SE, les 3 autres événements ont été actifs entre 1995-2001 avec des dynamismes éruptifs variés.

Comme tous les strato-volcans, l'Etna est un volcan composite et son évolution comporte plusieurs étapes. Cependant, son activité actuelle ne se limite pas à un seul dynamisme éruptif

et les laves émises peuvent être de nature différente pendant une même éruption comme en juillet-août 2001. Ces complexités de dynamisme éruptif et de chimisme des magmas doivent trouver leur origine dans le contexte particulier dans lequel s'est édifié l'Etna. Nous allons maintenant essayer de synthétiser les principales caractéristiques de ce volcan polygénique pour tenter de comprendre l'évolution de ce volcan : contexte géodynamique, champ de contraintes, structures actives.

#### 4. CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURAL DE L'EDIFICE VOLCANIQUE ETNEEN

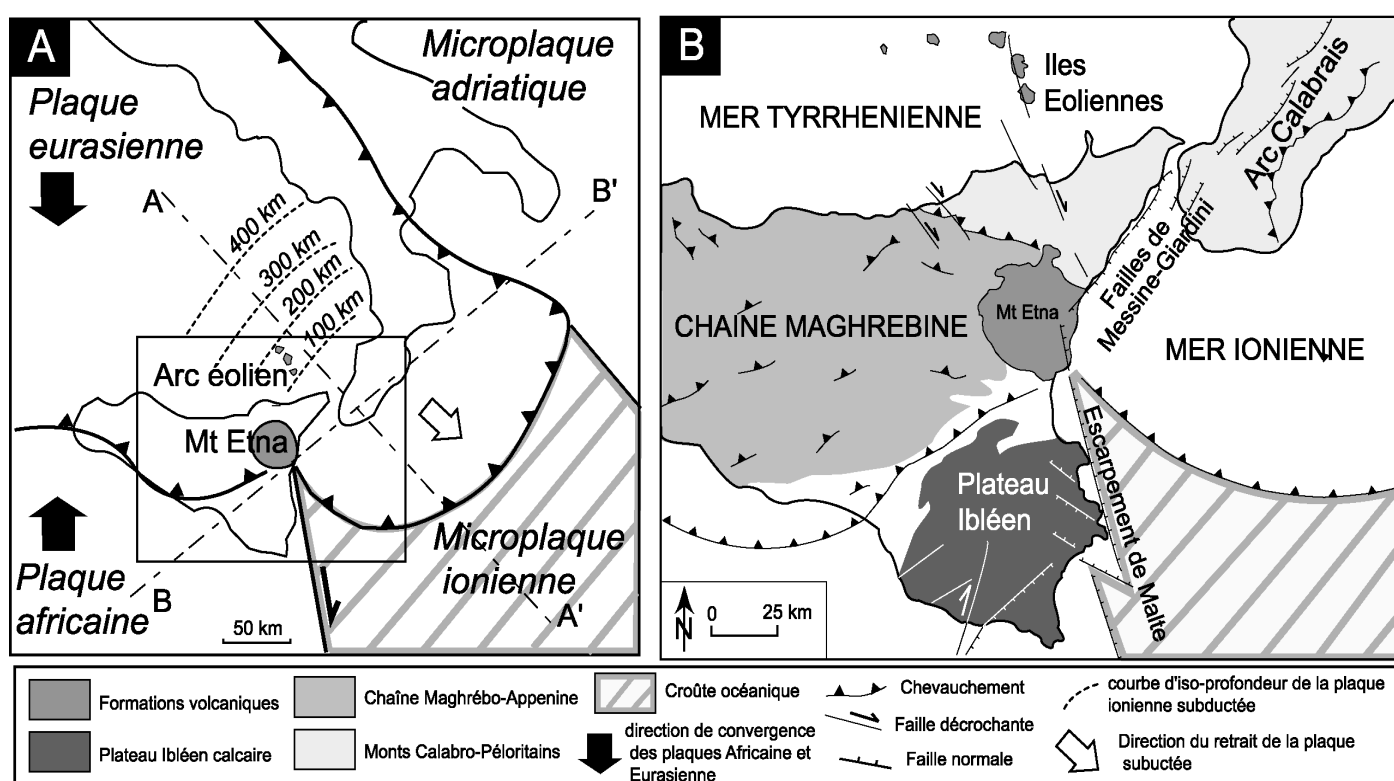


Fig. I.9: A : Contexte géodynamique actuel de l'Italie du Sud (modifié d'après Doglioni et al. (2001), Gelabert et al. (2002) et Neri et al. (2003a)) B :Contexte géodynamique actuel de la Sicile orientale (modifié d'après Cocina et al. (1998) et Faccenna et al. (2001)). A-A' et B-B' sont les traces des coupes présentées dans la figure I.11. Les flèches noires indiquent la direction de convergence des plaques éurasienne-africaine. La flèche blanche indique la direction du retrait de la plaque ionienne plongeante.

Fig. I.9: A : Current geodynamical context of southern Italy (modified from Doglioni et al. (2001), Gelabert et al. (2002) and Neri et al. (2003a)) B: Current geodynamical context of Eastern Sicily (modified from Cocina et al. (1998) and Faccenna et al. (2001)). A-A' and B-B' are the cross-sections presented on figure I.11. Black arrows indicate the direction of convergence of the Eurasian and African plates. White arrow indicates the rollback direction of the Ionian slab.

#### 4.1. Contexte géodynamique du Nord-Est de la Sicile (Fig. I.9) :

L'Etna s'est édifié à la suture entre les plaques africaine et eurasienne qui convergent l'une vers l'autre. De plus, il est situé à l'Ouest du front de la subduction de la croûte océanique ionienne sous l'arc calabrais (Selvaggi et Chiarabba, 1995) (Fig. I.9 A et B et Fig. I.10).

La subduction de la plaque océanique ionienne sous la plaque tyrrhénienne (Fig. I.10) a été caractérisée grâce à :

- l'analyse des séismes profonds sous la mer tyrrhénienne (Cristofolini et al., 1985 ; Anderson et Jackson, 1987, Giardini et Velonà, 1991, De Luca et al., 1997) qui montre que la subduction, limitée à l'arc calabrais, ne s'étend pas plus au Nord sous la chaîne Apennine et que la plaque plongeante semble continue (Mele , 1998) ;

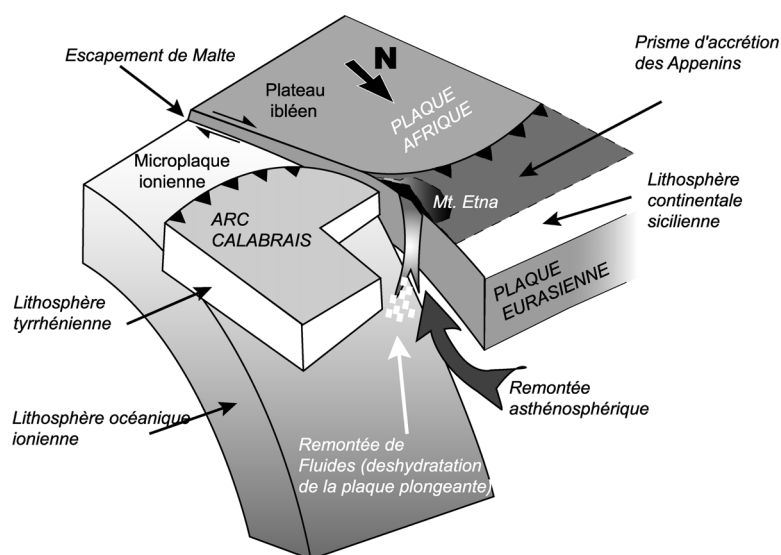


Fig. I.10 : Bloc diagramme montrant la subduction de la plaque ionienne au niveau de l'Etna (d'après Gvirtzman et al. (1999), Tonarini et al. (2001) et Trua et al. (2003)).

Fig. I.10 : Block diagram showing the subduction of the Ionian slab in the etnean area (from Gvirtzman et al. (1999), Tonarini et al. (2001) and Trua et al. (2003)).

- des études tomographiques indiquant la présence d'une anomalie de forte vitesse sismique dans le manteau au Sud de la mer tyrrhénienne (Spakman, 1990 ; Amato et al., 1993 ; Selvaggi et Chiarabba, 1995, Cimini, 1999) ;

- des études géochimiques et pétrologiques (Beccaluva et al., 1982 ; Serri , 1990 ; Serri et al., 1993 ; Tonarini et al., 2001 ; Marani et Trua, 2002) mettant notamment en évidence la nature calco-alkaline de certains magmas émis en Italie (autre que l'Etna) caractéristique des contextes de subduction, ou la présence de fluides de déshydratation de la plaque plongeante lors de la genèse des magmas.

La nature du volcanisme des îles éoliennes, assimilé à du volcanisme d'arc, porte également la trace de cette subduction. En revanche, la nature tholéïtique à alcaline du volcanisme etnéen est caractéristique d'un contexte extensif plutôt que d'un contexte de subduction. Il n'a pas été démontré de relation entre le volcanisme éolien et le volcanisme etnéen. Cependant, il a été proposé récemment que la nature du magma est en évolution vers une affinité d'arc volcanique (Schiano et al., 2001). La subduction jouerait donc un rôle croissant dans la nature des magmas émis et son dynamisme tendrait à être de plus en plus explosif.

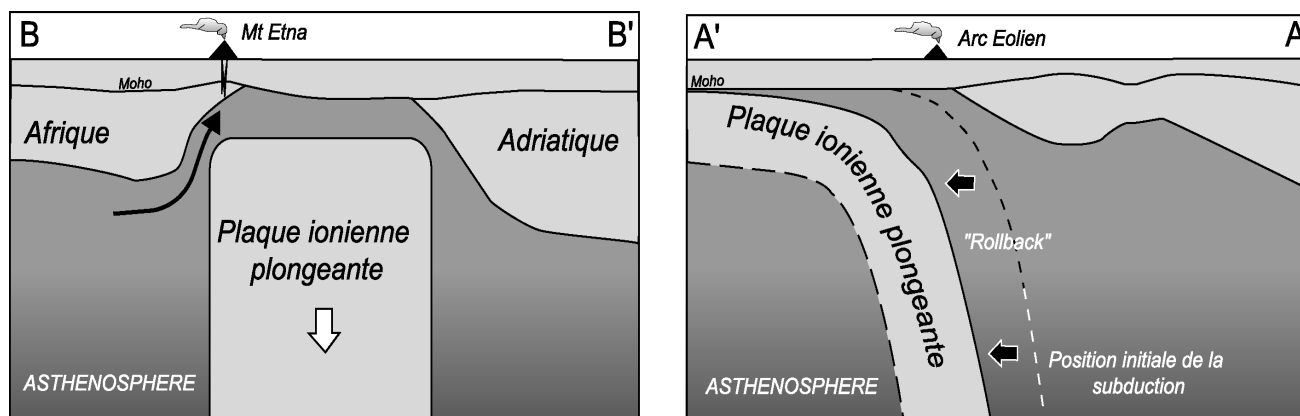


Fig. I.11 : Coupes schématiques illustrant le modèle de Gvirtzman et al. (1999). La trace des coupes est donnée sur la fig. I.9-A. Le retrait de la plaque plongeante est illustré par les flèches noires de la coupe A-A'. La flèche noire sur la coupe B-B' montre la remontée asthénosphérique (effet de succion latérale) sous la zone etnéenne.

Fig. I.11 : Schematic cross-sections illustrating the model of Gvirtzman et al. (1999) model. Cross-sections are indicated on fig. I.9-A. Rollback of Ionian slab is illustrated by black arrows on cross-section A-A'. Black arrow on cross-section B-B' shows the flow of asthenospheric material (lateral suction effect) under the etnean area.

Divers contextes ont été proposés pour expliquer le volcanisme de l'Etna lié à la remontée de matériel mantellique : un point chaud (Tanguy et al., 1997 ; Clocchiatti et al., 1998), un processus de rifting asymétrique (Continisio et al., 1997), une dislocation des plaques Afrique et Europe au niveau de leur frontière (Gillot et al., 1994) et un retrait progressif (« rollback ») de la plaque ionienne subductée (Neri et al., 1996 ; Gvirtzman et al., 1999 ; Facenna et al., 2001 ; Neri et al., 2003a).

Ce dernier modèle (Fig. I.10 et I.11), le plus généralement publié, est corroboré par des données géochimiques (Tonarini et al., 2001 ; Trua et al., 2003). D'après Gvirtzman et al. (1999), le volcanisme etnéen est dû à un effet de succion latérale de matériel asthénosphérique situé sous la plaque Afrique, induit par le mouvement de retrait de la plaque ionienne subductée. Ce mouvement pousse le matériel asthénosphérique plus loin que le contact entre les plaques, si bien qu'il atteint la base de la croûte. L'Etna est d'ailleurs situé sur un point haut du MOHO (Hirn et al., 1997 ; Nicolich et al., 2000).

L'hypothèse la plus fréquemment admise est que l'activité de l'Etna commence avec un changement de la tectonique régionale : passage d'un système convergent avec de la compression à un soulèvement du Nord-Est de la Sicile et de la Calabre (Ottman et Picard, 1954 ; Stewart et al., 1993 ; Firth et al., 1996) accompagné d'une extension exprimée le long de grandes failles crustales ou lithosphériques, notamment l'Escarpement de Malte (Hirn et al., 1997 ; Nicolich et al., 2000). Pour Monaco et al. (1996), le soulèvement est lié au détachement de la plaque plongeante sous la Calabre. Pour Negredo et al. (1999), au contraire, la plaque subductée est continue et son retrait additionné à la convergence Afrique-Europe explique le soulèvement du Nord-Est de la Sicile et de la Calabre. L'extension, quant à elle, s'accompagne d'une subsidence des bassins ionien et tyrrhénien (Fig. I.9-b). Le « rollback » de la plaque ionienne serait donc l'initiateur de l'extension en mer ionienne, de l'ouverture du bassin tyrrhénien, et de la remontée mantellique sous l'Etna (Frepoli et al., 1996 ; Neri et al., 2003a).

En première approximation, l'Etna serait donc à la limite entre deux domaines :

- un domaine continental à l'Ouest affecté par des contraintes hétérogènes avec une prédominance du régime compressif Nord-Sud, lié à la convergence des plaques Afrique-Europe (Doglioni et al., 1999 ; Gelabert et al., 2002). Actuellement, le déplacement de l'Afrique continuerait vers le Nord-Nord-Ouest à des vitesses de  $0.7-0.8 \text{ cm.an}^{-1}$  (Albarello et al., 1995 ; Mantovani et al., 1996).

- un domaine Est composé de la Calabre et du bassin ionien, caractérisé par une extension orientée NO-SE, liée à l'action du « rollback » de la plaque ionienne subductée .

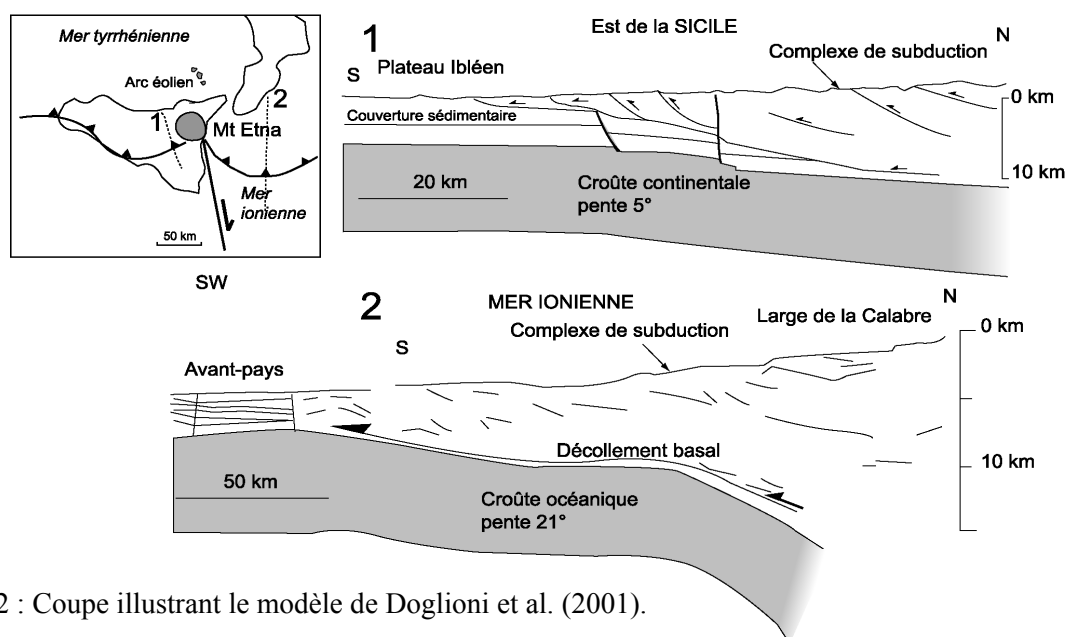


Fig. I.12 : Coupe illustrant le modèle de Doglioni et al. (2001).

Fig. I.12 : Cross-section illustrating the Doglioni et al. (2001) model.



La limite entre ces deux domaines correspondrait à une limite lithosphérique : l'Escarpement de Malte. L'Etna est situé sur le versant continental de cette faille normale décrochante qui sépare le bassin océanique ionien à l'Est de la chaîne de montagne maghrébine à l'Ouest (Finetti, 1982). Le jeu normal le long de l'Escarpement de Malte, orienté NNO-SSE, atteint au maximum 3 km. Pour Doglioni et al. (2001), cette structure lithosphérique ne correspondrait pas à la séparation de deux domaines différents (collision à l'Ouest et subduction à l'Est) mais de deux plaques subductant avec des angles différents, l'une étant océanique et l'autre continentale. Contrairement à Gvirtzman et al (1999), les auteurs considèrent que la subduction serait encore active sous la Sicile, l'absence de sismicité dans cette zone associée à cette subduction serait due à la nature de la plaque plongeante. A l'Ouest, la plaque continentale subductée devient plastique à 300-350°C ce qui pourrait expliquer l'absence de sismicité. A l'Est, la plaque ionienne océanique reste cassante jusqu'à plus de 600°C. Dans ce schéma, l'Escarpement de Malte serait donc la frontière entre une plaque ionienne à l'Est plongeant avec un fort angle de subduction et une plaque plongeant à l'Ouest avec un angle de subduction plus faible sous la Sicile (Fig. I.12).

Plus au Nord, le système de failles normales NE-SO de Messine-Giardini définit la côte de la Sicile orientale jusqu'à la localité de Taormina. Le séisme de 1908 (de magnitude estimée à 7.5) a été attribué au jeu de l'une des failles de ce système (Valensise et Pantosti, 1992). L'Etna s'est mis en place à l'intersection des systèmes de failles lithosphériques de Messine-Giardini orientées NE-SO et de l'Escarpement de Malte orienté NO-SE. On retrouve ces directions majeures de la Sicile orientale dans les directions des structures actives affectant le flanc Est de l'Etna.

#### 4.2. Champ de contraintes régionales affectant la zone étnéenne :

Les modèles de Negrodo et al. (1999) cherchant à reproduire les données géotectoniques et les mesures GPS disponibles en Italie (Anzidei et al., 2001), montrent la nécessité de prendre en compte à la fois le retrait de la plaque ionienne subductée et la convergence des plaques Afrique-Europe pour expliquer le champ de déformation en Méditerranée et notamment au niveau de la Sicile.

Des études tectoniques (Tapponnier et al., 1987 ; Monaco et al., 1995 ; Monaco et al., 1996, Tortorici et al., 1995) et sismiques (Cello et al., 1982 ; Anderson et Jackson, 1987) ont établi que le champ de contrainte au niveau du détroit de Messine et de la Calabre correspond à un régime extensif, orienté ESE-ONO. Pour la période récente, la sismicité est absente le long

des failles majeures de la zone, mais pas le long de structures mineures. Celles-ci seraient activées par le champ de contrainte extensif régional. Pour Finetti et Del Ben (1986), les failles orientées NO-SE accommodent la migration de la lithosphère tyrrhénienne vers le Sud-Est. Proche de l'Etna, les séismes le long de la côte ionienne de la Sicile (en particulier le long de la faille de Messine-Giardini) sont liés à des mécanismes en tension (Ghisetti, 1984, Hirn et al., 1997 ; Ghisetti, 1992).

A l'Ouest de la région de Milazzo (Fig. I.13), des séismes compatibles avec une contrainte compressive orientée Nord-Sud ont été observés (Neri et al, 2003a). Les mêmes directions compressives Nord-Sud à NO-SE ont été mises en évidence à partir de différents types de données sismiques ou de mesures de contraintes en forages au Nord de la Sicile (Caccamo et al., 1996 ; Montone et al., 1999) et également dans l'avant pays ibleen (Ben Avraham et Grasso, 1990, Montone et al., 1999).

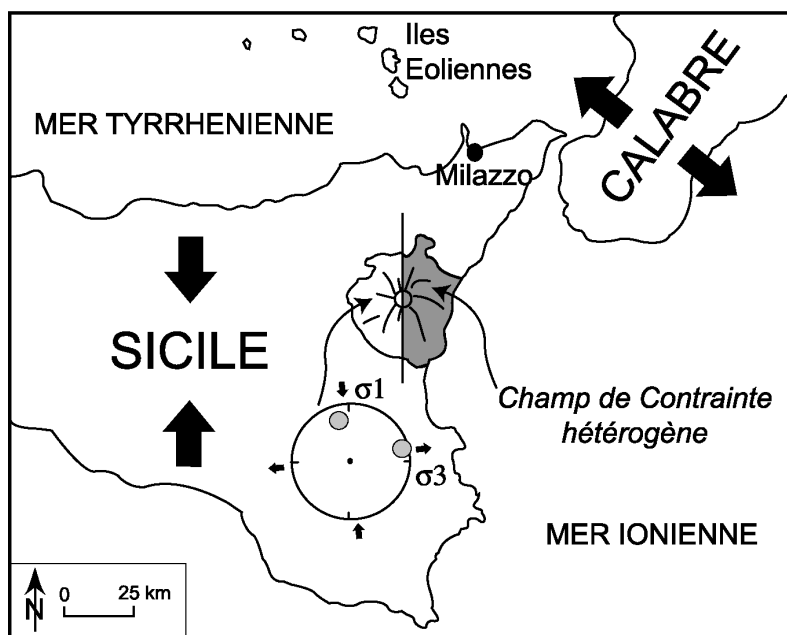


Fig. I.13 : Champ de contraintes affectant la Sicile et la Calabre. Les flèches convergentes indiquent la direction de compression en Sicile centrale (Ben Avraham et Grasso, 1990 ; Monaco et al., 1997). Les flèches divergentes désignent la direction d'extension affectant le domaine Appenin-Calabre (Cristofolini et al., 1985; Monaco et al., 1997 ; Monaco et Tortorici, 2000). Le champ de contraintes de l'Etna pour des profondeurs supérieures à 10 km a été proposé par Cocina et al. (1997).

Fig. I.13 : Stress field affecting Sicily and Calabria. Convergent arrows indicate the compression direction in central Sicily (Ben Avraham and Grasso, 1990; Monaco et al., 1997). The divergent arrows indicate extension direction in the Appenin-Calabria domain (Cristofolini et al., 1985; Monaco et al., 1997; Monaco and Tortorici, 2000). The stress field of Etna for depths higher than 10 km was proposed by Cocina et al.. (1997).

Rebai et al. (1992) ont proposé une carte du champ de contraintes actuel en Méditerranée à partir des axes sismiques P et T, de données géologiques et de mesures de contraintes in situ.

Cette étude montre une transition entre un régime compressif en Sicile et un régime extensif en Calabre et dans la partie Sud de la mer tyrrhénienne. En revanche, Rebai et al. (1992) ne précisent pas la forme de cette zone de transition. Caccamo et al. (1996) ont émis l'hypothèse que cette zone se localise entre la Sicile centrale « compressive » et le Nord-Est de la Sicile « extensif ». Cocina et al. (1997), à partir du calcul des contraintes par inversion des données sismiques, proposent que la partie Est de l'Etna correspond à cette zone de transition, alors que le flanc Ouest fait partie de la zone compressive avec une direction de compression globalement Nord-Sud. Cette partie Ouest de l'Etna est soumise à un champ de contrainte compressif homogène pour des profondeurs comprises entre 10 et 30 km alors que le champ de contrainte s'appliquant sur la partie Est serait plus complexe (Fig. I.13). Pour Cocina et al. (1997), la partie Est de l'édifice volcanique est soumise aux contraintes compressives liées à la collision Afrique-Europe (Ben Avraham et Grasso., 1990 ; Monaco et al., 1997) et aux contraintes extensives caractérisant le champ de contraintes calabrais (Cristofolini et al., 1985; Monaco et al., 1997 ; Monaco et Tortorici, 2000). De la même manière, Bonaccorso et al. (1996) ont montré que les événements sismiques localisés à des profondeurs supérieures à 10 km correspondent à une compression Nord-Sud, confirmée par des études plus récentes des données sismiques de Barberi et al. (2000), et de Patanè et Privitera (2001). Pour des profondeurs inférieures à 10 km, le champ de contraintes est beaucoup plus complexe et variable. Il ne dépend plus seulement du champ de contrainte régionale, mais également des processus magmatiques et de l'influence des contraintes gravitationnelles qui augmente vers la surface du fait de la topographie.

Les flancs Est et Sud sont découpés par de nombreuses failles actives. La caractérisation de ces structures actives peut permettre de comprendre les mouvements le long de celles-ci dus soit à la tectonique régionale soit à l'évolution de l'édifice volcanique sous l'effet des contraintes gravitationnelles et magmatiques.

#### 4.3. Champ de contraintes sur le volcan :

A l'échelle du volcan, la situation se complique puisque le champ de contrainte dépend des forces gravitaires et également de l'activité magmatique caractérisées par différentes échelles spatiales : le stockage et le transfert de magma et les processus d'intrusion de dykes.

Sur la base d'un contraste de vitesse d'ondes sismiques, Sharp et al. (1980) ont proposé la présence d'un réservoir magmatique crustal situé à 16 km de profondeur. Massonnet et al. (1995) ont expliqué les déformations observées sur des interférogrammes pour la période

entre 1992 et 1993 par la présence d'une source sphérique en sous-pression située à 16 km de profondeur à l'Est du sommet de l'Etna. Lanari et al. (1998) ont estimé à partir de données interférométriques que la déflation de 1992-1993 a été suivie par une inflation pendant la période 1993-1995 et que la profondeur de la source à l'origine de cette inflation n'est pas la même que celle de la source de Massonnet et al. (1995). Ces études sont maintenant remises en question : Delacourt et al. (1998) et Beauducel et al. (2000) ont montré que le signal modélisé par Massonnet et al. (1995) et Lanari et al. (1998) était, en partie au moins, d'origine troposphérique, ce qui remet en cause les profondeurs des sources de pression éventuelles et même l'existence d'un réservoir et les volumes de magma mis en jeu.

Plus récemment, Murru et al. (1999) ont mis en évidence deux zones marquées par des anomalies positives du paramètre sismique « b-value » (Wiemer et Mc Nutt, 1997) : la première à  $10 \pm 3$  km de profondeur à 2 km à l'Est du sommet et la seconde à  $3 \pm 2$  km de profondeur. Ce paramètre b est donné par la relation fréquence-magnitude suivante :

$$\text{Log}_{10}N = a - bM$$

où N est le nombre cumulé de séismes de magnitude supérieure ou égale à M. Les variations de la « b-value » peuvent être reliées à différents facteurs comme la présence d'une zone hydrothermale, l'hétérogénéité de la croûte ou la variation des contraintes appliquées (Mogi, 1962 ; Urbancic et al., 1992). Les contrastes de « b-value » ont déjà été utilisés pour mettre en évidence des chambres magmatiques sur le volcan off-Ito au Japon (Wyss et al., 1997) et à Long Valley en Californie (Wiemer et al., 1998). De la même façon, Murru et al. (1999) ont interprété les anomalies positives du paramètre b à l'Etna comme des zones de stockage de magma : une grande chambre profonde et un petit réservoir superficiel.

Pour Allard (1997), les volumes de gaz émis impliquent le dégazage d'un grand volume de magma, plus important que les volumes de lave émis, ce qui impliquerait la présence d'une grande chambre magmatique. En revanche, une étude basée sur les isotopes de l'Uranium (Armienti et al., 1989) et une étude de croissance cristalline (Albarède, 1993) montrent que, si le réservoir existe, il doit être très petit et le temps de résidence dans celui-ci très faible. Cette contradiction peut être réglée, selon Hirn et al. (1997), en considérant une lentille de matériel fondu renouvelable. Dans ce modèle, la source des magmas est une lentille de matériel mantellique fondu, située à l'aplomb de la remontée du manteau. Toujours pour ces auteurs, compte tenu du contexte extensif de la zone, avec notamment la présence des grandes

failles normales lithosphériques de directions NNO-SSE, le matériel fondu a la possibilité d'être « évacué » latéralement et donc remplacé dans la lentille par du matériel mantellique frais. L'anomalie des vitesses des ondes sismiques en profondeur a été associée à une remontée du manteau sous la zone Est du volcan par des études géophysiques (sismiques et tomographiques) et pétrologiques récentes (Patané et al., 2003 ; Nicolich et al., 2000 ; Laigle et al., 2000 ; Latora et al., 1999, Castellano et al., 1993 ; Armienti et al., 1989), qui excluent la présence d'une grande chambre magmatique crustale à l'Etna.

Ainsi, des études basées sur le même type de données (Hirn et al, 1997 ; Laigle et al., 1999 ; Nicolich et al., 2000 ; Laigle et al., 2000 ; Aloïsi et al., 2002) que celles utilisées par Sharp et al. (1980) conduisent à une autre interprétation, et infirment la présence d'une chambre magmatique de grande taille à la base de la croûte. Pour Hirn et al. (1997), les contraintes régionales extensives et le jeu des failles normales régionales NNO-SSE initient le volcanisme à l'Etna, en permettant le transfert mantellique en profondeur et en libérant l'espace nécessaire à la mise en place des intrusions dans le volcan et dans son substratum.

De plus, des études tomographiques (Hirn et al, 1997 ; Villasenor et al, 1998 ; Laigle et al., 2000 ; Aloïsi et al., 2002) ont montré la présence d'une zone caractérisée par des ondes sismiques P rapides dans la croûte supérieure. Ces auteurs ont interprété cette zone comme un complexe intrusif constitué de dyke situé entre 2 et 10 km de profondeur sous la partie Est du sommet. Il recoupe les produits volcaniques et sédimentaires et s'oriente suivant la direction NNO-SSE, suggérant un contrôle de la tectonique régionale au cours de sa mise en place, puisque cette orientation est celle des structures majeures de la région (LoGuidice et Rasà, 1986). Ce corps montre une forte hétérogénéité du rapport  $V_p/V_s$  (Laigle et al., 2000, Patané et al, 2002), significative d'un milieu fracturé caractéristique d'une zone d'ascension du magma.

Dans le modèle de Patané et al (2003) basé sur le calcul des axes sismiques P et T et sur des données GPS pour la période entre 1994-2001, l'injection de magma serait continue entre 6 et 15 km le long d'un corps caractérisé par des vitesses d'ondes sismiques élevées et interprété comme une intrusion solidifiée. Le magma serait stocké au niveau de la partie sommitale de ce corps entre 3 et 5 km de profondeur. Cette localisation de la zone stockage est compatible avec les interprétations de l'anomalie superficielle à forte « b-value » de Murru et al. (1999). Elle est aussi compatible avec les études géochimiques récentes de Caracausi et al. (2003) sur le rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , et avec les modélisations de Bonaccorso (1996) à partir de données

géodésiques de l'éruption de 1991-1993. Dans leur modèle de système d'alimentation de l'Etna, Patanè et al. (2003) considèrent, à la fois, un manteau avec une position anormalement haute à l'Est de l'Etna et un complexe intrusif à faible profondeur dans lequel le magma peut s'injecter et être stocké. Dans ce schéma, en accord avec la plupart des données disponibles, la géométrie des structures mises en jeu n'est pas fixée clairement. De même le champ de contraintes complexe qui découle de ce modèle n'est pas explicitement défini par les auteurs. Bonaccorso et al. (2002) et Patanè et al. (2001), à partir de données GPS, inclinométriques et sismiques, montrent que, dans la partie superficielle de l'édifice, le champ de contraintes est composé du champ de contraintes régional, compressif et orienté Nord-Sud, et des contraintes liées aux intrusions et au stockage du magma. En cas d'éruption ou d'intrusion de magmas, les forces magmatiques peuvent devenir prépondérantes comme le confirme la résolution des axes sismiques P et T, les mécanismes aux foyers et les tenseurs de contraintes calculés à partir des événements sismiques (Cocina et al., 1998 ; Patanè et al, 2003). En période éruptive ou pré-éruptive, elles créeraient une compression radiale autour de l'intrusion axiale, à l'origine d'une forte activité sismique dans l'édifice au niveau de la zone de stockage. Ces contraintes magmatiques sont surtout remarquables pour des profondeurs inférieures à 10 km (Barberi et al., 2000 ; Patanè et Privitera, 2001).

Ainsi, à l'échelle régionale, le champ de contrainte qui s'applique au Sud de l'Italie est constitué à la fois par une compression globalement N-S active notamment dans l'Ouest de la Sicile et par une extension orientée ESE-ONO bien marquée en Calabre. La transition entre ces deux domaines se situe au niveau de l'Etna. De plus, pour des profondeurs supérieures à 10 km, les séismes se regroupent en essaim orientés NNO-SSE essentiellement sous le flanc Ouest du volcan. Pour des profondeurs inférieures à 5 km, les structures sismogéniques sont orientées NE-SO sous le flanc Ouest et NNO-SSE sous le flanc Est (Gresta et al., 1990). Plusieurs études géophysiques ont établi que le champ de contraintes régional de l'Etna est caractérisé par une variabilité verticale. En profondeur, la compression N-S domine alors qu'en surface la situation est plus complexe. En effet, au champ de contraintes régional se superposent des contraintes magmatiques liées aux transferts de magmas et des contraintes gravitaires importantes pour tous les strato-volcans du type de l'Etna (Merle et Borgia, 1996). L'examen des structures de surface actives peut permettre de mieux comprendre le schéma des contraintes qui s'appliquent à l'Etna.

4.4. Structures volcano-tectoniques majeures de l'Etna (Fig. I.14) :

L'Etna est caractérisé par une opposition entre ses flancs Est et Sud où se concentrent les structures tectoniques et volcano-tectoniques et les flancs Ouest et Nord marqués par une grande stabilité (malgré les pentes plus fortes). La majorité des éruptions de flancs récentes se sont produites sur les flancs Est ou Sud.

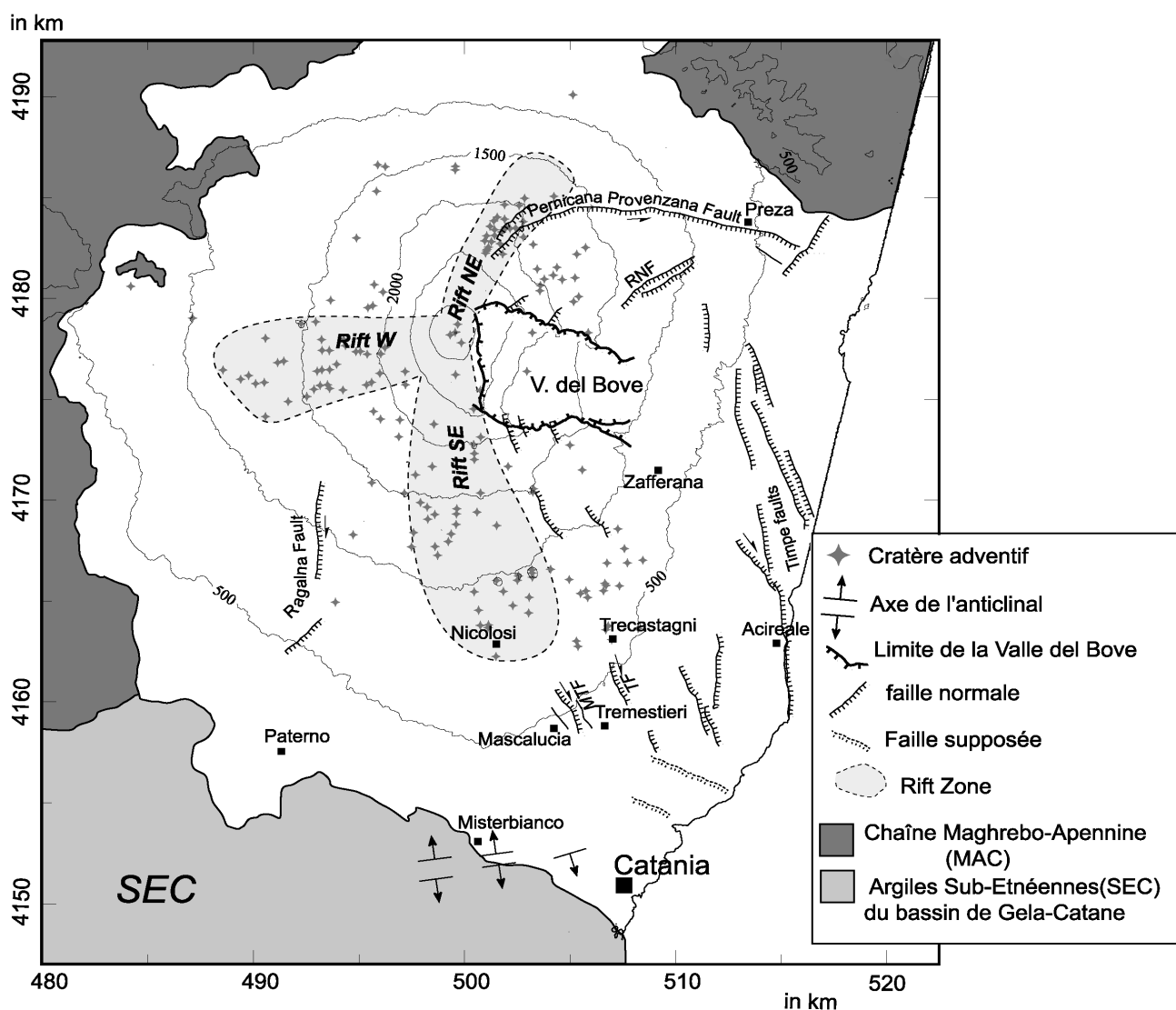


Fig. I.14 : Schéma volcano-structural de l'Etna (modifié d'après Froger et al., 2001). MTF : faille de Mascalucia Tremestieri. TF : Faille de Trecastagni. RNF: Failles de Rippa della Naca

Fig. I.14 : Volcano-structural sketch map of Mt. Etna (modified from Froger et al., 2001). MTF : Mascalucia Tremestieri fault. TF : Trecastagni fault. RNF: Rippa della Naca fault

L'activité volcanique est surtout localisée au niveau des cratères sommitaux et des rifts zones. L'activité tectonique et sismique se concentre autour de plusieurs systèmes de failles reconnus par tous les auteurs comme des zones de réajustement ou comme des limites de grands secteurs mobiles. Ces systèmes sont celui de Pernicana-Provenzana au Nord, de Ragalna au

Sud-Ouest, de Mascalucia-Trecastagni au Sud-Est et des Timpe à l'Est. Les mécanismes de déplacements sont variables le long d'une même faille, avec à la fois des déplacements engendrant des séismes et du fluage aisé. Un autre type de déformation non cassante a été l'objet de diverses études : la ride anticlinale de Misterbianco à la base du flanc Sud de l'Etna.

#### 4.4 a. Rifts zones (Fig. I.14):

L'Etna est également marqué par la présence de plusieurs rifts zones, dans lesquelles se localisent la plupart des injections de magmas dans des fissures éruptives et où sont situés la plupart des cônes adventifs : la Rift Zone Nord-Est, la Rift Zone Sud-Est et la Rift Zone Ouest. La Rift Zone Nord-Est est la plus active (Kieffer, 1975 ; Kieffer, 1983 ; Garduño et al., 1997, Tibaldi et Groppelli, 2002). Les directions de ces rifts zones ne sont pas strictement radiales : les rifts zones Nord-Est et Sud-Est sont de direction Nord-Sud dans la zone sommitale puis elles prennent respectivement des directions NE-SO et NNE-SSO. Les interprétations des orientations des Rifts Zones diffèrent. Pour Lo Guidice et Rasà (1992), Bousquet et Lanzafame (2001) les Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est correspondent à la limite Ouest d'un glissement affectant le flanc Est. Mc Guire et Pullen (1989), Mc Guire et al. (1997) et Garduño et al. (1997) proposent que les injections sont guidées par le champ de contrainte gravitaire affectant le sommet de l'édifice et également par le champ de contrainte régionale. Pour Frazzetta et Villari (1981) et pour Lo Guidice et al. (1982), les rifts zones sont le reflet du champ de contraintes régional seul. Pour Bousquet et Lanzafame (2001), les directions des injections et donc des rifts zones ne sont pas directement significatives des directions de contraintes régionales : les injections naîtraient radiales au niveau de la zone d'alimentation sommitale et seraient ensuite déviées pendant leur propagation latérale par un effet topographique : l'influence de la bordure libre à laquelle correspond la Valle del Bove. Il est cependant important de noter que les failles majeures affectant les flancs de l'Etna semblent se connecter aux rifts zones. L'Ouest du système de failles de Pernicana-Provenzana est interprété comme faisant partie intégrante de la Rift Zone Nord-Est, et les taux de déplacements sont en continuité d'Est en Ouest. De la même façon, le système de failles de Mascalucia-Trecastagni est dans le prolongement de la Rift Zone Sud-Est, mais il n'est pas aussi facile de relier ces deux systèmes. En effet, les coulées récentes et la forte urbanisation du flanc Sud-Est masquent la transition entre le système de failles et la rift zone. Si l'on considère que le système de failles de Ragalna a une extension vers le Nord plus importante



que celle mise en évidence par les études de terrains, il semble intersecter la Rift Zone Ouest. Celle-ci est moins active que les autres Rift Zone pour la période actuelle (depuis 1974) (Walker, 1975 ; Tanguy et Kieffer, 1977).

Les rifts zones représentent la limite Ouest du glissement Est vers la mer ionienne, il est important de les prendre en compte dans les modèles géodynamiques de l'Etna.

#### 4.4 b. Système de failles de Pernicana-Provenzana :

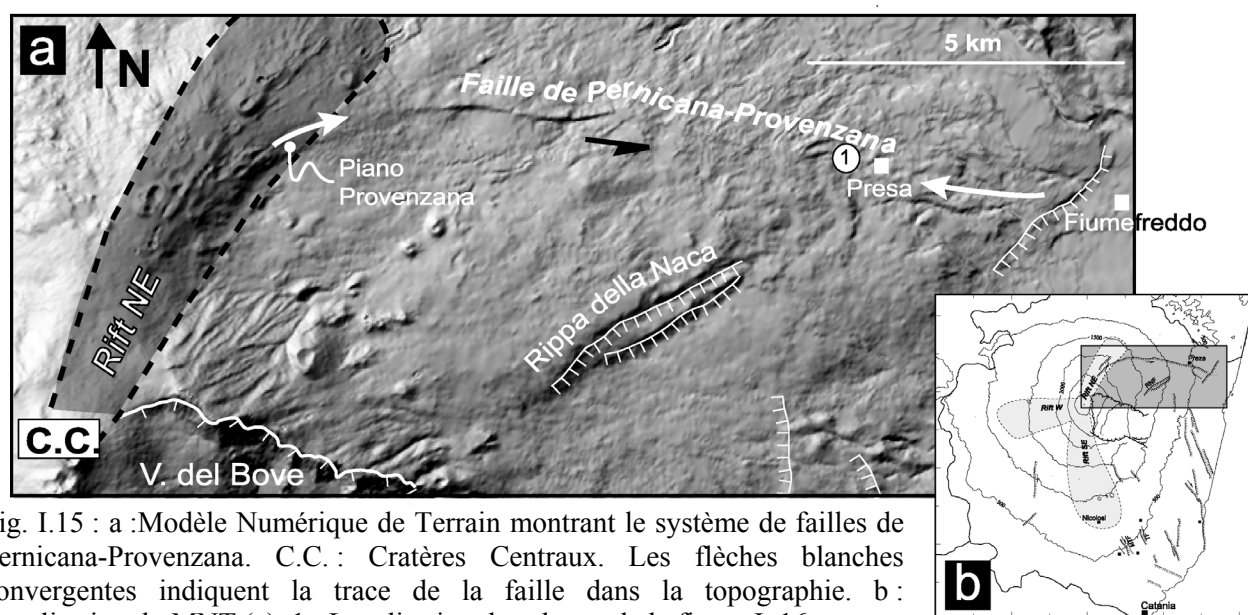


Fig. I.15 : a : Modèle Numérique de Terrain montrant le système de failles de Pernicana-Provenzana. C.C. : Cratères Centraux. Les flèches blanches convergentes indiquent la trace de la faille dans la topographie. b : Localisation du MNT (a). 1 : Localisation des photos de la figure I.16.

Fig. I.15 : a : Digital Elevation Model showing the fault system of Pernicana-Provenzana. C.C.: Central craters. Convergent white arrows indicate the trace of the fault in the topography. b: Location of the DEM (a). 1: Location of the photographs of figure I.16.

Le système de failles de Pernicana est certainement le plus étudié, le mieux connu de tout l'édifice volcanique etnéen. Sa trace est clairement observable dans la topographie (Fig. I.15). La partie ouest de la faille de Pernicana se caractérise au niveau de Provenzana par une direction NE-SO compatible avec celle de la Rift Zone Nord-Est, et par des mouvements en faille normale d'amplitude équivalente à ceux de la rift zone, les deux structures ont des âges et des géométries comparables. Cela conduit à la considérer comme le prolongement de la rift zone Nord-Est (Tibaldi et Groppelli., 2002) (Fig. I.15). La partie centrale de la faille a un jeu oblique avec une composante normale et une composante senestre. Plus à l'est, les mouvements senestres dominant avec des taux de glissement plus faibles.

Tibaldi et Groppelli (2002), Lo Giudice and Rasà (1992) et Azzaro et al. (1998b) ont envisagé que le système de Pernicana-Provenzana se prolongeait plus à l'Est par le Système de

Fiumefreddo. Récemment, Néri et al. (2003b) ont déterminé à partir des déplacements mesurés pendant l'éruption de 2002 que le prolongement Est de Pernicana-Provenzana était distinct de celui de Fiumefreddo. Cette partie du système jusqu'à présent cachée est caractérisée par des taux de déplacements faibles et des mouvements asismiques et se prolonge au moins jusqu'à la côte ionienne. Pour ces auteurs, les différences de comportement entre l'Ouest et l'Est de ce système de failles seraient liées à la nature différente du substratum, plus ductile à l'Est.

Les taux de déformation le long du système de failles de Pernicana-Provenzana diminuent vers l'Est, ils sont en moyenne  $2.2 \text{ cm.an}^{-1}$  pour la période actuelle (Rasà et al., 1996 ; Tibaldi et Groppelli., 2002). Entre 1980-1997, pour la partie Ouest de ce système de failles, Obrizzo et al. (2001) ont mesuré des taux de déplacements verticaux de  $3.7 \text{ cm.an}^{-1}$ . Enfin Azzaro et al. (2001) ont calculé des taux de cisaillements au niveau du village de Presa entre Avril 1997 et Février 99 de l'ordre de  $3.5 \text{ cm.an}^{-1}$ . Les taux de déplacements le long du système de failles de Fiumefreddo sont faibles : de l'ordre de  $0.2 \text{ cm.an}^{-1}$ .

Le système de failles de Pernicana-Provenzana est une zone sismiquement active, notamment dans sa partie Ouest, et les déplacements sont associés à des événements sismiques (Rasà et al., 1996 ; Azzaro, 1997 ; Azzaro, 1999). Lors du séisme d'octobre 1988 au niveau de Piano Provenzana ( $M = 3.8$ ), il a été relevé jusqu'à 25 cm de jeux co-sismiques le long de la faille de Pernicana. Ce mouvement a été majoritairement senestre (Azzaro, 1997).

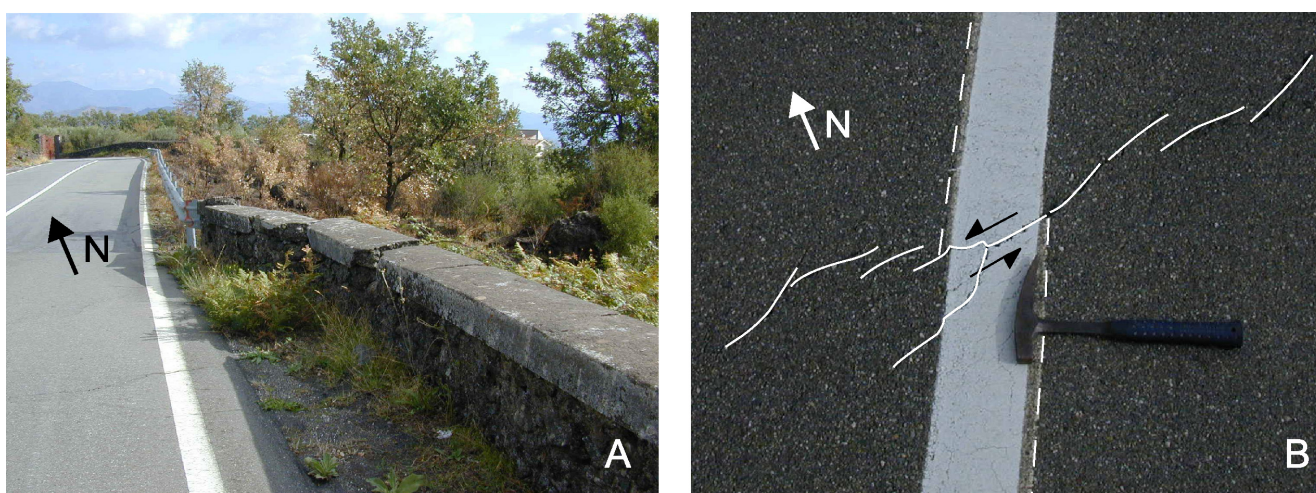


Fig.I.16: A : Le jeu senestre le long de cette partie de la faille de Pernicana est clairement visible sur les constructions humaines. La photo a été prise sur la route SP 59/IV joignant Fornazzo et Linguaglossa (Fig. I.15) B : La ligne blanche du milieu de la route est recoupée par une série de fissures en échelon.

Fig.I.16: A : Senestrial faulting along this part of the Pernicana-Provenzana fault is clearly visible on human constructions. The photograph was taken on road SP 59/IV joining Fornazzo and Linguaglossa (fig. I.15). B: The white line of the middle of the road is disrupted by a series of echelon cracks.

Des mouvements de fluage aiséismique ont également été observés le long de ce système de failles, et ils font souvent suite aux séismes (Rasà et al., 1996 ; Azzaro, 1999). Il a été proposé par Tibaldi (1995) que certains épisodes de déformation le long du système de failles de Pernicana-Provenzana soient liés à l'activité éruptive du Volcan, plus exactement à des épisodes d'injection de magmas en profondeur. Pour Neri et al. (2003b), l'ouverture de la Rift Zone Nord-Est crée le mouvement le long de Pernicana-Provenzana.

Tous les modèles géodynamiques de l'Etna considèrent que la limite Nord du glissement de flanc est le système de failles de Pernicana. Seuls Monaco et collaborateurs (1997) pensent que ce système de failles n'a qu'une importance secondaire, et ne représente qu'une zone de transfert entre la rift zone Nord et le système de grandes failles lithosphériques de la base du flanc Est de l'Etna.

Rust et Neri (1996) proposent que la position et l'orientation de la faille de Pernicana ont été influencées par la présence de la chaîne Maghrébo-Appennine. Celle-ci contraint le volcan vers le Nord, si bien que les augmentations de volume liées à l'activité magmatique ne peuvent être compensées que par des mouvements vers l'Est. Pour Di Stephano et Branca (2002), le système de failles de Pernicana-Provenzana est situé au niveau d'une ride proéminente de la chaîne de montagne sous-jacente. Il semble donc exister une relation directe entre la position de la chaîne Maghrébo-Appennine et la direction de ce système de failles.

Sur le terrain, les déplacements senestres associés à ce système de failles sont clairement visibles dans les bâtiments ou sur les murets longeant les routes. Sur la figure I.16 A, le jeu senestre est de plusieurs dizaines de centimètres. La ligne blanche du centre de la route montre également des évidences de déplacements senestres récents de quelques centimètres (Fig.I.16 B). A ce niveau du système, les taux de déplacements sont de l'ordre de  $1 \text{ cm.an}^{-1}$  (Neri et al., 2003b)

#### 4.4.c. Système de failles de Mascalucia-Trecastagni (Fig. I.17) :

Les structures actives de ce système, caractérisées par un jeu normal dextre (Lo Giudice et Rasa, 1992), suivent une direction NNO-SSE au niveau des villes de Mascalucia et de Trecastagni. Ces failles paraissent reliées à la rift zone S mais cela est difficilement observable sur le terrain car les indices de mouvements sont masqués par des coulées récentes et des cônes adventifs, nombreux dans cette partie du volcan (Borgia et al., 1992).

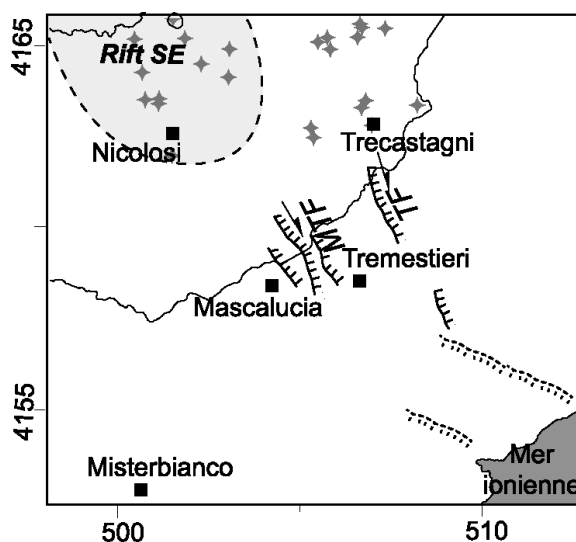


Fig. I.17 : Extrait de carte structurale (modifié d'après Lo Giudice et Rasà, 1992, Froger et al., 2001), au niveau du système de failles de Mascalucia-Trecastagni.

Fig. I.17 : Portion of the structural map (modified from Lo Giudice and Rasà, 1992, Froger et al., 2001), in the area of the Mascalucia-Trecastagni fault system.

Contrairement au système de failles de Pernicana-Provenzana, on n'observe pas leur trace dans la topographie. Les mouvements se produisent lors d'évènements sismiques souvent suivis et/ou précédés par un phénomène de glissement asismique (Rasà et al., 1996). Ces auteurs rapportent également des épisodes de fluage sans liens avec des épisodes sismiques. Les évènements sismiques de forte magnitude  $M > 3.5$  (Azzaro, 1999) ont, pour cette zone, une périodicité d'une vingtaine d'années, alors que les évènements de fluages asismiques ou de faible énergie sismique sont beaucoup plus fréquents (Rasà et al., 1996). Pour le système de failles de Mascalucia-Trecastagni, les sources sismiques sont superficielles, avec des profondeurs de sources ne dépassant pas 1 à 2 km de profondeur (Gresta et al., 1997). Les premières preuves d'activité sismique ont été décrites en 1886 pour cette zone. Plus récemment, des mouvements ont été observés le long des différentes failles du système lors d'évènements sismiques ayant affectés la zone entre 1980 et 1998 (Azzaro, 1999).

Le système de failles de Mascalucia-Trecastagni est interprété différemment. Il est considéré comme la limite Sud du Glissement du flanc Est vers la mer ionienne ou comme une zone de découplage entre les mouvements vers le Sud du flanc Sud et ceux vers l'Est du flanc Est.

Sur le terrain, nous n'avons pas trouvé d'évidence de mouvements récents associés aux dernières éruptions. Nous n'avons pas observé des mouvements non décrits dans la littérature. Cependant, les conditions d'observations sont difficiles à cause de la forte urbanisation de la zone et de la présence de coulées récentes recouvrant la partie Nord-Ouest de ces failles. Nous avons néanmoins pu observer de nombreuses fissures dans les murs ou des déplacements le long de segments de failles du système déjà cartographiés (Fig. I.18).

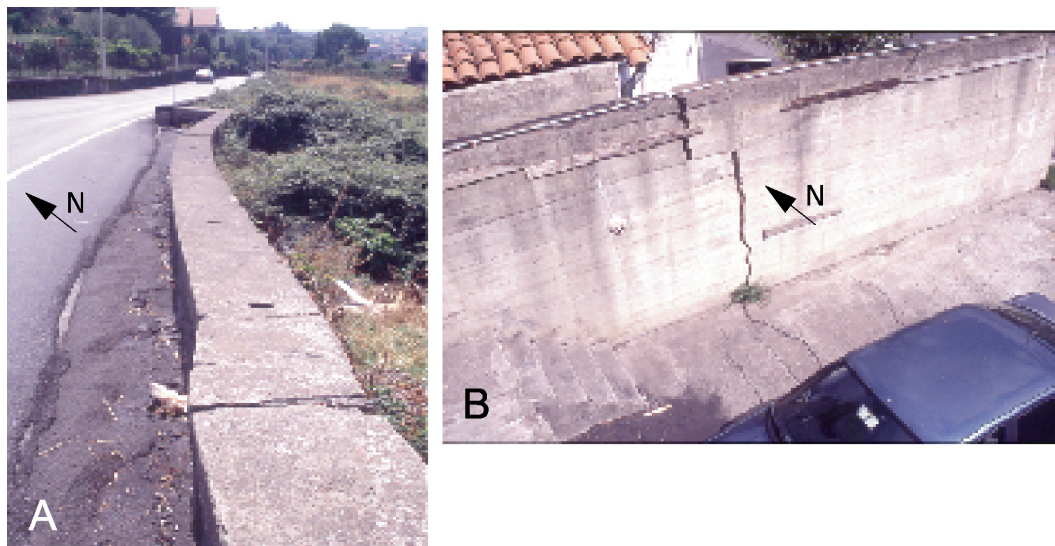


Fig.I.18 : A : Entre San Giovanni la Punta et San Gregorio, le mouvement dextre est visible dans le muret longeant la route. B : Dans la ville de Mascalcucia, les murs et les habitations situés sur la faille sont marqués par de nombreuses fractures et fissures. Les structures sont orientées N 160° dans les cas A et B.

Fig.I.18 : A: Between San Giovanni Punta and San Gregorio, dextral faulting is visible in the low wall skirting the road. B: In the town of Mascalcucia, walls and houses located on the fault are cut by many faults and cracks. Structures are oriented N 160° in the cases A and B.

#### 4.4.d. Système de failles de Ragalna (Fig. I.19) :

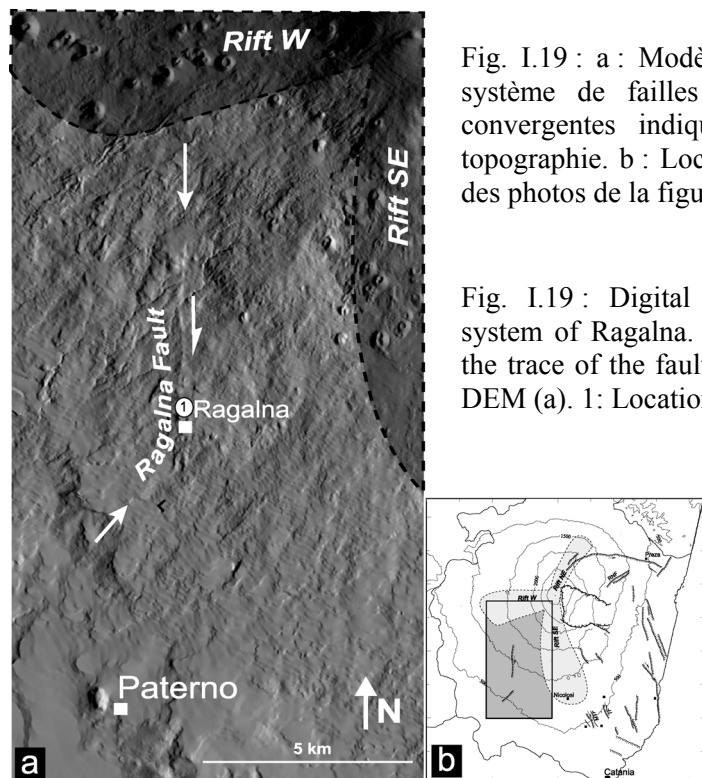


Fig. I.19 : a : Modèle Numérique de Terrain montrant le système de failles de Ragalna. Les flèches blanches convergentes indiquent la trace de la faille dans la topographie. b : Localisation du MNT (a). 1 : Localisation des photos de la figure I.20.

Fig. I.19 : Digital Elevation Model showing the fault system of Ragalna. The convergent white arrows indicate the trace of the fault in the topography. b: Location of the DEM (a). 1: Location of the photographs of figure I.20.

Il est considéré par Borgia et al. (1992) et par Rust et Neri (1996) comme la limite Sud-Ouest d'un glissement de flanc affectant plus de 50 % de l'édifice volcanique. Pour Lo Giudice et Rasà (1992), ce système n'a qu'une importance secondaire et ils proposent que le glissement soit limité au Sud par les failles de Mascalucia-Trecastagni. Pour eux, la faille de Ragalna est une structure radiale caractéristique des édifices volcaniques et de leur champ de contrainte (Nakamura, 1977, Chadwick et Dieterich, 1995).

Cette faille, orientée Nord-Sud dans sa partie Nord, se rattacherait à la rift zone Ouest vers le sommet du volcan (Fig. I.19). Au Nord du village de Ragalna, un escarpement de 20 m est visible sur plusieurs kilomètres (Fig. I.19). Cependant, son extension est difficile à mettre en évidence vers la zone sommitale car la zone est recouverte par des coulées récentes. En revanche, la sismicité importante au Nord semble indiquer qu'elle se prolonge au-delà de la zone où elle a été identifiée sur le terrain (Azzaro, 1999). Mais des études récentes d'images aériennes n'ont pas permis de mettre en évidence une plus grande extension vers le Nord (Rust et Neri, 1996). L'activité sismique au niveau de Ragalna est généralement caractérisée par des événements plus profonds (jusqu'à 5-6 km) que ceux du flanc Est.

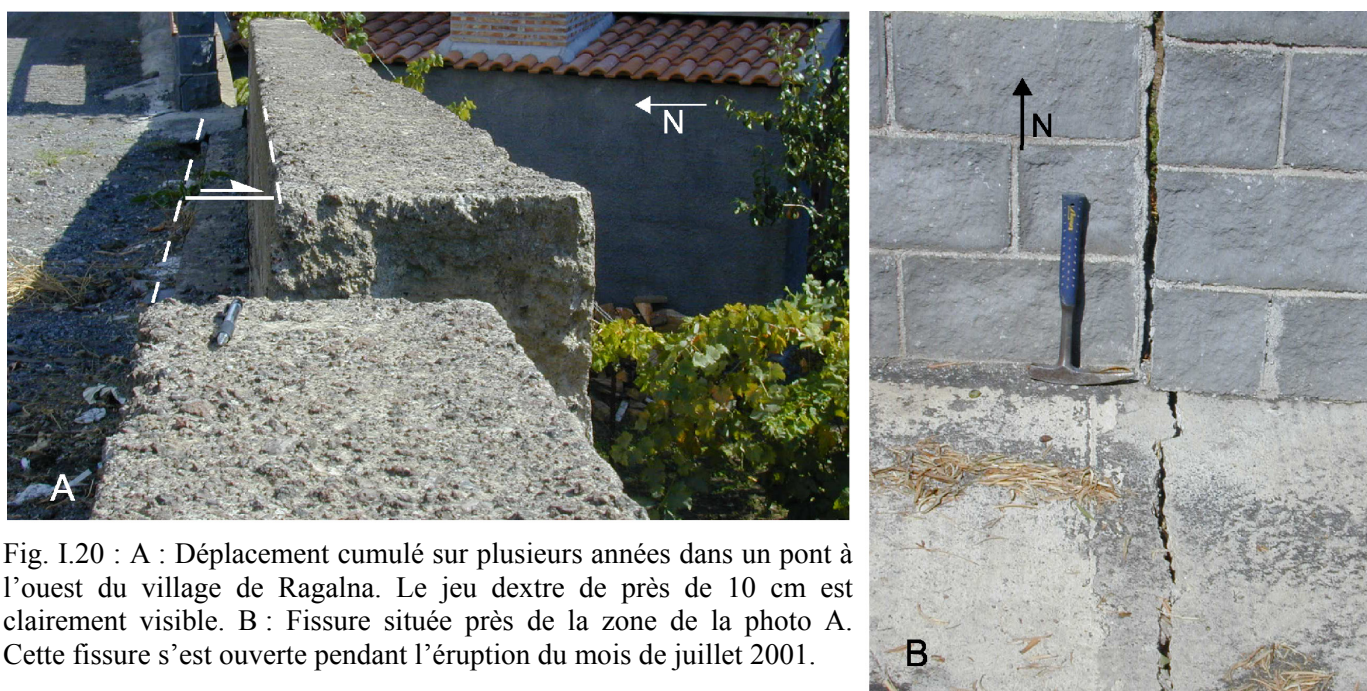


Fig. I.20 : A : Déplacement cumulé sur plusieurs années dans un pont à l'ouest du village de Ragalna. Le jeu dextre de près de 10 cm est clairement visible. B : Fissure située près de la zone de la photo A. Cette fissure s'est ouverte pendant l'éruption du mois de juillet 2001.

Fig. I.20 : A : Several years of displacement cumulated on a bridge located west of the village of Ragalna. Dextral faulting of almost 10 cm is clearly visible on the photograph. B: Crack located close to the area of picture A. This crack opened during the eruption of July 2001.

Au nord du village de Ragalna, Rust et Neri (1996) ont repéré une portion de faille orientée NE-SO, direction que l'on retrouve également plus au Sud du village (Fig. I.19). Pour ces auteurs, cet ensemble de structures serait l'équivalent naturel des grabens obtenus analogiquement par Merle et Borgia (1996) dans le cas d'étalement gravitaire. Pour Monaco et collaborateurs (1997), ces directions représentent des manifestations de failles situées sous l'édifice et dont l'orientation est compatible avec les failles de Messine-Giardini.

Des études récentes de Azzaro (1999) montrent que cette zone de l'édifice est affectée par l'apparition de fractures co-sismiques accompagnant notamment les séismes de 1982. Lors de cet épisode, des fissures discontinues se sont ouvertes sur plus de 300 m de long à l'Est du village de Ragalna.

Le système de failles de Ragalna est caractérisé par un mouvement normal avec une composante dextre observable sur une longue période et estimé à 1-2 mm.an<sup>-1</sup> en moyenne (Rust et Neri, 1996). En Septembre 2001, nous avons recherché des indices de mouvements le long de la faille de Ragalna. La figure I.20.A montre le muret d'un pont dans la ville de Ragalna ; le jeu décrochant dextre est clairement visible. Par contre il est difficile de conclure sur le jeu vertical, ce pont semble avoir subi un basculement global. La photo (Fig. I.20.B) a été prise dans des lotissements à l'ouest du village de Ragalna, les bâtiments de la zone sont marqués par de nombreuses fissures et il est difficile de déterminer l'origine de celles-ci. En revanche, dans un muret proche de la zone de la figure I.20.A, nous avons pu observer une fissure apparue pendant le mois de juillet 2001 au cours duquel a eu lieu l'éruption sommitale. Cette fissure correspond essentiellement à un mouvement extensif centimétrique le long d'un segment de la faille de Ragalna et semble indiquer un lien entre l'activité éruptive et le mouvement le long de cette faille.

#### 4.4.e. Système de failles des Timpe (Fig. I.21) :

La zone située à la base du flanc Est, particulièrement entre les villes d'Acireale et de Giare, est l'une des zones tectoniquement les plus actives. Les mouvements le long des failles des Timpe ont été interprétés également de manières différentes selon les études. Ces failles sont généralement de directions NNO-SSE à NO-SE c'est-à-dire une direction compatible avec le système de l'Escarpement de Malte. Certains auteurs les considèrent comme le prolongement continental de l'Escarpement de Malte sous le flanc Est. Le système de failles des Timpe aurait donc une origine tectonique liée à l'extension dans le bassin ionien (Romano et al., 1982 ; Monaco et al, 1997 ; Bousquet et Lanzafame, 2001).

Pour Borgia et al. (1992) ou pour Rust et Neri (1996), la formation des failles des Timpe est rattachée à l'Escarpement de Malte, mais les mouvements actuels seraient des basculements de blocs dus à la présence d'un glissement profond se poursuivant jusqu'en mer ionienne.

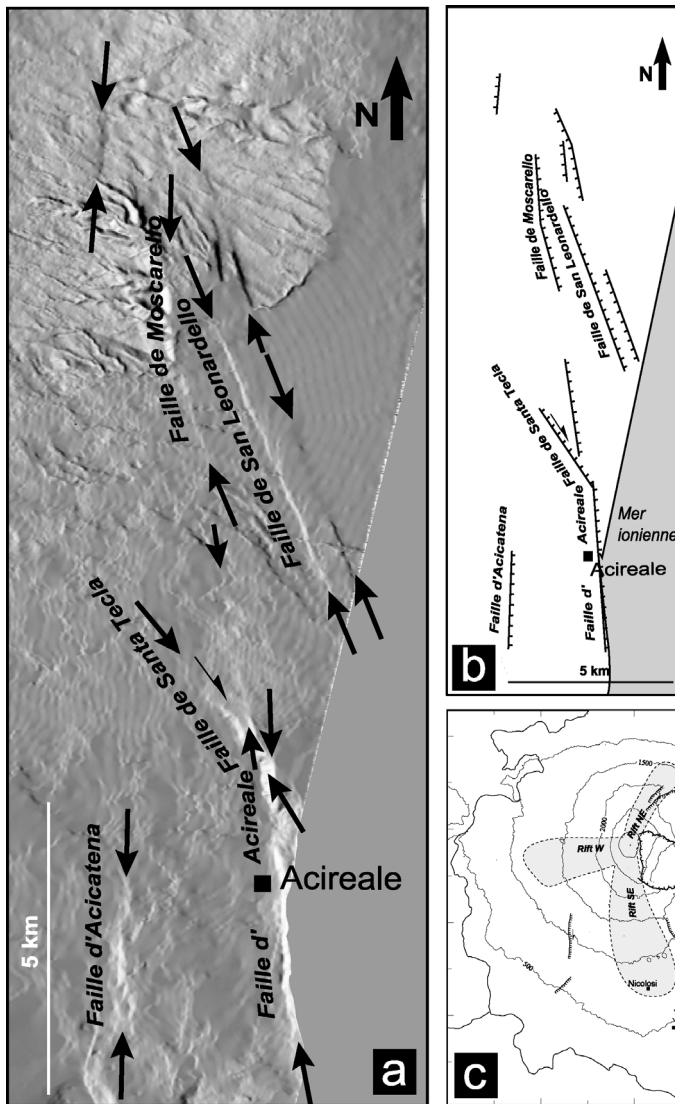


Fig. I.21 : a : MNT montrant le système de failles des Timpe. Les flèches noires convergentes indiquent les traces des failles dans la topographie. b : schéma structural de la zone. c : Localisation du MNT(a).

Fig. I.21 : a : DEM showing the Timpe fault system. Convergent black arrows indicate traces of the faults in the topography. b : Structural map of the area. c : Location of DEM (a).

Les portions de failles de Timpe les plus documentées sont celles d'Acireale, de Santa Tecla, Moscarello et San Leonardo. Elles sont caractérisées par un jeu normal dextre, et des périodes de jeu décrochant sont suivies par des périodes de mouvements purement normaux (Lanzafame et Bousquet, 1997). Le fonctionnement de la faille d'Acireale aurait précédé l'apparition du volcanisme etnéen (Lanzafame et Bousquet, 1997). La faille d'Acireale est la plus remarquable puisque le plan de faille s'étend sur plusieurs kilomètres de côte le long de la mer ionienne dans une zone où l'urbanisation est particulièrement intense. Cette structure



ainsi que la faille de San Leonardello présentent à la fois des jeux dextres et normaux (Lanzafame et al., 1997a ; Monaco et al., 1997).

Deux types de mouvements ont été observés : du fluage comme le long de la faille de Santa Tecla, créant des petits grabens et des dépressions dans les terrains agricoles traversés par la faille (Rasà et al., 1996) et des déplacements co-sismiques le long de cette même faille par exemple lors d'un séisme en 1952 (magnitude 4) (Azzaro, 1999). De même, la faille de San Leonardello est caractérisée par du fluage aismique se produisant souvent après des déplacements co-sismiques. En 1989, un glissement aismique a succédé à la fracturation normale-dextre associée à un séisme de magnitude 3.7 (Azzaro et al., 1989).

#### 4.4.f. Structure compressive de la base du flanc Sud (Fig. I.14) :

L'édifice volcanique repose au Sud sur des sédiments quaternaires mis en place dans le bassin de Gela-Catane (Lanzafame et al., 1997b) : calcarénites basales (début Pléistocène), argiles pré et sub-étnéennes (contenant des témoins volcaniques, début à mio-Pléistocène), l'ensemble des Terreforti (constitué de sables et de conglomérats, mio-Pleistocène), et enfin les conglomérats alluviaux datés à 150-120 Ka.

Les terrains sédimentaires de la base du flanc Sud ont subi des déformations compressives. Les formations de la base Sud de l'édifice sont fortement plissées et ont connu un raccourcissement de plusieurs kilomètres compatible avec une contrainte compressive Nord-Sud (Bousquet et al., 1987 ; Labaume et al., 1990 ; Lanzafame et al., 1997b). Elles forment une ride anticlinale (Fig. I.22) qui s'étend du Nord de la ville de Catane jusqu'au Sud de la ville de Paternò. Au nord dans la région de Fiumefreddo (Fig. I.15), sur le flanc Est au niveau de San Alfio, ou sur le Mt. Calanna dans la Valle del Bove des déformations compatibles avec une tectonique compressive ont également été révélées, à partir de données de terrains, par Lanzafame et al. (1997a et 1997b).

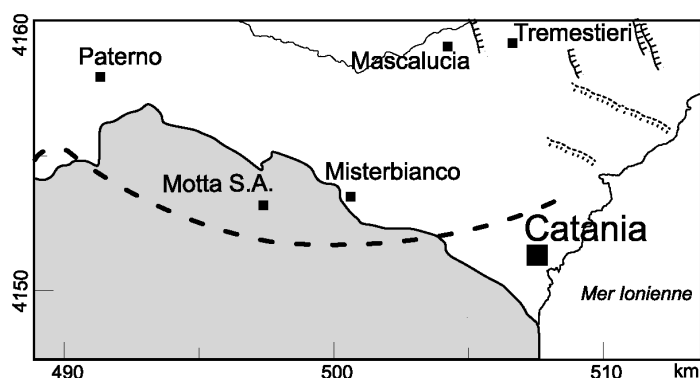


Fig. I.22 : Axe de la ride anticlinale (d'après Labaume et al., 1990 ; Borgia et al., 1992 ; Lo Giudice et Rasà, 1992 ; Lanzafame et al., 1997b ; Torrelli et al., 1998 ; Borgia et al., 2000 ; Torrisi et al., 2003).

Fig. I.22 : Hinge of the anticlinal ridge (from Labaume et al., 1990; Borgia et al., 1992; Lo Giudice and Rasà, 1992; Lanzafame et al., 1997b; Torrelli et al., 1998; Borgia et al., 2000; Torrisi et al., 2003).

Cette structure, différente des précédentes, n'est pas associée à des failles en surface : la déformation mesurée sur cette structure est compatible avec une déformation élastique (Fig. I.23). Des mesures de contraintes in-situ (Bousquet et al., 1988), des études sismiques et géologiques (Cristofolini et al., 1985 ; Gasparini et al., 1985 ; Bousquet et al., 1987 ; Patanè et al., 1994 ; Cocina et al., 1997) montrent que la compression Nord-Sud, liée à la convergence de la plaque Afrique vers la plaque Europe, est encore active actuellement à l'Ouest de la Sicile. Des études géodésiques récentes prouvent que le soulèvement le long de cet anticlinal continue (Borgia et al., 2000; Froger et al., 2001).

Pour Lanzafame et al (1997b) ainsi que Labaume et al (1990), cette structure témoigne de plusieurs phases de compression globalement N-S syn et post-sédimentaires affectant les différents dépôts. Les déformations affectant également les dépôts volcaniques, la compression Nord-Sud a été active avant la mise en place de l'Etna et s'est poursuivie jusqu'à la période actuelle. En revanche pour Borgia et al. (1992), cette ride compressive active, preuve de l'étalement gravitaire du volcan vers le Sud, ne se limiterait pas à la base Sud du volcan mais se prolongerait plus au Nord-Est en mer ionienne où elle est indécélable par interférométrie radar notamment.



Fig. I.23 : Formations sédimentaires situées au Sud de l'axe de la ride anticlinale, au Sud des villages de Misterbianco et Motta S. Anastasia. Au centre de la photo, on remarque le pendage Sud assez faible des formations au niveau de la carrière.

Fig. I.23 : Sedimentary formations located South of the hinge of the anticlinal ridge, South of the villages of Misterbianco and Motta S. Anastasia. In the career in the center of the picture, gently southward dipping formations can be observed.

#### 4.5. Le substratum de l'Etna :

La majeure partie de la Sicile est constituée de grandes nappes de charriage de la chaîne Maghrébo-Appennine. Cette chaîne fait partie de l'orogène alpin tertiaire. Elle traverse l'Ouest de la Méditerranée depuis les côtes tunisiennes et marocaines et parcourt l'Italie du Sud au Nord en passant par la Sicile. L'Etna s'est mis en place en Sicile orientale entre les Monts Péloritains au Nord (Lentini, 1982, Lentini et al., 1987) et le plateau ibléen au niveau de la nappe de Gela qui affecte le remplissage du bassin d'avant-pays de Gela-Catane. Le volcan repose au Nord et à l'Ouest sur les contreforts de la chaîne Maghrébo-Appennine qui représentent une barrière mécanique aux mouvements de l'édifice volcanique vers le Nord et vers l'Ouest (Fig. I.24).

La nature des formations géologiques qui composent le substratum de l'Etna est variée. Celui-ci est constitué de séries de flyschs et de carbonates d'âge éocène à quaternaire dans ses parties Nord-Ouest et Ouest lesquelles sont affectées par des plissements et des chevauchements. Des sédiments marins se sont déposés dans différents domaines paléogéographiques le long de la limite Nord de la plaque africaine (Ogniben, 1960 ; Lentini, 1982 ; Lentini et al., 1987 ; Di Stefano et Branca, 2002). Ces unités allochtones péloritaines à vergence Sud chevauchent le plateau ibléen au Sud du volcan (Fig. I.23), traduisant une compression Nord-Sud (Cristofolini et al., 1985).

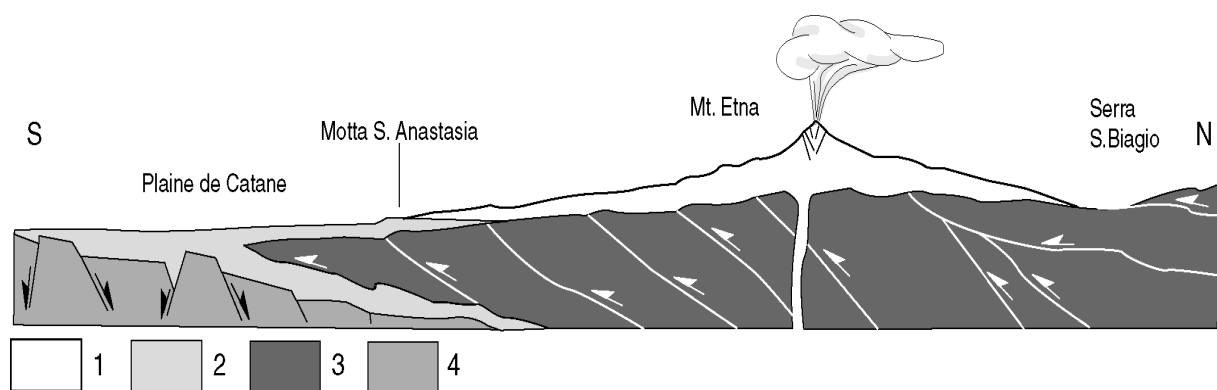


Fig. I.24 : L'Etna sur son substratum composite est contraint au Nord par la chaîne Maghrébo-Appennine. 1. Formations volcaniques 2. Remplissage sédimentaire de la fosse de Gela-Catane. 3. Nappes chevauchantes de la chaîne Maghrébo-Appennine. 4. Plate-forme ibléenne. (d'après Lanzafame et al. 1997b).

Fig. I.24 : Mt Etna located on its composite substratum is buttressed to the North by the Maghebo-Appennine chain. 1. Volcanic formations 2. Sedimentary filling of the Gela-Catania foredeep. 3. Overthrusts of the Maghrebo-Appennine chain. 4. Iblean platform . (from Lanzafame et al. 1997b).

La partie Nord-Est de l'Etna repose directement sur les unités cristallines des monts Péloritains qui appartiennent aux formations hercyniennes des « Calabrides » (Ogniben, 1960 ; Van Dijk et al., 2000).

Les parties Sud et Est de l'édifice volcanique recouvrent les sédiments marins (formations argileuses et argilo-sableuses) quaternaires de la fosse de Gela-Catane (Lentini, 1982 ; Lanzafame et al., 1997b ; Monaco et al., 1997). Celle-ci correspond à la fosse avant chaîne créée par la flexion du plateau ibléen sous la charge des unités chevauchantes péloritaines. L'unité supérieure de ces formations ibléennes est connue sous le nom d'argiles sub-etnéennes. Ces argiles affleurent largement au Sud de l'Etna entre Paternò et Catane. A l'Est du volcan (Vena S. Gregorio), elles sont contemporaines de la mise en place de la nappe de Gela-Catane (Labaume et al., 1990) la plus récente des nappes de la chaîne alpine. Les argiles sub-etnéennes ont la particularité de renfermer des lits et des lentilles de cendres volcaniques interstratifiés et leur dépôt est donc contemporain des premiers événements éruptifs de l'Etna (Kieffer, 1985). A Aci Castello, les formations éruptives correspondent à des basaltes tholéïtiques sous-marins intrusifs dans les argiles sub-etnéennes. Le Nord-Est de la Sicile a subi une surrection globale depuis 1 Ma environ (Firth et al., 1996 ; Di Stephano et Branca, 2002 ; Catalano et al., 2003), portant les formations argileuses jusqu'à des altitudes supérieures à 800 m. Cette surrection est plus importante au Nord de l'édifice qu'au Sud (Di Stephano et Branca, 2002). L'épaisseur des argiles est comprise entre 100 et 1000m et dépasse rarement plus de 200 m (Lanzafame et al., 1997b ; Tibaldi et Gropelli, 2002).

Une carte d'iso-altitude du toit du substratum de l'édifice volcanique a été proposée tout d'abord par Lo Giudice et Rasà (1992), puis modifiée par Rust et Néri (1996) (Fig. I.25 ). Ce document est une compilation de données, essentiellement géophysiques, de la littérature (Ogniben, 1966 ; Loddo et al., 1989 ; Lo Giudice et al., 1981 ; Patella et Quarto, 1987). Les auteurs insistent sur le fait que cette reconstruction du soubassement de l'Etna est définie avec une forte incertitude. Les méthodes géoélectriques utilisées pour définir la morphologie du soubassement de l'Etna sont sensibles à la résistivité apparente des roches ; celle des roches sédimentaires est proche de celle de roches volcaniques gorgées d'eau. Pour les parties externes de la zone, les modèles de substratum ont été déterminés à l'aide des différents affleurements et forages disponibles. L'erreur est donc plus faible.

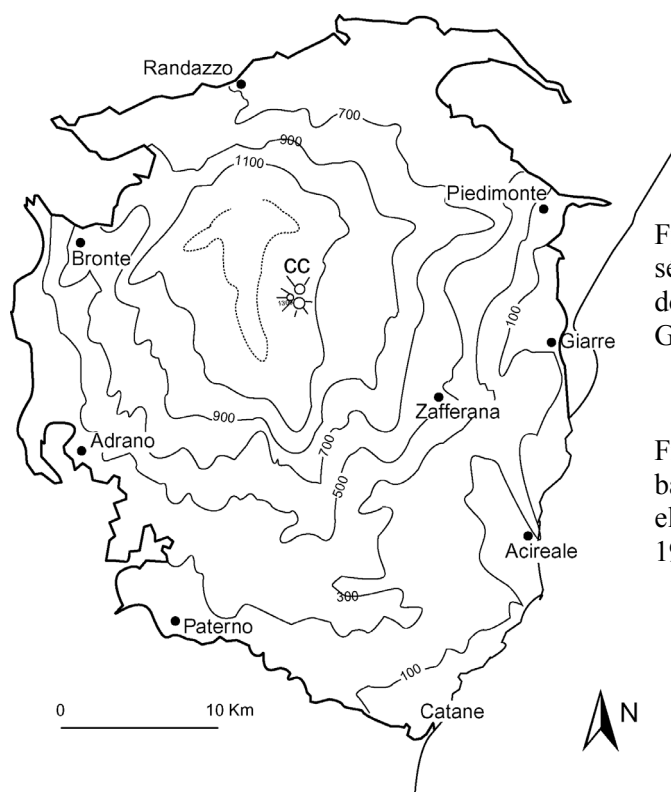


Fig. I.25 : Reconstruction du toit du substratum sédimentaire de l'Etna essentiellement à partir de données de sondages électriques (d'après Lo Giudice et Rasà, 1992). C.C. : Cratères Centraux.

Fig. I.25 : Reconstruction of the sedimentary basement of Mt Etna, using in particular electrical soundings (from Lo Giudice et Rasà, 1992). C.C. : Central Craters.

En revanche, proche de la zone sommitale, où il n'existe pas de données de forages, l'incertitude de cette reconstruction devient importante. Les auteurs notent plusieurs facteurs pouvant jouer un rôle sur la stabilité de l'édifice. Le toit du substratum, de forme grossièrement conique, montre une asymétrie Nord-Sud marquée, la partie Nord étant plus élevée. Son sommet est décalé vers l'Ouest et dans une moindre mesure vers le Nord par rapport au sommet du volcan. Cette disposition pourrait renforcer les phénomènes gravitaires sur le flanc SE de l'édifice volcanique (Firth et al., 1996 ; Di Stefano et Branca, 2002).

Pour Rust et Néri (1996), certaines failles majeures affleurent en surface : les failles des Timpe, la faille de Pernicana-Provenzana et la faille de Ragalna (Fig. I.11.) sont associées à des rides topographiques dans le substratum sédimentaire du volcan qui pourraient traduire l'enracinement des failles en profondeur. Pour Lo Giudice et Rasà (1992), les rides plus marquées pour les failles de Pernicana-Provenzana et de Mascalucia-Tremestieri délimiteraient le secteur Est instable de l'Etna.

Les argiles sub-etnéennes ont une importance déterminante dans de nombreux modèles d'évolution de l'Etna puisque ces formations argileuses, plastiques sont considérées comme susceptibles de faciliter le glissement gravitaire du flanc Est (Lo Giudice et Rasà, 1992) ou l'étalement gravitaire du flanc Est mais aussi du flanc Sud (Borgia et al., 1992 ; Merle et Borgia, 1996).

## **5. LES MODELES GEODYNAMIQUES PROPOSES POUR L'ETNA :**

La plupart des caractéristiques énoncées précédemment qu'elles soient structurales, pétrologiques, liées aux phénomènes éruptifs, topographiques ou gravitaires peuvent jouer un rôle sur la stabilité de l'édifice volcanique. Depuis plusieurs années, un débat persiste concernant l'évolution géodynamique de l'Etna. Plusieurs modèles ont été proposés sur la base d'arguments géologiques, géophysiques ou expérimentaux. Il est souvent délicat d'apprécier la justesse des modèles puisque fréquemment des mêmes arguments conduisent à des conclusions différentes. Nous nous sommes donc attachés à analyser les arguments sur lesquels reposent les différents modèles, afin de pouvoir les tester, dans la mesure du possible, sur la base des informations apportées par l'interférométrie radar et pour mieux comprendre l'évolution géodynamique du volcan.

Nous allons résumer brièvement les différents modèles qui ont été proposés.

### 5.1. Modèles de Borgia et al. (1992), Borgia et al. (2000), Modèle de Rust et Neri,(1996), Neri et al. (2003b):

Borgia et collaborateurs (1992 et 2000) ont été les premiers à envisager que l'Etna était sujet à un étalement gravitaire de grande ampleur, expliquant par ce phénomène les mouvements des flancs du volcan vers l'Est et vers le Sud. Leur modèle est basé essentiellement sur une réexploitation des données de terrain disponibles dans la littérature et sur des forages et de données sismiques acquises par la compagnie pétrolière Agip à la base du flanc Sud du volcan. Borgia et al. (2000) s'appuient pour cela sur les résultats de modélisations analogiques (Merle et Borgia, 1996), qui ont montré que l'étalement gravitaire d'un édifice volcanique est caractérisé par deux aspects :

1. Une ceinture compressive à la base de l'édifice et une zone sommitale en extension. A l'Etna, la compression serait matérialisée par la zone anticlinale Sud au niveau des villes de Catane et de Misterbianco. Les auteurs s'appuient sur la bathymétrie pour envisager la poursuite de la structure compressive en mer ionienne jusqu'à l'est de la faille de Pernicana (Fig.I.26). Les failles normales et les mesures d'extensions au niveau des dykes dans la Valle del Bove montrerait l'extension sommitale.
2. L'existence d'une couche de faible résistance mécanique à la base de l'édifice. Borgia et al. suggèrent que les argiles sub-etnéennes qui affleurent au Sud et à l'Est du volcan, peuvent

jouer ce rôle de « couche savon » (ou niveau de décollement). Ainsi selon les auteurs, la zone limitée par la faille de Ragalna au Sud-Ouest et la faille de Pernicana au Nord-Est s'étale gravitairement vers l'Est et vers le Sud. Ces limites structurales correspondraient à l'interface entre les unités lithologiques de la chaîne Maghrébo-Appenine et les unités de remplissage sédimentaire de la fosse d'avant chaîne.

Le décollement s'enracinerait vers le centre de l'édifice volcanique à une profondeur d'environ 5 km sous le niveau de la mer (toits du plateau ibléen au Sud et de la croûte océanique ionienne à l'Est) (Fig. I.26 b).

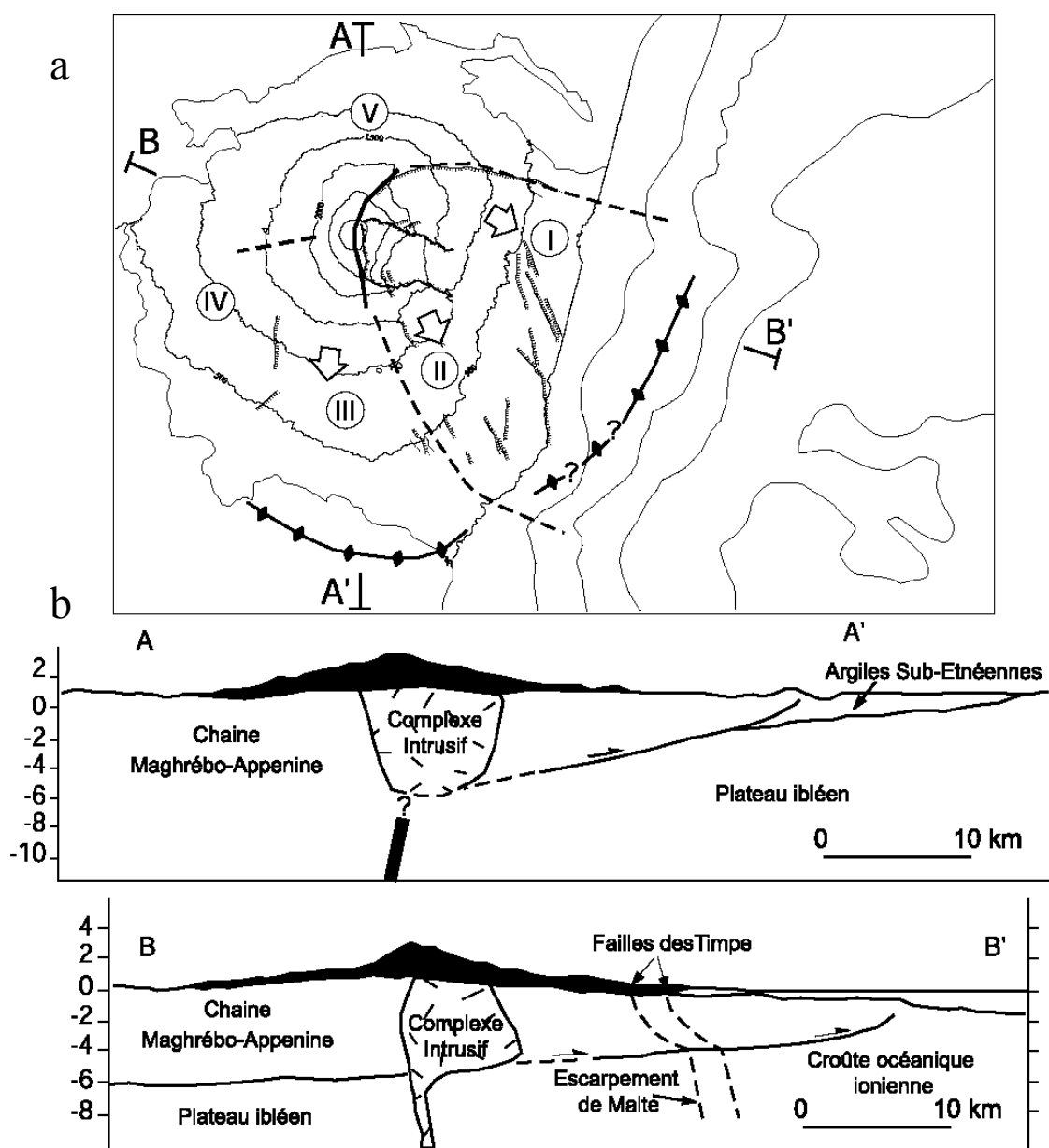


Fig.I.26 : a) Schéma structural proposé par Borgia et al.(1992) pour l'Etna et modifié par Borgia et al. (2000). b) Coupes A-A'et B-B' associées. Les échelles verticales sont en km.

Fig.I.26 : a) Structural map of Mt. Etna proposed by Borgia et al. (1992) of Mt Etna and modified by Borgia et al. (2000). b) Associated cross-sections A-A' and B-B'. Vertical scales are in km.

Borgia et collaborateurs (1992) divisent l'Etna en 5 blocs numérotés I, II, III, IV et V et émettent l'hypothèse d'un mouvement en blocs (Fig. I.26). Le mouvement vers l'Est du bloc I étant plus rapide que le mouvement vers le Sud du bloc III, le bloc II est une zone transitionnelle entre ces mouvements de directions différentes. Pour Neri et al. (2003b), les blocs seraient successivement en mouvement. Le bloc III n'aurait toujours pas été en mouvement après l'éruption de 2002 et correspondrait donc à des déplacements retardés. Les blocs IV et V sont caractérisés par une grande stabilité et ne sont pas affectés par le glissement.

Une étude récente de Borgia et al. (2000) démontre que la ride compressive à la base du flanc Sud de l'Etna est encore active. Cette étude, basée sur des données d'interférométrie radar montre essentiellement un soulèvement entre les villes de Catane et de Misterbianco. Cela constituerait la preuve incontestable d'un étalement gravitaire du volcan. Ils confirment les profondeurs proposées dans leur article de 1992 pour le décollement et avancent que la géométrie de la ride anticlinale implique un décollement d'une profondeur moyenne supérieure à 3 km sous le niveau de la mer. Le moteur principal de ces mouvements de grande amplitude à l'Etna reste la gravité mais ils évoquent également l'injection répétée de magma dans le complexe intrusif magmatique et l'étalement gravitaire de ce corps comme la cause possible des mouvements.

Rust et Neri (1996) quant à eux, s'appuient à la fois sur des données de terrains publiées et sur des données inédites pour proposer un modèle proche de celui de Borgia et collaborateurs. Les nouveaux éléments concernent principalement le système de failles de Ragalna qui doit être regardé, d'après eux, comme l'équivalent du système de failles de Pernicana-Provenzana (limite Nord du glissement). Rust et Néri envisagent donc le système de Ragalna comme la limite Sud-Ouest d'un glissement affectant plus de 50 % de l'édifice volcanique (Fig. I.26) limité au Nord par le système de failles de Pernicana-Provenzana et à l'Ouest par les rifts zones Nord et Ouest. La profondeur des foyers sismiques le long de la faille de Ragalna et la longueur d'onde de la déformation à la base du flanc Sud, sont compatibles avec un glissement profondément enraciné et donc avec les profondeurs précédemment proposées par Borgia de l'ordre de 3 à 5 km (Fig. I.26-b). Les auteurs précisent également qu'un glissement profond est plus vraisemblable si l'on considère l'espace que requiert la présence d'un complexe plutonique sous la partie sommitale de l'Etna.



## 5.2. Modèle de Lo Giudice and Rasà (1992) et de Rasà et al. (1996) :

Seul le mouvement du flanc Est vers la mer est pris en compte par les auteurs. Le modèle, proposé par Lo Giudice et Rasà en 1992, est basé sur une comparaison entre la localisation des foyers de séismes de faible profondeur (supérieurs à 1-2 km) et la position des failles actives. Ces structures tectoniques se concentrent sur le flanc Est de l'édifice et se situent globalement dans une zone limitée au Nord par la faille de Pernicana (jeu normal senestre) et au Sud-Ouest par les failles de Mascalucia et Trecastagni (jeu normal dextre). Ces structures, exceptées les failles frontières de la zone, ont globalement des directions et des jeux compatibles avec ceux des grands accidents que sont l'Escarpement de Malte et la faille de Messine-Giardini. Elles sont donc également en accord avec les contraintes régionales : une compression NNE-SSO et une extension ONO-ESE.

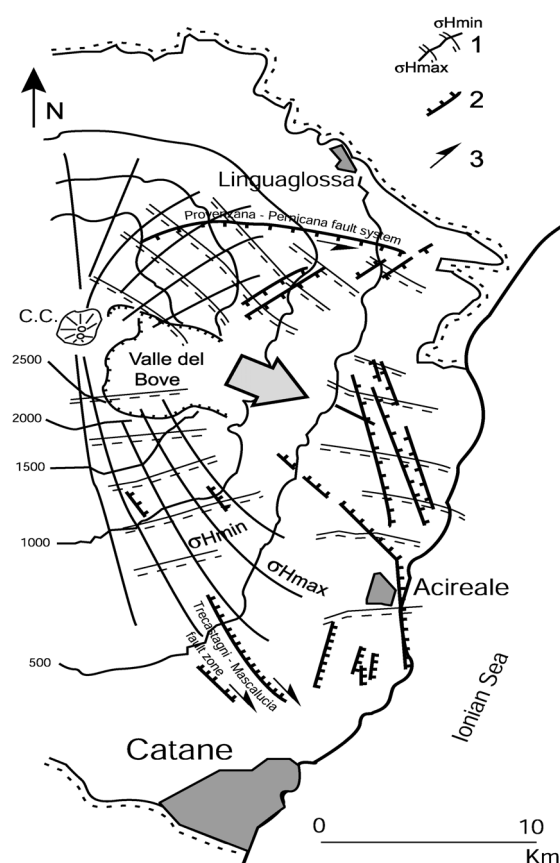


Fig. I.27: (d'après Rasà et al., 1996) Zone de glissement et direction des contraintes principales au sein de l'édifice etnéen. 1 : Direction des contraintes horizontales maximales  $\sigma_{Hmax}$  et minimales  $\sigma_{Hmin}$ . 2 : Failles actives principales. 3 : Direction de glissement.

Fig. I.27: (from Rasà et al., 1996) Slip area and direction of principal stresses within the volcanic edifice. 1: Direction of the  $\sigma_{Hmax}$  and  $\sigma_{Hmin}$  maximum and minimum principal stress. 2: Major active faults. 3: Slip direction.

Lo Giudice et Rasà montrent ainsi l'importance du champ de contrainte régionale dans l'évolution de l'Etna. La zone limitée par les failles de Pernicana-Provenzana au Nord, de Mascalucia-Trecastagni au Sud-Ouest et par les rifts zones à l'Ouest (Fig. I.27) serait sujette à un mouvement d'ensemble vers la mer ionienne. De plus, la sismicité de la zone est

caractérisée par des séismes dont les profondeurs moyennes sont de l'ordre de 1 km, de 2-3 km quand on se rapproche du sommet de l'édifice. Ces profondeurs correspondraient à l'interface entre l'Etna et son substratum sédimentaire. Selon Lo Giudice et Rasà (1992), le glissement du flanc Est vers la mer ionienne s'effectue le long de cette interface. Il est facilité par la nature pétrologique du substratum constitué d'argiles sous le flanc Est de l'Etna. Les systèmes de failles de Pernicana-Provenzana et de Mascalucia-Trecastagni, envisagés comme frontières de la zone mobile, concordent en localisation et en direction à des « rides » en relief du toit du substratum (Fig. I.28). Les auteurs intègrent également dans leur modèle la répartition des cratères adventifs situés majoritairement au niveau des rifts zones.

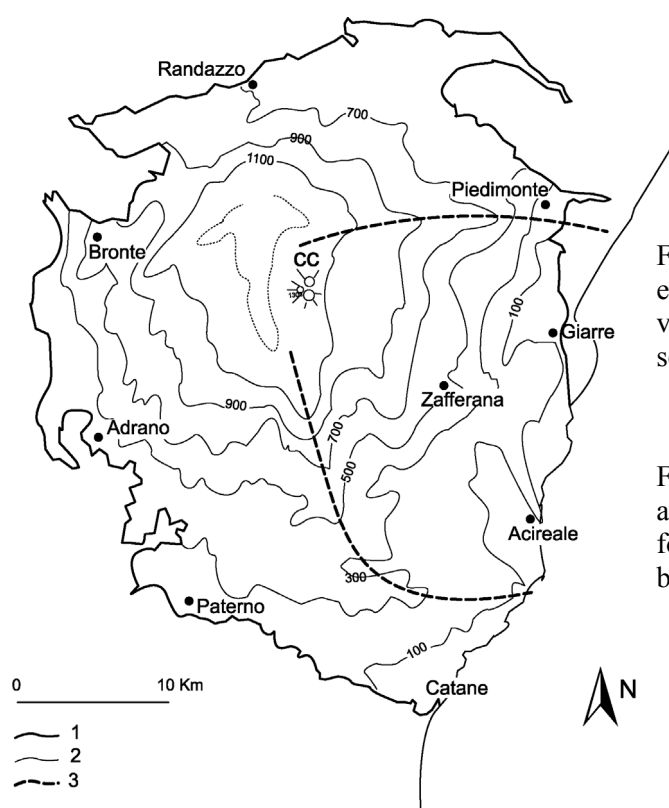


Fig. I.28 : Substratum de l'Etna d'après Lo Giudice et Rasà (1992). 1 : limite des formations volcaniques. 2 : courbes de niveau du substratum sédimentaire. 3 : limite du secteur mobile.

Fig. I.28 : Basement of Mt Etna from Lo Giudice and Rasà (1992). 1: Limit of the volcanic formations. 2: Contour lines of the sedimentary basement. 3 : Limit of the moving sector.

Ainsi dans leur modèle géodynamique, Lo Giudice et Rasà proposent un glissement superficiel du flanc Est de l'édifice, le long de l'interface entre le volcan et son substratum. Ils considèrent que le moteur du glissement est une combinaison entre la gravité et la contrainte régionale extensive Est-Ouest. Ils évoquent également les forces magmatiques comme un déclencheur possible du glissement vers la mer puisque le plus souvent, les événements sismiques superficiels coïncident avec l'activité volcanique.

Plus récemment, Rasà et collaborateurs (1996) ont complété ce modèle de glissement gravitaire superficiel du flanc Est de l'Etna par une étude de terrain systématique des failles

affectées par du fluage asismique. Ce mouvement se localise le long de failles ou de parties de failles du flanc Est et Sud-Est et prend globalement une direction Est-Ouest. Cette caractéristique permet à Rasà et collaborateurs de rejeter l'hypothèse de Borgia et al (1992) selon laquelle un glissement affecte également le flanc Sud (Fig. I.27).

### 5.3. Modèle de Mc Guire et al. (90,91,96,97) :

Il se rapproche de celui de Lo Giudice et Rasà (1992), car seul le flanc Est est considéré comme mobile, se déplaçant vers l'Est. Les limites du glissement sont la faille de Pernicana au Nord, les rifts zones à l'Ouest et les failles de Mascaluci-Trecastagni au Sud. Les auteurs se basent cette fois sur des données sismiques et géologiques déjà publiées, sur l'orientation des fissures éruptives de la zone sommitale, sur la présence des rifts zones et sur des éruptions latérales affectant le flanc Est.

L'originalité de ce modèle par rapport à ceux déjà présentés sont les moteurs proposés pour le glissement vers la mer ionienne. Dans ce modèle, il n'y a pas vraiment de moteur principal mais plutôt un ensemble de facteurs à l'origine du mouvement. Les auteurs évoquent à la fois les phénomènes gravitaires avec la présence sous le volcan d'un substratum sédimentaire de faible résistance mécanique à pendage Est, la contrainte régionale extensive orientée Est-Ouest et des forces magmatiques avec l'injection de magma dans les rifts zones. Pour Mc Guire et collaborateurs (1997), la continuité entre des systèmes de failles actives sur le flanc Est et les rifts zones, ainsi que leur taux de déplacement, du même ordre de grandeur, impliqueraient un même contrôle par la tectonique régionale. Pour les auteurs, l'activité sismique qui existe sur les failles du flanc Est notamment, avant et après les éruptions montrent le lien entre les mouvements sur les failles et les éruptions. Mc Guire et al. (1997) attribuent ce couplage dynamique aux injections de magma qui engendrent une déformation qui doit être dissipée loin du sommet. Ceci se fait le long de failles de la partie Est de l'édifice.

Ils proposent donc un scénario global permettant d'expliquer à la fois le glissement du flanc Est vers la mer ionienne et les éruptions fissurales. Ce scénario suppose l'existence d'une inflation du volcan précédant les éruptions, qui provoque une redistribution des contraintes au sein de l'édifice, et augmente l'influence des contraintes gravitaires. Celles-ci additionnées à la tectonique régionale extensive créent un mouvement du flanc Est le long des failles. Les intrusions répétées dans les rifts zones produisent l'instabilité responsable du mouvement du

flanc Est. Un blocage des rifts zones peut contraindre le magma à se propager latéralement dans des dykes à l'origine des éruptions latérales.

Le mouvement du flanc Est facilite à son tour l'injection de magma vers la surface suivant des directions compatibles avec le champ de contraintes régionales, c'est-à-dire au niveau des rifts zones. Après une éruption, le « dégonflement » de l'édifice peut, d'après Mc Guire et al., être à l'origine de mouvements le long des failles associées ou non à une activité sismique.

#### 5.4. Modèle de Bousquet et Lanzafame (2001) :

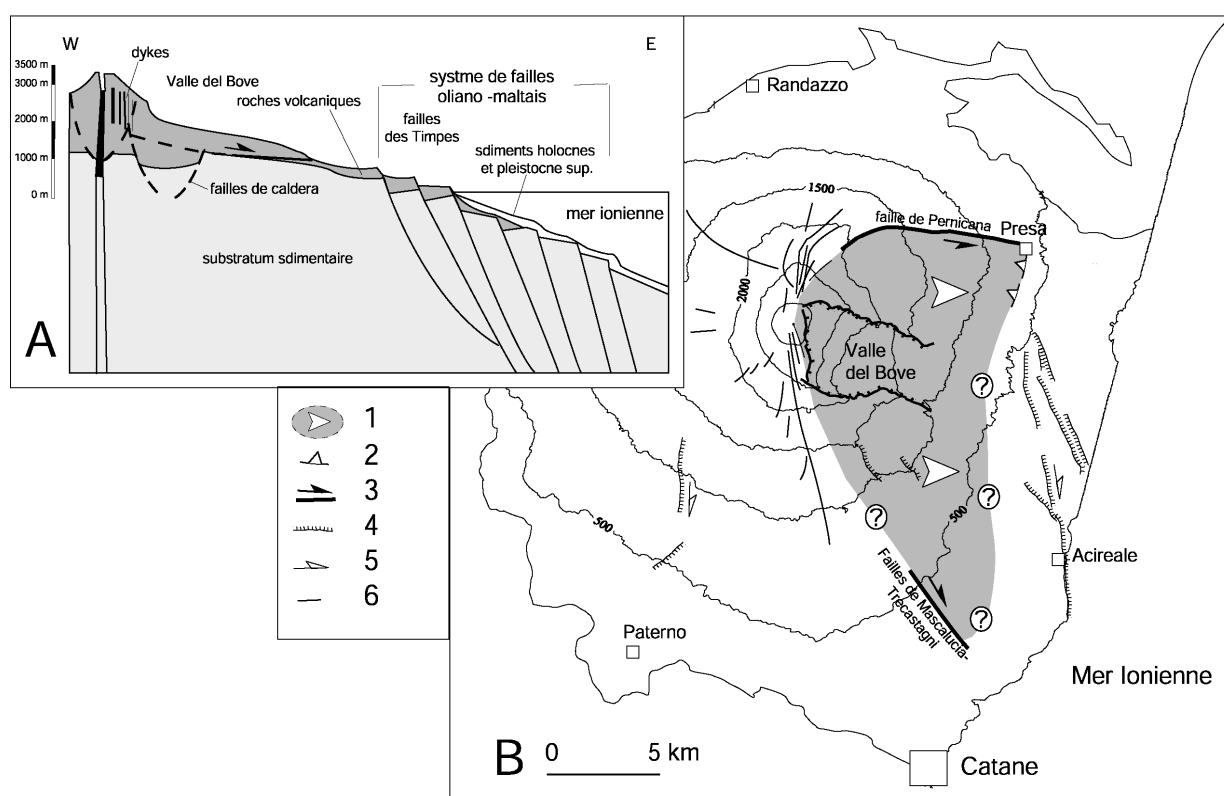


Fig. I.29: Modèle de Bousquet et Lanzafame (2001). A : coupe interprétative du modèle. B : Localisation du glissement superficiel. 1. Zone déplacée. 2. Front compressif actif. 3. Faille permettant le glissement. 4. Faille normale. 5. Jeu en décrochement. 6. Rupture de surface d'origine volcanique.

Fig. I.29: Model of Bousquet and Lanzafame's (2001) model. A : Interpretative cross-section in the model. B : Location of superficial slip. 1. Displaced area. 2. Active compressive front. 3. Fault allowing slip. 4. Normal fault. 5. strike-slip faulting. 6. Ground failure of volcanic origin.

Ce modèle repose sur un nouvel examen des mécanismes de formation des fractures qui apparaissent sur les flancs du volcan lors d'une éruption latérale. Pour Bouquet et Lanzafame, ce type de fracture est à relier à la propagation de dykes dans la partie supérieure de l'édifice volcanique. Ces fractures sont globalement radiales dans la partie sommitale conformément au schéma classique proposé par Nakamura (1977), puis sont déviées dans une direction

méridienne par la présence de la dépression de la Valle del Bove. Ainsi pour Bousquet et Lanzafame, la direction des fissures sommitales ne doit pas être utilisée pour définir l'influence du champ de contrainte régionale. En revanche, l'injection répétée de dykes provoque le mouvement vers l'Est de la partie sommitale seulement (Fig. I.29. A). Les auteurs considèrent que la contrainte régionale compressive orientée Nord-Sud domine mais que les phénomènes magmatiques modifient momentanément les caractéristiques du champ de contraintes. Les injections provoquent un mouvement vers l'Est.

Pour ces auteurs, le mouvement du flanc Est est superficiel. Il est limité par la faille de Pernicana au Nord et par les failles de Mascalucia–Trecastagni au Sud. L'étendue de ce bloc mobile est bien plus faible que dans les modèles proposés précédemment : ils écartent la possibilité d'un front de glissement en mer ionienne. Pour eux, ce front se localise au milieu du flanc Est (Fig. I.29.B) au niveau d'une rupture de pente près du village de Presa. Ils n'ont, en revanche, pas d'indice pour définir le front de ce secteur mobile plus au Sud. Les failles Timpe ne sont pas incorporées dans le secteur mobile et leur jeu n'est dû qu'aux contraintes régionales, au même titre que les autres structures des systèmes de failles de l'Escarpement de Malte et de Messine-Giardini.

Bousquet et Lanzafame considèrent que le glissement lié aux injections magmatiques et à l'élargissement de la partie sommitale du volcan provoque le déplacement du flanc Est vers la mer ionienne.

#### 5.5. Modèle de Tibaldi et Groppelli (2002) :

Ce modèle repose essentiellement sur des données de terrain concernant le flanc Nord-Est de l'Etna. Les mesures effectuées, par Tibaldi et Groppelli, concernent les structures volcano-tectoniques préhistoriques ou récentes affectant la rift zone Nord-Est, le système de failles de Pernicana-Provenzana et celui des failles de Fiumefreddo (situé à la base du flanc Est dans le prolongement de celui-ci). Pour expliquer la concordance des taux de glissements entre la Rift Zone Nord-Est et la faille de Pernicana et les vitesses de glissements différentes entre les systèmes de failles de Pernicana-Provenzana et de Fiumefreddo, Tibaldi et Groppelli (2002) évoquent deux décollements de profondeurs différentes (Fig. I.30) :

-Un décollement superficiel localisé à l'Est de la partie sommitale du Mont Etna est caractérisé par un mouvement rapide. La rift-zone Nord-Est et le système de failles de Pernicana-Provenzana ayant un âge, une géométrie et des taux de glissement comparables

sont connectés à ce décollement superficiel. Ce glissement a une géométrie listrique caractéristique des glissements gravitaires et il se localise à l'interface entre le volcan et son substratum sédimentaire. Les auteurs proposent que le moteur du mouvement vers la mer ionienne est la gravité. La profondeur du glissement est compatible avec les modèles de Lo Giudice et Rasà (1992) et de Bousquet et Lanzafame (2001) pour le flanc Est, cependant Tibaldi et Groppelli ne fixent pas l'extension Nord-Sud de leur plan de glissement.

-Un décollement profond, très proche de celui proposé par Borgia et al. (1992) est caractérisé par un mouvement lent. Il se rattache à la faille de Pernicana au Nord et il est marqué par une extension géométrique vers l'Est beaucoup plus importante que le glissement superficiel décrit précédemment de sorte que son extrémité orientale est située en mer ionienne. Il se situe à l'interface entre la plate forme ibléenne et les sédiments de remplissage de la fosse d'avant-chaîne de Gela-Catane.

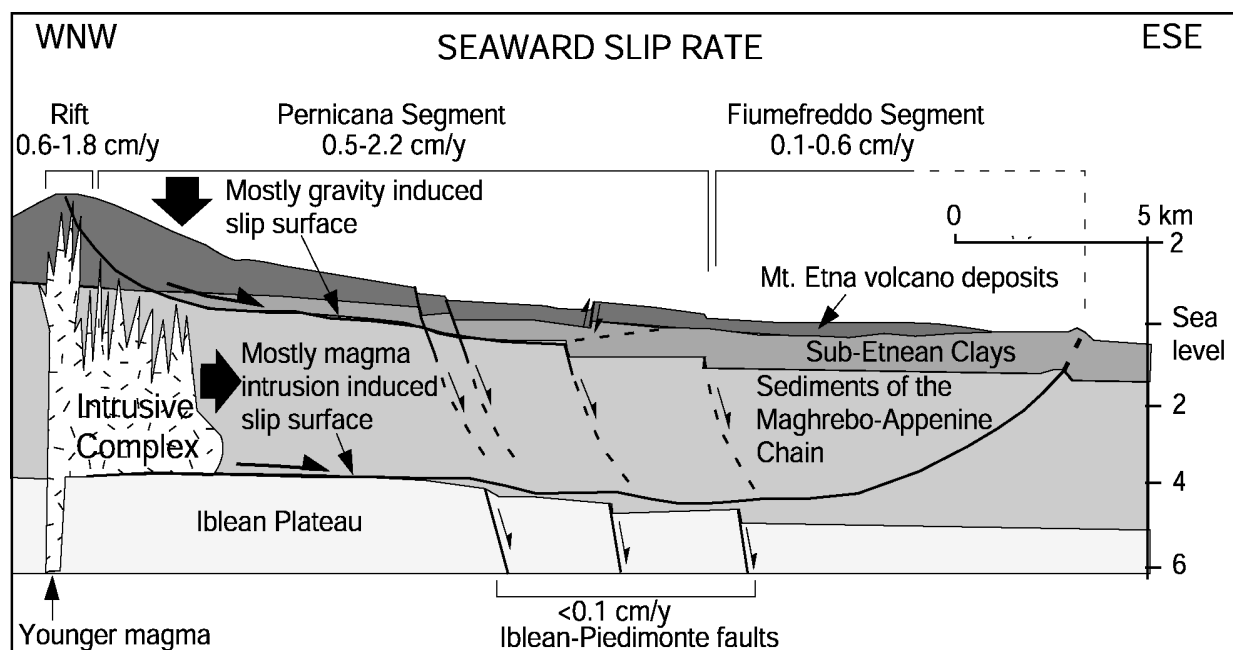


Fig. I.30 : Niveaux de décollement proposés par Tibaldi et Groppelli (2002) pour le flanc Est de l'édifice volcanique.

Fig. I.30 : Decollement surfaces proposed by Tibaldi et Groppelli (2002) for the eastern flank of the volcanic edifice.

Le moteur de ces mouvements est l'injection de magma dans le complexe intrusif qui se situe selon eux sous le sommet et la Vallée Del Bove, à une profondeur de 2 à 6 km (mis en évidence par des études sismiques et gravimétriques de Neumann et al. (1985), Loddo et al. (1989) et de Hirn et al. (1991)). Tibaldi et Groppelli indiquent que ces deux mouvements fonctionneraient parfois séparément, parfois simultanément expliquant ainsi les différents

essais sismiques de profondeurs très distinctes et les taux de glissements différents sur les failles de Pernicana et de Fiumefredo.

Ce modèle néglige les contraintes régionales et ne se base que sur la zone Nord Est, il ne prend pas en compte les déplacements le long des failles du Sud-Est de l'édifice. Tibaldi et Groppelli ne décrivent leur modèle géodynamique de l'Etna que sur une coupe NO-SE (Fig. I.30) et ne fournissent pas d'information sur l'étendue horizontale des décollements. Ainsi, ils ne contraignent pas leurs différents plans de glissements latéralement contrairement aux autres modèles proposés.

### 5.6. Modèle de Monaco et al. (1997) :

Ce modèle lie la géométrie et les activités tectoniques affectant le flanc Est et le flanc Sud de l'Etna d'une part, et l'activité volcanique d'autre part, au champ de contrainte régionale dans lequel le volcan s'est édifié. Les auteurs s'appuient sur des données structurales nouvelles ou déjà publiées.

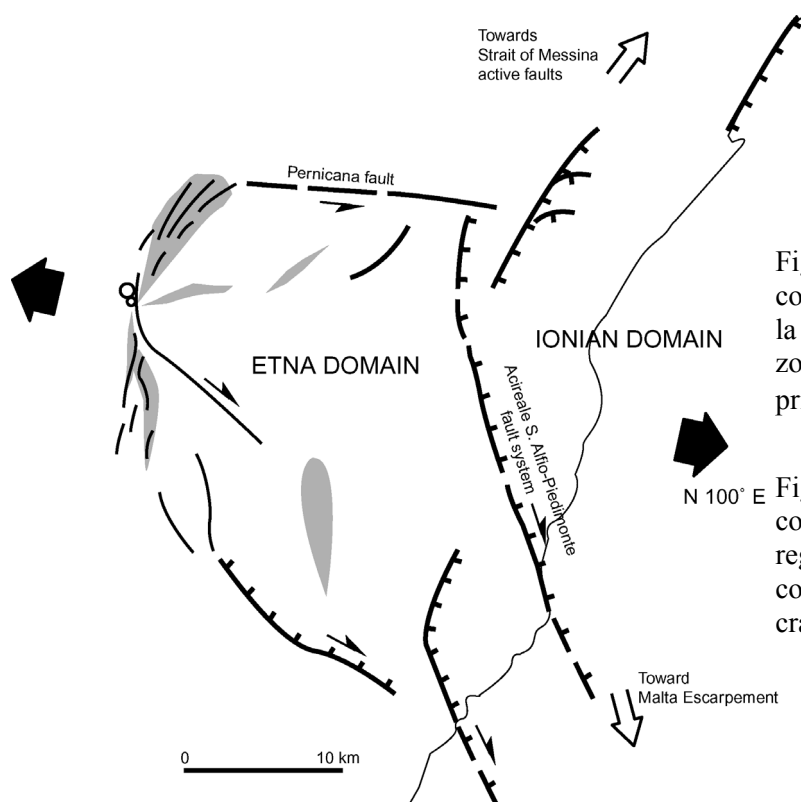


Fig. I.31 : Modèle proposé par Monaco et collaborateurs. Les flèches noires indiquent la direction de l'extension régionale. Les zones en gris correspondent aux zones principales de fissures en extension.

Fig. I.31 : Model proposed by Monaco and collaborators. Black arrows indicate the regional extension direction. Grey area correspond to the major areas of extensive cracks.

Selon eux, les failles régionales majeures (l'Escarpeement de Malte et du détroit de Messine) coupent la base du flanc Est de l'Etna et forment un système de failles en échelon baptisé « Acireale S. Alfio Piedimonte » orienté NNE et NNO, caractérisé par un jeu normal dextre

(Fig. I.31). Ce système de failles est actif du fait d'une extension régionale orientée N100°E. Les directions préférentielles d'injection de dykes et d'ouverture de fissures éruptives au sommet de l'édifice, matérialisées par les rifts zones, sont compatibles avec l'extension responsable des structures actives de la base du flanc Est. Même à plus petites échelles, les structures qui affectent l'édifice volcanique (failles et fissures éruptives ou non-éruptives) sont également compatibles avec cette direction d'extension N100° et semblent donc avoir une origine tectonique commune.

Dans le modèle proposé par Monaco et collaborateurs, les structures extensives affectant l'Etna correspondent à l'expression en surface d'une zone de failles normales crustales ou lithosphériques, guidée par la séparation des blocs ionien et ibléen, sur laquelle l'Etna s'est mis en place. Dans ce schéma, la faille de Pernicana ne serait qu'une faille de transfert entre la rift zone Nord-Est et la faille de Piedimonte.

Enfin, les auteurs expliquent la différence de taux de déplacement le long des failles de la base de l'édifice et ceux de la zone sommitale par une influence plus forte des injections magmatiques et de la gravité au sommet du volcan.

On peut également citer, que certains auteurs, Mc Guire (1992) et Firth et al. (1996), ont insisté sur l'influence de la variation du niveau de la mer à l'Est du volcan. La présence de masse d'eau importante contraint l'édifice vers l'Est. Un retrait de la mer crée un l'effet de bordure libre dans cette direction. De plus, la mer a un effet érosif important sur toute la ligne de côte et un effet indirect sur la stabilité de cette partie de l'édifice. Murray et Voight (1996) proposent également que la masse de produits volcaniques récents au niveau du sommet, associée à la pression du magma, peut entraîner le fluage du flanc Est qui permet au magma de remonter et de s'exprimer en surface. La pression du magma diminue alors, et le mouvement du flanc Est cesse.

## **6.CONCLUSIONS**

L'Etna occupe une position particulière au Nord-Est de la Sicile, et il s'élève dans un contexte géodynamique complexe intermédiaire entre un domaine compressif (Sicile centrale) et un domaine extensif (Calabre) à l'intersection de deux grands accidents lithosphériques. Ce volcan, en activité continue, présente également une activité volcano-tectonique intense et de larges glissements affectent ses flancs. Les facteurs influençant la stabilité de l'édifice sont nombreux qu'ils soient passifs (nature et topographie du substratum, présence de la chaîne



Maghrébo-Appenine au Nord et à l'Ouest, position perchée sur la marge continentale dominant à l'Est un bassin océanique) ou actifs (contraintes régionales, intrusions magmatiques, réservoirs magmatiques, et contraintes gravitaires). Les différents modèles de la littérature, basés sur des arguments différents (sismiques, géologiques, structuraux, volcaniques ou géochimiques), ne convergent pas vers les mêmes conclusions. Le nombre de glissements, les limites et les profondeurs de ce (ou ces) glissements, les contraintes à l'origine des mouvements varient d'un auteur à un autre.

L'approche que nous avons choisie est de considérer la déformation de surface de l'édifice volcanique afin de contraindre les modèles géodynamiques d'évolution du volcan. L'étude de cette déformation apporte des informations indirectes sur la structure interne et sur les processus internes qui guident l'évolution de l'édifice volcanique qu'il s'agisse de transferts de magmas ou de mouvements de failles. Des études récentes basées sur l'exploitation de données d'interférométrie radar (Borgia et al., 2000 ; Froger et al., 2001) ont mis en évidence l'intérêt de cette méthode. Elle donne accès à une connaissance du champ de déplacements particulièrement dense (un point tous les 25 m environ) dans la direction Terre-Satellite et couvre l'ensemble de l'édifice. Malheureusement, le signal est souvent bruité et la déformation n'est pas toujours discernable du bruit.

Afin de comprendre la déformation mesurée par interférométrie, nous modéliserons les structures possibles ce qui permettra de tester les hypothèses avancées par les différents auteurs. La modélisation consiste à reproduire numériquement, à partir de simplifications de la réalité, le champ de déplacements en supposant un modèle de départ et en ajustant les paramètres de ce modèle afin de minimiser la différence entre modèle et données. La comparaison des modèles entre eux permettra seulement d'apprécier lequel est plus le probable.

## ***II. Etude interférométrique***

## II. Etude interférométrique

### RESUME

Des études interférométriques récentes, à partir d'images radar ERS, ont permis de mettre en évidence des mouvements de grandes échelles au niveau des flancs Sud et Sud-Est de l'Etna. Ces études s'appuient sur des bases de données comprenant seulement des interférogrammes en orbites ascendantes ou seulement quelques scènes. Le but de ce travail était tout d'abord de compléter la base de données existante, sur laquelle se fondait l'étude de Froger et al. (2001), par le calcul de nouveaux interférogrammes en orbite ascendante et par l'intégration d'interférogrammes en orbite descendante. Au total, la base de données que nous avons utilisée comprend plus de 600 interférogrammes couvrant près de 8 ans entre mai 1992 et novembre 2000. L'analyse détaillée de cette base de données nous a permis de confirmer les interprétations faites précédemment sur les mouvements affectant les flancs Sud et Sud-Est de l'Etna et de préciser leur période d'activité. Nous avons pu déterminer que les structures étaient actives entre mars-avril 1996 et juillet-août 1998 soit pendant près de 28 mois. L'utilisation de données en orbites ascendantes et descendantes ainsi que la faible sensibilité de ces données à la composante Nord-Sud du déplacement nous a permis de quantifier les déplacements Est-Ouest et verticaux au niveau des flancs Sud et Sud-Est. Nous avons confirmé la nature normale dextre des failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri, de manière moins significative celle de la faille de Ragalna, ainsi que le soulèvement le long d'une ride anticlinale au Sud de l'édifice. Ces structures sont actives en même temps et le taux de déplacements le long de celles-ci diminue entre 1996 et 1998. Les mouvements de type fluage s'amortissent dans le temps. Nous avons également pu mettre en évidence une seconde période d'activité de certains segments de ces structures, avec des taux de déplacements plus faibles, entre janvier 1999 et novembre 2000. Dans ces deux périodes d'activité des structures, nous avons observé l'existence d'un lien temporel entre le début des déplacements et l'activité éruptive.

### ABSTRACT

Recent interferometric studies, using ERS images, have shown the presence of large-scale motions affecting the southern and the south-eastern flank of Mount Etna. These studies are only based on ascending interferograms or on a few ERS scenes. The aim of this work is firstly to complete the interferometric database, used by Froger et al. (2001), by computing new ascending interferograms and integrating descending ones. The resulting database that we have used in this work is composed of more than 600 interferograms with a time span from May 1992 to November 2000. A detailed analysis allowed us to confirm previous interpretations and determine that displacements affecting the southern and the south-eastern flank of Mount Etna were active for 28 months, between March 1996 and August 1998. As we used ascending and descending data and as both type of interferograms are insensitive to the North-South displacements, we were able to compute the vertical and the East-West displacements at Mount Etna. Thus, we have quantified the normal and dextral components along the Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri and the Ragalna faults and the uplift along the anticlinal ridge to the South of the volcano. These structures were active at the same time and displacements rate along these structures slowly decreases between 1996 and 1998. Our study also proved the occurrence of a second period of activity of some parts of these structures. Displacements, occurring between January 1999 and November 2000, are characterised by a smaller displacement rate. For these two periods of activity, we have observed a temporal link between initiation of the motions and volcanic activity.

## II Interférométrie radar

Cette partie concerne l'analyse des données radars existantes ou acquises au cours de mon travail de recherche par le Laboratoire Magmas et Volcans. La base de données étudiée se compose d'images satellitales acquises entre mai 1992 et décembre 2000 par les satellites ERS1 et ERS2 pour la zone de la Sicile du Nord-Est correspondant à l'Etna. Mon travail a pour but d'analyser précisément des mouvements mis en évidence par Borgia et al. (2000) et Froger et al. (2001)

### 1. TELEDETECTION RADAR :

#### 1.1. Généralités sur les satellites ERS :

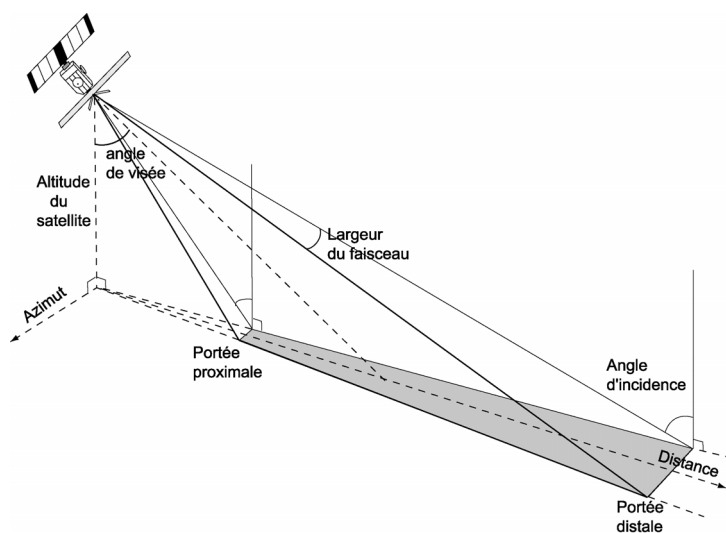


Fig. II.1 : Schéma des caractéristiques géométriques du faisceau radar. La zone grisée est la fauchée du faisceau.

Fig. II.1 : Sketch map of the geometrical characteristics of the radar beam. The greyed zone is the imaged area.

La télédétection radar est basée sur l'exploitation de données de radars imageurs embarqués à bord de plates-formes (avions ou satellites). C'est une télédétection active, fondée sur la détection et l'analyse d'ondes radar ( $1 \text{ mm} < \lambda < 1 \text{ m}$ ) rétrodiffusées par les surfaces naturelles après avoir été éclairées par un faisceau radar artificiel. Notre étude repose sur des données acquises par le satellite ERS-1 (European Remote-sensing satellite) lancé par l'agence spatiale européenne en juillet 1991 et également par le satellite ERS-2 lancé en avril 1995. Ces deux satellites civils, dédiés à la surveillance de la Terre, sont équipés d'un radar imageur à synthèse d'ouverture appelé SAR (Synthetic Aperture Radar). Ils sont en orbite circulaire héliosynchrone à 800 km d'altitude environ, leur vitesse est de  $27\,000 \text{ km.h}^{-1}$  et ils repassent sur la même orbite tous les 35 jours.

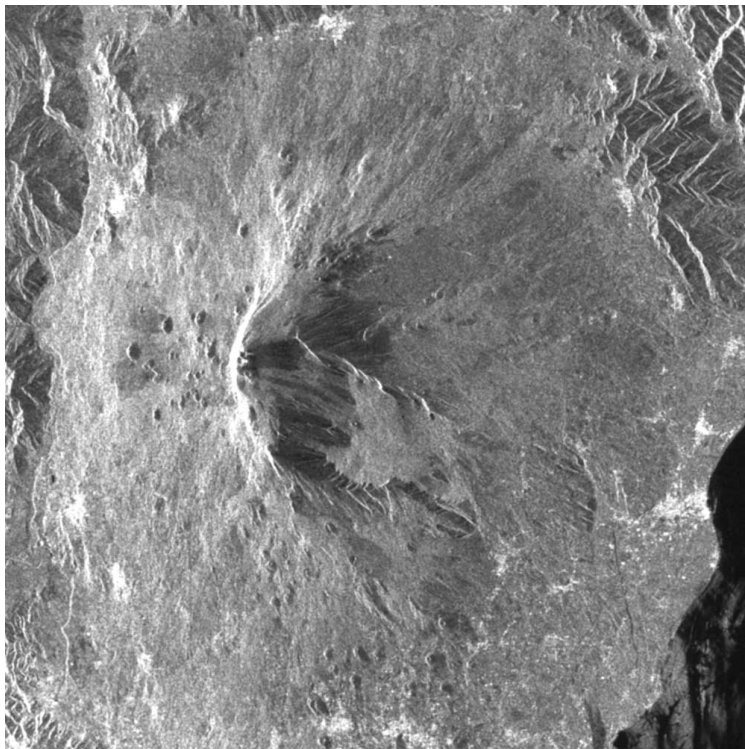


Fig. II.2 : Image d'amplitude d'une scène acquise en orbite ascendante sur l'Etna.

Fig. II.2 : Amplitude image of a scene acquired in ascending orbit on Etna.

L'antenne SAR d'un satellite ERS en mode émission envoie une impulsion d'onde très brève ( $37 \cdot 10^{-6}$  s) de longueur d'onde  $\lambda = 5.6$  cm (bande C), qui va se propager vers le sol perpendiculairement à l'axe de l'orbite à une vitesse proche de celle de la lumière. L'antenne passe ensuite en mode réception et échantillonne le signal reçu toutes les  $5.8 \cdot 10^{-8}$  s pendant 0.3 ms. La durée entre deux émissions étant de 0.6 ms, le satellite a parcouru durant cette période 4.5 m. Les lignes imagées au sol sont donc espacées approximativement de 4.5 m. Les signaux sont enregistrés en fonction de leur ordre d'arrivée à l'antenne, par ordre croissant de la distance cible-satellite. L'angle de visée pour les satellites ERS est de  $23^\circ$  en moyenne par rapport à la verticale (Fig. II.1). En effet, si l'antenne visait verticalement le sol, tous les échos des cibles situées à la même distance de la trace au sol reviendraient en même temps à l'antenne et les objets situés de part et d'autre de la trace au sol seraient indiscernables. La résolution de l'image radar est particulièrement faible (d'environ 5 km) mais l'utilisation des techniques de synthèse d'ouverture et de compression en distance permet de ramener la résolution à 4-5 m en azimut et 7-8 m en distance, on parle alors d'image SAR (Fig. II.2).

### 1.2. Caractéristiques des images radar :

Après traitements, l'image SAR a donc une résolution de quelques mètres (Fig II.2). Cependant cette image est caractérisée par différents aspects dont les plus remarquables sont : le speckle, le foreshortening, le layover et le shadowing.

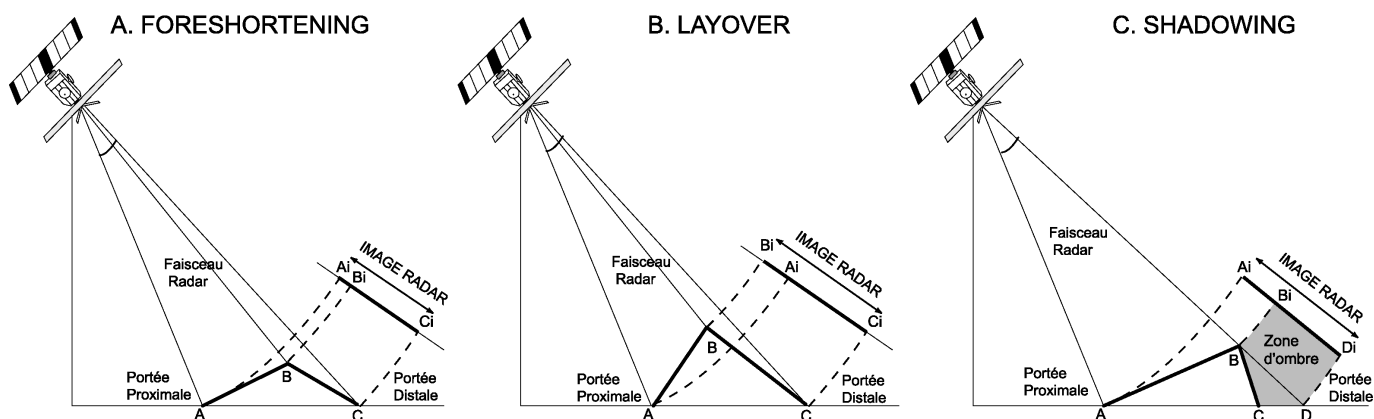


Fig. II.3 : Déformations caractéristiques d'une image radar.  
Fig. II.3 : Geometric distortions of an radar image.

- le speckle : aussi appelé scintillement. Il est lié à la rétrodiffusion aléatoire des cibles élémentaires de la taille de la longueur d'onde radar. Le scintillement donne un aspect bruité aux images.

- le foreshortening, le layover et le shadowing : ce sont des distorsions de l'onde radar liées à l'angle d'incidence du faisceau radar et à la présence de la topographie (Fig. II.2 et II.3). Ces différentes distorsions géométriques de l'image radar, visibles sur la figure II.2, pourront être corrigées à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) qui servira à géoréférencer l'image radar.

### 1.3. Amplitude et phase des images radar :

Les images radar sont des signaux complexes, au sens mathématique du terme, caractérisés par une amplitude et une valeur de phase pour chaque pixel.

- Amplitude :

L'amplitude de l'image radar dépend de l'aptitude de la zone imagée à rétrodiffuser le faisceau radar, en particulier de la rugosité du sol à l'échelle de la longueur d'onde : plus il sera rugueux, plus l'amplitude du signal qui reviendra au satellite sera forte et plus le pixel

correspondant sera brillant sur l'image radar. Sur un sol lisse, l'onde sera presque entièrement réfléchie, et la composante rétrodiffusée sera faible, si bien que le sol apparaîtra sombre sur l'image. L'amplitude est aussi déterminée par la géométrie des objets imagés, ainsi à l'Etna (Fig. II.2) les villages du flanc Sud-Est ou encore la ville de Catane apparaissent brillants sur l'image radar. Les nombreux réflecteurs coins des zones urbaines (Fig. II.4) créent une double réflexion et permettent ainsi à une grande partie du signal de repartir en direction du radar.

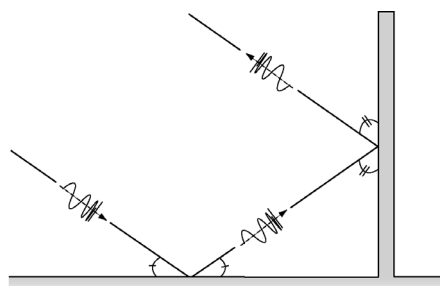


Fig. II.4 : Réflecteur coin créant une double réflexion.

Fig. II.4 : Corner reflector creating a double reflection.

#### - Phase :

La mesure de la phase correspond en fait à la mesure d'un déphasage entre l'onde radar rétrodiffusée et une onde de référence générée à bord du satellite. Ce déphasage est la somme de deux effets : d'une part, l'onde rétrodiffusée est sensible aux propriétés géométriques et diélectriques des cibles élémentaires. La composante liée à ces effets est appelée phase pixellaire. D'autre part, la rétrodiffusion de l'onde radar par le sol est très aléatoire d'un pixel à l'autre et la distance apparente parcourue par l'onde entre le satellite et la cible n'est pas forcément un multiple entier de la longueur d'onde ; cette composante se nomme la phase de trajet. Ainsi une image de phase est très variable d'un pixel à l'autre et a l'apparence d'un bruit.

## **2. INTERFEROMETRIE RADAR :**

### 2.1. Méthode :

#### 2.1.1. Conservation de la phase pixellaire :

Si l'on considère que la phase pixellaire est restée constante entre deux images radar acquises sur la même zone à des dates différentes, la différence entre ces deux images éliminera la phase pixellaire. Le résultat, appelé interférogramme, exprime les variations du temps de propagation aller-retour Terre-Satellite entre les deux acquisitions. Un interférogramme est

donc une carte des valeurs des changements de la distance apparente entre la surface et l'instrument radar. Sur un interférogramme, les phases s'organisent souvent en franges interférométriques. Une frange correspond à une variation de phase de 0 à  $2\pi$ , elle est habituellement codée sur un octet, et représentée au moyen d'une table de couleur de 256 valeurs.

L'hypothèse de la constance pixellaire n'est pas forcément vérifiée pour toute la zone imagée par un interférogramme. La constance de la rétrodiffusion des cibles élémentaires n'est possible que dans certaines conditions favorables. La cohérence d'un interférogramme, qui est proportionnelle à l'inverse de la variance locale des phases, traduit pour chaque point, la probabilité de retrouver une valeur de phase proche sur les pixels alentours (Massonnet et Feigl, 1998 ; Briole et al., 1999). Elle reflète la variabilité de l'état de surface et est utilisée pour caractériser la qualité d'un interférogramme. Elle est généralement codée par une valeur entre 0 et 1. Une cohérence de 1 sera un indicateur de la stabilité de la phase pixellaire.

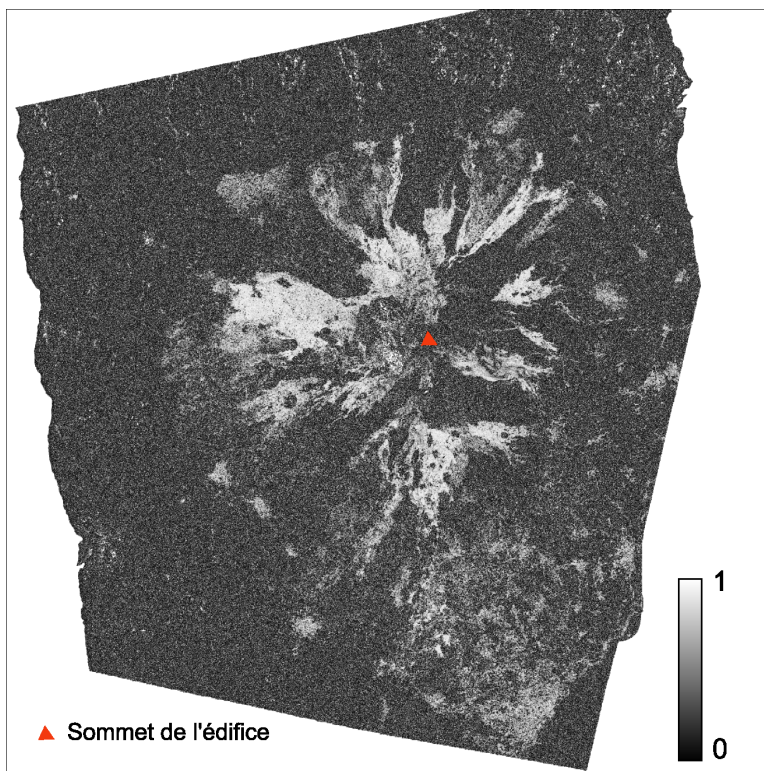


Fig. II. 5 : Exemple d'une image de cohérence pour l'interférogramme 11797-11005 (17 octobre 1993-28 mai 1997). Les zones claires, essentiellement des coulées de lave récente ou des villages (localisés au Sud Est de l'édifice), sont des zones très cohérentes.

Fig. II. 5 : Example of a coherence image for interferogram 11797-11005 (October 17, 1993-May 28, 1997). Clear areas, corresponding to recent lava flow or villages (localised in the South East of the volcano), are very coherent.

A l'Etna, par exemple, les zones de coulées récentes, dont la surface est constituée de roche dure, sont des zones privilégiées où les interférogrammes sont particulièrement cohérents et présentent donc une bonne stabilité de la phase pixellaire. Plusieurs facteurs contribuent à dégrader la phase pixellaire. A l'Etna, la zone sommitale est recouverte tout l'hiver d'une



épaisse couche de neige qui évolue très rapidement sous l'effet notamment du vent ou de la température. La cohérence des interférogrammes calculés avec une scène hivernale est très faible dans la zone sommitale. La teneur en eau va également jouer un rôle important : les objets humides présentent une forte capacité à rétrodiffuser les ondes radar alors que des matériaux secs vont plutôt les absorber. Dans le cas d'un sol sec, les ondes radar vont pouvoir le pénétrer et imager la sub-surface.

Dans les zones couvertes de végétation comme la zone de la faille de Pernicana-Provenzana, la cohérence est faible (Fig. II. 5). En effet, la pénétration du faisceau à travers le couvert végétal va dépendre de la longueur d'onde du signal. Pour ERS  $\lambda = 5.6$  cm, l'onde va fortement interagir avec le feuillage et ne traversera pas. Les longueurs d'onde plus grandes utilisées par JERS-1 pénètrent la canopée et sont moins sensibles aux variations saisonnières de la végétation que ERS.

Enfin, les zones affectées par un changement rapide de l'état de surface seront bruitées dans un interférogramme (zones de saupoudrage volcanique comme la partie sommitale de l'Etna). On remarque sur la figure II.5 que le sommet de l'édifice volcanique est localisé au centre d'une zone peu ou pas cohérente.

Cette décorrélation temporelle, liée aux conditions environnementales et éruptives, est une des limites majeures de la méthode interférométrique (Zebker et al, 2000).

### 2.1.2. Modification de la phase de trajet :

La phase de trajet est quant à elle contrôlée par plusieurs facteurs qui vont modifier le temps de propagation de l'onde dans son trajet antenne-sol-antenne entre les deux acquisitions (Fig. II.6). Ces facteurs influencent le nombre et l'allure des franges mais pas la cohérence de l'interférogramme, on considère donc qu'il y a conservation de la phase pixellaire entre les deux dates d'acquisitions  $t_1$  et  $t_2$  de la figure II.6.

#### - Positions différentes du satellite aux dates d'acquisition (Fig. II.6-A) :

La position des satellites change continuellement et malgré les corrections orbitales menées par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), les satellites n'ont pas toujours la même orbite. Le changement de position du satellite entre les deux acquisitions affecte à la fois la distance entre le satellite et le sol et l'angle d'observation de la topographie (Fig. II.6-A). Ce changement de position induit une sensibilité stéréoscopique qui va se traduire sur

l'interférogramme par des franges corrélées avec la topographie. L'altitude d'ambiguïté (A.A.) traduit la sensibilité d'un interférogramme à la topographie. A.A. est inversement proportionnelle à la distance horizontale qui sépare la position des deux prises de vues. Plus A.A. est faible c'est-à-dire plus la distance des satellites entre les deux prises de vues est grande, plus l'effet stéréoscopique sera important. Cela se traduira par la présence de franges topographiques sur l'interférogramme (Massonnet et Feigl, 1998). La plupart de ces franges peuvent être éliminées en soustrayant un système de franges simulées à partir d'un Modèle Numérique de Terrain de la zone. Ces franges peuvent également être utilisées pour calculer un MNT s'il n'en existe pas ou pour améliorer un MNT existant (Massonnet et Feigl, 1998).

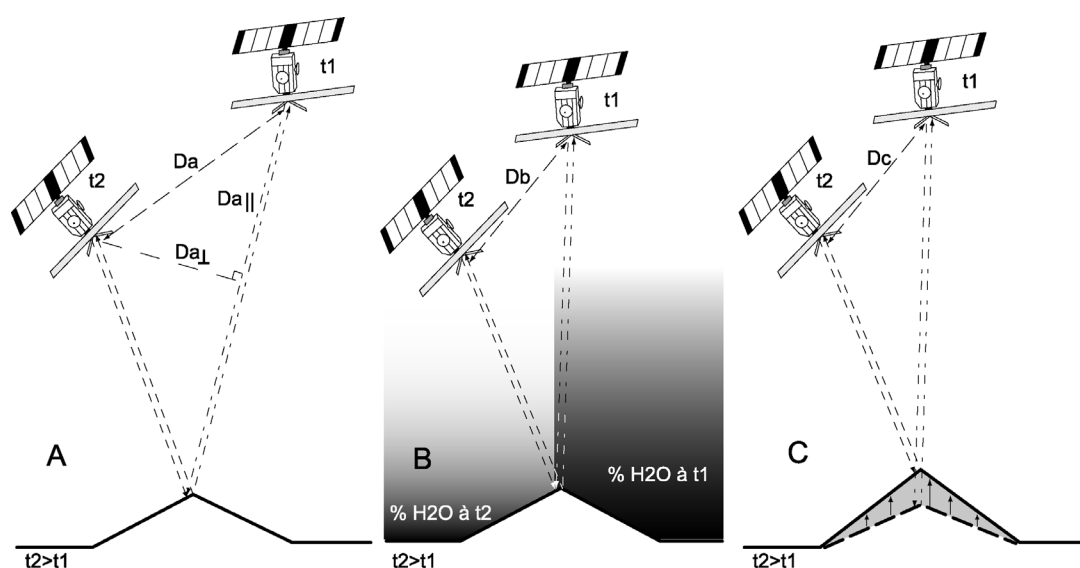


Fig. II.6 : Facteurs influant sur la phase de trajet. A : Variation de la position du satellite importante entre les deux acquisitions aux temps  $t_1$  et  $t_2$ . B : Modifications des propriétés de la tranche d'atmosphère traversée. C : Déformation du sol.  $Da_{\perp}$  et  $Da_{\parallel}$  sont respectivement les baselines perpendiculaire et parallèle pour le cas A. Les altitudes d'ambiguïté pour les cas A, B ou C sont inversement proportionnelles à  $Da$ ,  $Db$  ou  $Dc$  ( $Da > Db$  et  $Db = Dc$ ).

Fig. II.6 : Factors affecting the travel time of radar waves. A: Variation of the satellite position between acquisitions times  $t_1$  and  $t_2$ . B: Variations of the atmosphere properties. C: Ground displacements.  $Da_{\perp}$  and  $Da_{\parallel}$  are respectively the perpendicular and parallel baselines for case A. The altitudes of ambiguity for the cases A, B or C are inversely proportional to  $Da$ ,  $Db$  or  $Dc$ . ( $Da > Db$  et  $Db = Dc$ ).

- Modifications des conditions atmosphériques (Fig. II.6-B) :

Une modification des conditions atmosphériques induit des changements de temps de trajets. Tout d'abord, les perturbations liées à la propagation dans la ionosphère (couche supérieure de l'atmosphère) se manifestent le plus souvent comme des motifs de franges circulaires non-corrélés avec la topographie. Ils sont associés avec une scène et tous les interférogrammes calculés avec cette scène présenteront le même type de motif. Ces effets ionosphériques sont

liés à un changement de l'indice de réfraction de la ionosphère correspondant à un changement de densité d'électrons (Massonnet et Feigl, 1998).

Ensuite, une modification des propriétés de la troposphère entre deux dates d'acquisition ( $t_1$  et  $t_2$  Fig. II.6-B) modifie la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques et induit une variation du temps de trajet de l'onde. La présence de vapeur d'eau ralentit la propagation de l'onde radar. Le changement de vitesse de propagation entre les deux acquisitions se traduit sur l'interférogramme par un déphasage et la présence de franges fortement corrélées avec la topographie car les effets troposphériques dépendent de l'épaisseur d'atmosphère traversée et donc de l'altitude (Zebker et al., 1997 ; Massonnet et Feigl, 1998). Les ondes sont sensibles notamment à la teneur en humidité, à la pression, à la température. Quand la scène esclave est plus humide que la scène maîtresse, l'onde est relativement plus ralentie dans son trajet jusqu'à la base de l'édifice que dans son trajet jusqu'au sommet. L'augmentation de la distance apparente entre le sommet et la base donne l'impression d'un gonflement du volcan. Les effets atmosphériques ont été l'objet, au cours des dernières années, de nombreuses évaluations. En particulier à l'Etna, des études récentes ont montré la possibilité de confusion entre des franges associées à un mouvement de grande longueur d'onde affectant tout l'édifice (Massonnet et al., 1995 ; Lanari et al., 1998) et des franges traduisant des effets troposphériques dans une atmosphère considérée comme homogène ou qui varie avec l'altitude (Delacourt et al., 1998 ; Beauducel et al., 2000). Nous reviendrons ultérieurement sur les différentes hypothèses émises par les auteurs.

### - Déformation du sol (Fig. II.6-B) :

Un déphasage apparaît si la surface du sol a subi un mouvement entre les deux dates d'acquisition  $t_1$  et  $t_2$  en conservant la répartition des cibles élémentaires (Fig. II.6-C). Ce mouvement du sol se traduit par des franges sur l'interférogramme, qui sont une mesure des déplacements projetés dans l'axe de visée du satellite. Une frange complète correspond à un déplacement dans l'axe de visée du satellite de la moitié de la longueur d'onde du signal. Dans le cas de ERS, une frange de déplacement exprime donc un mouvement apparent de 2.8 cm dans l'axe Terre-Satellite. On représente les franges sous forme de multiples du déphasage correspondant à une longueur d'onde :  $2\pi$ .

La plus grande longueur d'onde de JERS (23.5 cm) entraîne une sensibilité plus faible aux déplacements du sol. JERS-1 n'est pas adapté pour mesurer les taux de déplacements de quelques centimètres par an qui affectent les flancs de l'Etna.

### 2.2. Avantages et limites de la méthode interférométrique :

L'interférométrie permet de mesurer les déplacements du sol entre la date d'acquisition de la scène maîtresse et celle de la scène esclave ; cette méthode est appliquée depuis une quinzaine d'années (Gabriel et al., 1989) dans des contextes variés pour mettre en évidence des mouvements de longueurs d'onde et d'amplitudes très diverses (Massonnet et Sigmundsson, 2000) : séismes (Massonnet et al., 1993), déplacements post-sismiques (Peltzer et al., 1996), mouvements de terrain (Fruneau et al., 1996), fluage de glaciers (Goldstein et al., 1993), mouvements en contexte volcanique. Ce dernier type de mouvements peut être lui-même de nature variée : injection de dyke (Jónsson et al., 1999), mouvements de tout l'édifice (Massonnet et al., 1995 ; Lanari et al., 1998), subsidence de caldeira (Amelung et al., 2000), ajustement post-éruptif d'un système volcanique (Sigmundsson et al., 1997), ou encore mouvement le long de structures volcano-tectoniques (Froger et al., 2001).

La précision de cette technique est maintenant équivalente aux techniques de surveillance géodésiques standard (GPS, EDM, inclinométrie, nivellement). Elle présente certains avantages: elle ne nécessite pas une présence sur le terrain et elle est opérationnelle pour tous temps et même la nuit (Zebker et al, 2000). Les mesures peuvent avoir une précision centimétrique à infra-centimétriques (Massonnet et Feigl, 1998). Elle permet une mesure dense des déplacements sur une zone étendue. ERS-1 et ERS-2 repassent tous les 35 jours dans la même orbite, théoriquement on dispose d'un interférogramme d'une zone tous les 35 jours. En réalité, la couverture temporelle est plus faible car les A.A des interférogrammes sont parfois trop faibles et les interférogrammes inexploitable.

L'interférométrie a également certains inconvénients. Elle ne permet pas de mettre en évidence des mouvements caractérisés par un très fort gradient de déplacements. Le déplacement entre les deux dates d'acquisition, peut correspondre au maximum à un gradient d'une frange par pixel (JERS-1 permet de mesurer des gradients de déplacements plus faibles). Un gradient de déplacement trop fort donnera l'apparence d'un bruit sur l'interférogramme. Une bonne interprétation du signal interférométrique dépend de la cohérence de l'interférogramme, un mouvement est difficile à mettre en évidence si il correspond à moins de dix pixels de large (Massonnet et Feigl, 1998). Un pixel seul est sans

intérêt et ne peut être interprété en terme de déplacement car il peut contenir un bruit non prévisible.

L'interférométrie donne accès à une seule composante du vecteur déplacements dans l'axe de visée du satellite. L'utilisation d'interférogrammes en orbites ascendante et descendante permet de disposer de deux directions non perpendiculaires des déplacements.

### 2.3. Ambiguïté de phases des interférogrammes :

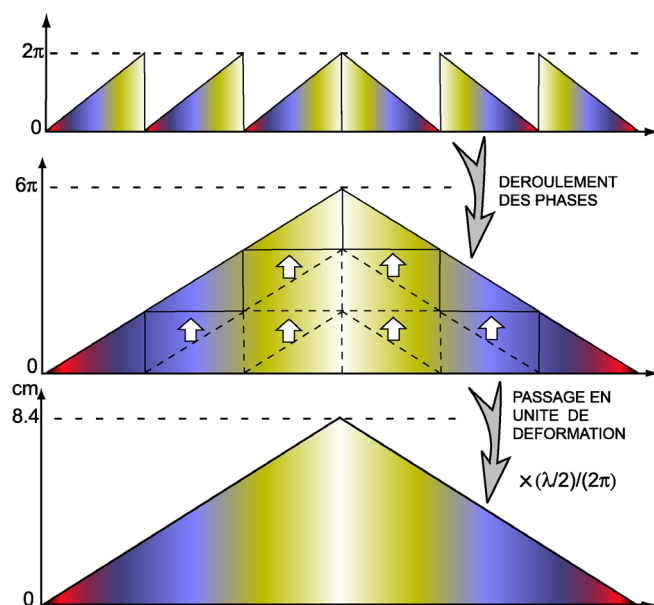


Fig. II. 7: Schéma de la méthode de déroulement de phase d'un profil 1D symétrique.

Fig. II. 7: Sketch map illustrating the phase unwrapping method of a 1D symmetrical profile.

Un interférogramme ne donne qu'une fraction du changement de phase (Massonnet et Feigl, 1998) lorsqu'il est sous sa forme enroulée, c'est-à-dire que les déplacements s'expriment en franges (Fig. II.7). Sous sa forme enroulée, les valeurs indiquées par les pixels sont comprises entre 0 et  $\lambda$  ( $2\pi$ ). Pour calculer les déplacements totaux, il est souvent possible de « dérouler » l'interférogramme. (Fig. II.7). On peut ensuite ramener ces mouvements en unités de déplacements dans l'axe de visée du satellite, en considérant qu'un cycle de phase complet correspond à 2.8 cm de déplacement.

L'interférogramme déroulé obtenu ne donne encore qu'une valeur relative des déplacements. En effet, un interférogramme enregistre un changement relatif de phase et non une modification absolue (Massonnet et Feigl, 1998). La valeur de phase est donc définie à une constante additive (« offset ») près. D'autres mesures géodésiques indiquant un point où les mouvements sont nuls, peuvent permettre de lever cette ambiguïté. On obtient alors une carte de déplacements absolus dans l'axe de visée du satellite en unité de déplacement. Pour l'Etna,

nous ne disposions pas de point de référence non-déformé. Les interférogrammes déroulés ou non sont, dans le cas de cette étude, définis à un offset relatif près. Il a fallu nous affranchir de ce décalage entre les interférogrammes avant chaque calcul sur les données interférométriques.

### **3. ETUDE INTERFEROMETRIQUE DE L'ETNA :**

L'Etna a été le premier volcan étudié par interférométrie radar en raison de sa forte activité éruptive et de son faible couvert végétal. Il a fait partie des cibles laboratoires utilisées dans le but de tester l'application de la méthode au volcanisme. Les premiers travaux ont porté sur les franges affectant tout l'édifice, puis sur des signaux de plus faibles étendue et amplitude.

#### 3.1. Base de données interférométriques :

La base de données utilisée par Froger et al. (2001), ne comprenant que des scènes ascendantes, a été complétée par de nouvelles scènes ascendantes et par des scènes en orbite descendante. La figure II.8 montre la trajectoire des satellites pour des orbites ascendantes et descendantes. Lors des prises de vue en orbites ascendantes, les satellites ERS-1 et ERS-2 se trouvent à l'Ouest du volcan et à l'Est pour les orbites descendantes. Nous disposons pour notre étude de 52 scènes ERS-1 et ERS-2 en orbite ascendante entre mai 1992 et novembre 2000 et de 26 scènes ERS-1 et ERS-2 entre août 1995 et décembre 2000 en orbite descendante. Nous avons synthétisé les nouvelles scènes à l'aide du processeur SAR PRISME développé par le CNES (Centre Nationale d'Etudes spatiales). Cette opération permet de transformer une image radar brute en une image résolue complexe exploitable pour le calcul des interférogrammes, grâce notamment à la synthèse en ouverture et la compression en distance.

Ensuite, de nouveaux interférogrammes (112 « ascendants » et 273 « descendants ») ont été calculés à partir de ces scènes à l'aide de la chaîne de calculs interférométriques Diapason (développée par le CNES). Les altitudes d'ambiguïté A.A. des nouveaux interférogrammes sont toutes supérieures à 30 m. Notre base de données interférométriques comprend donc au total 360 interférogrammes « ascendants » (A.A.moyenne est de 337 m) (Fig. II.9 A) et 273 interférogrammes « descendants » (A.A.moyenne est de 334 m) (Fig. II.9. B), en additionnant les interférogrammes déjà utilisés par Froger et al. (2001) et ceux calculés dans le cadre de cette étude.

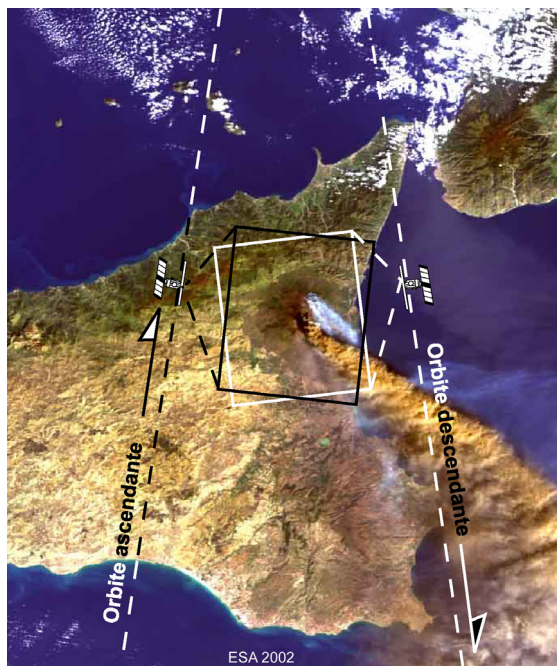


Fig. II.8 : Schéma des trajectoires des satellites ERS lors de leur prise de vue en orbites ascendante et descendante. L'image Meris (European Spatial Agency) a été prise en Mars 2002.

Fig. II.8 : Sketch map of the trajectories of ERS satellites in ascending and descending orbits. The Meris image (European Space Agency) was taken in March 2002.

Cette base de données couvre plus de 8 ans et l'espace entre les scènes est régulier, avec en moyenne un interférogramme tous les 40 jours environ. Les caractéristiques orbitales du satellite ERS-1 ont été modifiées entre décembre 1993 et mars 1995 («Ice Phase » de la figure II.9 A) si bien que les données de cette période ne peuvent pas être combinées avec des données acquises avant décembre 1993 et après mars 1995.

Le modèle numérique de terrain (MNT) utilisé pour le géoréférencement des images radar et pour les calculs des interférogrammes est le même que celui employé par Froger et al. (2001). Il s'agit d'un MNT établi après mise à jour et élargissement du MNT produit par INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) (Favalli et al., 1999). La précision du MNT a été estimée à 3.5 m au sens des moindres carrés, à partir de 2200 points de contrôle GPS cinématique. Si l'on considère que l'erreur du MNT a une répartition gaussienne, cela garantit que les artefacts topographiques ne dépassent pas 0.3 franges pour une altitude d'ambiguïté de 30 m (Froger et al., 2001). Lundgren et al. (2003) pour un MNT de 10 m de précision verticale de l'Etna (moins précis que celui utilisé dans cette étude), ont estimé que l'erreur ne dépassait pas 1 mm de déplacements dans la ligne de visée du satellite pour une B<sub>L</sub> de 100 m. L'erreur sur le calcul des mouvements est donc très faible et non significative.

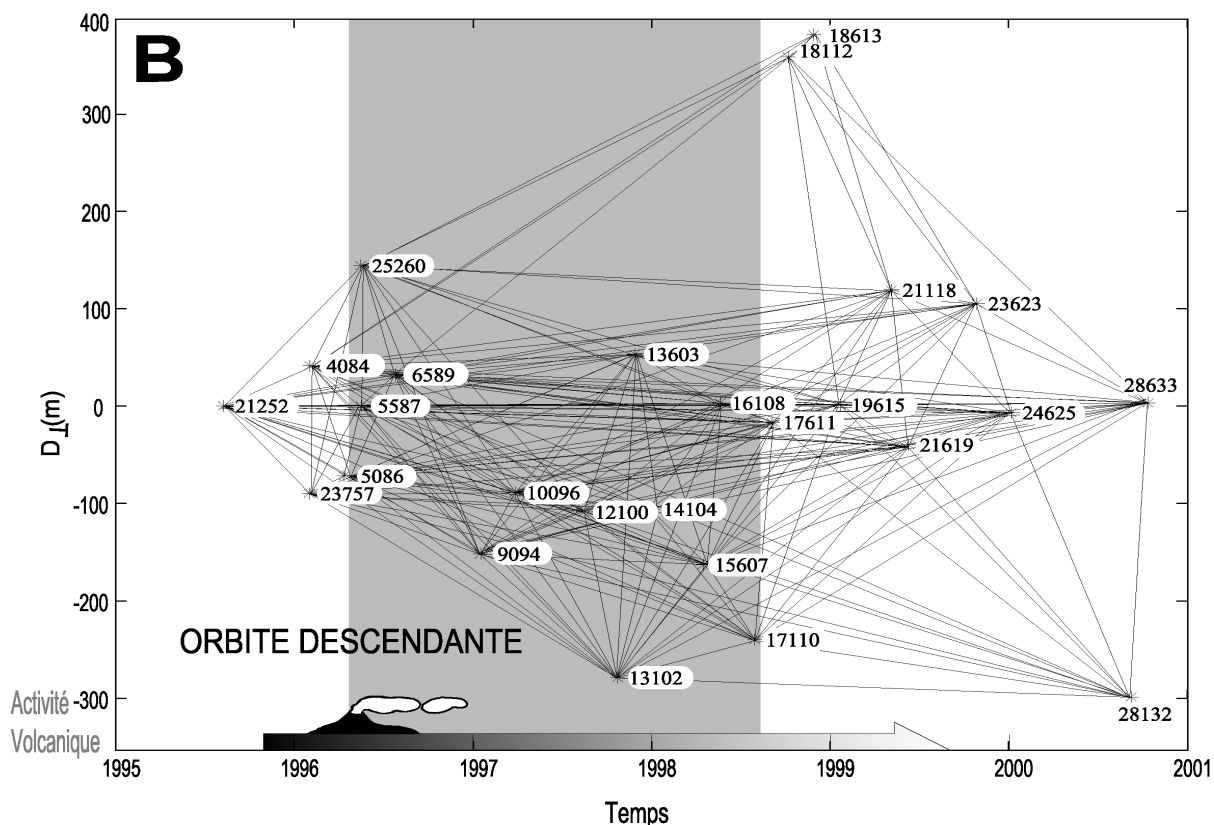
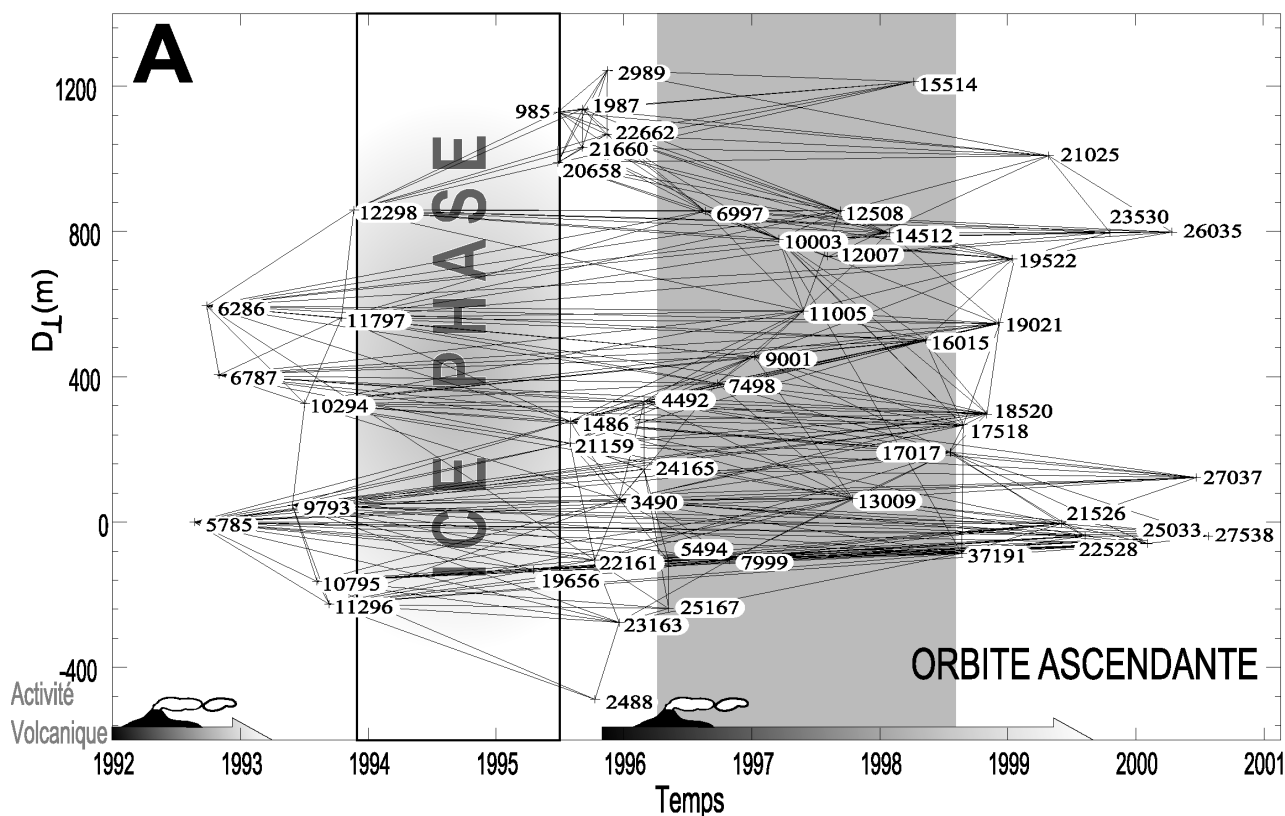


Fig.II.9. A : Représentation des différentes combinaisons interférométriques orbite ascendante. B : Représentation des différentes combinaisons interférométriques en orbite descendante. En abscisse, la date d'acquisition des différentes scènes et en ordonnée la composante perpendiculaire de la distance entre les deux positions du satellite (baseline perpendiculaire  $D_{\perp}$ ) (Fig. II.6) (inversement proportionnelle à A.A.).



## II. Etude interférométrique

Les segments représentent les différents interférogrammes calculés. Les scènes sont repérées par leur numéro d'orbite,  $D_{\perp}$  de référence sont celles de la scène ascendante 05785 et de la scène descendante 21252. La zone grisée correspond à la période d'activité des structures affectant le flanc SE. « Ice Phase » est la période pendant laquelle les caractéristiques des images avaient changé si bien que les scènes n'étaient pas « interférométrisables » avec des données antérieures ou postérieures à cette période.

Fig.II.9. A : Representation of the various interferometric combinations in ascending orbits. B: Representation of the various interferometric combinations in descending orbit. In X-coordinate, the date of acquisition of the various scenes and in Y-coordinate, the perpendicular component of the distance between both satellite positions (perpendicular baseline  $D_{\perp}$ ) (Fig. II.6) (inversely proportional to A.A.). The segments represent the calculated interferograms. Scenes are located by their orbit number,  $D_{\perp}$  of reference correspond to ascending 05785 scene and to descending 21252 scene. The greyed zone corresponds to the activity period of the South-eastern flank structures. "Ice Phase" is a period during which the characteristics of the images have changed so that it was impossible to combine images acquired during this period with images acquired before or after.

### 3.2. Filtrage des interférogrammes :

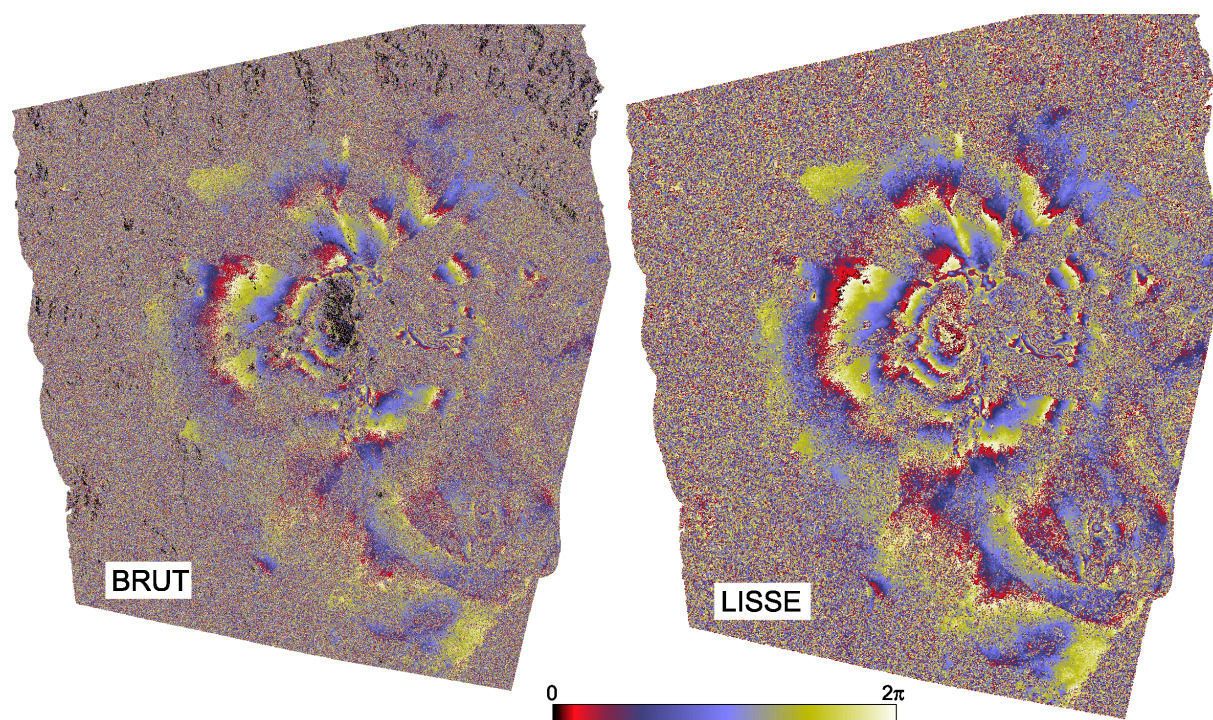


Fig. II.10 : Exemple du lissage de l'interférogramme ascendant 11797-11005 (17 octobre 1993-28 mai 1997). L'interférogramme brut est à gauche, l'interférogramme filtré à droite.

Fig. II.10 : Example of the effect of a smoothing filter on an ascending interferogram 11797-11005 (Oct. 17, 1993-May 28, 1997). The unfiltered interferogram is on the left, the filtered one on the right.

La figure II.10 montre un interférogramme brut, il est très bruité et malgré les nombreuses zones très cohérentes, il est difficile de visualiser clairement les déplacements de petites et moyennes longueurs d'onde. Par contre, les franges concentriques de grande longueur d'onde apparaissent clairement.

Pour améliorer la qualité des données, c'est-à-dire pour réduire le niveau de bruit, et faciliter la mise en évidence des mouvements, il est judicieux de moyenniser les pixels voisins, ce qui lisse l'interférogramme et améliore la cohérence apparente.

Pour filtrer les interférogrammes, il faut s'affranchir des discontinuités de phases d'une frange à l'autre. On transforme pour cela la phase en signal complexe (au sens mathématique du terme) avant d'appliquer des filtres classiques (Massonnet et Feigl, 1998). Puis, le lissage effectué, on récupère la phase. Le résultat d'un lissage est donné par la figure II.10. Les différents déplacements apparaissent plus clairement sur l'interférogramme lissé.

### 3.3. Franges concentriques de grandes longueurs d'onde :

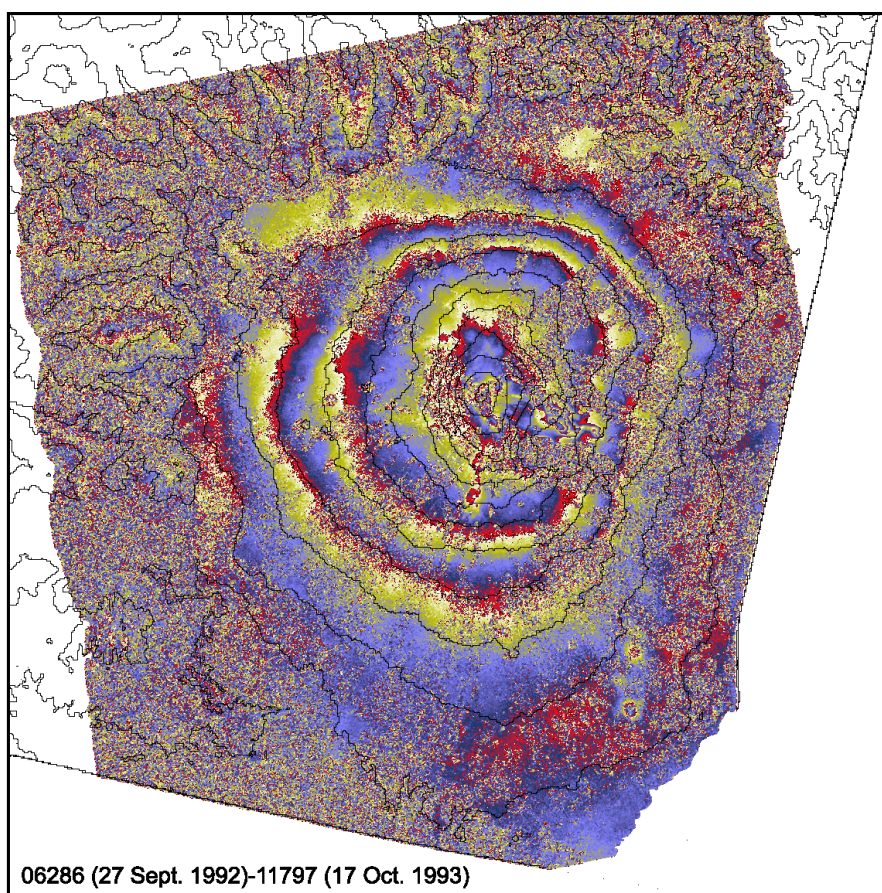


Fig. II.11 : Interférogramme 06286-11797 (Septembre 1992-Octobre 1993) utilisé par Massonnet et al. (1995). La topographie (lignes de niveau) de la zone est en noir.

Fig. II.11 : Interferogram 06286-11797 (September 1992-October 1993) used by Massonnet et al. (1995). The topography (contour lines) of the zone east in black.

Massonnet et al. (1995) sont les premiers à mettre en évidence des franges concentriques affectant tout l'édifice et semblant montrer une déflation globale du volcan pendant la deuxième partie de l'éruption de 1991-1993, entre 1992-1993. Les franges suivent la topographie (Fig. II.11). Ces auteurs ont ensuite expliqué ces mouvements par un modèle simple de source ponctuelle située dans un demi-espace infini (Mogi, 1958). Les franges s'expliqueraient par la vidange d'un réservoir profond  $16 \pm 3$  km, liée à l'émission de lave en

surface et au dégazage du magma. La localisation de la source est assez peu précise, la forme des franges parallèles à la topographie et leur aplatissement vers le sommet n'est pas expliquée. En utilisant une méthode d'éléments frontières mixtes, Cayol et Cornet (1998a) précisent la profondeur de la source à  $16 \pm 1$  km et montrent que l'allure des franges au sommet peut s'expliquer par l'influence de la topographie. Mais, la conformité du modèle avec les observations n'est vraie qu'au premier ordre. Les modèles ne révèlent pas, contrairement aux données interférométriques, de relations phase-altitude bijective et univoque (Beauducel et al., 2000).

En suivant l'hypothèse que les franges concentriques corrélées à la topographie correspondraient à des déplacements, Lanari et al. (1998) montrent une inflation entre 1993 et 1995 et estiment la profondeur de la source ponctuelle en surpression à 9 km.

Massonnet et al. (1995) et Massonnet et Feigl (1995) avaient envisagé que les résidus entre les modèles et les observations pouvaient être dus à des effets troposphériques. Les travaux réalisés depuis montrent que les franges concentriques sont liées en grande partie à des phénomènes atmosphériques et en particulier à une modification temporelle et spatiale des conditions de température, de pression et surtout d'humidité (Williams et Wadge, 1998 ; Delacourt et al., 1998).

### 3.4. Techniques d'élimination de la composante atmosphérique :

La précision des mesures géodésiques effectuées au moyen de l'interférométrie radar dépend fortement de la capacité à éliminer la contribution de la troposphère dans la variation de phase. La variation de la teneur en vapeur d'eau dans la basse atmosphère entre les deux acquisitions d'images crée un retard ou une accélération de l'onde radar. La teneur en vapeur d'eau est une fonction de l'altitude, son influence sur le signal est particulièrement critique dans le cas de milieux à fort relief comme les strato-volcans.

Trois types de méthodes d'élimination de la composante atmosphérique ont été proposés. Elles dépendent de la longueur d'onde des franges interférométriques considérées et également des types de données disponibles sur la période et sur la zone d'étude.

#### 3.4.1 « Stacking » :

La première méthode proposée par Zebker et al. (1997), est basée sur la sommation de plusieurs interférogrammes indépendants d'une même zone. Elle revient à moyenniser des

interférogrammes indépendants et elle est efficace essentiellement sur des zones peu déformées entre les différentes dates d'acquisition des scènes. Cette sommation ou « stacking » permet d'éliminer un bruit aléatoire mais paraît peu adaptée à l'étude de l'Etna pour éliminer les franges troposphériques (Bonforte et al., 2001), car elles sont corrélées aux altitudes des cibles au sol.

### 3.4.2. Modélisations de l'atmosphère :

Ce type de méthode consiste en l'estimation de la composante troposphérique dans l'interférogramme par l'utilisation de données indépendantes, telles que des données météorologiques ou encore des données GPS. Il a été proposé plusieurs modèles de ce genre pour l'Etna et ils visent tous à reproduire numériquement l'atmosphère traversée par l'onde radar pendant son trajet aller retour satellite-Terre.

#### 3.4.2.a. Modèle de Webley et al. (2002) :

Webley et collaborateurs (2002) indiquent que l'Etna est découpé en zones caractérisées par des teneurs en vapeur d'eau différentes. Cette répartition de vapeur d'eau est liée aux influences combinées de la turbulence et de la stratification verticale de la troposphère. Webley et al. (2002) utilisent un réseau GPS dense pour estimer en chaque point du réseau la teneur en vapeur d'eau et produisent ainsi une carte du ralentissement de l'onde radar. Williams et Wadge (1998) avaient déjà envisagé la possibilité d'utiliser les retards estimés pendant le traitement des données GPS pour corriger les interférogrammes de la composante troposphérique. Pour une correction optimale, les données GPS devraient avoir la même résolution que l'interférogramme ce qui est irréalisable (plus les mesures seront denses et meilleure sera la correction). Williams et Wadge (1998) ont estimé qu'une variation courante de 20 % de la teneur en vapeur d'eau dans la troposphère pouvait induire des erreurs dans le calcul des déplacements de 10 à 14 cm. En utilisant le même genre de technique, Van Der Hoeven et al. (2002) ont obtenu des erreurs de 6 cm pour des mesures en Hollande. Pour les 10 jours de l'étude effectuée en octobre 2000 à l'Etna, Webley et al. (2002) ont évalué le retard maximum à  $1.5 \pm 0.2$  franges interférométriques.

#### 3.4.2.b. Modèle de Wadge et al. (2002) :

Wadge et al. (2002) envisagent que la teneur en vapeur d'eau est variable aussi bien verticalement qu'horizontalement et proposent un modèle dynamique de la troposphère pour

calculer les retards des ondes radars se propageant à travers la troposphère. Les auteurs considèrent qu'un réseau GPS peut permettre de quantifier la variabilité temporelle de la teneur en vapeur d'eau mais pas sa variabilité spatiale. En effet, les retards estimés par GPS sont une représentation ponctuelle des trajets allant du récepteur jusqu'aux satellites (au minimum 3) à travers la troposphère. Le résultat de l'estimation de la teneur en vapeur d'eau, à partir du GPS, est une moyenne de l'espace conique avec comme sommet le récepteur et comme base la surface entre tous les satellites ayant servis à la mesure. Le résultat sera toujours un échantillonnage diffus de la composante atmosphérique par rapport à l'interférométrie radar (Wadge et al., 2002).

Wadge et collaborateurs (2002) proposent un modèle direct de flux atmosphérique en prenant en compte la topographie. Leur modèle est initié à partir des données de radiosondages météorologiques de Trapani à 200 km à l'Ouest de l'Etna. Ce point est en dehors de la zone étudiée par interférométrie radar, mais c'est la plus proche station enregistrant les paramètres nécessaires au calcul. D'autre part, dans la région, les masses d'air se déplacent généralement d'Ouest en Est justifiant l'utilisation des données de la station météo de Trapani. Aux dates concernées, le vent d'Ouest dominait. Pour valider leur étude, Wadge et collaborateurs (2002) comparent leur modèle d'atmosphère avec celui estimé à partir d'un réseau GPS dense et un interférogramme descendant couvrant une période commune entre le 6 septembre et le 11 octobre 2000. Pendant les 35 jours séparant les deux dates, il n'y a pas eu de mouvements et les franges présentes dans l'interférogramme ne peuvent être liées qu'à une composante atmosphérique. Les 3 approches montrent une augmentation générale de l'humidité entre septembre et octobre 2000. Il existe une bonne concordance spatiale entre le modèle de troposphère dynamique et les observations interférométriques ; l'amplitude des retards, calculée à partir du modèle d'atmosphère, est en revanche un peu forte. Une section verticale SO-NE dans le modèle indique que l'air humide monte le long du flanc Ouest du volcan et de l'air sec descend le long du flanc Est. Les flancs abrités du vent montrent des flux complexes et des champs de vapeur variables (Wadge et al., 2002) pouvant être à l'origine de la mauvaise cohérence des interférogrammes dans cette zone. Wadge et al. (2002) concluent que les retards de propagations des ondes radars sont liés à de larges gradients en vapeur d'eau qui résultent de l'advection de masses d'air au-dessus du volcan. Ceci est très différent des conclusions du modèle statique de Delacourt et al. (1998).

3.4.2.c Modèle de Delacourt et al. (1998) :

Le modèle d'atmosphère proposé par Delacourt et al. (1998) est un modèle atmosphérique 1D semi-empirique, basé sur les données météorologiques des radiosondages de Trapani. Delacourt et collaborateurs (1998) utilisent une technique développée pour corriger les données GPS et DORIS. Un retard troposphérique des ondes radar est calculé pour chaque pixel de l'interférogramme à partir de données météorologiques et de coefficients empiriques dépendant du climat et de la latitude. Delacourt et al. (1998) montrent que les effets troposphériques peuvent générer plus de  $4\pi$  de rotation de phase (2 franges) entre le sommet et la base. Ce modèle minimise fortement le taux de subsidence estimé par Massonnet et al. (1995) pour la période 92-93 puisque Delacourt et al. (1998) ramènent ce taux à 13 mm/mois au lieu de 20 mm/mois. Plus généralement dans le cas de l'Etna, les auteurs ont estimé l'importance de la composante troposphérique à  $6 \pm 3$  cm en équivalent déformation.

Delacourt et al. (1998) utilisent les mêmes données météorologiques que Wadge et al. (2002), pour réaliser un modèle vertical au-dessus de Trapani et ils transposent ce modèle en chaque pixel de l'interférogramme 200 km plus à l'Est dans des conditions météorologiques parfois très différentes (Wadge et al, 2002). Lundgren et al. (2003) pour justifier l'utilisation de la méthode de Delacourt et al. (1998) se sont basés notamment sur la cohérence entre les données interférométriques corrigées et les mesures GPS de Puglisi et al. (2001) et Bonforte et al (2003). En effet, les données interférométriques comme les données GPS révèlent une inflation de l'édifice entre 1993 et 1994. Les mêmes données GPS indiquent, par contre, une relative stabilité avec une très légère inflation pour la période 1992-1993 infirmant les conclusions de Delacourt et al. (1998) qui montraient, sur des données interférométriques corrigées de la composante atmosphérique, une déflation de l'édifice relativement importante (13 mm/mois sur cette période). Le retard subi par les ondes électromagnétiques au cours de leur traversée de la troposphère se divise en deux composantes : une composante hydrostatique et une composante humide. Si les mesures de température et de pression sont adéquates pour prédire la composante hydrostatique du retard troposphérique, la valeur de la teneur en vapeur dans la troposphère ne peut pas être extrapolée convenablement le long du trajet de l'onde radar à partir de la valeur mesurée au sol (Bevis et al., 1992 ; Williams et Wadge, 1998) ou pour des études ponctuelles très limitées dans l'espace (quelques kilomètres) (Doerflinger et al., 1998). Une analyse détaillée conduite par Bonforte et al. (2001) de 70 profils de sondages météorologiques de la station de Trapani montre que le comportement des profils d'humidité, fortement imprévisible, remet en cause la validité de la

méthode appliquée par Delacourt et al. (1998) et reprise par Lundgren et al. (2003). Dans ces études, la sous-estimation des valeurs de la contribution de la composante atmosphérique dans les interférogrammes conduit à une surestimation de la composante déplacement de tout l'édifice (Bonforte et al., 2001).

#### 3.4.2.d Modèle de Bonforte et al. (2001):

Bonforte et al. (2001) proposent un modèle qui tient compte à la fois des corrections issues des traitements de données GPS et de données météorologiques de l'Aéroport de Catane, situé plus près de l'Etna, au SSE, mais les données sont moins complètes que celles de Trapani. Pour les auteurs, cette association de données indépendantes permet de s'affranchir des faiblesses des modèles ne tenant compte que des données GPS (Williams et Wadge, 1998) ou que des données météorologiques (Delacourt et al., 1998). Cette combinaison permet d'éliminer l'effet de géométrie du réseau GPS, pénalisant dans le calcul de la composante atmosphérique (surtout pour les petites longueurs d'onde), et diminue la difficulté d'évaluer les teneurs en vapeur d'eau à partir de la valeur au sol (Bevis et al., 1992 ; Williams et Wadge, 1998).

Les auteurs ont appliqué leur modèle d'élimination de franges troposphériques sur des interférogrammes présentant des franges concentriques de grandes longueurs d'onde avec de faibles baselines temporelles. Les interférogrammes traités ne montrent plus de franges concentriques ou très peu, ce qui valide la méthode et confirme la sous-estimation de la composante atmosphérique dans le signal radar enregistré à l'Etna par Delacourt et al (1998).

#### 3.4.3. Inversion simultanée des contributions atmosphériques et de la déformation :

La méthode présentée par Beauducel et al. (2000) est basée sur deux observations. Tout d'abord, les modèles proposés n'ajustent pas parfaitement les franges concentriques de grandes longueurs d'onde à l'Etna. Les observations et les modélisations de volcans basaltiques montrent que les modèles élastiques expliquent les champs de déplacements associés à des intrusions de dykes (Sigmundsson et al., 1999), à des mouvements de magma en profondeur dans des réservoirs (Cayol et Cornet, 1998a et b). Ce n'est donc pas la méthode de modélisation qu'il convient de remettre en cause mais plutôt la part de la composante troposphérique dans les franges concentriques de grande longueur d'onde.

Ensuite, à l'Etna la phase et l'altitude sont corrélées de façon univoque (Fig. II.12.b). Cette corrélation est observable également sur les Monts Péloritains, non volcaniques, au Nord du volcan (Fig. II.11). Ils montrent aussi que dans le cas d'un mouvement lié à un réservoir magmatique, la corrélation phase-altitude est non-univoque (Fig. II.12.a) à cause de la dissymétrie de l'Etna et de la projection des déplacements dans l'axe de visée du satellite.

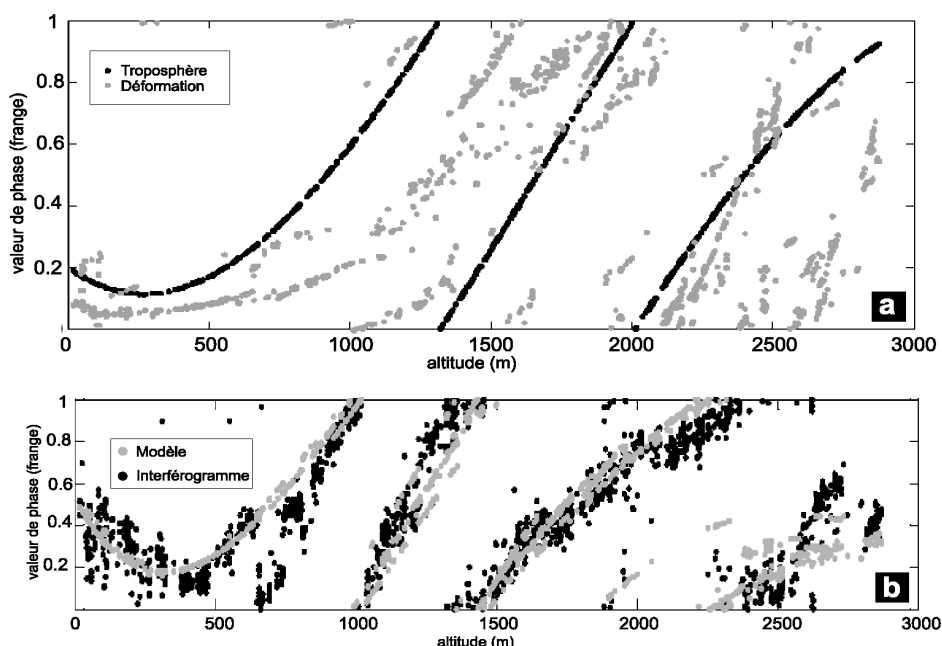


Fig. II.12 : a : Relation théorique phase-altitude pour des modèles de troposphère aux propriétés variables verticalement (en noir) et pour des modèles de réservoirs magmatiques (source ponctuelle de Mogi (1958)) (en gris). b : Comparaison entre un modèle tenant compte de la troposphère et d'un réservoir magmatique avec l'interférogramme 06286-11797 (Septembre 1992-Octobre 1993) (Fig. II.11).

Fig. II.12 : a : Theoretical phase-altitude relation for models considering a troposphere whose properties vary vertically (in black) and magmatic reservoirs (model of point source of Mogi (1958)) (in gray). b : Comparison between a model considering a troposphere and a magmatic reservoir with the interferogram 06286-11797 (September 1992-October 1993) (fig. II.11).

Les auteurs proposent que le signal interférométrique contient à la fois une composante atmosphérique due aux variations de la teneur en vapeur d'eau dans une atmosphère aux propriétés qui varient verticalement et une composante de déplacements créée par des changements de pression dans un réservoir magmatique. Par une combinaison de calculs inverses, ils analysent en même temps les deux contributions. En d'autre terme, cette étude teste la possibilité de récupérer les informations concernant les ralentissements de l'onde radar liés aux conditions de la troposphère à partir de l'étude de l'interférogramme lui-même, sans information extérieure, en considérant juste la corrélation entre l'altitude et la phase.



Beauducel et al. (2000) concluent, qu'entre 1992 et 1999, le signal de grande longueur d'onde à l'Etna est essentiellement lié à un effet troposphérique, créant entre -1.4 et 2.4 ( $\pm 1.2$ ) franges. Cet effet est comparable à celui calculé par Bonforte et al. (2001) pour la période allant d'octobre 1996 à octobre 1997 ou encore à celui estimé par Webley et al. (2002) pour octobre 2000. Il est qualitativement comparable, mais de plus forte amplitude, à l'effet atmosphérique calculé par Delacourt et al. (1998). La contribution de la déformation à ces franges est de moindre importance. Les variations de volume calculées (-8 et 14.  $10^6 \text{ m}^3$ ) pour un réservoir de 6 km de profondeur sont dans le même sens que celles calculées dans les autres études, mais les volumes mis en jeu sont beaucoup plus faibles (jusqu'à 130.  $10^6 \text{ m}^3$ ) (Massonnet et al., 1995 ; Delacourt et al., 1998 ; Cayol et al., 1998a).

Toutes ces études montrent que la contribution de la composante atmosphérique a sans doute été sous-évaluée dans les études concernant la mise en évidence de chambre magmatique et les mouvements de magmas à l'Etna.

### 3.5. Elimination de la composante atmosphérique :

Comme nous l'avons vu, les franges concentriques peuvent soit représenter des mouvements de magmas en profondeur soit être des artefacts atmosphériques. Pour nous affranchir de la contribution atmosphérique dans le signal interférométrique, nous avons utilisé la méthode de Beauducel et al. (2000). A la différence de Bonforte et al. (2001) ou de Wadge et al. (2002) qui requièrent à la fois l'acquisition de données météorologiques et de données GPS pour chaque scène, la méthode de Beauducel et al. (2001) ne nécessite pas d'autres données que les interférogrammes eux-mêmes. Ainsi, tous les interférogrammes peuvent être corrigés avec cette méthode même ceux qui ne correspondent pas à des périodes de vents « favorables » à l'application de la méthode de Wadge et al (2002) ou à des campagnes de mesures GPS.

De plus, le modèle d'élimination de la composante troposphérique de Beauducel et al. (2000) nous permettrait de tirer partie de toute notre base de données et donc de conserver un des avantages de la méthode interférométrique : la régularité d'acquisition des données.

La figure II.13 montre 2 exemples de filtrages d'interférogrammes de la composante atmosphérique par la méthode de Beauducel et al. (2000). L'interférogramme A.1 (Fig. II.13) est caractérisé par la juxtaposition de nombreux types de signaux interférométriques alors que l'interférogramme B.1 (Fig. II .13), qui intègre une période plus courte, est beaucoup plus simple surtout dans les parties Sud et Sud-Est de l'édifice. On remarque que les signaux de grandes longueurs d'onde ont été éliminés par rapport à la figure II.12 (A.2 et B.2 fig. II.13),

par contre les signaux de plus faible longueur d'onde sont conservés pour les deux d'interférogrammes.

Après correction, les figures interférométriques du SE ne sont pas plus évidentes que sur l'interférogramme brut. Une analyse détaillée de la base de données (corrigée ou non) de la composante atmosphérique n'a pas permis de mettre en évidence des discontinuités de phases dans une autre partie qui aurait été masquée par les franges concentriques. Notre étude s'est concentrée sur les flancs Sud et Sud Est et sur les mouvements affectant cette zone.

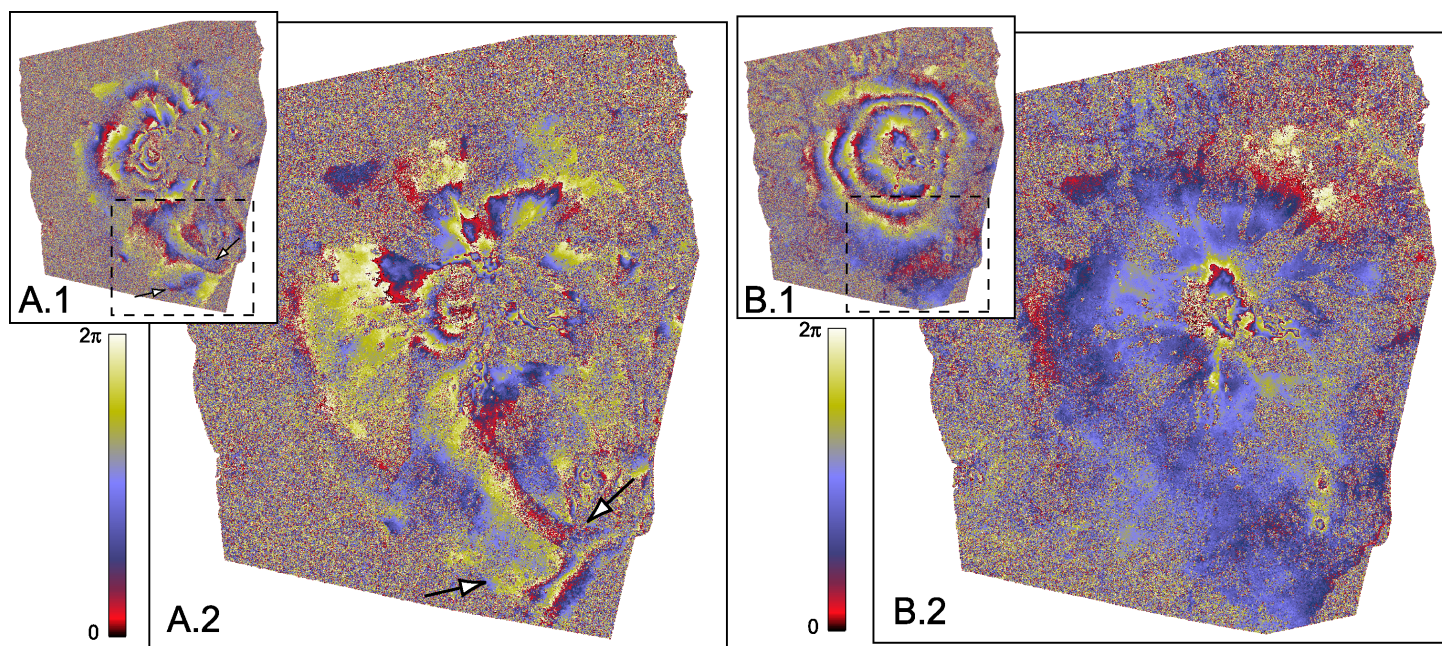


Fig. II.13 : Deux exemples d'élimination de la composante atmosphérique dans les interférogrammes ascendants en utilisant la méthode proposée par Beauducel et al. (2000). A : Interférogramme 11797-11005 (17 octobre 1993 – 28 mai 1997). A.1 : interférogramme brut. A.2 : Interférogramme corrigé des effets atmosphériques. B : Interférogramme 06286-11797 (27 septembre 1992 – 17 octobre 1993). B.1 : interférogramme brut. B.2 : Interférogramme corrigé des effets atmosphériques. La zone d'étude est délimitée par le cadre en pointillé. La zone de la ride anticlinale est située entre les flèches.

Fig. II.13 : Two examples for the removal of the atmospheric effects in the ascending interferograms by using the method suggested by Beauducel et al. (2000). A: Interferogram 11797-11005 (October 17, 1993 - May 28, 1997). A.1: Rough interferogram. A.2: Interferogram corrected for atmospheric effects. B: Interferogram 06286-11797 (September 27, 1992 - October 17, 1993). B.1: Rough interferogram. B.2: Interferogram corrected for atmospheric effects. The studied area is delimited by the dotted line. The anticlinal ridge area is shown by arrows.

Cependant sur les deux images (A2 et B2 de la figure. II.13), des signaux vaguement concentriques restent visibles au niveau du sommet de l'édifice. Ceci pourrait être lié au fait que le modèle d'atmosphère variant uniquement avec l'altitude n'est pas adapté au cas d'un édifice proéminent (forte topographie) en domaine maritime (différence de température sol-mer) et ne rend pas compte des phénomènes de turbulence. Mais les franges résiduelles pourraient également être dues à une sous-estimation des phénomènes magmatiques.

Pour Lundgren et al. (2003), l'un des problèmes principaux de la méthode proposée par Beauducel et al. (2000) réside dans le fait que l'inversion est réalisée sur les points les plus cohérents de l'ensemble des interférogrammes, lesquels sont distribués régulièrement à toutes les altitudes, mais pas de façon homogène autour du volcan (Fig. III.14). Ceci pourrait gêner l'identification d'une source en profondeur.

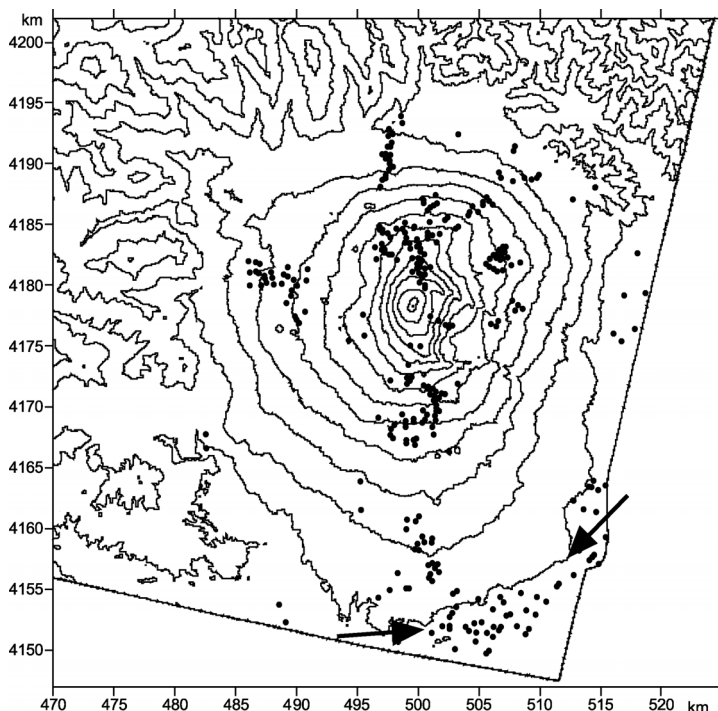


Fig. II.14 : Pixels caractérisés par une forte cohérence sur tous les interférogrammes. Ils correspondent à une répartition uniforme en altitude (points noirs) mais pas en azimuth. Ils sont utilisés par Beauducel et al. (2000) pour calculer une corrélation phase-altitude sur les interférogrammes. L'axe de la ride anticlinale est repéré par les flèches. Les coordonnées sont en km dans le système UTM WGS 84 .

Fig. II.14 : Pixels characterized by a high coherence on all the interferograms. They correspond to a uniform distribution in elevation (black spots) but not in azimuth. They are used by Beauducel et al. (2000) to calculate a phase-altitude correlation in the interferograms. The hinge of the anticlinal ridge is shown by arrows. Coordinates are in km in the UTM WGS 84 system.

Pratiquement pour des altitudes inférieures à 300 m, la correction troposphérique est basée sur les points cohérents localisés à la base du flanc Sud au niveau de la ride anticlinale active, zone où les mouvements sont corrélés au relief (Fig. II. 13 et voir chapitre ultérieur). Le modèle élimine les franges interférométriques de cette zone comme s'il s'agissait de franges troposphériques (Fig. II.14). Il en résulte une sur-corrrection de la composante atmosphérique pour cette région (Fig. II.13 A.2) et une élimination des déplacements, essentiellement verticaux, le long de cette ride anticlinale.

Enfin, l'interférogramme 05785-27538, qui couvre une période de temps de 2894 jours entre août 1992 et juillet 2000, ne révèle pas la présence de franges concentriques de grandes longueurs d'onde (Fig. II.15). Cet interférogramme conserve une bonne cohérence et intègre les mouvements du sol à l'Etna sur presque 8 ans. L'absence de franges concentriques de grandes longueurs d'onde sur cet interférogramme a plusieurs explications :

1. Les caractéristiques de l'atmosphère sont les mêmes entre les deux périodes. Dans ce cas, soit les inflations ont compensé les déflations de l'édifice, soit les variations de pressions sont trop faibles ou se produisent à trop grande profondeur pour créer un signal observable.

2. Les caractéristiques de l'atmosphère sont différentes, et les effets sur l'interférogramme sont compensés par les mouvements du sol. Mais les franges atmosphériques sont corrélées à la topographie et pas les franges de déplacements. La compensation mutuelle des deux types de franges paraît peu probable.

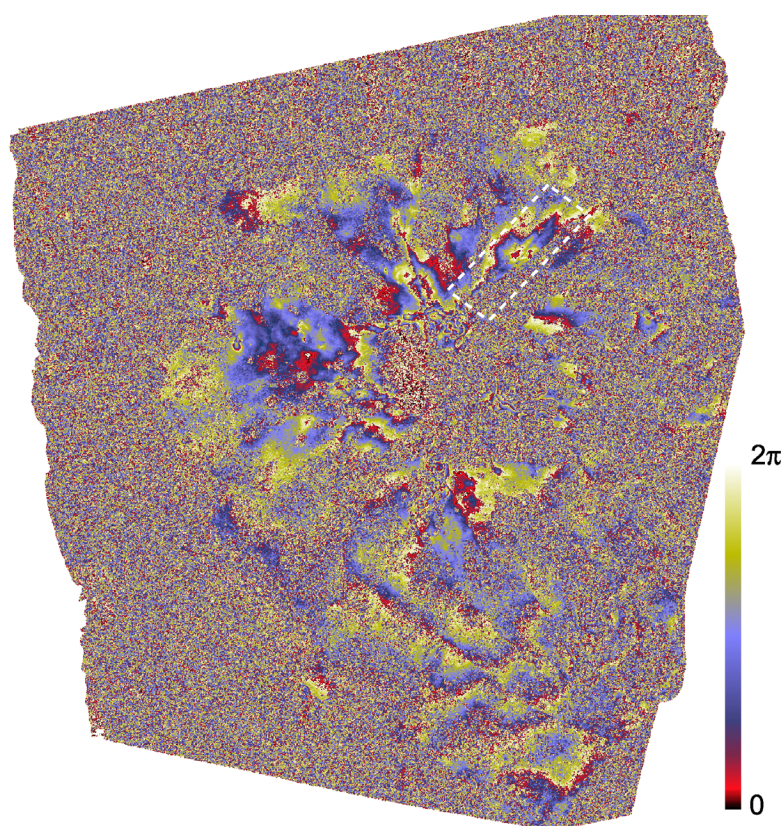


Fig. II.15 : Interférogramme 05785-27538 (23 août 1992–26 juillet 2000). La zone encadrée correspond aux subsidences affectant les coulées de 1911 et de 1923.

Fig. II.15 : Interferogram 05785-27538 (August 23, 1992–July 26, 2000). The framed zone corresponds to subsidence affecting the 1911 and 1923 lava flows.

Il paraît difficile de conclure sur la nature des processus à l'origine de ces franges en considérant seulement les données d'interférométrie radar. Pour discerner les effets atmosphériques des déplacements, il convient de tenir compte de données indépendantes disponibles. Si par exemple, on dispose de données interférométriques et GPS couvrant la même période, on peut déterminer les influences atmosphériques pour ces deux types de

données et les comparer. Il paraît important également de disposer de données météorologiques complètes afin de pouvoir incrémenter un modèle réaliste d'atmosphère. Les données météorologiques de la station Trapani ne semblent utilisables qu'au travers d'un modèle 3D d'évolution dynamique. L'utilisation de toutes ces données, comme l'ont fait Wadge et al. (2002) mais de façon plus systématique, pourrait permettre de conclure sur la nature de ces franges.

De plus, la zone d'étude (Fig. II. 13) est caractérisée par une faible altitude (entre 200 et 900 m) et par de faibles pentes. Dans l'hypothèse communément admise d'une atmosphère dont les propriétés varient avec l'altitude, le faible dénivelé de la région considérée entraîne peu de différence de la teneur en vapeur d'eau de l'amont à l'aval de la zone et par conséquent peu d'effets troposphériques. Pour les mouvements qui nous intéressent, il n'est donc pas essentiel de tenir compte de l'atmosphère. En outre, les mouvements actifs dans la zone d'étude, visibles sur plusieurs interférogrammes indépendants, ne sont pas corrélés avec la topographie. Nous avons donc décidé d'étudier des interférogrammes sans correction de la composante atmosphérique ni par la méthode de Beauducel et al (2000) ni par une méthode utilisant des données indépendantes.

### 3.6. Déformations liées aux coulées et aux dykes :

Etant donné l'incertitude sur l'existence de franges concentriques liées aux mouvements du sol à l'Etna, nous nous intéressons aux autres mouvements mis en évidence par interférométrie radar. Les déplacements sont de faible étendue et correspondent géographiquement avec des éléments structuraux ou éruptifs connus. Ils peuvent être interprétés de la manière suivante (Fig. II.16) :

#### 3.6.1. Déformations associées aux coulées de 1986-87 et 1989 et de 1991-93 (Fig. II.16-1):

La figure II.16-1 montre des franges de déplacements qui se superposent aux coulées de 1986-87 et 1989 et de 1991-93. Les coulées de 1986-87-89 sont les plus évidentes sur la figure car la cohérence est meilleure, ces coulées subissant peu d'altération de surface. On peut observer des franges concentriques très nettes. Les franges de déplacements concentriques au niveau de la coulée de 1991-93 sont beaucoup moins évidentes sur cet interférogramme, probablement en raison de la trop grande mobilité de surface (contraction de la lave, mouvements de blocs, effondrements...) et de taux de subsidence trop importants. D'après Stevens et al. (2001),

elles deviennent parfaitement cohérentes pour la bande C de ERS au bout de 5 ans. Sur l'interférogramme présenté figure II.16-1 seulement quelques franges de déplacements sont observées au Nord de la coulée.

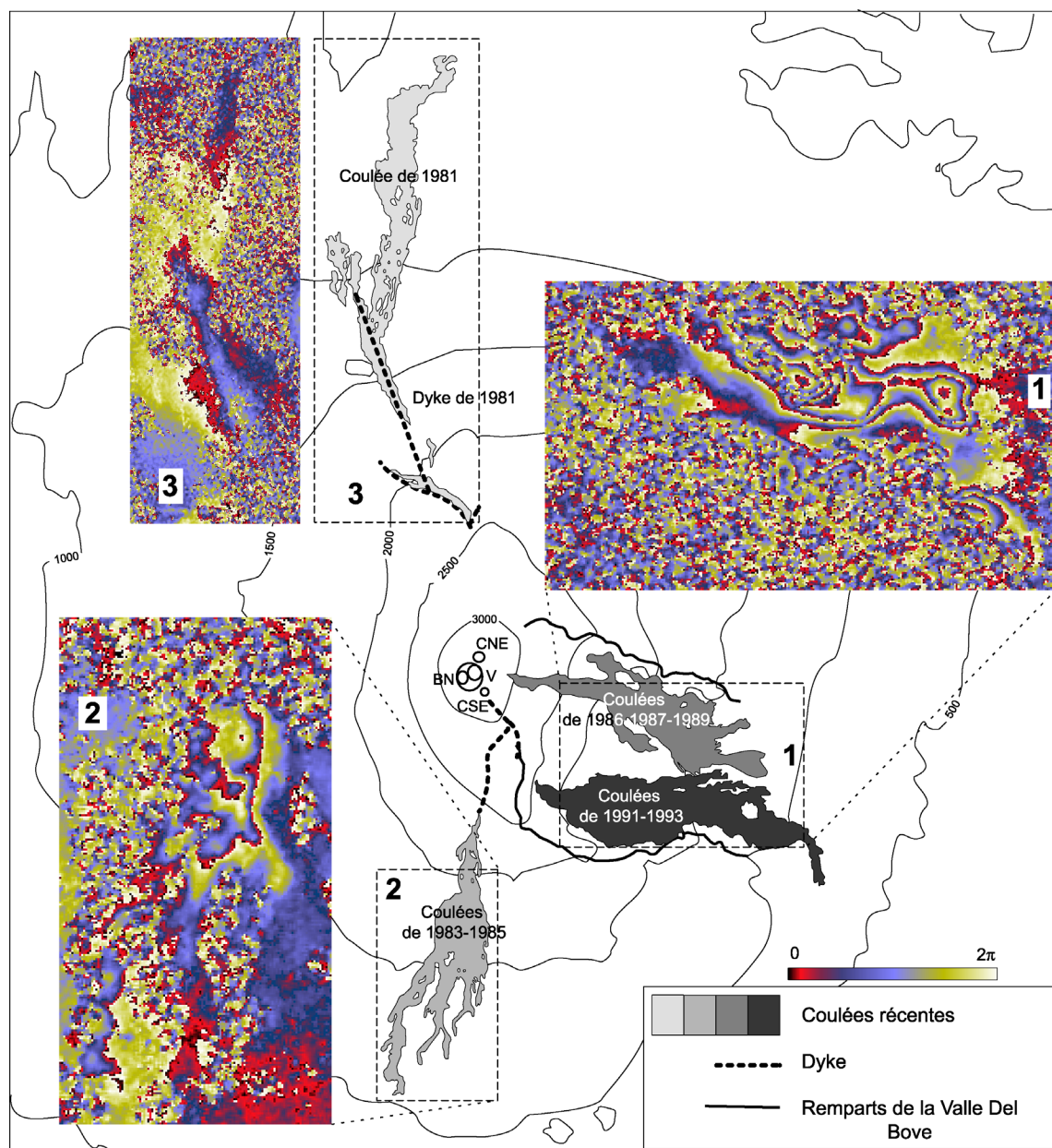


Fig. II.16 : Exemples de déplacements associés à des coulées récentes et à un dyke. Les déplacements ont été extraits de l'interférogramme ascendant 19656-27538 (18/04/1995-26/07/2000), ils sont représentés en terme de phase. CNE : Cratère Nord-Est. CSE :Cratère Sud-Est. V : Voragine. BN : Bocca Nuova.

Fig. II.16 : Examples of deformations associated with recent lava flows and a dyke. Displacements, represented in phase, were computed from the ascending interferogram 19656-27538 (18/04/1995-26/07/2000). CNE: North-eastern crater. CSE South-eastern Crater. V: Voragine. BN: Bocca Nuova.

Pour la coulée de 1991-93, la subsidence maximale a été estimée, à partir des données interférométriques, à une quinzaine de centimètres par an entre 1993 et 1995 au niveau de la zone la plus épaisse. Cette subsidence a été confirmée par deux campagnes GPS en 1997 et en

1998. Un profil GPS réalisé au niveau de la partie la plus épaisse de la coulée de 1991-93, une centaine de mètres d'après Stevens et al. (1997), a révélé un taux de subsidence de  $16 \text{ cm.an}^{-1}$  (Briole et al., 1999). Pour cette coulée, les pics de déplacements coïncident avec les points où l'épaisseur est maximale pour la période, ce qui indique un effet thermique dominant (Wooster et al., 1997).

Les mouvements observés sont compatibles avec la subsidence des coulées sous l'effet de leur contraction thermomécanique mais également avec la flexure du substratum des coulées sous l'effet de leur poids (Murray, 1988 ; Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001). Ceci est indiqué par le fait que la subsidence affecte aussi le pourtour de la coulée. A la suite des travaux menés par Briole et al. (1997), Cayol et al. (1999) et Stevens et al. (2001), nous avons étudié la subsidence associée à la coulée de 1986-87 et 1989 dans le but de caractériser la rhéologie du substratum à partir des estimations des vitesses de relaxation de l'encaissant. (ANNEXE 1). Cette étude à une dimension a montré qu'en considérant un comportement viscoélastique de Kelvin du substratum des coulées, la viscosité qui explique les mouvements observés est de l'ordre de  $10^{14}$ - $10^{15}$  Pa.s ce qui est trop faible pour des coulées de lave indurées. On en déduit qu'il faut certainement considérer une rhéologie plus complexe pour le substratum par exemple de type poroélastique (Jónsson, 2002).

### 3.6.2. Déformations associées aux coulées de 1983-85 (Fig. II.16-2):

Sur la figure II.16-2, un autre exemple de franges associées à la subsidence de coulée est visible. Les coulées de 1983-85 sont caractérisées par un taux de subsidence plus faible que les coulées plus récentes. L'existence de cette subsidence sur ces coulées mises en place 12 ans avant la première image de l'interférogramme 19656-27538 de la figure II.16 indique que les temps caractéristiques de ces phénomènes dépassent largement 10 ans.

### 3.6.3. Déformation associée au dyke et à la coulée de mars 1981 (Fig. II.16-3):

La figure II.16-3 montre le mouvement observable associée à l'éruption fissurale de 1981. La zone de la coulée est bruitée ce qui ne permet pas de déceler de mouvement éventuel. Au niveau du dyke, le mouvement est compatible avec une subsidence de la zone proche de la fissure éruptive. Cette subsidence reste observable près de 20 ans après la mise en place de l'intrusion dans le flanc Nord de l'Etna. Elle est différente des mouvements syn-éruptifs observés lors de la mise en place de ces intrusions magmatiques (Sanderson et al., 1983 ;

Bonaccorso, 1999). Elle est probablement associée en partie à la contraction thermomécanique de la lave dans le dyke, mais peut aussi être associée aux mouvements de fluides interstitiels et à une rhéologie du milieu de type poroélastique (Jónsson, 2002) comme pour les coulées.

L'interférogramme 05785\_27538 (Fig. II.15) permet d'intégrer les mouvements sur 8 ans et met en évidence de très faibles taux de déplacements. Par contre, il est inutilisable pour étudier des zones où la subsidence est importante (comme les zones de coulées récentes). On peut observer des mouvements de subsidence affectant les coulées de 1911 et de 1923 au Nord de l'Etna. Les subsidences de coulées se prolongent sur une centaine d'années.

### 3.7. Déformations du flanc SE :

#### 3.7.1. Mise en évidence des structures actives :

Froger et al. (2001) ont mis en évidence la présence de discontinuités de phase affectant les flancs Sud et Sud-Est de l'Etna. Ces discontinuités ont été comparées avec les structures repérées sur le terrain par Lo Guidice et Rasà (1992) et Rasà et al. (1996). Trois de ces figures correspondent à des éléments structuraux connus du flanc SE. : les failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri et de Ragalna (Fig. II.17).

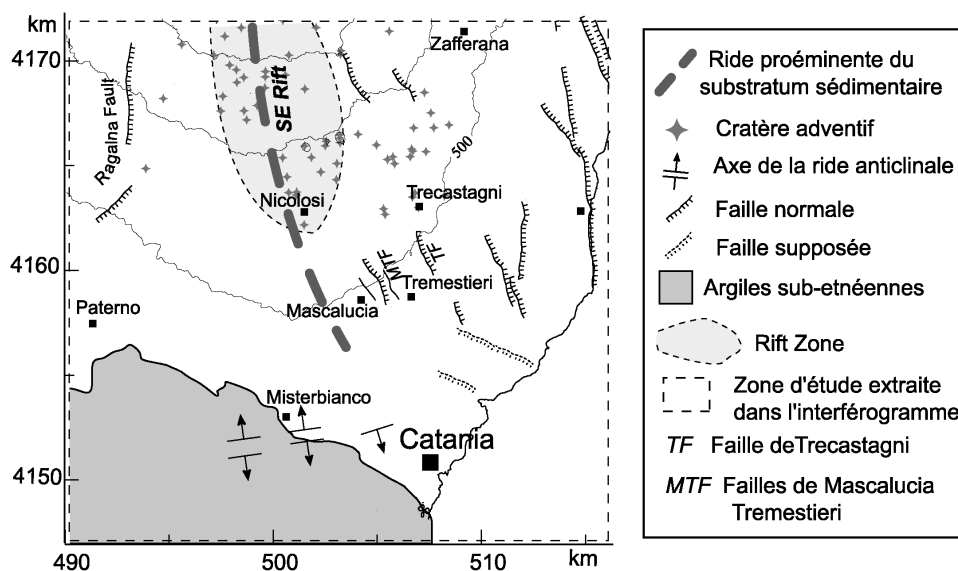


Fig. II.17 : Carte volcano-structurale de la zone d'étude extraite des interférogrammes.

Fig. II.17 : Volcano-structural map of the studied area extracted area from interferograms.

Les figures interférométriques (Fig. II.18) ont été interprétées par Froger et collaborateurs (2001) comme l'expression de mouvements normaux et dextres le long des failles de



Mascalucia-Trecastagni (structure 2) (chapitre I.3.4.b), de Tremestieri (structure 3), et de Ragalna (structure 4) (chapitre I.3.4.c). Une autre discontinuité (structure 1) parallèle à celles associées aux failles de Mascalucia-Tracastagni et de Tremestieri ne correspond à aucune structure connue. Froger et al. (2001) ont interprété la structure 1 de la figure II.18 comme l'expression d'un jeu normal dextre d'une faille non repérée sur le terrain. Enfin, la dernière figure interférométrique (structure 5) coïncide de par sa localisation avec la ride anticlinale de la base du flanc Sud du volcan (chapitre I.3.4.e). Elle est interprétée comme un soulèvement du sol au niveau de cette ride. Froger et al. (2001) montrent également que tous ces mouvements ont été actifs simultanément et de façon continue entre l'été 1996 et l'hiver 1997-98.

Cette étude et celle de Borgia et al. (2000) ont mis en évidence des déplacements importants au SE et au Sud de l'Etna. Cette partie de l'édifice volcanique est une clé de la compréhension de sa géodynamique et les différents modèles dynamiques qui ont été proposés lui accordent une grande importance. Pour Lo Giudice and Rasà (1992), Rasà et al. (1996) ou Bousquet et Lanzafame (2001), elle représente la limite du glissement affectant le flanc Est alors que pour Borgia et al. (1992), Borgia et al. (2000) et Rust et Neri,(1996) elle constitue une zone de réajustement entre des mouvements différentiels vers le Sud pour le flanc Sud et vers l'Est pour le flanc Est.

Notre étude reprend la base de données de Froger et al. (2001) à laquelle ont été ajoutées d'autres scènes ascendantes ce qui permet de préciser la période d'activité de ces structures. Des interférogrammes descendants ont été calculés afin de mieux caractériser les déplacements par l'acquisition d'un deuxième vecteur déplacements.

Les figures interférométriques présentées par Froger et al. (2001) sont visibles à la fois sur les interférogrammes ascendants et descendants (Fig. II.18 et Fig.II.19). Les discontinuités sont observables non seulement sur des interférogrammes indépendants mais également sur des interférogrammes correspondant à des orbites différentes. Ces figures ne sont donc pas des artefacts. L'amplitude et le signe des discontinuités sont cohérents sur l'ensemble des interférogrammes couvrant la période où ces figures sont observables confirmant leur interprétation tectonique. De plus, Azzaro (1999) a décelé une activité sismique et des déplacements associés au niveau de la structure 1 (Fig. II.18) (séisme en 1986  $M > 3.6$  près de Nicolosi). Nous considérons donc que ces figures interférométriques sont liées à des mouvements le long de structures des flancs Sud et Est de l'Etna.

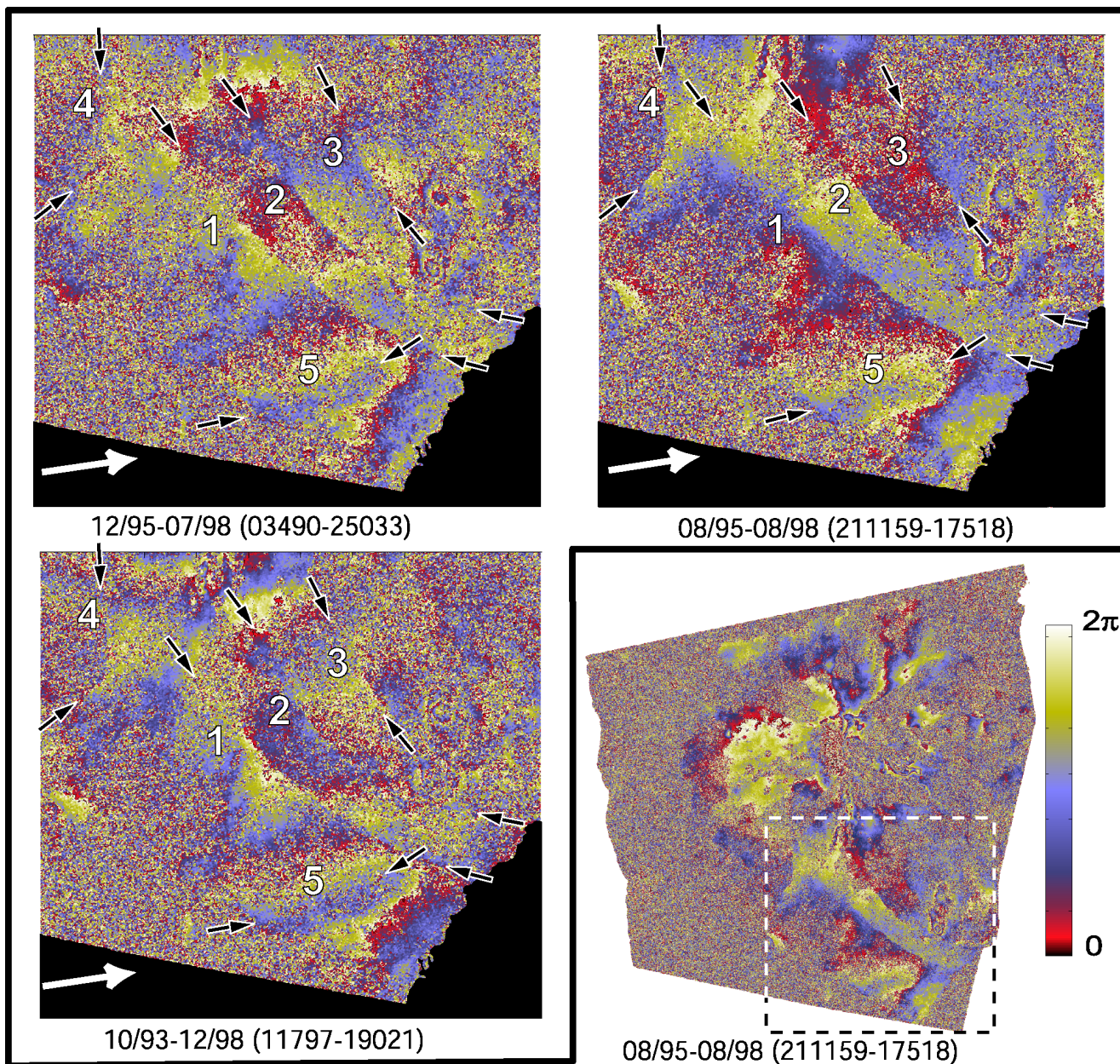


Fig.II.18 : Extractions de la zone SE d'interférogrammes ascendants couvrant toute la période de déplacements. Les différentes structures sont numérotées et repérées par des flèches noires. La zone d'étude extraite de l'interférogramme est signalée par le cadre en pointillé sur l'interférogramme 21159-17518. Les flèches blanches indiquent la direction de prise de vue du satellite en orbite ascendante.

Fig.II.18 : Extractions of SE area from ascending interferograms covering the whole period of displacements. The various structures are numbered and shown by black arrows. The studied area extracted from the interferogram is shown by the dotted framework on the interferogram 21159-17518. White arrows indicate the direction of line of sight of the satellite in ascending orbit.

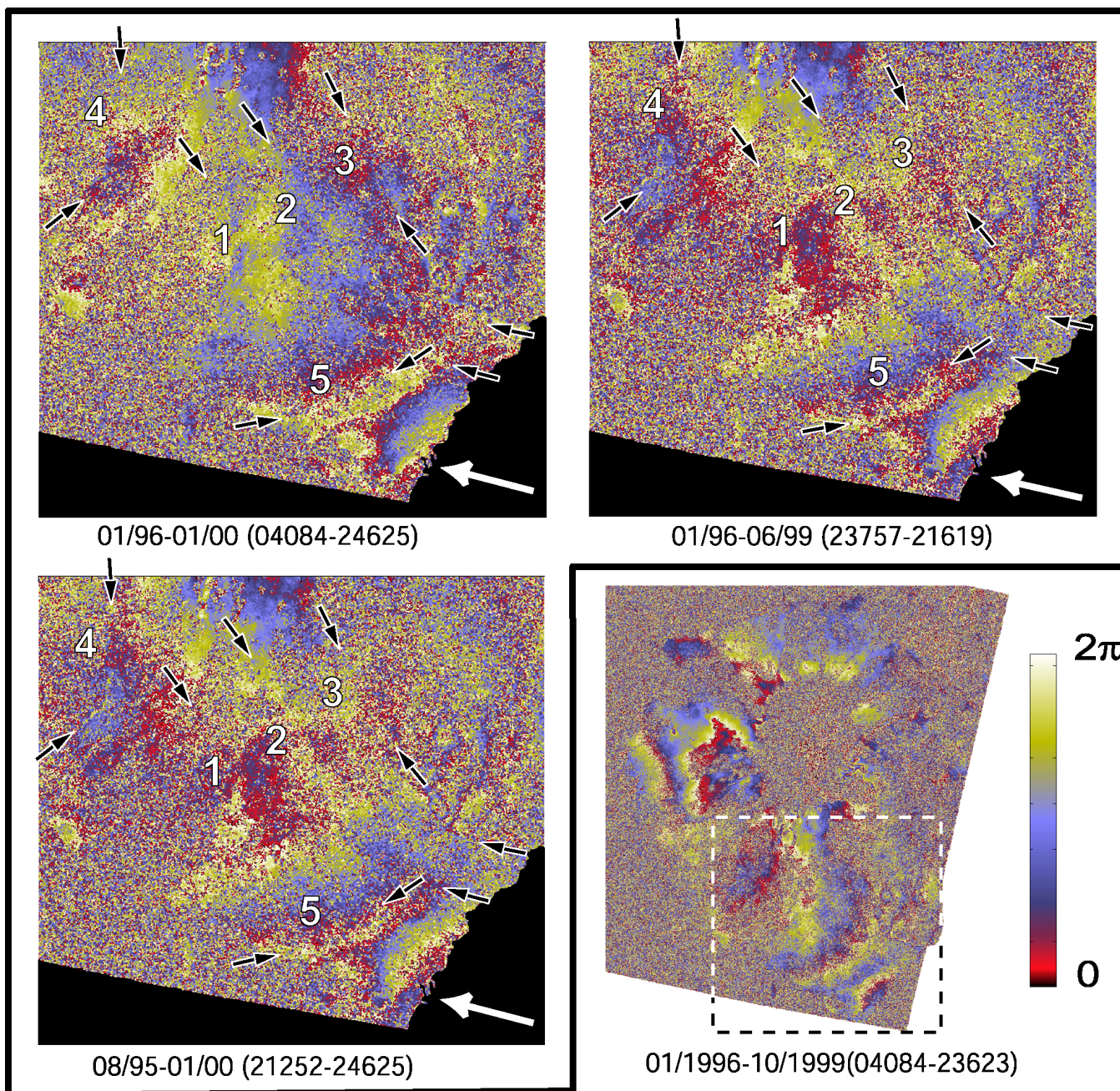


Fig.II.19 : Extractions de la zone SE d'interférogrammes descendants couvrant toute la période de déplacements. Les différentes structures sont numérotées et repérées par des flèches noires. La zone d'étude extraite de l'interférogramme est indiquée par le cadre sur l'interférogramme 04084-23623. Les flèches blanches indiquent la direction de prise de vue du satellite en orbite descendante.

Fig.II.19 : Extractions of the SE area from descending interferograms covering all the period of displacements. The various structures are numbered and shown by black arrows. The studied area extracted from the interferogram is shown by the dotted framework on the interferogram 04084-23623. White arrows indicate the direction of line of sight of the satellite in descending orbit.

3.7.2. Période d'activité de ces structures :

Les déplacements le long des failles des flancs Sud et Sud-Est de l'Etna ne sont pas continus mais apparaissent brutalement dans la série temporelle des interférogrammes (Fig.II.9 A et B). En combinant les différents intervalles couverts par les interférogrammes, on peut préciser la période d'activité des structures.

Les interférogrammes calculés avec la scène 04492 (28 février 1996) ou avec une scène antérieure en esclave ne montrent pas de déplacements au SE (Fig. II.20). En revanche, les interférogrammes ascendants calculés avec la scène 25167 (07 mai 1996) ou une scène postérieure en esclave présentent les figures de déplacements, ce qui indique que l'apparition des mouvements est postérieure à la fin du mois de février 1996 et antérieure au début du mois de mai 1996 (Fig. II.20). L'utilisation des données descendantes nous permet de préciser la date d'apparition de ces déplacements : les mouvements ne sont visibles dans les interférogrammes qu'à partir de la scène 05086 (10/04/1996) (Fig. II.20). Les déplacements affectant les flancs Sud et Sud-Est ont donc débuté entre le 28 février et le 10 avril 1996.

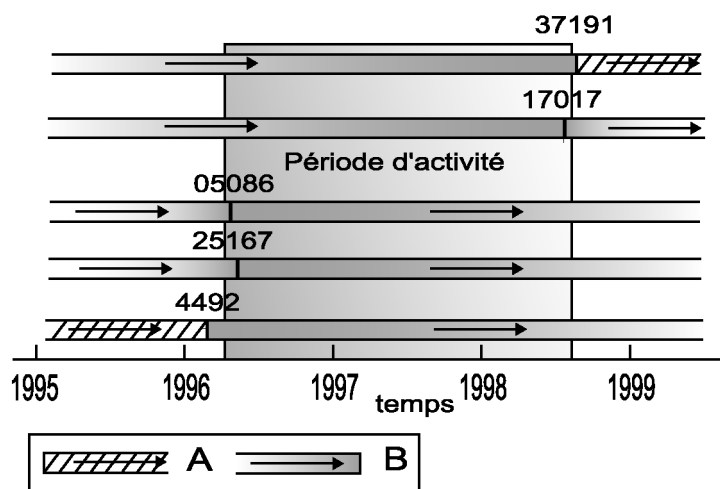


Fig. II.20 : Méthode de détermination de la période d'activité des structures des flancs Sud et Est. A : Interférogrammes ne montrant pas d'activité. B : Interférogrammes où les déplacements sont actifs. Les flèches noires pointent dans la direction de la scène esclave.

Fig. II.20 : Determination method for the period of activity of the structures of the Southern and Eastern flanks. A: Interferogram showing no displacements. B: Interferogram where displacements are visible. Black arrows indicated the direction of the slave scene.

La fin des mouvements affectant les flancs SE et S de l'Etna est un peu plus complexe à mettre en évidence. Les déplacements sont bien marqués sur les interférogrammes jusqu'à ceux qui utilisent la scène 16015 (13 mai 1998) en esclave. Etant donné la faible durée de déplacements enregistrée, ces interférogrammes intègrent peu de mouvements et il est plus difficile de mettre ces déplacements en évidence car leur amplitude est faible et se distingue mal du bruit. Cependant, des déplacements sont encore observables jusqu'en juillet 1998 pour les interférogrammes calculés avec les scènes 16108 (20 mai 1998) ou 17017 (22 juillet 1998) en scène maîtresse (Fig. II.20). Les interférogrammes calculés avec la scène 37191 (25 août

1998) en maîtresse ne montrent plus les déplacements dans la zone S et SE (Fig. II.20). Ces observations nous amènent donc à considérer que cette phase de mouvement se termine entre fin juillet et fin août 1998. Les mouvements affectant les flancs S et SE ont été actifs pendant environ 28 mois (de mars-avril 1996 à juillet-août 1998). Nous augmentons l'estimation de la durée d'activité de ces failles de 10 mois environ par rapport à l'étude de Froger et al. (2001) qui considéraient une activité entre août 1996 et janvier 1998.

### 3.7.3. Taux de déformation :

Les déplacements le long des failles du flanc Sud-Est de l'Etna sont observables sur des interférogrammes sans recouvrement de temps (Fig. II.20) : les interférogrammes ascendants 04492-11005 (28 février 1996-28 mai 1997) et 11005-19021 (28 mai 1997-09 décembre 1998), 21159-09001 (01 août 1995-08 janvier 1997) et 09001-18520 (08 janvier 1997-04 novembre 1998) ou encore sur les interférogrammes descendants 23757-10096 (30 janvier 1996-26 mars 1997) et 10096-24625 (26 mars 1997-05 janvier 2000). Il apparaît sur les interférogrammes que les déplacements sont continus pendant la période d'activité.

En considérant des interférogrammes couvrant des périodes de durée analogue, les mouvements sont moins visibles en 1998 qu'elle ne l'était en 1996. Cela suggère un taux de déplacement décroissant au cours du temps. Pour le confirmer, nous avons comparé les taux de déplacement le long de deux profils au travers d'interférogrammes impliquant une scène acquise en pleine période d'activité des structures, entre mars-avril 1996 à juillet-août 1998. Cette scène est utilisée d'abord en esclave puis en maîtresse (Fig. II.21-F). Chaque interférogramme n'intègre qu'une partie des déplacements, mais le couple d'interférogrammes couvre toute la période d'activité des structures (Fig. II.21-F).

Il apparaît que le taux de déplacement de la première partie de l'activité (11797-11005) est supérieur à celui de la fin de l'activité (11005-19021), ainsi qu'au taux moyen (11797-19021) (Fig. II.21 B et D). Ces observations sont confirmées par l'étude d'autres d'interférogrammes indépendants qui sont caractérisés par la même évolution au cours du temps (Fig. II.21 C et E). La figure II.21 montre également que l'évolution temporelle est la même pour les failles et pour la ride anticlinale du Sud, démontrant le lien entre les différents déplacements. Le taux de déplacements le long de la faille de Ragalna a une évolution semblable à celle des structures présentées dans la figure II.21.

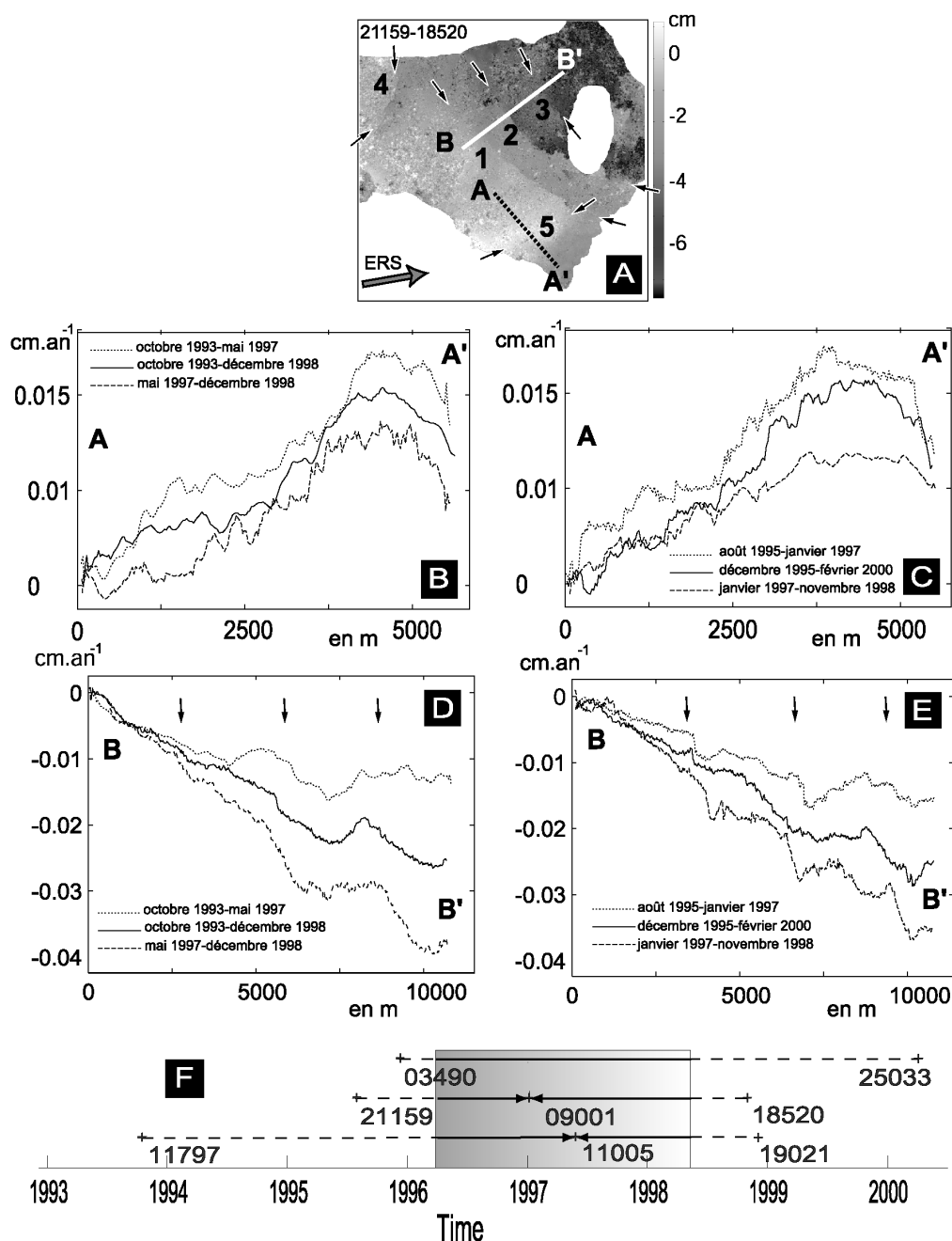


Fig.II.21 : Taux de déplacement le long de coupes dans les interférogrammes ascendants déroulés. Les valeurs négatives du taux de déplacement signifient que le sol s'éloigne du satellite. En orbite ascendante, un mouvement vers l'Est crée une augmentation de la distance Terre-satellite. A l'inverse, le soulèvement de la base de l'Etna entraîne un raccourcissement de cette distance, les valeurs du taux de déplacement sont positives. A : Localisation des coupes sur l'interférogramme déroulé 21159-18520. La flèche grise indique la direction de prise de vue du satellite. B et C : Comparaison du taux de déplacement le long de coupes réalisées à travers la ride anticlinale (A-A'). D et E : Comparaison du taux de déplacement le long de coupes réalisées à travers les failles du flanc Sud-Est (B-B'). F : Intervalles de temps couverts par les interférogrammes. La zone grisée correspond à la période d'activité des différentes structures. Les flèches noires indiquent la position des failles.

Fig.II.21 : Displacement rates along cross-sections made in unwrapped ascending interferograms. Negative values of the displacement rates indicate that the ground moves away from the satellite. In ascending orbit, an eastward movement creates an increase in the Ground-Satellite distance. On the contrary, the uplift at the base of Etna creates a shortening of this distance. Values of the displacements rates are positive. A : Location of the cross-sections on the unwrapped interferogram

21159-18520. The grey arrow indicates the line of sight of the satellite. B and C: Comparison of displacement rates along cross-sections made across the anticlinal ridge (A-A'). D and E: Comparison of the displacement rates along cross-sections made across the South-eastern flank faults (B-B'). F: Time Intervals covered by interferograms. The greyed area corresponds to the period of activity of the various structures. Black arrows indicate the position of the faults.

Ces observations indiquent des déplacements continus plutôt qu'un mouvement instantané le long des failles du SE. Ces déplacements n'ont pas été accompagnés d'activité sismique ce qui montre que c'est un fluage asismique (seulement quelques évènements en Octobre-Novembre 1997, de faibles magnitudes, affectant les flancs Sud et Est). Ce type de mouvements a déjà été envisagé par Rasà et al. (1996) pour les failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri (MTT).

De même, la période d'activité de la faille de Ragalna (Mars-Avril 1996 à juillet-août 1998) a été marquée par une activité sismique faible (La Volpe et al., 1999). Nous en déduisons que cette structure a aussi subi un fluage asismique. Historiquement, la faille de Ragalna était caractérisée surtout par des déplacements cosismiques. Des glissements asismiques ont déjà été documentés le long de cette faille (Rust et Neri, 1996 ; Azzaro, 1999).

#### 3.7.4. Pompages d'eau :

Le flanc SE de l'Etna est affecté par un autre type de déplacements, il s'agit de subsidences très localisées que l'on retrouve au Sud-Est de l'édifice (Fig. 22 coupes A, B et C) au niveau des villages de San Giovanni la Punta, de Aci San Antonio et Viagrande. On observe également ce type d'activité sur le flanc Ouest du volcan au niveau de la ville de Bronte mais avec une plus faible amplitude (Fig. 22 coupes D et F). Ces franges concentriques de très faibles longueurs d'onde ont été interprétées, comme ayant une origine anthropique. Celles-ci seraient liées à des pompages d'eau dans des zones urbanisées (Froger et al., 2001). Au niveau de la zone d'étude, cette subsidence, importante puisqu'elle intéresse une zone de forme elliptique de plus de 8 km sur 4 km, masque les déplacements associés à la partie Est de la faille 3 (Fig. II.18 et II.19). Les subsidences liées aux pompages d'eau sont actives sur des périodes de temps plus importantes que les autres mouvements: au moins de 1992 à 1999. On peut facilement les observer par exemple sur l'interférogramme 06286-11797 (27septembre 1992-17 novembre 1993) (Fig. II.11). L'intensité des pompages a sans doute diminué puisque ces déplacements sont moins intenses depuis 1997.

Dans la suite de l'étude, cette région sera masquée au même titre que les zones de faible cohérence et celles correspondant à la mer ionienne.

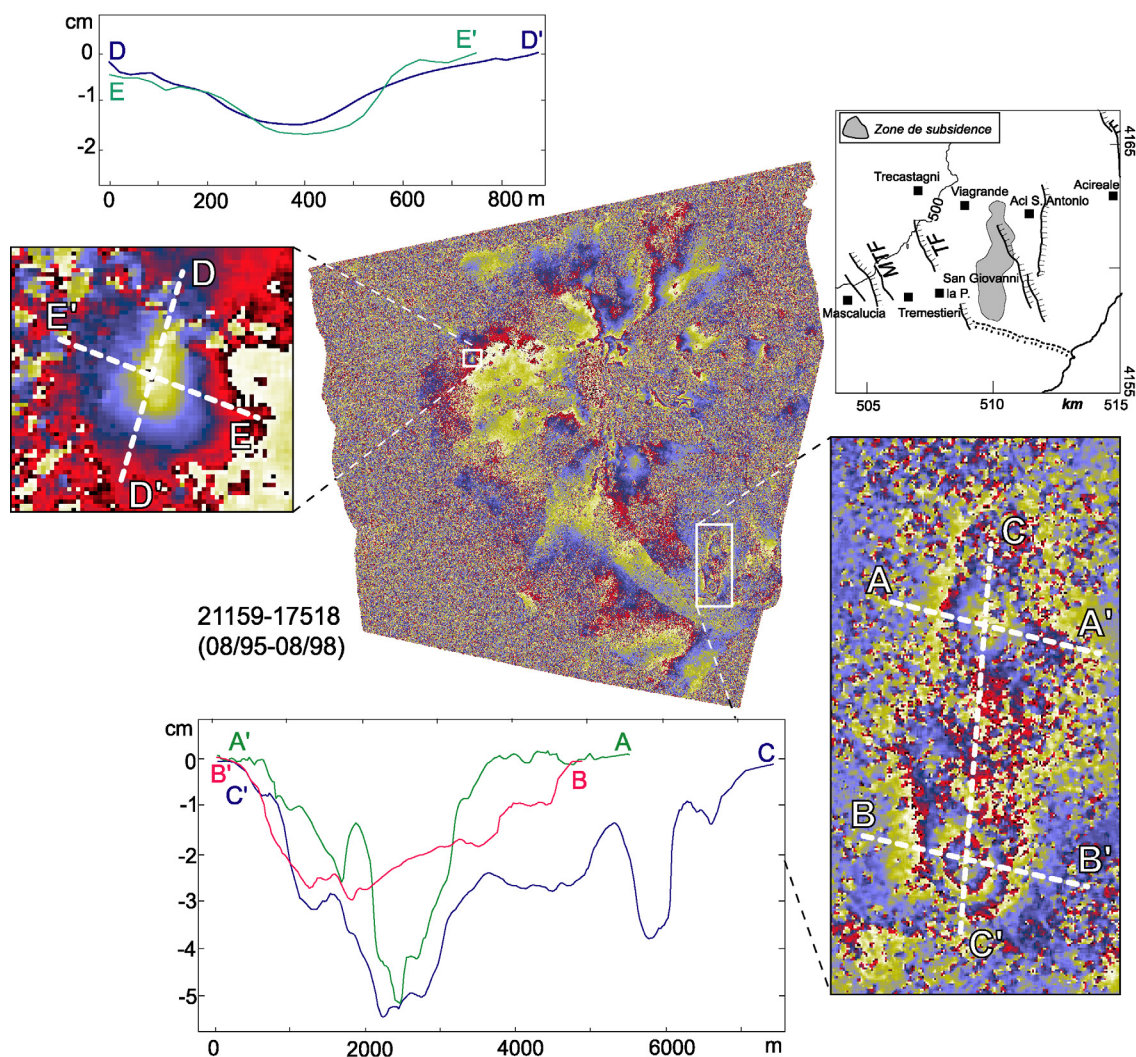


Fig. II.22 : Pompages d'eau repérés dans l'interférogramme ascendant 21159-17518 (08/95-08/98) au niveau des villages San Giovanni la Punta, Viagrande et Aci San Antonio (coupes A, B et C) au Sud-Est et de Bronte (coupes D et E) au Nord-Est. Les différentes coupes représentent les déplacements déroulés dans l'axe de visée du satellite et sont repérées sur les extraits de l'interférogramme.

Fig. II.22 : Water pumpings determined on ascending interferogram ascending 21159-17518 (08/95-08/98) near the village San Giovanni Punta, Viagrande and Aci San Antonio (cross-sections A, B and C) in South-east and Bronte (cross-sections D and E) in the North-East. The various cross-sections represent unwrapped displacements projected on the line of sight of the satellite and are indicated on extracts of the interferogram.

### 3.7.5. Déroulement et Stacking :

Les interférogrammes dont la scène maîtresse est antérieure à mars 1996 et dont la scène esclave est postérieure à août 1998, couvrent toute la période d'activité des structures du Sud-Est et intègrent les mêmes déplacements. Nous pouvons donc calculer un interférogramme moyen pour les orbites ascendantes et un autre pour les orbites descendantes afin de diminuer le bruit aléatoire des interférogrammes sans tenir compte du temps couvert par chaque interférogramme.



Nous avons sélectionné 18 interférogrammes ascendants et 11 interférogrammes descendants (tableaux. II.1 A et B), parmi ceux qui couvrent toute la période entre mars 1996 et août 1998. Les interférogrammes choisis ont une bonne cohérence sur la zone d'étude et les mouvements le long des failles des flancs Sud et Sud-Est et de la ride anticlinale sont parfaitement apparents. (Fig. II.18 et II.19).

Maîtresse		Esclave		A.A
<b>21252</b>	08/08/1995	<b>19615</b>	20/01/1999	2164,9 m
<b>21252</b>	08/08/1995	<b>21619</b>	09/06/1999	267,5 m
<b>21252</b>	08/08/1995	<b>24625</b>	05/01/2000	1644,1 m
<b>21252</b>	08/08/1995	<b>28633</b>	11/10/2000	1710,3 m
<b>23757</b>	30/01/1996	<b>21619</b>	09/06/1999	216,8 m
<b>23757</b>	30/01/1996	<b>24625</b>	05/01/2000	128,4 m
<b>23757</b>	30/01/1996	<b>19615</b>	20/01/1999	113,2 m
<b>4084</b>	31/01/1996	<b>17611</b>	02/09/1998	170,4 m
<b>4084</b>	31/01/1996	<b>19615</b>	20/01/1999	267,8 m
<b>4084</b>	31/01/1996	<b>23623</b>	27/10/1999	160,4 m
<b>4084</b>	31/01/1996	<b>24625</b>	05/01/2000	208,1 m

Tableau II.1.A : Interférogrammes descendants sélectionnés couvrant la période de déplacement. L'altitude d'ambiguïté (A.A.) moyenne est de 641 m, ce qui garantit une faible sensibilité aux éventuels défauts du MNT.

Table II.1.A : Selected descending interferograms covering the period of displacements. The average altitude of ambiguity (A.A.) is 641 m, which guarantees a low sensitivity to possible inaccuracies of the DEM.

Maîtresse		Esclave		A.A
<b>9793</b>	30/05/1993	<b>22528</b>	11/08/1999	101 m
<b>9793</b>	30/05/1993	<b>27037</b>	21/06/2000	124,7 m
<b>9793</b>	30/05/1993	<b>27538</b>	26/07/2000	100,1 m
<b>10294</b>	04/07/1993	<b>17518</b>	26/08/1998	146,1 m
<b>10294</b>	04/07/1993	<b>18520</b>	04/11/1998	299,7 m
<b>10795</b>	08/08/1993	<b>22528</b>	11/08/1999	74,7 m
<b>10795</b>	08/08/1993	<b>37191</b>	25/08/1998	120,8 m
<b>11797</b>	17/10/1993	<b>19021</b>	09/12/1998	442,9 m
<b>19656</b>	18/04/1995	<b>21526</b>	02/06/1999	219,2 m
<b>19656</b>	18/04/1995	<b>22528</b>	11/08/1999	1430,7 m
<b>19656</b>	18/04/1995	<b>25033</b>	02/02/2000	515,4 m
<b>21159</b>	01/08/1995	<b>17518</b>	26/08/1998	174,3 m
<b>21159</b>	01/08/1995	<b>27037</b>	21/06/2000	97,2 m
<b>22161</b>	10/10/1995	<b>21526</b>	02/06/1999	88,3 m
<b>22161</b>	10/10/1995	<b>25033</b>	02/02/2000	207,5 m
<b>22662</b>	14/11/1995	<b>21025</b>	28/04/1999	156,5 m
<b>3490</b>	20/12/1995	<b>21526</b>	02/06/1999	138,7 m
<b>3490</b>	20/12/1995	<b>25033</b>	02/02/2000	72,9 m

Tableau. II.1.B : Interférogrammes ascendants sélectionnés couvrant la période de déplacement. L'altitude d'ambiguïté (A.A.) moyenne est de 251 m.

Table II.1.B : Selected ascending interferograms covering the period of displacements. The average altitude of ambiguity (A.A.) is 251 m.

Avant d'être moyennés, les interférogrammes doivent être déroulés, ce qui permet de lever l'indétermination liée aux sauts de phase (Fig. II.7). Pour le déroulement, nous avons utilisé l'algorithme SNAPHU (statistical-cost network flow phase unwrapping) (Chen et Zebker, 2001). Un exemple de déroulement est donné par la figure II.23 A et B : le résultat est un interférogramme en phase exprimée de  $-2\pi.N1$  à  $2\pi.N2$  où  $N1$  et  $N2$  dépendent du minimum et du maximum de déplacements. Dans l'interférogramme déroulé, les phases sont connues à une constante près liée à la relativité de la mesure interférométrique (Massonnet et Feigl, 1998).

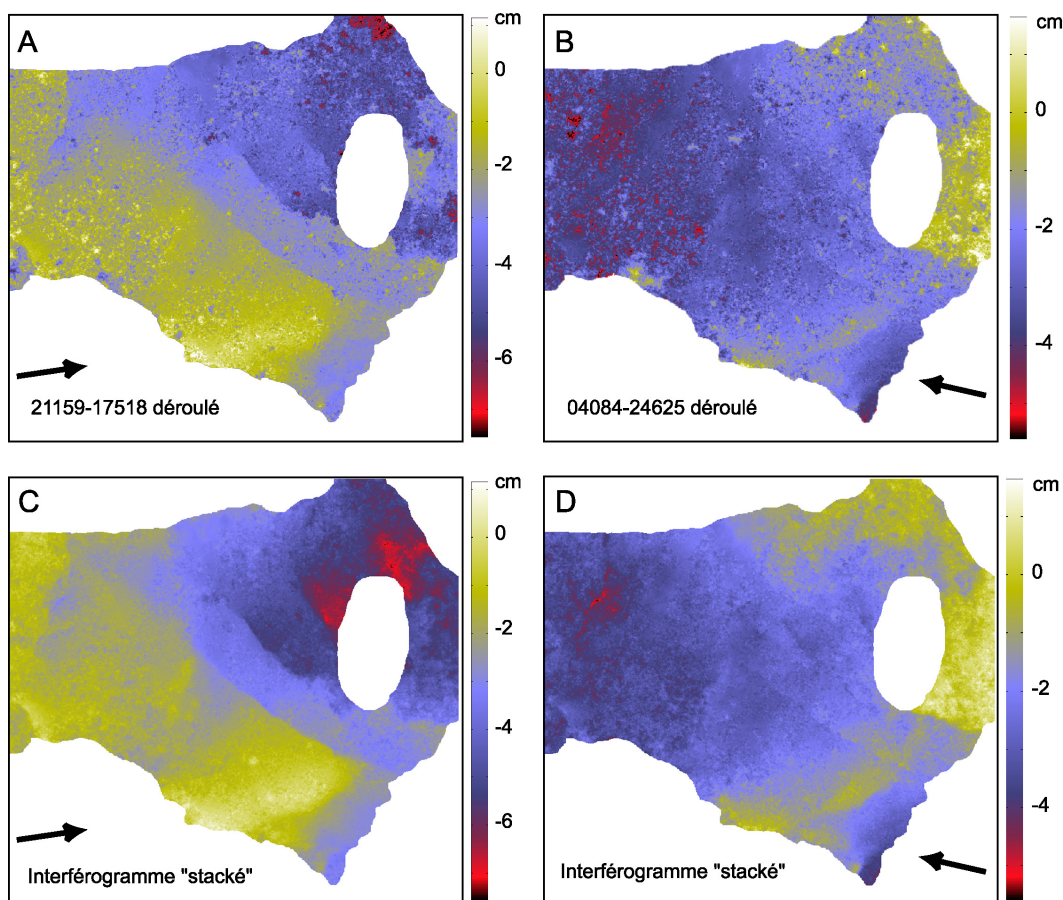


Fig. II.23 : A : Interférogramme ascendant 21159-17518 (08/95-08/98) déroulé et exprimé en cm. B : Interférogramme descendant 04084-24625 (01/96-01/00) déroulé et exprimé en cm. C : Interférogramme moyen produit par « stacking » des interférogrammes sélectionnés en orbite ascendante. D : Interférogramme moyen produit par « stacking » des interférogrammes sélectionnés en orbite descendante. Les interférogrammes moyens ou « stackés » sont encore connus à une constante près. Les pompages d'eau, les zones de faible cohérence et la mer ont été masqués. Les flèches noires indiquent la direction de prise de vue.

Fig. II.23 : A : Ascending interferogram 21159-17518 (08/95-08/98) unwrapped and expressed in cm b: Descending interferogram 04084-24625 (01/96-01/00) unwrapped and expressed in cm C: Average interferogram produced by "stacking" the selected interferograms in ascending orbit. D: Average interferogram produced by "stacking" the selected interferograms in descending orbit. Average (or stacked) interferograms are known except for an additive constant. Water pumpings, low coherence area and the sea are masked. Black arrows indicate the line of sight of the satellite.

L'interférogramme composite, résultat de ce « stacking », est défini à une constante près correspondant à la somme des décalages de tous les interférogrammes. Les figures II.23.C et D montrent clairement la diminution de bruit liée au stacking.

### 3.7.6. Calcul des composantes verticales et Est-Ouest des déplacements :

Notre base de données composée à la fois d'images ascendantes et descendantes, nous donne accès à la projection des déplacements dans deux directions. Pour les données ERS à l'Etna, les vecteurs de projection dans la direction Terre-Satellite sont pour les orbites ascendantes  $[A_Y=-0.085; A_Z=0.904; A_X=-0.418]$  et  $[D_Y=-0.077; D_Z=0.925; D_X=0.373]$  pour les orbites descendantes où Y, Z et X sont respectivement les composantes Nord-Sud, Verticale, Est-Ouest. Si l'on projette les déplacements dans la direction Terre-Satellite, on effectue l'opération suivante :

$$\begin{aligned} U_{\text{desc}} &= D_Y \cdot U_y + D_Z \cdot U_z + D_X \cdot U_x \\ U_{\text{asc}} &= A_Y \cdot U_y + A_Z \cdot U_z + A_X \cdot U_x \end{aligned} \quad (1)$$

où  $U_x$ ,  $U_y$  et  $U_z$  sont les 3 composantes du déplacement et  $U_{\text{asc}}$ ,  $U_{\text{desc}}$  sont, respectivement, les déplacements projetés dans la direction Terre-Satellite pour les orbites ascendantes et descendantes.

Les données ERS-InSAR à l'Etna sont essentiellement sensibles aux composantes Est-Ouest et verticales du champ de déplacement. Elles sont peu sensibles à la composante Nord-Sud qui contribue seulement pour 6% du déplacement dans la direction Terre-Satellite. Ainsi, nous avons négligé les termes  $D_Y \cdot U_y$  et  $A_Y \cdot U_y$  dans le système (1). Ces hypothèses nous permettent d'écrire les composantes verticales  $U_x$  et Est-Ouest  $U_z$  des déplacements de la manière suivante :

$$\begin{aligned} U_x &= ((A_Z \cdot U_{\text{desc}}) - (D_Z \cdot U_{\text{asc}})) / ((D_X \cdot A_Z) - (A_X \cdot D_Z)) \\ U_z &= ((A_X \cdot U_{\text{desc}}) - (D_X \cdot U_{\text{asc}})) / ((D_X \cdot A_Z) - (A_X \cdot D_Z)) \end{aligned} \quad (2)$$

### 3.7.7. Interprétations des déplacements entre 1996 et 1998 :

Le résultat de ce calcul est donné par les figures II.24.A et B qui montrent le déplacement cumulé des failles pour leur période d'activité c'est-à-dire entre mars-avril 1996 et juillet-août

1998 dans deux directions. Cette décomposition des déplacements confirme les interprétations faites par Froger et al. (2001) à partir des seuls interférogrammes ascendants, concernant la localisation des structures actives et la nature des déplacements le long de ces structures. Les flancs Sud et Sud-Est ont donc été affectés par deux types de mouvements :

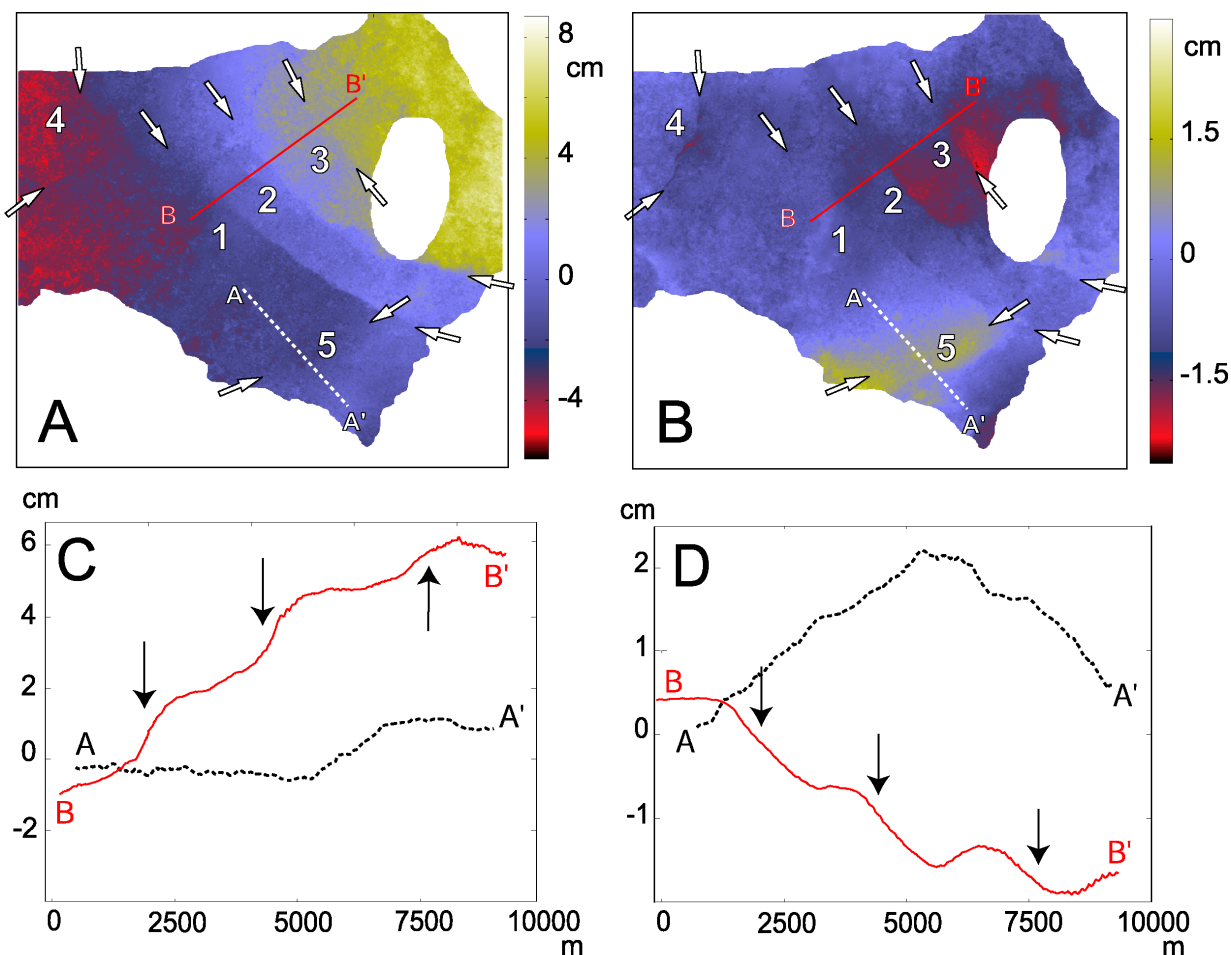


Fig. II.24 : A : Composante Est-Ouest du déplacement. B : Composante verticale du déplacement. C : Déplacements Est-Ouest le long des coupes (Positif vers l'Est) A-A' et B-B'. D : Déplacement vertical le long des coupes A-A' et B-B'. Les flèches noires dans les coupes indiquent la position des failles mises en évidence.

Fig. II.24 : A : East-West displacements. B: Vertical displacements. C: East-West displacements along cross-sections A-A' and B-B' (positive towards the East). D: Vertical displacement along cross-sections A-A' and B-B'. Black arrows in the cross-sections indicate the faults location evidenced by radar interferometry.

1. La ride anticlinale (5 sur la figure II.24) est caractérisée quant à elle par un soulèvement de longueur d'onde plus importante que celle observée le long des failles. L'axe de ce soulèvement présente une courbure moins prononcée que celui proposé par Froger et al. (2001) (Fig. II.25), ceci est plus en accord avec les mesures de terrain (Bousquet et al., 1988 ; Lanzafame et al., 1997b). A partir de l'estimation des composantes verticales et Est-Ouest du déplacement, il est difficile de mettre en évidence le prolongement des mouvements le long de

la ride vers l'Ouest car c'est une zone bruitée des interférogrammes. Les données de terrain montrent une continuité de l'anticlinal vers l'Ouest (Bousquet et Lanzafame, 1986 ; Borgia et al., 1992 ; Lanzafame et al., 1997b). Nous avons donc considéré, comme Froger et al. (2001), que la ride se prolongeait jusqu'au Sud du village de Paterno. Vers l'Est, l'influence de la ride semble diminuer au niveau des failles 1 et 2 de la figure II.24 dont le jeu recoupe ce soulèvement. Cependant la ride pourrait se prolonger en mer ionienne, comme proposé par Borgia et al. (2000), mais ce n'est pas visible sur les données interférométriques. Une autre caractéristique importante de cette structure est l'augmentation de la longueur d'onde du soulèvement quand on se déplace le long de l'axe de l'anticlinal d'Est en Ouest.

2. Les failles MTT (1, 2 et 3 de la Fig. II.24. A et B) sont associées à des mouvements normaux et dextres. Dans le détail, les déplacements le long de ces structures Sud-Est ont les caractéristiques suivantes :

- Les failles sont marquées par des discontinuités de déplacements nettes visibles aussi bien sur la composante horizontale que sur la composante verticale.

- Le secteur limité par deux failles successives est affecté d'un mouvement global vers l'Est.

- Le secteur Nord-Est de la zone d'étude est soumis à un mouvement global vers l'Est.

- La composante horizontale du mouvement est supérieure à la composante verticale.

- Le jeu vertical des failles est plus important dans leur partie centrale qu'à leurs extrémités. La faille 2 de la figure II.24 présente même un jeu très légèrement inverse dans sa partie la plus orientale. Ce mouvement, déjà envisagé par Lo Guidice et Rasà (1992) pour l'extrémité Est de ce système de failles de Mascalucia-Trecastagni, est probablement lié à l'influence du soulèvement de la ride anticlinale.

- l'extension Nord-Ouest de ces failles est plus importante que celle proposée par Froger et al. (2001) (Fig. II.25).

Les déplacements verticaux sont normaux le long de la faille de Ragalna. Ce jeu est compatible avec la nature normale dextre mise en évidence sur le terrain. Ce mouvement est plus faible que celui des failles 1, 2 et 3 de la figure II.24. Ceci est conforme avec les observations de Rust et Neri (1996), qui montrent que la faille de Ragalna est caractérisée par un jeu dextre. Cette faille orientée Nord-Sud sur une grande partie de sa longueur ne peut pas être mise en évidence par les études InSAR car ces données sont peu sensibles aux déplacements Nord-Sud. La composante Est-Ouest du champ de déplacement aurait pu mettre en évidence un

décrochement dextre, conséquence du mouvement Nord-Sud dans la partie Sud de la faille de Ragalna mais cette zone est bruitée. Les seuls mouvements mesurés sur la faille de Ragalna sont des mouvements normaux. On observe cependant, sur les interférogrammes figure II.13. A1 et A2 par exemple, que l'extension de cette faille vers le Nord est plus importante que ce qui a été envisagé jusqu'à présent dans les études de terrain (Rust et Neri, 1996) et à partir des données interférométriques (Froger et al., 2001). La faille de Ragalna se prolonge vers le Nord au moins jusqu'à la rift zone Ouest en conservant sa direction Nord-Sud (Fig. II.25). La direction de cette structure est distincte de celles des autres failles mises en évidence suggérant une évolution ou une origine différente des structures MTT.

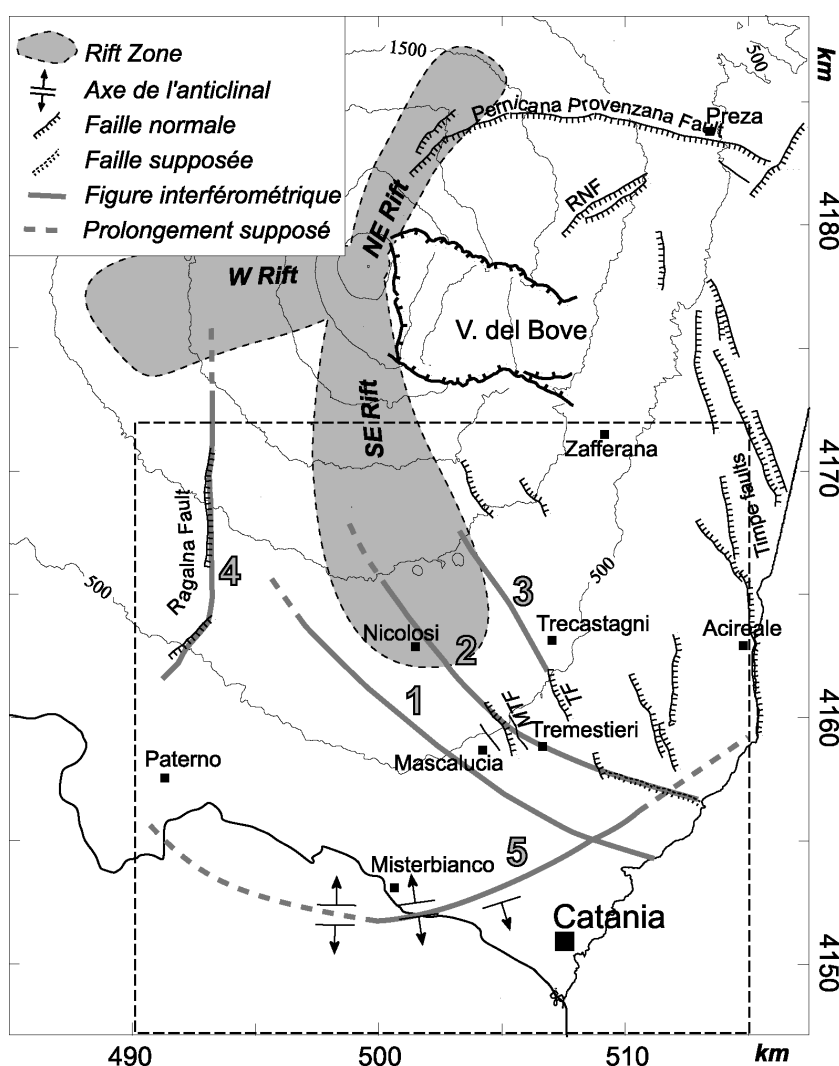


Fig. II.25 : Failles mises en évidence par les interférogrammes superposées à la carte structurale de l'Etna (d'après Froger et al. (2001) et Lo Giudice et Rasà (1992)). Le cadre pointillé correspond à la zone d'étude. MTF : Faille de Mascalucia Tremestieri. TF : Faille de Trecatagni. RNF : failles des Ripa della Naca. Les coordonnées sont exprimées dans le système UTM WGS 84.

Fig. II.25 : Faults shown by the interferograms superimposed on the structural map of Mt. Etna (From Froger et al. (2001) and Lo Giudice and Rasà (1992)). The dotted framework corresponds to the studied area. MTF: Mascalucia Tremestieri faults. TF: Be Trecatagni fault. RNF: Ripa della Naca faults. Coordinates are expressed in the UTM WGS 84 system.

L'étude des événements éruptifs montre que l'Etna, après une période de calme de 93 à 95, a repris une activité importante de novembre 1995 à août 1996, marquée par une série de 10 violents épisodes de fontaines de lave dans le cratère Nord-Est, et par une activité

strombolienne semi-continue au cratère de la Voragine (Behncke et Néri, 2003). Cette reprise d'activité est contemporaine de l'initiation des mouvements mis en évidence par les interférogrammes, ce qui suggère un lien entre les 2 types de phénomènes (Mc Guire et al., 1990 ; Froger et al, 2001). De plus, pendant la période d'activité des structures, le dynamisme éruptif de l'Etna est caractérisé par un volcanisme effusif et strombolien majoritairement intra-cratérique au niveau des cratères Sud-Est et de la Voragine (Calvari et al., 2001 ; Behncke et al., 1999). La fin de période de déplacements est ponctuée par un changement de l'activité volcanique qui devient fortement explosive à partir de juillet 98 (Coltelli et al., 2000 ; Rothery et al., 2001). L'Etna connaît alors des épisodes de fontaines de lave et des épisodes explosifs avec formation de colonne éruptive. Cette activité se poursuit jusqu'en janvier 1999.

#### 3.7.8. Déplacements entre 1999 et 2000 :

Sur plusieurs interférogrammes ascendants et descendants acquis entre janvier 1999 et novembre 2000 (21025-26035 (avril 99-avril 00) pour les orbites ascendantes (Fig. II.26-B) et 19615-28633 (janvier 99-octobre 00) pour les orbites descendantes (Fig. II.26-A)), nous avons également noté des déplacements le long des failles de MTT et de Ragalna (Fig. II.26). Ces mouvements sont difficilement quantifiables, même dans les zones où on les observe, car ils sont masqués par le bruit mais ils sont qualitativement compatibles avec les mouvements déterminés pour la période précédente, c'est-à-dire un jeu normal dextre le long de ces failles. Les déplacements le long des structures du flanc Sud-Est sont beaucoup plus faibles qu'entre mars 1996 et août 1998. La continuité des déplacements, le long des structures 2 et 3 notamment, n'existe plus, ce qui laisse supposer soit que seules certaines parties des failles MTT et de Ragalna sont actives entre 1999 et 2000, soit que la continuité des déplacements est masquée par le bruit des interférogrammes.

On note également la présence d'une figure interférométrique que l'on n'a pas observée précédemment dans l'interférogramme ascendant 21025-26035 (structure b de la figure II.26-B). Celle-ci n'étant visible que sur des interférogrammes combinant la scène 26035 (12 avril 2000), elle correspond vraisemblablement à un artefact associé à cette scène.

De même, on remarque un manque de cohérence entre les interférogrammes ascendants et descendants le long de la ride anticlinale au Sud de l'édifice. Les mouvements verticaux ont la même signature sur les deux types d'interférogrammes et l'existence d'un tel déplacement devrait se manifester par une figure interférométrique identique sur les différents

interférogrammes. La discontinuité (a) de la figure II.26-A de l'interférogramme descendant 19615-28633 (janvier 1999-octobre 2000) proche de l'axe de la ride anticlinale n'est pas symétrique par rapport à cet axe, comme elle l'était précédemment. Une étude de la base de données des interférogrammes descendants montre que la discontinuité (a) (Fig. II.26-A) n'est observable que dans les interférogrammes impliquant la scène 28633 (11 octobre 2000). Elle correspond certainement aussi un artefact au Sud de la zone d'étude.

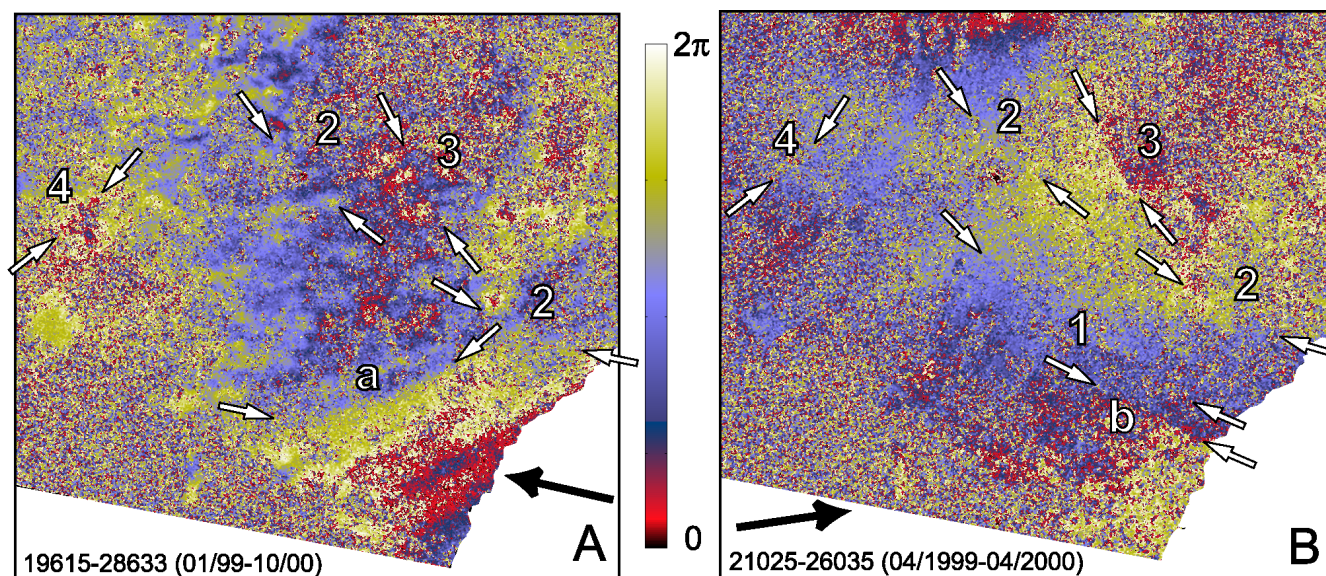


Fig. II.26 : Extraction de la zone d'étude (non masquée) de deux interférogrammes couvrant la période entre 1999 et 2000. A. Interférogramme descendant. B. Interférogramme ascendant. Les différentes structures ou parties de structures actives pendant cette période sont repérées par des flèches et numérotées avec les mêmes chiffres que précédemment (Fig. II.25 par exemple). a et b correspondent à des discontinuités interférométriques que l'on ne retrouve pas dans des interférogrammes indépendants.

Fig. II.26 : Extraction of the studied area (not masked) from two interferograms covering the period between 1999 and 2000. A. Descending interferogram. B. Ascending Interferogram. The various structures or portions of active structures for this period are shown by arrows and numbered with the same numbers as previously (fig. II.25 for example). a and b correspond to interferometric discontinuities as these features are not present in independent interferograms.

Les interférogrammes étudiés intègrent près de 21 mois de mouvements. Cependant la base de données dont nous disposons pour cette période est trop faible pour pouvoir cerner convenablement la période d'activité. La faible amplitude des déplacements enregistrés peut s'interpréter de 2 façons :

- des déplacements moins intenses le long des structures des flancs Sud et Sud-Est entre janvier 1999 et novembre 2000 qu'entre mars 1996 et août 1998
- des interférogrammes n'intégrant que le début de l'activité des failles et par conséquent une faible partie des mouvements.



La période couverte par ces interférogrammes correspond à une période de reprise d'activité éruptive intensive à l'Etna caractérisée par des épisodes violents de fontaines de lave d'abord à la Bocca Nuova à la fin de l'année 1999 puis au cratère Sud-Est entre janvier et août 2000. Durant cette période, les structures mises en évidence pour la période 96-98 ne sont pas toutes actives. S'il existe des déplacements le long des failles MTT et de Ragalna, on ne remarque pas d'évidence de mouvements le long de la ride anticlinale (particulièrement bruitée). Cependant l'existence d'un lien au moins temporel entre l'activité volcanique et les mouvements affectant le flanc SE semble confirmé par cette étude et devra être pris en compte dans les modèles d'évolution de l'Etna.

## ***III. Modélisation***

## III. Modélisation

### RESUME

L'étude du champ de déformation par interférométrie radar a permis de mettre en évidence des déplacements de grandes échelles affectant les flancs Sud et Sud-Est de l'Etna entre 1996 et 1998. Nous avons utilisé une méthode mixte d'éléments frontières qui permet la prise en compte de fractures, de dykes et d'une topographie réaliste afin de modéliser numériquement ces déplacements. En faisant des essais-erreurs et en comparant les pourcentages de données expliquées pour les différents modèles, la géométrie des différentes structures et les contraintes à l'origine des déplacements observés ont été caractérisées. L'influence sur le champ de déplacements des paramètres géométriques des failles (profondeur, pendage, extension horizontale dans le cas de failles listriques), de la présence de un ou plusieurs plans de glissements (d'étendue, de géométrie et de profondeur variables) et de différents types de contraintes (régionales, gravitaires et magmatiques) a été testé. Notre étude montre que le soulèvement de la ride anticlinale est compatible avec une compression régionale orientée N 170° active en profondeur sur un plan de glissement sub-horizontale situé sous le flanc Sud de l'édifice. Nos modèles révèlent également qu'il existe une variabilité verticale du champ de contrainte à l'Etna. En effet, les déplacements le long des failles Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri s'expliquent par un plan de glissement superficiel sous le flanc Est limité au Nord par la faille de Pernicana-Provenzana et au Sud par les failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri, entraîné vers l'Est par une extension régionale orientée N 95° et par les forces gravitaires. De plus, les contraintes magmatiques, liées à une injection de magma, peuvent jouer le rôle de déclencheur de ces mouvements de flancs, expliquant ainsi l'existence du lien temporel entre les déplacements du flanc Est et l'activité éruptive, et les mouvements vers l'Ouest.

### ABSTRACT

Radar interferometry allows us to demonstrate the presence of active large-scale displacements affecting the southern and south-eastern flanks of Mount Etna between March 1996 and August 1998. For the numerical modelling of the displacement field, we have used a three-dimensional mixed boundary element method, which takes into account fractures, dykes and realistic topography. We made trials and errors studies and compared the percentage of explained data for all the different models in order to constrain the geometry of the structures as well as the stress field responsible for the observed displacements. The influence on the displacement field of the geometrical parameters of faults (depth, dip, horizontal extension in the case of listric faults), the presence of one or more decollements (of variable extent, geometry and depth) and various types of stress field (regional, gravitational and magmatic) have been tested. Our work reveals that the uplift of the anticlinal ridge to the South of the volcano is compatible with a regional compression oriented N 170° acting on a deep decollement underlying the south of the volcano. Our models also show a vertical variability of the stress field. Indeed, displacements along the Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri (MTT) faults are explained by a shallow decollement under the eastern flank and limited to the North by the Pernicana-Provenzana fault and to the South by the MTT faults, dragged towards the East by a regional extension oriented N 95° and by gravitational forces. Moreover, we proposed that magmatic forces, related with magma injection in the rift zones, explain the westward displacements observed on the western flank and trigger the flank instabilities. This explains the temporal link between the initiation of the displacements of the southern and south-eastern flanks and the volcanic activity, and the motion of Etna west flank towards the West.

## III Modélisation

L'objectif de cette étude est de comprendre l'évolution volcano-tectonique de l'Etna. Pour cela, on modélise numériquement les déplacements et on essaie de déterminer les structures et contraintes qui expliquent le mieux nos données interférométriques.

Les phénomènes à l'origine des déformations associées au fonctionnement d'un édifice volcanique sont complexes et se localisent le plus souvent en profondeur. Seules les mesures de surface, par exemple géodésiques (GPS, nivellement, EDM, interférométrie radar), permettent d'appréhender ces phénomènes. Ces techniques sont, avec la sismicité, les méthodes les plus couramment utilisées pour surveiller et prédire les regains d'activité éruptive des volcans actifs. Les mesures en continu sont principalement employées pour détecter des modifications de l'activité par rapport à la normale et prédire les éruptions. Elles sont complémentaires des mesures ponctuelles dans le temps comme l'interférométrie radar ou les campagnes de mesures géodésiques qui permettent des mesures plus denses spatialement et offrent la possibilité via la modélisation, de caractériser a posteriori les structures et les contraintes à l'origine des champs de déplacements.

### 1. METHODOLOGIE :

#### 1.1 GENERALITES :

La modélisation en Sciences de la Terre cherche à expliquer les phénomènes naturels. Elle repose sur l'utilisation d'hypothèses simplificatrices permettant la mise en œuvre de modèles dont les résultats seront comparés aux phénomènes naturels. Pour les déformations, il en existe plusieurs types. Les modèles analogiques, que nous n'aborderons pas, sont basés sur une mise à l'échelle en laboratoire des distances, des contraintes et du temps dans le but de reproduire en modèle réduit les déformations et les structures observées. Les modèles analytiques consistent en la résolution exacte d'un problème physique simplifié. Ils reposent sur la mise en équation des comportements, comme pour le calcul présenté en Annexe I. Enfin les modèles numériques correspondent à une discrétisation du problème physique permettant l'utilisation d'outils informatiques de calcul.

Nous avons choisi d'utiliser la modélisation numérique pour plusieurs raisons. En effet, cette méthode permet notamment de contrôler précisément les paramètres géométriques des

structures, de comparer quantitativement les modèles avec les données et de prendre en compte la réactivation de structures pré-existantes.

#### 1.1.a. Les modèles de déformation en Volcanologie :

En Sciences de la Terre, la plupart des modèles utilisés pour rendre compte des champs de déplacements mesurés, considèrent que les volcans sont des milieux semi-infinis, linéaires, élastiques et homogènes. Les modèles élastiques linéaires sont adéquats pour analyser les déformations associées à la mise en place de dykes, à des variations de pressions dans des réservoirs magmatiques et à des déplacements le long de failles (Pollard et Muller, 1976 ; Cayol et Cornet, 1998a ; Amelung et al., 2000), car ces phénomènes sont associés à des gradients de déplacements faibles.

Les modèles généralement utilisés en volcanologie considèrent des sources de perturbation correspondant, soit à un changement de pression dans un réservoir magmatique soit à une dislocation le long d'une fracture plane.

Mogi (1958) a proposé un modèle analytique permettant le calcul des déplacements de la surface du sol induits par une source de pression sphérique considérée comme ponctuelle (rayon  $r$  de la sphère étant très inférieur à sa profondeur  $D$ ) située dans un milieu semi-infini élastique et homogène. Mc Tigue (1987) a développé un modèle considérant les déplacements du sol induits par une source sphérique proche de la surface dans un milieu semi-infini. Il a montré que dans le cas d'une source proche de la surface, en utilisant le modèle de source ponctuelle, on sous-estime la profondeur de la source. Des modèles analytiques de sources ellipsoïdales orientées de façon quelconque dans un milieu semi-infini ont été proposés par Davis (1986). Le premier modèle numérique, de type éléments finis (Dieterich et Decker, 1975) a permis le calcul des déformations associées à des réservoirs de formes quelconques situés dans un milieu semi-infini. Ils ont établi que, pour déterminer les géométries des sources, les déplacements verticaux et horizontaux étaient requis et que la profondeur de source estimée dépendait de sa géométrie.

Okada (1985) a développé un modèle analytique permettant de rendre compte des déformations associées à des fractures. Ce modèle, également utilisé en tectonique, autorise le calcul des déplacements liés à des dykes ou sills en imposant des ouvertures constantes, ou à des failles en imposant déplacements cisailants constants. Pollard et al. (1983) ont développé un modèle numérique de type éléments frontières en milieu semi-infini permettant de calculer le champ de déformation associé à des fractures sur lesquelles des pressions sont imposées.

Les modèles proposés pour rendre compte des champs de déformation peuvent être classés en fonction des caractéristiques du milieu, de la géométrie de la source, du type de perturbation et du type de calcul (Tableau. III.1).

Caractéristiques du Milieu	Géométrie de la source	Type de perturbation	Type de modèle	Références bibliographiques
Milieu élastique homogène semi-infini	Point / Sphère / Ellipsoïde	$\Delta P$	Analytique	Mogi (1958)/ Mc Tigue (1987)/ Davis(1986)
Milieu élastique homogène semi-infini	Plan	$\Delta u$	Analytique	Okada (1985)
Milieu élastique homogène semi-infini	quelconque	$\Delta P$	Numérique: éléments finis 2D (symétrie axiale)	Dieterich et Decker (1975), Pollard et al. (1983)
Milieu élastique homogène semi-infini	quelconque	$\Delta P, \Delta u$	Numérique: éléments frontières 2D (discontinuités de déplacement)	Crouch (1976), Cornet(1980), De Natale et Pingue (1993)
Milieu élastique homogène discontinu	quelconque	$\Delta \sigma$	Numérique: éléments frontières mixtes 3D	Cayol et Cornet (1997)
Milieu hétérogène (blocs rigides disjoints)	quelconque	g, P, T	numérique 2D	Paul et al. (1987)
Elastique poreux	Sphère	$\Delta P, \Delta T$	Analytique 1D	Bonafede (1990)

Tableau. III.1 : Tableau récapitulatif des principaux modèles de déformations utilisés en volcanologie (d'après Beauducel, 1998) où P est la pression,  $\sigma$  le vecteur contrainte, u le vecteur déplacement, g la pesanteur et T la température.

Table III.1 : Table Summarizing the major deformation models used in volcanology (according to Beauducel, 1998) where P is the pressure, S the stress vector, U the vector displacement, G gravity and T the temperature.

Les modèles les plus utilisés, sont les modèles analytiques de Mogi (1958) pour rendre compte des déformations créées par des variations de pression dans des réservoirs magmatiques et le modèle d'Okada (1985) qui permet de modéliser les dykes, les sills et les failles. C'est à partir de ces modèles que des sources de pressions ont été déterminées et localisées pour une douzaine de volcans actifs (Dvorak et Dzurisin, 1997). La popularité de ces modèles tient à leur facilité de mise en œuvre et à leur capacité à expliquer des mesures de déformations peu denses. Cependant, les trop fortes approximations (une source ponctuelle, milieu semi-infini, topographie plane) et l'arrivée de champs de déplacements plus denses, grâce à des méthodes comme l'interférométrie radar (Amelung et al., 2000), ont montré la limite de ces modèles. La position de la source et les estimations de pression et de volume de

magma mis en jeu sont approximatives; elles permettent juste de trancher qualitativement entre les différents phénomènes (dykes ou chambres magmatiques) à l'origine des mouvements (Beauducel, 1998).

Il est important si on veut quantifier les interprétations des champs de déformation de prendre en compte certaines complexités omises par les modèles les plus classiquement utilisés en volcanologie. Comme nous le montrerons, l'Etna, strato-volcan complexe, ne peut pas être représenté de façon adéquate par ces modèles simples.

#### 1.1.b. Complexités géométriques :

Le transport de magma vers la surface se fait souvent par l'intermédiaire de dyke. La contribution de ces structures au volume du volcan peut être importante, comme l'ont montré Chadwick et Dieterich (1995). Ces auteurs ont également observé que la forme du réservoir magmatique influençait le champ de contrainte et par conséquent la propagation des dykes vers la surface. Ainsi, les études des déformations associées aux variations de pression dans un réservoir, menées depuis Mogi (1958), ont établi que la méthode de modélisation devait prendre en considération des géométries complexes (Dieterich et Decker, 1975 ; Davis, 1986) pour rendre compte du champ de déplacements associés à des réservoirs.

De plus, un volcan est un édifice fracturé, parfois découpé par des discontinuités majeures le long desquelles la déformation se concentre. Aussi, dans le but de mieux contraindre les sources de déformation, Pollard et al. (1983) ou De Natale et Pingue (1993) ont établi que dans le cas d'un réservoir magmatique, les discontinuités (fractures ou failles) en surface influencent le champ de déformation autant que le réservoir. De même, Paul et al. (1987) ont modélisé les déplacements associés à l'éruption du Mt St. Helens par un modèle de blocs solides disjoints en 2 dimensions. De la même manière, il peut également être important de considérer des géométries non planes pour les failles ou dykes. L'interférométrie et les études de terrains ont démontré que l'Etna est un édifice fracturé par de nombreuses failles notamment à l'Est et que certaines de ces structures sont courbes.

Ainsi les modèles numériques de volcans doivent permettre de prendre en considération la présence de failles, de dykes et également de réservoirs magmatiques de géométries variées.

1.1.c. Interaction entre fractures et réservoir :

Les sources de déformation dans un édifice volcanique sont rarement uniques, des phénomènes superficiels (intrusions de dykes, mouvements de failles) se superposent aux phénomènes profonds comme le remplissage d'un réservoir magmatique. Le plus souvent, les différentes sources sont modélisées en superposant des modèles analytiques correspondant à des sources ponctuelles (Mogi, 1958) et des fractures (Okada, 1985). Des précautions s'imposent car l'hypothèse selon laquelle l'influence d'une source de déformation sur une autre est négligeable n'est valable qu'à condition que ces sources soient suffisamment éloignées l'une de l'autre.

Dans le cas de l'Etna et de la zone que nous étudions, plusieurs structures ont été actives pendant la même période. Il est donc essentiel d'utiliser une méthode qui permette la prise en compte de plusieurs sources de déformation simultanément sans négliger leur interaction .

1.1.d. Prise en compte de la topographie :

Les strato-volcans, producteurs de reliefs, sont associés à des topographies importantes. Les modèles de déformations classiquement utilisés (Mogi, 1958 ; Okada, 1985) considèrent des sources de déplacements dans un demi-espace infini. L'influence de cette approximation topographique sur le champ de déformation a été étudiée par Mc Tigue et Segall (1988) et plus récemment par Cayol et Cornet (1998b) et Williams et Wadge (1998) pour des édifices axisymétriques. Plus les pentes sont importantes, plus les erreurs sont significatives. Ainsi négliger la topographie peut conduire à une surestimation de 50 % de la variation de volume de la source pour des pentes de 30° (Cayol et Cornet, 1998b).

La zone dans laquelle l'Etna s'est édifié est marquée par de fortes pentes. Le volcan culmine à 3300 m d'altitude et présente une forte asymétrie au niveau de ses pentes et des structures affectant ses flancs (Favalli et al., 1999). Les flancs Nord et Ouest montrent les pentes plus fortes (plus de 50% de ces flancs ont des pentes supérieures à 8°). L'édifice est, de plus, bordé au Nord et à l'Ouest par la chaîne Maghrébo-Appennine qui le contraint dans ces deux directions, ce qui explique sans doute que les pentes plus fortes soient sur les flancs Nord et Ouest (Favalli et al., 1999). Le flanc Est est découpé par une profonde dépression, la Valle del Bove. L'Etna domine la plaine de Gela-Catane au Sud, le bassin océanique ionien à l'Est. Le passage du continent « Sicilien » au bassin océanique ionien est caractérisé par une chute brutale de la topographie. L'étude de l'Etna est réellement un problème en 3 dimensions,



chacune des caractéristiques précédentes peut influencer le champ de déplacements. Nous devons donc prendre en compte la topographie dans les calculs.

1.2 METHODE MIXTE DES ELEMENTS FRONTIERES EN 3 DIMENSIONS (3D-MBEM) :

1.2.a. Eléments frontières ou Eléments finis :

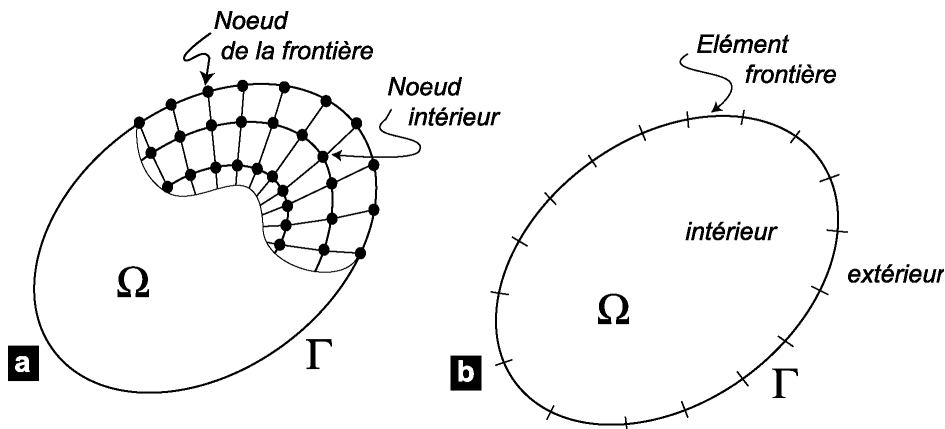


Fig. III.1 : Principe de discrétisation pour les méthodes numériques (modifié d'après Crouch et Starfield (1983)). (a) Eléments finis. (b) Eléments frontières.  $\Omega$  : Corps et  $\Gamma$  sa frontière.

Fig. III.1 : Principle of discretization for numerical modelling methods (modified from Crouch and Starfield (1983)). (A) Finite elements. (b) Boundary elements.  $\Omega$  : Corps and  $\Gamma$  its border.

La méthode des éléments frontières présente, par rapport à celles des éléments finis ou celles des différences finies, l'avantage de ne nécessiter une discrétisation du milieu qu'au niveau de la surface topographique et des discontinuités (failles, dykes, ou réservoir magmatique) sur lesquelles une contrainte sera appliquée (Fig. III.1). Le reste du milieu n'a pas besoin d'être discrétisé contrairement aux méthodes des éléments finis ou des différences finies qui réclament un maillage de tout le volume. La méthode des éléments frontières est donc moins coûteuse en temps de calcul et permet éventuellement de modifier la géométrie des discontinuités sans avoir à remailler l'ensemble du volume considéré.

1.2.b. Principes de la méthode 3D-MBEM :

La méthode des éléments frontières basée sur une discrétisation des frontières  $\Gamma$  d'un corps  $\Omega$  par un nombre fini d'éléments (Fig. III.1) et sur la superposition des solutions analytiques correspondant à des problèmes aux frontières connus (forces ponctuelles ou discontinuités de déplacements). En supposant que les équations différentielles qui gouvernent le problème

physique soient linéaires, on peut superposer ces solutions analytiques et les ajuster de façon à satisfaire les conditions aux frontières en chaque élément.

Une méthode mixte d'éléments frontières en 3 dimensions (3D-MBEM) a été mise au point par Cayol et Cornet (1997) afin de résoudre des problèmes comportant à la fois des réservoirs magmatiques ou des cavités, des fractures et des topographies. La 3D-MBEM est basée sur la combinaison de deux méthodes d'éléments frontières complémentaires : la méthode directe (Lachat et Watson, 1976) et la méthode des discontinuités de déplacements (D.D.) (Crouch, 1976). La méthode directe est la plus précise et efficace pour la prise en compte de structures massives (réservoir magmatique, cavité ou une surface topographique) mais elle est inadaptée pour les fractures. La méthode de D.D. est, quant à elle, la plus appropriée pour les calculs des déplacements créés par des discontinuités (fractures ou des failles) (Fig. III.2)..

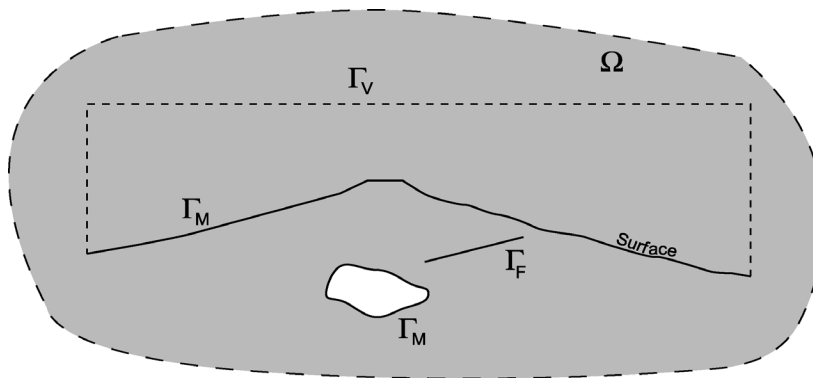


Fig. III.2 :Représentation schématique 2D des frontières intervenant dans la méthode 3D-MBEM. Ω : milieu élastique. Γ<sub>M</sub> : Structure massive (réservoir et surface du sol). Γ<sub>F</sub> : Fracture. Γ<sub>V</sub> : Surface virtuelle « fermant » la surface topographique. (d'après Cayol et Cornet, 1997)

Fig. III.2 : 2D schematic sketch map of the boundaries used in 3D-MBEM method. Ω : elastic medium. Γ<sub>M</sub> : Massive structure (reservoir and ground surface). Γ<sub>F</sub> : Fracture. Γ<sub>V</sub> : Virtual surface "closing" topographic surface (from Cayol and Cornet, 1997).

- Méthode directe :

Elle est basée sur le calcul des déplacements induits par une force ponctuelle dans un milieu infini (problème de Kelvin) et sur l'utilisation du théorème de réciprocité de Betti qui s'écrit sous la forme :

$$\int_{\Gamma} (u^1 \cdot p^2 - u^2 \cdot p^1) d\Gamma = 0 \quad (1)$$

où u et p sont respectivement les vecteurs de déplacements et de contraintes sur la surface fermée Γ, les exposants (1) pour le problème recherché et (2) pour le problème connu

correspondant à une force ponctuelle. Si on cherche à calculer les déplacements, les forces surfaciques sont les conditions aux frontières spécifiées et inversement.

- Discontinuités de Déplacements (DD) :

Les fractures sont supposées correspondre à des discontinuités de déplacements (DD) et à des forces surfaciques continues de part et d'autre de la fracture. La D.D est donnée par la condition limite suivante :

$$\begin{cases} d = u^+ - u^- \\ p^+ = p^- \end{cases} \quad (2)$$

où  $d$  est le saut de déplacement,  $u$  et  $p$  sont les déplacements et les contraintes sur chacune des faces  $+$  et  $-$  de l'élément.

- Combinaison des deux méthodes :

La combinaison des deux méthodes a été réalisée en intégrant les conditions aux frontières de la méthode des DD aux équations de la méthode directe.

- Discrétisation :

Les frontières sont discrétisées en éléments triangulaires. Pour les structures massives, les variations des déplacements sont supposées linéaires et les points de calculs sont situés aux sommets des éléments. Pour les fractures, les contraintes étant singulières en bout d'élément, il est plus efficace numériquement de considérer les déplacements comme constants et plus exact de placer les points de calculs aux centroïdes (centre de gravité) des éléments.

On obtient finalement le système d'équations suivant :

$$\mathbf{LX} = \mathbf{R} \quad (3)$$

où  $\mathbf{R}$  est un vecteur qui prend en compte les contraintes aux frontières,  $\mathbf{L}$  est la matrice des coefficients d'influence qui dépendent des paramètres élastiques et de la géométrie du

problème,  $\mathbf{X}$  le vecteur des déplacements aux frontières massives et des discontinuités de déplacements sur les fractures. Ce système est résolu afin de déterminer l'ensemble des conditions aux frontières et les déplacements en chaque point de calcul.

Cette méthode 3D-MBEM a été implémentée en modifiant un code basé sur la méthode directe seule : COMPUTE<sup>3D</sup> (Curran et al., 1999).

### 1.2.c. Conditions aux frontières:

La méthode des éléments frontières permet de calculer les déplacements et les contraintes induits par des perturbations de contraintes appliquées aux frontières. Ces perturbations de contraintes peuvent être des variations de pression dans un dyke ou un réservoir ou des chutes de contraintes cisailantes sur une faille. Les perturbations  $\Delta\sigma$  correspondent à des variations de l'état de contrainte initial  $\sigma_0$ . Celui-ci résulte de l'effet combiné du poids du massif, des contraintes régionales, des contraintes thermiques. On a :

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma \quad (4)$$

Ces perturbations sont responsables des déplacements  $\Delta u$  entre un état initial  $u_0$  et un état final  $u$ .

$$\Delta u = u - u_0 \quad (5)$$

On considère ici que les déplacements initiaux  $u_0$  sont nuls. Les déplacements totaux  $u$  sont donc égaux aux déplacements induits  $\Delta u$ . De plus, on ne s'intéresse qu'à la perturbation de contraintes  $\Delta\sigma$  que l'on impose aux frontières et qui est à l'origine des déplacements. En général, pour résoudre un problème d'éléments frontières, on procède en trois étapes (Fig. III.3) :

1. Choix des hypothèses définissant le champ de contraintes initial.
2. Détermination des perturbations de contraintes à l'origine des déplacements et calcul des contraintes et des déplacements induits.
3. Sommation des contraintes initiales et des contraintes induites

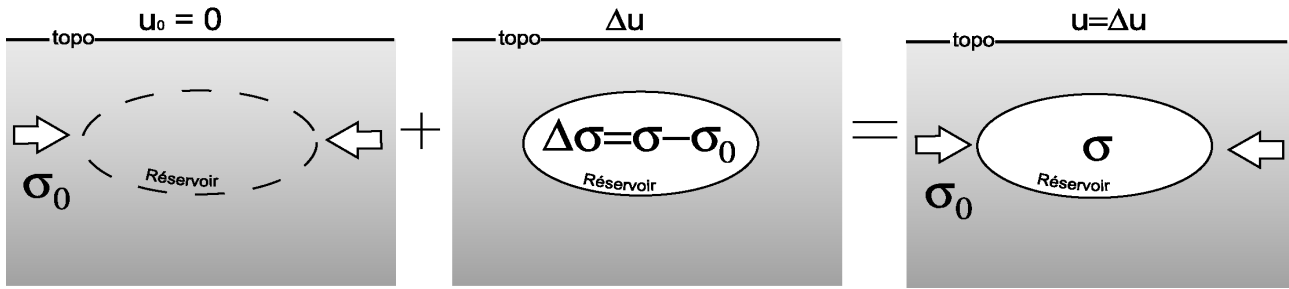


Fig. III.3 : Les trois étapes de résolution pour les éléments frontières dans le cas d'un réservoir magmatique.  $\sigma_0$  est le champ de contrainte initial,  $\Delta\sigma$  la perturbation de contrainte et  $\sigma$  la contrainte totale.

Fig. III.3 : Three stages of the resolution of a boundary elements problem in case of a magmatic reservoir.  $\sigma_0$  is the initial stress field,  $\Delta\sigma$  the stress perturbation and  $\sigma$  the global stress.

Les conditions aux frontières seront formulées en terme de contraintes puisqu'il est physiquement plus approprié d'imposer des contraintes que des déplacements sur des fractures (Zeller et Pollard, 1992). Ces auteurs ont comparé la solution analytique correspondant à une fracture avec des calculs effectués par une méthode d'éléments frontières en appliquant soit des contraintes soit des déplacements aux frontières. Ils ont montré que des conditions aux frontières en déplacements était source d'erreur significative.

#### 1.2.d. Paramètres élastiques :

A partir de la vitesse des ondes sismiques  $V_p$  (dilatation-compression) et  $V_s$  (cisaillement) mesurée dans la Valle del Bove (De Luca et al., 1997), Cayol et al. (1999) ont estimé le module d'Young statique  $E = 5$  GPa, en considérant que le rapport entre  $E$  statique et dynamique est de 0.5 (Cheng et Johnston, 1981) et un coefficient de Poisson  $\nu = 0.25$ .

#### 1.2.e. Nombre maximal de nœuds pris en compte :

Pour  $N$  points de calculs, la méthode d'éléments frontières 3D-MBEM implique l'inversion d'une matrice de taille  $(3 \times N)^2$ . La taille de mémoire nécessaire pour le calcul des solutions par éléments frontières est donc de :

$$\text{Mémoire} = (3 \times N)^2 \times \text{octet}(\text{nombre décimal}) \quad (6)$$

où  $\text{octet}(\text{nombre décimal})$  est le nombre d'octets utilisée pour stocker un nombre décimal, dans notre cas 4 octets.

Une limite à la taille des maillages est donc la taille maximale de mémoire qui peut être allouée au stockage des données temporaires des matrices sur l'ordinateur. Le maillage pourra comporter au maximum  $N_{\max}$  nœuds avec  $N_{\max}$  défini de la manière suivante :

$$N_{\max} = \frac{\sqrt{(RAM / \text{octet}(\text{nombre décimal}))}{3} \quad (7)$$

où RAM est la mémoire vive disponible en octets. Pour un ordinateur disposant de 1 Go de RAM comme celui que nous utilisons, nous avons  $N_{\max} = 1/3(1.10^9 / 4)^{1/2} = 5270$  nœuds.

Un compromis entre densité du maillage et temps de calcul a dû être trouvé. L'équation (6) montre que le doublement du nombre de nœuds fonctionnels entraîne une multiplication par 4 de la durée nécessaire à la résolution numérique du problème (si  $N < N_{\max}$ ).

#### 1.2.f. Modèle Numérique de Terrain :

Les effets de la taille des surfaces topographiques utilisées dans la modélisation ont été discutés dans la thèse de Cayol (1996). Pour éviter les effets de bords de la surface, la surface du sol doit s'étendre environ jusqu'à 3 fois la taille de la zone sur laquelle les perturbations sont appliquées.

A l'Etna, la zone de perturbation est de 27 km × 22.5 km (soit près de 600 km<sup>2</sup>), ce qui implique un maillage couvrant une partie de la Sicile, la Calabre et les bassins tyrrhénien et ionien (Fig. III.4). Pour que ce maillage intègre convenablement la géométrie de la zone d'étude, il faut le générer à partir d'un Modèle Numérique de Terrain de la zone couverte par le maillage.

Nous disposons du MNT utilisé pour les calculs interférométriques, très précis (résolution de 20 m), mais qui couvre seulement la zone du volcan. Pour réaliser un MNT suffisamment étendu, nous avons utilisé deux autres sources de données :

- Etopo5 (Earth Topography- 5 Minutes) est un MNT de toute la surface du globe pour les terres émergées et immergées en libre téléchargement calculé à partir d'une compilation de différentes sources de données (U.S. Naval Oceanographic Office, Defense Mapping Agency, Department of Scientific and Industrial Research of New Zealand, Bureau of Mineral Resources of Australia). La grille mondiale Etopo5 se caractérise par une résolution de 5 min d'arc en latitude et de 5 min d'arc en longitude (environ 10 km). Nous n'avons utilisé les

données Etopo5 que pour les zones marines pour lesquelles nous ne disposons pas d'une autre source de données.

- Gtopo30 (Global topography 30 secondes) est un MNT des terres émergées de la surface du globe avec une résolution horizontale de 30 secondes d'arc (environ 1 km) en libre téléchargement. Il a été compilé par l'U.S. Geological Survey à partir de sources de données multiples (Digital Terrain Elevation Data, Digital Chart of the World, USGS 1-degree DEM's, Army Map Service 1:1,000,000-scale maps, Antarctic Digital Database). Ce MNT présente la topographie de la Sicile, de la Calabre et des Iles Eoliennes. Nous avons utilisé ces données pour la zone émergée extérieure à la zone volcanique. Les données Gtopo30 et Etopo5 (latitude, longitude) ont dû être converties en coordonnées kilométriques UTM WGS 84 zone 33.

- Pour la zone du volcan, nous avons utilisé un MNT fortement sous échantillonné par rapport au MNT employé dans le calcul interférométrique.

Nous avons calculé un MNT à une résolution de 500 m. Celle-ci est assez faible au niveau de la zone volcanique mais exagérée pour la zone marine par rapport aux données disponibles espacées de près de 10 km (5 minutes d'arc). Un pas de 500 m représente une valeur intermédiaire entre la résolution des données des zones émergées et immergées. La figure III.4 illustre clairement l'importance de la topographie dans le Nord-Est de la Sicile.

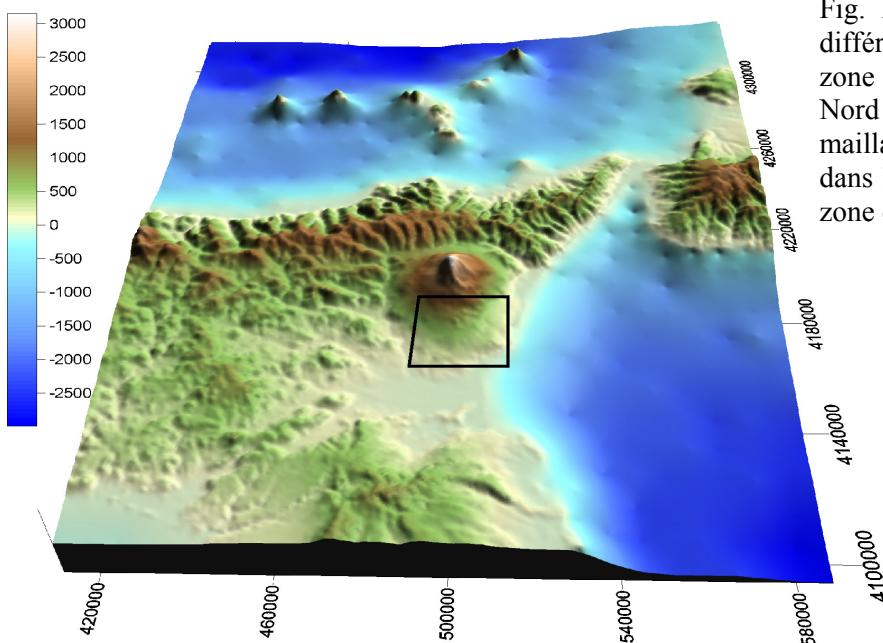


Fig. III.4 : MNT reconstitué à partir des différents types de données. Il couvre une zone plus importante notamment vers le Nord que le MNT réellement nécessaire au maillage. Les coordonnées sont en mètres dans le système UTM WGS84 zone 33. La zone d'étude est repérée par le cadre noir.

Fig. III.4 : Reconstituted DEM using various types of data. It covers a larger area in particular towards North than the DEM really necessary to the compute the mesh. Coordinates are in meters in the UTM WGS84 zone 33 system. The studied area is shown by the black framework.

1.3. MAILLAGE DE LA TOPOGRAPHIE ET DES STRUCTURES :

1.3.a. Maillage de la topographie :

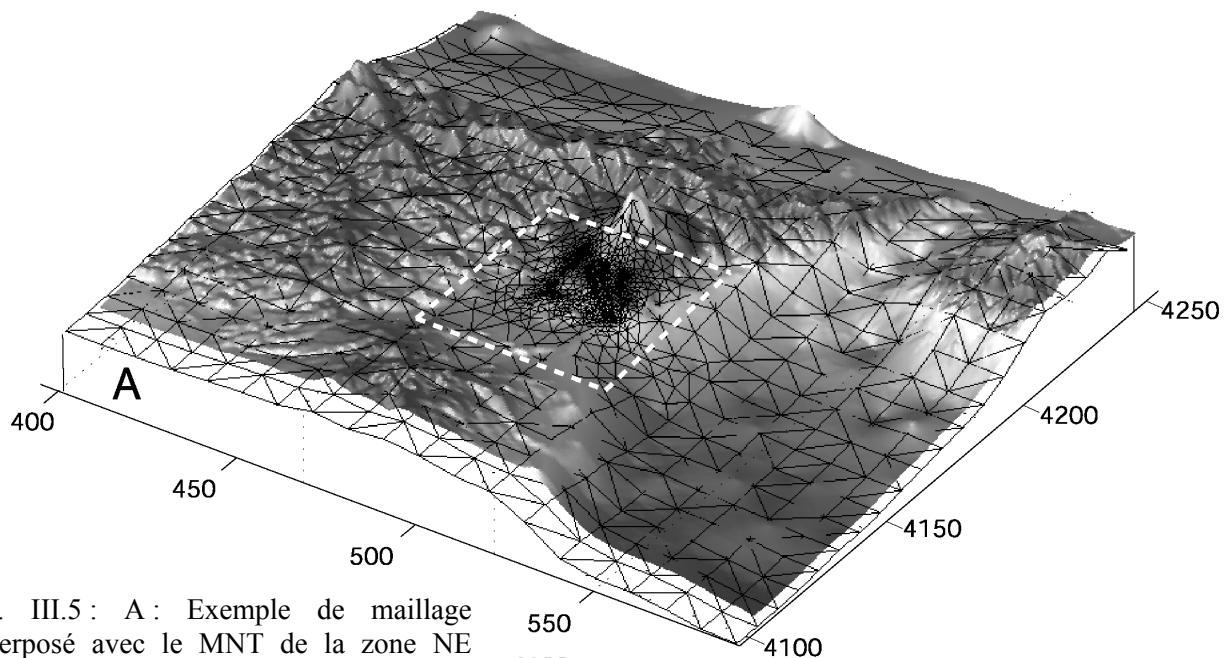
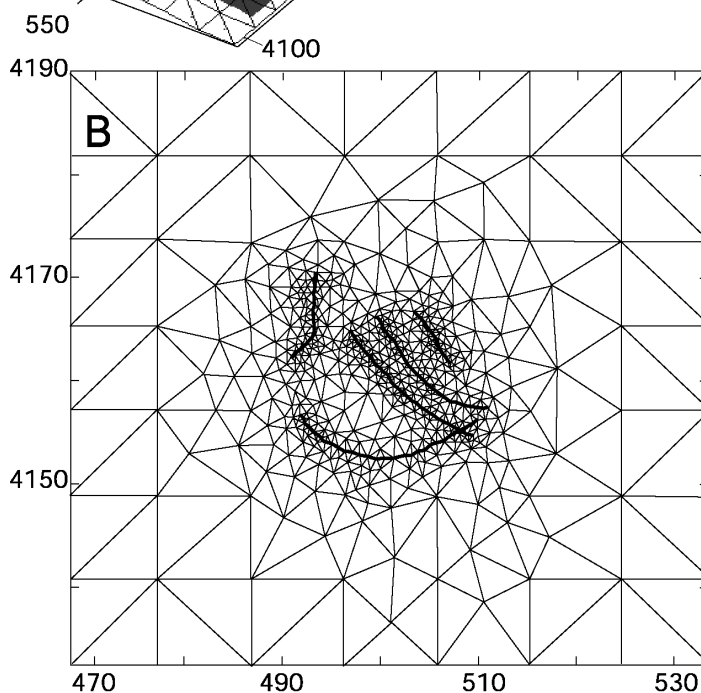


Fig. III.5 : A : Exemple de maillage superposé avec le MNT de la zone NE Sicilienne. B : Exemple de maillage progressif de la topographie, cette zone correspond à la zone encadrée en pointillé blanc sur A. Les structures prises en compte sont en gras.

Fig. III.5 : A : Example of mesh superimposed with the North-eastern Sicily DEM. B : Example of progressive mesh of the topography, this area corresponds to the area indicated with the dotted framework on A. The structures taken into account are indicated with bold lines.



La création des différents maillages a nécessité une attention particulière. Etant donnée la taille de la zone de perturbation, la surface totale à mailler est particulièrement étendue. Afin de bien modéliser les zones de forts gradients de déplacements et de failles, nous avons réalisé un maillage qui s'appuie sur les traces en surface des structures prises en compte dans le calcul. En outre, il n'est pas nécessaire de connaître précisément les déformations loin des



zones de perturbations, nous pouvons donc concevoir un maillage avec une densité de nœuds variable : fin au niveau des failles et zones de forts gradients de déformation, et plus grossier quand on s'éloigne de la zone de perturbation.

La figure III.5-B est un exemple de maillage progressif utilisé à l'Etna. Les éléments sont petits proches des failles (éléments de 200 m de côté au minimum) et des éléments de plus en plus grands vers l'extérieur de la zone d'étude (jusqu'à des éléments de plus de 10 km de côté).

La forme des éléments est également importante : des éléments trop étirés ou trop grossiers au niveau de l'intersection entre le sol et les failles créent des anomalies de déformation.

Nous avons généré les maillages de la topographie à l'aide de la routine Matlab « maill\_interface.m » (Froger, 2001), utilisant la méthode de triangulation Delaunay (implémentée dans Matlab). La figure III.5 donne un exemple de maillage généré par la routine « maill\_interface » superposé avec le MNT de la zone. Les éléments les plus grands du maillage moyennent les reliefs.

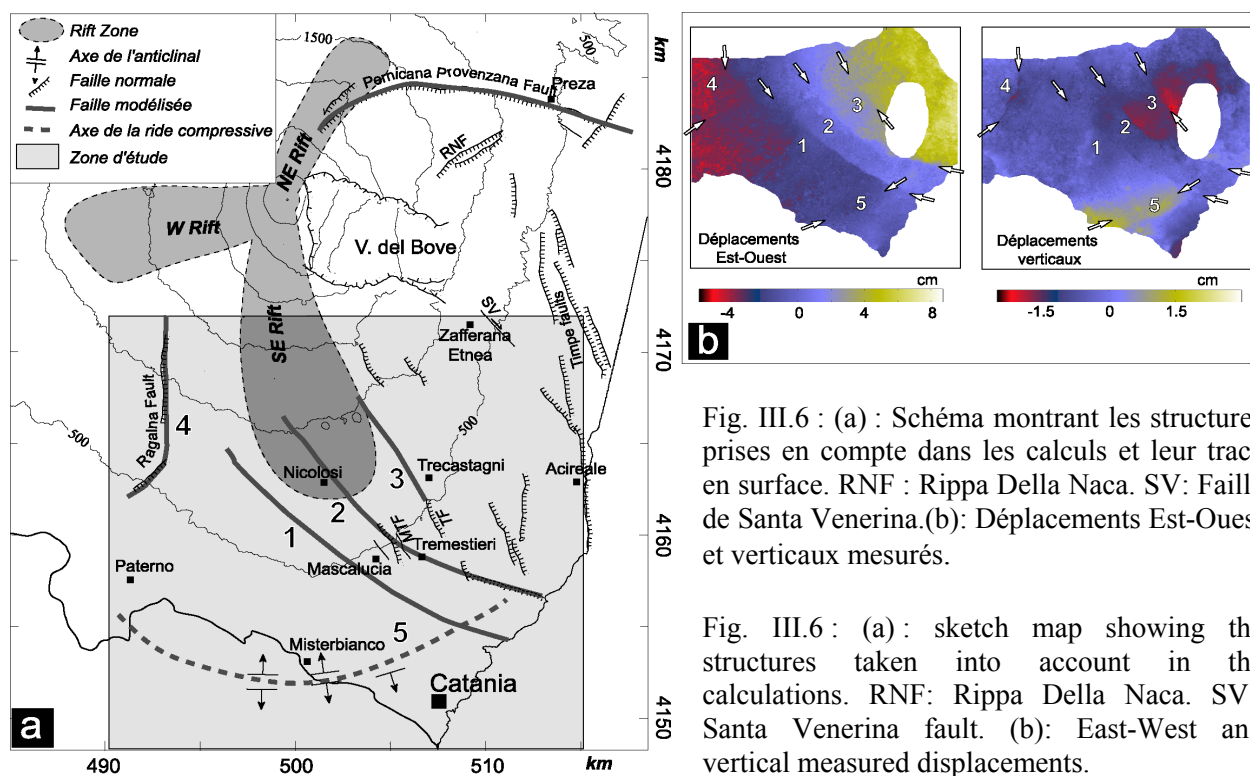


Fig. III.6 : (a) : Schéma montrant les structures prises en compte dans les calculs et leur trace en surface. RNF : Rippa Della Naca. SV: Faille de Santa Venerina.(b): Déplacements Est-Ouest et verticaux mesurés.

Fig. III.6 : (a) : sketch map showing the structures taken into account in the calculations. RNF: Rippa Della Naca. SV: Santa Venerina fault. (b): East-West and vertical measured displacements.

Les failles considérées dans les modèles sont celles de MTT et de Ragalna repérées dans l'étude interférométrique (Fig. III.6). Nous supposons que ces structures sont actives sur toute la longueur de la discontinuité mise en évidence par interférométrie pour la période 1996-1998 et nous utilisons la trace de ces structures en surface pour réaliser leur maillage.

La zone comprend également la ride compressive de la base du flanc Sud (Fig. III.6) dont l'origine diffère des failles MTT. Pour mailler la trace en surface de la structure à l'origine du soulèvement, nous nous sommes appuyés sur son axe repéré sur les interférogrammes et sur les données de terrain qui prolongent la structure anticlinale vers l'Ouest (Lanzafame et al., 1997b ; Monaco, 1997 ; Torelli et al., 1998).

### 1.3.b. Maillage des failles :

Afin d'obtenir des solutions numériques précises, il est essentiel de mailler finement les structures sur lesquelles les perturbations de contraintes se produisent (Cayol et Cornet, 1997). Ces auteurs ont montré que la finesse du maillage des failles a une influence sur l'amplitude de la déformation. Ils ont déterminé qu'une faille plus finement maillée induisait des déplacements de plus faible amplitude et plus proche de la solution exacte qu'une faille plus grossièrement maillée. Cayol (1996) a comparé l'erreur liée au maillage dans le cas de deux sphères, maillées avec un nombre d'éléments différents. Elle a montré que pour une sphère sous pression, l'erreur sur les déplacements en surface par rapport à un modèle de référence calculé analytiquement diminue de moitié (4 à 2 %) si l'on double le nombre d'éléments du maillage de la sphère. La densité du maillage de la surface topographique a moins d'influence dans le cas d'une structure ne présentant pas d'intersection avec la surface (Cayol, 1996) car les gradients de déplacements sont moins importants.

Sur les failles, nous utilisons des maillages à éléments réguliers. J'ai donc développé un outil capable de générer des structures de géométrie planes à listriques dont tous les paramètres sont contrôlables et ajustables : le pendage, la profondeur minimale et maximale, l'extension horizontale. De plus, les éléments du maillage des structures produites doivent coïncider en surface avec les éléments de la topographie. La méthode employée consiste à recopier  $n$  fois les nœuds de la trace de la faille en surface vers les profondeurs en suivant l'équation d'une courbe de « mélange » correspondant au profil de la faille en fonction de la profondeur. Cette équation permet d'obtenir des failles planes mais également des failles listriques (Annexe II). Dans les études précédentes (Cayol et Cornet, 1998b ; Beauducel et al., 1999), les fractures étaient libres de s'interpénétrer, ce qui correspondait mathématiquement à des ouvertures de fractures négatives. Ce type de modèle était adapté pour reproduire le comportement de fractures en ouverture ou initialement ouvertes et subissant alors une fermeture relative. Dans le cas de failles en décrochement, normales ou inverses, les bords de failles ne doivent pas

s'interpénétrer. Le code de la méthode 3D-MBEM a dû être modifié (Cayol, 2000) pour répondre à cette caractéristique.

Pour éviter l'interpénétration, on considère que lorsque les failles sont fermées et comprimées, elles sont remplies d'un matériau qui résiste à l'écrasement et au cisaillement avec une raideur similaire à celle d'un ressort. Sur les éléments de fractures connus, on a :

$$p = -KD \quad (8)$$

où  $p = \{p_n, p_{t1}, p_{t2}\}$  est le vecteur des forces surfaciques dans le repère de l'élément  $\{n, t1, t2\}$ ,  $D = \{D_n, D_{t1}, D_{t2}\}$  le vecteur des D.D et K la matrice des raideurs. K est une matrice diagonale. Ses éléments sont définis par :

$$K_{11} = K_n = \frac{E}{h} \quad (9)$$

$$K_{22} = K_{33} = K_{t1} = K_{t2} = \frac{E}{h \cdot 2(1+\nu)} \quad (10)$$

où E est le module d'Young,  $\nu$  le coefficient de poisson et h un coefficient de normalisation des unités. De façon à éviter la compression et à permettre le cisaillement,  $K_{t1} = K_{t2} \approx 0$ .  $K_n$  est supposé avoir la même raideur que le milieu environnant ( $K_n = E/h$ ). Pour obtenir  $K_{t1} = K_{t2} \approx 0$ , on doit supposer que le coefficient de Poisson du matériau virtuel est élevé. Lorsqu'il est trop élevé, on obtient des instabilités numériques (effet « couche de savon »). On choisit empiriquement un coefficient de poisson  $\nu = 10^6$ .

### 1.3.c. Evaluation des erreurs liées à la densité du maillage :

Afin d'évaluer l'influence de la densité du maillage sur le champ de déplacements calculé, nous avons discrétisé des failles soumises aux mêmes contraintes avec 2 maillages de densités différentes et comparé les champs de déplacements calculés dans les deux cas.

Nous avons d'abord comparé les champs de déplacements en moyenne à la surface du sol. Pour cela, nous avons évalué la moyenne des différences relatives entre les déplacements des deux maillages sur des grilles régulières déterminées par interpolations à partir des différents maillages. On calcule :

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(u_{z1}^i - u_{z2}^i)}{u_{z1}^i} \times 100 \quad (11)$$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(u_{x1}^i - u_{x2}^i)}{u_{x1}^i} \times 100 \quad (12)$$

où  $u_{z1}^i$  et  $u_{z2}^i$  sont respectivement les déplacements verticaux au nœud  $i$  des modèles dense et moins dense,  $u_{x1}^i$  et  $u_{x2}^i$  sont les déplacements Est-Ouest pour le modèle le plus dense et pour le moins dense, et  $N$  le nombre de points de comparaison des déplacements calculés avec les deux maillages différents.

On montre que l'amplitude des déplacements verticaux et horizontaux du maillage fin est respectivement de 6 et de 5 % supérieure à celle d'un maillage moins dense. Les résultats sont identiques si l'on considère les différences entre les valeurs maximales et minimales des déplacements.

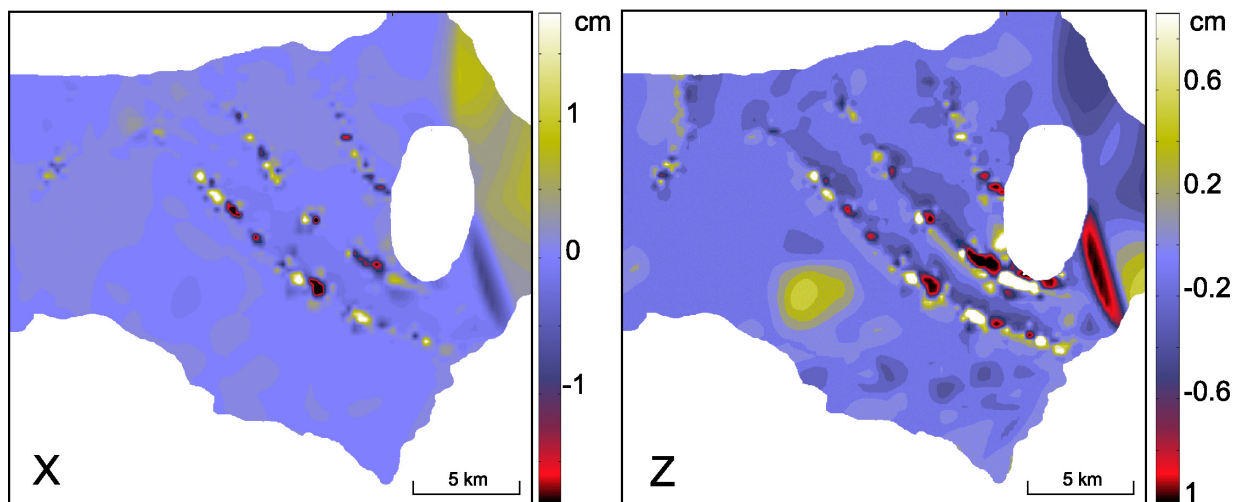


Fig. III.7 : Différence entre les déplacements horizontaux X et verticaux Z calculés avec des maillages de densités différentes. La géométrie des structures est la même dans les deux cas (Failles planes de pendage 75°, de 2000 m de profondeur, soumises à une extension orientée N100, et décollement  $H_0=2000$  m,  $H_{max}=2500$  m soumis à une compression orientée Nord-Sud). Les zones blanches correspondent aux zones qui ne sont pas prises en compte dans les comparaisons de déplacements.

Fig. III.7 : Difference between horizontal X and vertical Z displacements calculated with 2 meshes of different densities. The geometry of the structures is the same in both cases (plane faults: dip 75°, 2000 m depth, submitted to an extension oriented N100, and with a décollement:  $H_0=2000$  m,  $H_{max}=2500$  m submitted to a compression oriented North-South). White areas are not taken into account in the comparisons of the displacements.

La deuxième comparaison a consisté à estimer l'influence de la densité du maillage sur les variations spatiales du champ de déplacements. La figure III.7 montre les différences des champs de déplacements entre 2 modèles calculés avec des failles maillées avec des densités différentes. Les différences entre les deux champs de déplacement se situent essentiellement au niveau de l'intersection entre les failles et la surface du sol. Il convient que l'intersection

des failles avec la surface soit définie avec suffisamment de précision pour éviter ce genre d'artéfact lors de la confrontation entre les modèles et les données interférométriques.

De façon à obtenir le meilleur compromis maillage-précision, nous avons densifié progressivement les maillages au niveau des intersections entre les structures et la surface jusqu'à obtenir une densité suffisante pour rendre compte de la courbure des failles. Par la suite, nous avons utilisé le même nombre d'éléments pour décrire l'intersection des failles avec la surface. Les erreurs liées au maillage seront systématiques et équivalentes entre les modèles, ceux-ci seront donc comparables entre eux .

#### 1.3.d. Définition de la fonction coût : Pourcentage de données expliquées :

Dans le but de quantifier la façon dont les différents modèles expliquent les données et de pouvoir les comparer entre eux, nous avons calculé pour chacun une fonction traduisant l'ajustement des données: la fonction coût est ici le pourcentage de données expliquées. Elle est définie par :

$$\% \text{ de données expliquées} = \left( 1 - \frac{\sum_{i=1}^N [(u_{dx_i} - u_{mx_i})^2 + (u_{dz_i} - u_{mz_i})^2]}{\sum_{i=1}^N [(u_{dx_i})^2 + (u_{dz_i})^2]} \right) \times 100 \quad (13)$$

où  $u_{dx}$  et  $u_{dz}$  sont respectivement les déplacements Est-Ouest et verticaux mesurés et  $u_{mx}$  et  $u_{mz}$  sont les déplacements Est-Ouest et verticaux calculés. Etant donné la forte résolution des déplacements mesurés par interférométrie radar (25 m) et la distance entre les nœuds du maillage (de 200 m à plus de 10 km), les déplacements modélisés sont comparés aux valeurs mesurées les plus proches.

#### 1.3.e. Détermination de l'amplitude des contraintes appliquées et élimination de l'ambiguïté de phase des interférogrammes :

Les calculs sont effectués pour des contraintes d'amplitude fixée. En élasticité linéaire, les déplacements varient linéairement avec les contraintes. Ainsi, on déterminera l'amplitude de la contrainte a posteriori en minimisant la différence entre l'amplitude des déplacements modélisés et mesurés. Dans le cas où le déplacement est lié à des perturbations des contraintes

dans plusieurs directions, on définira le facteur multiplicatif qui minimise les différences entre les modèles et les données, pour l'ensemble des contraintes.

Etant donné la relation linéaire entre les contraintes et les déplacements, évaluer l'amplitude de la contrainte revient à rechercher le facteur multiplicatif  $\alpha$  tel que l'on minimise :

$$L^2 = \sum_{i=1}^N (u_{dx}^i - \alpha \cdot u_{mx}^i)^2 + \sum_{i=1}^N (u_{dz}^i - \alpha \cdot u_{mz}^i)^2 \quad (14)$$

où  $u_{dx}$  et  $u_{dz}$  sont les composantes verticales et horizontales Est-Ouest mesurées par interférométrie radar, et  $u_{mx}$  et  $u_{mz}$  les composantes modélisées,  $N$  étant le nombre de points de calculs.

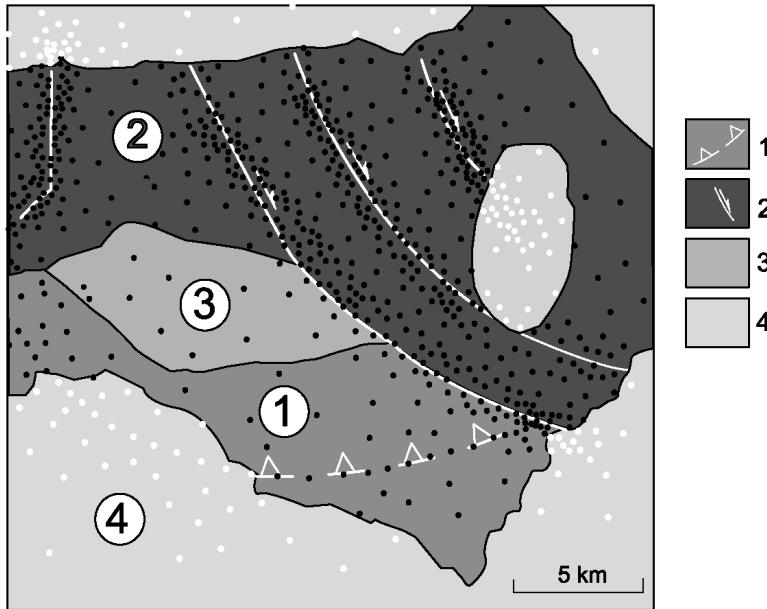


Fig.III.8 : Les différentes zones considérées pour l'optimisation pondérée par le nombre de nœuds fonctionnels de chaque zone (ANNEXE III). 1 : Zone du soulèvement le long de la ride anticlinale. 2 : Zone des failles MTT et Ragalna. 3 : Zone intermédiaire. 4 : Zone masquée correspondant à la mer ionienne, à la zone des pompages d'eau, ou à des zones de faibles cohérences sur les interférogrammes. Les points noirs correspondent aux points de calculs des modèles pris en compte pour la détermination de  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$ . Les points blancs représentent les points de calculs négligés.

Fig.III.8: The different areas considered for the optimisation weighted by the number of functional nodes (calculation points) of each area (APPENDIX III). 1: Uplift of the anticlinal ridge area. 2: MTT and Ragalna faults area. 3: Intermediate zone. 4: Masked area corresponding to the Ionian sea, water pumpings and low coherence areas on interferograms. Black dots correspond to the functional nodes taken into account for the determination of  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$ . White dots represent the neglected nodes in the calculations.

Nous avons noté dans le chapitre précédent l'existence d'une ambiguïté de phase des interférogrammes qui sont définis à une constante près. Le déroulement ne permet pas d'éliminer cette ambiguïté. La méthode adoptée pour calculer les composantes verticales et

longitudinales utilise deux interférogrammes (un ascendant et un descendant) pris arbitrairement comme référence. Cette technique n'élimine pas non plus l'ambiguïté et les composantes calculées sont également définies à une constante près :  $\beta_x$  pour la composante longitudinale et  $\beta_z$  pour la composante verticale.

Ainsi on cherche finalement  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$  qui minimisent :

$$L^2 = \sum_{i=1}^N (u_{dx}^i + \beta_x - \alpha \cdot u_{mx}^i)^2 + \sum_{i=1}^N (u_{dz}^i + \beta_z - \alpha \cdot u_{mz}^i)^2 \quad (15)$$

Cette minimisation est réalisée en considérant les N nœuds fonctionnels du maillage de la zone d'étude. Le nombre de nœuds étant plus important au niveau des failles MTT qu'au niveau de la ride anticlinale Sud, l'optimisation de l'amplitude des contraintes, à partir de  $L^2$  sans pondération, donnerait un poids plus fort à la zone des failles qu'à la zone du bulge et l'amplitude des contraintes pourrait être mieux ajustée au niveau des MTT que de la zone de la ride anticlinale (Fig. .III.8). Dans notre étude, nous souhaitons accorder autant de poids à ces différentes structures, il convient donc de pondérer  $L^2$  pour que les zones d'intérêts aient un poids identique. Ceci est rendu analytiquement en déterminant  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$  correspondant au minimum de la fonction  $L^2$  (ANNEXE III) :

$$\frac{\partial(L^2)}{\partial\beta_x} = 0 \quad (16)$$

$$\frac{\partial(L^2)}{\partial\beta_z} = 0 \quad (17)$$

$$\frac{\partial(L^2)}{\partial\alpha} = 0 \quad (18)$$




1.4. INTRODUCTION A LA MODELISATION DU CHAMP DE DEFORMATION MESURE PAR INTERFEROMETRIE RADAR :

Le but de cette étude est d'expliquer les déplacements mesurés par interférométrie radar entre 1996 et 1998 sur la zone d'étude qui correspond au flanc Sud-Est de l'édifice (Fig. III.6 et chapitre II. paragraphe 3.7) afin de proposer un modèle géodynamique global de l'Etna. Pour cela, nous allons tester les modèles de glissement de flanc proposés par différents auteurs et estimer quantitativement quel est le modèle le plus plausible. Les moteurs de glissement envisagés sont :

- un champ de contraintes régional
- des contraintes gravitationnelles considérées comme étant une fonction du poids de la pile de produits volcaniques et sédimentaires situés au-dessus du plan de glissement.
- des contraintes magmatiques liées à un réservoir magmatique en forme de dyke situé au niveau de la zone sommitale dans les rifts zones.

Le nombre de points de calculs est élevé (de l'ordre de 4000) malgré les efforts de réduction du nombre d'éléments du maillage de la topographie et des failles. Les intersections entre les failles et la topographie ainsi que la technique utilisée pour éviter l'interpénétration des failles amènent à un temps de calcul de plus de 20 min par modèle pour une station bi-processeurs PIII 500 Mhz avec 1Go de RAM. Dans certains cas comme celui des injections magmatiques, les calculs peuvent durer plus de 3 heures. Cette durée interdit l'utilisation d'inversions numériques formelles des paramètres des modèles. Nous avons donc mené une étude par essai-erreur en comparant les modèles entre eux à l'aide de la fonction coût définie précédemment (paragraphe 1.3.d). Nous avons supposé que, parallèlement à l'Annexe IV, la fonction coût serait convexe et que les paramètres pourraient être ajustés séparément, les autres étant considérés comme constants. Pour s'assurer que la valeur déterminée d'un paramètre ne correspond pas à un maximum local de la fonction coût, le maximum de cette fonction est recherché pour plusieurs valeurs des autres paramètres.

Pour faciliter la lecture, un icône en début de partie permet de préciser le type de contraintes considérées :

- contraintes régionales 
- contraintes gravitaires 
- contraintes magmatiques 



**2. SOULEVEMENT LE LONG DE LA RIDE ANTICLINALE AU SUD DE L'ETNA :**

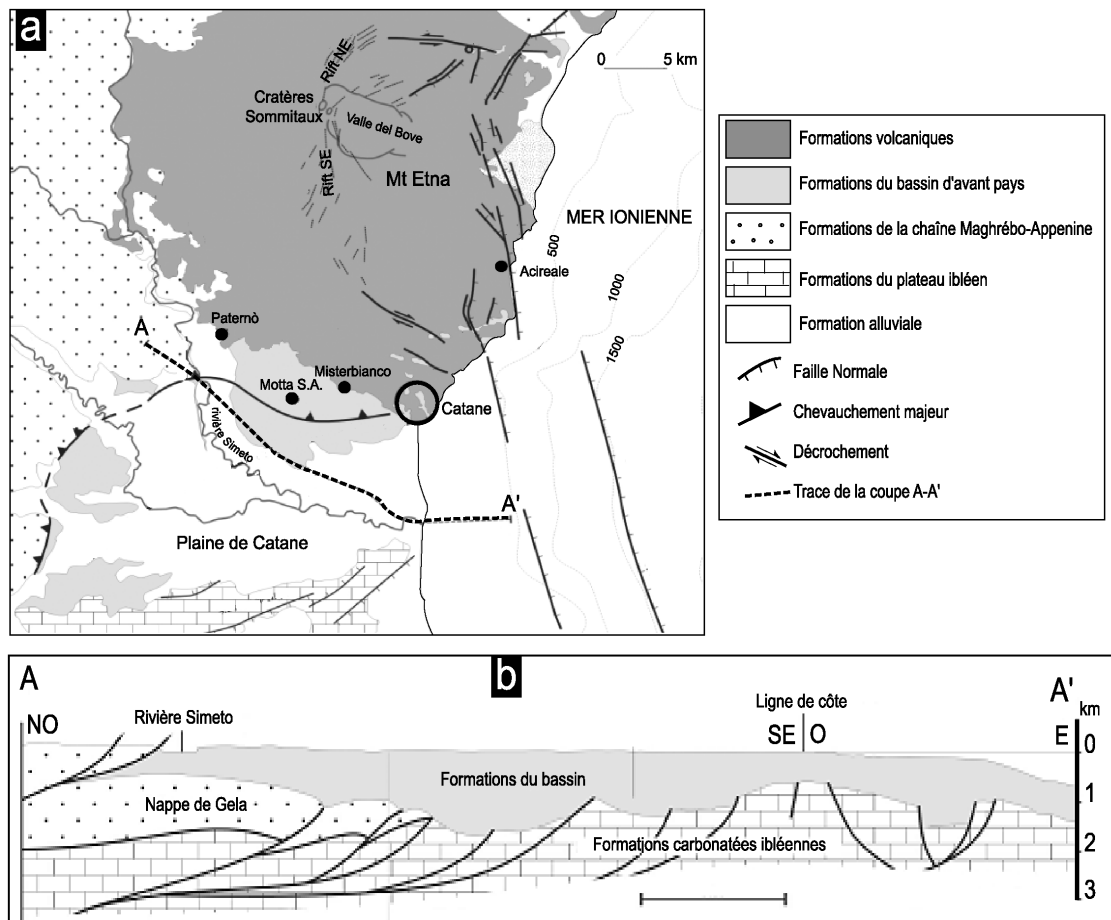


Fig. III.9 (d'après Torelli et al. (1998) et Torrisi et al. (2003)): a : Schéma géologique du Nord-Est de la Sicile. b : Coupe AA' réalisée d'après des profils de sismique-réflexion.

Fig. III.9 (from Torelli et al. (1998) et Torrisi et al. (2003)) : a : Geological map of the north-eastern Sicily. b: Cross-section AA' made from seismic-reflexion profiles.

Nous avons tout d'abord tenté d'expliquer le soulèvement le long de la ride anticlinale et nous avons testé ensuite si le mouvement le long de cette structure pouvait être responsable des déplacements le long des failles MTT et de Ragalna. Ces modèles ne considèrent que les structures du flanc Sud-Est.

Pour expliquer le soulèvement actuel de cette ride anticlinale, il a été proposé différentes possibilités :

- pour Lanzafame et al. (1997) et Monaco (1997), le soulèvement est induit par la compression N-S, et résulte de la convergence des plaques Afrique et Europe.

De même, pour Torelli et al. (1998) et Torrisi et al. (2003), la ride anticlinale du Sud du volcan correspond à un chevauchement majeur, à l'échelle de la Sicile (Fig. III.9-b), des

formations de la chaîne Maghrébo-Appenine sur le plateau ibléen (Fig. III.9-b). La coupe proposée par ces auteurs, d'après des profils de sismique réflexion, révèle l'existence de nombreux plans de chevauchement au niveau de la plaine de Catane, au Sud de l'Etna. La géométrie listrique et les profondeurs de ces chevauchements rejoignent les caractéristiques du décollement proposées par Borgia et al. (2000).

Les données géophysiques (essentiellement sismiques) et les mesures de contraintes in-situ montrent des contraintes compressives orientées Nord-Sud toujours actives dans le Nord-Est de la Sicile (Chapitre I). Cette caractéristique nous conduit à tester l'effet des contraintes régionales et d'une contrainte régionale compressive en particulier, appliquées sur un décollement localisé sous l'Etna

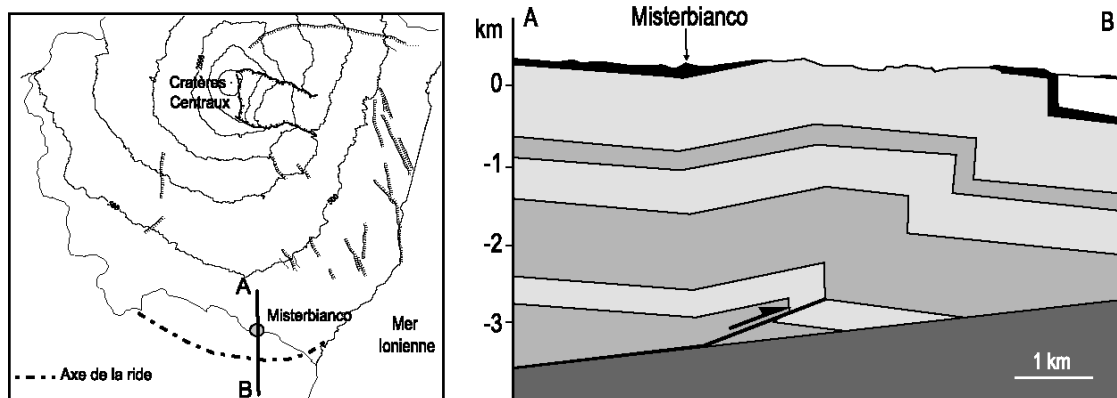


Fig. III.10 : Coupe à travers la ride anticlinale (d'après Borgia et al., 2000).

Fig. III.10 : Cross-section across the anticlinal ridge (from Borgia et al., 2000)

- pour Borgia et al. (2000), le soulèvement résulterait d'un processus similaire à celui observé dans des expériences de modélisation analogique simulant l'étalement gravitaire d'un édifice. Merle et Borgia (1996) ont montré dans ces modèles la présence d'un bourrelet compressif périphérique courbe suivant la base de l'édifice. Pour Borgia et al. (2000), la géométrie de la ride anticlinale est compatible avec un décollement profond : de 5 à 6 km sous le niveau de la mer quand on se rapproche de la partie centrale du volcan et entre 2 et 3 km (sous le niveau de la mer) pour la partie Sud. La figure III.10 présente la géométrie de la partie Sud du décollement proposée par ces auteurs, au niveau du village de Misterbianco. Nous testerons donc également si les forces gravitaires permettent de rendre compte du champ de déplacements au Sud de l'Etna.

2.1. GEOMETRIE DU DECOLLEMENT :



2.1.a. Déplacements associés aux décollements proposés dans la littérature :

La présence d'un décollement sous l'Etna a été envisagée dans tous les modèles concernant le Sud de l'édifice (Borgia et al., 2000 ; Rust et Neri, 1996 ; Froger et al., 2001). On suppose dans les modèles qui suivent que les déplacements sont créés par une compression régionale orientée Nord-Sud.

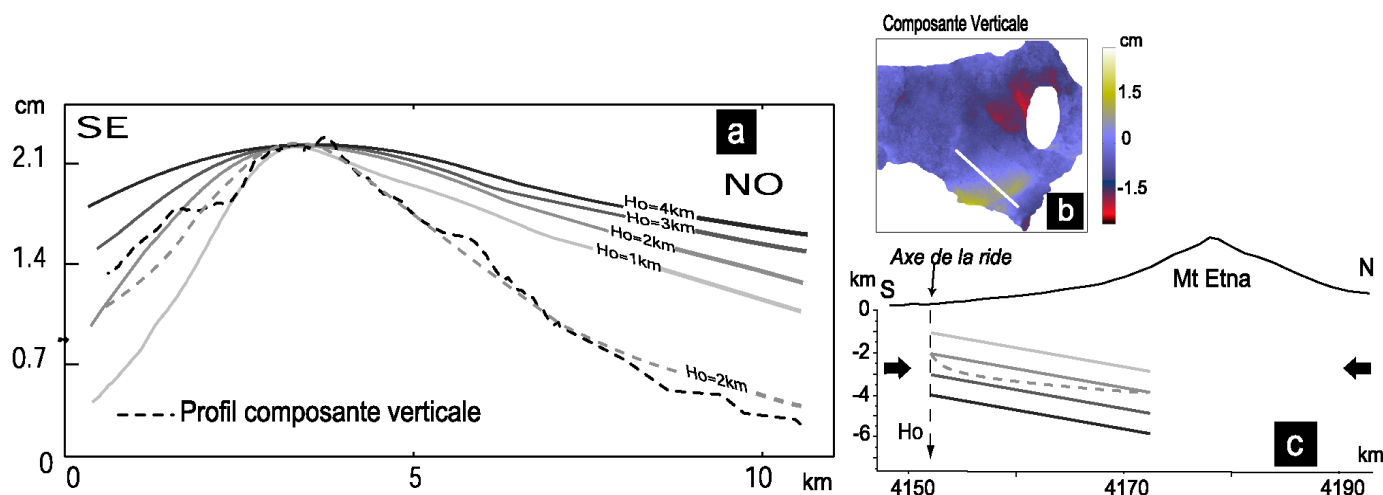


Fig. III.11 : a : Comparaison du déplacement vertical mesuré et modélisé le long de profils NO-SE indiqué en b. b : Trace de la coupe dans la projection plane des déplacements verticaux.. c : Géométrie des différents modèles testés. Les flèches noires indiquent la direction de contraintes régionales.

Fig. III.11 : a : Comparison of measured and modelled vertical displacements along NO-SE profiles indicated on b. b: Cross-section in the plane projection of vertical displacements. c: Geometry of the various models tested. The black arrows indicate the direction of regional constraints.

Les champs de déplacements associés à des décollements plus étendus vers l'Est en mer ionienne ont aussi été calculés. On ne constate pas de différence du champ de déplacements modélisé au niveau de la zone d'étude. Comme Froger et al. (2001), nous avons donc considéré que la largeur du décollement est la même que celle du soulèvement mesuré. Le décollement qu'on modélise s'étend de la côte ionienne à l'Est au Sud du village de Paternò à l'Ouest (Fig. III.6). Nous avons également supposé qu'il se prolonge vers le Nord perpendiculairement à l'axe moyen de la ride anticlinale.

La figure III.11 montre les déplacements calculés associés à des décollements plans. On constate que la distribution spatiale du soulèvement n'est pas en accord avec les observations. On observe sur les coupes que le soulèvement créé par un plan est très dissymétrique par rapport à l'axe de la ride, contrairement à ce que l'on constate sur les interférogrammes. A

l'inverse, une structure listrique est à l'origine d'une déformation plus proche des données (pointillés Fig. III.11). Aussi, nous considérerons que le décollement à l'origine du soulèvement est de géométrie listrique.

De façon à déterminer la géométrie du plan de décollement qui explique le mieux les déplacements mesurés, nous avons comparé les soulèvements créés par des décollements de géométries listriques différentes. Les modèles que nous avons testés ici correspondent à des modèles proposés dans la littérature (Fig. III.12).

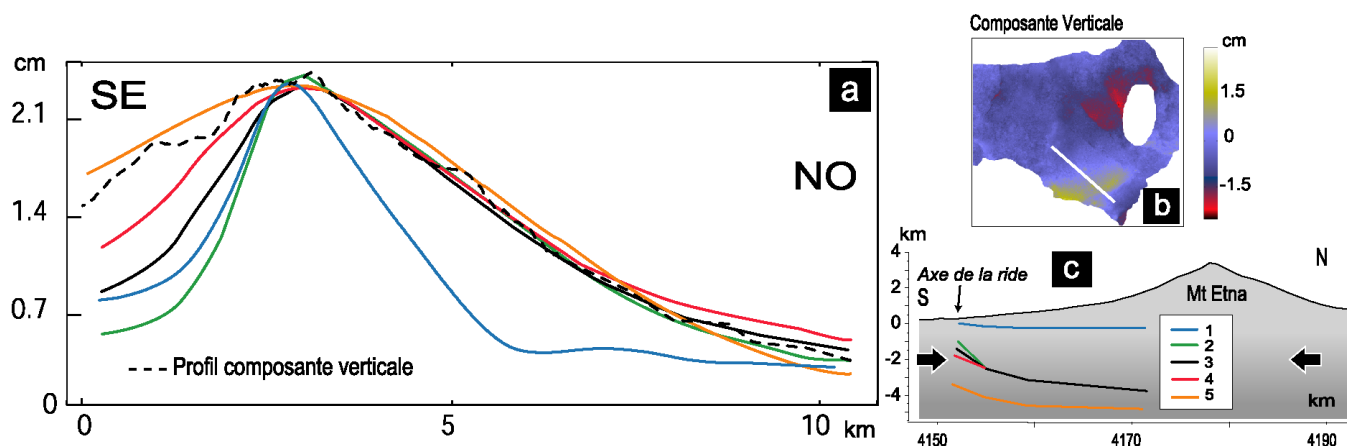


Fig. III.12 : a : Comparaison du déplacement vertical mesuré et modélisé le long de profils NO-SE indiqué en b. b : trace de la coupe dans la projection plane des déplacements verticaux c : Géométrie des différents modèles testés. Les flèches noires indiquent la direction de contraintes régionales. 1 : Lo Guidice et Rasà (1992). 2, 3 et 4 : Torrisi et al. (2003) et Torelli et al. (1998). 5 : Borgia et al. (2000).  
 Fig. III.12 : a : Comparison of the measured and modelled vertical displacement along NO-SE profiles indicated on b. b : Cross-section in the plane projection of vertical displacements. c : Geometry of the tested models. Black arrows indicate the direction of regional stress. 1: Lo Guidice and Rasà (1992). 2, 3 and 4: Torrisi et al. (2003) and Torelli et al. (1998). 5: Borgia et al. (2000).

Le modèle 1 (Fig. III.12) correspond à un décollement situé à l'interface entre les formations volcaniques et leur substratum sédimentaire. Cette profondeur de décollement a été proposée par Lo Guidice et Rasà (1992) pour le flanc Est. On constate que le soulèvement le long de la ride anticlinale ne peut être expliqué par un tel décollement car la longueur d'onde du déplacement modélisé dans ce cas est beaucoup plus faible que celle mesurée.

Les modèles 2, 3 et 4 de la figure III.12 représentent des géométries de chevauchement supposées par Torrisi et al. (2003) et Torelli et al. (1998). Ces modèles montrent l'influence du pendage de la partie supérieure du plan de glissement : plus le pendage est fort, plus la dissymétrie NO-SE est importante. Mais globalement ces 3 modèles créent un soulèvement de longueur d'onde plus faible que la longueur d'onde observée sur les déplacements mesurés (Fig. III.12). Le modèle 4 et son pendage de 30° dans sa partie supérieure présente le

soulèvement le plus compatible, pour la géométrie et la longueur d'onde, avec les observations.

Enfin le modèle 5 de la figure III.12 correspond à la géométrie proposée par Borgia et al. (2000) (même pendage que le cas 4 mais le plan de glissement est plus profond). Ce décollement crée un soulèvement calculé qui est aussi cohérent avec les observations.

Ces modèles montrent l'intérêt de considérer un décollement profond, de géométrie listrique, caractérisé par un faible pendage dans sa partie supérieure. Le calcul effectué avec un pendage de  $30^\circ$  donne des résultats satisfaisants (modèles 4 et 5 de la figure III.12). Nous conserverons cet angle dans la suite de l'étude. Il correspond d'ailleurs, d'après le critère de rupture de Mohr-Coulomb, au pendage d'une faille créée par une contrainte  $\sigma_1$  horizontale (pour un angle de friction interne de  $30^\circ$ , ce qui est souvent le cas dans les roches).

Nous allons préciser maintenant l'influence de la géométrie et de la profondeur du glissement par une étude systématique.



### 2.1.b. Détermination de la géométrie du décollement par variation systématique des paramètres :

Le décollement de géométrie listrique a été paramétré et nous avons testé l'influence des différents paramètres sur le champ de déplacements. Les paramètres géométriques sont donnés par la figure III.13 :  $H_0$  est la profondeur minimale,  $H_{\max}$  la différence entre la profondeur maximale et  $H_0$ , et  $\Delta_{\text{horizontal}}$  l'extension horizontale du décollement. On considère pour simplifier que le pendage est de  $30^\circ$  près de la surface et qu'il tend vers  $0^\circ$  lorsqu'on se déplace vers le Nord. Ce pendage, semblable à celui du modèle de Borgia et al. (1992), est vraisemblable pour un chevauchement (Jamison, 1987).

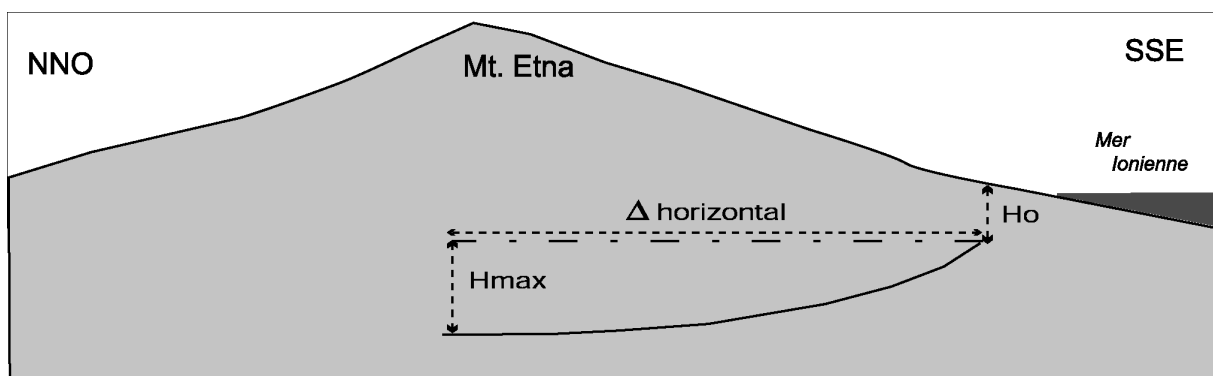


Fig. III.13 : Paramètres géométriques du décollement.  
 Fig. III.13 : Geometrical parameters of the decollement.

Pour ajuster les valeurs des différents paramètres, nous avons utilisé la fonction % de données expliquées. Dans la mesure où seul le déplacement le long de la ride anticlinale intéresse cette partie de l'étude, nous masquons le reste de la zone pour ne conserver que le champ de déplacements associé à la ride, c'est-à-dire la zone 1 de la figure III.8.



-  $\Delta_{\text{horizontal}}$  :

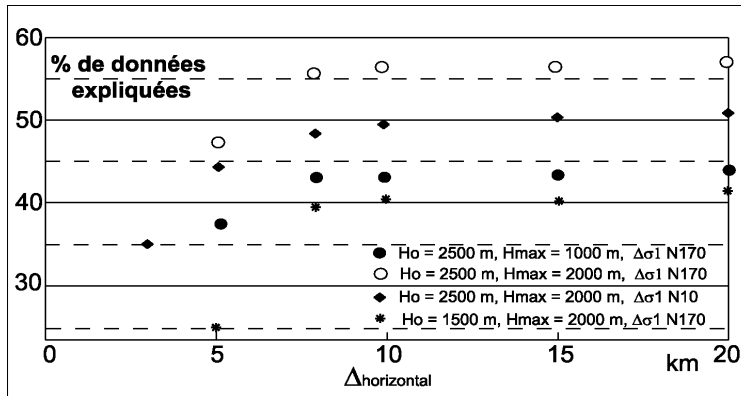


Fig. III.14 : Influence de  $\Delta_{\text{horizontal}}$  (Fig.III.13): variation du pourcentage de données expliquées en fonction de  $\Delta_{\text{horizontal}}$ . Cas d'une contrainte régionale compressive.

Fig. III.14 : Influence of  $\Delta_{\text{horizontal}}$  (Fig.III.13): variation of the percentage of explained data as a function of  $\Delta_{\text{horizontal}}$ . Case of a regional compression.

Le % de données expliquées calculé pour un modèle de décollement d'extension horizontale de 8 km n'est inférieur que de 1.5% à celui d'un modèle de décollement d'extension horizontale de 20 km (Fig. III.14). Pour des valeurs de  $\Delta_{\text{horizontal}}$  inférieures à 8 km, la différence de pourcentage de données expliquées devient significative puisqu'elle peut dépasser 15 % pour un  $\Delta_{\text{horizontal}} = 3$  km par rapport à un  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km. L'extension horizontale du décollement vers le Nord n'a qu'une influence limitée pour  $\Delta_{\text{horizontal}} > 8$  km. Afin de restreindre le nombre de points de calcul, nous avons fixé  $\Delta_{\text{horizontal}}$  à 8 km. La partie active du décollement sous-jacent à l'Etna peut être plus étendue vers le Nord mais l'étude de la déformation au niveau de la ride compressive ne permet pas de le préciser.



-  $H_0$  :

Les valeurs de  $H_0$  testées varient entre 1500 et 4000 m (les autres paramètres étant considérés comme constants :  $H_{\text{max}} = 2000$  m ou 2500 m,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km, compression orientée N170 ou Nord-Sud). Il apparaît que la longueur d'onde du soulèvement est directement reliée à  $H_0$ . Comme le montrent les comparaisons des déplacements verticaux le long de profils NO-SE

réalisés au travers de la ride anticlinale (Fig. III.15-a), plus  $H_0$  est élevé, plus la longueur d'onde du soulèvement est grande.

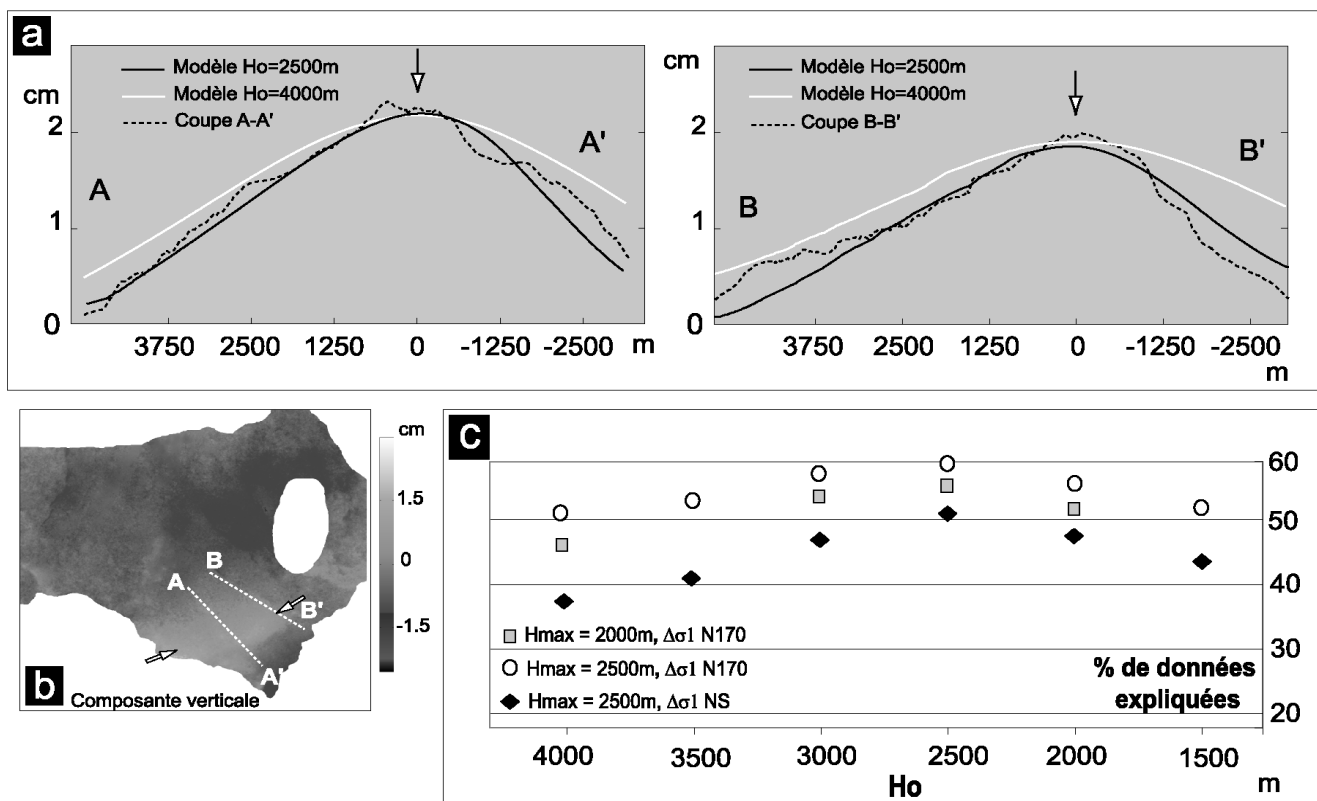


Fig. III.15 : Influence de  $H_0$  (Fig. III.13). a : Comparaison des déplacements verticaux mesurés et modélisés pour différents profils NO-SE ( $H_{max} = 2500$  m,  $\Delta_{horizontal} = 8$  km, compression orientée  $N170^\circ$ ). b : Traces des coupes sur la projection plane des déplacements verticaux. Les flèches blanches indiquent l'axe de la ride. c : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de  $H_0$  pour deux orientations de la contrainte compressive et deux géométries du décollement.

Fig. III.15 : Influence of  $H_0$  (Fig. III.13). a : Comparison of measured and modelled vertical displacements for various NO-SE profiles ( $H_{max} = 2500$  m,  $\Delta_{horizontal} = 8$  km, compression oriented  $N170^\circ$ ). b : Cross-sections in the plane projection of vertical displacements. White arrows indicate the hinge of the anticlinal ridge. c : Evolution of the percentage of explained data as a function of  $H_0$  for two orientations of compression and two decollement geometries.

La figure III.15 révèle que la valeur de  $H_0$  qui ajuste au mieux les données (aussi bien la composante verticale qu'horizontale) pour différentes valeurs des autres paramètres de cette étude est 2500 m sous la surface, soit 2300 m au-dessous du niveau de la mer (considérant une altitude moyenne de la zone de 200 m) (Fig. III.15-c). Ceci montre que la fonction coût est une fonction convexe et qu'elle ne possède certainement pas de minimum local dans la gamme de valeur choisie pour les paramètres.



$-H_{\max}$

Les valeurs testées pour ce paramètre varient entre 1000 et 4000 m (les autres paramètres étant considérés comme constants :  $H_0 = 1500$  m ou 2500 m,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km, compression orientée N170 ou Nord-Sud).. Le paramètre  $H_{\max}$  a un effet comparable à  $H_0$  sur la composante verticale du champ de déplacements : plus  $H_{\max}$  est important, plus la longueur d'onde du déplacement est élevée (Fig. III.16-a).

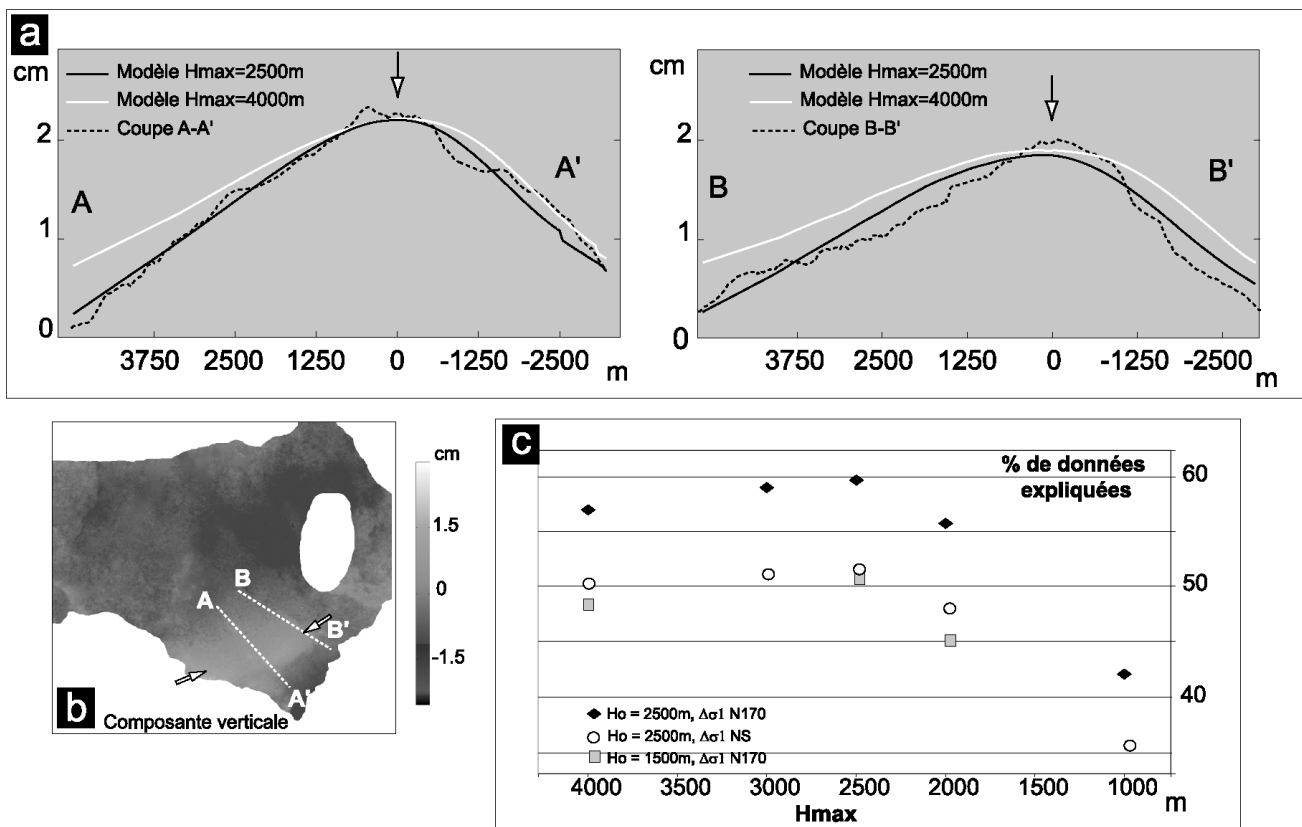


Fig. III.16 : Influence de  $H_{\max}$  (Fig. III.13). a : Comparaison des déplacements verticaux mesurés et modélisés pour différents profils NO-SE ( $H_0 = 2500$  m,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km, compression orientée N170). b : Traces des coupes sur la projection plane des déplacements verticaux. Les flèches blanches indiquent l'axe de la ride. c : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de  $H_{\max}$  pour deux orientations de la contrainte compressive et deux géométries du décollement.

Fig. III.15 : Influence of  $H_{\max}$  (Fig. III.13). a : Comparison of measured and modelled vertical displacements for various NO-SE profiles ( $H_{\max} = 2500$  m,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km, compression oriented N170°). b : Cross-sections in the plane projection of vertical displacements. White arrows indicate the hinge of the anticlinal ridge. c : Evolution of the percentage of explained data as a function of  $H_{\max}$  for two orientations of compression and two decollement geometries.

Les modèles qui ajustent le mieux les données correspondent à un  $H_{\max} = 2500$  m quelles que soient les valeurs des autres paramètres (Fig. III.16-c).



2.2. CONTRAINTES A L'ORIGINE DU DECOLLEMENT



2.2.1. Contraintes régionales :



2.2.1.a. Contrainte compressive :

L'orientation du champ de contrainte compressif qui affecte la Sicile diffère selon les auteurs de Nord-Sud à NO-SE, direction qu'ils ont déterminée à partir de données sismiques, de mesures de contraintes en forages (Caccamo et al., 1996 ; Montone et al., 1999 ; Ben Avraham et Grasso, 1990 ; Bousquet et al., 1988). Nous allons ici estimer la direction du champ qui permet d'ajuster au mieux les données interférométriques. La direction de la contrainte compressive varie entre N 140° et N 20°. Les contraintes sont appliquées à des décollements dont la géométrie est telle que  $H_{max} = 2500$  m et  $H_0 = 2000$  m ou  $2500$  m (Fig.III.17).

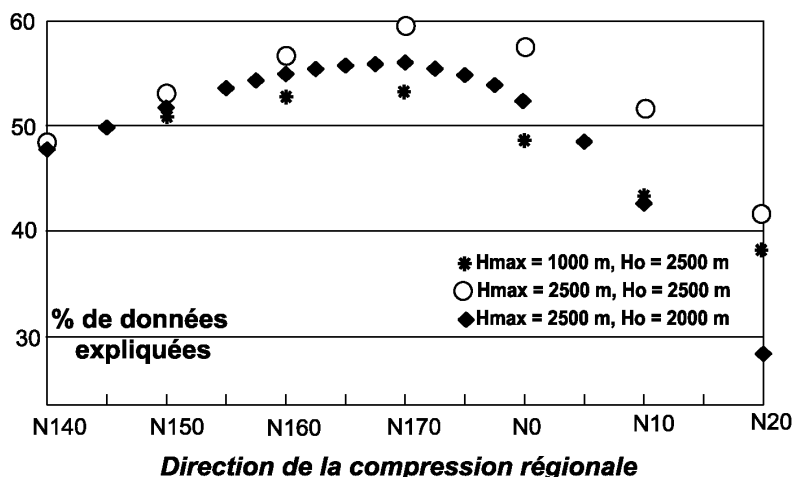


Fig. III.17 : Effet de l'orientation de la contrainte compressive sur le % de données expliquées pour deux géométries de décollements.

Fig. III.17 : Effect of the orientation of the compression on % of explained data for two decollement geometries.

La figure III.17 montre qu'une contrainte compressive orientée N 170° correspond à un maximum de la fonction coût et ajuste au mieux les données.



2.2.1.b. Extension Est-Ouest:

Les données sismiques révèlent que le Nord-Est de la Sicile, plus précisément la zone d'édification de l'Etna, est une zone de transition entre le domaine compressif de Sicile centrale et le domaine extensif du bassin ionien (Cocina et al., 1997) (Chapitre I). La ride anticlinale peut donc être affectée par les deux types de contraintes.

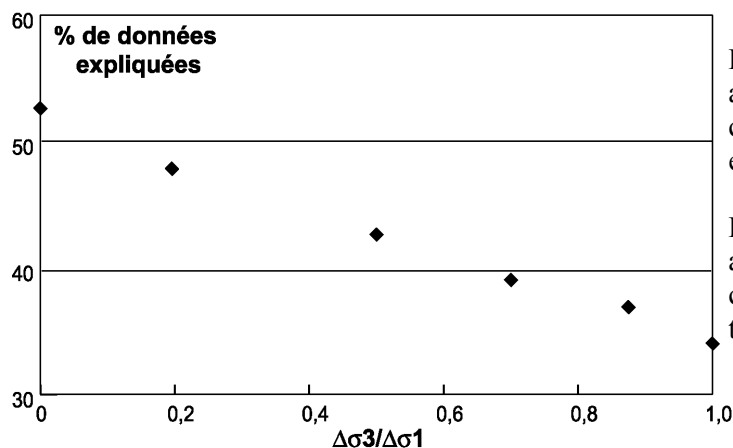


Fig. III. 18 : Effet du rapport des amplitudes des contraintes extensives et compressives sur le % de données expliquées au niveau de la ride anticlinale.

Fig. III. 18 : Effect of the ratio of the amplitude of the extension and the compression on the % of explained data in the anticlinal ridge area.

Nous avons supposé ici que la ride était aussi soumise à une variation de contrainte extensive perpendiculaire à la contrainte compressive. Le paramètre que nous avons choisi de faire varier est le rapport des amplitudes des contraintes extensives sur compressives. Pour chaque rapport de contrainte, l'amplitude a été ajustée de façon à maximiser le % de données expliquées. Nous avons testé différents rapports d'amplitude entre les contraintes extensives et compressives orientées respectivement N 80° et N 170°. La figure III.18 met en évidence, au niveau de la ride anticlinale, que plus le rapport entre les amplitudes des contraintes est faible, plus le % de données expliquées est fort. Ainsi, le soulèvement modélisé à partir d'une contrainte compressive seule, orientée N 170°, correspond au meilleur ajustement des données.

Le meilleur modèle est présenté figure III.19, il a été calculé à partir d'un décollement de géométrie listrique ( $H_0 = 2500$  m,  $H_{\max} = 2500$  m). Par cette approche, nous avons pu fixer certains paramètres (compression orientée N 170°,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8000$  m) et les intervalles de variations des paramètres ( $1000 < H_0 < 4000$  et  $0 < H_{\max} < 4000$ ). Afin de mener une optimisation et de tester notre approche par essais-erreurs, nous avons diminué le nombre de points de calculs en diminuant le nombre de points au niveau des failles. Nous obtenons ainsi des maillages de 234 nœuds ce qui limite le temps de calcul à moins de 4 minutes.

Les valeurs des paramètres géométriques ont été confirmées par une optimisation de type « random cost » (ANNEXE IV), qui a conduit à des résultats proches de ceux de cette étude par essai-erreur :  $H_0 = 2604$  m,  $H_{\max} = 2592$  m. Cette étude permet de valider notre approche directe. Cette géométrie est intermédiaire entre celle proposée par Borgia et al. (2000) et celle des chevauchements au Sud de l'Etna proposée par Torelli et al. (1998) et Torrisi et al. (2003).

La contrainte régionale compressive orientée N 170° qui explique le mieux le soulèvement de la base du flanc Sud, a été mise en évidence par une étude de la sismicité et de la fracturation (Patanè et al., 2001). Cette direction N 170° coïncide avec la direction de convergence entre les plaques Afrique et Europe dans le Sud de la Sicile comme l'indiquent des travaux récents utilisant des données GPS (Mc Clusky et al., 2003 ; Nocquet et al., 2003 ; Hollenstein et al., 2003). Notre étude montre l'influence de cette direction de contrainte à l'échelle de l'édifice volcanique comme au niveau régional.

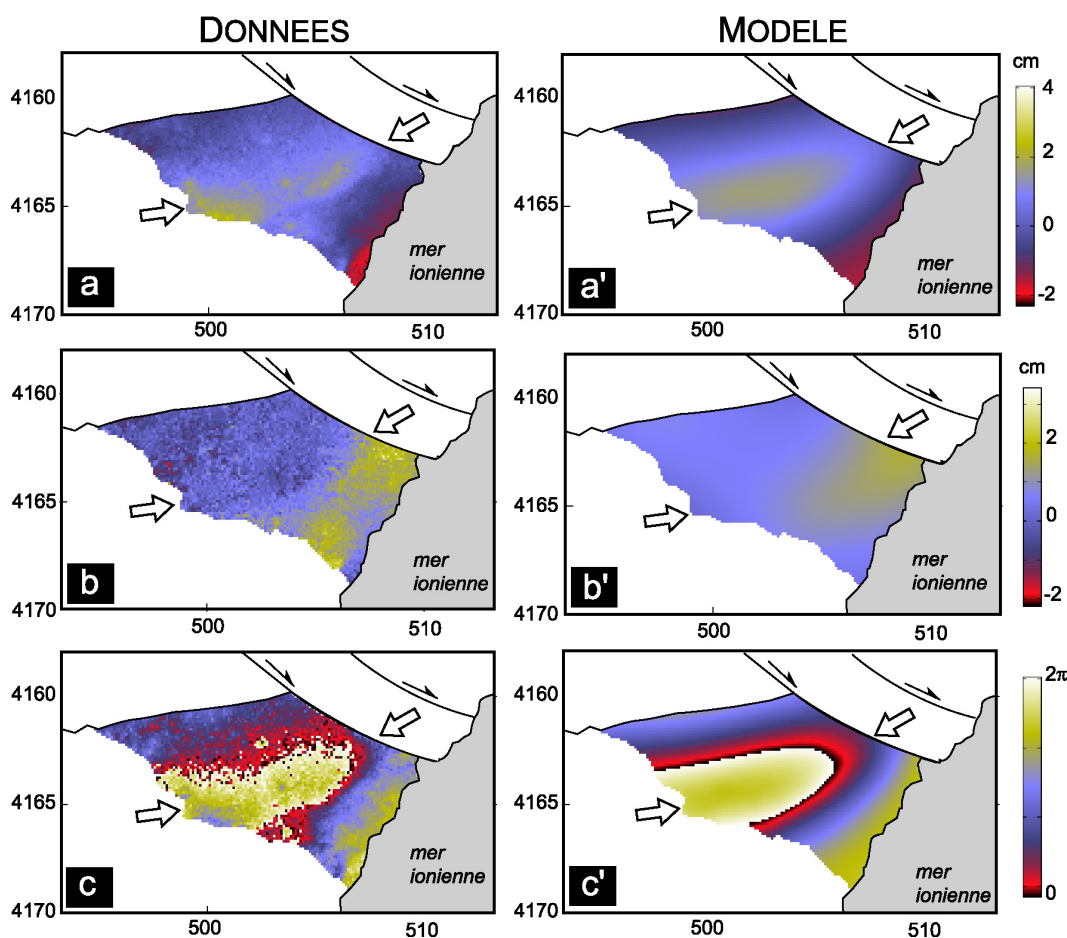


Fig. III.19 : Comparaison entre les déplacements du meilleur modèle ( $H_0 = 2500$  m,  $H_{\max} = 2500$  m, contrainte compressive seule orientée N 170°) et les déplacements mesurés par interférométrie radar au niveau de la ride anticlinale. a et a' sont les composantes verticales, b et b' les composantes horizontales (positive vers l'est) du champ de déplacements. c et c' sont des interférogrammes ascendants reconstitués à partir des composantes verticales et Est-Ouest du champ de déplacements.

Fig. III.19 : Comparison between the displacements of the best model ( $H_0 = 2500$  m,  $H_{\max} = 2500$  m, compression oriented N 170°) and the displacements measured by interferometry radar in the area of the anticlinal ridge. a and a' are the vertical components, b and b' the horizontal components (positive towards the East) of the displacements field. c and c' are the ascending interferograms reconstituted from the vertical and East-West displacements.



## 2.2.2. Contraintes gravitaires :



### 2.2.2.a. Prise en compte des contraintes gravitaires :

Dans les modèles d'évolution proposés de l'Etna, les différents auteurs supposent que les forces gravitaires représentent un moteur principal des mouvements de flancs à l'Etna (Borgia et al., 1992), ou un moteur secondaire (Bousquet et Lanzafame, 2001) (Chapitre 1). Il paraît donc important de prendre en compte les forces gravitaires dans nos modèles afin de déterminer si les effets de la gravité sont majeurs ou secondaires dans les mouvements mesurés.

Dans le but de modéliser l'effet de la gravité, nous avons fait l'hypothèse qu'elle correspond à une contrainte verticale d'amplitude proportionnelle à la pression lithostatique et que celle-ci peut être estimée en considérant le poids de la pile des formations sus-jacentes : ainsi plus un élément est profond, plus la contrainte verticale appliquée est forte (Fig. III.19). De même que Pinel et Jaupart (2003), nous avons négligé les contraintes horizontales liées au poids d'un volcan élastique. Etant donné les vergences des plans de glissements que nous avons considéré, les résultats n'auraient pas été qualitativement différents (Annexe V). Les contraintes horizontales jouant dans le même sens que les contraintes verticales, leur prise en compte auraient accentué l'amplitude du déplacement.

Fig. III.19 :

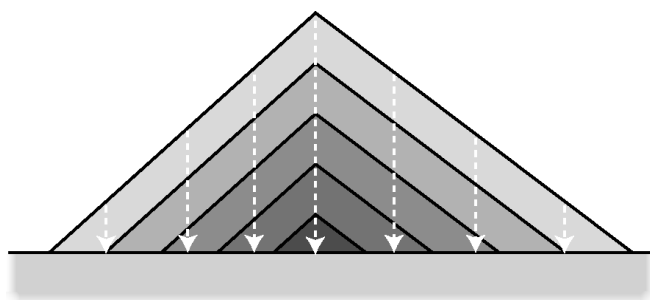


Fig. III.19 : Méthode de prise en compte des forces gravitaires. Plus la tranche d'altitude est foncée, plus les contraintes gravitaires appliquées sont fortes. Les flèches indiquent l'intensité de la contrainte gravitaire.

Fig. III.19 : Method to take into account the gravitational forces. The darker the section of altitude, the higher the applied gravitational stress is. Arrows indicate the intensity of the gravitational stress.

Dans la pratique, nous avons découpé les maillages en différentes classes d'altitude et appliqué sur les éléments des contraintes d'amplitude  $K \cdot \rho \cdot g \cdot h$ , où  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $h$  et  $\rho$  sont respectivement l'épaisseur et la masse volumique moyenne des formations sus-jacentes à l'élément considéré, et  $K$  un facteur multiplicatif déterminé pour chaque modèle de façon à ce que les amplitudes des déplacements mesurés et calculés soient les plus comparables. Nous supposons ici que la rhéologie est telle que le glissement est

asismique. Faire varier le facteur K revient à modifier le coefficient de friction dynamique au niveau du décollement (plus K est grand, plus le déplacement est important).

Nous avons estimé une masse volumique moyenne pour les formations pesantes :  $\rho = 2500 \text{ kg.m}^{-3}$ , valeur utilisée dans les études de De Luca et al. (1997) et Briole et al. (1997).

Les contraintes verticales appliquées se décomposent au niveau du décollement incliné en contraintes normales et en cisaillement. Un cas général est donné en Annexe V. Ainsi, si l'on applique une contrainte verticale à un décollement à vergence interne, on crée une subsidence en surface (Fig. III.20-a et a'). Pour que les déplacements en surface soient cohérents avec les données, il faut que la vergence des plans de glissement soit externe (Fig. III.20-b et b').

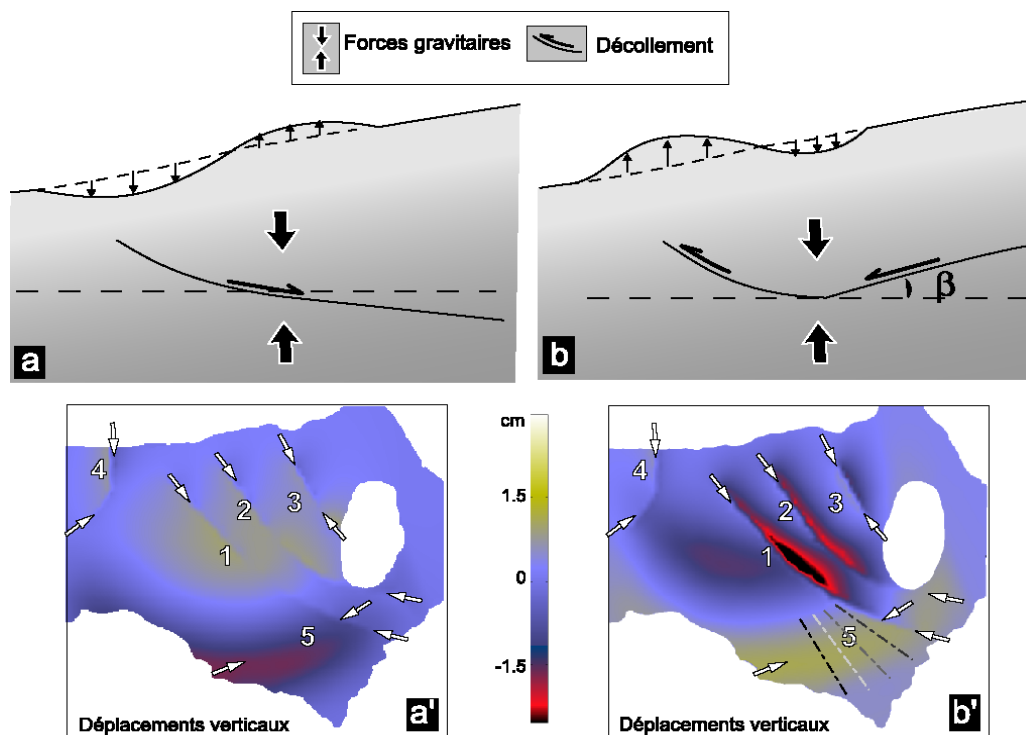


Fig. III.20 : Influence de la géométrie du décollement sur les déplacements lorsque celui-ci est soumis à des forces gravitaires. (a) Si le décollement a une vergence Sud, on crée une subsidence en surface visible au niveau de la ride en 5 sur (a'). (b) Si le décollement a une vergence Nord (sauf sa limite Sud identique au cas (a)), on obtient un soulèvement en surface au niveau de la ride en 5 sur (b'). (a') Déplacements verticaux calculés pour un décollement à vergence Sud (géométrie (a)) soumis à des forces gravitaires (et une extension N 100° sur les failles). (b') Déplacements verticaux calculés pour un décollement à vergence Nord (sauf sa limite sud, géométrie (b)) soumis à des forces gravitaires (et une extension N 100° sur les failles).

Fig. III.20 : Influence of the decollement geometry on the displacements when it is submitted to gravitating forces. (a) If the decollement has a Southern vergence, modelled displacements correspond to a subsidence visible at the surface along the hinge of the anticlinal noted 5 on (a'). (b) If the decollement has a Northern vergence (except its Southern limit identical to the case (a)), modelled displacements correspond to an uplift along the hinge of the anticlinal ridge noted 5 on (b'). (a') Vertical displacements calculated for a Southern vergence decollement (geometry (a)) submitted to gravitational forces (and an extension oriented N 100° on faults). (b') Vertical displacements calculated for a decollement with a Northern vergence (except its southern limit, geometry (b)) submitted to gravitational forces (and an extension oriented N 100° on faults).



2.2.2.b. Effets des contraintes gravitaires :

Nous avons testé les effets des contraintes gravitaires appliquées sur un plan de décollement situé sous la partie Sud de l'édifice. Ce modèle est proche de celui proposé par Froger et al. (2001) qui envisagent que seul le flanc Sud est affecté par l'étalement gravitaire. Les paramètres du décollement (pendage,  $H_0$ ,  $H_{max}$ ) ont été conservés dans la partie Sud par rapport à l'étude considérant les contraintes régionales. Seules la vergence de la partie Nord et  $\Delta_{horizontal}$  ont été modifiées par rapport à la géométrie précédente.  $\Delta_{horizontal}$  (égale à 13 km dans ce cas) est, comme précédemment, la valeur minimale de l'extension horizontale du décollement. Nous avons considéré différents pendages  $\beta$  de la partie Nord du glissement entre  $5^\circ$  et  $15^\circ$ . Le meilleur modèle est obtenu en utilisant un pendage de  $10^\circ$ . Ce modèle correspond à un pourcentage de données expliquées de 37.8 % pour la zone de la ride anticlinale. Cette valeur est faible par rapport aux résultats obtenus en appliquant des contraintes régionales, elle s'explique en partie par la distribution spatiale du soulèvement.

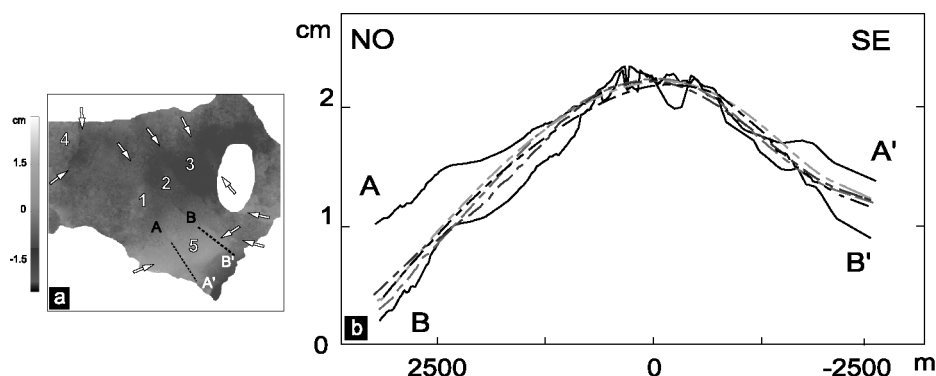


Fig. III.21. a : Traces des coupes sur la projection plane des déplacements verticaux b : Comparaison des déplacements verticaux mesurés le long des profils A-A' et B-B' (en trait plein) et calculés le long des différents profils de la figure III.20-B' (en traits discontinus).

Fig. III.21. a : Cross-sections in the plane projection of vertical displacements. B: Comparison of the vertical displacements measured along cross-sections A-A' and B-B' (full lines) and calculated along the various profiles of the figure III.20-B' (dotted lines).

Les coupes de la figure III.21 montrent que la longueur d'onde du soulèvement est en bon accord avec les données, ce qui confirme les paramètres géométriques utilisés pour la partie Sud du décollement. Par contre, cette longueur d'onde ne varie pas d'Est en Ouest contrairement à ce que l'on observe sur les données qui montrent que la longueur d'onde est plus importante à l'Ouest (Coupe A-A' fig. III.21) qu'à l'Est (Coupe B-B' fig. III.21).

En revanche, cette augmentation d'Est en Ouest était visible dans les modèles utilisant des contraintes régionales orientées N  $170^\circ$ . Le soulèvement généré par des forces gravitaires est

trop important au Sud-Est au niveau de l'extrémité des failles MTT et également dans la zone située au Sud de la faille de Ragalna.

La longueur d'onde du soulèvement calculé correspond bien aux observations pour des contraintes gravitaires appliquées sur un décollement, ce qui valide les paramètres géométriques utilisés. En revanche, on n'observe pas de variation d'Est en Ouest de cette longueur d'onde comme dans les mesures. Nous écartons le modèle proposé par Froger et al. (2001) dans lequel le soulèvement au Sud de l'Etna était dû aux contraintes gravitaires appliquées sur un décollement sous le flanc Sud.

Le modèle considérant une compression régionale orientée N 170° appliquée sur un décollement profond localisé sous le flanc Sud explique le mieux les résultats au niveau de la ride anticlinale.

### **3. DEPLACEMENTS LE LONG DES FAILLES MTT ET DE RAGALNA :**

Nous nous intéressons maintenant aux mouvements le long des failles MTT et de Ragalna. D'après l'étude interférométrique (chap. II.), ces mouvements sont caractérisés par :

- des discontinuités de déplacements nettes, visibles sur les composantes verticales et Est-Ouest
- un « mouvement de bloc » vers l'Est du secteur limité par les failles 1 et 2 des MTT (Fig. III.6)
- un mouvement global vers l'Est du secteur Nord-Est de la zone d'étude
- des mouvements horizontaux plus importants que les verticaux le long des failles de MTT
- un jeu vertical maximum dans la partie centrale des failles MTT
- un jeu inverse au niveau de l'extrémité Est de la faille 2.

#### **3.1. PARAMETRES GEOMETRIQUES DES FAILLES :**

Dans les modèles, nous allons considérer pour les failles les paramètres géométriques suivants (Fig. III.22) : la profondeur initiale du sommet de la faille,  $H_0$  (si la faille n'atteint pas la surface), la profondeur maximale de la faille  $H_{\max}$ , le pendage  $\alpha$ , et l'extension horizontale  $E_h$  dans le cas de structures listriques.

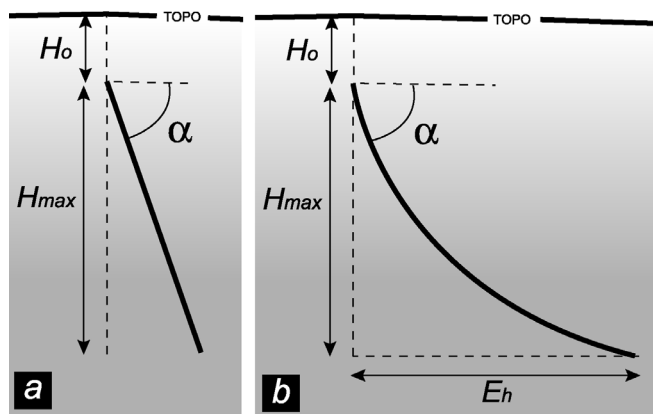


Fig. III.22 : Paramètres géométriques testés pour une faille plane (a) et pour une faille listrique (b).

Fig. III.22 : Geometrical parameters tested for a plane fault (a) and for a listric fault (b).

Dans les modèles, nous avons admis que les failles 1, 2 et 3 étaient de géométrie identique. Pour tester l'influence des différents paramètres géométriques des failles MTT, nous n'avons considéré, dans un premier temps, que les failles 1 et 2 en l'absence de soulèvement au Sud de la zone (Fig. III.23).

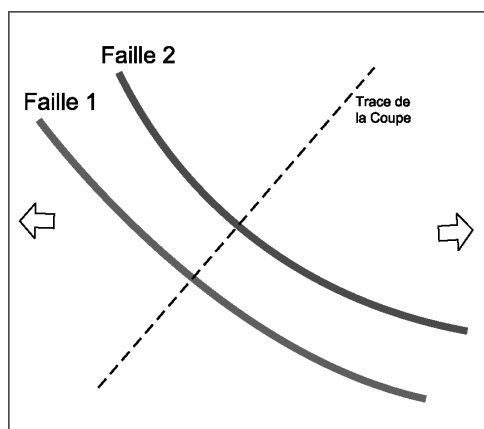


Fig. III.23 : Schéma montrant la trace en surface des failles modélisées, la coupe (en pointillé) et la direction de l'extension régionale utilisée (flèches blanches).

Fig. III.23 : Sketch map showing the surface trace of the modelled faults, the cross-section (dotted line) and the direction of the applied regional extension (white arrows).

Nous avons montré (chapitre II) que les failles MTT sont caractérisées par des déplacements normaux et dextres. Etant donnée l'orientation de ces structures, une extension régionale N 100°, proposée par Monaco et al. (1997), peut permettre de générer de tels déplacements (Fig. III.23). Dans les modèles visant à préciser les paramètres géométriques des failles, nous utiliserons cette contrainte régionale extensive.



### 3.1.a. Influence de la profondeur minimum $H_0$ :

Nous avons calculé la déformation associée à des couples de failles caractérisées par des  $H_0$  différents et soumis à une extension orientée N 100° (Fig. III.23). Les autres paramètres géométriques des failles étant fixés : failles planes, pendage de 75°,  $H_{max} = 2000$  m.



On constate que plus le sommet de la faille est éloigné de la surface, moins les déplacements entre les bords des fractures sont nets (Fig. III.24).

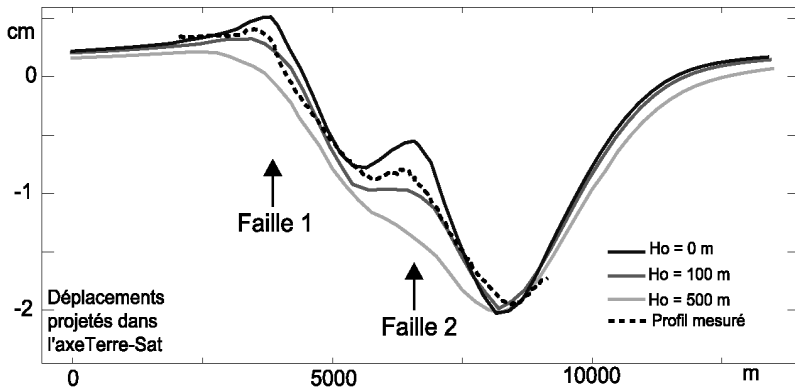


Fig. III.24 : Influence du paramètre  $H_0$  (Fig. III.22) sur les déplacements en surface. Comparaisons des déplacements projetés dans l'axe de visée du satellite le long de coupes réalisées perpendiculairement à l'axe des failles en surface. Failles soumises à une extension N  $100^\circ$ .

Fig. III.24 : Influence of the parameter  $H_0$  (Fig. III.22) on ground displacements. Comparisons of the displacements projected on the line of sight of the satellite along cross-sections perpendicular to the axis of the faults at the surface. Faults are submitted to an extension N  $100^\circ$ .

Pour rendre compte des discontinuités de déplacement franches, les failles doivent donc atteindre la surface ou être très proches de celle-ci. Nous considérerons donc pour la suite de l'étude que les failles MTT arrivent en surface.



### 3.1 b. Influence du pendage $\alpha$ :

Nous avons appliqué le champ de contrainte extensif orienté N  $100^\circ$  à des failles planes atteignant la surface, de pendage allant de  $45^\circ$  à  $90^\circ$ .

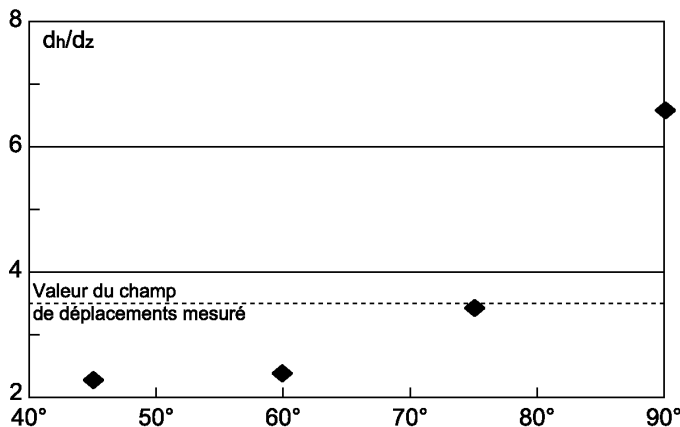


Fig. III.25 : Evolution du rapport déplacement horizontal  $d_h$  sur le déplacement vertical  $d_z$  le long des failles en fonction du pendage  $\alpha$  des failles (Fig. III.22). Contrainte extensive orientée N  $100^\circ$ .

Fig. III.25 : Evolution of the ratio of horizontal displacement  $d_h$  on vertical displacement  $d_z$  along the faults as a function of the dip of the faults  $\alpha$  (Fig. III.22). Extension oriented N  $100^\circ$ .

Le pendage affecte le rapport entre déplacements horizontaux et déplacements verticaux. La figure III. 25 montre que pour une même direction de contrainte, plus le pendage est important, plus le rapport des déplacements horizontaux sur verticaux ( $d_h/d_z$ ) est fort. Pour des

failles verticales, le déplacement vertical est plus de 6 fois plus faible que le déplacement horizontal.

Si nous calculons le rapport des déplacements horizontaux sur verticaux des données interférométriques, nous trouvons que celui-ci est d'environ 3.5 au niveau des failles 1 et 2, proche de la valeur calculée pour des failles de pendage  $75^\circ$  (Fig. III.25). Nous considérons donc que les failles 1 et 2 ont un pendage de  $75^\circ$  et nous utiliserons cette valeur par la suite.

Cette valeur de  $75^\circ$  est intermédiaire du pendage de failles normales (typiquement de  $60^\circ$ , si l'on considère que celles-ci sont créées quand le critère de Mohr-Coulomb est atteint et que les roches ont des angles de friction interne de  $30^\circ$ ) et des failles décrochantes (typiquement  $90^\circ$ ).



### 3.1.c. Influence de la profondeur $H_{max}$ :

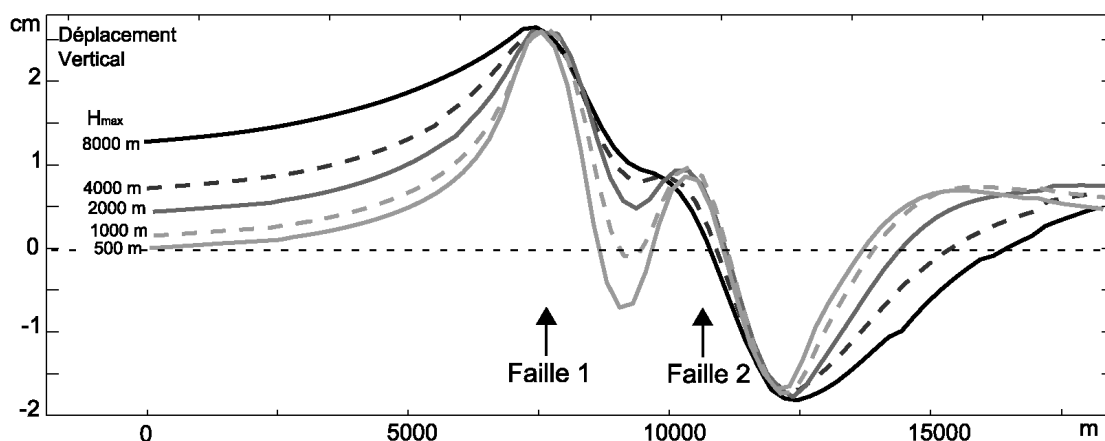


Fig. III.26 : Influence de  $H_{max}$  (Fig. III.22) sur le déplacement vertical pour des failles de pendage  $75^\circ$  et soumises à une contrainte extensive constante (pendage  $75^\circ$  et extension N  $100^\circ$ ). Les coupes sont réalisées suivant la trace indiquée sur la figure III.23.

Fig. III.26 : Influence of  $H_{max}$  (Fig. III.22) on the vertical displacement for  $75^\circ$  dip faults and submitted to a constant extensive stress (dip  $75^\circ$  and extension N  $100^\circ$ ). Cross-sections correspond to the trace indicated on the figure III.23.

Nous avons testé l'influence de la profondeur de failles planes de pendage  $75^\circ$  soumises à une extension orientée N  $100^\circ$  et atteignant toutes la surface. Des coupes réalisées dans les modèles révèlent que plus  $H_{max}$  est important, plus la zone d'influence des failles en surface est étendue (Fig. III.26). Pour que tout le secteur limité par les failles soit mobile, affecté par un déplacement comparable avec les observations, les failles doivent être de profondeur  $H_{max} \geq 4$  km.

Pour quantifier la taille de la zone d'influence des failles, nous avons calculé le pourcentage de la surface (de la zone d'étude) ayant subi une déformation d'au moins 10 % de l'amplitude maximale de la déformation de la zone. Pour tenir compte à la fois de la composante horizontale et verticale, nous avons projeté les composantes de la déformation dans l'axe de visée d'un satellite ERS en orbite ascendante. La zone d'influence exprimée en pourcentage est calculée pour les déplacements projetés dans la direction Terre-Satellite et tient donc compte des déplacements horizontaux et verticaux.

On observe sur la figure III.27 que la zone d'influence des failles augmente avec leur profondeur  $H_{max}$ . Pour obtenir une valeur de ce pourcentage comparable à la valeur calculée (43% environ) sur les données interférométriques au niveau des failles, les structures doivent atteindre au moins 4500 m de profondeur. Simultanément, si on considère des coupes au travers des failles et qu'on compare la zone d'influence des données aux zones d'influence calculées pour des failles de  $H_{max}$  croissants, on déduit aussi que  $H_{max} = 5$  km.

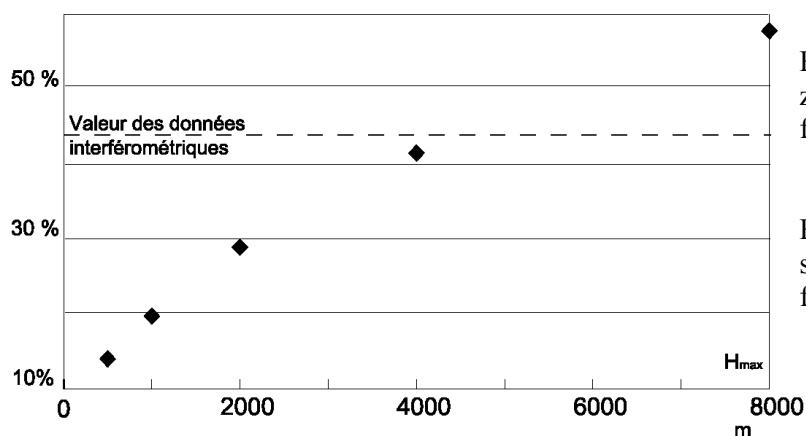


Fig. III.27 : Evolution du pourcentage de la zone d'étude affectée par la déformation en fonction de la profondeur  $H_{max}$  des structures.

Fig. III.27 : Evolution of the percentage of the studied area affected by the deformation as a function of the depth of the structures  $H_{max}$ .

Cette profondeur est en accord avec les données sismiques. En effet, les foyers des séismes associés aux failles MTT sont superficiels (entre 1 et 2 km de profondeur), ces structures sont donc vraisemblablement peu profondes. En revanche, si les failles avaient une longueur de  $H_{max} = 5$  km, elles intersecteraient le décollement à l'origine du soulèvement de la ride anticlinale au Sud, ce qui est incompatible avec le déplacement simultané observé pour la ride et les failles. Le décollement étant caractérisé par une profondeur minimale de 2500m sous la surface, les failles doivent être plus superficielles.

Afin d'expliquer la longueur d'onde des déplacements, nous devons introduire un autre paramètre puisque les modèles considérant des failles planes ne sont pas satisfaisants. La zone recoupée par les failles MTT est caractérisée par une faible épaisseur des formations volcaniques (quelques centaines de mètres) (Chapitre I). Les formations sédimentaires sous-

jaçentes (remplissage de bassin d'avant pays) offrent des zones plus ductiles (niveau argileux) dans lesquelles les failles peuvent être susceptibles de s'horizontaliser. Nous allons donc supposer que les failles sont listriques et déterminer l'influence de l'extension horizontale des failles sur les déplacements (Fig. III.22).



### 3.1.d. Influence de l'extension horizontale $E_h$ :

Pour le décollement à l'origine du soulèvement du Sud, l'extension horizontale  $\Delta_{horizontal}$  a peu d'influence, et nous avons fixé sa valeur. Dans le cas des failles MTT atteignant la surface, nous avons testé l'influence de ce paramètre, noté cette fois  $E_h$ . Les autres variables géométriques (pendages initiaux et profondeurs  $H_0$  et  $H_{max}$ ) sont fixées comme pour les failles planes (pendage de  $75^\circ$ ) (Fig. III.22).

La figure III.28 montre que dans le cas de failles listriques qui intersectent la surface,  $E_h$  a la même influence sur la déformation que  $H_{max}$  : plus  $E_h$  est élevée, plus la zone d'influence des failles est grande. On remarque également que le saut de déplacement positif en amont des failles est moins marqué pour des failles listriques que dans le cas de structures planes (Fig. III.28). Ceci est plus en accord avec les observations que les modèles de failles planes.

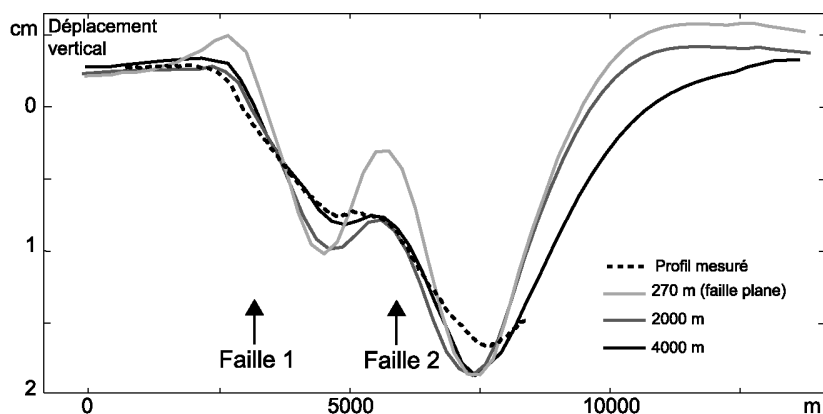


Fig. III.28 : Influence de l'extension horizontale  $E_h$  (Fig. III.22) sur le déplacement vertical. Les modèles correspondent à des failles listriques atteignant la surface et ayant une profondeur  $H_{max} = 1000$  m et soumise à une contrainte extensive orientée N  $100^\circ$ . Les coupes sont réalisées suivant la trace indiquée sur la figure III.23.

Fig. III.28 : Influence of the horizontal extension  $E_h$  (Fig. III.22) on the vertical displacement. Models correspond to listric faults reaching the surface and corresponding to depth  $H_{max} = 1000$  m and submitted to an extension oriented N  $100^\circ$ . Cross-sections are made along the trace indicated on the figure III.23.

La figure III.29 représente l'évolution du pourcentage de la zone affectée par le déplacement en fonction de  $E_h$  : on observe qu'une faille listrique caractérisée par  $\alpha = 75^\circ$ ,  $H_{max} = 1000$

m et  $E_h = 3000$  m a une zone d'influence égale à celle d'une faille plane de caractéristique  $\alpha = 75^\circ$  et  $H_{max} = 4000$  m.

Les failles listriques ont donc une zone d'influence supérieure aux failles planes. On peut ainsi expliquer la zone affectée par les déplacements avec des failles listriques de profondeurs plus faibles que les failles planes testées précédemment. Ces profondeurs, plus en accord avec les données sismiques, permettent d'éviter l'intersection entre les failles et le décollement responsable du soulèvement du Sud. Des failles de 2000 m de profondeur et de 4000 m d'extension horizontale créent des déplacements en surface affectant la même surface que les données (Fig. III.29). Dans la suite du paragraphe 4.2, nous utiliserons cette géométrie pour les failles MTT.

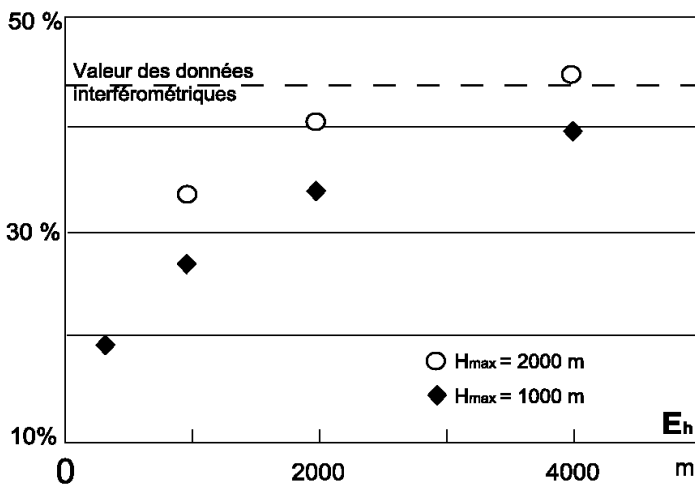


Fig. III .29 : Evolution du pourcentage de la zone d'étude affectée par la déformation en fonction de l'extension horizontale  $E_h$  pour une faille listrique de 1000 m de profondeur et  $\alpha = 75^\circ$ .

Fig. III .29 : Evolution of the percentage of the studied area affected by the deformation as a function of the horizontal extension  $E_h$  for a 1000 m depth listric fault and  $\alpha = 75^\circ$ .

### 3.2. CONTRAINTES A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS DE FAILLES :

Nous considérerons toutes les structures actives du Sud-Est de l'Etna pour tester les contraintes qui peuvent être à l'origine des mouvements le long des failles du flanc Sud-Est (Fig. III.30). Les failles MTT sont modélisées par des failles listriques atteignant la surface, leur pendage est  $\alpha = 75^\circ$ , leur profondeur  $H_{max} = 2000$  m et leur extension  $E_h = 4000$  m (Fig. III.30).

Pour la faille de Ragalna, la situation est différente. Les interférogrammes ERS étant insensibles aux déplacements Nord-Sud, les déplacements mesurés le long de la faille de Ragalna (orientée principalement Nord-Sud) sont essentiellement verticaux. La discontinuité de déplacement est nette au niveau de cette faille. De plus, les études géologiques de terrain

ont montré que cette faille atteint la surface sur une partie de la zone d'étude (Rust et Neri, 1996). Ainsi, nous supposons que la faille de Ragalna atteint la surface sur toute la longueur mise en évidence par interférométrie radar. Etant donné sa faible zone d'influence, nous la supposons plane et de profondeur  $H_{\max} = 2500$  m et de même pendage que les failles MTT  $\alpha = 75^\circ$ .

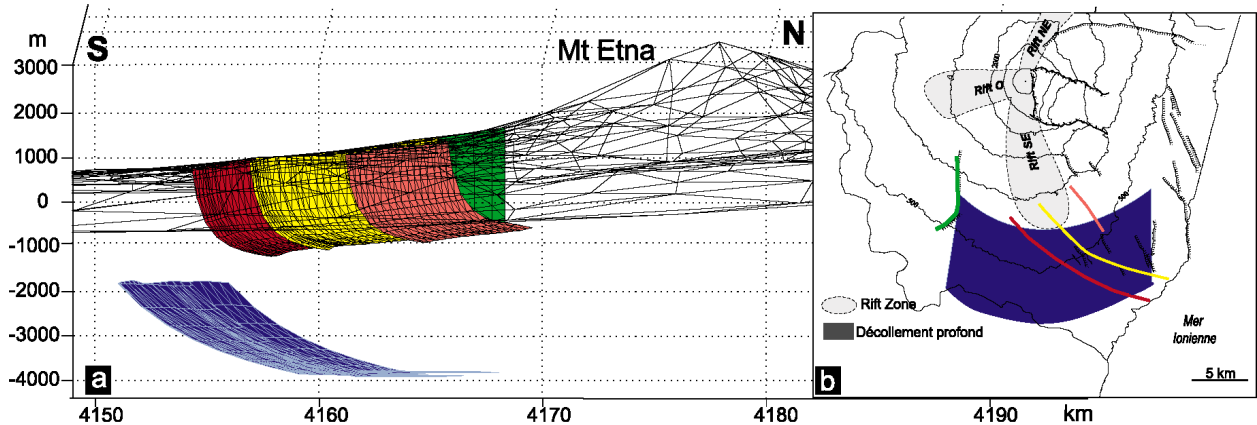


Fig. III.30 : a : Extrait du maillage de la topographie, des failles et du décollement utilisés. b : Localisation du décollement et des failles.

Fig. III.30 : a : Extraction of the mesh of the topography, the faults and decollement used in the calculations. b : Location of the decollement and the faults.



3.2.a. Mouvements de failles engendrés par les contraintes sur le décollement :

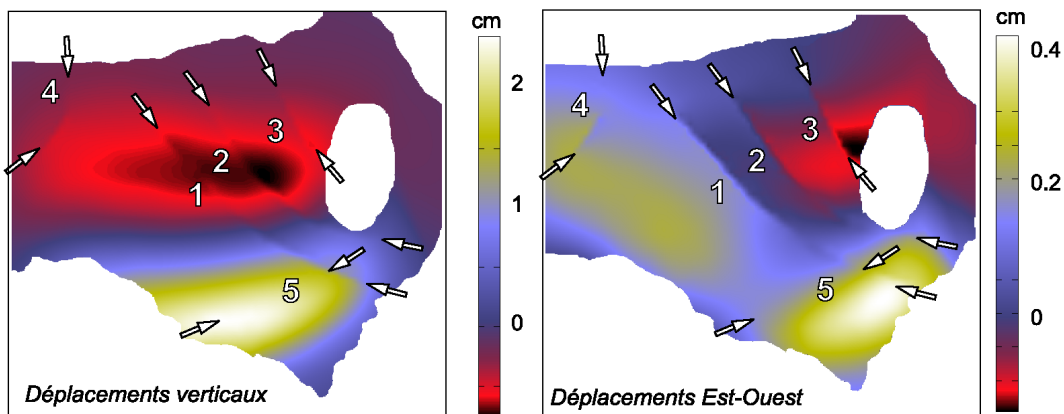


Fig. III.31 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour une contrainte compressive orientée N 170° appliquée seulement au décollement. Les différentes failles sont indiquées par les flèches convergentes et leur numérotation est celle adoptée dans le chapitre II (Fig. III.6).

Fig. III.31 : Vertical and East-West displacements calculated for a compression oriented N 170° applied only on the decollement. The faults are indicated by convergent arrows and their numbers correspond to those adopted in chapter II (fig. III.6).

En première hypothèse, nous avons considéré que seul le décollement profond serait soumis à des contraintes et que les mouvements sur les failles MTT et de Ragalna résulteraient du mouvement du décollement. Nous avons supposé que celui-ci était soumis à une compression N 170° conformément au résultat trouvé précédemment (paragraphe 4.1.3). Les mouvements le long du décollement induisent une subsidence en surface au Nord de la ride compressive. Les mouvements verticaux créés le long des failles MTT ne concordent pas avec les observations, l'amplitude des déplacements verticaux est insuffisante, et ceux-ci sont concentrés au niveau de la subsidence induite par le décollement (Fig. III.31). De plus, les déplacements horizontaux le long des failles MTT sont de très faible amplitude et correspondent à un jeu sénestre au lieu du jeu dextre observé sur le terrain. En revanche, les déplacements observés le long de la faille de Ragalna, bien que de faible amplitude, sont qualitativement en accord avec les observations car le jeu de la faille de Ragalna est normal dextre (Fig. III.31).

Ce modèle montre que le champ de contrainte compressive orientée N 170 ° responsable des mouvements le long du décollement, ne peut pas expliquer les déplacements le long des failles MTT et du Nord-Est de la zone d'étude : le pourcentage de données expliquées est inférieur à 5%. Il ne suffit pas non plus à rendre compte des mouvements le long de la faille de Ragalna.



3.2.b. Contrainte compressive :

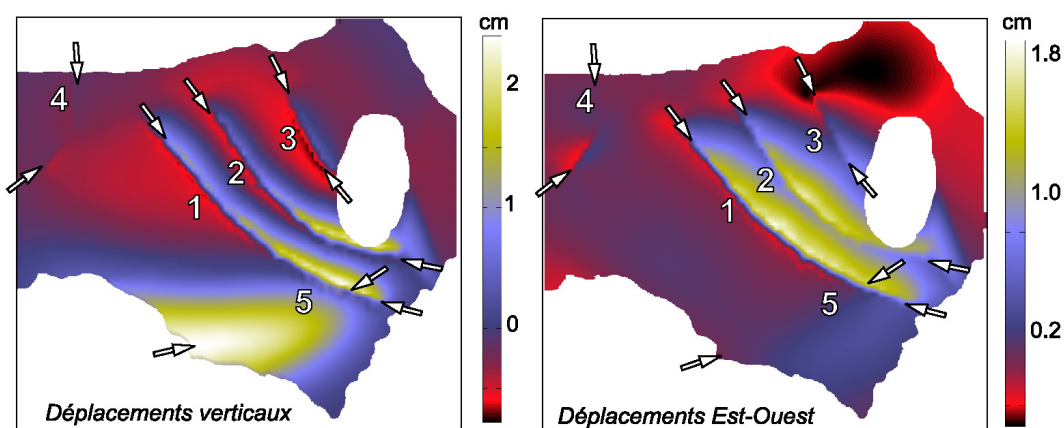


Fig. III.32 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour une contrainte compressive N 170° appliquée à l'ensemble des failles et sur le décollement. Les différentes structures sont indiquées par les flèches convergentes et leur numérotation est celle adoptée dans le chapitre 2 (Fig. III.6).

Fig. III.32 : Vertical and East-West displacements calculated for a compressive constraint N 170° applied to the whole structures (faults and decollement). Structures are indicated by convergent arrows and their notation is the one adopted in chapter 2 (fig. III.6).

En seconde hypothèse, nous avons considéré que les failles MTT et de Ragalna étaient soumises à la même contrainte compressive que le décollement profond. La figure III.32 montre le résultat de ce calcul. On observe des mouvements dextres le long des failles MTT, en accord avec les observations, mais de plus faible amplitude. En revanche, la composante verticale du champ de déplacements indique un jeu inverse au lieu de normal le long des failles MTT. Les mouvements horizontaux se localisent le long des failles et n'expliquent pas un mouvement d'ensemble du secteur Nord-Est vers l'Est.

La faille de Ragalna est caractérisée par un jeu normal senestre en désaccord avec les données.

Ainsi, une contrainte compressive orientée N 170° appliquée à toutes les structures ne permet pas d'expliquer le champ de déplacements mesuré au niveau du flanc Sud-Est de l'Etna, et le pourcentage de données expliquées est de 7.5%. Nous devons donc considérer que les failles sont soumises à un champ de contraintes différent de celui du décollement profond.



3.2.c. Contrainte extensive :

Nous avons fait jusqu'à présent l'hypothèse de la compression régionale orientée Nord-Sud. Or, Monaco et al. (1997) ont proposé que la tectonique du Nord-Est de la Sicile était dominée par une extension orientée N 100°. De leur côté, Barberi et al. (2000) et Patané et al. (2001) ont établi que le champ de contrainte en surface est différent du champ de contrainte compressif actif en profondeur (Chapitre I). Nous testons ici ces hypothèses en appliquant une extension orientée N 100° sur les failles superficielles de MTT et de Ragalna et une compression Nord-Sud sur le décollement en profondeur. La figure III. 33 présente l'évolution du % de données expliquées en fonction de la direction de cette extension régionale.

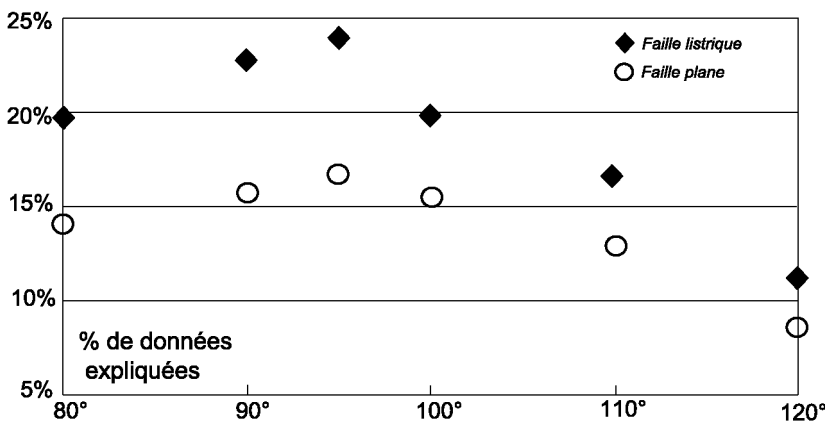


Fig. III.33 : Comparaison du pourcentage de données expliquées en fonction de l'angle de l'extension régionale pour deux géométries de failles : listrique et plane.

Fig. III.33 : Comparison of the percentage of explained data as a function of the angle of the regional extension for two geometries of faults: listric and plane.



La figure III.33 montre qu'une extension orientée N 95 ° sur les failles ajuste le mieux le champ de déplacements mesuré. Les résultats pour des failles planes ( $H_{\max} = 2500$  m et  $\alpha = 75^\circ$ ) sont également représentés, ils confirment que ce résultat est valable que les failles soient planes ou listriques.

Le meilleur modèle, qui correspond à une contrainte extensive appliquée sur les failles, est donné par la figure III. 34.

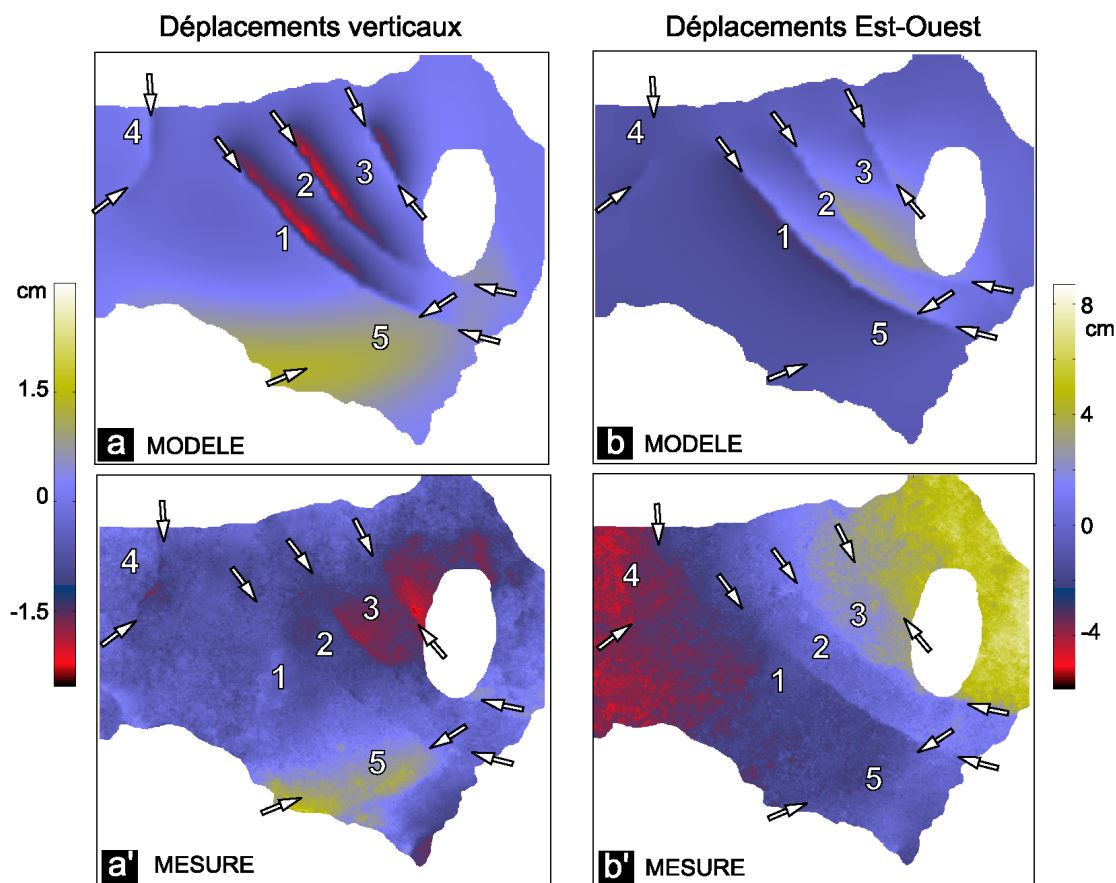


Fig. III.34 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour des failles soumises à une extension orientée N 95°. (a') et (b') représentent respectivement déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés.

Fig. III.34 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for faults submitted to an extension oriented N 95°. (a') and (b') respectively represent the measured vertical and East-West displacements.

On constate que les déplacements verticaux, correspondant à un jeu normal, sont localisés le long des failles MTT et que le maximum de jeu normal est situé à leurs extrémités Nord. Les mouvements horizontaux calculés sont dextres. Ils affectent essentiellement l'extrémité Sud des failles et on n'observe pas de déplacement global vers l'Est de la partie Nord-Est de la zone d'étude.

En revanche, au niveau de la faille de Ragalna les déplacements calculés sont proches des déplacements mesurés le long de cette structure, aussi bien verticalement qu'horizontalement. Les déplacements le long de la faille de Ragalna calculés avec une faille de géométrie listrique identique aux failles MTT donnant des résultats moins bons, nous avons donc décidé de conserver sa géométrie plane :  $H_0 = 0$  m,  $H_{\max} = 2500$  m,  $\alpha = 75^\circ$ .

Néanmoins, le pourcentage de données expliquées (24,5%) reste faible. Une contrainte extensive appliquée sur les failles et une contrainte compressive orientée N 170 ° sur le décollement, ne sont pas suffisantes pour expliquer les déplacements mesurés pendant la période 1996-1998 sur le flanc Sud-Est de l'Etna. Le champ de contrainte à l'origine des déplacements le long des failles est complexe et nous devons considérer que les failles sont soumises à la fois à une extension et à une compression.



3.2.d. Contraintes compressive et extensive :

D'après Cocina et al. (1997), l'Etna s'est édifié dans la zone de transition entre deux contextes compressif et extensif. Ainsi il est probable que le champ de contraintes qui s'applique sur les failles soit composé d'une extension et également d'une compression perpendiculaires l'une à l'autre.

Nous avons ajusté pour chaque modèle les amplitudes de  $\Delta\sigma_1$  et de  $\Delta\sigma_3$  simultanément de façon à la valeur du pourcentage de données expliquées le plus important. La figure III.35 montre l'influence d'une composante compressive croissante sur le pourcentage de données expliquées. On observe que plus la composante compressive est forte, plus l'écart entre les modèles et les données important.

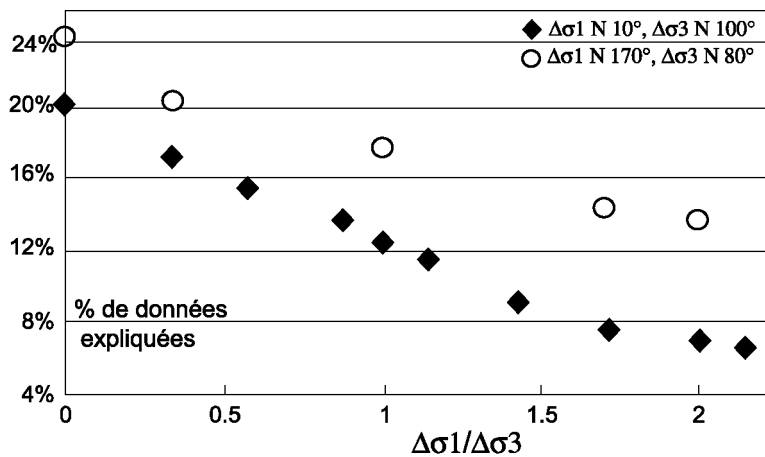
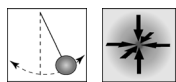


Fig. III.35 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction du rapport d'amplitude entre les contraintes compressive et extensive du champ de contraintes pour deux couples de directions.

Fig. III.35 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the ratio of the amplitude of compression and extension for two couples of directions.

L'ajout d'une contrainte compressive, au niveau du champ de contrainte sur les failles, renforce la composante décrochante dextre le long des failles. En revanche, le jeu vertical devient faible voire même inverse sur plus de la moitié de la longueur pour de plus fortes valeurs de compression (à partir de  $\Delta\sigma_1/\Delta\sigma_3 > 0.8$ ). La prise en compte de ce champ complexe dans le calcul ne permet pas d'améliorer la qualité des modèles.

Les modèles considérant des failles individuelles sur lesquelles s'appliquent des contraintes régionales ne permettent pas de reproduire de manière satisfaisante le champ de déplacements mesuré le long des failles MTT puisqu'au mieux, nous avons expliqué 24,5% de données. Les différentes géométries et champs de contraintes testés notamment n'ont pas permis de générer le mouvement d'ensemble vers l'Est de la partie Nord-Est de la zone d'étude. Nous devons donc envisager d'autres types de contraintes ou d'autres géométries.



### 3.2.e. Contraintes gravitaires :

Nous avons supposé en premier lieu que la faible cohérence entre les modèles calculés était liée au type de contraintes utilisées. Nous avons donc appliqué des contraintes gravitaires sur des structures isolées les unes des autres. La géométrie des structures est la même que les cas précédents hormis celle du décollement qui correspond à celle utilisée dans le paragraphe 4.1.5-b (Fig. III.30 et III.36).

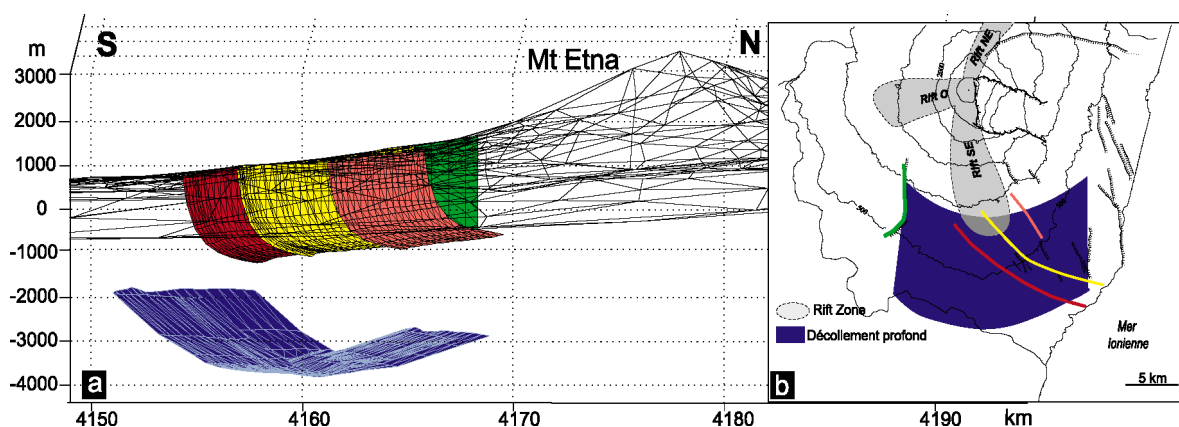


Fig. III.36 : a. Extrait du maillage de la topographie, des failles et du décollement utilisés pour la modélisation des structures individuelles. b : Localisation du décollement et des failles.

Fig. III.36 : a: Extraction of the mesh of the topography, the faults and decollement used to model individual faults. b: Location of the decollement and the faults.

Les modèles ne considérant que les forces gravitaires appliquées sur le décollement, ne suffisent pas à générer des mouvements d'amplitudes comparables aux observations le long des failles MTT et de Ragalna. Le pourcentage de données expliquées est de 3% plus faible que le cas 4.2.2.a. La subsidence créée au Nord de la ride est plus importante dans le cas des forces gravitaires. Les mouvements horizontaux sont faibles et les déplacements le long des failles MTT sont même senestres (Fig. III.37).

Si les forces gravitaires sont appliquées sur toutes les structures, le jeu calculé le long des failles MTT et de Ragalna devient essentiellement normal ce qui est en désaccord avec le champ de déplacements mesuré de la zone.

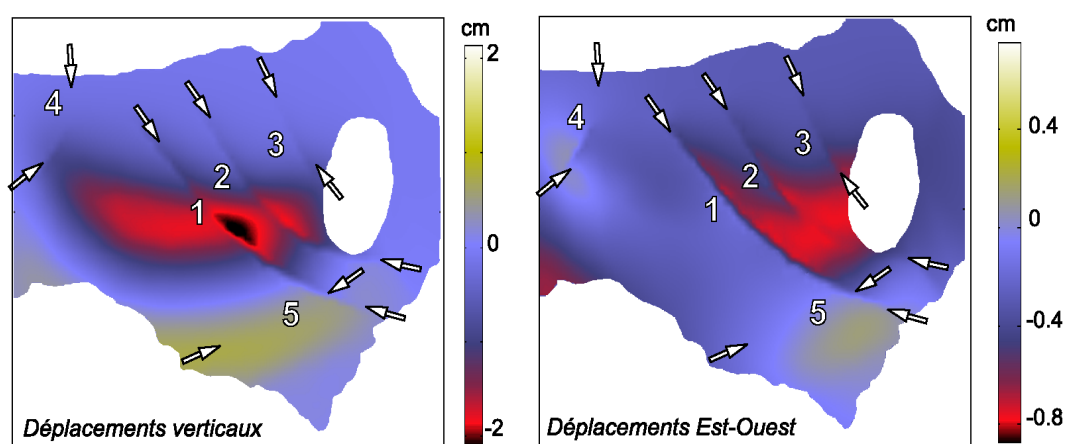


Fig. III.37 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour des contraintes gravitaires appliquées seulement au décollement. Les échelles de couleurs sont différentes des autres cas afin de pouvoir mettre en évidence les mouvements.

Fig. III.37 : Vertical and East-West displacements calculated for a gravitational stress applied on the décollement only. Colour scales are different from the others cases in order to show displacements.

Si les failles sont soumises à une extension régionale orientée N 95° et le décollement à des forces gravitaires, les modèles ajustent mieux les données. Le résultat de ce calcul est donné par la figure III.38. Au niveau de toute la zone d'étude, le pourcentage de données expliquées calculé est de 25,6 %. La différence avec les calculs précédents se situe au niveau des failles MTT. Les déplacements normaux sont plus importants que dans le cas de modèles ne considérant que les contraintes régionales. Ceci est lié à l'existence d'une zone de subsidence au Nord de la ride (Fig. III.38-a) qui recoupe les failles et renforce le jeu normal de celles-ci. Comme pour le cas précédent, les déplacements vers l'Est calculés sont d'amplitudes trop faibles par rapport aux déplacements vers l'Est mesurés (Fig. III.38-b). De plus, on n'observe pas dans les modèles de mouvement d'ensemble vers l'Est.

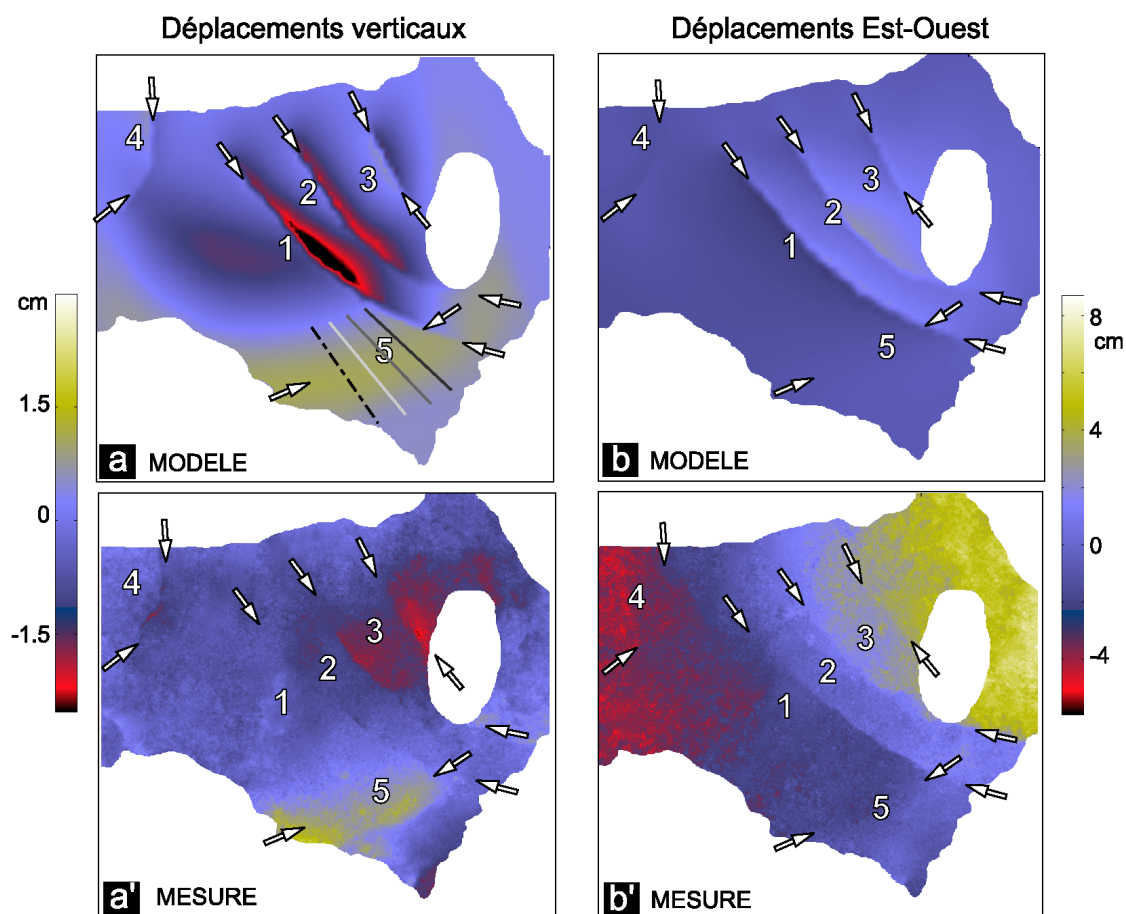


Fig. III.38 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour des failles soumises à une extension orientée N 95° et pour un décollement soumis à des forces gravitaires. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés.

Fig. III.38 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for faults submitted to an extension oriented N 95° and for a decollement submitted to gravitational forces. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements.

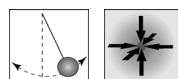
L'utilisation de forces gravitaires sur un décollement profond situé sous le flanc Sud ne permet donc pas d'expliquer de manière satisfaisante le champ de déplacements au niveau de la ride Sud. Par ailleurs, le mouvement horizontal le long des failles MTT est trop faible, il convient donc de considérer une autre géométrie de décollement. Ceci nous conduit également à rejeter le modèle proposé par Froger et al. (2001) qui considéraient que des contraintes gravitaires appliquées sur un plan de décollement pouvaient expliquer le soulèvement observé au niveau de la ride anticlinale du Sud de l'Etna.

#### 4. STRUCTURES CONNECTEES :

Dans ce paragraphe, nous considérons des plans de glissement de profondeur variable affectant différentes zones de l'édifice volcanique. Ces glissements sont limités par des failles bordières qui viennent se connecter sur ces plans.

L'importance de la faille de Pernicana-Provenzana a été soulignée par toutes les études portant sur l'évolution de l'édifice puisqu'elle représente la limite Nord du secteur instable de l'Etna (Borgia et al., 1992 ; Lo Giudice et Rasà, 1992). Nous l'avons donc prise en compte, même si celle-ci est située en dehors de la zone où l'interférogramme présente des mesures cohérentes.

Nous n'avons pas été en mesure d'obtenir un déroulement d'un interférogramme couvrant l'ensemble de l'édifice du fait de la faible cohérence de certaines zones, particulièrement dans la zone de Pernicana-Provenzana, et de la composante atmosphérique. Ainsi, les modèles seront comparés avec les données interférométriques au niveau du flanc Sud-Est et le calcul du pourcentage de données expliquées est effectué pour cette zone. Nous représenterons néanmoins, les déplacements sur l'ensemble de l'édifice de façon à comparer des taux de déplacements calculés avec des taux publiés, notamment au niveau de la faille de Pernicana-Provenzana.



#### 4.1. DECOLLEMENT « GEANT »:

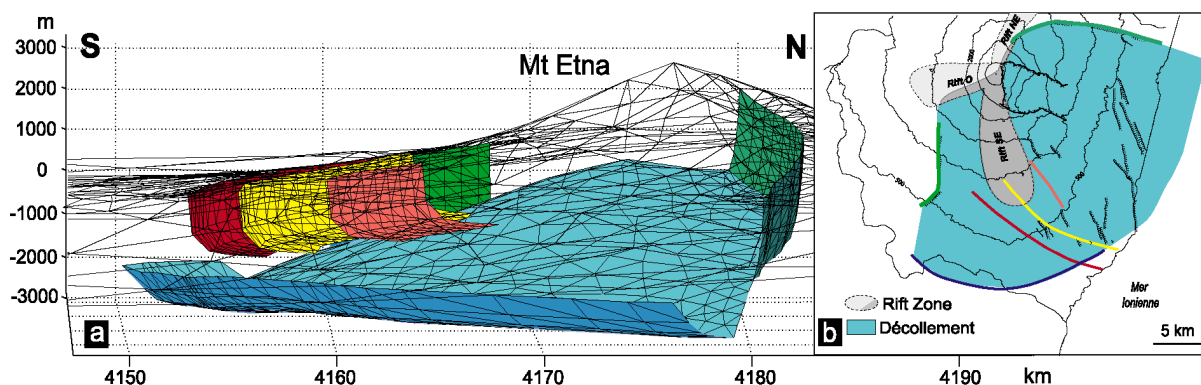


Fig. III.39 : a : Extrait du maillage de la topographie , des failles et du décollement utilisés. b : Localisation du décollement et des failles.

Fig. III.39 : a : Extraction of the mesh of the topography, the faults and decollement used in the calculations. b : Location of the decollement and the faults.

Dans le but d'expliquer les mouvements vers l'Est, nous avons supposé comme Borgia et al. (1992), Rust et Neri (1996) et Neri et al. (2003b) que l'Etna est caractérisé par un

glissement qui affecte plus de 50 % de l'édifice (Chapitre I). Dans un tel modèle, la faille de Pernicana-Provenzana correspond à la limite Nord du glissement. Nous avons considéré une faille continue sur toute sa longueur entre la Rift Zone Nord-Est et une zone proche de la côte ionienne à l'Est (Fig. III.8 et III.39) comme cela a été démontré récemment par une étude de Neri et al. (2003b).



4.1.a. Paramètres géométriques du décollement pour des contraintes gravitaires sur le décollement seulement :

Nous supposons ici que les contraintes gravitaires sont appliquées seulement sur le décollement. Comme nous l'avons vu paragraphe 3.2.e, pour que le déplacement créé par des forces gravitaires soit un soulèvement à la base de l'édifice, la géométrie du glissement doit être à vergence centripète (Nord au Sud et Ouest vers l'Est) (Fig. III.39). La géométrie listrique envisagée précédemment pour les failles MTT est conservée. De même, la géométrie de la partie Sud du glissement est la même que dans les cas précédents et elle est constante du Sud-Ouest au Nord-est de ce décollement. On supposera que le décollement vient se connecter à la base des failles bordières : les failles de Ragalna et Pernicana-Provenzana. Sa géométrie dépend donc de la profondeur de ces deux failles. Nous avons fait varier la profondeur de ces failles bordières entre  $H_{max} = 1500$  m et  $H_{max} = 3000$  m (Fig. III.40). Les failles MTT ont été générées de façon à se rapprocher en profondeur le plus possible du glissement. En raison du pendage du décollement, l'écart entre le plan de glissement et les failles est plus faible au Nord qu'au Sud (Fig. III.39). Les failles MTT sont caractérisées par une extension horizontale constante ( $E_h = 4000$  m) et une profondeur  $H_{max}$  qui dépend de la profondeur de plan de glissement. La profondeur  $H_{max}$  des failles MTT varie entre 1000 m et 2000 m.

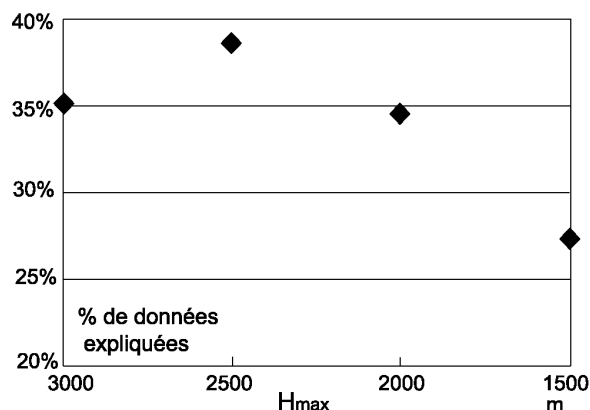


Fig. III.40 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de la profondeur des failles bordières pour des contraintes gravitaires appliquées au décollement (faille plane, pendage 75°).

Fig. III.40 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the depth of the bordering faults for gravitational stress applied on the decollement (plane fault, dip 75°).

Le meilleur modèle (Fig. III.41) a été calculé en utilisant des failles de Pernicana-Provenzana et de Ragalna de géométrie plane atteignant la surface, caractérisée par un pendage de  $75^\circ$  et  $H_{\max} = 2500$  m. (Fig. III.40). Le meilleur modèle explique 38.5 % de données, les failles de MTT ont alors une profondeur de 1500 m (pour une extension horizontale  $E_h = 4000$  m) et le pendage moyen du décollement est de l'ordre de  $10^\circ$ , c'est à dire proche de la valeur utilisée précédemment.

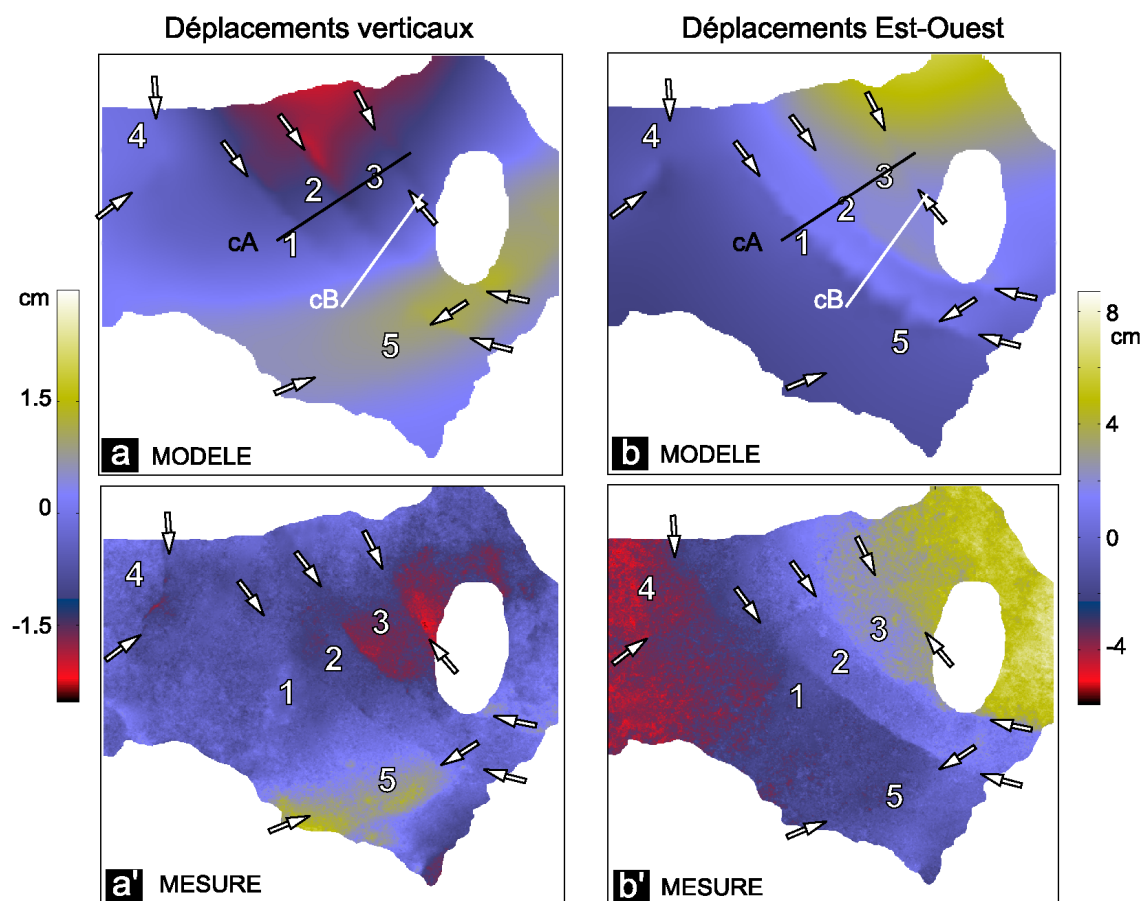


Fig. III.41 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un décollement affectant plus de 50 % du volcan soumis à des forces gravitaires. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés. cA et cB sont les traces des coupes de la figure III.42.

Fig. III.41 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for a decollement underlying more than 50 % of the volcano submitted to gravitational forces. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements. cA et cB are the cross-sections of the figure III.42.

- Déplacements verticaux du meilleur modèle:

Au niveau de la zone d'étude, les mouvements de subsidence sont localisés essentiellement au Nord et le long des failles. Les coupes de la figure III. 42 montrent que l'amplitude du jeu normal le long des MTT est un peu faible. Au niveau de la ride anticlinale au Sud, le



soulèvement est maximal au Sud-Est de la zone d'étude, mais il est d'amplitude bien inférieure au soulèvement mesuré (Fig. III.41). Ce soulèvement engendre un mouvement inverse au niveau de la partie Est des failles MTT. Ceci n'est pas en accord avec les observations.

La figure III.43 montre, qu'à l'échelle de l'édifice entier, les mouvements de subsidence engendrés par ce modèle sont maximum au niveau de la zone sommitale. Ces déplacements verticaux affectent essentiellement le flanc Est de l'édifice et sont limités au Sud par les failles MTT.

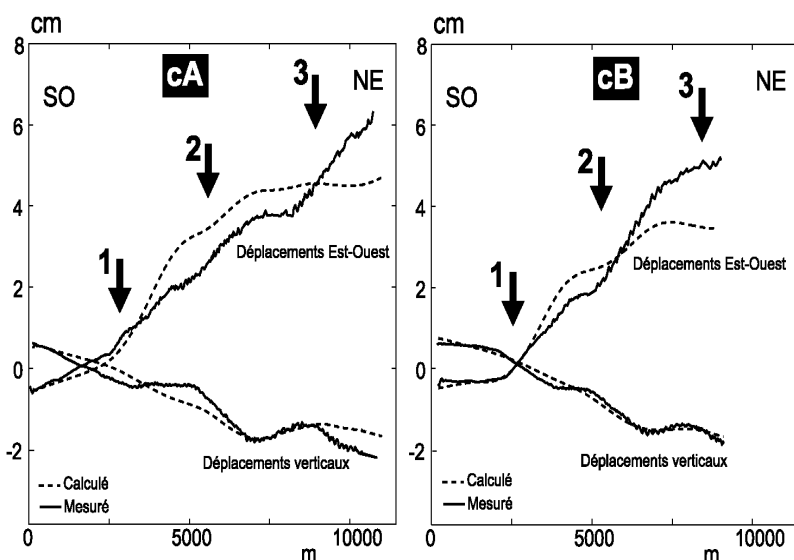


Fig. III.42 : Déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés et calculés, pour un décollement « géant » soumis à des contraintes gravitaires, le long des coupes cA et cB. La trace des coupes est donnée sur la figure III.41 a et b.

Fig. III.42 : Measured and calculated vertical and East-West displacements, for a "giant" decollement submitted to gravitational stress, along the cross-sections cA and cB. The traces of the cross-sections are given on figure III.41 a and b.

Ainsi, les forces gravitaires appliquées à un décollement profond affectant seulement le flanc Sud ou les flancs Est et Sud, ne créent pas un soulèvement compatible avec les valeurs mesurées au niveau de la ride. De même que pour un décollement isolé, nous rejetons l'hypothèse gravitationnelle concernant le soulèvement de la base Sud et nous considérons que les contraintes régionales qui permettent d'expliquer plus de 60 % de ce soulèvement, sont l'hypothèse la plus probable pour la ride anticlinale.

- Déplacements Est-Ouest du meilleur modèle :

Au niveau de la zone d'étude (Fig. III.41), on observe un jeu dextre avec le déplacement de toute la zone Nord-Est, ce que nous n'obtenons pas avec les modèles de failles listriques isolées. Les coupes de la figure III. 42 montrent cependant que les déplacements au Nord des failles MTT sont inférieurs à ceux observés.

On constate sur la figure III.43 que ce modèle permet d'obtenir un mouvement d'ensemble vers l'Est du flanc Est de l'édifice. Les failles MTT limitent le secteur mobile. Ce mouvement vers l'Est est maximum le long de la faille de Pernicana-Provenzana.

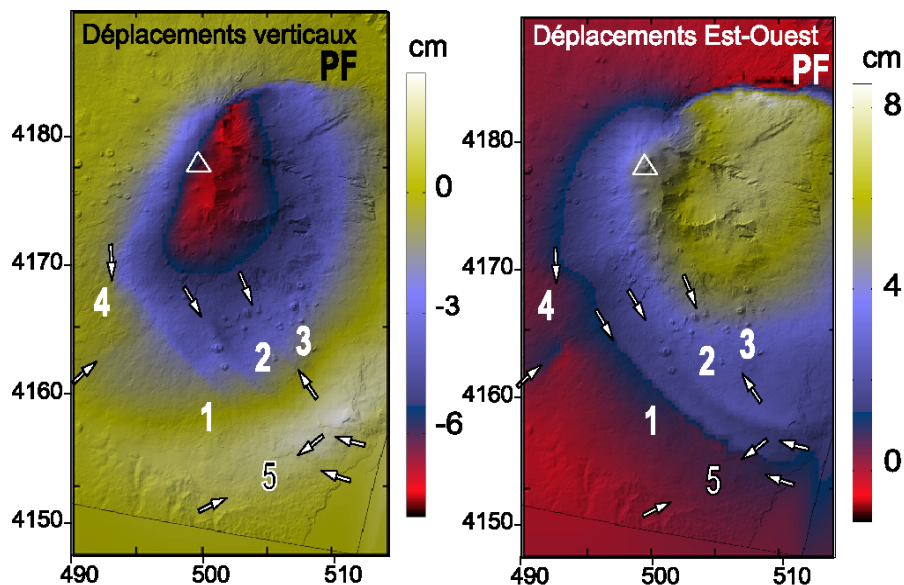


Fig. III.43 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un décollement affectant l'ensemble de l'Etna soumis à des contraintes gravitaires. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III.43 : Vertical and East-West displacements calculated for a décollement underlying the whole volcano submitted to gravitational stresses. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit .

Dans ce modèle, la faille de Ragalna, bordière du glissement gravitaire, n'est que faiblement active et présente un trop faible jeu vertical et dextre au niveau de son extrémité Sud indiquant que les déplacements mesurés le long de cette structure ne sont probablement pas liés aux mouvements gravitaires associés à un décollement unique.

Dans le même temps, si l'on considère que les mouvements modélisés se sont produits entre mars 1996 et août 1998, les taux de déplacements calculés dans la partie centrale de la faille de Pernicana-Provenzana sont d'environ  $3.5 \text{ cm.an}^{-1}$  de déplacement senestre et de  $1.5 \text{ cm.an}^{-1}$  ( $3 \text{ cm.an}^{-1}$  dans la partie Ouest) de déplacement normal. Ces valeurs sont proches des valeurs déterminées par les études de terrain le long de cette structure :  $3.7 \text{ cm.an}^{-1}$  de jeu senestre et  $3.5 \text{ cm.an}^{-1}$  de jeu normal à l'Ouest de la faille (Azzaro et al., 2001; Obrizzo et al., 2001) (Chapitre I). La faille de Pernicana-Provenzana envisagée comme une structure bordière de glissement gravitaire est en bon accord avec les données de déplacements.



#### 4.1.b. Contraintes gravitaires sur le décollement et les failles :

Pour que les déplacements le long des failles MTT soient plus en accord avec les observations, nous avons appliqué des contraintes sur ces structures. Lorsque les failles sont soumises aux mêmes forces gravitaires que le décollement, les mouvements verticaux sont favorisés essentiellement dans la partie Nord des failles et le rapport entre déplacements verticaux et horizontaux excède les observations. Dans ce cas, le pourcentage de données expliquées s'élève à 34 %.



#### 4.1.c. Contraintes gravitaires sur le décollement et extension sur les failles :

Si une contrainte régionale extensive orientée N 95° s'applique sur les failles, et que le décollement est toujours soumis à des contraintes gravitaires, on crée une augmentation du jeu vertical le long des structures et du déplacement dextre au niveau de leur extrémité Sud. Néanmoins, l'ajustement est faible 31,5 % de données sont



#### 4.1.d. Contraintes régionales sur le décollement et les failles :

Si l'on applique seulement des contraintes régionales correspondant à une contrainte compressive orientée N 170° sur le décollement et à une contrainte extensive orientée N 90° sur les failles, les déplacements modélisés sont proches de ceux obtenus pour des structures isolées. Les différences sont localisées le long de la faille de Ragalna où les déplacements normaux et dextres sont plus importants. Dans ce cas, le pourcentage de données expliquées est tout de même plus faible que dans le cas de structures isolées puisqu'il est de 22.5 %.

#### 4.1.e. Conclusion :

Pour expliquer les mouvements affectant la zone d'étude, il paraît nécessaire de proposer 2 origines aux mouvements :

- Pour le soulèvement au Sud de l'Etna, un décollement profond sous le flanc Sud soumis à une compression régionale orientée N 170° permet de rendre compte des

déplacements. Une contrainte régionale extensive orientée N 95° appliquée sur la faille de Ragalna semble être à l'origine des déplacements le long de cette structure.

- Pour les failles MTT et le flanc Est de l'Etna, les modèles de failles isolées ou de glissement « géant » sur lesquelles s'appliquent des contraintes régionales ou gravitaires ne permettent pas d'expliquer les déplacements. Néanmoins, les résultats des modèles précédents nous conduisent à considérer l'influence des contraintes gravitaires et régionales sur un plan de glissement peu profond affectant la partie Est du volcan et reliant la faille de Pernicana-Provenzana au Nord et les failles MTT au Sud. Ces contraintes et ces structures pourraient être à l'origine des déplacements vers l'Est du flanc Est du volcan comme proposé notamment par Lo Guidice et Rasà (1992) et Bousquet et Lanzafame (2001).

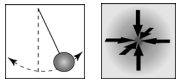


#### 4.2. GLISSEMENT SOUS LE FLANC EST :

Nous avons envisagé, comme Lo Guidice et Rasà (1992) et Bousquet et Lanzafame (2001), que seul le flanc Est est affecté par un glissement et que ce secteur mobile est limité par les failles de Pernicana-Provenzana au Nord, de MTT au Sud et par les Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est à l'Ouest (Chapitre I).

Nous avons modélisé deux types de plans de glissement différant par leurs profondeurs et leurs géométries. Le premier type correspond au plan de glissement superficiel présenté par Tibaldi et Groppelli (2002), qui considèrent que le plan de glissement se situe au sein des formations sédimentaires sous-jacentes de l'édifice volcanique, donc à des profondeurs supérieures à l'épaisseur de la pile volcanique (< 1000 m dans la zone d'étude). Le second type de glissement utilisé dans les calculs est plus superficiel. Il s'appuie sur la géométrie proposée par Lo Guidice et Rasa (1992) et Bousquet et Lanzafame (2001) : il coïncide avec l'interface entre les formations volcaniques et les formations sédimentaires du substratum.

Les modèles de ce chapitre considèrent que les soulèvements au niveau de la ride anticlinale sont liés à une contrainte régionale orientée N 170° appliquée sur un décollement profond sous le flanc Sud (déterminée au paragraphe 4.1).



4.2.1. Plan de glissement sous le flanc Est enraciné dans les formations sédimentaires :

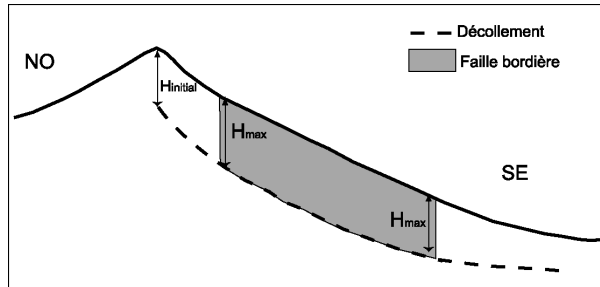


Fig. III.44 : Schéma montrant la géométrie du plan de glissement utilisé pour le flanc Est, vu en coupe depuis le Sud-Ouest.

Fig. III.44 : Sketch map illustrating the geometry of the sliding surface used for eastern flank, view in cross-sections from the South-west.

La géométrie de ce plan de glissement est l'équivalent pour le flanc Est du cas précédent : la profondeur du plan est donnée par la profondeur  $H_{max}$  des failles. Celles-ci sont supposées avoir une profondeur constante sur toute leur longueur (Fig. III.44).



4.2.1.a. Paramètres géométriques du glissement pour des contraintes gravitaires :

Les paramètres géométriques du plan de glissement ont été ajustés pour des contraintes gravitaires appliquées sur toutes les structures. Dans les modèles, nous allons faire varier  $H_{max}$  et  $H_{initial}$  (Fig. III.44).



-  $H_{initial}$  :

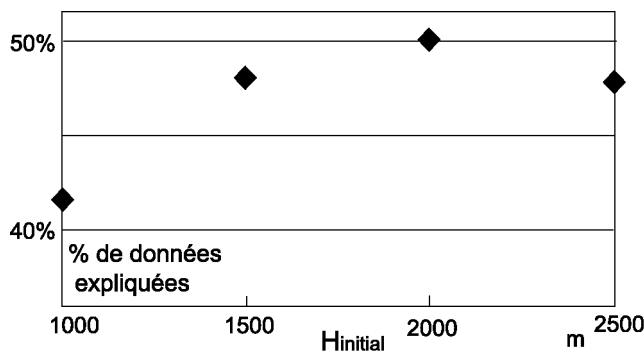


Fig. III.45 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de la profondeur initiale ( $H_{initial}$  Fig. III.44) du plan de glissement soumis à des contraintes gravitaires.

Fig. III.45 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the initial depth ( $H_{initial}$  Fig. III.44) of the sliding surface submitted to gravitational stress (plane fault, dip  $75^\circ$ ).

$H_{initial}$  est la profondeur de la limite Ouest du glissement située à la verticale des Rifts Zones (Fig. III.44) ; ce paramètre contrôle le pendage de la partie Ouest du glissement. L'altitude du substratum sous le sommet est de 1000 m environ (Lo Guidice et Rasà, 1992). Cela

correspond à un  $H_{initial}$  de 2000 m. Dans nos modèles, nous avons testé différentes valeurs de  $H_{initial}$  comprises entre 1000 m et 2500 m (Fig. III.45).

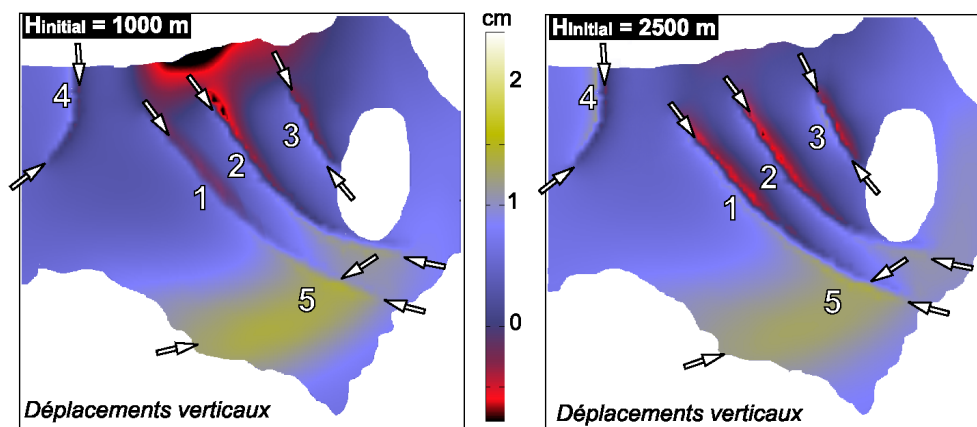


Fig. III.46 : Effet du paramètre  $H_{initial}$  (défini Fig. III.44) sur les déplacements verticaux dans le cas de contraintes gravitaires appliquées sur un plan de glissement superficiel sous le flanc Est.

Fig. III.46 : Influence of the parameter  $H_{initial}$  (defined Fig. III.44) on the vertical displacements in case of gravitational stress applied on the sliding surface under the eastern flank.

$H_{initial}$  influence l'amplitude de la déformation : plus  $H_{initial}$  est faible, plus le pendage du glissement est important et plus l'amplitude des déplacements est forte. Ainsi pour des forces gravitaires identiques, un glissement caractérisé par un  $H_{initial}$  de 1000 m est à l'origine de déplacements verticaux au niveau du sommet deux fois plus importants qu'un glissement où  $H_{initial} = 2000$  m. Cet effet est visible également au Nord de la zone d'étude (Fig. III.46). Le meilleur modèle correspond à un  $H_{initial}$  de 2000 m. Pour un  $H_{initial}$  de 2000 m, le pourcentage de données expliquées dépasse de 7 % le cas d'un modèle correspondant à un  $H_{initial}$  égal à 1000 m (Fig. III.45). Dans ce cas, le pendage moyen du plan de glissement ( $H_{initial} = 2000$  m) au Nord-Ouest des MTT est de  $11^\circ$ .



$$- H_{max} :$$

Nous avons fixé la géométrie de la faille de Pernicana-Provenzana par rapport aux modèles précédents et nous avons fait varier la profondeur des failles MTT entre 2500 m et 1000 m. Les différents modèles correspondent à des failles MTT de pendage  $75^\circ$  soumises aux mêmes contraintes gravitaires que le plan de glissement Est. La profondeur des failles MTT influence le rapport  $d_h/d_z$  entre les déplacements horizontaux et les déplacements verticaux (Fig. III.47).

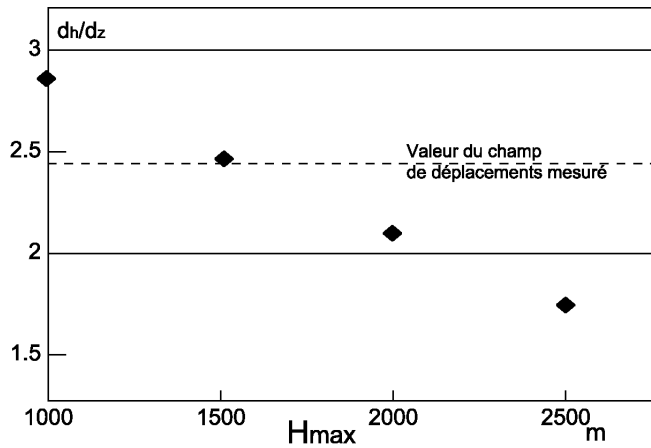


Fig. III.47 : Evolution du rapport déplacements horizontaux  $d_h$  sur les déplacements verticaux  $d_z$  le long des failles en fonction de la profondeur ( $H_{max}$  Fig. III.44) des failles MTT, dans le cas d'un plan de glissement enraciné dans les sédiments.

Fig. III.47 : Evolution of the ratio of the horizontal  $d_h$  and vertical  $d_z$  displacements, along the faults as a function of the depth ( $H_{max}$  Fig. III.44), in case of a sliding surface deep seated in the sedimentary formations.

La valeur de  $d_h/d_z$  pour le champ de déplacements mesuré a été calculée cette fois pour l'ensemble de la zone d'étude. On constate que le champ de déplacement calculé pour une profondeur de 1500 m pour les failles MTT donne le rapport  $d_h/d_z$  le plus proche des observations.

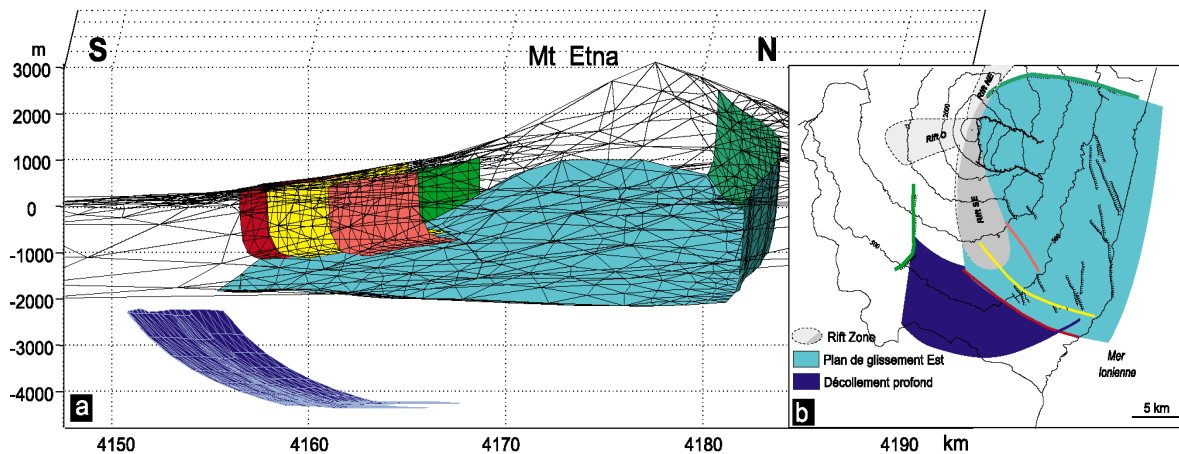


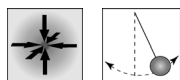
Fig. III.48 : a : Extrait du maillage de la topographie, des failles et des plans de glissement utilisés. b : Localisation des glissements et des failles.

Fig. III.48 : a : Extraction of the mesh of the topography, the faults and decollement used in calculations. b: Location of the sliding surfaces and the faults.

La figure III.48 montre la géométrie du meilleur modèle, elle présente les caractéristiques suivantes :

- failles MTT : pendage  $75^\circ$ ,  $H_{max} = 1500$  m
- faille de Pernicana-Provenzana : pendage  $75^\circ$ ,  $H_{max} = 2500$  m (valeur déterminée de façon à ce que le pendage du plan de glissement au Nord soit le même qu'au Sud).
- faille de Ragalna : pendage  $75^\circ$ ,  $H_{max} = 2500$  m (déterminée dans le cas des structures isolées paragraphe 3)
- $H_{initial} = 2000$  m.

A partir des données dont nous disposons, il n'était pas possible de déterminer l'extension du glissement superficiel vers l'Est. Nous l'avons donc prolongé arbitrairement jusqu'en mer ionienne en diminuant progressivement le pendage jusqu'à obtenir un pendage nul. Les champs de déplacements calculés à partir de glissements suffisamment étendus vers l'Est (au moins jusqu'à la côte ionienne à l'Est des failles MTT) ne sont pas suffisamment différents pour pouvoir caractériser le pendage du glissement à partir de nos données.



#### 4.2.1 b Contraintes à l'origine du mouvement :

Si on applique seulement des contraintes gravitaires, le rapport  $d_h/d_z$  est trop important par rapport aux observations. Si, par contre, seule une extension régionale est appliquée, ce même rapport est trop faible. Si les structures sont soumises à la fois aux contraintes gravitaires et à une extension régionale, les résultats sont meilleurs : le fait de rajouter une extension permet d'améliorer sensiblement l'accord entre les données et les modèles (jusqu'à 15 % dans certains cas).

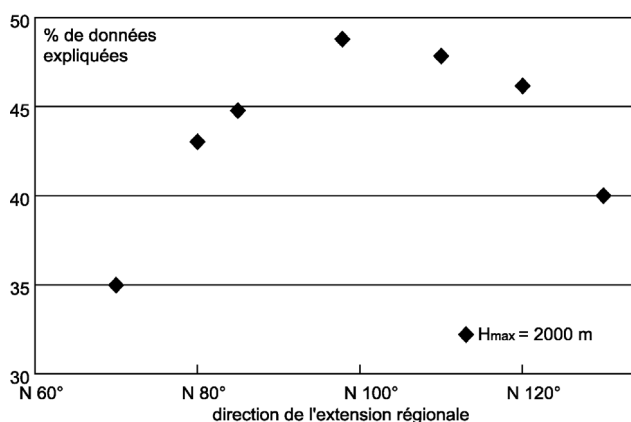


Fig. III.49 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de l'angle de l'extension régionale, pour des failles MTT de 2000 m de profondeur. Cette extension est superposée aux contraintes régionales s'appliquant sur le plan de glissement et les failles.

Fig. III.49 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the angle of the regional extension, for 2000 m depth MTT faults. This extension is superimposed to the regional stress applied on the sliding surface and on the faults.

La figure III.49 montre l'influence de l'orientation de cette extension. On constate qu'une extension orientée N 95° superposée aux contraintes gravitaires permet de mieux expliquer les données. On retrouve la direction de l'extension déterminée pour les failles isolées.

En ne considérant que les forces gravitaires, le meilleur modèle correspond à un % de données expliquées de 50.2 %. Si une extension régionale orientée N 95° est imposée également sur les failles et le plan de glissement Est, le meilleur modèle explique les données à 55% (Fig. III.50).



- Déplacements verticaux du meilleur modèle :

Les modèles expliquent 41 % des résultats verticaux mesurés. Il existe un léger soulèvement le long de la côte ionienne et la faille 2 de la figure III.50-a montre un faible jeu inverse au niveau du prolongement de l'axe de la ride comme les données. Le long des failles MTT, les mouvements normaux-dextres calculés sont en accord avec les observations. En revanche, la longueur d'onde des déplacements verticaux est trop faible dans les parties Nord et centrale des failles MTT comme le montrent les coupes cA et cB de la figure III.51 et la figure III.50 a et a'.

Le long de la faille de Ragalna, les déplacements verticaux sont en bon accord avec les observations.

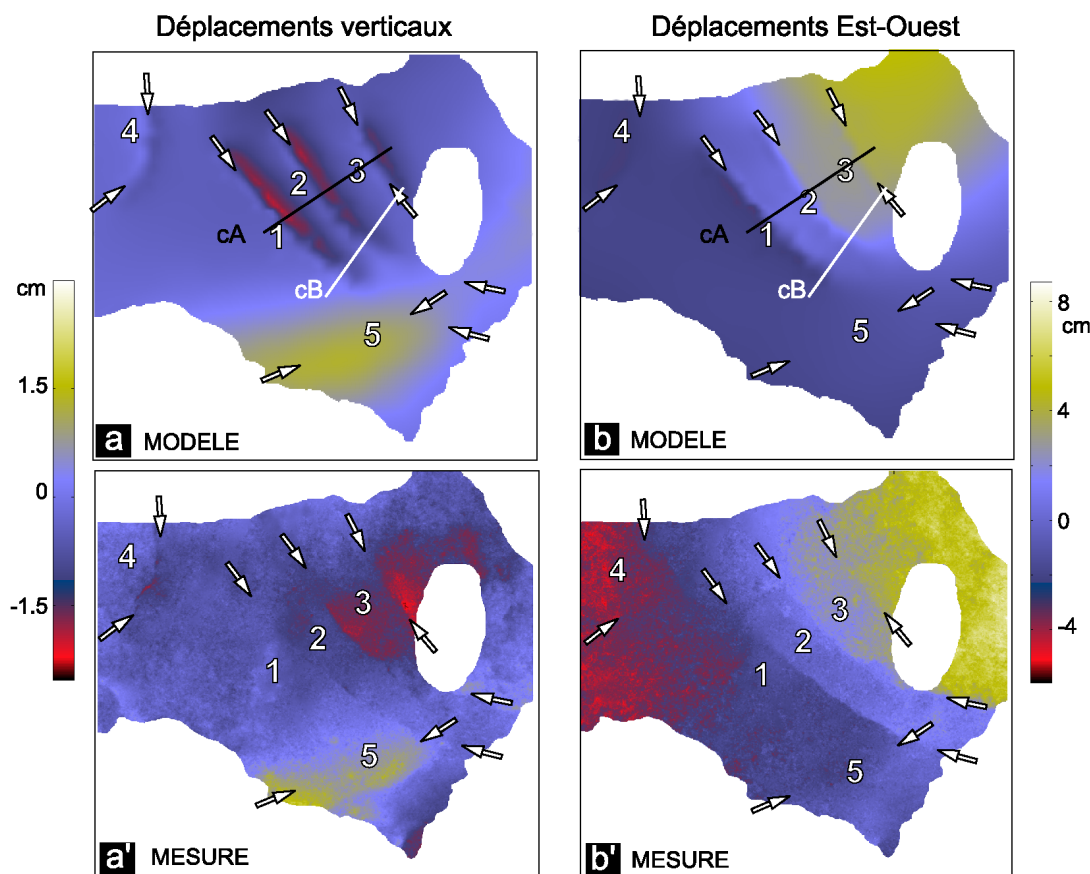


Fig. III.50 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un plan de glissement sous le flanc Est du volcan soumis à des forces gravitaires et à une extension régionale orientée N 95°. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés. cA et cB sont les traces des coupes de la figure III.51.

Fig. III.50 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for a sliding surface under the eastern flank submitted to gravitational forces and a regional extension oriented N 95°. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements. cA et cB are the cross-sections of the figure III.51.

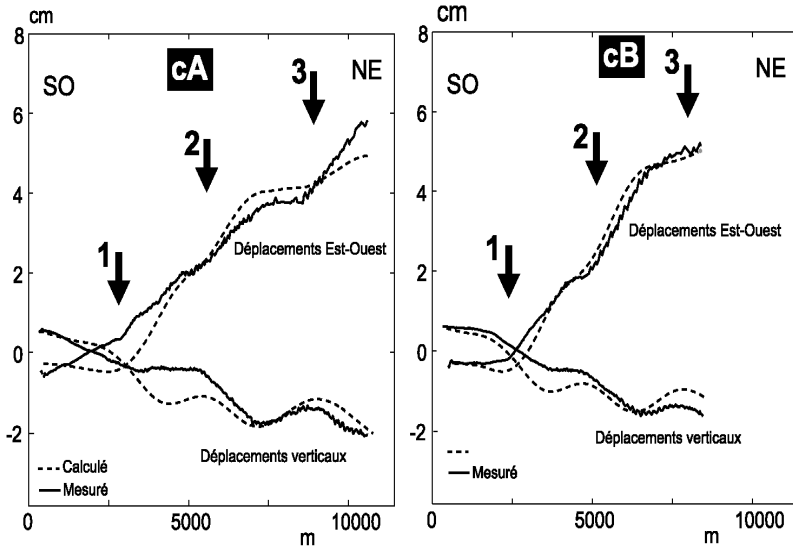


Fig. III. 51 : Déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés et calculés le long des coupes cA et cB pour un glissement sous le flanc Est soumis à des contraintes gravitaires et à une extension régionale. La trace des coupes est donnée sur la figure III.50 a et b.

Fig. III. 51 : Measured and calculated vertical and East-West displacements along the cross-sections cA and cB for a sliding surface under the eastern flank submitted to gravitational forces and a regional extension. The traces of the cross-sections are given on figure III.50 a and b.

A l'échelle de l'édifice, les déplacements verticaux affectent essentiellement la zone sommitale et plus à l'Est la Valle del Bove (Fig. III.52). Le maximum de subsidence se situe au Nord au niveau de la transition entre la Rift Zone Nord-Est et la faille de Pernicana-Provenzana (6 sur la figure III.52). Cette zone est, pour Monaco et al. (1997), l'une des régions où l'extension est la plus forte. Géologiquement, elle correspond à un graben actif repéré par Azzaro et al. (1997b) à partir de données de magnétisme, et utilisé par Borgia et al. (1992) pour argumenter son modèle d'étalement gravitaire. Le jeu vertical de la zone, de  $3 \text{ cm.an}^{-1}$ , a été mesuré par nivellement par Obrizzo et al. (2001). Le taux de déplacements calculés de  $2.5 \text{ cm.an}^{-1}$  au niveau du graben sont en bon accord avec les taux mesurés.

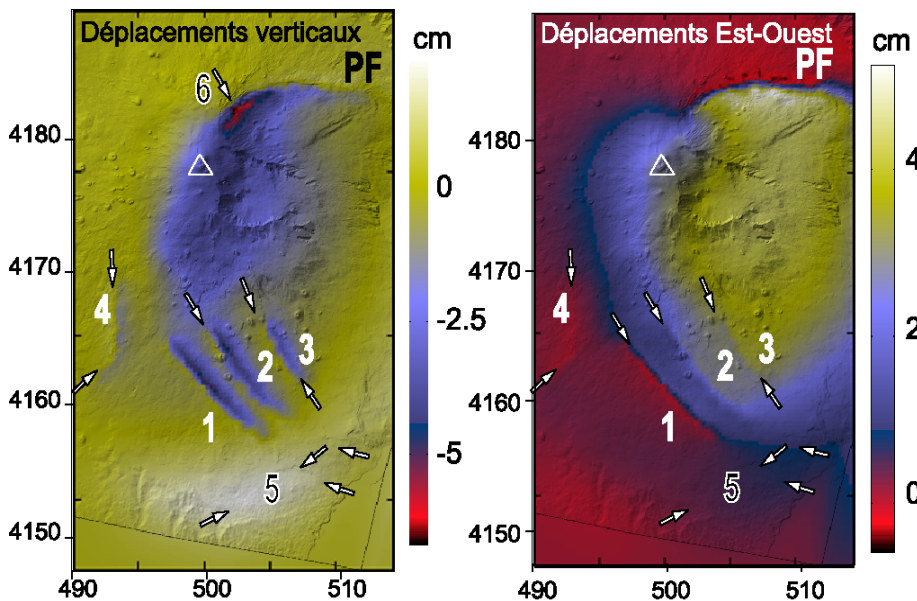


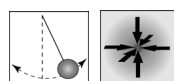
Fig. III. 52 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un plan de glissement situés sous le flanc Est soumis à des contraintes gravitaires et à une extension régionale. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III. 52 : Vertical and East-West displacements calculated for a sliding surface under the eastern flank submitted to gravitational forces and a regional extension. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

- Déplacements Est-Ouest du meilleur modèle :

Le modèle explique 62 % des déplacements Est-Ouest au niveau de la zone d'étude. Ces déplacements ajustent les données de manière satisfaisante pour la partie Nord de la zone d'étude. Les coupes de la figure III.51 montrent le bon accord en amplitude et en longueur d'onde entre le modèle et les données. On observe bien, dans le modèle, un mouvement global du Nord-Est de la zone d'étude vers l'Est (Fig. III.50 b). En revanche, au niveau du Sud-Est de la zone, les mouvements horizontaux modélisés restent inférieurs à ceux mesurés. A l'échelle de tout l'édifice (Fig. III.52), on note un mouvement global du flanc Est vers l'Est plus important au Nord qu'au Sud. Les déplacements modélisés sont maximum au niveau de la faille de Pernicana-Provenzana ; dans sa partie orientée Est-Ouest, ils atteignent  $2.5 \text{ cm.an}^{-1}$  pour la période considérée, proches des mesures de terrains de Groppelli et Tibaldi (1999) ( $2.7 \text{ cm.an}^{-1}$ ).

Ce modèle impliquant à la fois des contraintes gravitaires et régionales permet de mieux expliquer les déplacements horizontaux que les mouvements verticaux au niveau de la zone d'étude. Il n'est donc pas entièrement satisfaisant, il convient de tester l'hypothèse d'un plan de glissement localisé à l'interface entre les formations volcaniques et leur substratum sédimentaire.



4.2.2. Plan de glissement sous le flanc Est à l'interface entre les formations volcaniques et sédimentaires :

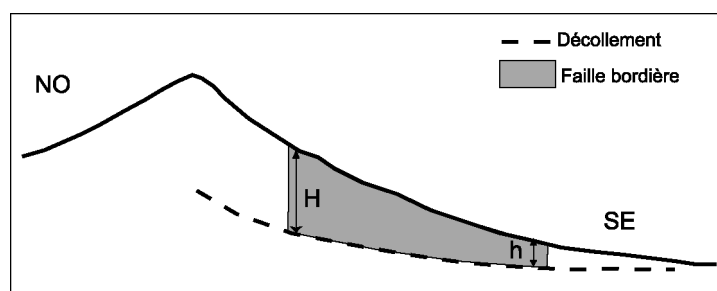


Fig. III.53 : Schéma montrant la géométrie des failles bordières du plan de glissement sous le flanc Est, à l'interface entre formations volcaniques et sédimentaires, vue en coupe depuis le Sud-Ouest.

Fig. III.53 : Sketch map illustrating the geometry of the sliding surface used for eastern flank, located at the interface between the volcanic and the sedimentary formations, view in cross-sections from the South-west.

La géométrie du plan de glissement considéré est basée sur la reconstruction de la topographie du substratum par Lo Guidice et Rasà (1992) et Rust et Neri (1996) : la profondeur des failles

bordières dépend de l'épaisseur des formations volcaniques. La valeur de  $H_{\max}$  (comprise entre H et h) sera donc variable le long d'une faille (Fig. III.53).

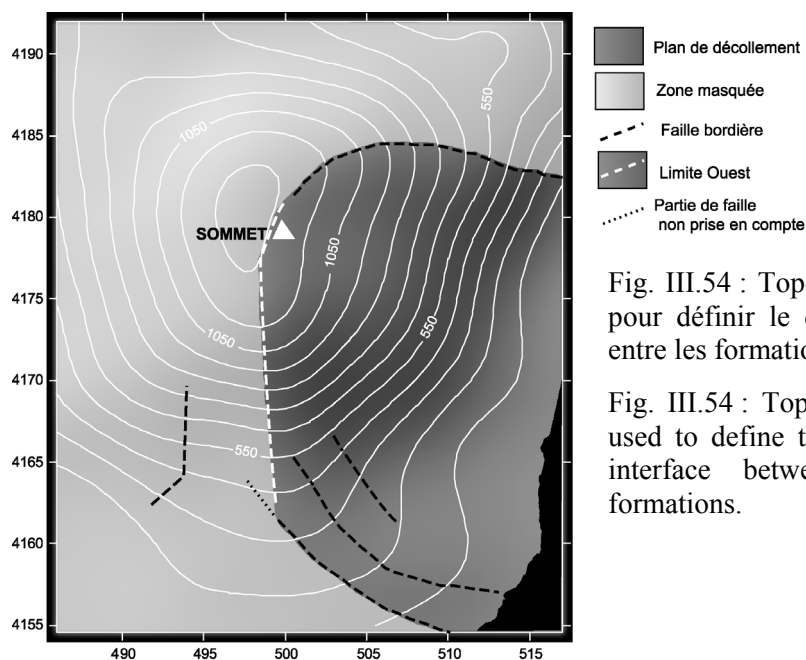


Fig. III.54 : Topographie du substratum de l'Etna utilisé pour définir le décollement correspondant à l'interface entre les formations volcaniques et sédimentaires.

Fig. III.54 : Topography of the substratum of Mt. Etna used to define the sliding surface corresponding to the interface between the volcanic and sedimentary formations.

Lo Guidice et Rasà (1992) et Rust et Neri (1996) insistent sur le fait que la reconstruction de la topographie du substratum est définie avec une forte incertitude notamment dans la zone sommitale. Le MNT du substratum, de résolution 500 m, employé pour définir et mailler le glissement est présenté figure III.54. On remarque que les failles bordières du glissement coïncident avec des rides proéminentes de la topographie particulièrement au niveau de la faille de Perniacan-Provenzana. Nous envisageons, comme Lo Guidice et Rasà (1992), la ride topographique orientée Nord-Sud au Sud du sommet comme la limite Ouest du glissement (Fig. III.54). La partie Nord-Ouest d'une des failles MTT située à l'Ouest de la ride a donc été négligée dans ces modèles (Fig. III.54). La faille de Ragalna, quant à elle, ne correspond à aucune ride du substratum.

Le maillage utilisé dans les calculs est donné par la figure III.55. On observe que la profondeur des failles bordières diminue vers la périphérie du volcan. Dans cette configuration, les failles MTT ne font que quelques centaines de mètres de hauteur (pour une profondeur maximale d'environ 500 m). Nous avons conservé un pendage proche de  $75^\circ$  pour les différentes failles. La faille de Pernicana-Provenzana atteint, au maximum, la profondeur de 1400 m sous la surface à son extrémité Ouest. La limite Est du glissement est située cette fois au niveau de la côte ionienne, où l'épaisseur des formations volcaniques est très faible.

Les géométries de la faille de Ragalna et du décollement profond sont les mêmes que dans les modèles précédents (Fig. III.55).

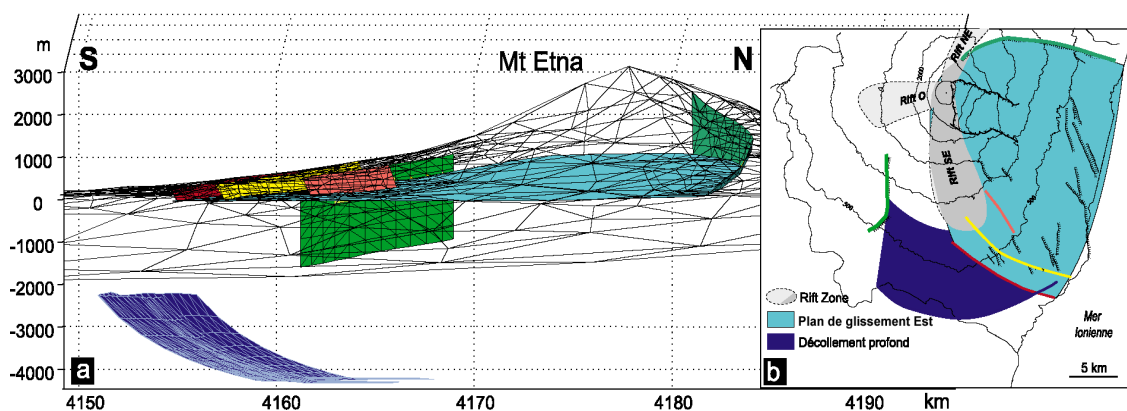


Fig. III. 55 : a : Extrait du maillage de la topographie, des failles et des plans de glissements utilisés. b : Localisation des glissements et des failles.

Fig. III. 55 : a : Extraction of the mesh of the topography, the faults and decollement used in calculations. b: Location of the sliding surfaces and the faults.

- Contraintes à l'origine du mouvement :

Comme pour la géométrie précédente (paragraphe 4.2.1), l'ajout d'une extension régionale sur les failles et le plan de glissement Est permet d'augmenter le pourcentage de données expliquées. Cependant l'amélioration des résultats est moins sensible que dans le cas précédent, seulement 3 % en moyenne.

La figure III.56 montre l'influence de l'orientation de cette extension. On constate une nouvelle fois qu'une extension orientée N 95° superposée aux contraintes gravitaires permet de mieux expliquer les données.

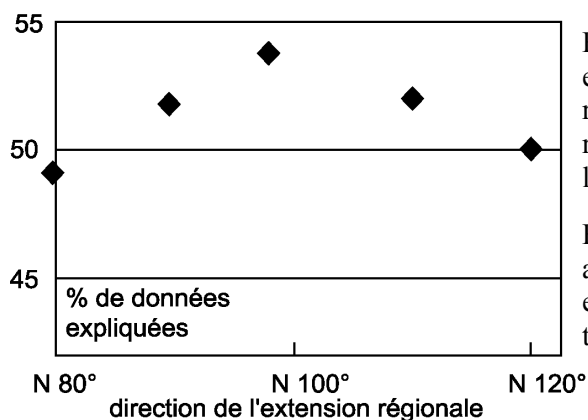


Fig. III.56 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de l'angle de l'extension régionale. Cette extension est superposée aux contraintes régionales s'appliquant sur le plan de glissement à l'interface volcan-sédiments et les failles.

Fig. III.56 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the angle of the regional extension. This extension is superimposed to the regional stress applying to the sliding surface and the faults.

Le meilleur modèle comme pour le modèle du paragraphe 4.2.1 est obtenu en soumettant les failles à la fois à des contraintes gravitaires et à une extension régionale orientée N 95°. Le

pourcentage de données expliquées de ce modèle (53.7%) est très proche du cas précédent. Le champ de déplacements calculé est cependant assez différent (Fig. III.57). Si on soumet les failles et le plan de glissement Est à une extension régionale seule, le pourcentage de données expliquées est de 51.2 %.

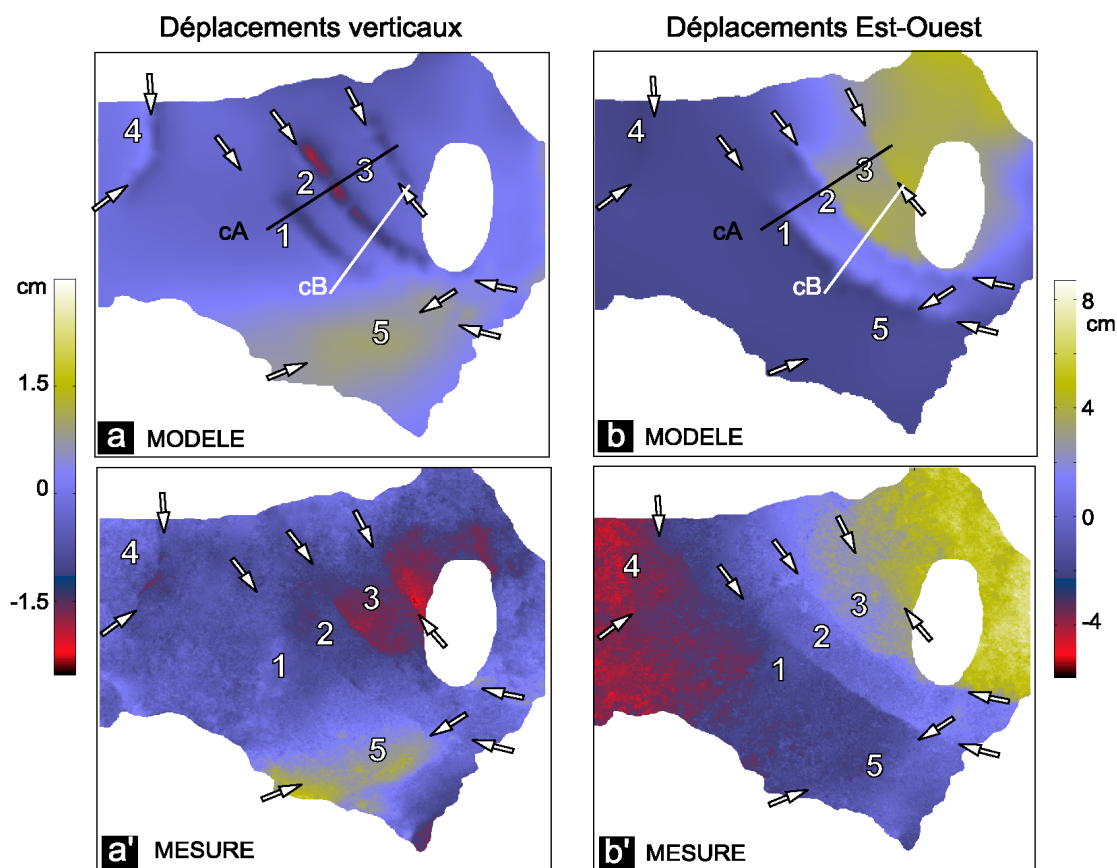


Fig. III.57 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un plan de glissement localisé sous le flanc Est du volcan à l'interface avec le substratum. Le plan de glissement Est et les failles sont soumis à des forces gravitaires et à une extension régionale orientée N 95°. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés. cA et cB sont les traces des coupes de la figure III.58.

Fig. III.50 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for a sliding plane under the eastern flank of the volcano located at the interface with its basement. The sliding plane and the faults are submitted to gravitational forces and a regional extension oriented N 95°. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements. cA et cB are the cross-sections of the figure III.58.

- Déplacements verticaux du meilleur modèle :

Le meilleur modèle explique 44 % des déplacements verticaux au niveau de la zone d'étude. Les déplacements normaux le long des failles MTT sont moins importants le long de la faille 1 que le long de la faille 2 (Fig. III.57 et III.58), ce qui est en accord avec les données. La longueur d'onde des déplacements calculés est trop faible. En revanche, au Sud-Est de la

zone, le champ de déplacements calculé est marqué essentiellement par l'influence du soulèvement qui prédomine sur le jeu des failles MTT, ce qui est en désaccord avec les observations. A ce niveau, les failles ont moins de 100 m de hauteur. Nous avons montré l'importance de la profondeur  $H_{max}$  des failles sur la déformation. Du fait de la faible profondeur des MTT, le soulèvement de la ride anticlinale est prédominant par rapport au jeu normal le long des failles. Ainsi, on peut supposer que les failles MTT sont trop superficielles au Sud-Est.

Le long de la faille de Ragalna, les mouvements verticaux calculés expliquent de manière satisfaisante les mesures (Fig. III.57).

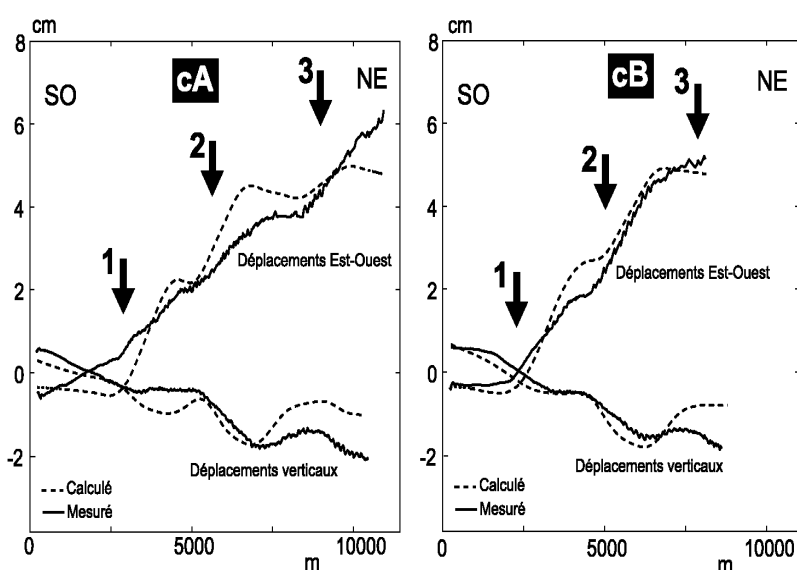


Fig. III. 58 : Déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés et calculés le long des coupes cA et cB, pour un décollement à l'interface entre les formations volcaniques et sédimentaires. La trace des coupes est donnée sur la figure III.57 a et b.

Fig. III. 58 : Measured and calculated vertical and East-West displacements along the cross-sections cA and cB for a sliding surface located at the interface between volcanic and sedimentary formations. The traces of the cross-sections are given on figure III.57 a and b.

A l'échelle de l'édifice entier, l'amplitude de la subsidence globale du flanc Est est moins importante que dans le cas précédent. Cette subsidence affecte essentiellement la zone sommitale, la Valle del Bove, et les Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est. Le maximum de subsidence est situé (zone 6 sur la figure III.59), comme dans le cas précédent, le long de la faille de Pernicana-Provenzana dans la zone du graben sommital. Au niveau de la partie centrale de la faille de Pernicana-Provenzana, le taux de déplacement vertical est de  $1.5 \text{ cm.an}^{-1}$ , en accord avec les taux de  $1 \text{ cm.an}^{-1}$  mesurés par nivellement pour la période 1988-1996 (Azzaro, 1997).

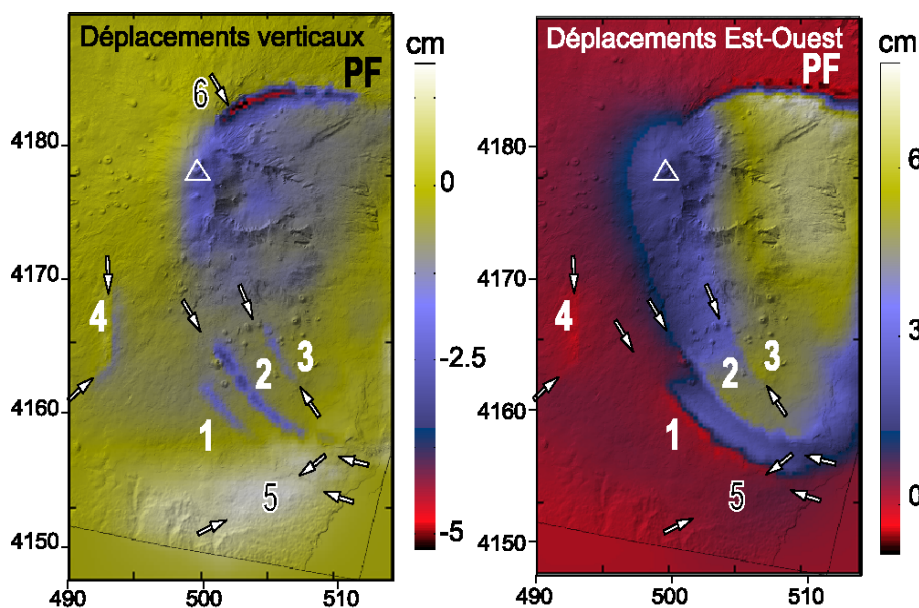


Fig. III.59 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un plan de glissement Est situé à l'interface volcan-sédiments soumis aux contraintes gravitaires et à une extension orientée N 95. PF: Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

3 Fig. III.59 : Vertical and East-West displacements calculated for a sliding surface located at the interface volcano-sediments submitted to gravitational forces and a regional extension oriented N 95°. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

- Déplacements Est-Ouest du meilleur modèle :

Les déplacements horizontaux de notre modèle expliquent 57 % des déplacements mesurés au niveau de la zone d'étude. On observe bien dans le modèle un mouvement global vers l'Est du Nord-Est de la zone. Cependant, les déplacements horizontaux calculés s'avèrent trop faibles au Nord-Est de la faille 1 (l'extension Nord-Ouest de la structure est moindre dans ce cas) et sont trop importants le long de la faille 2 (Fig. III.57). De plus, l'amplitude des mouvements horizontaux calculés est trop importante dans la partie Est de la zone d'étude. Ce modèle explique les observations de manière moins satisfaisante que le modèle précédent.

A l'échelle de l'édifice, les déplacements horizontaux au niveau de la zone sommitale sont moins importants que dans le cas précédent (paragraphe 4.2.1) et la zone présentant le maximum de mouvements vers l'Est se situe au milieu du flanc Est. Dans ce modèle, le jeu décrochant maximal le long de la faille de Pernicana-Provenzana se situe dans la partie Est au niveau du village de Presa, alors que cette zone est caractérisée sur le terrain par des déplacements de plus faibles amplitudes (Azzaro, 1999 ; Tibaldi et Gropelli, 2001).

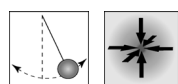
4.2.3. Comparaison des deux types de glissements :

Finalement, les deux types de modèles de glissement sous le flanc Est de l'Etna (paragraphe 4.2.1 et 4.2.2) sont caractérisés par des pourcentages de données expliquées semblables, respectivement 55 % et 53.7 %. Le glissement correspondant à l'interface entre les formations



volcaniques et le substratum explique mieux les déplacements verticaux mais il explique moins bien les déplacements Est-Ouest que le glissement enraciné dans les formations sédimentaires.

Dans le premier type de glissement (paragraphe 4.2.1), l'existence de failles bordières de profondeur constante sur toute leur longueur (soit plus de 15 km pour la faille de Pernicana-Provenzana) implique que le plan de glissement soit de profondeur constante sur presque toute son étendue. Cela est peu réaliste géologiquement. Dans le deuxième type de glissement (paragraphe 4.2.2), les failles sont trop superficielles et ne rendent pas compte des déplacements verticaux dans leur partie Sud-Est. Il est donc vraisemblable que la géométrie du glissement soit identique au deuxième type de glissement mais de profondeur plus importante. Dans une telle hypothèse, le glissement ne se fait pas au niveau de l'interface volcan-sédiments, mais sera localisé au sein des formations sédimentaires.



#### 4.2.4. Modèle intermédiaire de glissement sous le flanc Est :

Nous avons déplacé, vers le bas, le plan de glissement basé sur la reconstruction du toit du substratum de façon à déterminer si l'augmentation de sa profondeur permet de mieux expliquer les données. Dans cette partie nous supposons que les contraintes à l'origine des mouvements du flanc Est sont, comme dans les cas précédents (Paragraphe 4.2.1 et 4.2.2) : contraintes gravitaires et également une extension régionale orientée N 95°.

#### - Profondeur et géométrie du plan de glissement :

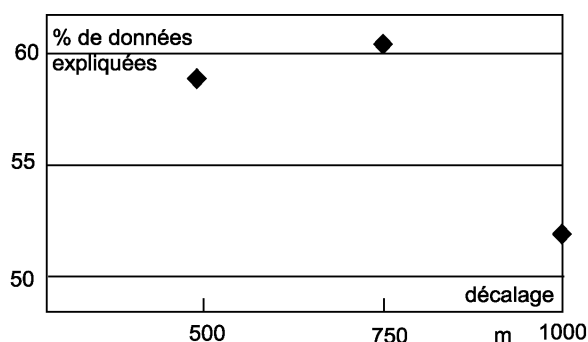


Fig. III.60 : Evolution du pourcentage de données expliquées en fonction de la valeur du décalage vers le bas du plan de glissement, soumis à des contraintes gravitaires et à une extension régionale orientée N 95°.

Fig. III.60 : Evolution of the percentage of explained data as a function of the value of the downward vertical shift of the sliding surface, submitted to gravitational stress and a regional extension oriented N 95°.

Nous avons testé plusieurs translations verticales par rapport à l'interface volcan-sédiments: - 500 m, -750 m, -1000 m (Fig. III.60). Le meilleur modèle (60.4 % de données expliquées) est obtenu pour un décalage de -750 m du glissement (Fig. III.60) tel que la hauteur des failles

MTT est de 800 m à l'Est à 1300 m à l'Ouest et celle de la faille de Pernicana-Provenzana environ 1000 m à l'Est et 2200 m à l'Ouest (Fig. III.61). Par rapport à la géométrie utilisée dans le cas précédent, nous avons prolongé le plan de glissement à l'Est, jusqu'en mer ionienne. En effet, Neri et al. (2003b) ont montré que la faille de Pernicana-Provenzana était active au moins jusqu'à la côte ionienne. Nous avons également considéré la faille MTT la plus au sud (en rouge Fig. III.61) plus longue vers le Nord-Ouest. Ainsi le décollement est plus étendu vers l'Ouest et vers l'Est que dans le cas précédent (paragraphe 4.2.2).

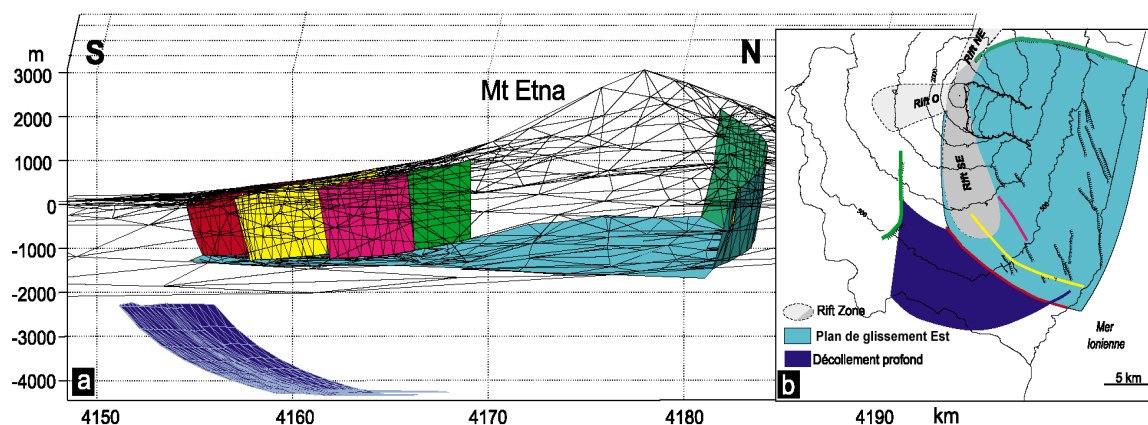


Fig. III.61 : a : Extrait du maillage de la topographie, des failles et des décollements utilisés. b : Localisation des glissements et des failles.

Fig. III.61 : a : Extraction of the mesh of the topography, the faults and décollement used in calculations. b: Location of the sliding surface and the faults.

Les déplacements associés à ce modèle sont présentés sur la figure III.62.

- Déplacements verticaux du meilleur modèle :

Le modèle explique les déplacements verticaux observés à 48,5 % au niveau de la zone d'étude. On observe bien un jeu normal au niveau des failles MTT avec un maximum de déplacement vertical dans la partie centrale des structures. La faille 2 (Fig. III.62) est caractérisée par un jeu inverse dans sa partie Sud-Est comme dans les observations. Les mouvements normaux calculés le long de la faille de Ragalna sont compatibles avec les données en amplitude et en longueur d'onde (Fig. III.63).

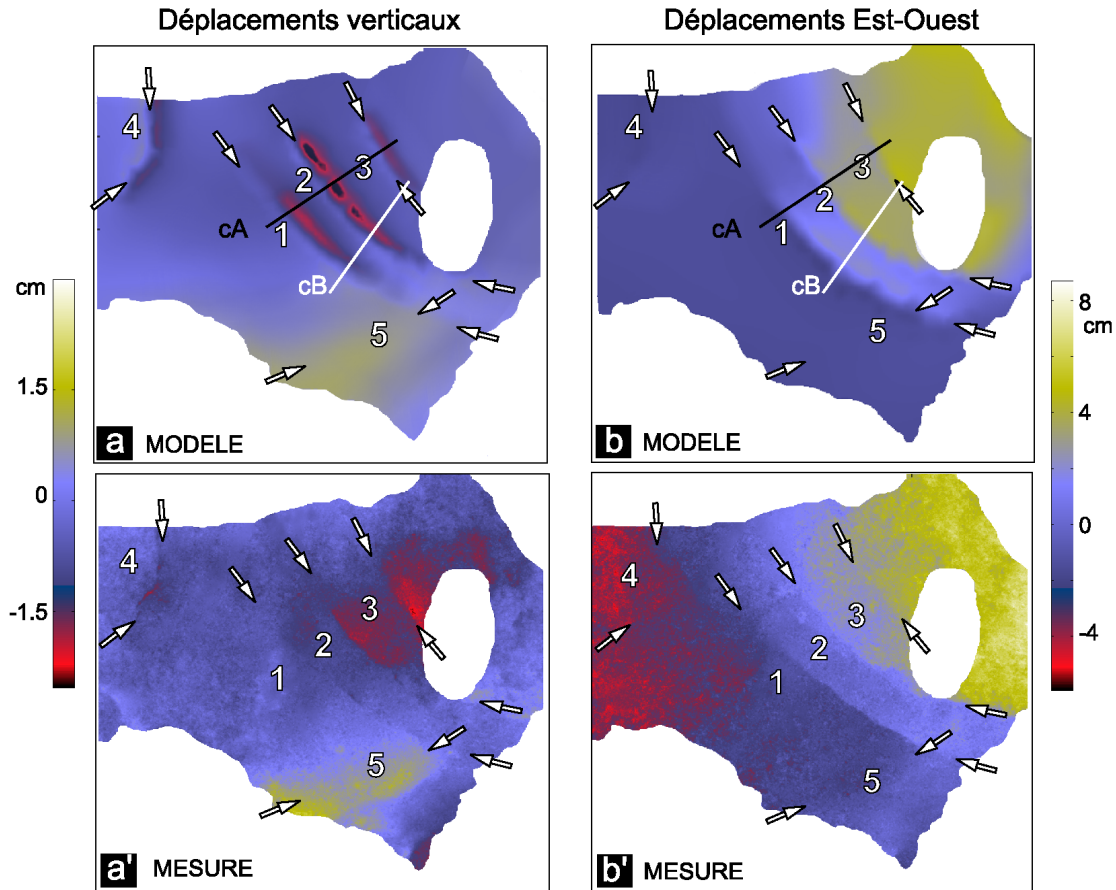


Fig. III.62 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un plan de glissement intermédiaire localisé sous le flanc Est soumis à des forces gravitaires et à une extension régionale orientée N 95°. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés. cA et cB sont les traces des coupes de la figure III.63.

Fig. III.62 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for an intermediate sliding plane under the eastern flank of the volcano submitted to gravitational forces and a regional extension oriented N 95°. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements. cA et cB are the cross-sections of the figure III.63.

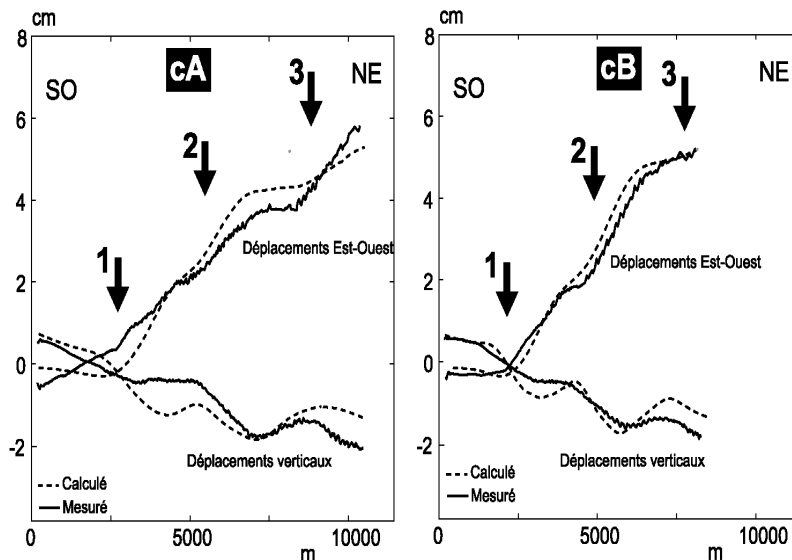


Fig. III. 63 : Déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés et calculés le long des coupes cA et cB. La trace des coupes est donnée sur la figure III.62 a et b.

Fig. III. 63 : Measured and calculated vertical and East-West displacements along the cross-sections cA and cB. The traces of the cross-sections are given on figure III.62 a and b.

Plus précisément, les coupes de la figure III.63 montrent une amplitude de déplacements trop importante le long des structures 1 et 2. De même, la longueur d'onde des déplacements verticaux calculés le long des failles MTT est plus faible que dans les données.

A l'échelle de l'édifice entier, la subsidence est localisée surtout au niveau de la zone sommitale, de la Valle de Bove et le long des failles bordières du glissement. La subsidence maximale se situe au niveau du graben actif (Azzaro et al., 1997b) situé à l'Ouest de la faille de Pernicana-Provenzana (6 sur la figure III.64).

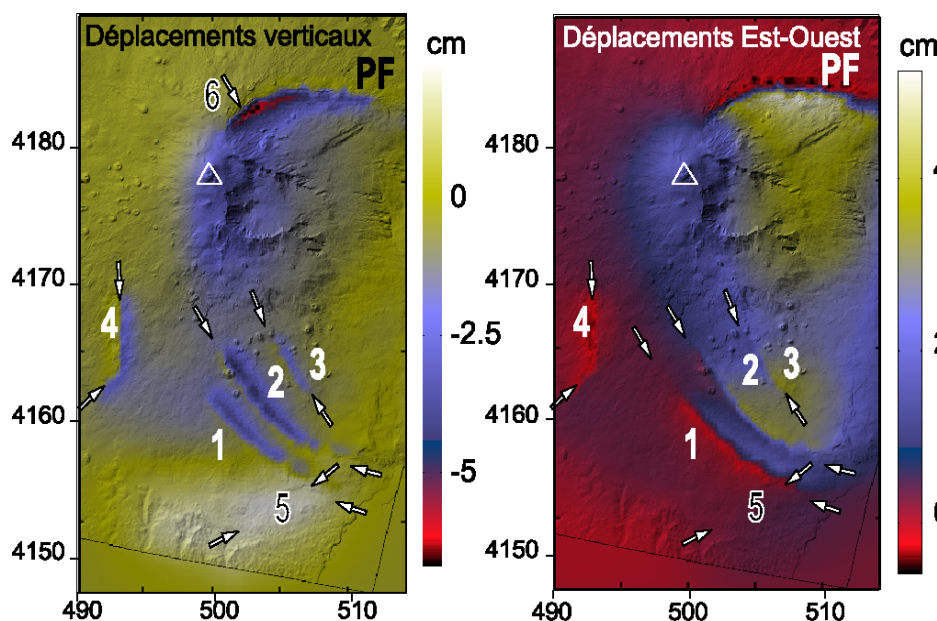


Fig. III.64 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un plan de glissement Est intermédiaire soumis aux contraintes gravitaires et à une extension orientée N 95°. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

2 Fig. III.64 : Vertical and East-West displacements calculated for an intermediate sliding surface submitted to gravitational forces and a regional extension oriented N 95°. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

- Déplacements Est-Ouest du meilleur modèle :

Notre modèle explique 64,5 % des données de déplacements Est-Ouest au niveau de la zone d'étude. Sur le modèle, de même que dans les mesures, l'Est de la zone d'étude est affecté par un mouvement global vers l'Est. La composante dextre calculée est trop importante le long des failles MTT (Fig. III.62).

A l'échelle du volcan (Fig. III.64), on note deux zones de forts déplacements vers l'Est : au Sud au niveau des MTT et au Nord au niveau de la zone de la faille de Pernicana-Provenzana. Le maximum de déplacements est d'ailleurs localisé dans la partie centrale de cette faille, caractérisée par un jeu essentiellement dextre sur le terrain comme dans les modèles (Azzaro, 1997).

4.2.5. Conclusion des modèles de glissements :

La présence d'un glissement sous le flanc Est limité au Nord par la faille de Pernicana-Provenzana, à l'Ouest par les Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est et au Sud par les failles de MTT permet de mieux expliquer les déplacements observés au niveau de la zone d'étude que les modèles considérant des structures isolés ou un plan de glissement « géant ».

En revanche, les mouvements horizontaux le long de la faille de Ragalna sont encore mal expliqués par les modèles puisqu'on n'observe pas à l'Ouest des failles MTT un déplacement vers l'Ouest. Aucun des modèles testés n'est parvenu à reproduire ces déplacements. Dans les interférogrammes, cette zone est faiblement cohérente, son mouvement vers l'Ouest est peut être un artéfact de déroulement ce qui pourrait expliquer le mauvais accord de cette zone avec tous les modèles.

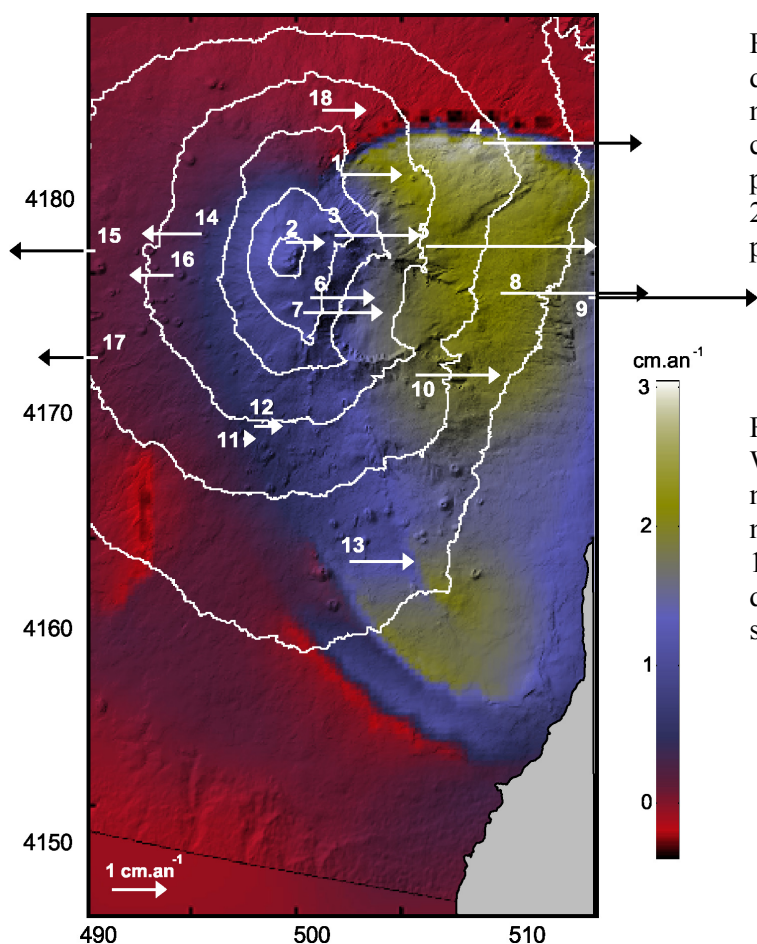


Fig. III.65 : Comparaison entre les déplacements Est-Ouest calculés pour le meilleur modèle (représentés par le code de couleur), et les déplacements mesurés par GPS pour la période 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Les déplacements mesurés sont indiqués par des vecteurs numérotés.

Fig. III.65 : Comparison between the East-West displacements calculated for the best model (represented by colour scale), and the measured displacements by GPS for the period 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Measured displacements are indicated by numbered scaled vectors.

On observe des différences de taux de déplacements entre les limites Nord et Sud du glissement affectant le flanc Est. L'orientation Est-Ouest de la faille de Pernicana-Provenzana

est telle que les mouvements du flanc Est vers la mer ionienne vont être convertis essentiellement en mouvements horizontaux Est-Ouest tandis qu'au Sud, les failles orientées NO-SE vont subir des mouvements vers l'Est et des mouvements verticaux. De plus au Sud, les déplacements sont distribués sur trois failles.

La transition dans les modèles entre une zone à mouvements dextres rapides au Nord et une région à mouvements dextres plus lents au Sud, se situe non loin de structures décrochantes du flanc Est comme la faille de San Venerina au Sud-Est du village de Zafferana Etnea (Fig. III.6). Le mouvement différentiel vers l'Est de la zone Nord rapide et la zone Sud plus lente, pourrait être la cause des déplacements dextres le long des failles orientées NO-SE du flanc Est.

Si on compare les taux de déplacements Est-Ouest calculés avec les données GPS de la période 1993-1997 (Patanè et al., 2003), on constate un accord global entre les données et les modèles concernant le flanc Est de l'Etna. Les modèles expliquent près de 80% de données GPS si l'on considère les points 1 à 14 et 18 (Fig. III.65) et 67 % si l'on considère tous les points GPS. Néanmoins, les déplacements calculés à la base du flanc Est sont un peu faibles par rapport aux données GPS (au niveau des points 8 et 9 de la figure III.65). De plus, il n'existe pas dans les modèles de déplacements vers l'Ouest du flanc Ouest (Fig. III.65, points 14 à 17). Un tel déplacement vers l'Ouest pourrait être créé par une ouverture de dyke au niveau des Rifts zones. Nous avons constaté que les déplacements étaient synchrones d'une reprise d'activité éruptive explosive au sommet de l'Etna. Nous allons donc tester l'influence des injections de magmas au niveau de la zone sommitale.

#### 4.2.6. Influence des injections de magma :

Mc Guire et al. (1990), Bousquet et Lanzafame (2001) ont proposé que l'injection de magma au niveau des Rifts Zones joue le rôle de force motrice, tout au moins ces injections seraient responsables de la déstabilisation du flanc Est de l'édifice volcanique (Chapitre 1). De même, Aloisi et al. (2003) ont montré que les déplacements de la zone sommitale en 2002 mesurés par GPS étaient une réponse de l'édifice à la mise en place de dyke au niveau des rifts zones Nord-Est et Sud-Est.

L'activité sismique entre 1996 et 1998 est distribuée sur tout l'édifice et les foyers sont localisés entre 1 et 20 km de profondeur (La Volpe et al., 1999). Ainsi il est difficile de relier ces événements à une zone d'intrusion et de stockage (Patané et al., 2003). Cependant, Bonaccorso et Patané (2001) ont associé un essaim sismique (entre le 9 et le 14 janvier 1998)

à une intrusion profonde orientée NNO-SSE sous le sommet. Cette intrusion de magma s'est produite à la fin de la période d'activité des failles du flanc Sud-Est (en janvier 1998) et elle ne peut donc pas être à la cause des mouvements observés le long de ces structures par interférométrie radar.

Rymer et al. (1994) ont vérifié par des études gravimétriques que la mise en place d'un dyke n'implique pas forcément des signaux sismiques. Ceci est cohérent avec le fait que la propagation de dykes est quasi-statique (vitesse d'injection de  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$  au Piton de la Fournaise, Toutain et al. (1992)). Cette propagation est alors asismique et il est également possible que des fractures pré-existantes aient été empruntées. L'étude gravimétrique menée par Budetta et al. (1999) décèle l'existence de transferts de magma au sein de l'édifice entre 1995 et 1996, notamment dans le système de fractures créé en 1989. Ainsi le magma a pu remonter vers la surface sans sismicité associée.

Nous avons considéré, en l'absence de localisation précise d'injection ou de stockage de magma, l'effet d'intrusions de magma au niveau des rifts zones. Nous avons pris en compte ces intrusions magmatiques en modélisant l'effet de l'ouverture d'un dyke au niveau des Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est. Celles-ci sont marquées par les fissures éruptives de 1989 (Bonaccorso, 2001), de 1991-93 (Patanè et Privitera, 2001), de 2001 (Bousquet et Lanzafame, 2001 ; Bonaccorso et al., 2002) ou de 2002 (Aloïsi et al., 2003) et par des fractures de tension. Nous avons supposé que ce dyke était soumis à une surpression, variant avec l'altitude et nous avons calculé le champ de déplacements associé à son ouverture.

#### 4.2.6.1. Prise en compte des forces magmatiques :

Dans ce calcul, on considère que l'ouverture du dyke résulte de la surpression liée au contraste de densité entre le magma et les roches encaissantes. Nous supposons que cette surpression varie avec l'altitude mais que la densité du magma et des roches est constante. Les paramètres de calcul sont donnés par la figure III.66.  $Z_0$  est l'altitude du sommet du dyke,  $Z_S$  l'altitude de la surface libre,  $\rho_m$  la densité du magma et  $\rho_r$  la densité des roches de l'encaissant.

$$\Delta P(Z) = P_m(Z) - P_r(Z) \quad (19)$$

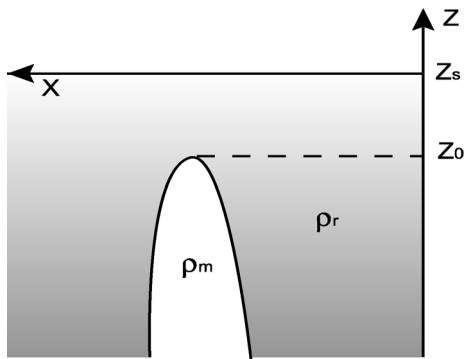


Fig. III.66 : Paramètres pris en compte dans le calcul du gradient de pression  $\Delta P$ .

Fig. III.66 : Parameters taken into account in the calculations of the pressure gradient  $\Delta P$ .

On suppose que le dyke n'atteint pas la surface et que la pression du magma dans le dyke correspond à la pression du fluide à laquelle s'ajoute la pression exercée par les roches sus-jacentes :

$$P_m(Z) = \rho_m g(Z_0 - Z) + \rho_r (Z_s - Z_0) \quad (20)$$

et la pression exercée par les roches à la paroi du dyke est exprimée par :

$$P_r = k \cdot \rho_r \cdot g \cdot (Z_s - Z) \quad (21)$$

où  $k$  est le rapport entre les contraintes horizontales et verticales. Dans ces calculs, nous avons considéré une valeur classiquement admise pour les modèles de contraintes planes :  $k = 1/3$ .

On obtient donc :

$$\Delta P(Z) = (\rho_m - k\rho_r)g(Z_s - Z) + (\rho_m - \rho_r)g(Z_0 - Z_s) \quad (22)$$

Dans cette série de modèles, les contrastes de densités sont déterminés de manière à ce que l'amplitude des déplacements calculés soit la plus proche de celle mesurée.

#### 4.2.6.2. Champ de déplacements créé par des forces magmatiques :

Différents modèles correspondant à des dykes, d'extension globalement Nord-Sud et de profondeurs variables ont été calculés.

La figure III.67 montre la position du dyke et les extensions Nord-Sud de dyke testées. Dans les modèles, nous avons considéré que les injections magmatiques étaient parallèles à l'axe des rifts zones, elles-mêmes parallèles à l'Escarpement de Malte et aux failles de Messine-Giardini. Il a été proposé que la direction des injections de magma dans le volcan était



contrôlée par le champ de contraintes régionales. Ceci revient à envisager des injections magmatiques parallèles aux grandes structures lithosphériques de l'Est (Frazzetta et al., 1981 ; Hirn et al., 1997 ; Bonaccorso et al., 2002). Le dyke que nous modélisons est de direction N 160°-170° dans sa partie Sud et N 30-40° dans sa partie Nord (Fig. III.67). Dans les calculs,  $Z_S$  vaut 2500 m et correspond à l'altitude moyenne de la surface du sol.

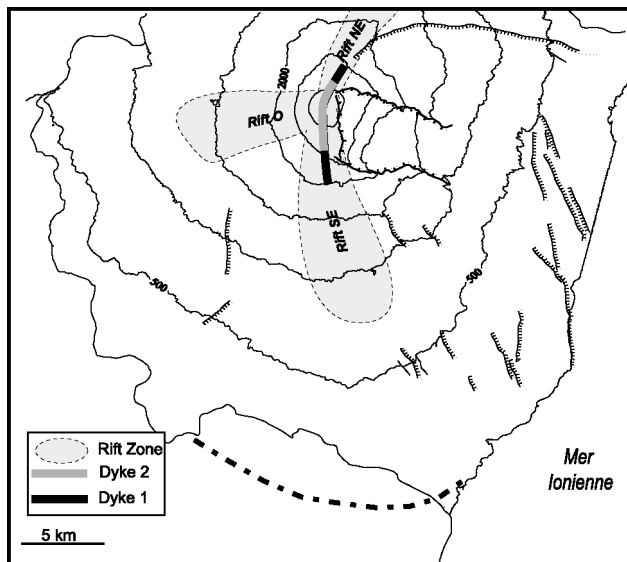


Fig. III.67 : Position des dykes utilisés dans les modèles. Les pointillés gras au Sud indiquent l'axe de la ride anticlinale.

Fig. III.67 : Position of the dykes used in the models. The dotted line, south of the volcano, indicates the hinge of the anticlinal ridge.



#### 4.2.6.2.a. Dyke connecté à un plan de glissement profond « géant » :

Nous avons suivi l'hypothèse de Tibaldi et Groppelli (2002) qui ont proposé que les forces magmatiques sont les forces motrices principales d'un glissement profond vers l'Est et vers le Sud. Nous avons cherché à vérifier si les injections de magma dans les rifts zones pouvaient expliquer le soulèvement de la ride anticlinale au Sud et les déplacements le long des failles MTT. Aussi nous avons envisagé que l'intrusion était très profonde et qu'elle rejoignait le plan de glissement responsable du soulèvement de la base Sud en profondeur. Nous avons considéré pour cela un décollement « géant » affectant tout le volcan entre les failles de Ragalna et de Pernicana-Provenzana. La profondeur maximale du décollement est de 4500 m sous le niveau de la mer à la verticale de la zone sommitale et la géométrie de la partie Sud du décollement est la même que celle déterminée en considérant la compression régionale (Chapitre III.4.1).

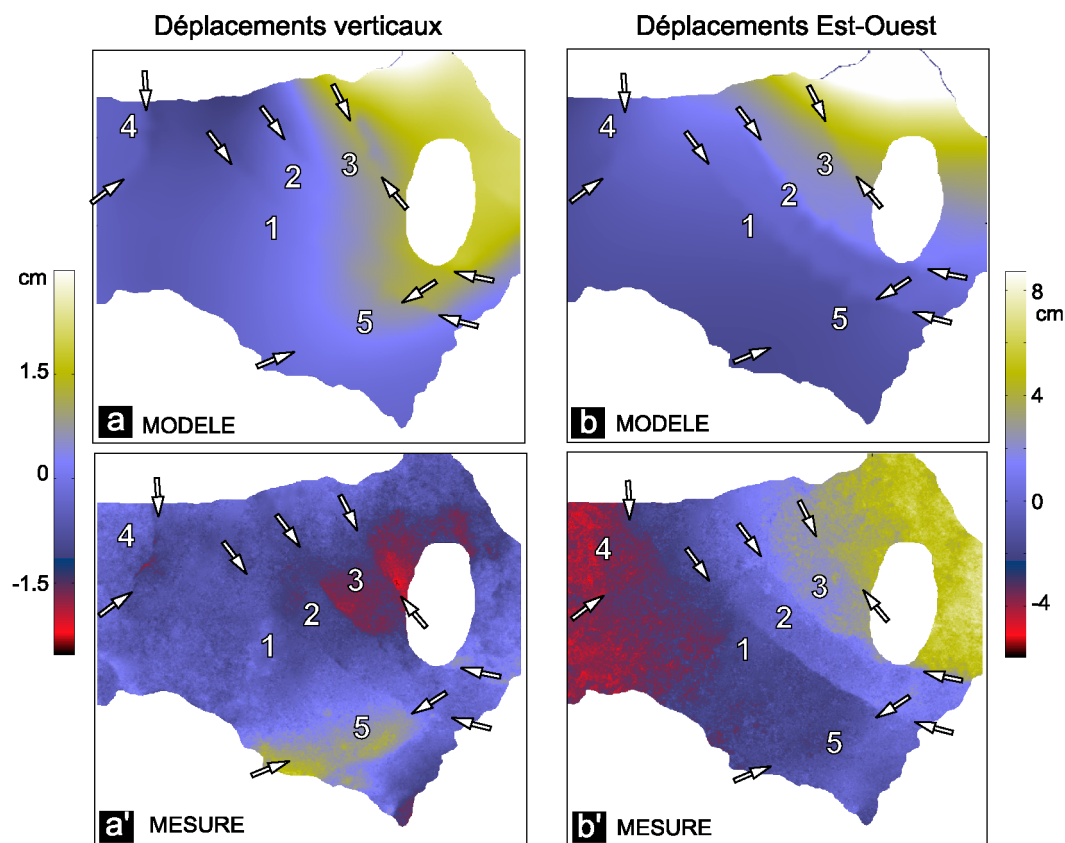


Fig. III.68 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un plan de décollement profond soumis à des forces magmatiques. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés.

Fig. III.68 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for a deep decollement submitted to magmatic forces. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements.

Au niveau de la zone d'étude, le modèle explique 35 % des données. Les mouvements horizontaux vers l'Est calculés sont comparables à 41 %. Au Nord de la zone, l'amplitude de ces déplacements vers l'Est est trop importante. En revanche, le modèle explique moins de 15 % des déplacements verticaux puisqu'on obtient un soulèvement de toute la zone d'étude et que les failles MTT ont un jeu inverse au lieu du jeu normal observé (Fig. III.68).

A l'échelle de l'édifice entier (Fig. III.69), on note un mouvement d'ensemble vers l'Est, auquel on pouvait s'attendre étant donné l'orientation du dyke, et un soulèvement de tout le flanc Est. L'amplitude des déformations, ajustée au niveau de la zone d'étude, correspond à des valeurs importantes au niveau du sommet avec des déplacements vers l'Est atteignant 50 cm accompagnés d'un soulèvement de la zone sommitale de 10 cm. On remarque également sur la figure III.69 que toute la région de la Valle del Bove se soulève et que le maximum de soulèvement est même localisé au centre de cette zone. Ce modèle correspond à un volume mis en jeu de  $4.1 \times 10^7 \text{ m}^3$  et à une ouverture du dyke de 0.65 m. De tels déplacements n'ont pas été observés entre 1996 et 1998.

Ce type de modèle n'explique donc ni les observations le long des failles ni celles au niveau de la ride anticlinale.

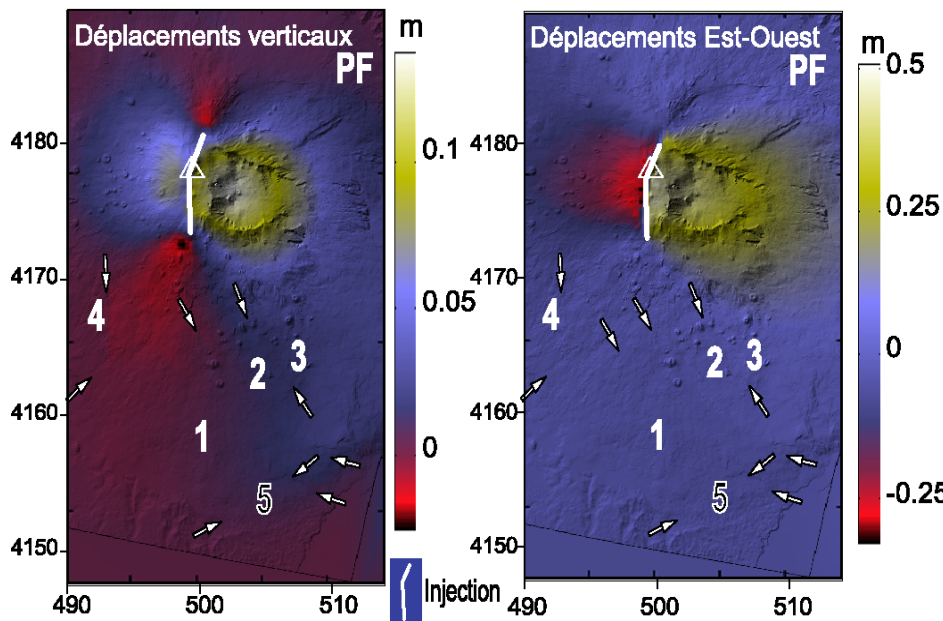
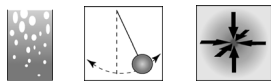


Fig. III.69 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour des dykes, au niveau des rifts zones, connectés avec un plan de décollement profond « géant ». PF: Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III.69 : Vertical and East-West displacements calculated for dykes, in the rift zones, connected to a "giant" deep decollement. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.



4.2.6.2.b. Dyke connecté à un plan de glissement superficiel sous le flanc Est, atteignant la surface:

- Géométrie utilisée et extension de l'injection magmatique :

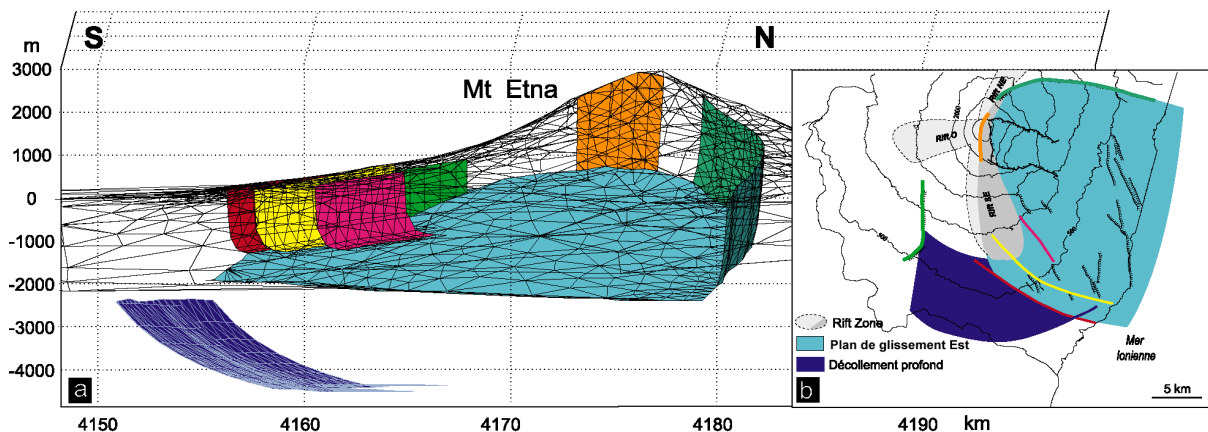


Fig. III.70: a : Extrait du maillage de la topographie et des structures utilisées, correspondant à un dyke atteignant la surface. b : Localisation des glissements et des failles.

Fig. III.70: a : Extraction of the mesh of the topography and structures, corresponding to a dyke reaching the surface. b : Location of the sliding surfaces and the faults.

Dans un deuxième temps, nous avons supposé que le dyke était connecté à un plan de glissement n'affectant que l'Est de l'édifice. Le glissement utilisé dans les calculs est le même

que celui du cas considérant les forces gravitaires et des failles caractérisées par  $H_{\max}$  constant (Fig. III.70 et paragraphe 4.2.1). Dans cette géométrie, le dyke a une profondeur de 2000 m et s'initie au niveau de l'interface entre les formations volcaniques et le substratum sédimentaire. Nous avons fait varier l'extension Nord-Sud du dyke : dyke 1 et dyke 2 de la figure III.67. Il apparaît qu'une modification de l'extension Nord-Sud du dyke modifie l'amplitude des déplacements calculés. Au niveau de la zone d'étude, les résultats sont équivalents puisque le pourcentage de données expliquées diffère de moins de 1 %. Le champ de contrainte associé à cette géométrie de dyke 1 explique les données à 46,5%.

- Contraintes considérées :

Nous avons testé l'effet de l'ajout de contraintes gravitaires ou d'une extension régionale sur les structures des flancs Est et Sud Est, en plus de l'injection magmatique au niveau des rifts zones.

L'ajout de forces gravitaires appliquées sur les failles et le plan de glissement crée des déplacements normaux le long des failles MTT plus importants mais le pourcentage de données expliquées dans la zone d'étude diminue (37 % de données expliquées), ces forces créent une subsidence importante au Nord de la zone d'étude.

Les modèles sont plus proches des données si en plus des forces magmatiques, les structures sont soumises à une extension régionale orientée N 95°. Le modèle le plus satisfaisant, expliquant 51 % des données au niveau de la zone d'étude, est représenté par la figure III.71.



- Déplacements verticaux du meilleur modèle :

Le modèle explique seulement 37 % de déplacements verticaux mesurés. Les déplacements normaux calculés le long des failles MTT et de Ragalna sont trop faibles (Fig. III.71). On note également une subsidence du Nord de la zone et un soulèvement à l'Est que l'on ne retrouve pas dans le champ de déplacements mesuré.

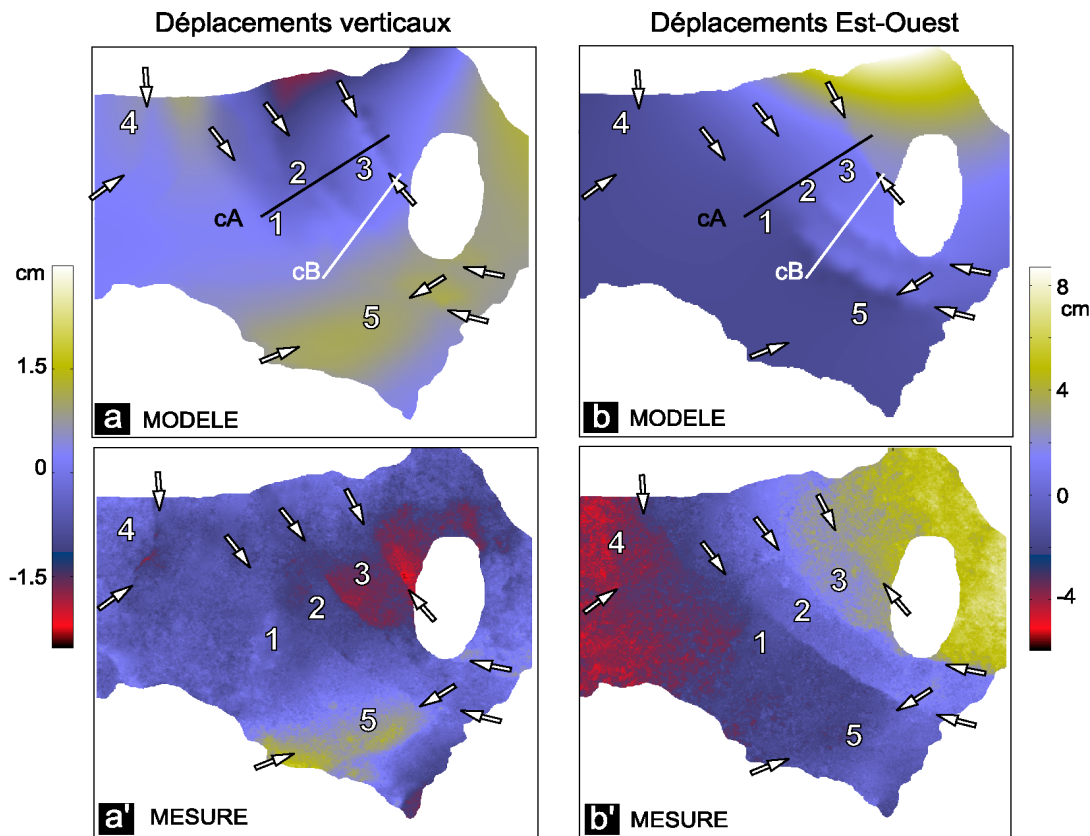


Fig. III.71 : Déplacements verticaux (a) et Est-Ouest (b) calculés pour un plan de glissement localisé sous le flanc Est du volcan, pour des forces magmatiques liées à une injection de magma au niveau des rifts zones et une extension régionale orientée N 95°. (a') et (b') correspondent respectivement aux déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés. cA et cB sont les traces des coupes de la figure III.72.

Fig. III.71 : Vertical (a) and East-West (b) displacements calculated for a sliding plane under the eastern flank of the volcano, for magmatic forces related with dyke injection in the rift zones and a regional extension oriented N 95°. (a') and (b') represent respectively the measured vertical and East-West displacements. cA et cB are the cross-sections of the figure III.72.

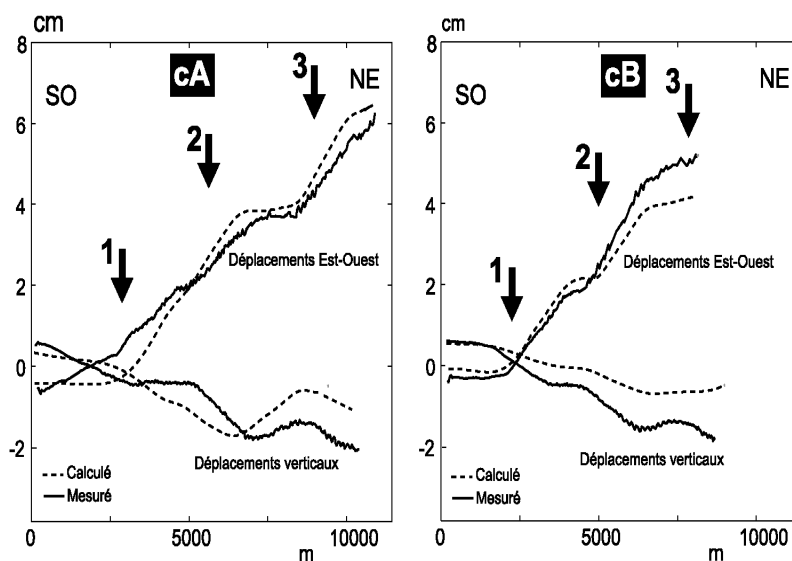


Fig. III. 72 : Déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés et calculés le long des coupes cA et cB. La trace des coupes est donnée sur la figure III.71 a et b.

Fig. III. 72 : Measured and calculated vertical and East-West displacements along the cross-sections cA and cB. The traces of the cross-sections are given on figure III.71 a and b.



- Déplacements Est-Ouest du meilleur modèle :

Le modèle de dyke avec une extension régionale orientée N 95° explique 60.2% des déplacements Est-Ouest mesurés (Fig. III.71-72). Par contre, au Nord-Est de la zone, l'amplitude des mouvements est trop forte. La figure III.73 montre les champs de déplacements calculés pour l'édifice entier.

Au niveau de la zone sommitale, on observe que les déplacements Est-Ouest ne sont pas symétriques de part et d'autre de l'injection. Les déplacements vers l'Est sont plus importants puisqu'ils sont facilités par la présence de plan de glissement.

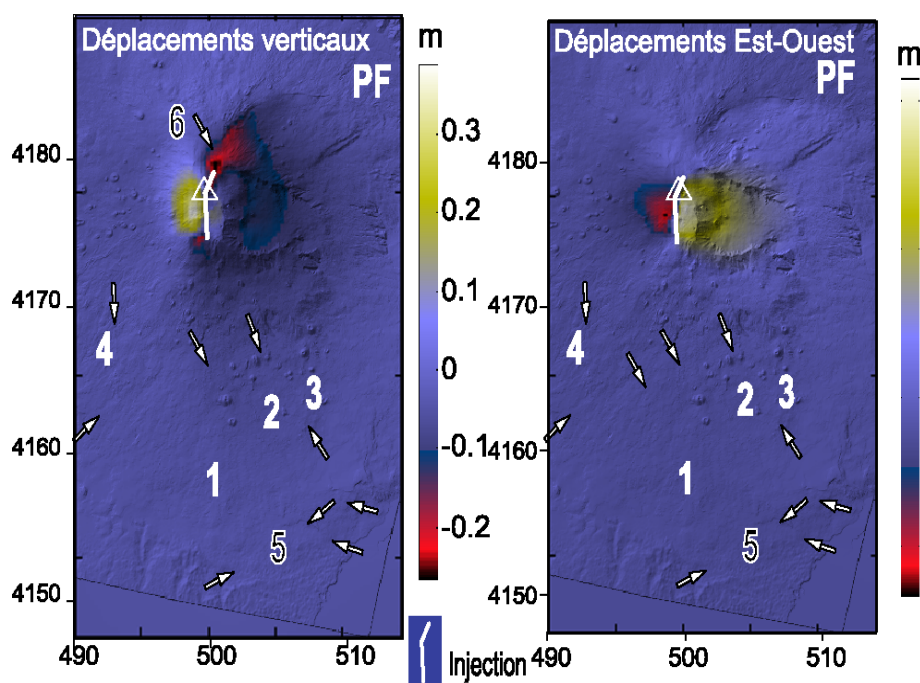


Fig. III.73 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour une injection au niveau des rifts zones atteignant la surface et se connectant à un plan de glissement soumis à une extension orientée N 95°. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III.73 : Vertical and East-West displacements calculated for an injection in the rift zones reaching the surface and connected with a sliding surface submitted to a regional extension oriented N 95°. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

L'amplitude des déformations, ajustée sur la zone d'étude, correspond à des valeurs de déplacements sommitaux trop importants :

- près de 2 m de déplacements vers l'Est au niveau de la zone sommitale.
- plus de 25 cm de subsidence au sommet et près de 20 cm au niveau du graben à l'Ouest de la faille de Pernicana-Provenzana (6 de la figure III.73).

Ce modèle représente un volume de magma de  $2.3 \times 10^7 \text{ m}^3$  et une ouverture du dyke de 2.5 m. Murray (1994) avait mis en évidence des déplacements de plus de 1 m vers l'Est entre 1991 et 1992 associés à la mise en place d'un dyke d'alimentation de l'éruption de 1991-1993. Mais cette éruption est la plus importante en terme de volume de lave émis depuis l'éruption de 1669. Entre 1996 et 1998, les volumes de magmas mis en jeu sont beaucoup plus faibles.



- Influence de la profondeur  $Z_0$  :

En conservant la géométrie des structures du cas précédent (Fig. III.70), on fait varier  $Z_0$ , la profondeur sous la surface atteinte par le dyke (Fig. III.66). On observe qu'au niveau de la zone d'étude, cette profondeur a une faible influence. En effet, la différence du pourcentage de données expliquées entre un dyke qui atteint la surface et un dyke à 300 m de profondeur n'est que de 1 %. Cette différence est de 3% pour un dyke à 1000 m de profondeur.

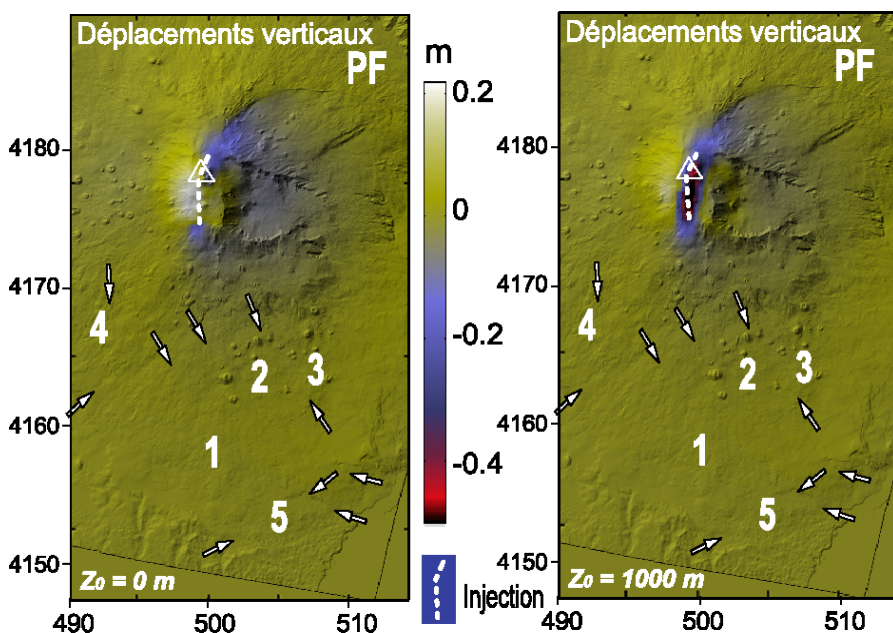


Fig. III.74 : Déplacements verticaux calculés pour un dyke atteignant la surface et un dyke à 1000 m sous la surface, tous deux connectés à un plan de glissement sous le flanc Est. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III.74 : Vertical displacements calculated for a dyke reaching the surface and for a dyke located 1000 m under the surface, both connected to a sliding surface under the eastern flank. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit

En revanche, si l'on compare les déplacements verticaux dans le cas d'un dyke qui atteint la surface et un dyke profond ( $Z_0 = 1000$  m), la différence est remarquable au niveau de la zone sommitale. La figure III.74 présente les déplacements verticaux calculés pour un contraste de densité qui minimise la fonction coût au niveau de la zone d'étude. On remarque une subsidence localisée à l'aplomb du dyke dans le cas où celui-ci atteint la surface (Fig. III.74). Bousquet et Lanzafame (2001) ont observé la formation d'un graben associé au dyke de 1983 en accord avec ce modèle. Pour une injection plus profonde, on note que la zone de subsidence est plus étendue en surface (Fig. III.74) et d'amplitude plus forte. On distingue également dans les deux cas une subsidence du flanc Est guidée par le plan de glissement.

Si l'on compare maintenant les déplacements Est-Ouest, on remarque que les mouvements sont plus symétriques de part et d'autre du dyke dans le cas où celui-ci atteint la surface (Fig. III.75).

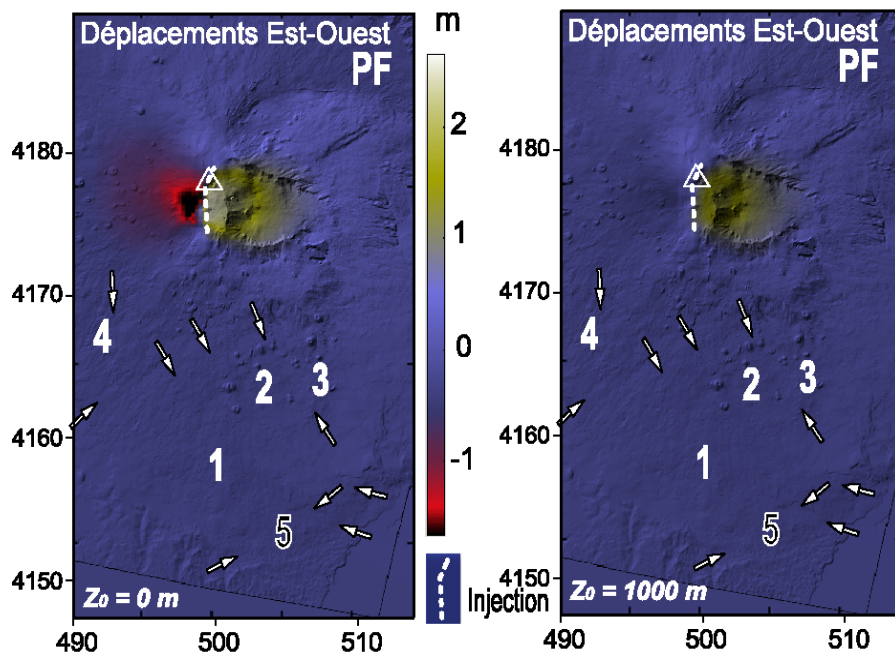


Fig. III.75 : Déplacements Est-Ouest calculés pour un dyke atteignant la surface et un dyke à 1000 m sous la surface, tous deux connectés à un plan de glissement sous le flanc Est. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet

Fig. III.75 : East-West displacements calculated for a dyke reaching the surface and for a dyke located 1000 m under the surface, both connected to a sliding surface under the eastern flank. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

- Influence du pendage du dyke :

Aloïsi et al. (2003) ont proposé des dykes de pendage de 80° Ouest pour expliquer les déformations enregistrées en 2002. Ils montrent que les déplacements horizontaux associés à ces intrusions sont plus importants à l'Ouest qu'à l'Est. Nous avons testé l'influence du pendage des injections sur le champ de déplacements en utilisant une injection caractérisée par une profondeur  $Z_0 = 1000$  m pour des pendages variant entre 60° et 90° Ouest.

Au niveau de la zone d'étude, le pourcentage de données expliquées est 0.4 % plus faible dans le cas d'un dyke de pendage 60° par rapport à un dyke vertical. De même, le pendage du dyke a peu d'influence sur le champ de déplacements au niveau de la zone sommitale. Il est caractérisé au niveau du sommet par des déplacements vers l'Est plus importants que les mouvements vers l'Ouest (Fig. III.76). On remarque que les déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un dyke de pendage 60° (Fig. III.76) sont peu différents des déplacements associés à des dykes verticaux (Fig. III.74-75). La présence du plan de glissement à l'Est facilite les mouvements vers l'Est et son effet est prépondérant quelle que soit la valeur du pendage du dyke.

Modifier les paramètres géométriques de l'injection (profondeur, extension, pendage) ne permet pas d'expliquer les résultats à plus de 46 % au niveau de la zone d'étude. De plus, des déplacements de plusieurs mètres n'ont pas été mis en évidence au niveau de la zone sommitale (mesures GPS de la figure III.77). Les injections magmatiques au niveau des rifts zones ne sont pas le moteur du glissement de flanc Est.



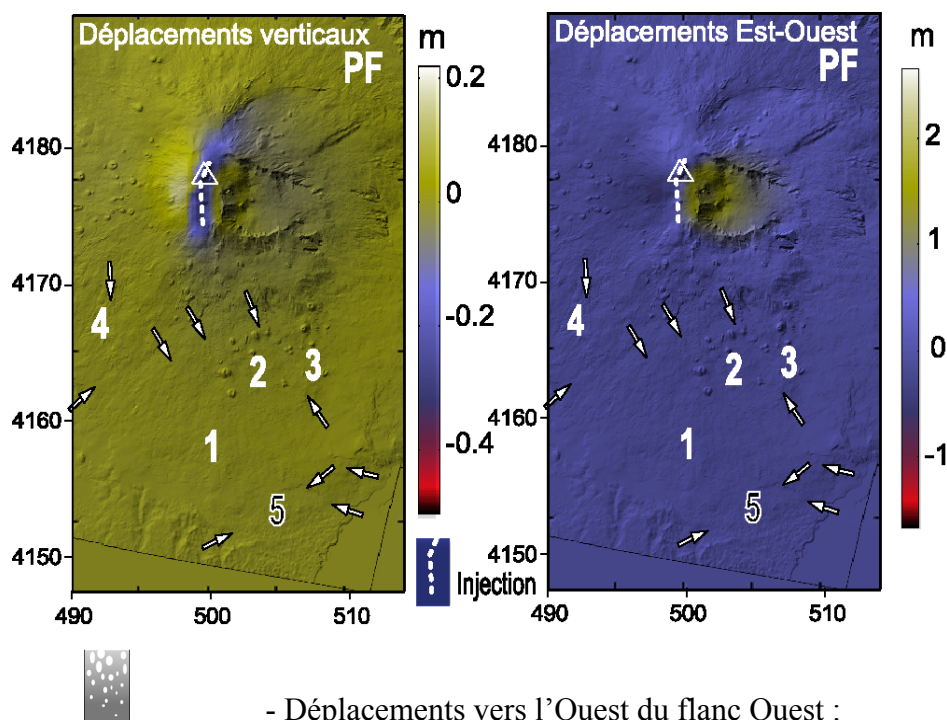


Fig. III.76 : Déplacements verticaux et Est-Ouest calculés pour un dyke à 1000 m sous la surface de pendage 60° connecté à un plan de glissement sous le flanc Est. PF : Faille de Pernicana-Provenzana. Le triangle blanc indique le sommet.

Fig. III.76 : Vertical and East-West displacements calculated for a dyke reaching 1000 m under the surface and connected with a sliding surface under the eastern flank. PF: Pernicana-Provenzana faults. The white triangle indicates the summit.

- Déplacements vers l'Ouest du flanc Ouest :

Les mesures GPS montrent un déplacement du flanc Ouest vers l'Ouest (points 14 à 17 de la figure III.77) et un faible déplacement vers l'Est de la zone sommitale (points 2, 6 et 7 de la figure III.77). Nous ne sommes pas parvenus à générer des déplacements vers l'Ouest du flanc Ouest sans déplacements vers l'Est du flanc Est importants (Fig. III.77). Dans les modèles, la zone située à l'Est du dyke est affectée par des déplacements importants vers l'Est. Nous avons observé dans les différents modèles calculés que le champ de déplacements le plus symétrique de part et d'autre du dyke correspondait aux injections atteignant la surface (Fig. III.75).

Nous avons ajusté le contraste de densité pour expliquer non plus les déplacements au niveau de la zone d'étude mais les points GPS 14 à 17. Pour un volume de magma de  $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$  et une ouverture de 21 cm d'un dyke vertical, les déplacements modélisés sont comparables (75 % de données expliquées pour ces 4 points). Il y a un très bon accord du modèle avec les mouvements vers l'Ouest mesurés proches du sommet (points 14 et 16 Fig. III.77). Cependant les déplacements vers l'Ouest calculés à partir d'une injection magmatique dans les rifts zones sont maximum proches du sommet. Les déplacements importants des points GPS les plus à l'Ouest ne sont pas expliqués par ces modèles (15 et 17 Fig. III.77).

Ce volume de magma injecté dans les rifts zones entre 1996 et 1998 correspondrait à moins de la moitié du volume de magma mis en jeu pour l'éruption de 2002 et du dixième de celui mis en jeu pendant l'éruption de 2001 (Aloisi et al., 2003).

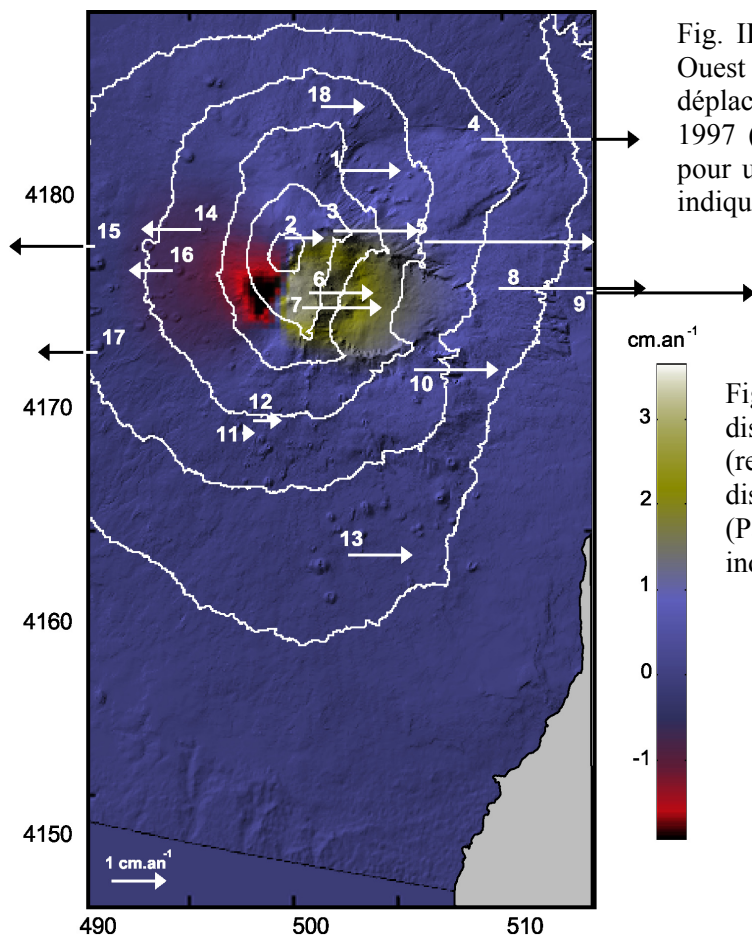
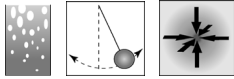


Fig. III.77 : Comparaison entre les déplacements Est-Ouest (représentés par le code de couleur), et les déplacements mesurés par GPS pour la période 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Les calculs sont effectués pour un dyke vertical. Les déplacements mesurés sont indiqués par des vecteurs numérotés.

Fig. III.77 : Comparison between the East-West displacements calculated for a vertical dyke (represented by colour scale), and the measured displacements by GPS for the period 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Measured displacements are indicated by numbered scaled vectors.

En l'absence de données géodésiques précises de la zone Ouest et sommitale sur cette période, nous n'avons pas testé d'autres géométries d'injections magmatiques dans les rifts zones mais le problème de la différence d'amplitude des déformations entre la zone d'étude et le sommet aurait été le même. Nous n'avons pas non plus considéré des surpressions au niveau du conduit ou dans des corps localisés en profondeur qui correspondraient à des zones de stockage. Le déplacement créé par de telles structures aurait un caractère concentrique, ce qui ne concorde pas avec les données interférométriques et GPS corrigés des effets atmosphériques.



4.2.7. Modèle prenant en compte toutes les structures:

Si l'on rajoute les forces magmatiques liées à la présence de ce dyke au modèle expliquant le mieux les déplacements mesurés sur la zone d'étude et correspondant à des failles et un plan de glissement sous le flanc Est soumis à des contraintes gravitaires et une extension régionale, et un plan de décollement sous le flanc Sud soumis à une compression régionale (paragraphe 4.2.4), on explique qualitativement les données GPS de l'ensemble de l'édifice. Le pourcentage de données GPS expliquées est de 80.1 % et le pourcentage de données interférométriques expliquées au niveau de la zone d'étude est d'environ 60 % (Fig. III.78). Le pourcentage de données expliquées est donc équivalent à celui du paragraphe 4.2.5, mais le modèle montre, dans ce cas, des déplacements vers l'Ouest au niveau du flanc Est. En revanche, les déplacements vers l'Est dans la zone sommitale sont trop importants (points 6 et 7 Fig. III.78). Si l'on ne tient pas compte de ces deux points, le pourcentage de données GPS expliquées atteint 89 %. Ce modèle présente la meilleure cohérence avec les données GPS sur l'ensemble de l'édifice.

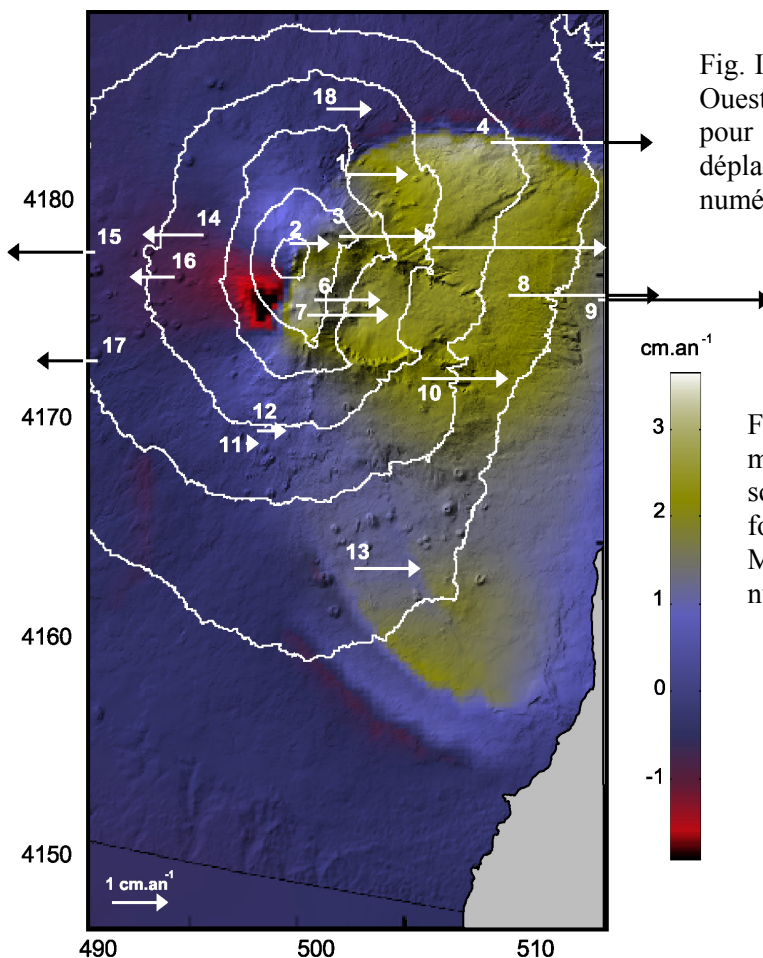


Fig. III.78 : Comparaison entre les déplacements Est-Ouest calculés et les déplacements mesurés par GPS pour la période 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Les déplacements mesurés sont indiqués par vecteurs numérotés.

Fig. III.78 : Comparison between the East-West modelled displacements (represented by colour scale), and the measured displacements by GPS for the period 1993-1997 (Patanè et al., 2003). Measured displacements are indicated by numbered scaled vectors.

Notre étude indique que les forces magmatiques ne sont pas les moteurs du glissement mais n'exclut pas qu'elles puissent avoir créé l'impulsion nécessaire à un glissement dont le moteur est la gravité et/ou les contraintes régionales.

## 5. CONCLUSION :

La méthode numérique utilisée considère les perturbations du champ de contraintes (régionale, gravitaire ou magmatique) à l'origine du mouvement. Nous avons supposé que les glissements se localisaient le long de discontinuités. Nous avons pris en compte, dans les modèles, différentes géométries : plan de glissement, failles planes ou listriques et différents types de contraintes : régionales, gravitaires ou magmatiques. En faisant varier les différents paramètres indépendamment, nous avons mieux contraint la géométrie des structures actives sur les flancs de l'Etna et les contraintes à l'origine des déplacements (Tableau III.2).

### 5.1. Soulèvement de la ride compressive :

En faisant l'hypothèse que la ride compressive était due à une contrainte régionale, nous avons établi que la longueur d'onde du soulèvement le long de la ride anticlinale est compatible avec un décollement profond. La géométrie de ce décollement est proche de celle proposée par Borgia et al. (1992) et de celle indiquée dans des profils sismiques (Torelli et al., 1998 ; Torrisi et al., 2003) : elle est listrique. Nous avons fixé vers l'Ouest la même extension de ce décollement que Borgia et al. (1992) et que Froger et al. (2001). Elle correspond au Sud du village de Paternò. Vers l'Est par contre, comme Froger et al. (2001) nous avons limité l'extension du décollement au soulèvement de la ride mesuré entre 1996 et 1998, c'est-à-dire à la côte ionienne. En considérant un pendage de  $30^\circ$  au niveau de l'extrémité Sud du décollement, les paramètres suivants ont été définis :  $H_0 = 2500$  m,  $H_{\max} = 2500$  m,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8$  km. Les valeurs des différentes profondeurs ont été confirmées par une inversion formelle menée sur  $H_0$  et  $H_{\max}$ .

Tableau. III.2 : Tableau récapitulatif des meilleurs modèles de chaque partie. Le code de couleur utilisé pour les moteurs de glissement est donné sous le tableau. Pour les structures, les cases noircies sont prises en compte dans les modèles.

Table. III.2 : Table summarizing the best models for each part. Colour scale applied for the driving force of the motions is given below the table. For the structures, the blackened boxes are taken into account in the models.

III. Modélisation

MODELE	STRUCTURES ACTIVEES					MOTEUR				% de données expliquées	COMMENTAIRES	
	Décollement Sud	Glissement Est	Glissement Géant	MTT (Hmax en km, Ext en km, pendage)	Ragalna (Hmax en km, Ext en km, pendage)	Pernicana	Compression Régionale	Extension Régionale	Gravité			Contrainte Magmatique
3.2.a (Fig. III.31)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°				< 5 %	Le mouvement sur le décollement n'explique pas les déplacements sur les failles
3.2.b (Fig. III.32)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°				7,5%	Correspond à une variabilité verticale du champ de contrainte
3.2.c (Fig. III.34)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°	N 95°			24,5%	Une extension régionale n'explique pas les déplacements
3.2.d				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°	N 95°			< 24,5%	L'ajout d'une compression diminue le % de données expliquées
3.2.e (Fig. III.37)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°				< 5 %	Les contraintes gravitaires sur le décollement n'expliquent pas les déplacements sur les failles
3.2.e (Fig. III.38)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)		N 170°	N 95°			25,6%	L'ajout d'une extension augmente le % de données expliquées
4.1.a (Fig. III.41)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	connectée	connectée					38,5%	Les contraintes gravitaires sur le décollement n'expliquent pas les déplacements sur les failles
4.1.d				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°				22,5%	La compression sur le décollement n'explique pas les déplacements
4.2.1.a (Fig. III.50)				connectée	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°	N 95°			55,0%	Déplacements horizontaux bien expliqués
4.2.2 (Fig. III.57)				connectée	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°	N 95°			53,5%	Déplacements verticaux bien expliqués
4.2.4 (Fig. III.62)				connectée	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°	N 95°			60,4%	Meilleur modèle pour la zone d'étude
4.2.6.2.a (Fig. III.68)				Listriques(Hmax=2, Ext=4,75°)	connectée	connectée				dyke vertical	35,0%	Déplacements verticaux inverses
4.2.6.2.b (Fig. III.71)				connectée	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°	N 95°		dyke vertical	51,0%	Déplacements horizontaux bien expliqués mais déplacements au sommet trop importants
4.2.7 (Fig. III.78)				connectée	plane (Hmax=2,5,75°)	connectée	N 170°	N 95°		dyke vertical	60,0%	Meilleur modèle données radar et GPS

	structure prise en compte
	structure non-prise en compte

	Contrainte appliquée sur le décollement
	contrainte appliquée sur le décollement et sur les failles
	contrainte appliquée sur les failles

Nous avons trouvé qu'une compression orientée N 170° donne le meilleur ajustement des données. En outre, la diminution d'Est en Ouest de la longueur d'onde du soulèvement mesuré le long de la ride anticlinale, est expliquée par les modèles de compression régionale mais pas par des contraintes gravitaires comme suggéré par Froger et al. (2001). L'ajout d'une composante extensive à la compression régionale rend l'accord entre les déplacements calculés et mesurés plus faible.

Nous concluons que le soulèvement le long de la ride compressive du Sud de l'Etna est probablement lié à une compression régionale. La persistance de cette compression est attestée par les données sismiques (Cocina et al., 1997 ; Castellano et al., 1997). Cette direction de compression coïncide avec la direction de convergence des plaques africaine et européenne, dont le mouvement est confirmé par les données GPS (Mc Clusky et al., 2003). Le soulèvement de la ride anticlinale au Sud pourrait correspondre à la réactivation d'un chevauchement de la chaîne Maghrébo-Appennine sous l'effet de la compression régionale.

### 5.2. Déplacements le long des failles:

Nous avons, tout d'abord, modélisé les failles MTT par des structures non connectées dont la trace en surface correspond aux discontinuités mises en évidence par l'étude interférométrique.

Nous avons établi dans un premier temps que les failles devaient atteindre la surface afin de pouvoir rendre compte des discontinuités de déplacement franches.

Nous avons testé l'influence du pendage sur le rapport  $d_h/d_z$  entre les déplacements horizontaux et verticaux, et nous avons établi que des failles de pendage 75° présentaient le même rapport  $d_h/d_z$  que les données. Par la suite, nous avons conservé ce pendage dans les modèles de failles connectées et non-connectées.

Notre étude a également montré que l'aire de la zone déformée par l'activité d'une faille dépend :

- dans le cas d'une faille plane, de la profondeur  $H_{max}$ . Pour expliquer la taille de la zone déformée par les failles MTT, les structures doivent être très profondes ( $H_{max} = 4500$  m).
- dans le cas de failles listriques, de la profondeur  $H_{max}$  et de l'extension horizontale  $\Delta_{horizontal}$ . Des failles de 2000 m de profondeur et de 4000 m d'extension horizontale créent une déformation qui affecte une zone correspondant aux données.

Nous avons également établi que le mouvement du décollement à l'origine de la ride anticlinale n'est pas responsable des déplacements mesurés le long des failles MTT. Si ces failles de géométrie plane ou listrique sont soumises, de même que le décollement, à une contrainte compressive N 170°, ou à des contraintes gravitaires, les données sont expliquées à respectivement 7.5 % et 25.6 %.

Une contrainte extensive orientée N 95°, proposée par Monaco et al. (1997) et par Callot et al. (2000) pour expliquer l'évolution du flanc Est, appliquée sur les failles, permet d'expliquer 24.5 % du champ de déplacement. Ces faibles pourcentages de données expliquées indiquent que les failles non connectées ne permettent pas de rendre compte des déplacements observés. De plus, si l'on ajoute aux failles une contrainte compressive régionale, l'accord entre les déplacements modélisés et observés est encore plus faible.

La faille de Ragalna a une orientation principalement Nord-Sud et un jeu normal-dextre. L'interférométrie radar, avec des angles de visée pratiquement Est-Ouest, n'a pas permis de mettre en évidence des déplacements Nord-Sud le long de cette structure. Contraindre la géométrie de cette faille n'était donc pas possible. Nous avons supposé, parallèlement aux autres structures, que son pendage était de 75°, de géométrie plane et de profondeur maximale de 2500 m. Les déplacements verticaux calculés le long de Ragalna sont proches des observations faites sur les interférogrammes quand cette structure est soumise à une extension régionale et à des forces gravitaires. Les déplacements horizontaux calculés dans ce cas sont en accord avec le jeu normal dextre de la faille de Ragalna.

#### 5.3. Plan de glissement:

Nous avons alors envisagé la présence d'un plan de glissement reliant les différentes failles bordières des flancs Est et Sud, lesquelles sont soumises à des contraintes régionales, gravitaires et magmatiques. Nous avons donc intégré dans nos modèles la faille de Pernicana-Provenzana qui borde ce glissement au Nord. Il n'est pas possible de comparer nos modèles avec les données interférométriques au niveau de la faille de Pernicana-Provenzana, celles-ci étant bruitées dans cette zone. En revanche, nous avons comparé nos modèles avec des données GPS et de terrain publiées pour cette zone.

Un plan de glissement joignant les failles de Pernicana-Provenzana au Nord et Ragalna au Sud-Ouest, soumis à des contraintes gravitaires explique 38.5 % des déplacements mesurés sur le flanc. Des contraintes régionales ou les contraintes magmatiques liées à la mise en place de dykes au niveau des rifts zones engendrent des déplacements qui correspondent plus

faiblement aux observations. De plus, la déformation est essentiellement concentrée dans la partie Est de ce plan c'est-à-dire entre les failles de Pernicana-Provenzana et les MTT. Nous avons donc considéré un plan de glissement sous le flanc Est qui joint ces structures et testé deux types de glissement :

- un premier glissement basé sur les profondeurs des failles MTT déterminées précédemment.
- un second glissement plus superficiel correspondant à l'interface entre le volcan et son substratum.

Dans les deux cas, le meilleur modèle correspond à un champ de contraintes composé d'une compression régionale sur le décollement sous le flanc Sud, des contraintes gravitaires et d'une extension régionale orientée N 95° sur les failles et le glissement Est. Les pourcentages de données expliquées sont respectivement de 55% et de 53.7%. Le premier type de plan de glissement ajustant mieux les déplacements horizontaux et le second les verticaux, ce qui nous conduit à considérer un modèle intermédiaire.

Ce modèle intermédiaire correspond à un plan de glissement superficiel sous le flanc Est bordé au Nord par le système de failles de Pernicana-Provenzana s'étendant jusqu'à la mer ionienne, au Sud par les failles MTT et à l'Ouest par les rifts zones. La morphologie du plan de glissement est celle du toit du substratum de l'Etna, mais décalé de 750 m vers le bas. Ainsi ce plan de glissement serait situé au niveau du substratum sédimentaire sous le flanc Est du volcan. Dans ce modèle, les failles bordières sont de profondeurs variables augmentant près du sommet. Les failles MTT sont caractérisées par une hauteur comprise entre 800 m au Sud-Est et 1300 m au Nord-Est et la faille de Pernicana-Provenzana entre 1000 m à l'Est à 2200 m à l'Ouest. Ces profondeurs sont cohérentes avec les données sismiques : les foyers des séismes sont situés à moins de 2 km pour la partie Ouest de la faille de Pernicana-Provenzana (Azzaro et al., 1998b, Azzaro, 1999) entre 1 et 2 km pour les failles MTT (Azzaro et al., 1997a ; Azzaro, 1999). Ce modèle explique 60 % des données pour un champ de contraintes composé d'une compression régionale sur le décollement sous le flanc Sud, des contraintes gravitaires et d'une extension régionale orientée N 95° sur les failles et le glissement Est. Les déplacements calculés le long de la faille de Pernicana-Provenzana sont, dans ce cas, en bon accord avec les données GPS et de terrain.

Enfin, nos modèles ont également montré que les contraintes générées par des injections de magma au niveau des rifts zones ne sont pas les forces motrices du mouvement du flanc Est



vers l'Est et par conséquent ne sont pas non plus celles des déplacements le long des failles du flanc Sud-Est. Les pourcentages de données interférométriques sont plus faibles et à l'échelle de l'édifice, les déplacements sont qualitativement très différents des observations (plusieurs mètres de déplacements vers l'Est, non observés entre 1996 et 1998, au niveau du sommet). En revanche, les injections magmatiques associées dans les rifts zones permettent d'expliquer en partie des mouvements vers l'Ouest observés sur les données GPS (Patanè et al., 2003 ; Aloïsi et al., 2003).

Ainsi, nous proposons que les déplacements mesurés à l'Etna par interférométrie radar sont liés à deux plans de glissement :

- un décollement profond situé sous le flanc Sud, sur lequel s'applique une compression régionale orientée N 170°, responsable du soulèvement de la ride anticlinale.
- un plan de glissement superficiel situé sous le flanc Est, limité par les failles de Pernicana-Provenzana et MTT, soumis à des contraintes gravitaires et à une extension régionale orientée N 95° à l'origine des mouvements le long des failles de Pernicana-Provenzana et de MTT.

## ***IV. Discussion et Conclusion***

## IV Discussion-Conclusion

### Etude interférométrique :

Le but de notre étude était de trouver un modèle géodynamique de l'Etna qui permettait d'expliquer les déplacements verticaux et Est-Ouest mesurés par interférométrie radar.

La base de données interférométriques que nous avons utilisée comporte près de 650 interférogrammes et couvre la période allant de mai 1992 à novembre 2000. Par rapport aux études interférométriques menées précédemment sur ce volcan, notre base de données est beaucoup plus complète. En effet, l'étude de Borgia et al. (2000) était basée sur une vingtaine d'interférogrammes en orbite ascendante et descendante, et celle de Froger et al. (2001) sur 250 interférogrammes en orbites ascendantes uniquement. Notre étude, comme les deux précédentes se concentre sur le flanc Sud-Est de l'Etna pour plusieurs raisons. Tout d'abord, cette partie de l'édifice est une zone clé dans la compréhension de la géodynamique de l'Etna. En effet les modèles d'évolution géodynamique du volcan diffèrent au niveau du flanc Sud-Est. Ensuite, cette zone est très cohérente sur les interférogrammes si bien que des mesures de déplacement sont possibles. Enfin, les contrastes d'altitude y sont faibles si bien qu'elle est peu affectée par des effets troposphériques.

La résolution temporelle de cette base de données nous a permis de mettre en évidence deux périodes d'activité des structures du flanc Sud-Est :

- une première période d'activité entre mars 1996 et août 1998. Nous avons montré que les structures ont été actives pendant 28 mois (contre 18 mois proposés précédemment par Froger et al. (2001)). L'utilisation conjointe des données ascendantes et descendantes a permis de calculer deux composantes du champ de déplacements entre mars 1996 et août 1998. La nature et l'amplitude des mouvements que nous avons déterminé sont en accord avec les études interférométriques précédentes (Borgia et al., 2000 ; Froger et al., 2001), avec les données GPS (Borgia et al., 2000 ; Patanè et al., 2003) et celles de terrain (Lo Guidice et Rasà, 1992 ; Rust et Neri, 1996, Lanzafame et al, 1997b) : des déplacements normaux et dextres le long des failles de Ragalna et des MTT, et un soulèvement le long d'une ride anticlinale située à la base du flanc Sud du volcan.

- une deuxième période entre janvier 1999 et novembre 2000. Pendant cette phase, les déplacements ne concernent que des portions des structures actives entre 1996 et 1998 et les taux de déplacements sont plus faibles. Enfin, nous n'avons pas mis en évidence de soulèvement le long de la ride anticlinale à la base du flanc Sud entre 1999 et 2000.

Modélisation :

Afin de comprendre l'origine des déformations mesurées par interférométrie radar, nous avons modélisé numériquement les déplacements qui ont affecté les flancs de l'Etna entre 1996 et 1998. En faisant des essais-erreurs et en comparant les pourcentages de données expliquées pour les différents modèles, nous avons montré qu'un glissement géant profond sous plus de la moitié de l'édifice, proposé par Borgia et al. (1992), Rust et Neri (1996) et Neri et al. (2003), ne permettait pas d'expliquer les déplacements observés. Nous proposons que les déplacements affectant les flancs de l'Etna soient liés à deux niveaux de glissement :

- un niveau profond soumis à une compression régionale orientée N 170° à l'origine du soulèvement de la ride anticlinale à la base Sud de l'édifice, rejoignant ainsi l'hypothèse de Lanzafame et al. (1997b). Les modèles ont montré que les contraintes gravitaires n'expliquaient pas les déplacements au niveau de la base Sud de l'Etna. La taille du décollement que nous avons modélisé correspond à la taille minimale possible pour la structure responsable du soulèvement. Ainsi, le décollement pourrait être beaucoup plus étendu vers le Nord. Il est localisé au sein du substratum sédimentaire et il pourrait correspondre à un plan de chevauchement hérité des nappes de la chaîne Maghrébo-Appennine sur lesquelles s'est mis en place l'Etna (Torelli et al., 1998 ; Torrisi et al., 2003).

- un deuxième glissement, situé sous le flanc Est, plus superficiel . Ce glissement, dont la géométrie est proche de celle proposée par Lo Guidice et Rasà (1992), est limité au Nord par la faille de Pernicana-Provenzana, à l'Ouest par les Rifts Zones Nord-Est et Sud-Est et au Sud par les failles MTT. Les failles bordières de pendage 75° sont de profondeurs variables (entre 800 et 1300 m pour les MTT et 1000 et 2200 m pour Pernicana-Provenzana), en accord avec les profondeurs des foyers sismiques (Gresta et al., 1997 ; Azzaro, 1999). Contrairement à Bousquet et Lanzafame (2001) qui avaient proposé un plan de glissement sous le flanc Est qui se terminait au niveau du village de Presa, nous avons considéré que le glissement se prolongeait au moins jusqu'en mer ionienne, puisqu'en 2002, les déplacements le long de la

faille de Pernicana-Provenzana ont été observés sur le terrain jusqu'à la côte ionienne (Neri et al., 2003b ; Acocela et al., 2003). Ces auteurs ont montré que la faille de Pernicana-Provenzana était distincte de la faille de Fiumefreddo (caractérisée par des taux de déplacements plus faibles) et par conséquent il n'est pas nécessaire de considérer deux plans de glissements superposés sous le flanc Est pour expliquer les taux de déplacements différents entre ces deux failles (Tibaldi et Groppelli, 2002). Entre octobre et novembre 1997, c'est-à-dire pendant la période d'activité des déplacements, des événements sismiques de faible magnitude ( $M < 3$ ) ont affecté les flancs Est et Sud-Est du volcan (La Volpe, 1999). La faible profondeur de ces séismes (inférieure à 2 km) est en accord avec la profondeur du plan de glissement superficiel que nous proposons. Les profondeurs estimées dans les modèles pour le glissement Est concordent également avec celles du plan de glissement sous le flanc Est proposé par Bonforte et al. (2003) à partir des données GPS acquises entre 1994 et 1995. De plus, dans les modèles, le maximum de jeu normal le long de la faille de Pernicana-Provenzana se localise au niveau d'un graben actif (Azzaro et al., 1997b). Il existe également une différence Nord-Sud car les déplacements le long de la faille de Pernicana-Provenzana sont plus réguliers. Au Sud, la limite du glissement est diffuse sur plusieurs failles ; au Nord, en revanche, la limite correspond à une seule faille, plus profonde, qui concentre tous les déplacements. Il existe une continuité entre la Rift Zone Nord-Est et la faille de Pernicana-Provenzana. La connexion est moins évidente entre les failles MTT et la Rift Zone Sud-Est.

Nos modèles montrent que le champ de contrainte varie avec la profondeur. En effet, le soulèvement du Sud est cohérent avec une contrainte régionale compressive orientée N 170° appliquée sur un plan de glissement profond. Pour Acocela et al. (2003), cette compression régionale contrôle le comportement de l'édifice et du magma pour des profondeurs supérieures à 3 km sous la surface. Cette direction de compression est confirmée par l'orientation NNO-SSE des injections à l'origine des éruptions de 1981, 1989 et 1991-1993 (Bonaccorso et al., 1994,1999). En effet, le magma tend à s'injecter parallèlement à la contrainte horizontale maximale. Le mouvement du secteur mobile superficiel du flanc Est, dans le modèle le plus probable, est créé à la fois par les forces gravitaires et par une extension régionale orientée N 95°. Cette direction d'extension coïncide avec celle des études tectoniques et sismiques qui ont montré son existence dans le bassin ionien et en Calabre (Cello et al., 1982 ; Tapponnier et al., 1987 ; Anderson et Jackson, 1987 ; Monaco et al., 1995 ; Tortorici et al., 1995 ; Jacques et al., 2001). Monaco et al. (1997) ont proposé que cette extension contrôlait l'évolution de l'édifice à partir de structures isolées. Nos modèles ont

établi que des failles isolées ne permettent pas d'expliquer les déplacements mesurés quel que soit le champ de contraintes.

Ainsi en profondeur le champ de contrainte régional compressif domine, alors que plus près de la surface, nos modèles montrent que les contraintes gravitaires et une extension régionale sont prépondérantes comme l'ont proposé Bonaccorso et al. (2002), Patané et al. (2001) et Acocela et al. (2003).

Dans ce schéma, le rôle de la faille de Ragalna n'apparaît pas clairement. Nous avons montré que les déplacements verticaux et Est-Ouest le long de cette structure étaient compatibles avec les mouvements mesurés quand elle est soumise à l'extension régionale orientée N 95° et à des contraintes gravitaires. Nous avons noté également que les déplacements le long de cette faille sont synchrones des mouvements le long des failles MTT et qu'ils ont commencé avec un regain d'activité volcanique. Cependant la faille de Ragalna, essentiellement Nord-Sud, a une orientation très différente des failles MTT. Elle n'est pas dans la continuité d'une rift zone, son prolongement vers le Nord recoupe la rift zone Ouest perpendiculairement. De plus, elle est affectée par une activité sismique plus profonde (5-6 km) que les failles MTT (Rust et Neri, 1996). Pour Borgia et al. (1992), la faille de Ragalna représente la limite entre les formations de la chaîne maghrébine à l'Ouest et celles du bassin de Gela-Catane à l'Est. Borgia et al. (2000) considèrent que la faille de Ragalna limite à l'Est le décollement responsable du soulèvement de la base de l'Etna (Fig.IV.1). Comme eux, nous envisageons cette structure comme la faille bordière du décollement profond formant ainsi un secteur Sud distinct du glissement Est.

Contrairement à ce qui avait été envisagé par Mc Guire et al. (1990), Bousquet et Lanzafame (2001), nos modèles établissent que les injections magmatiques au niveau des rifts zones ne sont pas le seul moteur du glissement Est. En revanche, les injections peuvent avoir créé l'impulsion nécessaire à un glissement dont le moteur est la gravité et les contraintes régionales. Les injections peuvent aussi avoir été induites par le mouvement du flanc Est comme proposé par Walter et Troll (2003).

Modèle d'évolution de l'Etna :

Nous avons observé un lien génétique entre les mouvements affectant les flancs Est et Sud-Est et l'activité volcanique. Pour les deux périodes de mouvements, les modifications de l'activité éruptive avant, pendant et après le glissement ont été similaires, suggérant ainsi une cyclicité du phénomène. On distingue 3 phases :

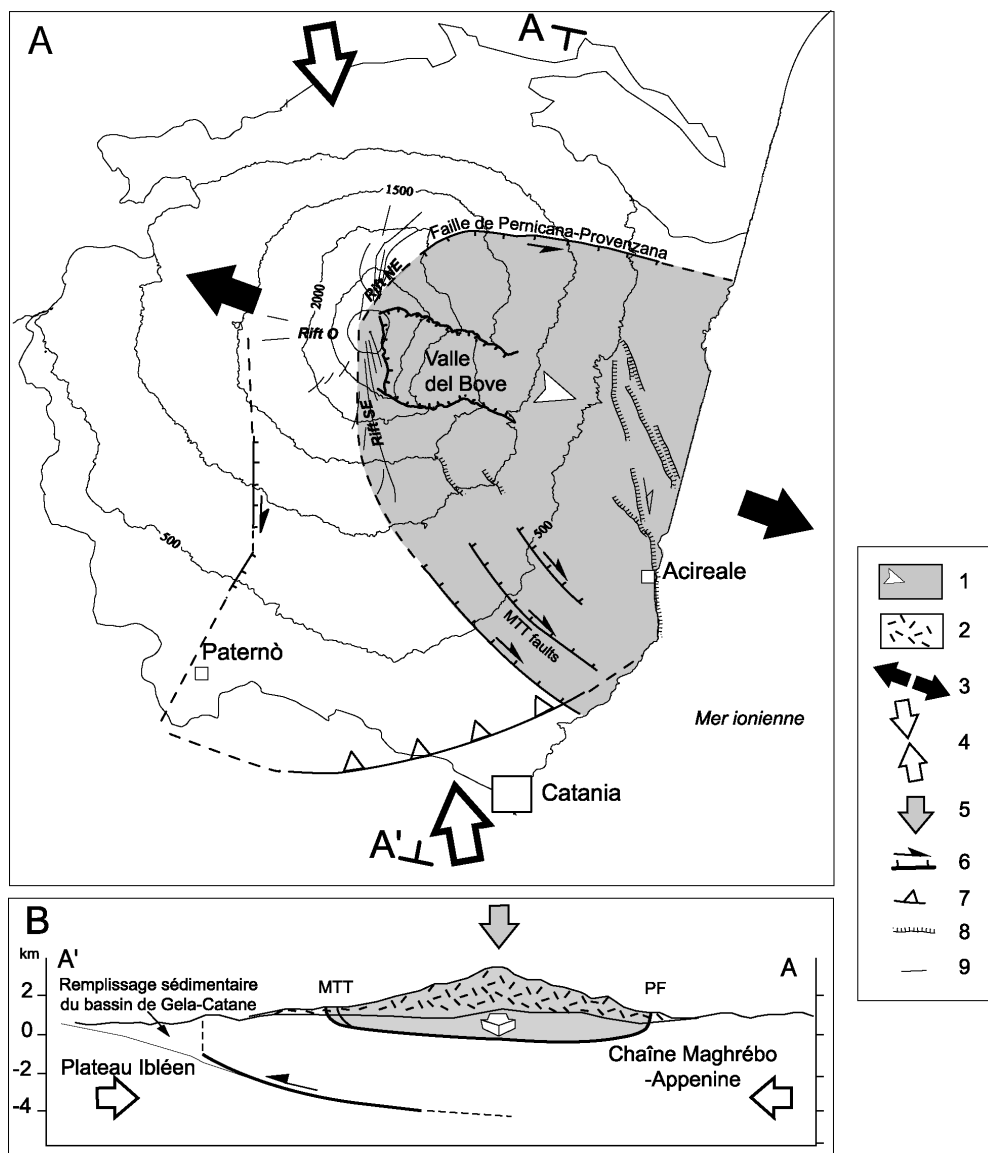


Fig. IV.1 : (A) Schéma interprétatif de l'Etna. (B) Coupe suivant A-A'. 1: Secteur Est mobile, soumis à une extension régionale orientée N 95° et aux contraintes gravitaires. La direction globale de glissement est donnée par la flèche blanche. 2: Formations volcaniques (sur la coupe). 3: Extension régionale superficielle (Z < 3 km). 4: Compression régionale (Z > 3 km). 5: Forces gravitaires. 6: Failles transversives. 7: Chevauchement soumis à la compression régionale orientée N 170°. 8: Failles normales. 9: Fissures volcaniques (éruptives ou non).

Fig. IV.1 : (A) Interpretative sketch map of Mt. Etna. (B) A-A' cross-section. 1: Mobile sector, submitted to a regional extension oriented N 95° and to the gravitational stress. The direction of slip is

given by white arrow. 2: Volcanic formations (on the cross section). 3: Regional extension ( $Z < 3$  km). 4: Regional compression ( $Z > 3$  km). 5: Gravitational forces. 6: Transtensive fault. 7: Thrust submitted to a regional compression oriented N 170°. 8: Normal fault. 9: Volcanic cracks (eruptive or not).

- le début des mouvements en 1996 concorde avec des éruptions fortement explosives au niveau des cratères sommitaux. De même, en janvier 1999, au début de la seconde période de déplacements le long des failles du flanc Sud-Est, l'activité volcanique de l'Etna a été marquée par des événements explosifs au niveau des cratères sommitaux.

- pendant le glissement du flanc Est entre 1996-1998, une activité volcanique de type strombolien avec des émissions de lave intra-cratériques, était concentrée au sommet de volcan. En 1999, les phénomènes effusifs ont été plus importants, et les coulées initiées au niveau des cratères Sud-Est et de la Voragine (Calvari et al., 2001 ; Behncke et al., 1999).

- La fin des déplacements est marquée par un nouveau changement de l'activité volcanique qui devient fortement explosive à partir de juillet 98 (Coltelli et al., 2000 ; Rothery et al., 2001) et entre janvier et août 2000.

Walter et Troll (2003) proposent que, pour les îles océaniques, les rifts zones se forment à la limite entre le secteur mobile et le secteur stable et qu'une troisième rift zone peut se développer du côté opposé au glissement. Si ce modèle était valide pour l'Etna, cela impliquerait que seul le flanc Est est mobile et que son déplacement induit les injections de magma dans les rifts zones. A l'Etna, les rifts zones suivent la limite du secteur Est mobile et n'ont pas de continuité avec la faille de Ragalna indiquant une origine différente pour cette structure. Cela tendrait à prouver que les mouvements le long de la faille de Ragalna et au niveau de plan de décollement sous le flanc Sud, qui crée la ride anticlinale au Sud, sont indépendants des déplacements le long des failles MTT et de Pernicana-Provenzana. Ceci est cohérent avec le modèle d'évolution de Walter et Troll (2003).

Dans nos modèles, nous n'avons pas tenu compte de la présence des failles des Timpe, pourtant très actives. Froger et al. (2001) ont montré que les interférogrammes permettaient de mettre en évidence un déplacement le long d'une de ces structures entre 1996-1998, mais dans une zone peu cohérente des interférogrammes. Ceci indique que le mouvement le long de ces failles n'est pas indépendant du mouvement du flanc Est. Ces failles sont le prolongement de l'escarpement de Malte au niveau de l'édifice volcanique (Hirn et al., 1997). Le moteur des mouvements le long des failles des Timpe est donc vraisemblablement l'extension régionale (Lo Giudice and Rasà, 1986 ; Bonaccorso et al., 1996; Monaco et al., 1997). Cependant, de



par leur position à la base Est de l'Etna, un mouvement d'ensemble du flanc Est crée des perturbations au niveau de ces failles, qui peuvent être suffisantes pour expliquer les faibles déplacements le long de ces structures mis en évidence par Froger et al. (2001).

Nous proposons, comme Froger et al. (2001) que l'Etna est généralement en équilibre sub-critique. Dans ce système, la friction sur les plans de glissements stabilise l'édifice et les forces magmatiques, la gravité et les contraintes régionales le déstabilisent. Le synchronisme entre l'activité magmatique et les mouvements du Sud-Est indique que les contraintes magmatiques peuvent avoir créé l'impulsion nécessaire au glissement, comme l'ont avancé Mc Guire et al. (1997). Ils sont ensuite guidés par les contraintes gravitaires et régionales, offrant alors la possibilité au magma sous pression de remonter et de générer une activité éruptive sommitale. Les mouvements de flancs laissent le système ouvert, ce qui facilite la remontée du magma vers la surface. Le magma dégaze plus facilement, l'activité sommitale est alors de type strombolien voire effusif. Si les contraintes magmatiques se maintiennent, les taux de déplacements sont stables. Si les contraintes magmatiques diminuent, les contraintes gravitaires et régionales ne sont plus suffisantes pour vaincre la friction des failles et le mouvement s'amortit puis s'arrête. Les déplacements cessent et l'édifice retrouve son équilibre. Le système se ferme et la pression dans le conduit augmente à nouveau...

L'activité des failles que nous avons mis en évidence est importante notamment au niveau de Catane et des villes du flanc Est de l'Etna. Ces mouvements même s'ils ne sont pas toujours accompagnés de séismes posent des problèmes importants au niveau des constructions et des bâtiments. Les déplacements de l'ordre de quelques centimètres par an créent des dommages importants dans la zone des failles. Nous avons montré qu'il y a eu au moins deux phases de déplacements entre 1992 et 2000 pour un mouvement cumulé de plusieurs centimètres et que l'activité de ces structures était initiée par des phénomènes magmatiques. La faible cohérence des données interférométriques au niveau de la zone sommitale ne nous a pas permis de déterminer précisément le type d'injection qui initie les mouvements du flanc Est. Néanmoins, la surveillance du volcan et le suivi des mouvements de magmas grâce aux méthodes sismiques, gravimétriques ou géodésiques pourraient permettre de prévoir l'apparition de ces mouvements. Malgré cela, à terme les bâtiments construits au niveau de ces structures sont condamnés.

*Perspectives :*

L'impossibilité de contraindre nos modèles le long de la faille de Pernicana-Provenzana au Nord de façon aussi détaillée, sur la même période que les failles MTT, ou au niveau des rifts zones constitue une des limitations de notre étude. Un travail de Puglisi et al (2003) sur les données interférométriques de l'Etna en utilisant l'étude de Ferretti et al. (2001) sur les réflecteurs permanents (« Permanent scatterers ») dans un interférogramme, a permis d'obtenir des données de déplacements au niveau de la faille de Pernicana-Provenzana. Utiliser cette technique nous permettrait d'améliorer nos modélisations.

Il serait également important de tester l'initiation des structures affectant l'édifice, et notamment de savoir si les contraintes régionales peuvent être à l'origine des failles des flancs Est et Sud-Est de l'Etna. La modélisation en trois dimensions de l'initiation des failles et leur propagation est très complexe numériquement. L'étude que nous avons débutée en modélisation analogique, trop préliminaire pour être présentée, devra être poursuivie pour répondre à cette interrogation.

# ***Annexe I***

## **ANNEXE I : Rhéologie du substratum des coulées de 1983-85 et 1986-87-89.**

A l'Etna, des études géodésiques (Murray, 1988) et notamment celles menées récemment en interférométrie radar (Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001), ont mis en évidence un champ de déformation corrélé spatialement avec des zones recouvertes par des coulées de laves récentes : coulées de 1986-87-89 (Fig. A.I.1 A) et de 1983-85 (Fig. A.I.1 B) notamment. Au Sud des coulées de 1986-87-89, on peut aussi observer une subsidence de forte amplitude associée avec les coulées de 1991-93 (gradient de franges important) (Fig. A.I.1 A). Ces dernières sont caractérisées par une cohérence assez faible sur l'interférogramme 22161-13009 ) (Fig. A.I.1 A) d'une part parce que le gradient de déformation est trop fort pour être visualisé sur un interférogramme et d'autre part Stevens et al. (2001) ont montré qu'une coulée devenait parfaitement cohérente pour la bande C de ERS au bout de 5 ans sur des interférogrammes couvrant une période de temps moins importante à partir de 1998.

Les déformations repérées, essentiellement verticales, ont été interprétées comme résultant de l'effet combiné des compactions thermiques et mécaniques de la lave lors de son refroidissement et d'un mouvement du substratum. Pour Murray (1988), la déformation qui suit la mise en place des coulées, est liée essentiellement à la flexure du substratum des coulées sous leur poids avec un temps de relaxation allant de quelques années jusqu'à 15 ans. Le reste de la déformation serait lié à la compaction des coulées (Murray et Guest, 1982). Briole et al. (1997) et Stevens et al. (2001) proposent que les mouvements verticaux sous et autour des coulées sont dus à un processus de relaxation du substratum sous le poids des laves récentes, déjà envisagé par Delorme (1994) pour les coulées du Piton de la Fournaise. Pour Briole et al. (1997), la relaxation du substratum est à l'origine de 25 à 50% de la subsidence observée ; la partie restante étant liée à des effets de compaction thermique. Stevens et al. (2001) quant à eux considèrent que 30% du déplacement vertical est associé aux effets thermiques. Ils évoquent également un effet de compaction mécanique des coulées : les lapillis et les scories se refroidissent et se contractent plus vite que les plus gros éléments de la coulée, « chutent » vers la base et remplissent les interstices. Les mouvements de ces petits éléments seraient à l'origine d'une partie des subsidences globales observables sur les interférogrammes. Les figures A.I.1 A et B montrent que les mouvements subsidents affectent aussi la zone située autour des coulées et ces déformations sont visibles plus de 10 ans après la mise en place des coulées, comme en témoignent les coulées de 1983-85 (Fig. A.I.1 B). On peut donc s'affranchir des déformations supposées instantanées qui ne peuvent pas être à l'origine de ces subsidences. Le substratum étant constitué par une accumulation de coulées

plus anciennes, les phénomènes instantanés correspondent par exemple à l'effondrement de tunnels ou à la compression des interstices dans les coulées sous-jacentes.

Les mouvements verticaux autour des zones de coulées sont particulièrement visibles sur des coupes dans les interférogrammes (Fig. A.I.1 C). La coupe 1 n'intègre que la déformation associée avec la coulée de 1989 (les coulées de 1986-87 s'arrêtent plus à l'Ouest) et la coupe 2 prend en compte la subsidence associée avec les 3 coulées. Plus à l'extérieur, on observe sur les coupes 1 et 2 (Fig. A.I.1 C) des bombements formant des sortes de levées à l'extérieur des subsidences. Cette caractéristique est masquée pour la partie Sud-Ouest de la coupe 2 par l'influence des coulées de 1991-93.

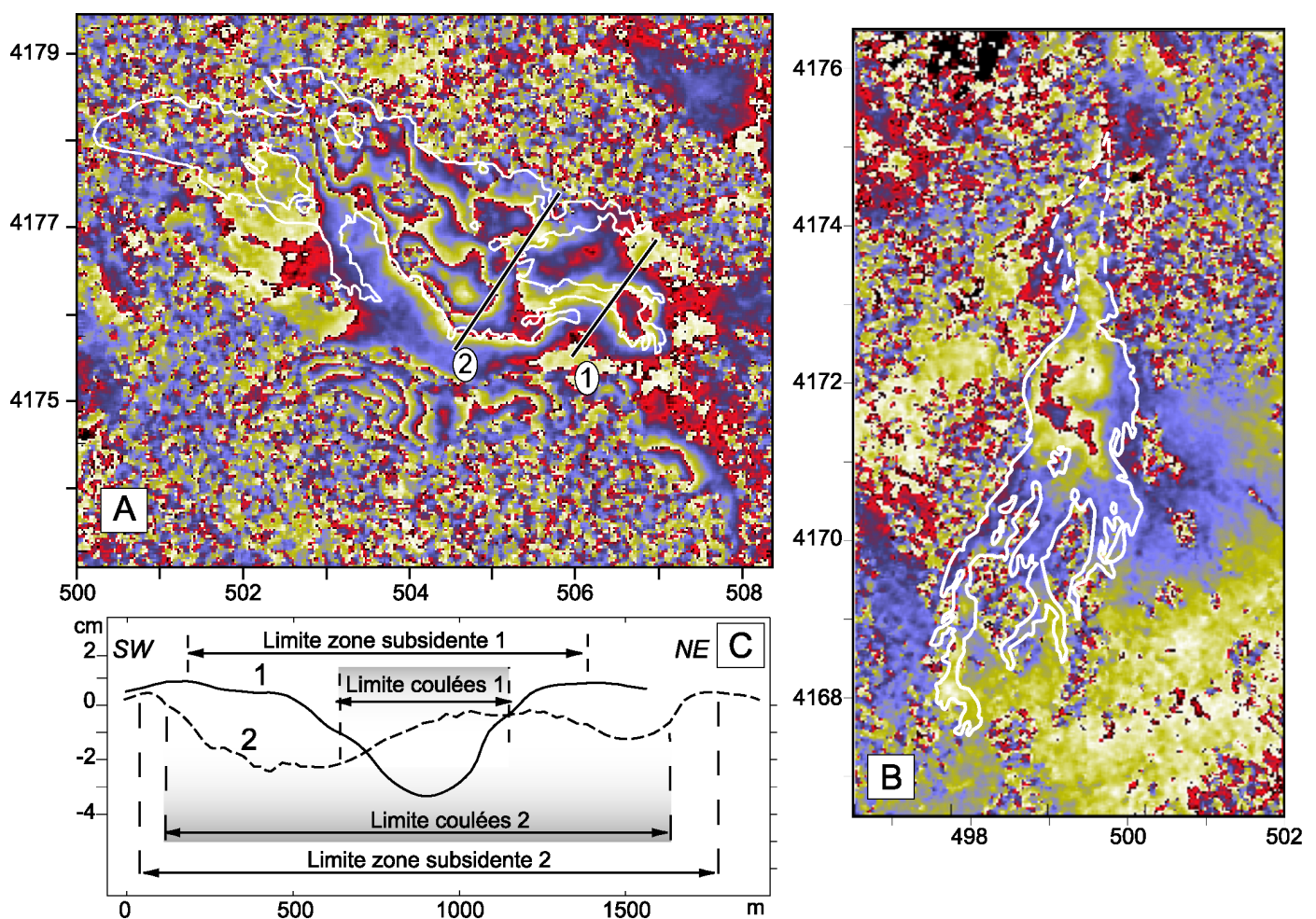


Fig. A.I.1 : Extraction de l'Interférogramme 22161-13009 (10/95-10/97) caractérisant les déformations associées aux coulées récentes. A : Extraction de la zone des coulées de 1986-87-89 et de 1991-93. B : Extraction de la zone des coulées de 1983-85. C : Coupes 1 et 2 dans l'interférogramme 22161-13009 déroulé montrant la déformation dans l'axe de visée du satellite repérée sur A. Les zones recouvertes par les coulées sont repérées sur les coupes. Les coordonnées sont en km dans le système UTM WGS 84 pour les interférogrammes.

Fig. A.I.1 : Extraction of the ascending interferogram 22161-13009 (10/95-10/97) showing the deformations associated with recent lava flows. A: Extraction of the 1986-87-89 and 1991-93 lava flows area. B: Extraction of the 1983-85 lava flows area. C: Cross-sections 1 and 2 in the unwrapped interferogram 22161-13009 showing the displacements in the line of sight of the satellite indicated on A. The area covered by the lava flows are indicated on the cross-sections. The coordinates are in km in system UTM WGS 84 for the interferograms.

Les modélisations de ces subsidences réalisées par Briole et al. (1997) et Stevens et al. (2001) ont considéré pour le substratum une rhéologie viscoélastique de Maxwell. La viscosité prédite par de tels modèles est de l'ordre de  $10^{17}$  Pa.s. On s'attend à ce qu'une telle viscosité, pour les premiers kilomètres du substratum, se traduise par un fluage du volcan sous l'effet de son propre poids (Cayol et al., 1999), ce qui n'est pas observé dans la réalité. De plus les modèles viscoélastiques de Maxwell prédisent que le taux de déplacement tend vers une valeur asymptotique dans le temps et reste maximum pour les bords de la coulée. Ceci n'est pas en accord avec les observations sur les coulées les plus anciennes de la zone où la déformation diminue et tend vers une valeur nulle avec le temps.

La déformation en dehors des coulées est importante car elle peut permettre d'estimer la composante liée à la flexure du substratum dans la subsidence totale des coulées. Le but de notre étude est de calculer une viscosité apparente du substratum en considérant une rhéologie viscoélastique de type Kelvin-Voigt par un modèle à une dimension, afin d'estimer si ce type de modèle est plus adapté que la rhéologie de type Maxwell pour rendre compte des déformations observées au niveau des coulées récentes de l'Etna. Notre modèle considère que le moteur des déplacements verticaux affectant le substratum des coulées est le poids de celles-ci.

### **1. PRINCIPE DES MODELES ANALOGUES :**

Les modèles analogues à une dimension sont utilisés pour avoir une image concrète et simplifiée des équations traduisant les lois générales de comportement. Les éléments simples linéaires permettent de créer des modèles caractérisés par des comportements rhéologiques plus complexes:

#### 1.1. Ressort :

Le ressort correspond à un corps élastique linéaire parfait (Fig. A.I.2) :

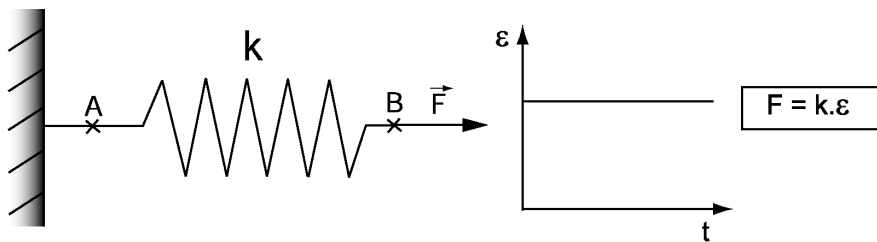


Fig. A.I.2 : Evolution de la déformation  $\epsilon$  en fonction du temps pour un ressort de rigidité  $k$  soumis à une force  $F$  constante.

Fig. A.I.2 : Evolution of the deformation  $\epsilon$  as a function of time for a spring (rigidity  $k$ ) submitted to a constant force  $F$ .

### 1.2. Amortisseur :

Un amortisseur caractérise le comportement visqueux linéaire de type newtonien (Fig. A.I.3 )

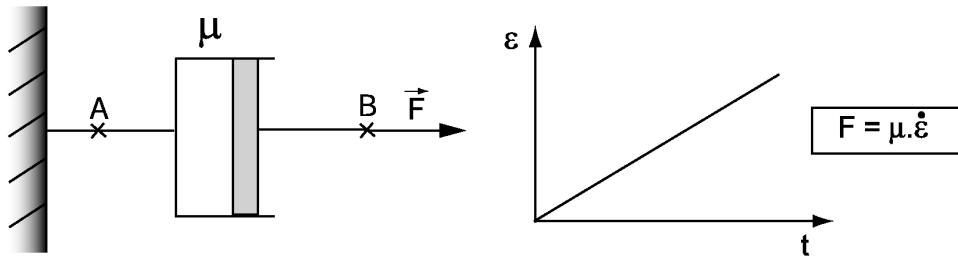


Fig. A.I.3 : Evolution de la déformation  $\epsilon$  en fonction du temps pour un amortisseur de viscosité  $\mu$  soumis à une force  $F$  constante.

Fig. A.I.3 : Evolution of the deformation  $\epsilon$  as a function of time for a dashpot of viscosity  $\mu$  submitted to a constant force  $F$ .

Les modèles viscoélastiques linéaires sont constitués d'un assemblage de ressorts et d'amortisseurs. Les deux modèles les plus classiques sont les suivants :

### 1.3. Modèle viscoélastique de type Maxwell :

Ce modèle est constitué d'un ressort de rigidité  $k$  et d'un amortisseur de viscosité  $\mu$  montés en série (Fig. A.I.4).

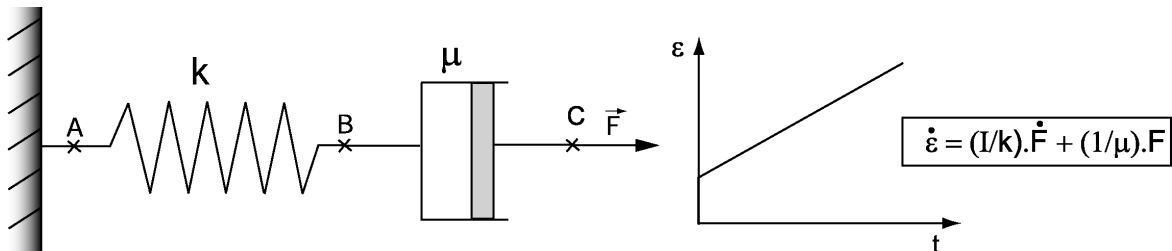


Fig. A.I.4 : Evolution de la déformation  $\epsilon$  en fonction du temps pour un montage de type viscoélastique de Maxwell soumis à une force  $F$  constante.

Fig. A.I.4 : Evolution of the deformation  $\epsilon$  as a function of time for a Maxwell type viscoelastic combination submitted to a constant force  $F$ .

Ce montage se déforme indéfiniment sans que la déformation ne s'atténue quand on le soumet à une force constante comme le poids. Cette caractéristique ne correspond pas aux observations faites sur les interférogrammes au niveau des coulées où la déformation diminue dans le temps. Ce modèle répond instantanément à la contrainte grâce à sa composante élastique dans ce montage en série.

1.4. Modèle viscoélastique de type Kelvin-Voigt:

Ce montage correspond à l'association en parallèle d'un ressort de rigidité  $k$  et d'un amortisseur de viscosité  $\mu$ .

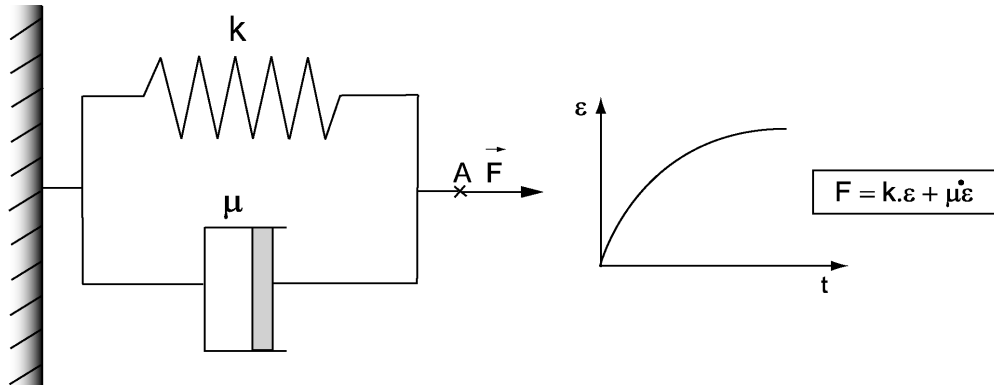


Fig. A.I.4bis : Evolution de la déformation  $\epsilon$  en fonction du temps pour un montage de type viscoélastique de Kelvin-Voigt soumis à une force  $F$  constante.

Fig. A.I.4bis : Evolution of the deformation  $\epsilon$  as a function of time for a Kelvin-Voigt type viscoelastic combination submitted to a constant force  $F$ .

Ce modèle correspond mieux aux observations puisque la déformation s'amortit au cours du temps. Le modèle ne répond pas immédiatement à la contrainte de manière élastique.

2. MODELISATION 1D :

2.1. modèle analogue choisi :

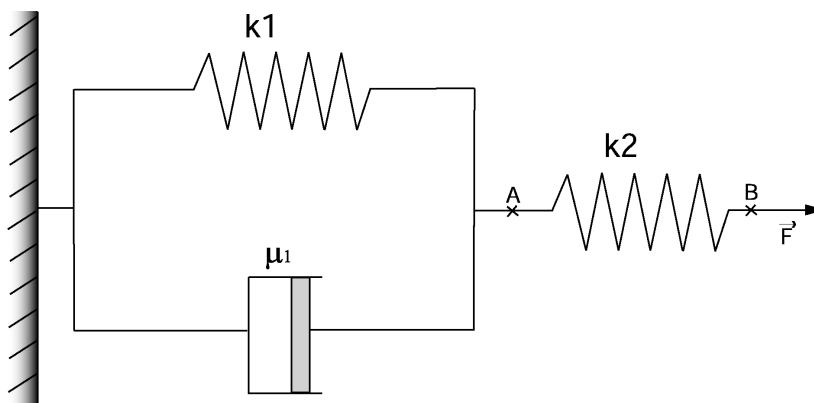


Fig. A.I.5 : Modèle analogue de notre étude, un corps de Kelvin-Voigt ( $k_1$ ,  $\mu_1$ ) en série avec un ressort de rigidité  $k_2$ .

Fig. A.I.5 : Analogue model of our study, a series combination of a Kelvin-Voigt body ( $k_1$ ,  $\mu_1$ ) with a spring of rigidity  $k_2$ .

Le modèle doit prendre en compte le fait que l'on observe sur l'interférogramme un amortissement de la déformation avec le temps, on élimine donc un modèle de type maxwell et on privilégie un modèle de type kelvin. De plus, les roches étant élastiques instantanément,



le corps de Kelvin-Voigt doit être monté en série avec un ressort pour satisfaire cette caractéristique.

Un ressort de rigidité  $k_1$ , en parallèle avec un amortisseur (de viscosité  $\mu_1$ ) correspondent au corps de Kelvin-Voigt. Ce dispositif est en série avec un ressort de rigidité  $k_2$  (Fig. A.I.5). Ainsi, à un instant  $t$ , la force  $F$  qui s'applique en A est la même que celle qui s'applique en B. L'élongation du ressort 1 est  $d_1$  et celle du ressort 2 est  $d_2$ .

On a donc deux relations :

$$F = k_2 d_2 \quad (1)$$

$$\text{soit } d_2 = \frac{f}{k_2} \text{ et } \dot{d}_2 = \frac{\dot{F}}{k_2}$$

$$F = k_1 d_1 + \mu_1 \dot{d}_1 \quad (2)$$

$$d = d_1 + d_2 \quad (3)$$

$$(A.I.2)+(A.I.3) \quad F = k_1(d - d_2) + \mu_1(\dot{d} - \dot{d}_2)$$

avec (1) on obtient finalement :

$$\left(1 + \frac{k_1}{k_2}\right)F + \frac{\mu_1}{k_2}\dot{F} = k_1 d + \mu_1 \dot{d} \quad (4)$$

La contrainte  $F$  correspond au poids de la coulée, on peut considérer en première approximation que  $F$  est constante dans le cas des coulées:  $F = F_0$  l'équation (4) devient :

$$F_0 \left(1 + \frac{k_1}{k_2}\right) = k_1 d + \mu_1 \dot{d}$$

cette équation différentielle admet une solution particulière :

$$d = d_0 = F_0 \left(\frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2}\right)$$

Une solution de l'équation homogène est de la forme :

$$d = B e^{\left(-\frac{k_1}{\mu_1} t\right)}$$

en utilisant les conditions aux limites à  $t = 0$  la déformation est nulle soit  $d = 0$ , il vient :

$$B = -\frac{F_0}{k_1}$$

et donc la solution générale de l'équation (4) est :

$$d = F_0 \left( \frac{1}{k_1} (1 - e^{-\frac{k_1}{\mu_1} t}) + \frac{1}{k_2} \right)$$

Les interférogrammes permettent de mesurer des taux de déformations, il faut donc dériver l'expression précédente:

$$\dot{d} = \frac{F_0}{\mu_1} e^{-\frac{k_1}{\mu_1} t} \quad (5)$$

Pour obtenir un ordre de grandeur pour les paramètres  $\mu_1$  la viscosité et  $k_1$  la rigidité pour le substratum des coulées de 1986-87-89 et de 1983-85, il nous faut estimer les valeurs du taux de déformation  $\dot{d}$  et de la force  $F_0$  appliquée par les coulées à leur encaissant pour le cas naturel de l'Etna.

## 2.2. Estimation du couple $(\dot{d}, t)$ :

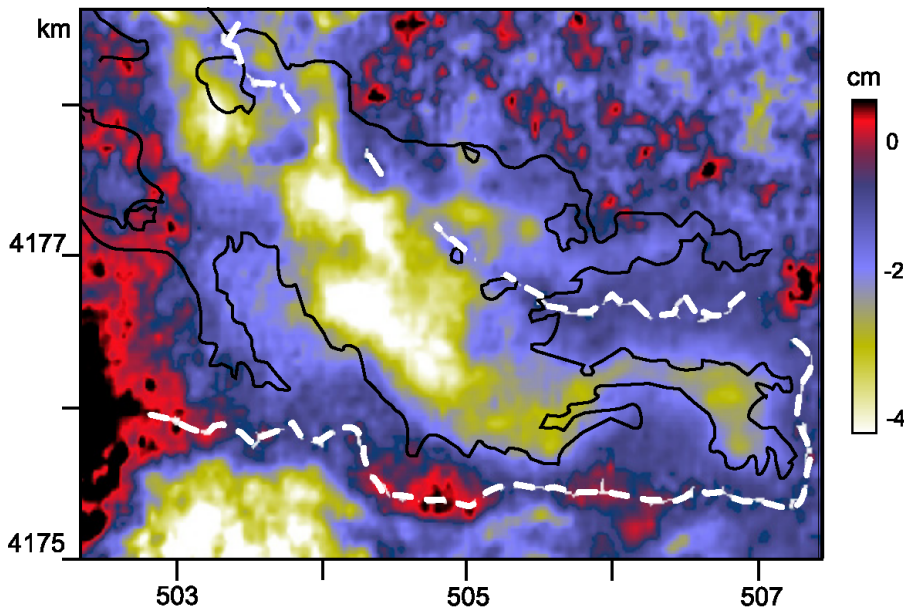


Fig. A.I.6 : Extraction de la zone de la coulée de 1986-87-89 de l'interférogramme 06286-11797 (09/92-10/93) déroulé. Le pointillé blanc limite la zone de non-déformation. La limite de la coulée est en noir.

Fig. A.I.6 : Extraction of the 1986-87-89 lava flow area from the unwrapped interferogram 06286-11797 (09/92-10/93). The white dotted line limits the no-deformation area. The limit of the lava flows is in black.

A partir de notre base de données interférométriques, nous avons sélectionné une quarantaine d'interférogrammes (33 pour les coulées de 1986-87-89 (Fig. A.I.7.a) et 14 pour celles de 1983-85 (Fig. A.I.7.b)) pour lesquels la déformation de la zone concernée était particulièrement claire et cohérente. En déroulant ces interférogrammes et en les pondérant par la période de temps couvert par chacun d'eux, on obtient des cartes de taux de subsidence (Fig. A.I.6). Nous avons considéré que le taux de déformation associé à un interférogramme correspondait à la date milieu de la période couverte, nous obtenons des couples de valeurs ( $\dot{d}$ , t) pour les coulées de 1986-87-89 et de 1983-85.

<b>Interférogrammes</b>	<b>Scènes Maîtresses</b>	<b>Scènes esclaves</b>	<b>Subsidence Hors coulées (cm)</b>	<b>Temps couvert par l'interférogramme (ans)</b>	<b>temps depuis la mise en place (ans)</b>	<b>taux de déformation hors coulées (cm.an-1)</b>
05785_09793	23/08/1992	30/05/1993	1,2	0,77	3,3	1,56
06286_11797	27/09/1992	17/10/1993	1,77	1,15	3,59	1,54
06787_11797	01/11/1992	17/10/1993	1,48	0,96	3,59	1,54
10294_01486	04/07/1993	02/08/1995	2,35	2,08	4,82	1,13
10795_22161	08/08/1993	10/10/1995	2,42	2,17	4,96	0,97
12298_20658	21/11/1993	27/06/1995	1,54	1,6	4,96	1,11
11296_22161	12/09/1993	10/10/1995	2,17	2,08	5,01	1,04
10795_23163	08/08/1993	19/12/1995	2,47	2,36	5,05	0,98
12298_21660	21/11/1993	05/09/1995	1,75	1,79	5,05	1,04
12298_22662	21/11/1993	14/11/1995	1,89	1,98	5,15	0,96
10294_07498	04/07/1993	25/09/1996	2,87	3,23	5,39	0,89
21159_07498	01/08/1995	25/09/1996	1,19	1,15	6,43	0,82
20658_10003	27/06/1995	19/03/1997	1,63	1,73	6,62	0,94
03490_07999	20/12/1995	30/10/1996	0,8	0,86	6,67	0,93
20658_12508	27/06/1995	10/09/1997	1,88	2,21	6,86	0,85
00985_12508	28/06/1995	10/09/1997	1,82	2,21	6,86	0,83
21159_13009	01/08/1995	15/10/1997	1,87	2,21	6,96	0,83
21660_12508	05/09/1995	10/09/1997	1,67	2,02	6,96	0,84
22161_13009	12/09/1993	15/10/1997	1,38	2,02	7,05	0,68
03490_13009	20/12/1995	15/10/1997	1,45	1,82	7,15	0,8
01987_15514	06/09/1995	08/04/1998	1,61	2,59	7,25	0,62
22662_15514	14/11/1995	08/04/1998	1,7	2,4	7,34	0,71
22161_37191	10/10/1995	25/08/1998	2,01	2,88	7,48	0,7
23163_37191	19/12/1995	25/08/1998	1,82	2,68	7,58	0,68
03490_18520	20/12/1995	04/11/1998	2,01	2,88	7,68	0,7
07498_16015	25/09/1996	13/05/1998	1	1,63	7,82	0,61
07498_17518	25/09/1996	26/08/1998	1,35	1,92	7,97	0,71
07999_37191	30/10/1996	25/08/1998	1,41	1,82	8,01	0,78
07498_18520	25/09/1996	04/11/1998	1,46	2,11	8,06	0,71
10003_16015	19/03/1997	13/05/1998	0,81	1,15	8,06	0,69
11005_16015	28/05/1997	13/05/1998	0,6	0,96	8,16	0,63
13009_37191	15/10/1997	25/08/1998	0,57	0,86	8,49	0,66
17017_18520	22/07/1998	04/11/1998	0,14	0,29	8,97	0,5

Fig. A.I.7.a : Interférogrammes utilisés pour la coulée de 1989.

Fig. A.I.7.a : Ascending interferograms used for the 1989 lava flows.

Les déformations mesurées prennent en compte à la fois la flexure du substratum mais aussi des phénomènes thermiques et mécaniques affectant les coulées, et ces composantes sont mélangées dans le signal interférométrique (Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001). Pour s'affranchir des déformations propres à la coulée, nous avons quantifié la subsidence d'une zone non recouverte par la coulée, mais suffisamment proche pour subir son influence. La zone choisie est située entre la limite extérieure de la coulée et une zone non-déformée où le poids de la coulée n'a plus d'influence sur le substratum (Fig. A.I. 8).

<i>Interferogrammes</i>	<i>Scènes Maîtresses</i>	<i>Scènes esclaves</i>	<i>Subsidence Hors coulées (cm)</i>	<i>Temps couvert par l'interférogramme (ans)</i>	<i>temps depuis la mise en place (ans)</i>	<i>taux de déformation hors coulées (cm.an-1)</i>
<b>06787_11797</b>	01/11/1992	17/10/1993	0,19	0,96	10,05	0,19
<b>05785_22161</b>	23/08/1992	10/10/1995	0,41	3,13	10,97	0,13
<b>09793_22161</b>	30/05/1993	10/10/1995	0,34	2,36	11,35	0,14
<b>11296_23163</b>	12/09/1993	19/12/1995	0,39	2,27	11,59	0,17
<b>10795_07999</b>	08/08/1993	30/10/1996	0,41	3,23	11,98	0,13
<b>11296_07999</b>	12/09/1993	30/10/1996	0,31	3,13	12,03	0,1
<b>11797_11005</b>	17/10/1993	28/05/1997	0,32	3,61	12,36	0,09
<b>21660_06997</b>	05/09/1995	21/08/1996	0,1	0,96	12,92	0,1
<b>20658_12508</b>	27/06/1995	10/09/1997	0,3	2,21	13,35	0,14
<b>00985_15514</b>	28/06/1995	08/04/1998	0,28	2,78	13,64	0,1
<b>07498_11005</b>	25/09/1996	28/05/1997	0,09	0,67	13,86	0,13
<b>07498_16015</b>	25/09/1996	13/05/1998	0,15	1,63	14,31	0,09
<b>07498_18520</b>	25/09/1996	04/11/1998	0,24	2,11	14,53	0,11
<b>13009_37191</b>	15/10/1997	25/08/1998	0,1	0,86	14,96	0,12

Fig. A.I.7.b : Interférogrammes utilisés pour les coulées de 1983-85.

Fig. A.I.7.b : Ascending interferograms used for the 1983-85 lavaflows.

Avant de définir la zone non-déformée, nous devons disposer des coordonnées précises des limites des coulées considérées dans cette étude. A partir d'une image SPOT de décembre 1998, ces limites ont pu être mises en évidence. Cette image SPOT est une image géoréférencée caractérisée par une résolution spatiale de 20 m du même ordre de grandeur que celle des interférogrammes. La précision des contours de coulées digitalisés à partir de l'image SPOT est suffisante pour notre étude. Pour augmenter le contraste des bordures de coulées, nous avons réalisé une composition colorée à partir des canaux de XS1, XS2 et XS3. Dans certaines zones, le contraste au niveau des bordures n'étant pas très fort, il a été difficile de les suivre et de les cartographier précisément comme dans la partie Nord des coulées de 1983-85 (Fig. A.I.1 B).

La mise en évidence de la zone de déformation non-déformée présente deux difficultés majeures. Tout d'abord, le signal interférométrique est ambigu et il est défini à une constante

près. On peut s'affranchir de cette constante seulement dans certains cas particuliers, si par exemple on possède des données géodésiques indépendantes montrant un point qui n'a subi aucun déplacement. Dans ce cas, la constante peut être déterminée et on peut s'affranchir de l'ambiguïté des interférogrammes. Ainsi, dans notre cas, la difficulté de détermination réside dans le fait que la zone non-déformée ne correspondra pas à une valeur nulle sur les interférogrammes. Ensuite, les déplacements mesurés peuvent être liés à plusieurs unités d'écoulements au niveau de la partie Sud des coulées de 1986-87-89. Les mesures interférométriques de cette zone tiennent compte des déformations associées aux coulées de 1986-87-89 mais également de celles de 1991-93. Nous cherchons à déterminer une estimation du taux de subsidence dans le cadre d'un calcul à une dimension et non la valeur vraie en chaque point. Nous avons donc décidé de prendre comme référence une limite plus facile à mettre en évidence indépendante de la relativité des interférogramme. Cette référence correspond au sommet du bombement de l'encaissant autour des coulées (Fig. A.I.8), cette ligne de crêtes est visible sur les coupes (Fig. A.I.1 C).

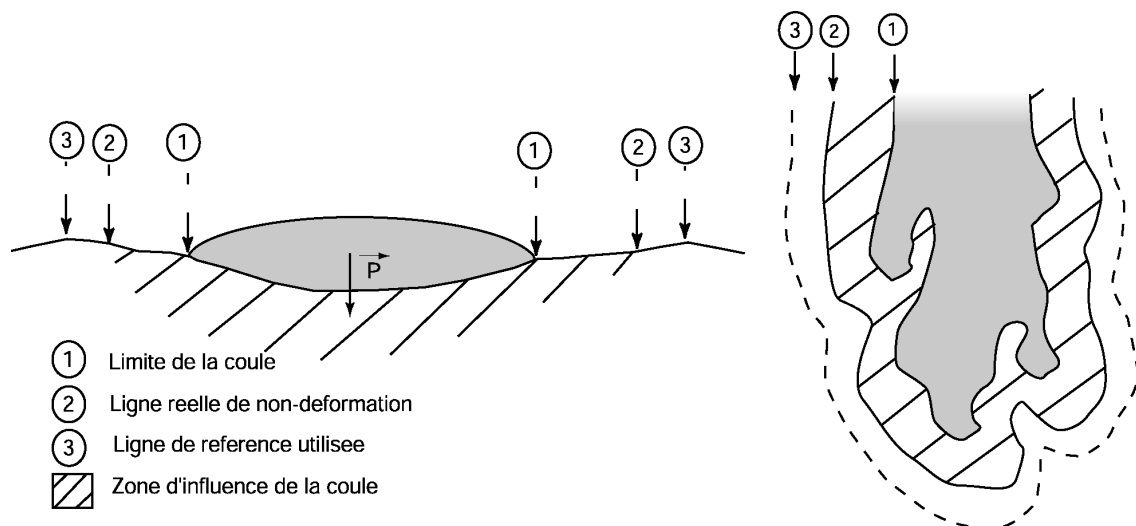


Fig. A.I.8 : Représentation schématique des limites importantes dans le calcul, en coupe et en vue de dessus.

Fig. A.I.8 : Representation of the major limits used in the calculations, view in cross-section and from the top.

La zone d'influence déterminée est plus large que la zone réellement subsidente comme le montre schématiquement la figure A.I.8. Cette limite a été déterminée à partir d'un interférogramme moyen obtenu en « stackant » les interférogrammes sélectionnés, préalablement pondérés par leur durée. La mise en évidence de la limite d'influence a consisté en la localisation d'une ligne de crêtes correspondant à un changement de pente dans l'interférogramme « stacké ».

On observe sur la figure Fig. A.I.6 que la limite de la zone d'influence suit assez remarquablement les bords Sud et Est des coulées de 86-87-89. Au Nord par contre, cette limite traverse la coulée et devient inutilisable. Dans cette zone, l'interférogramme est très bruité et difficilement exploitable.. Notre étude s'est donc concentrée sur la partie Sud et Est de ces coulées c'est-à-dire dans les zones où la cohérence entre les limites de coulées et d'influence était la plus forte.

A l'aide de cette zone d'influence, nous avons pu déterminer une amplitude moyenne de la déformation du substratum autour des coulées pour chaque interférogramme sélectionné. Nous avons pu calculer les couples de valeurs ( $\dot{d}$ , t) (taux de déformation-temps depuis la mise en place) en considérant que les déplacements ont été enregistrés entre la date de mise en place de la coulée et la date milieu de chaque interférogramme.

### 2.3. Estimation de $F_0$ :

Dans notre modèle, le moteur de la déformation de la subsidence hors coulée est le poids de celle-ci (Fig. A.I.8). La densité et l'épaisseur moyennes sont nécessaires à l'estimation de la force  $F_0$  appliquée.

La densité moyenne de la coulée n'est pas connue avec précision. Elle est différente de celle d'un échantillon de lave. En effet, les coulées qui sont plutôt de type aa, sont caractérisées par la présence de vides qui contribuent à diminuer sa densité moyenne par rapport à la densité d'un échantillon de lave massive. Dans la littérature, il a été proposé différentes masses volumiques pour les coulées etnéennes  $2500 \text{ kg.m}^{-3}$  (De Luca et al., 1997 ; Briole et al., 1997) ou encore  $2750 \text{ kg.m}^{-3}$  (Stevens et al., 1997).

Nous avons calculé une épaisseur moyenne de 13 m pour la coulée de 1986-87-89 à partir de la différence de deux MNT correspondant à la topographie avant et après la mise en place de la coulée (surface estimée de  $6.66.10^6 \text{ m}^2$  et volume de lave émis de  $86.10^6 \text{ m}^3$ ). Bertagnini et al. (1990) et Azzaro et Néri (1992) ont évalué l'épaisseur moyenne de la coulée de 1989 à 10 m. Le volume des coulées de 1983-85 a été estimé à  $80.10^6 \text{ m}^3$  et la surface recouverte à  $6.10^6 \text{ m}^2$  (Guest et al., 1987 ; Stevens et al. 1999), l'épaisseur moyenne est donc de 13 m environ. En première approximation, nous avons supposé que les deux coulées ont la même épaisseur et la même densité, la force  $F_0$  appliquée est donc la même dans les deux cas.

En considérant une masse volumique de  $2500 \text{ kg.m}^{-3}$  pour les coulées, il vient une valeur de  $F_0$ , poids de la coulée, équivalent à une contrainte appliquée en un point de  $2.5.10^5 \text{ Pa}$ . Pour simplifier, dans notre modèle,  $F_0$  appliquée au niveau du substratum, est à l'origine de la

subsidence. Dans le cas réel le poids des coulées ne s'applique pas directement sur le substratum autour des coulées. En considérant que l'amplitude de la contrainte  $F_0$  correspond au poids d'une coulée d'épaisseur 10 m, on majore la valeur de la contrainte à l'origine des mouvements

2.4 Estimation de la viscosité apparente :

La figure A.I.9 réalisée à partir des couples  $(\dot{d}, t)$  déterminés par l'étude interférométrique montre l'évolution du taux de déformation des coulées en fonction du temps pour la coulée de 1989 et pour celles de 1983-85.

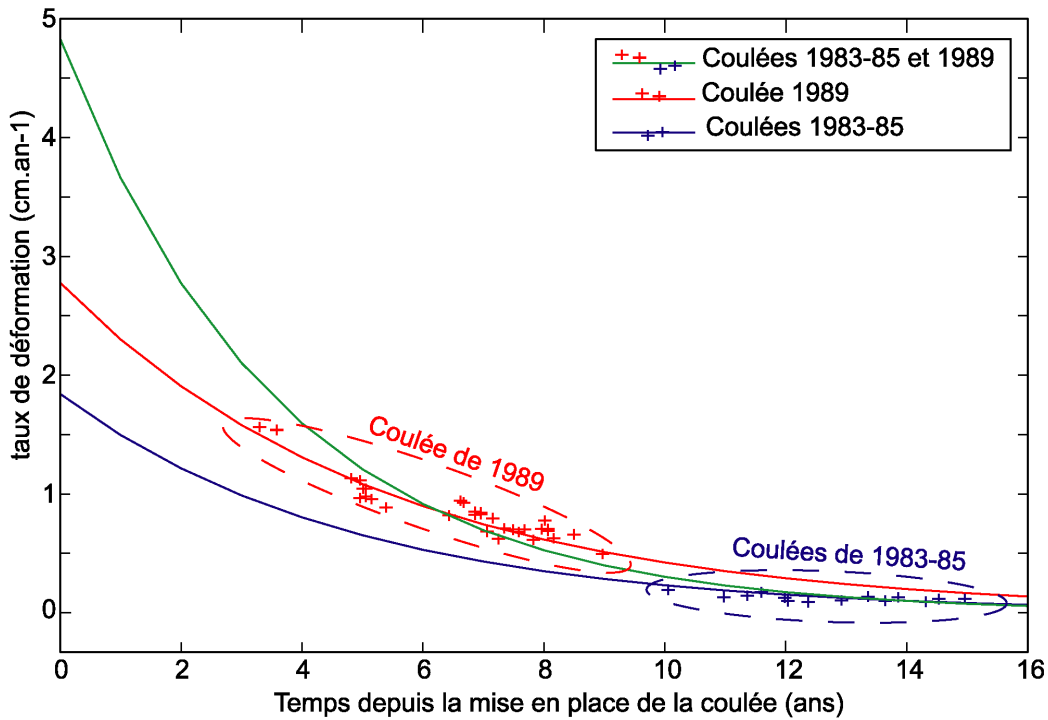


Fig. A.I.9 : Evolution du taux de déformation en fonction du temps depuis sa mise en place. En bleu, la courbe de régression pour les points de la coulée de 1983-85, en rouge celle qui ne concerne que les points de 1989 et en vert la courbe de régression qui tient compte des deux coulées simultanément.

Fig. A.I.9 : Evolution of the deformation rate as a function of time since its deposition. In blue, the regression curve for the 1983-85 lava flows points, in red the regression curve for the 1989 lava flows points and in green the regression curve which take into account both lava flows simultaneously.

D'après l'équation (5), l'évolution de  $\dot{d}$  en fonction du temps est de la forme  $\dot{d} = \frac{F_0}{\mu l} e^{(-\frac{k_1}{\mu} t)}$ .

Nous avons calculé des courbes de régression qui ajustaient au mieux les points de chaque coulée de la forme  $\dot{d} = Ae^{-Bt}$ .

Ces régressions sont pondérées par l'inverse de l'écart type. En comparant membre à membre avec l'équation (5) pour  $\mu_1$  et en utilisant l'équation (7) (voir plus loin) pour  $k_1$ , et avec la valeur de  $F_0$  déterminé ci-dessus il résulte:

pour les coulées de 1983-85 :  $\mu_1 = 2.9.10^{15}$  Pa.s et  $k_1 = 5.6.10^6$  Pa.

pour la coulée de 1989 :  $\mu_1 = 3.1.10^{14}$  Pa.s et  $k_1 = 1.8.10^6$  Pa.

Nous avons admis que la contrainte  $F_0$  appliquée et que le comportement du substratum des deux zones étaient les mêmes dans les deux cas, alors une régression qui tient compte de tous les points est possible. Les couples  $(\dot{d}, t)$  couvrent plus de 10 ans de déformation et nous obtenons :  $\mu_1 = 1.6.10^{14}$  Pa.s et  $k_1 = 1.4.10^6$  Pa.

### **3. DISCUSSION ET CONCLUSION :**

Les modèles de type viscoélastique de Kelvin ajustent des données interférométriques de manière satisfaisante (Fig. A.I.9) et sont plus en accord avec les observations que les modèles viscoélastiques de Maxwell : ils sont instantanément élastiques et les taux de déplacements tendent vers une valeur nulle dans le temps. Cette étude simple à une dimension montre qu'en considérant un comportement viscoélastique de Kelvin du substratum des coulées, la viscosité qui explique les déformations observées est de l'ordre de  $10^{14}$ - $10^{15}$  Pa.s ce qui est très faible pour une formation géologique. Il y a peu de mesures in situ de la viscosité des formations géologiques mais des études ont cependant révélé que l'asthénosphère par exemple, considérée comme un solide visqueux aurait une viscosité comprise entre  $10^{17}$  Pa.s au niveau des rides océaniques et  $10^{19}$  Pa.s dans des zones continentales (Sigmundsson, 1991 ; Pollitz et al., 1998). En Islande, les viscosités de la croûte inférieure et du manteau supérieur ont été estimées entre  $10^{18}$  et  $10^{19}$  Pa.s (Sigmundsson et Einarsson, 1992 ; Pollitz et Sacks, 1996 ; Hofton et Foulger, 1996). De plus, d'après Shaw et al. (1987) des formations caractérisées par une viscosité de l'ordre de  $10^{15}$  Pa.s ne pourraient pas supporter le poids des produits volcaniques émis et se déformeraient tellement rapidement qu'il n'y aurait pas formation d'édifice volcanique. Pour des viscosités de l'ordre de  $10^{17}$  Pa.s, on devrait observer des déformations gravitationnelles proportionnelles aux pentes de l'Etna dans la Valle del Bove notamment (Cayol et al., 1999). Pour les viscosités que nous avons déterminées de l'ordre de  $10^{15}$  Pa.s, ces mouvements devraient même être intenses. Les études interférométriques ne mettent pas en évidence ce genre de déplacements à l'Etna. Les valeurs calculées sont trop



faibles par rapport aux valeurs attendues pour ce genre de formations et ne sont pas acceptables.

Les simplifications de notre étude moyennent les valeurs des taux de déformations et par conséquent ne donnent qu'une valeur approchée de la viscosité. Les considérations et les hypothèses que nous avons faites n'entraînent pas une sous-estimation de plusieurs ordres de grandeur des déformations. La limite de non-déformation est une source d'erreurs, d'autant qu'elle a été estimée à partir d'un interférogramme moyen. Cependant le bombement autour des coulées n'a que faible amplitude et une faible longueur d'onde, la zone d'influence que nous avons déterminée n'est pas beaucoup plus étendue que la zone d'influence réelle. Et les taux de déformation déterminés sont compatibles avec ceux de Briole et al. (1997) pour la même période.

De plus si l'on considère deux couples  $(\dot{d}_a, t_a)$  et  $(\dot{d}_b, t_b)$ , il vient de l'équation (A.I.5) une expression de  $\mu_1$  et de  $k_1$  en fonction de  $F_0$ :

$$\mu_1 = F_0 \frac{(\dot{d}_A)^{\left(\frac{t_B}{t_A - t_B}\right)}}{(\dot{d}_B)^{\left(\frac{t_A}{t_A - t_B}\right)}} \quad (6)$$

$$k_1 = \mu_1 \left( \frac{\ln \dot{d}_A - \ln \dot{d}_B}{t_B - t_A} \right) \quad (7)$$

La viscosité étant proportionnelle à la contrainte, une surestimation de  $F_0$  conduit également à une surestimation de  $\mu_1$ . L'incertitude sur la valeur de  $F_0$  ne peut être responsable des variations de plusieurs ordre de grandeur entre la valeur calculée et une valeur réaliste. Ce n'est pas notre démarche et les simplifications que nous avons faites qu'il convient de remettre en cause mais plutôt le comportement mécanique du substratum que nous avons considéré. Ainsi, il apparaît qu'à l'échelle des coulées, la rhéologie du substratum n'est certainement pas de type viscoélastique de Kelvin. Nous avons vu qu'un comportement de type viscoélastique de Maxwell ne satisfaisait pas non plus les mesures et observations interférométriques. La partie superficielle de l'Etna n'a pas un comportement rhéologique simple, notre étude montre que les calculs visant à reproduire les déformations non cassantes de petites échelles (coulées et peut être dykes) affectant un édifice volcanique ne peuvent se contenter de considérer des rhéologies de type élastiques ou viscoélastiques. Ces calculs doivent prendre en compte d'autres complexités rhéologiques sous peine d'obtenir des résultats aberrants comme la viscosité  $\mu_1$  que nous avons obtenue.

Stevens et al. (2001) ont montré l'importance que pouvait jouer l'eau sur la composante thermique de la déformation et la présence d'eau modifie également le comportement mécanique des roches. Le substratum des coulées considérées qu'elles soient situées ou non dans la Valle del Bove est formé d'un empilement de coulées et de produits pyroclastiques poreux, il correspond à un milieu poreux. Concernant les mouvements post sismiques en Islande en Juin 2000, Jónsson (2002) montre que des calculs menés en considérant une rhéologie de type poroélastique ajustent de manière satisfaisante les mouvements observés.

Dans le cas des déformations associées aux coulées de l'Etna, un comportement poroélastique, la prise en compte de la pression de l'eau interstitielle et des phénomènes thermiques liés au refroidissement de la lave pourraient permettre d'ajuster les valeurs de déformations observées tout en gardant des valeurs de viscosité réalistes.

# ***Annexe II***

## ANNEXE II : Maillage des structures

Pour générer le maillage des structures, nous avons modifié une équation de type « mélange », dans laquelle les Z correspondent à la profondeur des structures, et X leur extension horizontale :

$$Z = E + \frac{(A.X + B)}{(C.X + D)} \quad (1)$$

ou encore  $X = \frac{(B + D.(E - Z))}{(A - C.(Z - E))} \quad (2)$

avec  $A = Z_{\max} - Z_0$ ,  $B = X_{\max} \cdot Z_0 - X_{\max} \cdot Z_{\max}$ ,  $C = k_s - 1$ ,  $D = X_{\max} - k_s \cdot X_0$ ,  $E = Z_{\max}$  et

$$k_s = \tan \alpha \cdot \frac{(X_{\max} - X_0)}{(Z_{\max} - Z_0)}$$

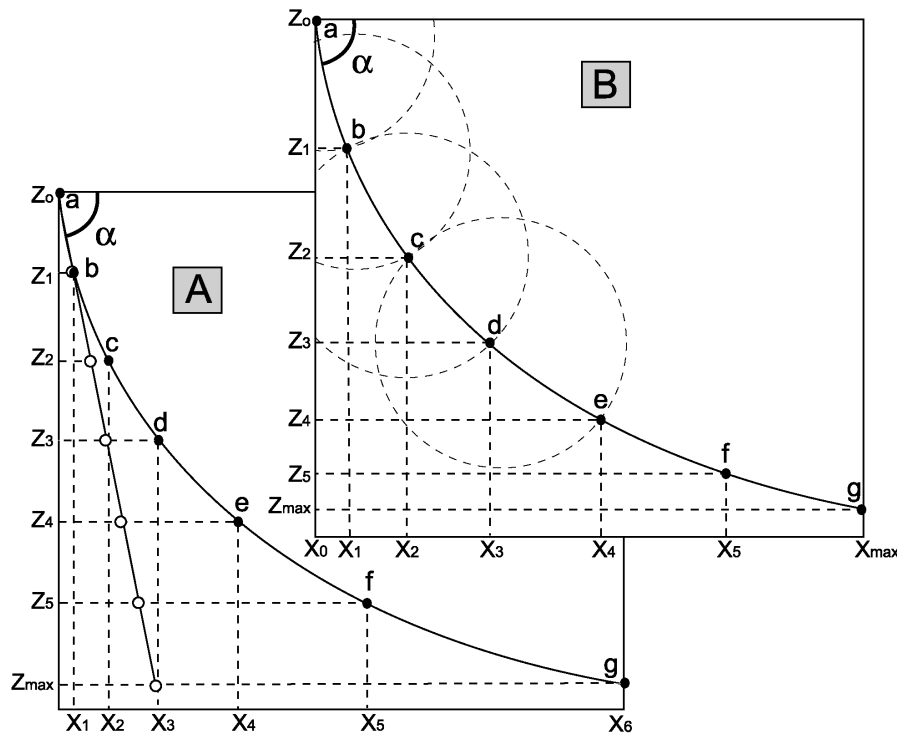


Fig.A.II.1 : Schémas de la méthode de maillage en coupe verticale. A : discrétisation à intervalles de Z constant,  $Z_0Z_1 = Z_1Z_2 = Z_2Z_3 = \dots = Z_{\max-1}Z_{\max}$ ,  $X_0X_1 < X_1X_2 < X_2X_3 \dots < X_{\max-1}X_{\max}$ ,  $ab < bc < cd \dots$ . B : Discrétisation uniformément espacée,  $Z_0Z_1 > Z_1Z_2 > Z_2Z_3 > \dots > Z_{\max-1}Z_{\max}$ ,  $X_0X_1 < X_1X_2 < X_2X_3 \dots < X_{\max-1}X_{\max}$  et  $ab = bc = cd = \dots$ .

Fig.A.II.1 : Sketch map illustrating the meshing method in cross section. A : discretization with constant intervals of Z,  $Z_0Z_1 = Z_1Z_2 = Z_2Z_3 = \dots = Z_{\max-1}Z_{\max}$ ,  $X_0X_1 < X_1X_2 < X_2X_3 \dots < X_{\max-1}X_{\max}$ ,  $ab < bc < cd \dots$ . B : Uniformly spaced discretization,  $Z_0Z_1 > Z_1Z_2 > Z_2Z_3 > \dots > Z_{\max-1}Z_{\max}$ ,  $X_0X_1 < X_1X_2 < X_2X_3 \dots < X_{\max-1}X_{\max}$  et  $ab = bc = cd = \dots$ .

L'équation de cette courbe permet de générer des structures planes ou listriques en modifiant les différents paramètres (Fig. A.II.1). En considérant au départ un nœud de coordonnées  $(X_0, Z_0)$ , nous avons plusieurs méthodes pour produire les structures en le dupliquant le long de la courbe vers la profondeur. La figure A.II.1-A montre que si l'on calcule les nouvelles positions des nœuds  $X_i$  à partir de  $Z_i$  régulièrement espacés, les éléments du maillage s'étirent avec la profondeur. Ceci peut poser problème pour les structures avec une forte étendue horizontale, le rapport entre les éléments peut devenir très important et les structures sont de moins en moins bien définies géométriquement à mesure que l'on s'éloigne de la surface. Il peut être intéressant cependant de mailler plus finement les structures plus proches de la surface. Dans le cas présent, nous ne considérons pas les déplacements ou les contraintes le long de ces structures actives mais seulement leur influence en surface, et les structures que l'on prend en compte dans les calculs représentent les portions de failles actives responsables des mouvements observés et mesurés. A ce titre, les zones profondes des structures ont autant d'importance que les zones superficielles, et nous avons pris le parti de mailler les failles avec des éléments de taille constante (Fig. A.II.1-B).

Pour cela, il nous a fallu calculer la longueur de la courbe entre ses deux extrémités (a et g Fig. A.II.1-B). La longueur d'une courbe est donnée par l'expression :

$$L = \int_a^g \sqrt{1 + f'(X)^2} dX \quad (3)$$

où  $f'(X)$  est la dérivée de l'équation (1) a et g sont les extrémités de la courbe (Fig. A.II.1). En fonction du nombre n de discrétisations choisi (nombre de rangées d'éléments pour représenter la faille vers la profondeur), on déduit la taille de l'élément :  $R = L/n$ .

Pour calculer la position  $(X_i, Z_i)$  de chaque nœud en fonction de la position précédente  $(X_{i-1}, Z_{i-1})$  on calcule l'intersection entre un cercle de rayon R d'équation:

$$(X_i - X_{i-1})^2 + (Z_i - Z_{i-1})^2 = R^2 \quad (4)$$

et la courbe d'équation :

$$Z_i = E + \frac{(A \cdot X_i + B)}{(C \cdot X_i + D)} \quad (5)$$

où  $A = Z_{\max} - Z_0$

$B = X_{\max} \cdot Z_0 - X_0 \cdot Z_{\max}$

$C = k_s - 1$

$$D = X_{\max} - k_s \cdot X_0$$

$$E = Z_{\max}$$

$$k_s = \tan \alpha \cdot \frac{(X_{\max} - X_0)}{(Z_{\max} - Z_0)}$$

avec  $(X_0, Z_0)$  et  $(X_{\max}, Z_{\max})$  respectivement les coordonnées de sommet et du bas de la structure considérée.

Les couples  $(X_{i-1}, Z_{i-1})$  sont connus. A partir de (4) et de (5), on obtient un système de deux équations à deux inconnues. Calculer  $X_i$  revient à calculer les racines du polynôme de degré 4 suivant :

$$\begin{aligned} & C^2 \cdot X_i^4 + (2 \cdot C \cdot D - 2C^2 \cdot X_{i-1}^2) \cdot X_i^3 + (C^2 \cdot X_{i-1}^2 - 4 \cdot C \cdot D \cdot X_{i-1} + D^2 + C^2 \cdot E^2 - 2 \cdot C^2 \cdot E \cdot Z_{i-1} + \\ & 2 \cdot A \cdot C \cdot E + C^2 \cdot Z_{i-1}^2 - 2 \cdot C \cdot A \cdot Z_{i-1} + A^2 - R^2 \cdot C^2) \cdot X_i^2 + (2 \cdot C \cdot D \cdot X_{i-1} - 2 \cdot D^2 \cdot X_{i-1} + 2 \cdot B \cdot C \cdot E + \\ & 2 \cdot C \cdot D \cdot E^2 - 4 \cdot C \cdot D \cdot E \cdot Z_{i-1} - 2 \cdot C \cdot B \cdot Z_{i-1} + 2 \cdot C \cdot D \cdot Z_{i-1}^2 + 2 \cdot A \cdot B + 2 \cdot A \cdot D \cdot E - 2 \cdot A \cdot D \cdot Z_{i-1} - \\ & 2 \cdot R^2 \cdot C \cdot D) \cdot X_i + (D^2 \cdot X_{i-1}^2 + B^2 + 2 \cdot B \cdot D \cdot E - 2 \cdot B \cdot D \cdot Z_{i-1} + D^2 \cdot E - 2 \cdot D^2 \cdot E \cdot Z_{i-1} + D^2 \cdot Z_{i-1}^2 - \\ & D^2 \cdot R^2) = 0 \quad (6) \end{aligned}$$

Ce polynôme admet deux racines réelles et deux racines complexes. Une de ces deux racines réelles correspond à  $X_{i-2}$ , et l'autre à la valeur  $X_i$  que l'on cherche. Nous avons calculé les racines de ce polynôme numériquement avec Matlab. Pour déterminer la valeur  $Z_i$ , il suffit de réinjecter la valeur  $X_i$  dans l'équation (5).

Les routines de création de ces structures ont été développées à l'aide de Matlab. Elles devaient permettre de générer automatiquement des structures (failles ou décollement) correspondant à des caractéristiques géométriques variables définies comme paramètres d'entrée de ces routines. Ceci permet leur utilisation dans le cadre d'une inversion visant à déterminer la géométrie des structures responsables du champ de déplacements mesurés. Ces routines sont les suivantes : « make\_structure.m », « creation\_1\_faillexy.m », « cree\_fex3\_nfaille.m ».

La direction X correspond à la perpendiculaire à l'axe formé par les extrémités de la structure. Pour revenir aux coordonnées Est et Nord des nœuds, il suffit de procéder à un calcul trigonométrique fonction de  $\beta$  (Fig. A.II.2).

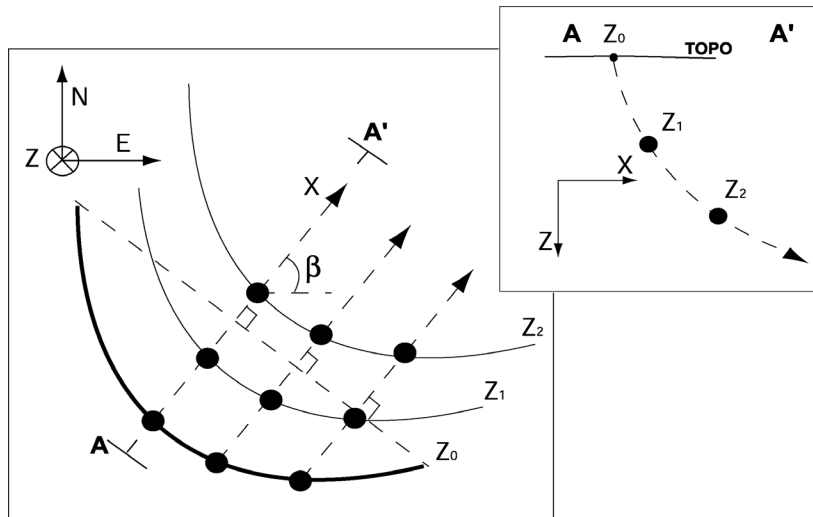


Fig. A.II.2 : Schéma montrant la technique de maillage vue de dessus à droite et en coupe à gauche. Les nœuds n'appartenant pas à la même rangée correspondent à des altitudes différentes. Dans l'exemple présenté, plus on se déplace vers le Nord, plus la rangée est profonde. La rangée en gras correspond à la surface topographique.

Fig. A.II.2 : Sketch map showing meshing method view from the top on the left and in cross-section on the right. The nodes from different lines correspond to different altitudes. In the presented example, the more the line is located to the North, the more the line is deep. The line in fat corresponds to topographic surface.

Un exemple de maillage des failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri est donné par la figure A.II.3. Les structures maillées ont une profondeur de 2000 m et une extension horizontale de 4000 m, et un pendage de 75° en surface.

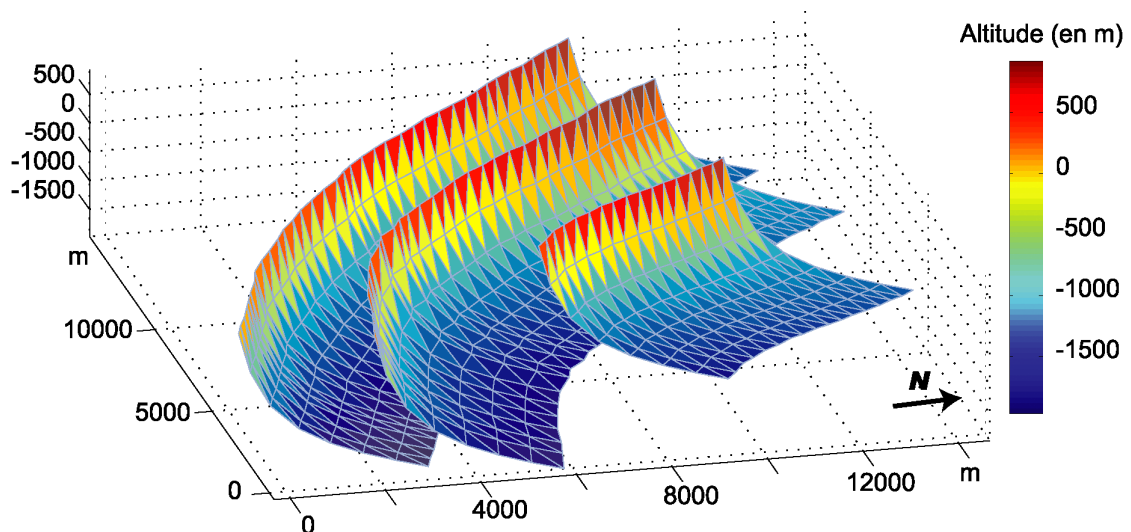


Fig. A.II.3 : Exemple de maillage des failles du flanc Sud-Est.

Fig. A.II.3 : Example of a mesh for the South-eastern flank faults.

Le code des routines « make\_structure.m », « creation\_1\_faillexy.m », « cree\_fex3\_nfaille.m » est le suivant :

```

function make_structure(fichier_entree,fichier_sortie,h,Ho,etendue_horizontale, angle_faille);
% La fonction permet de créer des failles de géométrie variée de plane à listrique à partir d'un fichier formaté
%pour Examine 3D représentant la trace de la faille en surface, dans lequel on précise le nombre de noeuds par
lignes et le nombre de failles à créer en %même temps
%Paramètres
% h est la profondeur maximale de la faille par rapport à la surface (en m)
% Ho est la profondeur initiale (par rapport a la topo) du maillage(en m)
% Etendue horizontale représente l'extension horizontale de la faille (en m)
% angle_faille est le pendage de la faille en surface

c=[];
temp=[];
noeuds_faille=[];
taille_noeuds=[];
taille_triangulation=[];
triangulation=[];
test=[];
pas=h/7; %la faille est décomposée en 8 séries de mailles

% lecture des «traces» des différentes failles du fichier « entrée »
entree = fopen(fichier_entree);
nbrfailles=fscanf(entree, '%d', 1);
for j=1:nbrfailles
    nbrptslig(j) = fscanf(entree, '%d', 1);
    for i = 1:nbrptslig(j)
        c = [c; fscanf(entree, '%f', 1), fscanf(entree, '%f', 1), fscanf(entree, '%f', 1)];
    end
end
fclose(entree);
%initialisation des compteurs
compteur=0;
compteur_noeuds=0;
compteur_triang=0;
decalage=0;
for j = 1:nbrfailles
    f = c(compteur + 1:compteur + nbrptslig(j),:);
    p(j,:) = polyfit(f(:,3),f(:,1),1);
end
ptot=mean(p(:,1));
cos((pi./2-atan(ptot)).*180./pi)
sin((pi./2-atan(ptot)).*180./pi)
(pi./2 - (atan(ptot)))*180/pi
(pi./2 - abs(atan(ptot)))*180/pi

for j=1:nbrfailles
    f=c(compteur+1:compteur+nbrptslig(j),:);
    %calcul du maillage pour une faille
    [N,X,Y,Z,triang]=creation_1_faillexy2(etendue_horizontale,angle_faille,j,f,nbrptslig(j),h,Ho,pas,ptot);
    X = reshape(X',nbrptslig(j).*(h./pas+1),1);
    Y = reshape(Y',nbrptslig(j).*(h./pas+1),1);
    Z = reshape(Z',nbrptslig(j).*(h./pas+1),1);
    lig_tot =[N Y Z X];
    %decoupe des noeuds des differentes failles
    noeuds_faille=[noeuds_faille;lig_tot];
    temp_bcl=size(lig_tot(:,1));
    taille_noeuds(j)=temp_bcl(1);

```



```

%decoupe des sens de triangulations des differentes failles
triangulation=[triangulation;triang];
temp_bcl=size(triang(:,1));
taille_triangulation(j)=temp_bcl(1);
%visualisations des failles
figure
trimesh(triangulation(compteur_triang + 1:compteur_triang +
taille_triangulation(j),:),noeuds_faille(compteur_noeuds + 1:compteur_noeuds +
taille_noeuds(j),4),noeuds_faille(compteur_noeuds + 1:compteur_noeuds +
taille_noeuds(j),2),noeuds_faille(compteur_noeuds + 1:compteur_noeuds + taille_noeuds(j),3)),hold on;
% decalage par 10000 entre dans la numerotation des noeuds de chaque failles
for i=(decalage+1):(decalage+taille_triangulation(j))
    triangulation(i,:)=triangulation(i,)+10000*(j-1);
end
decalage=decalage+taille_triangulation(j);
%incrementations des compteurs
compteur= compteur+nbrptslig(j);
compteur_noeuds= compteur_noeuds + taille_noeuds(j);
compteur_triang= compteur_triang + taille_triangulation(j);
end
chemin_sortie =sprintf('C:/fab/maillage/27grid20/all_faults/');
filename_sortie = strcat(chemin_sortie,fichier_sortie);
cree_fex3_nfaille(filename_sortie,noeuds_faille, triangulation,0,taille_triangulation,nbrfailles);

```

---

```

function [Nmat,Xmat,Ymat,Zmat,triang1 ]=
creation_1_faillexy(delta_horiz,alpha,num_faille,faille,nbrptslig,h,Ho,pas,ptot)

```

```

lig=ones(nbrptslig,4);
ptot = 45/180*pi;
% Creation d'une structure de faille listrique
lig=ones(nbrptslig,4);
lig(:,2:4)=faille;
ligtot=ones((h/pas+1)*nbrptslig, 4);
ligtot(1:(h/pas+1)*nbrptslig,2)=20;

for i=0:((h/pas+1))-1
    for j=1:nbrptslig
        ligtot(((nbrptslig*i)+j),3)=i*10;
        ligtot(((nbrptslig*i)+j),4)=10+10*j;
        ligtot(((nbrptslig*i)+j),1)=(nbrptslig*i)+j+(10000*(num_faille-1));
    end
end

xrect=[];
yrect=[];
zrect=[];
xrect=ligtot(:,4)
yrect=ligtot(:,2)
zrect=ligtot(:,3)

triang1=delaunay(xrect,zrect,'sorted');

Xmat = [];
X = [];
Ymat = [];
Y = [];

```

```

Zmat = [];
Z = [];
Nmat = [];
ligtot(1:nbrptslig,2:4)=lig(1:nbrptslig,2:4);
ligtot(1:nbrptslig,3)=ligtot(1:nbrptslig,3);
Xmat = reshape(ligtot(:,4), nbrptslig,h./pas + 1);
Xmat = Xmat';
Ymat = reshape(ligtot(:,2), nbrptslig,h./pas + 1);
Ymat = Ymat';
Zmat = reshape(ligtot(:,3), nbrptslig,h./pas + 1);
Zmat = Zmat';

%%%%%%%%%%          CALCUL DE LA FAILLE          %%%%%%%%%%%
z =Zmat(1,1)-(h + Ho):pas:-Ho + Zmat(1,1);
x1 = Xmat(1,1);
x2 = x1 + delta_horiz;
z1 = Zmat(1,1)-Ho;
z2 = Zmat(1,1)-(h+Ho);
alpha = pi.*alpha./180;

%Calcul du k optimal pour un angle égal à alpha
tana = -tan(alpha);
ks=(tana.*(x2-x1))./(z2-z1);

%Equation de la courbe de "mélange"
A = z2- z1;
B = x2.*z1 - x2.*z2;
C = ks - 1;
D = x2 - ks.*x1;
E = z2;
xb=(B+D.*(E-z))./(C.*(z-E)-A);

zp=Zmat(1,1)-(h + Ho):pas./10:-Ho + Zmat(1,1);
xbp=(B+D.*(E-zp))./(C.*(zp-E)-A);
figure
plot(xbp,zp);

%Integration pour longueur de la courbe
AA = num2str(A);
BB = num2str(B);
CC = num2str(C);
DD = num2str(D);
EE = num2str(E);
functi = strcat('sqrt(1 + ((', AA, '.*', DD, '- ', CC, '.*', BB,')./((', CC, '.*x + ', DD, ').^2)).^2)');
f =inline(functi);
Q = quad(f,x1,x2);
deltaD = Q./(h./pas);
X(1,1) = Xmat(1,1);
Y(1,1)= Ymat(1,1);
Z(1,1) = Zmat(1,1) - Ho;
Zmat(1,:) = Zmat(1,:) - Ho;
hold on
plot(X(1,1),Z(1,1),'or');

for k = 2:h./pas
    xb=[];
    p=[];
    % recherche des points appartenant à la fois à la courbe et à une distance deltd du point précédent
    xa = X(k-1,1);
    ya = Y(k-1,1);

```

```

za = Z(k-1,1);
x4 = C.^2;
x3 = -2.*C.^2.*xa + 2.*C.*D;
x2 = C.^2.*xa.^2 - 4.*C.*D.*xa + D.^2 + C.^2.*E.^2 - 2.*C.^2.*E.*za + 2.*A.*C.*E + C.^2.*za.^2 -
2.*C.*A.*za + A.^2 - deltaD.^2.*C.^2;
x1 = 2.*C.*D.*xa.^2 - 2.*xa.*D.^2 + 2.*B.*C.*E + 2.*C.*D.*E.^2 - 4.*C.*D.*E.*za - 2.*C.*B.*za +
2.*C.*D.*za.^2 + 2.*A.*B + 2.*A.*D.*E - 2.*A.*D.*za - 2.*deltaD.^2.*C.*D;
x0 = D.^2.*xa.^2 + B.^2 + 2.*B.*D.*E - 2.*B.*D.*za + D.^2.*E.^2 - 2.*za.*D.^2.*E + za.^2.*D.^2 -
D.^2.*deltaD.^2;
p = [x4 x3 x2 x1 x0];
xb = roots(p);
sxb = imag(xb);
kr = find(sxb == 0);
if (xb(kr(1))- xa <=eps)
    zb = E + (A.*xb(kr(2)) + B)/(C.*xb(kr(2)) + D);
    d = xb(kr(2))-xa;
    dz =zb - za;
else
    zb = E + (A.*xb(kr(1)) + B)/(C.*xb(kr(1)) + D);
    d = xb(kr(1))-xa;
    dz =zb - za;
end
Xmat(k,:) = Xmat(k-1,:) + abs(d.*cos((pi./2-atan(ptot)).*180./pi));
X(k,:) = X(k-1,:) + d;
Ymat(k,:) = Ymat(k-1,:) + abs(d.*sin((pi./2-atan(ptot)).*180./pi));
Y(k,:) = Y(k-1,:);
Zmat(k,:) = Zmat(k-1,:) + dz;
Z(k,:) = Z(k-1,:) + dz;
hold on
plot(X(k,1),Z(k,1),'or');
end

X(h./pas+1,:) = X(1,:) + delta_horiz;
Xmat(h./pas+1,:) = Xmat(1,:) + abs(delta_horiz.*cos((pi./2-atan(ptot)).*180./pi));
Y(h./pas+1,:) = Y(1,:);
Ymat(h./pas+1,:) = Ymat(1,:) + abs(delta_horiz.*sin((pi./2-atan(ptot)).*180./pi));
Zmat(h./pas+1,:) = Zmat(1,:) - h;
Z(h./pas+1,:) = Z(1,:) - h;
hold on
plot(X(h./pas+1,1),Z(h./pas+1,1),'or');
plot(Xmat(:,1),Zmat(:,1),'og')
hold off
Nmat = 1:(nbrptslig.*(h./pas+1));
Nmat = Nmat' + 10000*(num_faille-1);

```

---

*function cree\_fex3\_nfaille(file,nd,el, el\_boite,taille\_trianguation,nb\_faille)*

% Ce programme crée un fichier de maillage pour n failles au format '.ex3'pour EXAMINE 3D  
 % modifié d'après Beauducel 2000

```

n_elems = length(el);
n_elems_boite = length(el_boite);
n_nodes = length(nd);
if size(nd,2) == 3, nd = [(1:n_nodes)' nd]; end
ch = fix(clock);
out_file = fopen(file,'wt');
fprintf(out_file, '2.3 FILE FORMAT,%d/%d/%d %d:%d:%d\n', ch(3), ch(2), ch(1), ch(4), ch(5), ch(6));

```

```

fprintf(out_file, '* Job Description\n');
fprintf(out_file, 'EXAMINE 3D - A 3D BOUNDARY ELEMENT STRESS ANALYSIS PROGRAM\n');
fprintf(out_file, '* Analysis Parameters\n');
fprintf(out_file, '* DISP = 0 for no displacements calculated\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for displacements calculated\n');
fprintf(out_file, '* ACC  = 0 for no field point acceleration\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for field point acceleration\n');
fprintf(out_file, '* REST = 0 for no restart of analysis\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for restart of analysis\n');
fprintf(out_file, '* SOLV = 0 for j/bi-cg iteration\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for gmres iteration\n');
fprintf(out_file, '*       = 2 for conj. grad. iteration\n');
fprintf(out_file, '*       = 3 for gauss-seidel iteration\n');
fprintf(out_file, '*       = 4 for gaussian elimination iteration\n');
fprintf(out_file, '* IMOD  = 0 for mixed exact-numerical integration\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for exact integration on all field points\n');
fprintf(out_file, '* FIL   = 0 for filtering of field points inside excav.\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for no filtering of field points inside excav.\n');
fprintf(out_file, '*       = 2 for filtering of field points inside excav.\n');
fprintf(out_file, '*       and above a user entered free surface\n');
fprintf(out_file, '* CF    = the convergence factor for iterative matrix\n');
fprintf(out_file, '*       solution techniques\n');
fprintf(out_file, '* |----|---|----|----|----|----|----|\n');
fprintf(out_file, '* |DISP|ACC|REST|SOLV|IMOD| FIL| CF |\n');
fprintf(out_file, '* |----|---|----|----|----|----|----|\n');
fprintf(out_file, ' 0 0 0 0 0 0 0 1e-4\n');
fprintf(out_file, '* Control Parameters\n');
fprintf(out_file, '* NOBJ  = Number of objects\n');
fprintf(out_file, '* NELEM = Number of boundary elements\n');
fprintf(out_file, '* NNODE = Total number of nodes for boundary elements\n');
fprintf(out_file, '* NSOL  = 0 for analysis of infinite body\n');

fprintf(out_file, '*       = 1 for analysis of semi-infinite body\n');
fprintf(out_file, '* IFIELD = 0 for constant initial stress field\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for linearly-varying initial stress field\n');
fprintf(out_file, '* KSYM   = 0 for no symmetry\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for symmetry about plane X1=X1SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 2 for symmetry about plane X2=X2SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 3 for symmetry about plane X3=X3SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 12 for symmetry about planes X1=X1SYM and X2=X2SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 23 for symmetry about planes X2=X2SYM and X3=X3SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 31 for symmetry about planes X3=X3SYM and X1=X1SYM\n');
fprintf(out_file, '*       = 123 for symmetry about plane X1=X1SYM, X2=X2SYM and X3=X3SYM\n');
fprintf(out_file, '* FCRT  = 0 for Mohr-Coulomb failure criterion\n');
fprintf(out_file, '*       = 1 for Hoek-Brown failure criterion\n');
fprintf(out_file, '* NCELL = number of cells used to define interior points for stress calculations\n');
fprintf(out_file, '* NPLANE = number of planes used to define interior points for stress calculations\n');
fprintf(out_file, '* |----|----|----|----|----|----|----|----|----|\n');
fprintf(out_file, '* |NOBJ|NELEM|NNODE|NSOL|IFIELD|KSYM|FCRT|NCELL|NPLANE|NFREE|\n');
fprintf(out_file, '* |----|----|----|----|----|----|----|----|----|\n');
fprintf(out_file, ' 1 %d %d 0 0 0 0 0 0 0\n', n_elems, n_nodes);
fprintf(out_file, '* Pre-excavation State of Stress\n');
fprintf(out_file, '* Constant Stress Field\n');
fprintf(out_file, '* SIGMA1 = major principal stress\n');
fprintf(out_file, '* SIGMA2 = intermediate principal stress\n');
fprintf(out_file, '* SIGMA3 = minor principal stress\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');
fprintf(out_file, '* |_____SIGMA1_____|_____SIGMA2_____|_____SIGMA3_____|\n');
fprintf(out_file, '* | Value | DipDir/Dip | Value | DipDir/Dip | Value | DipDir/Dip |\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');

```

```

fprintf(out_file, ' 60 0 90 20 10 0 20 100 0\n');
fprintf(out_file, '* Elastic Constants\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|\n');
fprintf(out_file, '* | Deformation | Poisson"s |\n');
fprintf(out_file, '* | Modulus | Ratio |\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|\n');
fprintf(out_file, ' 5000 0.25\n');
fprintf(out_file, '* Mohr-Coulomb Failure Criterion\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');
fprintf(out_file, '* | Tensile | Friction | Cohesion |\n');
fprintf(out_file, '* | Strength | Angle | |\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');
fprintf(out_file, ' 0 35 5\n');
fprintf(out_file, '* Nodal Data and Boundary Conditions\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');
fprintf(out_file, '* | Node | _____ Coordinates _____ |\n');
fprintf(out_file, '* | No. | NORTH | UP | EAST |\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|\n');
for i = 1:n_nodes
    fprintf(out_file, '%d %4.1f%4.1f%4.1f\n', nd(i,1), nd(i,2), nd(i,3), nd(i,4));
end
fprintf(out_file, '* Element Data\n');
fprintf(out_file, '* TYP = 1 for 3-noded linear triangle\n');
fprintf(out_file, '* = 2 for 3-noded constant triangle\n');
fprintf(out_file, '* = 3 for 4-noded linear quadrilateral\n');
fprintf(out_file, '* = 4 for 3-noded quadratic triangle (midnodes inserted)\n');
fprintf(out_file, '* = 6 for 4-noded quadratic quadrilateral (midnodes inserted)\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|-----|\n');
fprintf(out_file, '* |Elem.|Obj. |Comp.|TYP |___Incidences___|\n');
fprintf(out_file, '* | No. | No. | No. | | 1 2 3 4 |\n');
fprintf(out_file, '* |-----|-----|-----|-----|\n');
compteur=0;
decalage=0;
for j=1:nb_faille
    for i=decalage+1:decalage+taille_trianguation(j)
        compteur=compteur+1;
        fprintf(out_file, '%d 1 %d 1 %d %d %d edges=white,faces=gold\n', compteur, j, el(i,1), el(i,2),
el(i,3));
        end
        decalage=decalage+taille_trianguation(j);
    end
    fprintf(out_file, '* Object data (for use in MODEL)\n');
    fprintf(out_file, ' 1 0.000000 0.000000 0.000000\n');
    fprintf(out_file, ' 1 0 edges=white,faces=gold\n');
    for i=1:nb_faille
        fprintf(out_file, ' 1 %d edges=white,faces=gold\n', i);
    end
    fprintf(out_file, '0\n');
    fprintf(out_file, '0\n');
    fprintf(out_file, '* Inside Data Points , not to be computed!\n');
    fclose(out_file);

```

# ***Annexe III***

## ANNEXE III : Ajustement de l'amplitude des contraintes

Afin de comparer les modèles et les données, l'amplitude des contraintes (ou des déformations) doit être optimisée et l'ambiguïté de phase des données interférométriques doit être éliminée. Pour cela on cherche  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$  qui minimisent :

$$\sum_{i=1}^N (u_{dx}^i + \beta_x - \alpha \cdot u_{mx}^i)^2 + \sum_{i=1}^N (u_{dz}^i + \beta_z - \alpha \cdot u_{mz}^i)^2 \dots (1)$$

où  $u_{dx}$  et  $u_{dz}$  sont les composantes verticales et longitudinales mesurées par interférométrie radar, et  $u_{mx}$  et  $u_{mz}$  les composantes modélisées,  $N$  étant le nombre de nœuds fonctionnels.

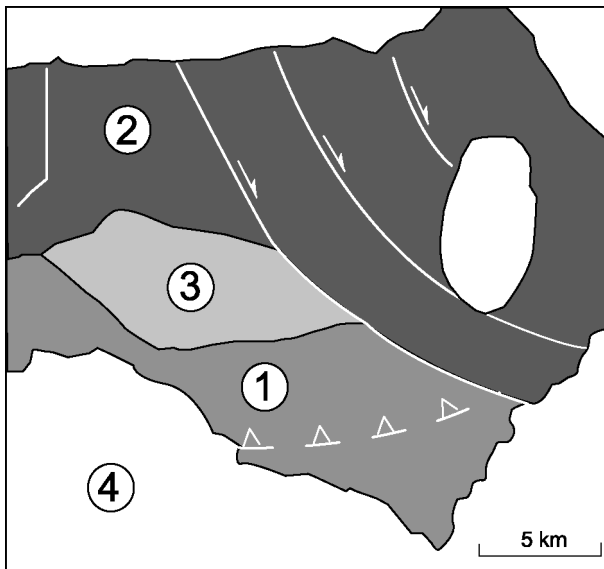


Fig. A.III.1 : Représentation des différentes zones utilisées dans l'optimisation. 1 : zone de la ride compressive. 2 : Zone des failles MTT et de Ragalna. 3 : Zone intermédiaire. 4 : Zone masquée.

Fig. A.III.1 : Representation of the different areas considered in the optimization. 1: Anticlinal ridge area. 2: MTT and Ragalna faults area. 3: Intermediate zone. 4: Masked zone

La zone 2 des failles est très densément maillée car elle comprend 3 structures assez proches. La zone 1 en revanche n'est marquée que par la présence de la ride compressive, les éléments du maillage topographique sont plus larges. La zone 1 est donc caractérisée par un nombre de nœuds plus faible que la zone 3. L'optimisation de l'amplitude et de l'ambiguïté de phase s'appuie sur les nœuds fonctionnels ce qui signifie qu'une zone plus finement maillée aura un poids plus fort dans la détermination de  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$ . Notre but est de donner autant de poids à la zone 1 qu'à la zone 2 pour ne pas privilégier un type de structure par rapport à un autre lors de l'optimisation. Une solution est d'augmenter le nombre de nœuds dans la zone 1, en

augmentant le temps de calcul, ou de réaliser une pondération par le nombre de nœuds fonctionnels ce qui est beaucoup plus rapide et d'une mise en œuvre plus facile.

Nous avons pondéré le calcul par les rapports des nombres de nœuds, ce qui revient à augmenter virtuellement le nombre de nœuds de la zone 1, pour la détermination de  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$ . On pose que  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $N_3$  sont respectivement le nombre de nœuds fonctionnels dans les zones 1, 2 et 3. Le nombre de nœuds total pour la zone d'étude est donné par :

$$N = N_1 + N_2 + N_3$$

Avec ces pondérations, la détermination de  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$  revient à minimiser :

$$\sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{dx}^i + \beta_x - \alpha \cdot u_{mx}^i)_{Z_2-Z_3}^2 + \frac{N_2}{N_1} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (u_{dx}^i + \beta_x - \alpha \cdot u_{mx}^i)_{Z_1}^2 + \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{dz}^i + \beta_z - \alpha \cdot u_{mz}^i)_{Z_2-Z_3}^2 + \frac{N_2}{N_1} \cdot \sum_{Z=1}^{N_1} (u_{dz}^i + \beta_z - \alpha \cdot u_{mz}^i)_{Z_1}^2 \dots(2)$$

Déterminer  $\alpha$ ,  $\beta_x$  et  $\beta_z$  qui minimisent (A.III.2), est équivalent à :

$$\frac{\partial(A.III.2)}{\partial \beta_z} = 0 \dots(3)$$

$$\frac{\partial(A.III.2)}{\partial \alpha} = 0 \dots(4)$$

$$\frac{\partial(A.III.2)}{\partial \beta_x} = 0 \dots(5)$$

On obtient un système de 3 équations à 3 inconnues. A partir des 2 premières équations on déduit que :

$$(3) \Leftrightarrow \beta_x = \frac{1}{N_3 + 2 \cdot N_2} \left( \alpha \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{mx}^i)_{Z_2-Z_3} + \frac{N_2}{N_3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (u_{mx}^i)_{Z_1} \right) - \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{dx}^i)_{Z_2-Z_3} + \frac{N_2}{N_3} \sum_{i=1}^{N_1} (u_{dx}^i)_{Z_1} \right)$$

$$(4) \Leftrightarrow \beta_z = \frac{1}{N_3 + 2 \cdot N_2} \left( \alpha \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{mz}^i)_{Z_2-Z_3} + \frac{N_2}{N_3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (u_{mz}^i)_{Z_1} \right) - \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (u_{dz}^i)_{Z_2-Z_3} + \frac{N_2}{N_3} \sum_{i=1}^{N_1} (u_{dz}^i)_{Z_1} \right)$$

Pour obtenir  $\alpha$ , on reporte (3) et (4) dans (5). Finalement  $\alpha$  est donné par :

$$\alpha = \frac{A+B+C+D+E}{F+G+H+I+J} \quad (6)$$

où A, B, C, D, E, F, G, H, I, J sont définis comme suit



$$\begin{aligned}
A &= \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i + \mathbf{u}_{dx}^i)_{Z2-Z3} + \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i + \mathbf{u}_{dz}^i)_{Z2-Z3} + \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i + \mathbf{u}_{dx}^i)_{Z1} \right) + \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i + \mathbf{u}_{dz}^i)_{Z1} \right) \\
B &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{dx}^i)_{Z2-Z3} \right) - \frac{1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{dz}^i)_{Z2-Z3} \right) \\
C &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{dx}^i)_{Z1} \right) - \frac{1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{dz}^i)_{Z2-Z3} \right) \\
D &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{dx}^i)_{Z2-Z3} \right) - \frac{1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{dz}^i)_{Z2-Z3} \right) \\
E &= \left( \frac{N_2}{N_3} \right)^2 \times \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{dx}^i)_{Z1} \right) + \left( \frac{N_2}{N_3} \right)^2 \times \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{dz}^i)_{Z1} \right) \\
F &= \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3}^2 + \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3}^2 + \frac{N_2}{N_3} \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1}^2 + \frac{N_2}{N_3} \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1}^2 \\
G &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3} \right)^2 - \frac{1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3} \right)^2 \\
H &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1} \right) - \frac{1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3} \cdot \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1} \right) \\
I &= \frac{-1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z2-Z3} \right) - \frac{1}{N_3+2.N_2} \times \frac{N_2}{N_3} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1} \cdot \sum_{i=1}^{N_2+N_3} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z2-Z3} \right) \\
J &= \left( \frac{N_2}{N_3} \right)^2 \times \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mx}^i)_{Z1} \right) + \left( \frac{N_2}{N_3} \right)^2 \times \frac{-1}{N_3+2.N_2} \left( \sum_{i=1}^{N_1} (\mathbf{u}_{mz}^i)_{Z1} \right)
\end{aligned}$$

Les indices Z1 et Z2-Z3 indiquent que l'on considère respectivement les nœuds fonctionnels de la zone 1 et des zones 2 et 3.

On revient ensuite aux valeurs de  $\beta_X$  et  $\beta_Z$  en remplaçant  $\alpha$  par sa valeur dans (3) et (4).

Cette optimisation a été intégrée dans une routine Matlab de traitement et de visualisation des données. Le code est le suivant :

```

clear all
%-----coordonnées de la zone d'étude-----
%-----coordonnées de la zone d'étude (enkm)
x_min=490;

```

```

x_max=514;
y_min=4147.475;
y_max=4169.975;
%-----coordonnées du point initial du MNT global utilisé pour le calcul du maillage (enkm)
xo=411.5;
yo=4094.975;
x_zone_min=(x_min-xo)*1000;
x_zone_max=(x_max-xo)*1000;
y_zone_min=(y_min-yo)*1000;
y_zone_max=(y_max-yo)*1000;
dx = 250;
dy = 250;
% Nombre de lignes et de colonnes de l'interférogramme
nblig = 900;
nbcou = 960;

%-----Définition des fichiers entrée et résultats-----
filename = 'gliss_subs_f123_pern_rag_bulge-500_1_ext3.res';
resfile_chemin = 'C:\fab\deformation\fichiers_de_deformation\substratum\';
ex3file=['C:\fab\maillage_failles\riftN-S\maillage12345_rift_29rg20_ssech.ex3'];
resfile = strcat(resfile_chemin,filename)

%-----lecture des fichiers-----
[nd,el] = ie3(ex3file);
xr = nd(:,3); yr = nd(:,1); zr = nd(:,2);
cxr=(nd(el(:,1),3)+nd(el(:,2),3)+nd(el(:,3),3))/3;
cyr=(nd(el(:,1),1)+nd(el(:,2),1)+nd(el(:,3),1))/3;
czr=(nd(el(:,1),2)+nd(el(:,2),2)+nd(el(:,3),2))/3;
p=0;b=0;f=0;
[xe,ye,ze,uxe,uye,uze,sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz,s1,s2,s3] = ic3(resfile,p,b,f);
compt = 0;
ind = zeros(size(xr));
a=0;b=0;tol=0.1;
for i=1:size(xe)
    a=find(abs(xr-xe(i))<=tol & abs(yr-ye(i))<=tol & abs(zr-ze(i))<=tol);
    b=find(abs(cxr -xe(i))<=tol & abs(cyr-ye(i))<=tol & abs(czr-ze(i))<=tol);
    if a, ind(i)=i; end;
    if b, ind(i)=i; end;
end;
nnul = find(ind);
ind2 = ind(nnul);
xt = xe(ind2); yt = ye(ind2); zt = ze(ind2); uxt = uxe(ind2); uyt = uye(ind2); uzt = uze(ind2);

%-----ouverture des composantes X et Z mesurées -----
fichier_def_X = 'C:\fab\interferogrammes\deformation\deformation_en_X_a_moi.oct';
entree = fopen(fichier_def_X,'rb');
def_X = fread(entree,'float32');
fclose(entree);
def_X = reshape(def_X,nblig+1,nbcou+1);
def_X = flipud(def_X);

fichier_def_Z = 'C:\fab\interferogrammes\deformation\deformation_en_Z_a_moi.oct';
entree = fopen(fichier_def_Z,'rb');
def_Z = fread(entree,'float32');
fclose(entree);
def_Z = reshape(def_Z,nblig+1,nbcou+1);
def_Z = flipud(def_Z);

%-----ouverture des masques des différentes zones-----
% -----Masque global (elimination de la mer et des zones faiblement cohérente, Zone 4)

```

```

fichier_mask = 'C:\fab\interferogrammes\interferogrammes_smooth\mask_costo2.raw';
entree = fopen(fichier_mask,'rb');
mask_temp = fread(entree);
fclose(entree);
mask = reshape(mask_temp,nbcol+1,nblig+1);
mask = mask';
mask = flipud(mask);
%ouverture du masque découvrant seulement les failles (Zone 2)
fichier_mask = 'C:\fab\interferogrammes\interferogrammes_smooth\mask_failles_costo3.raw';
entree = fopen(fichier_mask,'rb');
mask_temp = fread(entree);
fclose(entree);
mask_f = reshape(mask_temp,nbcol+1,nblig+1);
mask_f = mask_f';
mask_f = flipud(mask_f);
%ouverture du masque découvrant seulement la zone centrale (Zone 3)
fichier_mask = 'C:\fab\interferogrammes\interferogrammes_smooth\mask_rag_costo3.raw';
entree = fopen(fichier_mask,'rb');
mask_temp = fread(entree);
fclose(entree);
mask_r = reshape(mask_temp,nbcol+1,nblig+1);
mask_r = mask_r';
mask_r = flipud(mask_r);
%ouverture du masque découvrant seulement la ride Sud (Zone 1)
fichier_mask = 'C:\fab\interferogrammes\interferogrammes_smooth\mask_bulge_costo3.raw';
entree = fopen(fichier_mask,'rb');
mask_temp = fread(entree);
fclose(entree);
mask_b = reshape(mask_temp,nbcol+1,nblig+1);
mask_b = mask_b';
mask_b = flipud(mask_b);

%----- recherche des points de calcul et des points de l'interférogramme correspondant-----
lim_interf = find((xt>=((x_min - xo).*1000)) & (xt <=((x_max - xo).*1000)) & (yt >=((y_min - yo).*1000)) &
(yt <=((y_max - yo).*1000)));
xm = xt(lim_interf);
ym = yt(lim_interf);
zm = zt(lim_interf);
uxm = uxt(lim_interf);
uzm = uzt(lim_interf);
uxm = uxm';
uzm = uzm';
x_mod = xm + xo*1000;
y_mod = ym + yo*1000;
x_interf = x_min*1000:25:x_max*1000;
y_interf = y_min*1000:25:y_max*1000;
ind = zeros(length(x_mod),2);
for i=1:length(x_mod)
    [temp, ind(i,2)] = min(abs(x_interf-x_mod(i)));
    [temp, ind(i,1)] = min(abs(y_interf-y_mod(i)));
end
for i = 1:length(ind)
def_X_point(i) = def_X(ind(i,1),ind(i,2));
def_Z_point(i) = def_Z(ind(i,1),ind(i,2));
mask_f_point(i) = mask_f(ind(i,1),ind(i,2));
mask_r_point(i) = mask_r(ind(i,1),ind(i,2));
mask_b_point(i) = mask_b(ind(i,1),ind(i,2));
mask_point(i) = mask(ind(i,1),ind(i,2));
end

```

```

k_interf_point = find(mask_point~=0);
kf_point = find(mask_f_point~=0);
kr_point = find(mask_r_point~=0);
kb_point = find(mask_b_point~=0);
k23_point = find((mask_f_point~=0)|(mask_r_point~=0));

N = length(k_interf_point);
Nr = length(kr_point);
Nf = length(kf_point);
Nb = length(kb_point);
Ntot = Nr + 2.*Nf;

%----- calcul de alpha, betaX et betaZ-----
num1 = sum(uxm(k23_point).*def_X_point(k23_point)) + sum(uzm(k23_point).*def_Z_point(k23_point)) +
(Nf./Nb).*(sum(uxm(kb_point).*def_X_point(kb_point))) +
(Nf./Nb).*(sum(uzm(kb_point).*def_Z_point(kb_point))));
num2 = - (1./Ntot).*((sum(uxm(k23_point))).*(sum(def_X_point(k23_point)))) -
(1./Ntot).*((sum(uzm(k23_point))).*(sum(def_Z_point(k23_point)))) -
(1./Ntot).*(Nf./Nb).*((sum(uxm(k23_point))).*(sum(def_X_point(kb_point)))) -
(1./Ntot).*(Nf./Nb).*((sum(uzm(k23_point))).*(sum(def_Z_point(kb_point))));
num3 = - (1./Ntot).*(Nf./Nb).*((sum(uxm(kb_point))).*(sum(def_X_point(k23_point)))) -
(1./Ntot).*(Nf./Nb).*((sum(uzm(kb_point))).*(sum(def_Z_point(k23_point)))) -
(1./Ntot).*((Nf./Nb).^2).*((sum(uxm(kb_point))).*(sum(def_X_point(kb_point)))) -
(1./Ntot).*((Nf./Nb).^2).*((sum(uzm(kb_point))).*(sum(def_Z_point(kb_point))));
num = num1 + num2 + num3;
denom1 = sum((uxm(k23_point)).^2) + sum((uzm(k23_point)).^2) + (Nf./Nb).*(sum((uxm(kb_point)).^2)) +
(Nf./Nb).*(sum((uzm(kb_point)).^2)) - (1./Ntot).*((sum(uxm(k23_point))).^2) -
(1./Ntot).*((sum(uzm(k23_point))).^2);
denom2 = - (Nf./Nb).*(1./Ntot).*((sum(uxm(k23_point))).*(sum(uxm(kb_point)))) -
(Nf./Nb).*(1./Ntot).*((sum(uzm(k23_point))).*(sum(uzm(kb_point))));
denom3 = - (Nf./Nb).*(1./Ntot).*((sum(uxm(kb_point))).*(sum(uxm(k23_point)))) -
(Nf./Nb).*(1./Ntot).*((sum(uzm(kb_point))).*(sum(uzm(k23_point)))) -
(1./Ntot).*((Nf./Nb).^2).*((sum(uxm(kb_point))).^2) -
(1./Ntot).*((Nf./Nb).^2).*((sum(uzm(kb_point))).^2);

denom = denom1 + denom2 + denom3;
alpha_XZ_point = num./denom
beta_X_point = (1./Ntot).*(alpha_XZ_point.*(sum(uxm(k23_point)) + (Nf./Nb).*sum(uxm(kb_point)))) -
(sum(def_X_point(k23_point)) + (Nf./Nb).*(sum(def_X_point(kb_point))))
beta_Z_point = (1./Ntot).*(alpha_XZ_point.*(sum(uzm(k23_point)) + (Nf./Nb).*sum(uzm(kb_point)))) -
(sum(def_Z_point(k23_point)) + (Nf./Nb).*(sum(def_Z_point(kb_point))))

uxm = uxm.*alpha_XZ_point;
uzm = uzm.*alpha_XZ_point;
def_X_point = def_X_point + beta_X_point;
def_Z_point = def_Z_point + beta_Z_point;

%-----Sur échantillonnage du modèle pour qu'il soit comparable à l'interférogramme-----
mask = flipud(mask);
k_interf = find(mask ~= 0);
k_mask = find(mask == 0);
x_zone = x_zone_min:dx:x_zone_max;
y_zone = y_zone_min:dy:y_zone_max;
[xii yii] = meshgrid(x_zone,y_zone);
fuzz=1e-4;
ux = griddata2(xt,yt,uxt,xii,yii,'cubic',fuzz);
uy = griddata2(xt,yt,uyt,xii,yii,'cubic',fuzz);
uz = griddata2(xt,yt,uzt,xii,yii,'cubic',fuzz);
ind3 = length(x_zone)*length(y_zone);

```

```

x = reshape(xii',ind3,1);
y = reshape(yii',ind3,1);
vx = reshape(ux',ind3,1);
vy = reshape(uy',ind3,1);
vz = reshape(uz',ind3,1);
t=[minmax(x) minmax(y)];
[xi yi] = meshgrid(1:0.1:97,1:0.1:91);
[xu yu] = meshgrid(1:97,1:91);
projn=[];
projt=[];
for p=1:length(x)
    vx1(round((y(p)-t(3))/dy)+1, round((x(p)-t(1))/dx)+1) = vx(p);
    vy1(round((y(p)-t(3))/dy)+1, round((x(p)-t(1))/dx)+1) = vy(p);
    vz1(round((y(p)-t(3))/dy)+1, round((x(p)-t(1))/dx)+1) = vz(p);
end;

[xi yi] = meshgrid(1:0.1:97,1:0.1:91);
[xu yu] = meshgrid(1:97,1:91);
vX = interp2(xu,yu,vx1,xi,yi);
vZ = interp2(xu,yu,vz1,xi,yi);
vX = flipud(vX);
vZ = flipud(vZ);
def_X = flipud(def_X);
def_Z = flipud(def_Z);
vX(k_mask) = 0;
vZ(k_mask) = 0;
def_X(k_mask) = 0;
def_Z(k_mask) = 0;

%decalage du modele interpole
vX(k_interf) = vX(k_interf).*alpha_XZ_point;
vZ(k_interf) = vZ(k_interf).*alpha_XZ_point;
def_X(k_interf) = def_X(k_interf) + beta_X_point;
def_Z(k_interf) = def_Z(k_interf) + beta_Z_point;

%enroulement artificiel qui ne tient pas compte de la composante Nord-Sud du déplacement
vW = (vX.*(-0.418))+(vZ.*0.904);
vW = dist2grey0(vW);
vW(k_mask) = 0;
def_W = (def_X.*(-0.418))+(def_Z.*0.904);
def_W = dist2grey0(def_W);
def_W = mod(def_W,256);
def_W(k_mask) = 0;
decalage_der = shift_optimal2_old(def_W(k_interf), vW(k_interf), 901, 961);
vW = mod(vW+decalage_der,256);
vW(k_mask) = 0;
def_W(k_mask) = 0;

%-----calcul du pourcentage de données expliquées-----
pourcentage_total_unex = (sum(sqrt((def_X_point(k_interf_point) - uxm(k_interf_point)).^2
    +(def_Z_point(k_interf_point) - uzm(k_interf_point)).^2))./(sum(sqrt((def_X_point(k_interf_point)).^2
    +(def_Z_point(k_interf_point)).^2))).*100;
pourcentage_total_ex = 100 - pourcentage_total_unex

min_X = min(min(def_X));
min_Z = min(min(def_Z));
max_X = max(max(def_X));
max_Z = max(max(def_Z));
vX(k_mask) = 0;

```

```

vZ(k_mask) = 0;
def_X(k_mask) = 0;
def_Z(k_mask) = 0;

% -----visualisation des résultats-----
figure('name',strcat(filename,' :Comparaison des composantes MODEL-INTERF sur toute la zone, MODEL = '))
subplot(2,3,1),imagesc(def_X),colormap test_sar,title('Eastward INTERF','FontSize',8),caxis([min_X
max_X]),colorbar('vert'),hold on,axis equal,new_dessine_faille_image(25);
subplot(2,3,2),imagesc(vX),colormap test_sar,title('Eastward MODEL','FontSize',8),caxis([min_X
max_X]),text(100,800,num2str(pourcentage_total_ex),'fontsize',8,'color','w'),colorbar('vert'),hold
on,axis equal,new_dessine_faille_image(25);
subplot(2,3,3),scatter3(xm(k_interf_point),ym(k_interf_point),zm(k_interf_point),7,residus_X_point,'filled'),title
('Eastward: residual','FontSize',8),caxis([min_X max_X]),view(0,90),colorbar 'vert',axis equal;
subplot(2,3,4),imagesc(def_Z),colormap test_sar,title('Vertical INTERF','FontSize',8),caxis([min_Z
max_Z]),colorbar('vert'),hold on,axis equal,new_dessine_faille_image(25);
subplot(2,3,5),imagesc(vZ),colormap test_sar,title('Vertical MODEL','FontSize',8),caxis([min_Z
max_Z]),text(100,800,num2str(pourcentage_total_ex),'fontsize',8,'color','w'),colorbar('vert'),hold on,axis
equal,new_dessine_faille_image(25);
subplot(2,3,6),scatter3(xm(k_interf_point),ym(k_interf_point),zm(k_interf_point),7,residus_Z_point,'filled'),title
('Vertical: residual','FontSize',8),caxis([min_Z max_Z]),view(0,90),colorbar 'vert',axis equal;

```

# ***Annexe IV***

## ANNEXE IV : Inversion des paramètres géométriques du décollement Sud

De façon générale, la modélisation de données consiste à déterminer les paramètres d'un modèle qui permettent de reproduire au mieux les observations. Il existe globalement deux approches. La modélisation directe qui consiste à calculer, à partir des paramètres définis et de relations théoriques, la valeur d'une quantité mesurable correspondant aux observations. La modélisation indirecte (inversion) consiste à déterminer, par optimisation, les paramètres d'un modèle dont la réponse calculée va correspondre aux observations (Tarantola, 1987). Cette optimisation se fait généralement en minimisant l'écart entre les données calculées et les données réelles. Dans la pratique, cela revient à minimiser une fonction coût qui mesure l'écart entre les mesures et les modèles.

Dans le cadre d'une telle étude, il est nécessaire de définir les paramètres que l'on veut ajuster, leur espace de variations, la méthode d'optimisation choisie et la fonction permettant de quantifier la validité d'un modèle.

### 1. Paramètres de l'optimisation :

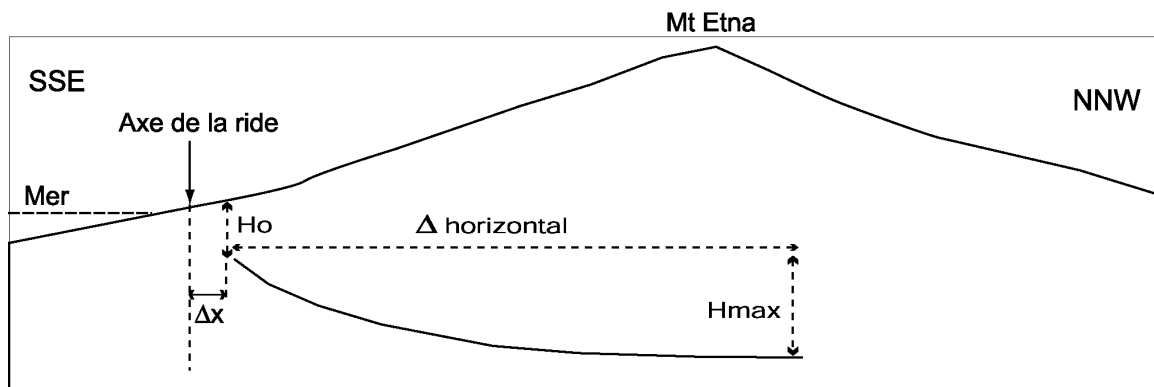


Fig. A.IV.1 : Schéma en coupe illustrant les paramètres géométriques modélisés pour le décollement  $H_0$  et  $H_{max}$ .

Fig. A.IV.1 : Schematic cross section illustrating the geometrical parameters of the decollement  $H_0$  et  $H_{max}$ .

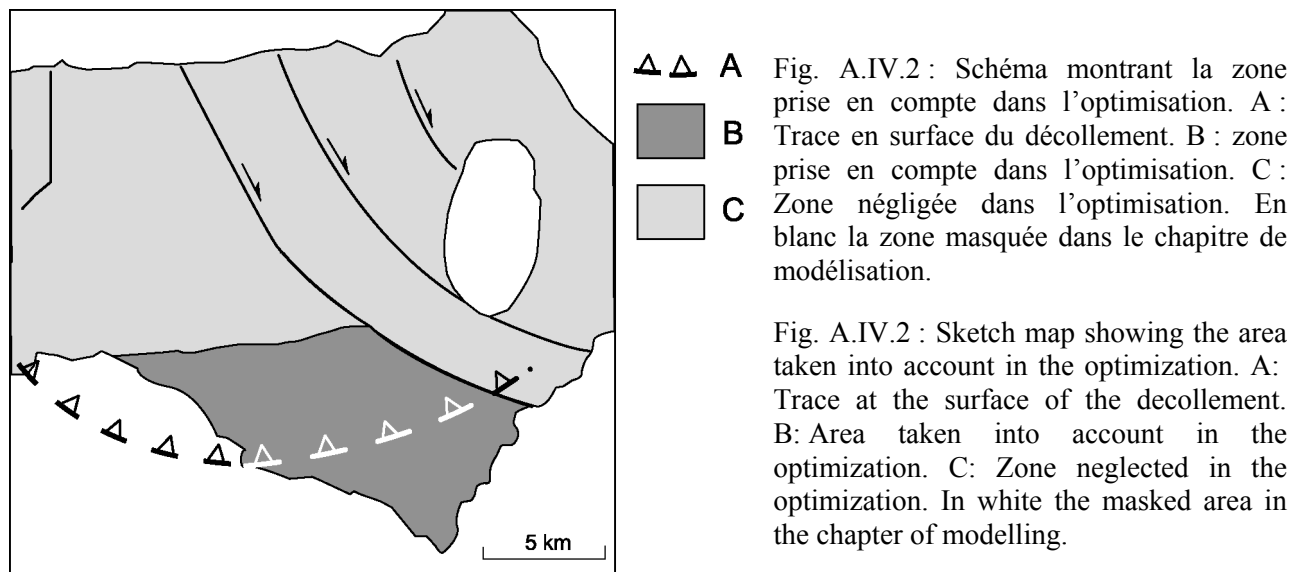
Pour cette étude, nous ne nous sommes intéressés qu'à la zone de la ride compressive de la base Sud du volcan. Le but de cette inversion était de valider notre étude en essai erreur et s'assurer que le modèle déterminé ne correspond pas à un minimum local. Nous avons effectué une optimisation concernant les 3 paramètres géométriques du décollement  $H_0$ ,  $H_{max}$  et  $\Delta x$ , ayant le plus d'influence sur le champ de déplacements calculés. En effet, ces 3 paramètres sont indépendants et la distance entre le sommet du décollement et l'axe de la ride



repérée en surface varie en fonction de  $H_0$  et  $H_{\max}$ . Les autres paramètres ( $\Delta_{\text{horizontal}}$ , pendage) sont considérés comme fixes (Fig. A.IV.1).

## 2. Maillage :

Pour rendre l'optimisation possible, il est indispensable de réduire fortement le temps de calcul. Cela implique une réduction importante du nombre de points de calculs par rapport au maillage utilisé au chapitre III. La partie Ouest de la ride étant bruitée, nous nous sommes attachés dans cette inversion à ne reproduire que la partie Est (Fig. A.IV.2.). Les modèles étant ajustés au niveau du soulèvement, nous devons prendre en compte les structures du flanc Sud et Sud-Est car elles influencent dans une moindre mesure les déplacements le long de la ride. Par contre, les déplacements le long de ces failles n'ont pas à être calculés précisément. Aussi les failles de Ragalna et MTT sont représentées par un nombre très faible d'éléments ayant au minimum 2 km de côté. En revanche, la zone du soulèvement B de la figure A.IV. 2 est maillé de la même façon que dans les essais-erreurs.



L'axe de la ride déterminé par l'étude interférométrique est donné par la figure A.IV.2. Le décollement a été produit automatiquement à partir de cette trace en utilisant la méthode décrite en annexe II, c'est-à-dire en la dupliquant en profondeur.

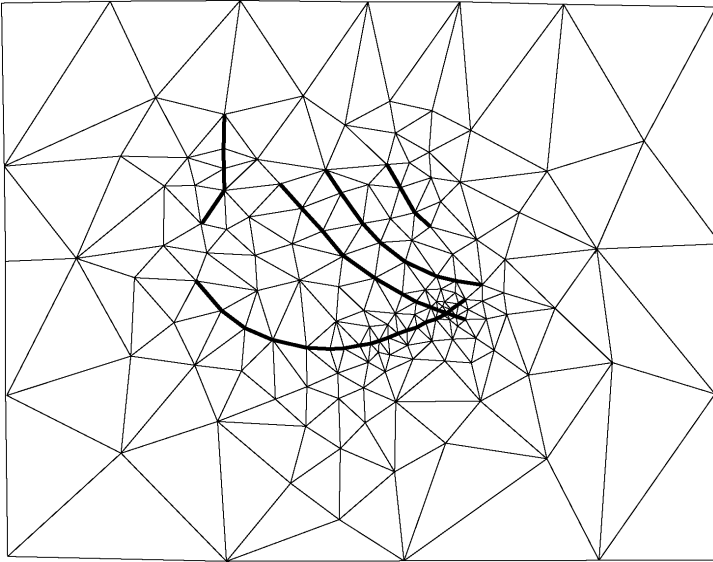


Fig. A.IV.3 : Extraction de la zone centrale du maillage. La trace des structures prise en compte dans les calculs est en gras.

Fig. A.IV.3 : Extraction of the central area of the mesh. The traces of the structures taken into account in the calculations are represented by bold lines.

Le maillage de la topographie utilisé dans cette optimisation est représenté sur la figure A.IV.3. Ce maillage comprend 234 nœuds ce qui limite le temps de calcul à moins de 4 minutes et rend possible l'utilisation de méthode d'optimisation pour explorer l'espace des paramètres.

### 3. Méthode d'optimisation du « coût aléatoire » (Random Cost) :

L'optimisation consiste à déterminer automatiquement le modèle qui minimise une fonction coût exprimant l'écart entre un modèle et les observations. Nous avons choisi d'employer la méthode « random cost » (Cervelli et al., 2001 ; Berg, 1993). D'une mise en oeuvre assez simple, cette méthode est une optimisation non linéaire de type Monte Carlo. Elle est donc adaptée à la recherche d'extremums globaux. L'algorithme d'optimisation utilise des processus stochastiques pour échantillonner l'espace des paramètres. La fonction que nous avons minimisée (fonction coût) est le pourcentage de données non-expliquées. Celui-ci est défini par :

$$\% \text{ de données non-expliquées} = \left( \frac{\sum_{i=1}^N [(u_{dx_i} - u_{mx_i})^2 + (u_{dz_i} - u_{mz_i})^2]}{\sum_{i=1}^N [(u_{dx_i})^2 + (u_{dz_i})^2]} \right) \times 100 \quad (1)$$

où  $u_{dx}$  et  $u_{dz}$  sont respectivement les composantes Est-Ouest et verticales du champ de déplacement mesuré et,  $u_{mx}$  et  $u_{mz}$  sont les composantes Est-Ouest et verticales calculées.

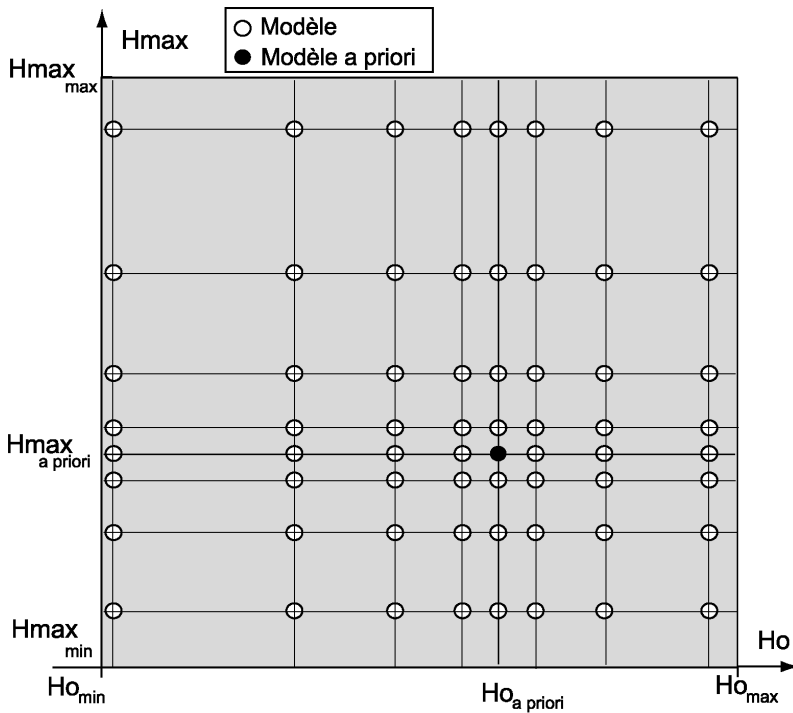


Fig. A.IV.4 : Schéma de la discrétisation des paramètres dans un espace à deux dimensions ( $H_0$  et  $H_{max}$ ). La zone grisée est l'espace des solutions.

Fig. A.IV.4 : Sketch map of the discretization of the parameters in a 2D space ( $H_0$  et  $H_{max}$ ). The greyed area is the solutions space.

La méthode consiste en une discrétisation de l'espace des solutions centrée autour d'un modèle a priori choisi arbitrairement (Fig. A.IV.4). La discrétisation n'est pas régulière et devient plus lâche lorsqu'on s'éloigne des paramètres du modèle a priori. L'espace des solutions est défini par les intervalles de variations des différents paramètres. On obtient un premier jeu de modèles qui couvre tout l'espace des solutions mais qui est plus densément réparti autour du modèle a priori. Pour chaque modèle, on calcule un pourcentage de données non-expliquées et une fonction misfit  $\Delta$  telle que :

$$\Delta = \% \text{ de données non-expliquées}_{\text{modèle}} - \% \text{ de données non-expliquées}_{\text{modèle a priori}} \quad (2)$$

A partir du jeu de modèles calculés, on obtient deux populations : les modèles moins bons que le modèle a priori caractérisés par un  $\Delta > 0$  et les modèles meilleurs que le modèle a priori avec un  $\Delta < 0$  (Fig. A.IV.5).

A partir de ces deux populations, on calcule deux moyennes :  $f^+$  moyenne des valeurs de  $\Delta > 0$  et  $f^-$  moyenne des valeurs de  $\Delta < 0$ . Si le modèle a priori ne correspond pas à un extremum de la fonction  $\Delta$ , c'est-à-dire s'il existe bien les deux populations de modèles, on va utiliser une fonction de probabilité pour choisir un nouveau modèle a priori parmi les modèles déjà connus pour une nouvelle itération. On définit pour cela  $p^+$  et  $p^-$  les probabilités de tirer un modèle parmi les populations  $\Delta > 0$  et  $\Delta < 0$  respectivement :

$$p_- + p_+ = 1 \quad (3)$$

où 
$$p_- = \frac{f_+}{(f_- + f_+)} \quad (4)$$

Soit  $r$  un nombre tiré aléatoirement entre 0 et 1 pour une distribution uniforme : si  $r \leq p_-$  alors le nouveau modèle a priori sera tiré aléatoirement parmi les modèles de la population  $\Delta < 0$ , si  $r > p_-$  le nouveau modèle correspondra à un modèle de la population  $\Delta > 0$ . Centrée sur le nouveau modèle a priori, une nouvelle grille de modèles est générée et le processus continue jusqu'à ce que le modèle a priori soit un extremum de la fonction  $\Delta$ . Cette méthode converge soit vers le meilleur modèle (celui qui minimise la fonction % de données non-expliquées) soit vers le plus mauvais. Dans ce cas, on doit relancer complètement l'optimisation pour obtenir le modèle optimal.

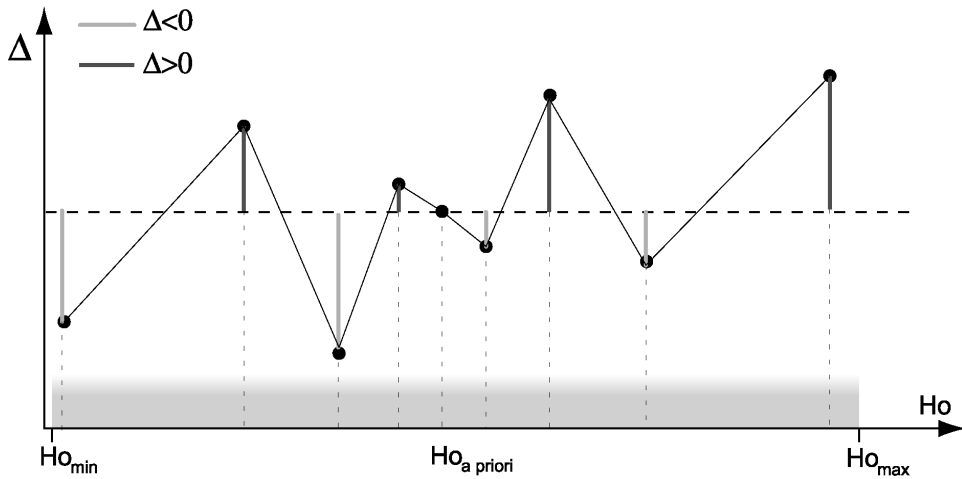


Fig. A.IV.5 : Représentation de  $\Delta$  en une dimension pour un jeu de modèles répartis autour d'un modèle a priori  $Ho_{a\ priori}$  dans le domaine de définition de  $Ho$  (entre  $Ho_{min}$  et  $Ho_{max}$ ). Chaque point correspond à un modèle.

Fig. A.IV.5 : Representation of  $\Delta$  in one dimension for a model set distributed around a "a priori" model  $Ho_{a\ priori}$  in the definition space of  $Ho$  (between  $Ho_{min}$  et  $Ho_{max}$ ). Each point corresponds to a model.

Quand un modèle a priori est proche du minimum de la fonction  $\Delta$ ,  $f_-$  devient inférieur à  $f_+$ , l'équation (A.IV.4) montre que  $p_-$  augmente et par conséquent la probabilité que  $r \leq p_-$  augmente également. Plus on se rapproche d'un extremum de la fonction  $\Delta$ , plus la probabilité de « repartir » vers l'extremum opposé est faible.

#### 4. Résultat de l'optimisation :

Dans les calculs par essai-erreur, la variation de  $\Delta x$  a été estimée à  $\pm 2000$  m. Nous conserverons cette gamme de variations pour l'optimisation.  $Ho_0$  et  $H_{max}$  représentent les

mêmes paramètres que dans l'étude « directe » et leur gamme de variations a été gardée ( $1000 < H_0 < 4000$  et  $0 < H_{\max} < 4000$ ).

Les autres paramètres nécessaires au calcul des modèles sont considérés comme constants et correspondent aux valeurs ajustées par essai erreur :  $\theta_{\Delta\sigma 1} = -12.5^\circ$ ,  $\Delta_{\text{horizontal}} = 8000$  m. De plus, l'amplitude des contraintes pour chaque modèle est calculée de la même façon que pour l'étude par essai-erreur mais sans pondération par rapport au nombre de nœuds des différentes zones (Annexe III) puisque seuls les nœuds de la zone de la ride compressive sont considérés.

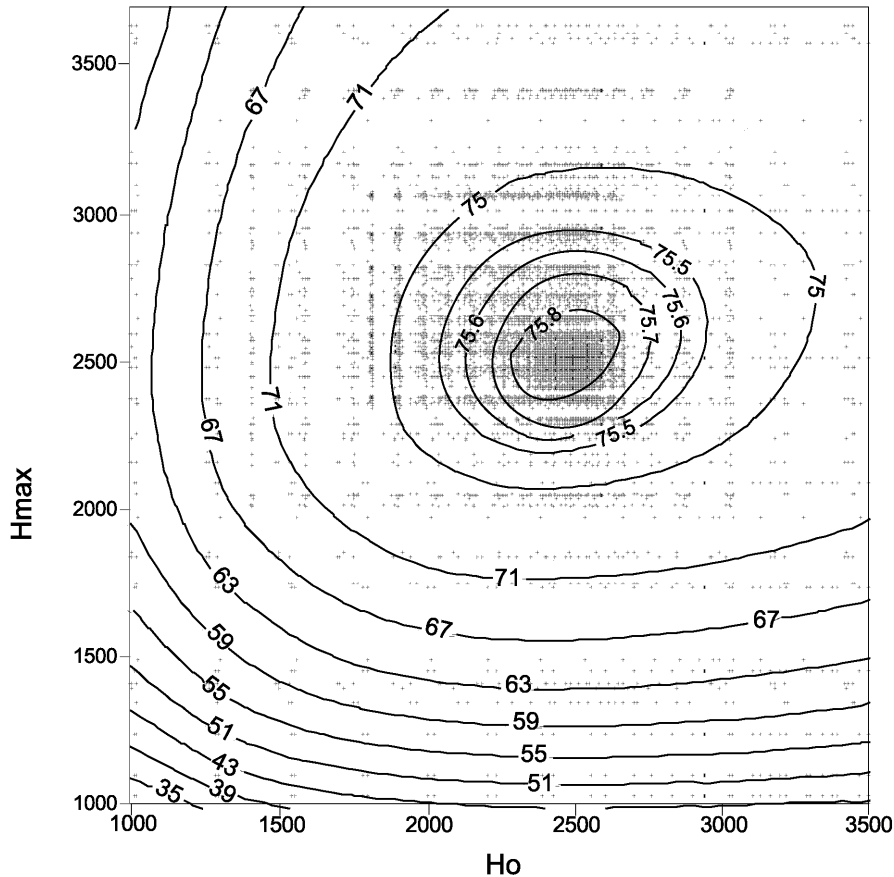


Fig. A.IV.6 : Isocontours du % de données expliquées représentés dans le plan  $\{H_0, H_{\max}\}$  pour  $\Delta x = 100$  m. Chaque point représente un modèle. Les valeurs de  $H_0, H_{\max}$  sont en m.

Fig. A.IV.6 : Contours lines of % of explained data represented in the  $\{H_0, H_{\max}\}$  plane for  $\Delta x = 100$  m. Each point represents a model. The values of  $H_0, H_{\max}$  are in m.

Etant donné le temps nécessaire à un calcul, nous ne pouvons pas discrétiser l'espace des solutions trop finement. Par exemple une optimisation menée avec une discrétisation des espaces de variations de  $H_0$  en 8 intervalles, de  $H_{\max}$  en 8 intervalles et de  $\Delta x$  en 5 intervalles prend plus de 5 jours. Pour préciser la solution optimale, nous avons réduit l'intervalle de variation des paramètres progressivement au cours de plusieurs optimisations successives. Nous avons rassemblé tous les calculs menés au cours des optimisations successives au sein d'une même figure. 16 000 calculs ont été effectués (Fig. A.IV.6). Sur la figure A.IV.6, on

remarque une forte densité de modèles proches du modèle optimal. L'augmentation progressive de la discrétisation vers les extrémités des intervalles de définition des différents paramètres est clairement visible sur cette figure.

La figure A.IV.7 montre le résultat en 3 dimensions et dans les différents plans de ces optimisations. Nous pouvons voir que le modèle qui explique le mieux les données est bien localisé dans l'intervalle de variations de ces paramètres et que la fonction coût est convexe.

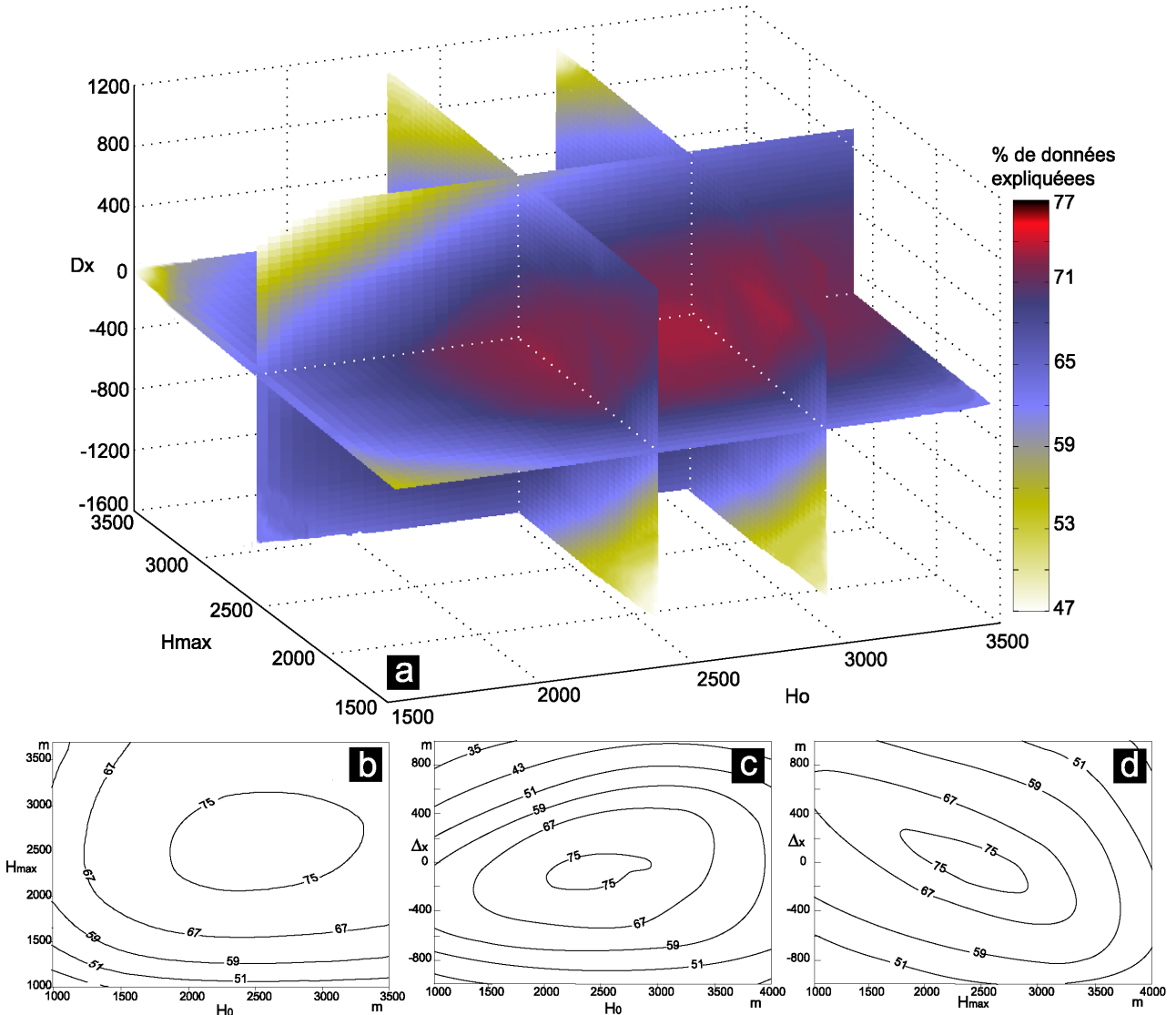


Fig. A.IV.7 : a : Représentation en 3D d'un exemple d'optimisation. Les valeurs représentées sous la forme du code de couleur représentent la fonction coût. Les valeurs de  $H_0$ , de  $H_{\max}$  et de  $\Delta x$  sont en mètres. b : Fonction coût dans le plan ( $H_0$ ,  $H_{\max}$ ) pour  $\Delta x = 100$  m. c : Fonction coût dans le plan ( $H_0$ ,  $\Delta x$ ) pour  $H_{\max} = 2500$  m. d : Fonction coût dans le plan ( $H_{\max}$ ,  $\Delta x$ ) pour  $H_0 = 2500$  m. Les données sont représentées en fonction du % de données expliquées et ont été interpolées aux nœuds d'une grille régulière pour être représentées.

Fig. A.IV.7 : a : 3D representation of an example of optimization. The values represented by the colour scale represent the misfit function. The values of  $H_0$ , de  $H_{\max}$  et de  $\Delta x$  are in meters. b: Misfit function in the ( $H_0$ ,  $H_{\max}$ ) plane for  $\Delta x = 100$  m. c : Misfit function in the ( $H_0$ ,  $\Delta x$ ) plane for  $H_{\max} = 2500$  m. d : Misfit function in the ( $H_{\max}$ ,  $\Delta x$ ) plane for  $H_0 = 2500$  m. The data are represented as a function of the % of explained data and were interpolated at the nodes of a regular grid to be presented.

Le meilleur modèle donné par cette série d'optimisation est  $H_0 = 2604$  m,  $H_{\max} = 2592$  m,  $\Delta x = -95$  m. La figure A.IV.8 montre les déplacements correspondant à ce modèle. Celui-ci est peu différent de celui déterminé par l'étude en essai-erreur  $H_0 = 2500$  m,  $H_{\max} = 2500$  m. Les différentes composantes ont été interpolées pour être représentées avec la même résolution que les composantes du champ de déplacements mesuré. On peut observer des artefacts liés au maillage au niveau des failles MTT, particulièrement visibles sur l'image C' de la figure A.IV.8.

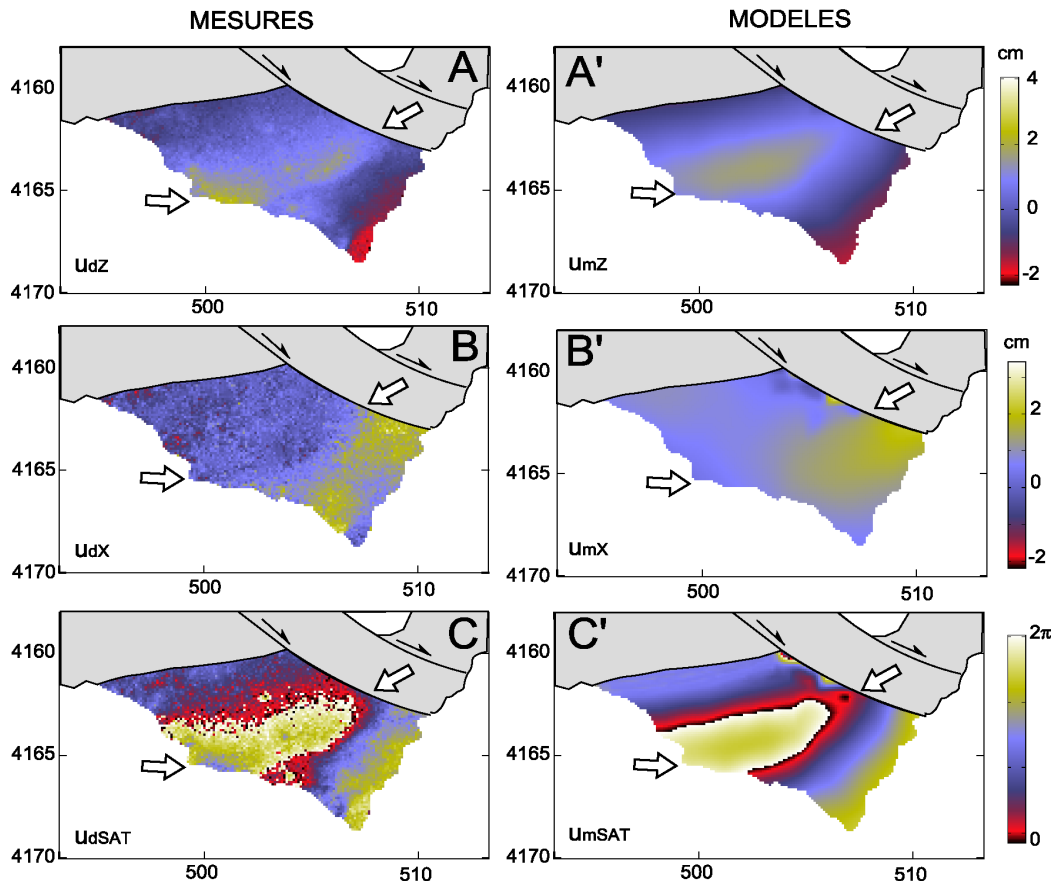


Fig. A.IV.8 : Comparaison entre les composantes mesurées et le meilleur modèle calculé avec l'optimisation par « random cost ». A et A' sont les composantes verticales du champ de déplacements mesuré  $u_{dZ}$  et modélisé  $u_{mZ}$ . B et B' correspondent aux composantes horizontales du champ de déplacements mesuré  $u_{dX}$  et modélisé  $u_{mX}$ . C et C' sont des interférogrammes ascendants synthétiques reconstitués à partir des déplacements verticaux et horizontaux mesurés ( $u_{dSAT}$ ) et calculés ( $u_{dSAT}$ ). La zone grisée représente la zone d'étude masquée pour l'optimisation. La zone blanche est la zone ignorée dans l'optimisation. Les flèches blanches montrent l'axe de la ride anticlinale. Les coordonnées sont en km dans le système UTM WGS 84 zone 33.

Fig. A.IV.8 : Comparison between the measured components and the best model calculated by using "random cost" type optimization. A and A' are the measured  $u_{dZ}$  and modelled  $u_{mZ}$  vertical displacements measured. B and B' are the measured  $u_{dX}$  and modelled  $u_{mX}$  East-West displacements measured. C and C' are measured ( $u_{dSAT}$ ) and modelled ( $u_{dSAT}$ ) synthetic ascending interferograms reconstituted from vertical and East-West displacements. The greyed area represents the studied area masked for the optimization. The white area is not taken into account in the optimization. White arrows show the hinge of the anticlinal ridge. The coordinates are in km in the system UTM WGS 84 zone 33.

Ces résultats valident la géométrie du décollement responsable du bombement de la base du flanc Sud de l'Etna déterminée par essais-erreurs. La fonction coût au voisinage de l'optimum étant convexe, il n'est pas étonnant que nos essais-erreurs aient convergé vers le même résultat.

Etant donné le nombre de frontières nécessaires à la modélisation de la zone Sud-Est de l'Etna et la présence de différents types de structures, il n'est pas possible d'optimiser tous les paramètres du problème simultanément. Nous ferons l'hypothèse que, comme pour cette étude, la fonction coût est convexe et nous déterminerons les différents paramètres individuellement.



# ***Annexe V***

## ANNEXE V : Contraintes gravitaires et vergence du décollement

Les contraintes appliquées sur un décollement de pendage  $\alpha$  peuvent se décomposer en contrainte normale et contrainte cisailante (Fig. A.V.1).

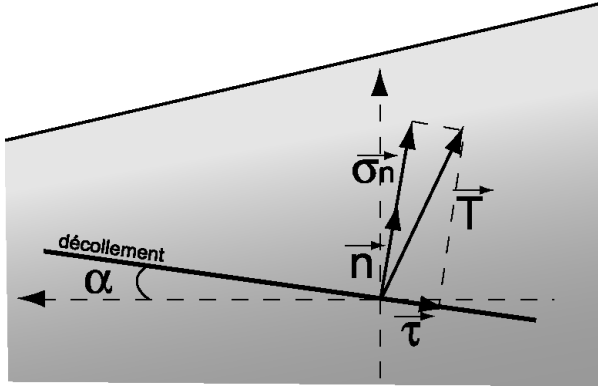


Fig. A.V.1 : Schéma illustrant les différentes projections des contraintes.

Fig. A.V.1 : sketch map illustrating the different projections of the stress components.

Il s'applique sur le décollement une contrainte  $T$  telle que :

$$\vec{T} = \sigma \vec{n}$$

où le vecteur  $\vec{n}$  est la normale au décollement et  $\sigma$  le tenseur des contraintes.

En décomposant  $\vec{T}$  en contrainte normale  $\sigma_n$  et contrainte tangentielle  $\tau$  par projection dans le repère direct  $(\vec{n}, \vec{t})$ , on obtient :

$$\vec{\sigma}_n = \sigma_n \vec{n}$$

avec  $\sigma_n = \vec{T} \cdot \vec{n}$ , et on a également :

$$\vec{\tau} = \vec{T} - \vec{\sigma}_n$$

avec dans ce cas :

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_3 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_1 \end{pmatrix} \text{ et } \vec{n} = \begin{pmatrix} -\sin\alpha \\ 0 \\ \cos\alpha \end{pmatrix}$$

Nous obtenons donc :

$$\vec{T} = \begin{pmatrix} -\sigma_3 \sin\alpha \\ 0 \\ \sigma_1 \cos\alpha \end{pmatrix} \text{ et } \sigma_n = (\sigma_3 \sin^2\alpha + \sigma_1 \cos^2\alpha) \begin{pmatrix} -\sin\alpha \\ 0 \\ \cos\alpha \end{pmatrix}$$

on en déduit :

$$\vec{\sigma}_n = \begin{pmatrix} -\sin\alpha (\sigma_3 \sin^2\alpha + \sigma_1 \cos^2\alpha) \\ 0 \\ \cos\alpha (\sigma_3 \sin^2\alpha + \sigma_1 \cos^2\alpha) \end{pmatrix} \text{ et}$$

$$\vec{\tau} = \begin{pmatrix} -\sigma_3 \sin \alpha + \sin \alpha (\sigma_3 \sin^2 \alpha + \sigma_1 \cos^2 \alpha) \\ 0 \\ \sigma_1 \cos \alpha - \cos \alpha (\sigma_3 \sin^2 \alpha + \sigma_1 \cos^2 \alpha) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_3 \sin \alpha (\sin^2 \alpha - 1) + \sigma_1 \sin \alpha \cos^2 \alpha \\ 0 \\ \sigma_1 \cos \alpha (1 - \cos^2 \alpha) - \sigma_3 \cos \alpha \sin^2 \alpha \end{pmatrix}$$

$$\vec{\tau} = \begin{pmatrix} \sin \alpha \cos^2 \alpha (\sigma_1 - \sigma_3) \\ 0 \\ \cos \alpha \sin^2 \alpha (\sigma_1 + \sigma_3) \end{pmatrix}$$

Pour  $\alpha \in [0, \pi/2]$  et  $\sigma_1 - \sigma_3 > 0$ :

$$\sigma_{nX} < 0 \text{ et } \sigma_{nZ} > 0$$

$$\text{et } \tau_X > 0 \text{ et } \tau_Z > 0.$$

Ces contraintes sont à l'origine de déplacements normaux dans l'édifice élastique. Avec un décollement à vergence externe on crée, pour des forces gravitaires dominantes, une subsidence en surface. Pour pouvoir générer un soulèvement au niveau de la ride anticlinale, il faut utiliser des décollements à vergence interne. On peut également considérer d'autres types de contraintes pour lesquelles les contraintes horizontales sont supérieures aux contraintes verticales.

***Références  
bibliographiques***

---

## A

---

- Acocella, V., M. Neri, What makes flank eruptions? The 2001 Mount Etna eruption and its possible triggering mechanisms. *Bull. Volcanol.* 65:517–529. doi:10.1007/s00445-003-0280-3, 2003.
- Albarede, F., Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57: 615-621, 1993.
- Albarello, D., A. Berardi, C. Margottini and M. Mucciarelli, Macroseismic estimate of magnitude in Italy. *Pure Appl. Geophys.*, 145, 2, 297-312, 1995.
- Allard, P., Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. *Geophys. Res. Lett.* 24: 2219-2222, 1997.
- Aloisi, M., O. Cocina, G. Neri, B. Orecchio and E. Privitera, Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 134, 139-155, 2002.
- Aloisi, M., A. Bonaccorso, S. Gambino, M. Mattia, G. Puglisi. Etna 2002 eruption imaged from continuous tilt and GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, vol.30, n°23, 2214, doi:10.1029/2003GL018896, 2003.
- Amato, A., B. Alessandrini, G. Cimini, A. Frepoli, G. Selvaggi, Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity. *Ann. Geofis.*, 26, 201-214, 1993.
- Amelung, F., S. Jonsson, H. Zebker, and P. Segall, Widespread uplift and ‘trapdoor’ faulting on Galapagos volcanoes observed by radar interferometry, *Nature*, 407, 993-996, 2000.
- Anderson H., J. Jackson., Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91:937-983, 1987.
- Andronico, D., S. Branca and P. Del Carlo, The 18.7 ka phreatomagmatic flank eruption on Etna (Italy): relationship between eruptive activity and sedimentary basement setting. *Terra Nova* 13: 235-240, 2001.
- Anzidei, M., P. Baldi, G. Casula, A. Galvani, E. Mantovani, A. Pesci, F. Riguzzi and E. Serpelloni, Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys. *Geophys. J. Int.*, 146, 98–110, 2001.
- Armienti, P., F. Innocenti, R. Petrini, M. Pompilio, and L. Villari, Petrology and Sr-Nd isotope geochemistry of recent lavas from Mt. Etna: bearing on the volcano feeding system, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 39, 315-327, 1989.
- Azzaro, R., P. Carveni, E. Lo Giudice and R. Rasà, Il terremoto di Codavolpe (basso versante orientale etneo) del 29 Gennaio 1989: Campo macrosismico e fratturazione cosismica. *Bullettino del Gruppo Nazionale per la Vulcanologia* 1989-1: 1-12, 1989.

- Azzaro R., M. Néri, L'attività eruttiva dell'Etna nel corso del ventennio 1971-1991. *CNR IIV, Open file report – Istituto Internazionale di Vulcanologia, Catania, 1992.*
- Azzaro, R., Seismicity and active tectonics along the Pernicana fault, Mt. Etna (Italy). *Acta Vulcanologica*, vol.9 (1/2), 7-14, 1997.
- Azzaro, R., M.S. Barbano, Intensity- magnitude relationship for the Mt. Etna area (Sicily). *Acta Vulcanologica*, vol. 9 (1/2), 15-21, 1997a.
- Azzaro, R., C. Del Negro, R. Rasà, Magnetic evidence of a buried graben-like structure in the Pernicana-Provenzana area (Mt. Etna, Sicily) and hydrogeological implications. *Acta Vulcanologica*, Vol. 9 (1/2), 23-30, 1997b.
- Azzaro, R., L. Ferrelì, A.M. Michetti, L. Serva, E. Vittori, Environmental hazard of capable faults: the case of the Pernicana fault (Mt. Etna, Sicily). *Natural Hazards*, 17, 147-162, 1998a.
- Azzaro, R., S. Branca, S. Giammanco, S. Gurrieri, R. Rasà and M. Valenza, New evidence for the form and extend of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. *J. Vulcanol. Geotherm. Res.*, 84, 143-152, 1998b.
- Azzaro, R., Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *J. Geodyn.* 28: 193-213, 1999.
- Azzaro, R., M. Mattia and G. Puglisi, Fault creep and kinematics of the eastern segment of the Pernicana Fault (Mt. Etna (Italy) derived from geodetic observations and their tectonic significance. *Tectonophysics* 333: 401-415, 2001.

---



---

## B

---

- Barberi, G., O. Cocina, G. Neri, E. Privitera and S. Spampinato., Volcanological inferences from seismic-strain tensor computations at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bull. Volcanol.* 62: 318-330, 2000.
- Beauducel, F., Structures mechanical behaviour of Merapi volcano, Java: A methodological approach of the deformation field, *These de doctorat*, 260 pp., Univ. Denis Diderot Paris VII, Paris 1998.
- Beauducel, F., et F.H. Cornet, Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi Volcano, *J. Geophys. Res.*, 104, 725-736, 1999.
- Beauducel, F., P. Briole, and J.-L. Froger, Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998): Deformation or Tropospheric effect?, *J. Geophys. Res.*, 105, 16391-16402, 2000.
- Beccaluva, L., P.L. Rossi, G. Serri, Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area : implications for the geodynamic evolution of the Calabrian Arc, *Earth Evol. Sci.*, 3, 222-238, 1982.

- Behncke, B., J.C. Tanguy. Summary of June-September activity; powerful eruption from the Voragine on 4 September. *Bull Global Volcan Network* 24:3-7, 1999.
- Behncke, B. and M. Neri, The July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bull. Volcanol.*, 65, DOI: 10.1007/s00445-003-0274-1, 2003.
- Behncke, B. "Italy's volcanoes: the Cradle of Volcanology", [http://boris.vulcanoetna.com/ETNA\\_intro.html](http://boris.vulcanoetna.com/ETNA_intro.html).
- Ben Avraham, Z. and M. Grasso, Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the central Mediterranean. *Ann. Tectonicae* 4 (2), 131-139, 1990.
- Berg, B., Locating global minima in optimization problems by a random-cost approach, *Nature*, 361, 708-710, 1993.
- Bertagnini, A., S. Calvari, M. Colelli, P. Landi, M. Pompilio, V. Scribano, The 1989 eruptive sequence . In : Barberi, F ;, A. Bertagnini, P. Landi, (Eds.), *Mt Etna : The 1989 Eruption*, Giardini, pp. 10-22, 1990.
- Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, R. Ware, GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapour using Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, 97, 15,787-15,801, 1992.
- Bonaccorso, A., R. Velardita, L. Villari. Ground deformation modelling of geodynamic activity associated with the 1991-1993 Etna eruption. *Acta Vulcanologica*, vol.4, pp.87-96, 1994.
- Bonaccorso, A. Dynamic inversion of ground deformation data for modelling volcanic sources. (Etna 1991-93). *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, 451-454, 1996.
- Bonaccorso, A., F. Ferrucci, D. Patanè, and L. Villari, Fast deformation process and eruptive activity at Mount Etna (Italy) *J. Geophys. Res.*, 101,17,467-17,480,1996.
- Bonaccorso, A., O. Campisi, O. Consoli, G. Falzone, S. Gambino, G. Laudani, B. Puglisi, M. Rossi, R. Velardita, L. Villari. Etna: ground deformation monitoring; EDM and continuous tilt. *Acta Vulcanologica*, vol.10, no.1, 154-158, 1998.
- Bonaccorso A., The March 1981 Mount Etna eruption inferred through ground deformation modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 112: 125-136, 1999.
- Bonaccorso, A. Mt Etna volcano: modelling of ground deformation patterns of recent eruptions and considerations on the associated precursors. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*,109, 99-108,2001.
- Bonaccorso, A., D. Patane, Shear response to an intrusive episode at Mt. Etna Volcano (January 1998) inferred through seismic and tilt data. *Tectonophysics*, vol.334, no.2, 61-75, 2001.

- Bonaccorso, A., M. Aloisi and M. Mattia, Dike emplacement forerunning the Etna July 2001 eruption modelled through continuous tilt and GPS data. *Geophys. Res. Lett.* 29, DOI: 10.1029/2001GL014397, 2002.
- Bonafede, M., Axy-symmetric deformation of a thermo-poro-elastic half-space: inflation of a magma chamber, *Geophys. J. Int.*, 103, 289-299, 1990.
- Bonforte, A., A. Ferretti, C. Prati, G. Puglisi, F. Rocca, Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmospheric models : First results. *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, 63, 1343-1357, 2001.
- Bonforte A. and G. Puglisi, Magma uprising and flank dynamics on Mount Etna volcano, studied using GPS data (1994-1995). *J. Geophys. Res.* 108, DOI: 10.1029/2002JB001845, 2003.
- Borgia, A.,L. Ferrari, and G. Pasquare, Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna, *Nature*, 357, 231-235,1992.
- Borgia, A., R. Lanari, E. Sansosti, M. Tesauro, P. Bernardino, G. Fornaro, M. Neri, and J.B. Murray, Actively growing anticlines beneath Catania from distal motion of Mount Etna's decollement measured by SAR interferometry and GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3409-3412, 2000.
- Bousquet, J. C., G. Lanzafame, Déformations compressives quaternaires au bord sud de l'Etna. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 3, 235-240, 1986.
- Bousquet, J.C., S. Gresta, G. Lanzafame, C. Paquin, Il campo degli sforzi attuali e quaternari nella regione dell'Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 483-506, 1987.
- Bousquet JC, G. Lanzafame and C. Paquin, Tectonic stresses and volcanism: in-situ stress measurements and neotectonic investigations in the Etna area (Italy). *Tectonophysics* 149: 219-231, 1988.
- Bousquet J.C. and G. Lanzafame, Nouvelle interprétation des fractures des éruptions latérales de l'Etna : conséquences pour son cadre tectonique . *Bull. Soc. Géol. France* 2001 .t.172 n°4, pp 455-497, 2001.
- Briole, P., D. Massonnet, C. Delacourt. Post-eruptive deformation associated with the 1986-1987 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 24: 37-40, 1997.
- Briole, P., A. Avallone, F. Beauducel, A. Bonforte, V. Cayol, C. Deplus, C. Delacourt, J.-L. Froger, B. Malengreau, et G. Puglisi, Interférométrie radar appliquée aux volcans: cas de l'Etna et des Champs Phlégréens (Italie), *Rapport Quadriennal CNFGG 1995-1998*, 121-128, 1999.
- Budetta, G., D. Carbone and F. Gresco. Subsurface mass redistribution at Mount Etna (Italy) during the 1995-96 explosive activity detected by microgravity studies, *Geophys. J. Int.*, 138, 77-88, 1999.



---

## C

---

- Caccamo, D., G. Neri, A. Saraò, M. Wyss, Estimates of stress direction by inversion of earthquake fault plane solutions in Sicily. *Geophys. J. Int.* 125, 857-868,1996.
- Callot, J.P., L. Geoffroy, O. Merle, Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna, *Bull. Soc. Géol. France* 1 2000, 59-70, 2000.
- Calvari, S., M. Coltelli, M. Neri, M. Pompilio and V. Scribano, The 1991-1993 Etna eruption: chronology and lava flow-field evolution. *Acta Vulcanologica*, vol. 4, 1-14, 1994a.
- Calvari, S., G. GropPELLI, G. Pasquarè, Preliminary geological data on the south-western wall of the Valle del Bove, Mt. Etna, Sicily. *Acta Vulcanologica*, vol.5, 15-30, 1994b.
- Calvari, S. and H. Pinkerton, Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *J. Geophys. Res.* 103: 27291-27301, 1998.
- Calvari, S., H. Pinkerton, Instabilities in the summit region of Mount Etna during the 1999 eruption. *Bull. Volcanol.*, DOI 10.1007/s004450100171, 2001.
- Caracausi, A., R. Favara, S. Giammanco, F. Italiano, A. Paonita, G. Pecoraino, A. Rizzo and P.M. Nuccio, Mount Etna: Geochemical signals of magma ascent and unusually extensive plumbing system. *Geophys. Res. Lett.* 30, DOI: 10.1029/2002GL015463, 2003.
- Castellano, M., F. Ferrucci, C. Godano, S. Imposa. and G. Milano, Upwards migration of seismic foci : a forerunner of the 1989 eruption of Mt. Etna, *Bull. Volcanol.*, 55, 357-361, 1993.
- Castellano, M., F. Bianco, S. Imposa, G. Milano, S. Menza, G. Vilardo. Recent deep earthquake occurrence at Mt. Etna (Sicily, Italy) *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.102, no.3-4, 277-289, 1997.
- Catalano, S., G. D Guidi, C. Monaco, G. Tortorici, L. Tortorici, Long-term behaviour of the late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc) : structural and morphological constraints. *Quaternary International*, 101-102, 81-91, 2003.
- Cayol, V., Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformation des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, *Thèse de Doctorat, Univ. D. Diderot Paris VII*, 180 pp.,1996.
- Cayol, V., and F. H. Cornet, 3D mixed boundary elements for elastic deformation field analysis, *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*,34,275-287, 1997.
- Cayol, V., and F. H. Cornet, Topography and the interpretation of the deformation field volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*,25,1979-1982,1998a..
- Cayol, V., and F. H. Cornet, 3D modelling of the 1983-1984 dike intrusion at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 103, 18025-18038, 1998b.

- Cayol V., J. L. Froger and P. Briole, Two- dimensional modelling of the time- dependant displacement associated with the 1989 Etna lava flow, in *EU- DGXII- MADVIEWS final report*, 1999.
- Cayol, V., Notice d'utilisation de « Mc3f », 2000.
- Cello, G., I. Guerra, L. Tortorici, E. Turco, R. Scarpa, Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence. *J. Struct. Geol.*, 4, 385-393, 1982.
- Cervelli, P., M. H. Murray, P. Segall, Y. Aoki, and T. Kato, Estimating source parameters from deformation data, with an application to the March 1997 earthquake swarm off the Izu Peninsula, Japan, *J. Geophys. Res.*, 106, 11,217-11,238, 2001.
- Chadwick, J.W.W., J.H. Dieterich, Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, 37-52, 1995.
- Chen, C. W. and H.A. Zebker, Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in non-linear optimisation. *J. Opt. Soc. Am. A*, Vol. 18, No. 2, 2001.
- Cheng, C.H., H. Johnston, Dynamic and static moduli. *Geophys. Res. Lett.*, vol.8, n°1, 39-42, 1981.
- Cimini, G.B. P-wave deep velocity structure of the southern Tyrrhenian subduction zone from non-linear teleseismic travel time tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3709-3712, 1999.
- Clocchiatti, R., P. Schiano, L. Ottolini and P. Bottazzi, Earlier alkaline and transitional magmatic pulsation of Mt Etna volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 399-407, 1998.
- Cocina, O., G. Neri, E. Privitera, S. Stampinato, Stress tensor computations in the Mount Etna area (Southern Italy) and tectonic implication. *J. Geodyn.* 23, 109-127, 1997.
- Cocina, O., G. Neri, E. Privitera and S. Spampinato, Seismogenic stress field beneath Mt. Etna (South Italy) and possible relationships with the volcano-tectonic features. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83: 335-348, 1998.
- Coltelli, M., V.H. Garduño, M. Neri, G. Pasquare, M. Pompilio, Geology of the northern wall of the Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily). *Acta Vulcanologica*, vol.5, 55-68, 1994.
- Coltelli, M., P. Del Carlo and L. Vezzoli, Stratigraphy of the Holocene Mt. Etna explosive eruptions. *Periodico di Mineralogia* 64: 141-143, 1995.
- Coltelli, M., P. Del Carlo and L. Vezzoli, Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology* 26: 1095-1098, 1998.

- Coltelli, M., P. Del Carlo and L. Vezzoli, Stratigraphic constraints for explosive activity in the past 100 ka at Etna Volcano, Italy. *International Journal of Earth Sciences* (formerly *Geologische Rundschau*) 89: 665-677, 2000.
- Coltelli, M., P. Del Carlo and G. Macedonio, The plume of the 2001 eruption of Etna: observation, modelling and impact on Catania airport operations (abstract). In: Abstracts volume, Assemblea 1° Anno, Gruppo Nazionale per la Vulcanologia - *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* (Roma 9-11 October 2001): 222, 2001.
- Condomines, M., J.-C. Tanguy, V. Michaud, Magma dynamics at Mt Etna; constraints from U-Th-Ra-Pb radioactive disequilibria and Sr isotopes in historical lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132: 25-41, 1995.
- Continisio, R., F. Ferrucci, G. Gaudiosi, D. Lo Bascio and G. Ventura, Malta escarpment and Mt. Etna: early stages of an asymmetric rifting process? Evidences from geophysical and geological data. *Acta Vulcanologica* 9: 45-53, 1997.
- Cornet, F.H., Discussion de la tectonique de rift observée dans la région de l'Afar, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 965-973, 1980.
- Corsaro, R.A. and R. Cristofolini, Origin and differentiation of recent basaltic magmas from Mount Etna. *Mineralogy and Petrology* 57: 1-21, 1996.
- Crisci, G.M., S. Di Gregorio, R. Rongo, M. Scarpelli, W. Spataro and S. Calvari, Revisiting the 1669 Etnean eruptive crisis using a cellular automata model and implications for volcanic hazard in the Catania area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123: 211-230, DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00037-4, 2003.
- Cristofolini, R., F. Ghisetti, R. Scarpa, L. Vezzani, Character of the stress field in the Calabrian Arc and Southern Appennines (Italy) as deduced by geological, seismological and volcanological information. *Tectonophysics*, 117, 39-58, 1985.
- Crouch, S.L., Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method. *Int. J. Numer. Methods Eng.*, 10, 301-343, 1976.
- Crouch, S.L., and A.M. Starfield, Boundary element methods in solid mechanics. *Allen and Unwin, London*, 1983.
- Curran, J.H. & B.T. Corkum, *Examine3D*-a 3D computer-aided engineering analysis package for underground, excavations in rock, Ver 4.0, *Rocscience*, Toronto, Canada, 1999.

---



---

## D

---



---

- Davis, P.M., Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 91, 7429-7438, 1986.

- De Luca, G., L. Filippi, G. Patanè, R. Scarpa and S. Vinciguerra, Three-dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 79: 123-138, 1997.
- De Natale, G., F. Pingue, Ground deformation in collapsed caldera structures, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 19-38, 1993.
- Deeming, K.R., P.J. Harrop, G. Turner and W.J. McGuire, Catastrophic lateral collapse at Mount Etna in historical times (abstract). *European Geophysical Society*, 26th General Assembly Nice (France), 2001.
- Delacourt, C., P. Briole, and J. Achache, Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Applications to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2849-2852, 1998.
- Delorme, H., Apport de l'étude des déformations sur la compréhension des mécanismes éruptifs : Piton de la Fournaise 1985-1992, *Thèse de Doctorat, IPGP*, 1994.
- Di Stefano, A., S. Branca. Long-term uplift rate of the Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments. *Terra Nova*, 14, 61-68, 2002.
- Dieterich, J.H., and R.W. Decker, Finite element modelling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, 80, 4094-4102, 1975.
- Doerflinger E., R. Bayer B, J. Chery et B. Bürki, The Global Positioning System in mountainous areas: Effect of the troposphere on the vertical accuracy. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II a*, 326, 319-325, 1998.
- Dogliani, C., P. Harabaglia, S. Merlini, F. Mongelli, A. Peccerillo, C. Piromallo, Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth Science Review*, 45, 167-208, 1999.
- Dogliani, C., F. Innocenti and G. Mariotti, Why Mt Etna? *Terra Nova* 13: 25-31, 2001.
- Dvorak, J.J., and D. Dzurisin, Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Rev. Geophys.*, 35, 343-384, 1997.

---

## F

---

- Faccenna, C., T.W. Becker, F. Pio Lucente, L. Jolivet, F. Rossetti, History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145, 809-820, 2001.
- Favalli, M., F. Innocenti, M.T. Pareschi, G. Pasquarè, F. Mazzarini, S. Branca, L. Cavarra and A. Tibaldi, The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications. *Geodynamica Acta* 12: 279-290, 1999.
- Ferretti, A., C. Prati, F. Rocca, Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 39 (1) :8-20, 2001.

- Finetti, I., Structure, stratigraphy and evolution of the central Mediterranean. *Boll. Geophys. Teor. Appl.*, 24, 247-312, 1982.
- Finetti, I., A. Del Ben, Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XVIII: 75-150, 1986.
- Firth, C., I. Stewart, WJ. McGuire, S. Kershaw and C. Vita-Finzi, Coastal elevation changes in eastern Sicily: implications for volcano instability at Mount Etna. In: McGuire WJ, Jones AP and Neuberg J (eds) *Volcano instability on the Earth and other planets. Geol. Soc. Lond Spec. Pub. 110*: 153-167, 1996.
- Frazzetta, G., L. Villari, The feeding of the eruptive activity of Etna volcano : The regional stress field as a constraint to magma uprising and eruption. *Bull. Volcanol.* 44 (3), 269-282, 1981.
- Frepoli, A., G. Selvaggi, C. Chiarabba, A. Amato, State of stress in the southern Tyrrhenian subduction zone from fault plane solutions, *Geophys. J. Int.* 125, 879-891, 1996.
- Froger, J.L., notice d'utilisation de « maill\_interface.m », 2001.
- Froger, J.L., O. Merle, P. Briole, Active spreading and regional extension interferometry, *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 245-258, 2001.
- Fruneau, B., J. Achache, C. Delacourt, Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry, *Tectonophysics*, 256, 181-190, 1996.

---

## G

---

- Gabriel, A., R. Goldstein and H. Zebker, Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 94, 9183-9191, 1989.
- Garduño, V.H., M. Neri, G. Pasquare, A. Borgia, A. Tibaldi, Geology of the NE-Rift of Mount Etna (Sicily, Italy). *Acta Vulcanologica*, vol 9 (1/2), 91-100, 1997.
- Gasparini, C., G. Iannaccone, R. Scarpa, Fault plane solutions and seismicity of the Italian peninsula. *Tectonophysics*, 117, 59-78, 1985.
- Gelabert, B., F. Sabat, A. Rodrigues-Perea, A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, vol. 14, n° 2, 93-100, 2002.
- Ghisetti, F., Recent deformation and seismogenic source in Messina Strait (Southern Italy). *Tectonophysics* 109, 191-208, 1984.
- Ghisetti, F. Fault parameters in the Messina Strait (Southern Italy), and relations with seismogenic source. *Tectonophysics*, 208, 117-133, 1992.
- Giardini, D., M. Velonà, The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Terra Nova*, 3, 57-64, 1991.

- Gillot, P.Y., G. Kieffer and R. Romano, The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Vulcanologica* 5: 81-87, 1994.
- Goldstein, R.M., H. Engelhardt, B. Kamb, and R.M. Frolich, Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream, *Science*, 262, 1525-1530, 1993.
- Gresta, S., V. Longo, A. Viavattene, Geodynamic behaviour of eastern and western sides of Mount Etna. *Tectonophysics*, 179, 81-92, 1990.
- Gresta, S., D. Bella, C. Musumeci, P. Carveni, Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily). *Acta Vulcanologica*, Vol. 9 (1/2), 101-108, 1997.
- Groppelli, G. and A. Tibaldi, Control of rock rheology of deformation style and slip-rate along the active Pernicana fault, Mt. Etna, Italy. *Tectonophysics* 305: 521-537, 1999.
- Guest, J.E., The summit of Mount Etna prior to the 1971 eruption. *Philosophical Transactions of the Royal Society London A* 274: 63-78, 1973.
- Guest, J.E., D.K. Chester and AM. Duncan, The Valle del Bove, Mount Etna: Its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 21: 1-23, 1984.
- Guest, J.E., C.R.J. Kilburn, H. Pinkerton and A.M. Duncan, The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. *Bull. Volcanol.* 49: 527-540, 1987.
- Gvirtzman, Z., A. Nur, The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, vol. 401, 782-785, 1999.

---



---

## H

---



---

- Hirn, A., A. Nercessian, M. Sapin, F. Ferrucci and G. Wittlinger, Seismic heterogeneity of Mt Etna: structure and activity. *Geophys. J. Int.*, 105: 139-153, 1991.
- Hirn, A., R. Nicolich, J. Gallart, M. Laigle, and L. Cernabori, ETNASEIS Sci. group, Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 171-191, 1997.
- Hofton M., and G. R. Foulger, Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland: 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a visco-elastic earth structure, *J. Geophys. Res.*, 101, 25,403-25,421, 1996.
- Hollenstein, Ch., H.G. Kahle, A. Geiger, S. Jenny, S. Goes, D. Giardini, New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy. *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1935, doi : 10.1029/2003GLO17554, 2003.

---

---

## J

---

---

- Jacques, E., C. Monaco, P. Tapponnier, L. Tortorici, T. Winter. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.*, vol.147, no.3, 499-516, 2001.
- Jamison, W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, vol.9, no.2, 207-219, 1987.
- Jónsson, S., M. M. Alves, and F. Sigmundsson, Low rates of deformation of the Furnas and Fogo volcanoes, Sao Miguel, Azores, observed with the Global Positioning System, 1993-1997, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 92, 83-94, 1999.
- Jónsson, S., Modelling volcano and earthquake deformation from satellite radar interferometric observations. *Thèse de doctorat*, 159 pp, Stanford University, California, 2002.

---

---

## K

---

---

- Kieffer, G., L'existence d'une "rift-zone" à l'Etna. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences D* 280,263-266,1975.
- Kieffer, G., L'évolution structurale de l'Etna (Sicile) et les modalités du contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité, faits et hypothèses après l'éruption de 1978-1979, *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.* 24, 129-152, 1983.
- Kieffer, G., Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile). *Thèse de Doctorat*, Clermont-Ferrant: 497, 1985.
- Kieffer, G. and J.C. Tanguy, L'Etna: évolution structurale, magmatique et dynamique d'un volcan "polygénique". *Mémoires de la Société Géologique de la France* 163: 253-271, 1993.

---

---

## L

---

---

- La Volpe, L., P. Manetti, R. Trigila, L. Villari, Italian research activity (1995-1998) report to IAVCEI, Volcanology and chemistry of the earth's interior, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. 40, n°2 supplement, 163-298, 1999.
- Labaume, P., J.C. Bousquet, G. Lanzafame, Early deformation at a submarine compressional front : the Quaternary Catania foredeep south Mt. Etna, Sicily, *Tectonophysics* 177, 349-366, 1990.
- Lachat, J. C., J. O. Watson, Effective numerical treatment of boundary integral equations: A formulation for three-dimensional elastostatics, *Int. J. Numer. Methods. Eng.*, 10, 991-1005, 1976.

- Laigle, M., A. Hirn, Explosion-seismic tomography of a magmatic body beneath Etna: volatile discharge and tectonic control of volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, 26: 2665-2668, 1999.
- Laigle, M., A. Hirn, M. Sapin, J.C. Lepin, J. Diaz, J. Gallart, and R. Nicolich, Mount Etna dense array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing. *J. Géophys. Res.*, 105, 21, 633-21, 646, 2000.
- Lanari, R., P. Lundgren, and E. Sansosti, Dynamic deformation of Etna volcano observed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1541-1544, 1998.
- Lanzafame, G., J.C. Bousquet, The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands ( Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity, *Acta Vulcanologica*, vol.9 (1/2), 113-120, 1997.
- Lanzafame G, A. Leonardi, M. Neri and D. Rust, Late overthrust of the Apennine-Maghrebian Chain at the NE periphery of Mount Etna, Italy. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris IIA*, 324: 325-332, 1997a.
- Lanzafame G, M. Neri, M. Coltelli, L. Lodato and D. Rust, North-south compression in the Mt. Etna region (Sicily): spatial and temporal distribution. *Acta Vulcanologica* 9: 121-133, 1997b.
- Latora, V., S. Vinciguerra, S. Bicciato, R. T. Kamimura, Identifying seismicity patterns leading flank eruptions at Mt. Etna Volcano during 1981-1996. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, n°. 14, 2105-2108, 1999.
- Lentini, F., The geology of the Mt Etna basement. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 23, 7-25, 1982.
- Lentini, F., M. Grasso, and S. Carbone, Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione. In : *Conv. Soc. Geol. Ital.* Su sistemi avanfossa-avampaese lungo la catena Appenninico-Maghrebide (April, 22-25), 1987.
- Lo Giudice, E., C. Pandolfo, G. Patanè. Dynamic evidence and hydrogeological implications of structures in recent volcanic areas. A multidisciplinary approach in the Etna Area. *Acqua-Aria*, 7, 811-816, 1981.
- Lo Giudice, E., G. Patanè, R. Rasà, R. Romano, The structural framework of Mt. Etna. *Mem. Soc. Geol. It.* 23, 125-158, 1982.
- Lo Giudice, E., and R. Rasà, The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of the north-eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area, *J. Geodyn.* 5, 309-330. 1986.
- Lo Giudice, E., and R. Rasà, Very shallow Earthquake and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example. *Tectonophysics* 202, 257-268, 1992.



Loddo, M., D. Patella, R. Quarto, G. Ruina, A. Tramacere, G. Zito, Application of gravity and deep dipole geoelectrics in the volcanic area of Mt. Etna (Sicily). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 39, 17-39,1989.

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

---

---

## M

---

---

Mantovani, E., D. Albarello, D. Babbucci and C. Tamburelli, Evolution of the Tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of Africa-Eurasia convergence. *J. Geodyn.*, 21, 1, 35-72, 1996.

Marani, M.P., T. Trua, Thermal constriction and slab tearing at the origin of a super-inflated spreading ridge, Marsili Volcano (Tyrrhenian Sea). *J. Geophys. Res.*, 107 (B9), 2188, doi:10.1029/2001JB000285, 2002.

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

Massonnet, D., K.L. Feigl. Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M=6,1 Eureka valley, California, earthquake of May 17, 1993, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1541-1544, 1995.

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

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

Massonnet, D., and F. Sigmundsson, Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites, In: *Remote sensing of volcanoes, Am. Geophys. Union Geophysical Monograph vol. 116*, 207-221, 2000.

Mc Clusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, A. Tealeb, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138, 2003.

Mc Guire, W.J., A.D. Pullen, Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonics stress regimes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38:325-344, 1989.

McGuire, W.J., A.D. Pullen and SJ Saunders, Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure. *Nature* 343: 357-359, 1990.

- McGuire, W.J., J.B. Murray, A.D. Pullen and SJ Saunders, Ground deformation monitoring at Mt Etna; evidence for dyke emplacement and slope instability. *Journal of the Geological Society London* 148: 577-583, 1991.
- McGuire, W.J., Changing sea levels and erupting volcanoes: cause and effect. *Geology Today*, 8, 141-144, 1992.
- McGuire, W.J., J.L. Moss, S.J. Saunders and I.S. Stewart, Dyke-induced rifting and edifice instability at Mount Etna. In: Gravestock PJ and McGuire WJ (Eds) *Etna: Fifteen Years on. Cheltenham*: 20–24,1996.
- McGuire, W.J., I.S. Stewart, S.J. Saunders, Intra-volcanic rifting at Mount Etna in the context of the Regional tectonics, *Acta Vulcanol.* 9, 147-156, 1997.
- McTigue, D.F., Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox, *J. Geophys. Res.*, 92, 12 931-12 940, 1987.
- McTigue, D. F., and P. Segall, Displacements and tilts from faults and magmas chambers beneath irregular surface topography, *Geophys. Res. Lett.*,15,601-604,1988.
- Mele, G., High frequency wave propagation from mantle earthquake in the Tyrrhenian Sea: New constraints for the geometry of the Tyrrhenian subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2877-2880, 1998.
- Merle, O., A. Borgia, Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, B 101: 13,805-13,817, 1996.
- Mogi, K. 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, 1958.
- Mogi K., Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, 2. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 135, 831-853, 1962.
- Monaco, C., L. Tortorici, Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt. *Terra Nova*, 7, 153-160, 1995.
- Monaco, C., S. Mazzoli, L. Tortorici, Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence. *Terra Nova*, 8, 372-381, 1996.
- Monaco, C. Tettonica pleistocenica nell'area a sud dell'Etna (Sicilia orientale). *Il Quaternario*, 10 (2), 393-398, 1997.
- Monaco, C., P. Tapponier, L. Tortorici, P.Y. Gillot, Late quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal fault and tectonic origin of Mt Etna (Sicily), *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139, 1997.
- Monaco, C., L. Tortorici, Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *J. Geodyn.*, 29, 407-424, 2000.

- Montone, P., A. Amato, S. Pondrelli, Active stress map of Italy . *J. Geophys. Res.* 104 B11–25,595-25,610, 1999.
- Murray, J.B., and J.E. Guest, Vertical ground deformation on Mount Etna; 1975-1981. *Bull. Geol. Soc. America* 93: 1160-1175, 1982.
- Murray, J.B. and A.D. Pullen, Three-dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mount Etna volcano, from ground deformation measurements. *Bull. Volcanol.* 47: 1145-1163, 1984.
- Murray, J.B., The influence of loading by lavas on the sitting of volcanic eruption vents on Mt Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35: 121-139, 1988.
- Murray, J.B. Elastic model of the actively intruded dyke feeding the 1991-1993 eruption of Mt Etna , derived from ground deformation measurements, *Acta Vulcanologica*, vol.4, 97-99, 1994.
- Murru, M., C Montuori, M Wyss and E Privitera, The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by *b*-values. *Geophysical Research Letters* 26: 2553-2556, 1999.

---

## N

---

- Nakamura, K., Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principal and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16, 1977.
- Negredo, A.M., R. Sabadini, G. Bianco, M. Fernandez, Three-dimensional modelling of crustal motions caused by subduction an continental convergence in the central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 136, 261-274, 1999.
- Neri, G., D. Caccamo, O. Cocina, A. Montalto, Geodynamic implications of the earthquake data in the southern Tyrrhenian sea, *Tectonophysics* 258, 233-249, 1996.
- Neri, G., G. Barberi, B. Orecchio, A. Mostaccio. Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the Southern Tyrrhenian region. *Earth Plan.. Sc. Lett.*, 213, 97-112, 2003a.
- Neri, M., V. Acocella, B. Behncke, The role of the Pernicana Fault System in the spreading of Mt. Etna (Italy) during the 2002-2003 eruption. *Bull. Volcanol.*, 2003b.
- Neumann, R., P. Evrard, S. Coron, Interprétation des travaux magnétiques et gravimétriques à l'Etna. *Bollettino di geofisica teorica ed applicata* XXVII: 125, 1985.
- Nicolich, R., M. Laigle, A. Hirn, L. Cernobori and J. Gallart, Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* 329: 121-139, 2000.

Nocquet, J.M., E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, C. Boucher, Intraplate deformation in Western Europe deduced from an analysis of the ITRF97 velocity field, *J. Geophys. Res.*, 106 B 6, pp 11239-11257, 2003.

---

---

**O**

---

---

Obrizzo, F., F. Pingue, C. Troise and G. De Natale, Coseismic displacements and creeping along the Pernicana fault (Etna, Italy) in the last 17 years: a detailed study of a tectonic structure on a volcano. *J. Volc. Geoth. Res.* 109: 109-131, 2001.

Ogniben, L., Nota illustrative dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, 64-65, 183-222, 2 tt., 2ff., 1960.

Ogniben, L., Lineamenti idrogeologici dell'Etna. *Rivista Mineralogica Siciliana*, XVII, 100-102, 1966.

Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.

Ottman, F., J. Picard, Contribution à l'étude du Quaternaire des régions de Palerme et de Milazzo (Sicile). *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 4, 395-407, 1954.

---

---

**P**

---

---

Patanè, D., A. Montalto, S. Imposa, S. Menza, The role of regional tectonics, magma pressure, and gravitational spreading in earthquakes of the eastern sector of Mount Etna volcano (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 61, 253-266, 1994.

Patanè, D., E. Privitera, Seismicity related to 1989 and 1991-93 Mt. Etna (Italy) eruptions: kinematics constraints by fault solution analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 109, 77-98, 2001.

Patanè, D., G. Puglisi, A. Bonforte and V. Maiolino, Inferences on magma uprising at Mt. Etna (Italy) by seismic and GPS ground deformation data (abstract). In: Abstracts volume, Assemblea 1° Anno, Gruppo Nazionale per la Vulcanologia - *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* (Roma 9-11 October 2001): 251, 2001.

Patanè, D., C. Chiarabba, O. Cocina, P. De Gori, Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt Etna eruption. Evidence for a dyke intrusion. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, 2002.

Patanè, D., P. De Gori, C. Chiarabba, A. Bonaccorso, Magma ascent and the pressurization of Mount Etna's Volcanic system 2003. 10.1126, *Science*, 1080653, 2003.

Patella, D., R. Quarto, Interpretation of shallow Schlumberger soundings in the western sector of Mt. Etna, Sicily. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* XXIX: 309-, 1987.

- Paul, A., J.P., Gratier and J. Boudon, A numerical model for simulating de formation of Mount St. Helens volcano, *J. Geophys. Res.*, 92, 10299-10312, 1987.
- Peltzer, G., P. Rosen, F. Rogez, K. Hudnut, Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science*, 273, 1202-1204, 1996.
- Pinel, V., C. Jaupart, Magma chamber behaviour beneath a volcanic edifice, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2072, doi:10.1029/2002JB001751, 2003.
- Pollard, D.D., and O.H. Muller, The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions in cross section, *J. Geophys. Res.*, 81, 975-984, 1976.
- Pollard, D.D., P.T. Delaney, W.A. Duffield, E.T. Endo and A.T. Okamura. Surface deformation in volcanic rift zones, *Tectonophysics*, 94, 541-584, 1983.
- Pollitz, F. F., S. Sacks, Viscosity structure beneath northeast Iceland, *J. Geophys. Res.*, 101, 17771-17793, 1996.
- Pollitz, F. and R. Bürgmann, Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes, *Science*, May 22, 1998.
- Puglisi G, A. Bonforte and S.R. Maugeri. Ground deformation patterns on Mount Etna, 1992 to 1994, inferred from GPS data. *Bull. Volcanol.*, 62: 371-384, 2001.
- Puglisi, G., P. Briole , M. Coltelli , A. Ferretti , C. Prati , F. Rocca. ERS SAR PS analysis provides new insights on the long-term evolution of Mt. Etna volcano. In *Third International Workshop on ERS SAR Interferometry, 'FRINGE2003', Frascati, Italy, 1-5 Dec 2003*. ESA, 2003.

---



---

## R

---



---

- Rasà, R., R. Azzaro, and O. Leonardi, Aseismic creep on faults and flanks instability at Mount Etna volcano, Sicily, In W.J. Mc Guire, A.P. Jones, J. Neuberg (Eds), *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 110*, 193-208, 1996.
- Rebai, S., H. Philip, A. Taboada, Modern tectonic stress field in the Mediterranean region : evidence for variation in stress directions at different scales, *J. Geophys. Res.*, 110, 106-140, 1992.
- Rittmann, A., R. Romano and C. Sturiale, Some considerations on the 1971 Etna eruption and on the tectonophysics of the Mediterranean area. *Geologische Rundschau* 62: 418-430, 1973.
- Romano, R. and C. Sturiale, The historical eruptions of Mt. Etna (Volcanological data). In: Romano R (ed) *Mount Etna Volcano, a Review of Recent Earth Sciences Studies. Memorie della Società Geologica Italiana* 23: 75-97, 1982.

Rothery, D.A., M. Coltelli, D. Pirie, M.J. Wooster, R. Wright, Documenting surface magmatic activity at Mount Etna using ATSR remote sensing, *Bull. Volcanol.*, 63:387-397, doi: 10.1007/s004450100153, 2001.

Rust, D., and M. Neri, The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mt. Etna, Sicily, In W.J. Mc Guire, A.P. Jones, J. Neuberg (Eds), *Volcano Instability on the Earth and other Planets, Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 110*, 193-208, 1996.

Rymer, H., G.C. Brown, F. Ferrucci and J.B. Murray, Dyke intrusion mechanisms on Etna 1989-1993 and microgravity precursors to eruption. *Acta Vulcanologica*, 4: 109-114, 1994.

---

---

## S

---

---

Sanderson, T. J. O., G. Berrino, G. Corrado, M. Grimaldi, Ground deformation and gravity changes accompanying the March 1981 eruption of Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16: 299-315, 1983.

Schiano, P., R. Clocchiatti, L. Ottolini and L. Busà, Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source. *Nature* 412: 900-904, 2001.

Selvaggi, G., C. Chiarabba, Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone, *Geophys. J. Int.*, 121, 818-826, 1995.

Serri, G., Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region characterization of the magma sources and geodynamic implication, *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 219-242, 1990.

Serri, G., F. Innocenti, P. Manetti, Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy, *Tectonophysics*, 223, 117-147, 1993.

Sharp, A.D.L., P.M. Davis and F. Gray, A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage. *Nature* 287: 587-591, 1980.

Shaw, D.C., R.A. Dawe, Averaging methods for numerical simulations of flows through heterogeneous porous media. *Transport in Porous Media*, vol.2, no.3, pp.241-267, 1987.

Sigmundsson, F., Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1131-1134, 1991.

Sigmundsson, F., and P. Einarsson, Glacio-isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2123-2126, 1992.

Sigmundsson F., H. Vadon, and D. Massonnet, Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1843-1846, 1997.

- Sigmundsson, F., P. Durand, and D. Massonnet, Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 533-536, 1999.
- Spakman, W., Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean, *Terra Nova*, 2, 542-553, 1990.
- Stevens N.F., J.B. Murray and G. Wadge, The volume and shape of the 1991-1993 lava flow field at Mount Etna, Sicily. *Bull. Volcanol.* 58: 449-454, 1997.
- Stevens, N.F., G. Wadge, J.B. Murray, Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: a case study at Mount Etna, Sicily. *Geomorph.*, 28, 251-261, 1999.
- Stevens, N.K., G. Wadge, C.A. Williams, J.G. Morley, J.P. Muller, J.B. Murray, and M. Upton, Surface movements of emplaced lava flows measured by synthetic aperture radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, vol. 106, NO. B6, 11,293-11,313, 2001.
- Stewart, I., W.J. Mc Guire, C. Vita-Finzi, C. Firth, R. Holmes, S. Saunders, Active faulting and neotectonic deformation on the eastern flank of Mount Etna, Sicily. *Z. Geomorph.*, 94, 73-94, 1993.

---



---

## T

---



---

- Tanguy, J.C. and G. Kieffer, The 1974 eruption of Mount Etna. *Bull. Volcanol.* 40: 239-252, 1977.
- Tanguy, J.C., M. Condomines and G. Kieffer, Evolution of the Mount Etna magma: Constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75: 221-250, 1997.
- Tapponnier, P., L. Tortorici, T. Winter, Faulting during the 1783 Calabria earthquakes and tectonics of the Messina Strait, in: Terra Abstracts, *Terra Cognita*, 305, 1987.
- Tarantola, A., Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation, *Elsevier*, 1987.
- Tibaldi, A., Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.*, B 100: 24,521-24,535, 1995.
- Tibaldi, A. and G. Groppelli, Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of the Mount Etna (Italy) and their possible origin, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115,277-302, 2002.
- Tonarini, S., P. Armienti, M. D'Orazio, F. Innocenti, Subduction-like fluids in the genesis of Mt Etna magmas: evidence from boron isotopes and fluid mobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 471-483, 2001.

Torrelli, L., M. Grasso, G. Mazzoldi, D. Peis, Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf ( SE Sicily). *Tectonophysics*, 298, 209-221, 1998.

Torrise, S., S. Catalano, G. De Guidi, C. Monaco, L. Tortorici, Geometria delle sequenze marine terrazzate medio-suprapleistoceniche lungo il bordo settentrionale dell'avanfossa Gela-Catania (Sicilia Orientale), « Il contributo dello studio delle antiche linee di riva alla comprensione della dinamica recente. Escursioni nello Stretto di Messina », Messina 5-8 Maggio 2003.

Tortorici, L., O. Cocina, C. Monaco, C. Tansi, Recent and active tectonics of the Calabrian Arc (Southern Italy), *Tectonophysics*, 243, 37-55, 1995.

Toutain, J.P., P. Bachelery, P.A. Blum, J.L. Cheminee, H. Delorme, L. Fontaine, P. Kowalski, P. Taochy. Real time of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 19, n° 6, 553-556, 1992.

Trua, T., G. Serri, M. P. Marani, Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate : geochemical evidence. *Terra Nova*, 15, 433-440, 2003.

---

## U

---

Urbancic, T.L., C.I. Trifu, J.M. Long, R.P. Young, Space-time correlations of the b-values with stress release, *Paeggeoph*, 139, 449-462, 1992.

---

## V

---

Valensise, G. and D. Pantosti, A 125 kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (Southern Italy) and the 1903 earthquake (Ms 7.5). *Terra Nova*. 4, 472-483, 1992.

Van Der Hoeven, A., R.F. Hanssen, B. Ambrosius, Tropospheric delay estimation and analysis using GPS and SAR interferometry. *Physics and chemistry of the Earth*, 27, 385-390, 2002.

Van Dijk, J.P., M. Bello, G.P. Brancaleoni, G. Cantarella, V. Costa, A. Frixia, F. Golfetto, S. Merlini, M. Riva, S. Torricelli, C. Toscano, A. Zerilli, A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, 324, 267-320, 2000.

Villasenor, A., H.M. Benz, L. Filippi, G. De Luca, R. Scarpa, G. Patanè and S. Vinciguerra, Three-dimensional *P*-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, n° 11, 1975-1978, 1998.

---

## W

---

Wadge, G., P.W. Webley, I.N. James, R. Bingley, A. Dodson, S. Waugh, T. Veneboer, G. Puglisi, M. Mattia, D. Baker, S.C. Edwards, S.J. Edwards, P.J. Clarke, Atmospheric



- models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mt. Etna, Italy. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, n° 19, doi: 10.1029/2002GL015159, 2002.
- Walker, G.P.L., The strombolian scoria fall deposits of 1669 and 1974. In: Huntingdon AT, Walker GPL and Argent CR (eds) United Kingdom Research on Mount Etna 1974. *The Royal Society London*: 24-26, 1975.
- Walter, T.R., V. Troll, Experiments on rift zone formation near unstable flanks in volcanic edifices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 107-120, 2003.
- Webley, P.W., R.M. Bingley, A.H. Dodson, G. Wadge, S.J. Waugh, I.N. James, Atmospheric water vapour correction to InSAR surface motion measurements on mountains: Results from a dense GPS network on Mt. Etna. *Phys. Chem. Earth*, 27, 363-370, 2002.
- Wiemer, S., and S. McNutt, Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192, 1997.
- Wiemer, S., S.R. McNutt, and M. Wyss, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California, *Geophys. J. Int.*, 134, 409 - 421, 1998.
- Williams, C. A., and G. Wadge, The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1549-1552, 1998.
- Wooster, M. J., R. Wright, S. Blake, D. A. Rothery, Cooling mechanisms and an approximate thermal budget for the 1991-1993 Mount Etna lava flow. *Geophys. Res. Lett.* 24: 3277-3280, 1997.
- Wyss, M., K. Shimazaki, and S. Wiemer, Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 102, 20413-20422, 1997.

---

## Z

---

- Zebker, H. A., P. A. Rosen and S. Hensley, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res.*, 102, B4, 7547- 7563, 1997.
- Zebker, H. A., F. Amelung, and S. Jónsson, Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry. In: *Remote Sensing of Active Volcanism*, Geophysical Monograph Vol. 116, 179-205, American Geophysical Union, 2000.
- Zeller, S., D. Pollard, Boundary conditions for rock fracture analysis using the boundary element method. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, n° B2, 1991-1997, 1992 .