



HAL
open science

**Caractérisation de la source des séismes par inversion
des données sismologiques et géodésiques : mécanismes
au foyer, optimisation des modèles de vitesse,
distribution du glissement cosismique**

Julien Balestra

► **To cite this version:**

Julien Balestra. Caractérisation de la source des séismes par inversion des données sismologiques et géodésiques : mécanismes au foyer, optimisation des modèles de vitesse, distribution du glissement cosismique. Sciences de la Terre. COMUE Université Côte d'Azur (2015 - 2019), 2017. Français. NNT : 2017AZUR4020 . tel-01557721

HAL Id: tel-01557721

<https://theses.hal.science/tel-01557721v1>

Submitted on 6 Jul 2017

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.

Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

Unité de recherche : **Laboratoire Géoazur**

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

Docteur en Sciences de la Planète et de l'Univers

de

UNIVERSITE COTE D'AZUR

Par

Julien Balestra

**Caractérisation de la source des séismes par inversion des données
sismologiques et géodésiques : mécanismes au foyer, optimisation
des modèles de vitesse, distribution du glissement cosismique**

Dirigée par **Bertrand Delouis**

Soutenue le 4 avril 2017

Devant le jury composé de :

Andreas Rietbrock

Jean Virieux

Françoise Courboux

Anthony Sladen

Aldo Zollo

Bertrand Delouis

Professeur à l'Université de Liverpool

Professeur à l'Université Joseph Fourier

Directrice de Recherche CNRS à Géoazur

Chargé de Recherche CNRS à Géoazur

Professeur à l'Université de Naples

Professeur à l'Université de Nice

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examinateur

Examinateur

Directeur de thèse

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier Françoise Courboux, Andreas Rietbrock, Anthony Sladen, Jean Virieux et Aldo Zollo d'avoir accepté d'être membres de mon Jury de thèse, et d'avoir pris le temps de juger mon travail.

Bien sûr, je remercie aussi grandement Bertrand Delouis, mon directeur de thèse, qui m'a accordé sa confiance tout au long de ces années. Au-delà de son implication dans mes travaux, de tout ce que j'ai appris grâce à lui, de sa grande disponibilité, patience et de sa pédagogie, je tiens aussi à le remercier d'avoir répondu présent pour la rédaction de notre article sur le séisme de L'Aquila, et d'avoir répondu encore présent lorsque j'ai enfin pu attaquer la rédaction de mon manuscrit de thèse, après plusieurs années d'interruption pour cause de salariat. Merci Bertrand, sans tes qualités humaines je n'aurais jamais pu finaliser mes travaux.

Je tiens aussi à remercier aussi Yann Rolland, et Nicole Béthoux. Yann pour m'avoir permis de reprendre mes études universitaires en validant ma candidature en première année de Master SGT, et Nicole de m'avoir encouragé à candidater à la deuxième année de Master DSGA à finalité Recherche.

Je remercie aussi Anne, Lucie, Mohamed, Maxime, Julien, Alain, Jérémy, la « Dream-Team Education&Outreach » (Diane, Fatima, Chantal, Jérémy, Fabrice et notre « Papi SISMOS » Jean-Luc) pour leurs encouragements lors de la rédaction de mon manuscrit. Et merci à Sadrac pour ses encouragements et son suivi très assidu de l'avancement de la rédaction de mon manuscrit. Un véritable « coach » de rédaction.

J'ai une pensée pour les doctorant(e)s et post-docs que j'ai croisé au cours de mes années à Géoazur : Samir (et Jessica), Dimitri, Hervé, Kevin, Perrine, Mickaël, Lionel, et Emeline pour les plus anciens ; Damien (je me souviens des longues pauses à discuter de tout et de rien, et de nos lamentations sur ces codes qui refusaient de se compiler, ou qui crashaient sans cesse)

Laetitia, Pierre, Virginie pour la promotion 2008 ; Swann, Benoit, Soazig, Imane, Hamoud, Bruno, Sébastien, Audrey, Guohong, Antonella, Marianne, Vic, Marc, Adrien, Quentin, Théa, Alexandre, Stephen, Edouard, ... et j'en oublie.

J'ai aussi une pensée pour Jean Charlety et Jérôme Salichon. Merci à tous les deux de m'avoir éclairé sur différents aspects des méthodes d'inversions, en me faisant part de votre expérience et de vos critiques sur mon travail.

Je remercie aussi le laboratoire Géoazur, l'équipe administrative, l'équipe COMMESI, l'équipe Failles, le service Info, le pôle Sismo, et toutes les personnes que j'ai pu côtoyer en étant tour à tour stagiaire, doctorant, moniteur, et membre de l'équipe COMMESI pour la maintenance et l'animation du « SISMOS à l'Ecole » (Emmanuel, Tony, Magali, Véronique, Fabienne, Valérie, Jenny, Isabelle, Fred, Olivier, Damienne, Sébastien, Louis, Chrystel, Thomas, Marie, Bernard, Lionel, David, Caroline, Didier, Christophe, Fabrice, Jérôme, Xavier, ...). Merci à toutes et tous d'avoir facilité mon intégration au sein de la vie du laboratoire tout au long de ces années.

Je remercie aussi ma famille, mes grands-parents Jeannine et René, qui m'ont permis de faire mes études supérieures, d'abord en Médecine, puis en Sciences de la Vie et enfin en Sciences de la Terre.

Mes derniers remerciements iront bien évidemment aux deux personnes qui comptent le plus dans ma vie, et à qui je dédie ce manuscrit : Vanessa et Manon. Vanessa, je ne pourrai jamais assez te remercier pour ta compréhension, pour ton soutien et pour ta patience durant toutes ces années. Mille fois merci. Ou « 50 milliards » de fois merci, comme dirait Manon.

Résumé

La caractérisation de la source d'un séisme se fait à partir de l'analyse des mesures des déplacements transitoires et statiques du sol, et dépend de la quantité et de la qualité de ces mesures. Nous avons travaillé sur la détermination des mécanismes au foyer des répliques du séisme de Saintes (M_w 6.4, 2004), et sur la détermination de la distribution spatio-temporelle du glissement cosismique des séismes de L'Aquila (M_w 6.3, 2009), de Miyagi-Oki (M_w 7.2, 2005) et de Sanriku-Oki (M_w 7.3, 2011). Ces travaux se sont basés sur des méthodes d'inversions, et différents jeux de données (accélérométriques, large-bandes, GPS et InSAR) accessibles ou non selon le séisme considéré. La seule diversité des mesures n'est pas suffisante pour décrire la rupture. La modélisation des données se confronte à des difficultés, comme par exemple la pertinence des modèles de vitesses sismiques pour la modélisation des données accélérométriques. Une autre problématique récurrente est la non-unicité de la meilleure solution déterminée par les méthodes d'inversions pour décrire les données. Pour répondre à ces deux problématiques, nous avons d'une part développé une procédure d'exploration de modèles de vitesse pour déterminer les valeurs optimales capables de décrire au mieux les données accélérométriques du séisme de L'Aquila. D'autre part, nous avons développé une procédure de construction d'un modèle de source moyen que nous avons appliqué pour la détermination du glissement cosismique des séismes de L'Aquila, de Miyagi-Oki, et de Sanriku-Oki. L'ensemble de ces travaux et les réponses aux problèmes soulevés sont présentés dans ce travail de thèse.

Mots clefs : sismologie, séismes, source, inversion, mécanisme au foyer, accéléromètres, large-bande, GPS, InSAR, Saintes, L'Aquila, Miyagi, Sanriku.

Abstract

Studies of the earthquake source are based on observations of seismic ground motions. They also depend on the quality and the density of measurements. In this present work we will present studies of the determination of focal mechanism of main aftershocks of the Les Saintes (M_w 6.4, 2004) earthquake, and the determination of the coseismic slip of the L'Aquila (M_w 6.3, 2009), the Miyagi-Oki (M_w 7.2, 2005), and the Sanriku-Oki (M_w 7.3, 2011) earthquakes. These studies were based on two inversion methods. Different kinds of data were available (strong motion, broadband teleseismic, GPS and InSAR) depending on the earthquake studied. But the multiplicity of data is not sufficient to well describe rupture process. There are others difficulties as the data modeling of strong motion. Seismic velocity models are used to describe the characteristics of layers crossed by seismic waves. The quality of the modeling is depending on the pertinence of these seismic velocity models. The description of the rupture process is also depending on the non-uniqueness of the best solution given by global inversion methods. We propose two procedures in order to take into account these two classic issues. First, we developed a velocity model exploration procedure to obtain optimized 1D velocity models in order to improve the strong motion modeling of the L'Aquila earthquake. Then we developed a procedure to build an average rupture model from the combined results of several joint inversions, which was applied to the L'Aquila, the Miyagi-Oki, and the Sanriku-Oki earthquake. This thesis presents all these works and answers to the raised issues.

Keywords: seismology, earthquake, source, inversion, focal mechanism, strong motion, broadband, GPS, InSAR, Saintes, L'Aquila, Miyagi, Sanriku.

Table des matières

Introduction	1
Introduction (english version)	7
Chapitre I :	
Modélisation des formes d’ondes en champ proche avec une source ponctuelle : application à la détermination de mécanismes au foyer et à l’optimisation de modèles de vitesse	13
1.1) Du mécanisme au foyer au sismogramme	14
Mécanisme au foyer et polarité des ondes P	16
Le déplacement du sol	19
Facteurs de radiation et amplitudes des ondes	21
La fonction temporelle de la source et la forme des ondes	24
Les conditions pour une modélisation en point source	26
1.2) Détermination du mécanisme au foyer par inversion des formes d’ondes : application à la crise sismique des Saintes (Guadeloupe, 2004-2005).....	27
1.2.1) Traitement des données	28
1.2.2) Modélisation des données.....	28
<i>Short summary of results:</i>	31
1.2.3) Retour sur les paramètres de la source : exemple d’une ré-estimation de la profondeur hypocentrale	31
<i>Short summary of results:</i>	34

1.3) Modélisation des formes d'ondes et exploration des modèles de vitesse : application pour l'inversion du glissement cosismique du séisme de L'Aquila	35
1.3.1) La réplique du 7 avril 2009 (M_w 5.0 – INGV)	35
1.3.2) Les modèles de vitesse publiés	38
1.3.3) Procédure de l'exploration des modèles de vitesse	41
<i>Short summary of results:</i>	45

Chapitre II :

Inversion basée sur un modèle de source étendue, et apports nouveaux.....	47
2.1) Du modèle point source au modèle de source étendue.....	47
2.1.1) Le modèle de Haskell (1964).....	47
2.1.2) Le modèle de ligne source propageante (Nabelek, 1984)	49
2.2) Méthode de discrétisation de la source : formulation de fenêtres temporelles multiples et discrétisation de la surface de rupture par une grille de points source	50
2.3) Détail de la méthode d'inversion (Delouis et al., 2002).....	53
2.3.1) Les paramètres fixés a priori	53
2.3.2) Les paramètres à inverser	56
2.3.3) Déroulement de la procédure d'inversion	57
2.4) Modification de l'ordre d'exploration des sous-failles	63
<i>Short summary of results:</i>	66
2.5) Un glissement cosismique construit à partir de valeurs moyennées issues de multiples inversions pour l'ensemble des paramètres	66
<i>Short summary of results:</i>	72

Chapitre III :

Caractérisation de la source sismique du séisme de L'Aquila (M_w 6.3).....	75
3.1) Contexte tectonique	75
3.2) Reassessing the Rupture Process of the 2009 L'Aquila Earthquake (M _w 6.3) on the Paganica Fault and Investigating the Possibility of Coseismic Motion on Secondary Faults (Balestra and Delouis, 2015).....	104
Figures available in the electronic supplement to this article:	104
Tables available in the electronic supplement to this article:	112
3.3) Compléments sur la Faille de San Gregorio et relations avec la distribution fine des répliques	114
3.4) Les distributions spatiales du glissement dans les études antérieures	119
<i>Short summary of results (in complement to the published paper):</i>	123

Chapitre IV :

Etude de la source sismique de séismes offshore : les séismes de Miyagi-Oki (M_w 7.2) du 16 août 2005, et de Sanriku-Oki (M_w 7.3) du 9 mars 2011	125
4.1) Un contexte géodynamique commun	125
4.2) Le séisme de Miyagi-Oki.....	127
4.2.1) Les données utilisées: accélérométriques, téléseismiques et GPS.....	127
4.2.2) Détermination des paramètres fixes	130
4.2.3) Distribution spatio-temporelle moyennée du glissement cosismique du séisme de Miyagi-Oki	132
4.2.4) Tests synthétiques	140
4.2.5) Discussion	142
<i>Short summary of results:</i>	146

4.3) Le séisme de Sanriku-Oki.....	147
4.3.1) Les données : accélérométriques et téléseismiques	147
4.3.2) Détermination des paramètres fixes propres au séisme de Sanriku-Oki	148
4.3.3) Distribution spatio-temporelle moyennée du glissement cosismique du séisme de Sanriku-Oki.....	149
4.3.4) Tests synthétiques	155
4.3.5) Discussion.....	157
<i>Short summary of results:</i>	159
4.4) Mise en regard des séismes de Miyagi-Oki, de Sanriku-Oki et de Tohoku-Oki	159

Chapitre V :

Tests complémentaires sur l'inversion du glissement : effets de l'application de coefficients de lissage, de l'ajout de bruit dans les données synthétiques, et de la variation du poids des données

163

5.1) Application d'un coefficient de lissage sur la vitesse de rupture : effet sur la modélisation des données accélérométriques et téléseismiques	163
<i>Short summary of results:</i>	167
5.2) Alternative au calcul d'un modèle moyen pour le glissement avec application d'un coefficient de lissage sur le glissement : application au séisme de Sanriku-Oki	168
<i>Short summary of results:</i>	171
5.3) Influence de l'ajout de bruit sur les données des tests synthétiques : application aux séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki.....	171
<i>Summary of results:</i>	173
5.4) Effet de la variation des poids sur les jeux de données : application au séisme de L'Aquila	173
<i>Summary of results:</i>	176

Conclusion et perspectives	179
Conclusion and perspectives (english version)	183
Bibliographie	187
Annexes	195
Annexe 1 : Ground-Motion Simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events,	195
Annexe 2 : Refined Rupture-Velocity Estimation of the 2009 L'Aquila Earthquake (Mw 6.3, Central Italy) Derived from Apparent Source Time Functions,	213
Annexe 3: Rupture history of the 2010 Ms 7.1 Yushu earthquake by joint inversion of teleseismic data and InSAR measurements,	223

Introduction

Nous pouvons améliorer notre connaissance sur les séismes au travers de l'accumulation des cas étudiés et la compréhension de leurs contextes. Chaque séisme est à la fois un cas particulier et la manifestation d'un ensemble de processus présentant des propriétés communes d'un séisme à l'autre. Des progrès peuvent être accomplis en tirant parti de la constante amélioration de la qualité et de la densité des mesures du mouvement du sol. Le perfectionnement des méthodes d'inversion et de modélisation est également un moyen important pour remonter à une information à la « source » la plus proche possible de la réalité.

La présente thèse se veut une contribution à plusieurs de ces aspects, avec l'étude de plusieurs séismes dans des contextes différents, une modélisation aussi précise que possible des données disponibles, ainsi qu'une réflexion sur les méthodes.

A l'origine de la thèse, une orientation des travaux vers l'inversion rapide de la source était envisagée, mais l'occurrence du séisme de L'Aquila en Italie (2009, M_W 6.3) a focalisé l'attention d'une large communauté avec une forte implication du laboratoire Géoazur, et la thèse a été réorientée vers l'inversion multi-données de la source de ce séisme.

Au total, nous nous sommes intéressés à des séismes dans les trois contextes suivants, qui ont été sélectionnés en raison de leur occurrence peu de temps avant le démarrage de la thèse, ou bien durant celle-ci, et pour lesquels nous avons pu avoir accès à des données de qualité :

- la crise sismique du séisme des Saintes (M_W 6.4, Guadeloupe) survenu le 21 novembre 2004 ;
- le séisme de L'Aquila (M_W 6.3 – Italie), survenu le 6 avril 2009 ;
- les séismes japonais offshore de Miyagi-Oki (M_W 7.2) survenu le 16 août 2005 et de Sanriku-Oki (M_W 7.3) survenu le 9 mars 2011.

L'étude de la crise sismique des Saintes a été une entrée en matière pour nous familiariser avec les approches de l'inversion de la source. Nous avons notamment utilisé une procédure

Introduction

d'inversion des formes d'ondes pour la détermination des mécanismes au foyer des répliques principales de la crise.

Le séisme de L'Aquila a été une opportunité pour étudier la source d'un séisme pour lequel des données sismologiques et géodésiques de grande qualité en champ proche furent rapidement disponibles. Nous avons ainsi eu accès à un jeu de données accélérométriques, des données GPS, et à trois interférogrammes (données InSAR). A ces trois jeux s'est aussi ajoutée l'utilisation de données téléseismiques sélectionnées à des distances épacentrales comprises entre 30° et 90° .

Une des difficultés pour la modélisation des données accélérométriques est la pertinence des modèles de vitesses sismiques utilisés pour le calcul des données synthétiques. En conséquence, nous avons développé une procédure d'exploration des modèles de vitesses sismiques 1D basée sur l'inversion des formes d'ondes. Après avoir précisé la source d'une des répliques principales du séisme de L'Aquila (M_w 5.0, le 9 avril 2009), nous avons utilisé celle-ci pour rechercher des modèles de vitesses optimaux pour l'inversion du choc principal.

Pour les séismes de L'Aquila, de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki, nos travaux se sont portés sur l'estimation de la distribution spatio-temporelle du glissement cosismique (modèle cinématique), par inversion conjointe de données sismologiques et géodésiques (sismologiques seules pour Sanriku-Oki).

La recherche du modèle cinématique de la source optimisant la modélisation des données est basée ici sur une procédure de recherche globale non linéaire de type recuit simulé permettant une exploration itérative de l'espace des solutions possibles pour les paramètres inversés. La convergence est assurée par un critère de minimisation des écarts entre données observées et calculées. Cependant, il faut bien avoir à l'esprit que le « meilleur » modèle trouvé est un modèle parmi de nombreux autres, dont une certaine proportion est également capable de modéliser les données avec une qualité similaire. Cet aspect de non-unicité de la solution des méthodes d'inversions globales est important à prendre en considération afin de proposer un ou des modèles les plus pertinents possibles et estimer les incertitudes sur les paramètres inversés. Cette problématique peut faire l'objet d'une analyse très complète au travers d'un formalisme probabiliste, dit Bayésien, qui requiert des moyens de calcul très conséquents. Les approches bayésiennes vont échantillonner l'intégralité de l'espace des solutions possibles avec une densité proportionnelle à la capacité de ces dernières à expliquer les observations et ce qui est obtenu est un ensemble de fonctions densité de probabilité, dont l'exploitation peut

ne pas être triviale. C'est l'approche qui a été suivie notamment par Quentin Bletery dans sa thèse (2015) pour l'étude du méga séisme de Sumatra-Andaman de 2004 (M_w 9.1 à 9.3) à partir des données géodésiques et tsunami. La généralisation de l'approche bayésienne à l'inversion conjointe de données sismologiques et géodésique fait l'objet de développements, à Caltech notamment, mais constituait une méthodologie difficilement utilisable dans le cadre de la présente thèse.

Dans le cadre de ce travail, nous avons abordé le problème de non-unicité de la solution pour le modèle cinématique au travers de la construction d'un modèle moyen. Une telle approche avait été utilisée dans l'étude de Cirella et al. (2009) sur le séisme de L'Aquila, sur la base des modèles issus d'une exploration unique par recuit simulé. Nous avons utilisé une procédure similaire, mais modifiée de façon à prendre en compte un ensemble de modèles plus vaste issus de dix inversions indépendantes. Cette procédure est décrite dans le Chapitre II, et utilisée pour l'estimation de la distribution spatio-temporelle du glissement cosismique des séismes de L'Aquila, de Miyagi-Oki, et de Sanriku-Oki.

Alors que les déplacements statiques et transitoires du séisme de L'Aquila sont enregistrés en champ proche avec des mesures au-dessus et tout autour de la rupture, une des motivations de l'inversion de la source du séisme de Miyagi-Oki était par contraste d'explorer ce qui peut être obtenu dans le cas d'une rupture localisée offshore. Pour ce séisme, nous disposions néanmoins de nombreuses données, notamment accélérométriques et géodésiques (GPS). Le séisme de Sanriku-Oki, est lui localisé encore plus loin vers la fosse. Ces deux séismes japonais se sont produits à proximité de l'initiation de la rupture du méga séisme de Tohoku-Oki (M_w 9.1) analysé par Quentin Bletery dans sa thèse (2015) et se posait la question de la relation spatiale entre les ruptures de ces trois séismes.

Chaque distribution du glissement moyennée obtenue pour les séismes de L'Aquila, de Miyagi-Oki, et de Sanriku-Oki est accompagnée de tests de résolution, basés sur la construction de modèles cinématiques synthétiques qui permettent de construire des données observées virtuelles, que nous appellerons également données synthétiques. Ces données sont ensuite inversées dans la même configuration que les données réelles afin d'évaluer quelle partie du modèle de source peut être le mieux retrouvée en fonction du type de données inversé, en comparaison avec l'inversion conjointe multi-données.

Introduction

Le dernier point abordé dans ces travaux de thèse est un ensemble de tests portant sur la paramétrisation de la procédure d'inversion. Nous avons porté notre attention sur les trois aspects suivants :

- l'application d'une fonction de lissage sur les paramètres inversés ;
- le poids relatif des jeux de données utilisés ;
- l'influence de l'ajout de bruit sur les données synthétiques pour les tests de résolution.

Il ne fait aucun doute que de nombreux tests supplémentaires auraient été intéressants à conduire, mais nous avons essayé de répondre à des questions qui se posent classiquement lorsque l'on conduit des inversions multi-données, ainsi qu'à des questions plus spécifiques qui sont apparues alors que nous analysions nos résultats.

L'ensemble de ces travaux et les réponses aux problèmes soulevés vont s'organiser en cinq chapitres, dont voici un bref descriptif.

Chapitre I : nous présentons l'approche en point source et les notions générales reliant les sismogrammes aux mécanismes au foyer, puis notre étude d'inversion des formes d'ondes en champ proche dans le cas de la crise sismique du séisme des Saintes. Ces travaux ont été intégrés dans l'article Courboux et al. (2010) présenté en Annexe 1. Nous décrivons également la procédure d'exploration des modèles de vitesse sismiques avec son application au séisme de L'Aquila.

Chapitre II : nous présentons les notions générales relatives aux modèles de source de dimension finie capables de prendre en compte l'hétérogénéité spatio-temporelle de la rupture (modèles cinématiques). Nous décrivons ensuite la méthode d'inversion développée dans Delouis et al. (2002). Enfin nous détaillons la procédure de construction d'une distribution spatio-temporelle moyennée que nous avons développée et utilisée pour la caractérisation de la source des séismes de L'Aquila, de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki.

Chapitre III : le séisme de L'Aquila, dont l'étude est principalement développée dans l'article inclus dans le chapitre. Nous y apportons néanmoins quelques informations complémentaires et nous mettons nos résultats en regard avec ceux d'autres études.

Chapitre IV : les séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki. Nous présentons les résultats que nous avons obtenus en les confrontant de nouveaux avec ceux d'études antérieures.

Chapitre V : nous y présentons des tests complémentaires sur l'inversion du glissement cosismique. Les tests portent sur l'introduction de fonctions de lissage sur le glissement et sur la vitesse de rupture, sur l'influence du poids relatif des différents jeux de données, et sur l'ajout de bruit au niveau des données synthétiques pour les tests de résolution.

Une conclusion avec quelques perspectives vient clore le manuscrit.

Trois articles en co-auteur sont présentés en annexe. Le premier (Annexe 1) porte sur l'étude de la crise sismique des Saintes de 2004 en Guadeloupe. Le second (Annexe 2) est un article complémentaire sur le séisme de L'Aquila. Le troisième (Annexe 3) concerne une collaboration à l'inversion de la source du séisme de Yushu (M_w 6.9) en Chine.

Introduction (english version)

Our knowledge about earthquakes can be improved by accumulating case studies and understanding their background. Each earthquake is at the same time a particular case and the manifestation of a series of processes with common properties from one earthquake to the other. Progress can be made by taking advantage of the constant improvement in quality and density of ground motion measurements. Improving inversion and modelling methods is also a mean by which we can track information back to the “source”, the nearest possible to reality.

The present thesis aims at contributing to several of these aspects, with the study of several earthquakes in different backgrounds, by modelling available data the most accurately possible, and with a reflection on the methodology.

Initially, the thesis had been oriented towards the fast inversion of the earthquake source, but the occurrence of the L’Aquila earthquake in Italy (2009, M_W 6.3) focalized the attention of a broad community with a strong involvement of the Geoazur laboratory, and the thesis was reoriented towards the multi-data source inversion of this earthquake.

Overall, we considered earthquakes in the three following regions, which were selected because they occurred shortly before, or during, the thesis, and for which we could have access to high quality data:

- the seismic crisis of the Saintes (M_W 6.4, Guadeloupe, west-indies) starting on November 21, 2004 ;
- the earthquake of L’Aquila (M_W 6.3 – Italy), on April 6, 2009 ;
- Earthquakes offshore Japan, Miyagi-Oki (M_W 7.2) on August 16, 2005, and Sanriku-Oki (M_W 7.3) on March 9, 2011.

The study of the Saintes crisis was our introduction into source inversion. We used waveform inversion to determine the focal mechanisms of the main aftershocks of the sequence.

In the case of the L'Aquila earthquake, we had access within a short time to high quality seismological and geodetic data in the near field, more precisely strong motion records, GPS, and three SAR interferograms. In addition, we used the teleseismic records (30° to 90° distance).

One difficulty related to the modelling strong motion records is the pertinence of the velocity models used to compute synthetic data. To address this, we developed a procedure exploring 1D velocity models using waveform inversion. Using one of the largest aftershocks of the L'Aquila earthquake (M_w 5.0, April 9, 2009) for which we could refine the source parameters, we searched for optimal velocity models to be used in the inversion of the main shock.

Concerning the L'Aquila, Miyagi-Oki, and Sanriku-Oki earthquakes, our work was aimed at estimating the space and time distribution of coseismic slip (kinematic model), by inverting jointly seismological and geodetic data (only seismological in the case of Sanriku-Oki).

The exploration of the kinematic model parameters explaining optimally the data is carried out here with a global nonlinear search algorithm based on simulated annealing. Convergence is insured by minimizing the deviation between observed and computed data. As it is usually the case in such kind of approach, we face the problem of the non-uniqueness of the solution. One way to address comprehensively this problem, and to estimate the uncertainty on the model parameters, is to follow a probabilistic approach of the Bayesian kind. However, Bayesian inversions require intensive computing to sample the complete space of possible solutions with a density proportional to their ability to explain the data, and what is obtained is a set of probability density functions whose exploitation can be non-trivial. It is the approach followed by Quentin Bletery in his thesis (2015) to study the 2004 mega earthquake of Sumatra-Andaman (M_w 9.1 to 9.3) using geodetic and tsunami data. Generalization of the Bayesian approach to the joint inversion of seismological and geodetic data is under development, at Caltech in particular, but it could not be used in the present thesis.

In the present work, we have addressed the non-uniqueness of the solution of the kinematic source model through the construction of an average model. Such a way of proceeding had been used in the study of Cirella et al. (2009) for the L'Aquila earthquake, based on the models issued from a single inversion carried out with a simulated annealing algorithm. We have used a similar approach but modified so as to take into account a larger amount of models issued from ten independent inversions. This is described in Chapter II and used to

estimate the space and time distribution of coseismic slip of the L'Aquila, Miyagi-Oki, and Sanruki-Oki earthquakes.

While the static and transitory displacements produced by the L'Aquila earthquake have been recorded in the near field with measurements above and all around the rupture, a motivation to invert for the source of the Miyagi-Oki earthquake was, by contrast, to explore what could be obtained in the case of an offshore rupture. Concerning this earthquake, we nonetheless had access to many data, notably strong motion and GPS. The Sanriku-Oku earthquake is localized even further away towards the trench. These two Japanese earthquakes occurred near the place where the rupture of the mega Tohoku-Oki (M_W 9.1) earthquake nucleated. This last event was analyzed by Quentin Bletery in his thesis (2015) and the question of the relationship between the spatial distributions of these three earthquakes was raised.

Each of the averaged slip distribution obtained for the L'Aquila, Miyagi-Oki, and Sanriku-Oki earthquakes was accompanied by resolution tests. These tests are based on the construction of synthetic kinematic models allowing the generation of synthetic data which are inverted in the same configuration as real data. This to estimate which part of the model can be best retrieved depending on the kind of data used, in comparison to the multi-data joint inversion.

The last point addressed in the thesis is a set of tests concerning different parameter configurations in the inversion. We focused our attention on the three following aspects:

- the use of a smoothing function on the inverted parameters
- the relative weight of the datasets
- the influence of adding noise on the synthetic data in the resolution tests

Certainly, more tests would have been interesting, but we tried to answer to questions that classically arise when performing multi-data inversions, as well as to more specific questions which appeared when we analyzed our results.

The thesis is organized in five chapters, briefly described below.

Chapter I: We introduce the point source representation and the relationship between seismograms and focal mechanisms. Then we present briefly our study on near field waveform inversion in the case of the earthquake sequence of the Saintes. This work is integrated in the paper Courboux et al. (2010) presented in Appendix 1.

Chapter II: We introduce finite dimension source models which can take into account the heterogeneity of the rupture in space and time (kinematic models). Then, we present the inversion method of Delouis et al. (2002). Finally, we describe the approach that we developed to build average slip models and that we have used to characterize the source of the L'Aquila, Miyagi-Oki, and Sanriku-Oki earthquakes

Chapter III is dedicated to the L'Aquila earthquake, mainly developed in a published paper. Nonetheless, we give some complementary elements and compare our results with those of other studies.

Chapter IV: We present our results on the Miyagi-Oki and Sanruli-Oki earthquakes and compare them to those of previous studies. We highlight the importance of strong motion data, in comparison to teleseismic and GPS data, to determine the slip distribution of offshore earthquakes.

Chapter V presents complementary tests on the slip inversion, by introducing smoothing functions on slip and rupture velocity, by varying the relative weight of the different datasets, and by adding noise on the synthetic data in the resolution tests.

A conclusion with perspectives is presented at the end of the manuscript.

Three papers as co-author are presented in the appendix. The first (Annexe 1) is related to the study of the 2004 Saintes crisis in Guadeloupe. The second (Annexe 2) is a complementary paper on the L'Aquila earthquake. The third (Annexe 3) is a collaboration on the source inversion of the YuShu earthquake (M_w 6.9) in China.

Chapitre I

Modélisation des formes d'ondes en champ proche avec une source ponctuelle : application à la détermination de mécanismes au foyer et à l'optimisation de modèles de vitesse

A l'origine, le sujet de la présente thèse était orienté vers l'inversion des formes d'ondes en champ proche dans la perspective d'une analyse rapide de la source, donc vers le temps réel. Les premières études que nous avons effectuées ont porté sur des inversions de formes d'ondes de répliques de la crise des Saintes de 2004 (Guadeloupe) sur laquelle travaillaient différents chercheurs du laboratoire. Cela nous a permis de nous familiariser avec ses approches de l'inversion de la source, et cela a donné lieu à une participation à l'article Courboux et al. (2010) présenté en Annexe 1. L'occurrence du séisme de L'Aquila de 2009, séisme marquant dans un contexte proche pour lequel nous avons rapidement eu accès à des données sismologiques et géodésiques de grande qualité en champ proche, nous a conduit à entreprendre son analyse et donc à réorienter le travail de thèse sur l'inversion cinématique de la source à partir de données multiples. Les approches utilisées et développées dans le cadre du travail sur la crise des Saintes nous ont permis de préciser la source d'une des répliques de L'Aquila, et de l'utiliser pour rechercher des modèles de vitesse sismique optimisés pour l'inversion du choc principal de L'Aquila. Ce dernier point étant conduit en point source, nous l'incluons dans le présent chapitre.

Dans ce chapitre nous présenterons les notions générales reliant les sismogrammes aux mécanismes au foyer, puis notre étude d'inversions des formes d'ondes en champ proche et en point source dans le cas des répliques du séisme des Saintes, et finalement notre approche de recherche de modèle de vitesse optimisés avec son application au séisme de L'Aquila.

1.1) Du mécanisme au foyer au sismogramme

Le mécanisme au foyer est la description géométrique du plan de faille et de son mouvement lors d'un séisme. Dans le cas d'un mécanisme dit « double couple », la rupture est décrite comme une dislocation cisailante le long de la faille. Ce mouvement cisailant est généré en amont par l'accumulation d'une contrainte élastique, jusqu'à ce que cette contrainte devienne supérieure par rapport aux forces de frottement sur le plan de faille. Le mouvement de l'onde P et de l'onde S est contrôlé, en termes d'amplitude et de sens, par ce que l'on appelle le facteur de radiation des ondes P et S. Ce facteur de radiation est directement en lien avec la géométrie de la faille. Voyons à présent comment mettre en relation plan de faille, mécanisme au foyer et facteur de radiation.

La géométrie du plan de faille

La rupture peut être décrite aussi comme un mouvement relatif de deux volumes rocheux de part et d'autre du plan de faille. Le volume en position supérieure prend le nom de « hanging wall », le volume rocheux inférieur prend le nom de « footwall » (Fig. 1.1-a). Lors de la rupture, le glissement démarre de l'hypocentre (Fig. 1.1-b, étoile noire) et peut alors se propager dans toutes les directions sur la faille. Ce glissement, dit glissement cosismique, varie spatialement et temporellement : l'expansion de la rupture est fonction de l'espace et du temps.

La source est classiquement représentée par deux types de modèles :

- Le modèle point source, lorsque l'on considère que la longueur d'onde des ondes sismiques est bien plus grande que la dimension de la rupture et que le point d'observation est suffisamment éloigné de la source ;
- Le modèle de faille finie, lorsque les conditions pour l'utilisation du modèle point source ne sont pas remplies, notamment lorsque les ondes ont des longueurs d'ondes assez petites pour être sensibles aux variations du processus de glissement le long de la rupture.

Le mouvement sur le plan de faille est de type cisailant, il définit ce que l'on appelle le modèle de dislocation. Dans ce modèle, la faille est considérée comme une surface d'épaisseur infinitésimale et caractérisée par deux vecteurs (Fig. 1.1-b) :

- \vec{n} : vecteur normal au plan de faille ;
- \vec{v} : vecteur glissement le long du plan de faille, par convention le mouvement du bloc supérieur.

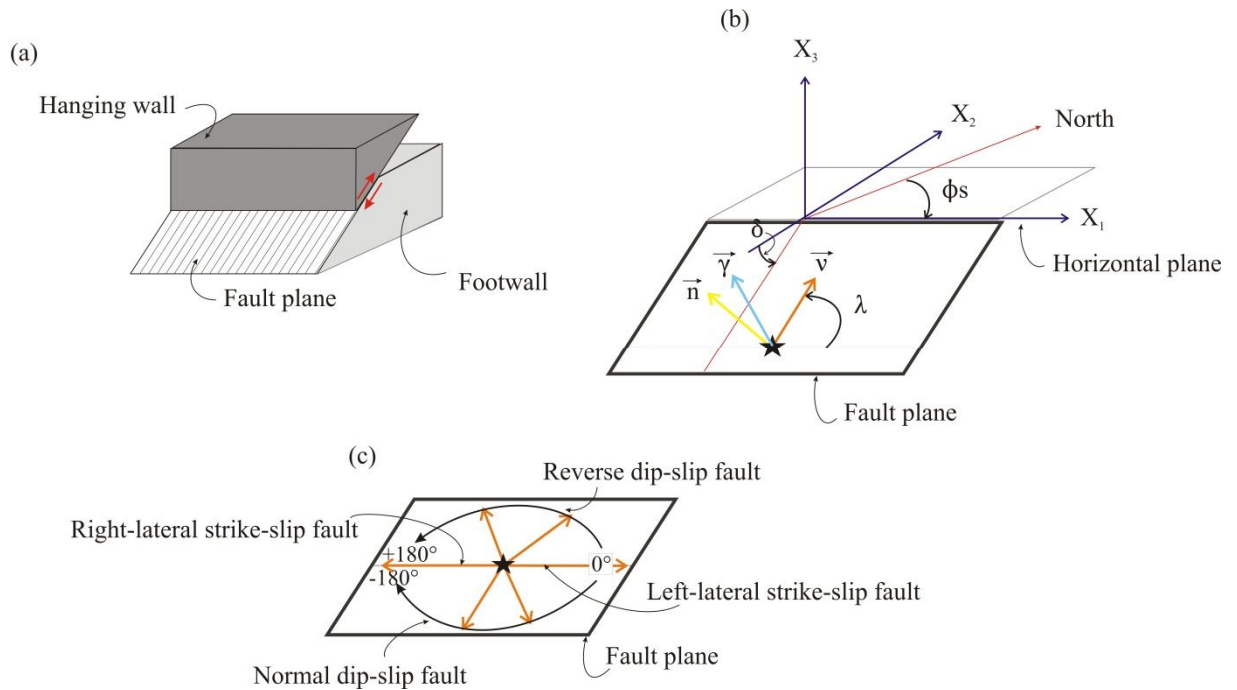


Figure 1.1: (a) Scheme of a reverse dip-slip fault showing the geometric relationship between the hanging wall, the footwall, and the fault plane. Red arrows: relative motion of blocks on either side of the fault plane. (b) Geometrical parameters of the fault. “ ϕ_s ”: strike angle. “ δ ” : dip angle. “ λ ” : rake angle. “ \vec{n} ”: normal vector. “ \vec{v} ”: slip vector. “ $\vec{\gamma}$ ”: ray path vector. (c) Relationship between slip vector and types of faulting. Black star: hypocenter.

Le plan de faille est aussi défini dans l’espace par trois angles (Fig. 1.1-b) :

- l’azimut (ou strike) ϕ_s : angle (0 à 360° en tournant dans le sens horaire) entre la direction du Nord et la direction du plan de faille correspondant par convention à la direction de la plus grande pente du plan - 90° ;
- le pendage (ou dip) δ : angle entre le plan horizontal et la ligne de plus grande pente du plan de faille (de 0° pour un pendage horizontal à 90° pour un pendage vertical) ;
- l’angle de glissement (ou rake) λ : angle entre l’horizontale sur le plan de faille et la direction du vecteur glissement \vec{v} sur ce même plan de faille. Par convention (Aki and Richards, 1980), cet angle varie entre -180° et +180°. Les valeurs positives traduisent

un mouvement de montée du bloc supérieur, c'est-à-dire une composante de jeu inverse. Les valeurs négatives traduisent un mouvement de descente du bloc supérieur, c'est-à-dire une composante de jeu normal. La valeur 0° correspond à un glissement purement senestre. Les valeurs -180° et $+180^\circ$ correspondent à un seul et même glissement purement dextre (Fig. 1.1-c).

Le mécanisme au foyer est généralement déterminé par une des deux approches suivantes :

- à partir des premiers mouvements au niveau d'un réseau de stations ;
- par inversion des formes d'ondes.

Nous présentons ci-après le lien entre mécanisme et premier mouvement à la station. L'approche du mécanisme au foyer par inversion des formes d'ondes sera abordée dans la section 1.2. Nous ne décrivons pas en détail l'approche plus classique à partir des premiers mouvements.

Mécanisme au foyer et polarité des ondes P

Par premiers mouvements nous entendons le sens du mouvement, ou polarité, de la première onde P à une station considérée. Cette polarité peut être :

- positive, en générale orientée vers le haut sur le sismogramme, traduisant une compression à la source ;
- négative, orientée vers le bas sur le sismogramme, traduisant une dilatation à la source.

La nature en compression ou en dilatation due au premier mouvement émis à la source dépend de la localisation du rai sismique à la source par rapport à la rupture, avec une répartition en quatre cadrans (Fig. 1.2). Deux sont en dilatation, deux sont en compression. Ce partage s'inscrit dans la définition du modèle double couple de forces appliquées au foyer.

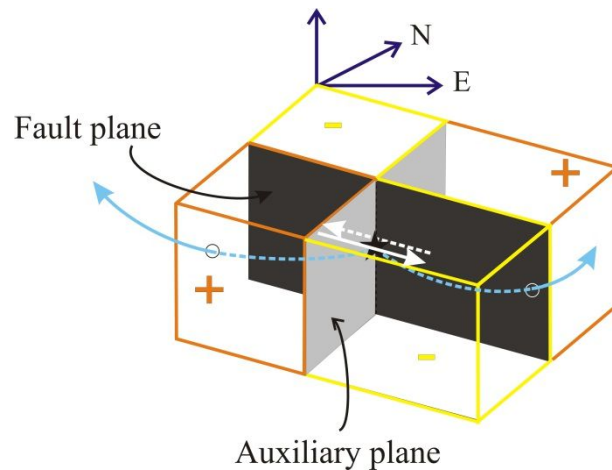


Figure 1.2: First polarity of P waves observed in various direction from the two nodal planes. Dark grey rectangle: fault plane. Light grey rectangle: auxiliary plane. Orange line: regions of compressional (+) first motion. Yellow lines: regions of dilatation (-) first motion. White arrows: Motion on either sides of the fault plane. Blue arrows: ray paths. Black star: hypocenter.

Ces quatre cadrans sont séparés par deux plans orthogonaux que l'on nomme plans nodaux car l'onde P s'y annule (cela est décrit plus loin et illustré par la Figure 1.7). L'un est le plan de faille, l'autre est appelé le plan auxiliaire (Fig. 1.2). L'effet d'un mouvement cisailant au niveau du plan de faille sur le milieu environnant la source est équivalent à celui d'un double couple de forces, l'un appliqué de part et d'autre du plan de faille et l'autre appliqué de part et d'autre du plan auxiliaire (Fig. 1.3). Un seul couple de force induirait une rotation du milieu, qui est compensée par le deuxième couple. Les deux couples de forces sont de même moment (Fig. 1.4). Cette disposition étant symétrique, on peut remplacer le mouvement cisailant sur le plan de faille par un mouvement cisailant sur le plan auxiliaire, les deux configurations produisant le même effet sur la matière environnante. Ce modèle point source « double couple » est donc associé à une ambiguïté sur le plan de rupture : ce dernier peut correspondre indifféremment à l'un ou l'autre des deux plans nodaux.

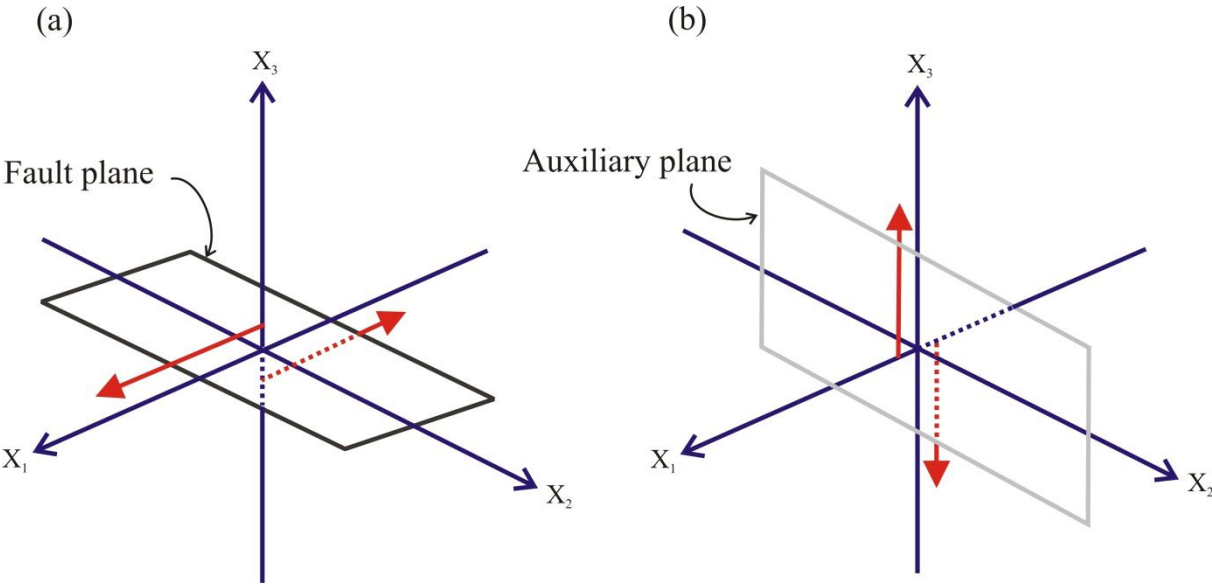


Figure 1.3: Fault oriented coordinate system with the couple of point forces on either sides of the fault plane (a) and of the auxiliary plane (b).

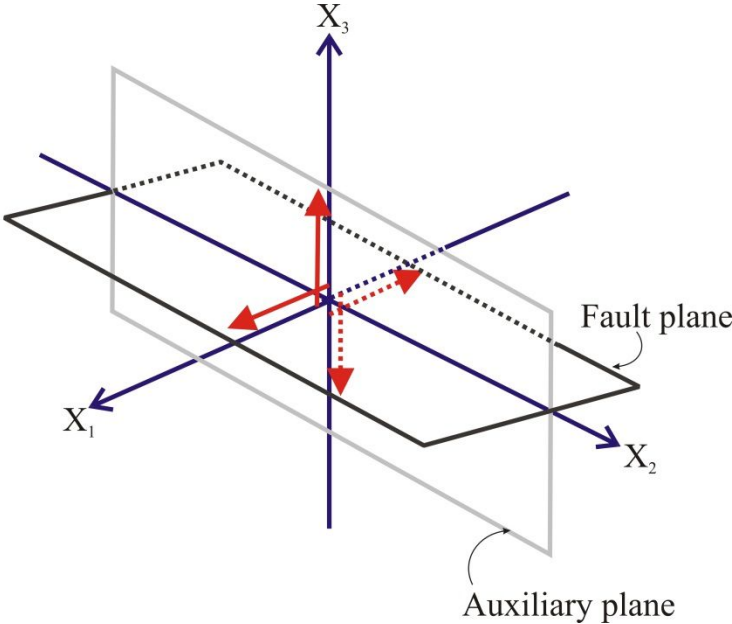


Figure 1.4: Combination of the pair of force couples shown in Figure 1.3, giving rise to the double couple model.

Il est important de noter que la définition du plan auxiliaire est d'être le plan perpendiculaire au vecteur glissement sur le plan de rupture. Cette condition, nécessaire et suffisante, impose que le plan auxiliaire et le plan de rupture soient perpendiculaires entre eux.

Le déplacement du sol

Le modèle double couple permet de décrire les sources de type dislocation : un mouvement de part et d'autre d'une surface de dislocation d'épaisseur infinitésimale (la faille), mouvement de même ampleur mais de sens opposé. Dans le cadre des séismes tectoniques avec lesquels nous avons travaillé, ce modèle de dislocation cisailant est adapté à l'étude de la source sismique.

Au cours de la phase inter-sismique, l'énergie élastique s'accumule dans les roches jusqu'à l'initiation de la rupture le long de cette surface de dislocation. Lors de cette rupture, l'énergie potentielle accumulée est convertie en énergie cinétique. Le milieu de part et d'autre de la faille répond de manière élastique avec :

- une émission d'ondes sismiques ;
- un déplacement statique.

Dans le cas d'une source ponctuelle (ou point source) cisailante dans un milieu élastique homogène, isotrope, et infini, le déplacement $u(t, r)$ en un point d'observation situé à une distance « r » de la source, « t » étant le temps, est donné par la relation suivante issue de Aki and Richards (1980) :

$$\overline{u(t, r)} = \tag{1}$$

$$\frac{1}{4\pi\rho r^4} \cdot \overline{R_p} \cdot \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \cdot M_0(t - \tau) d\tau \tag{1.1}$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \overline{R_l^P} \cdot M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \overline{R_l^S} \cdot M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \tag{1.2}$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overline{R_l^P} \cdot \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overline{R_l^S} \cdot \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \tag{1.3}$$

« α » et « β » correspondent à la vitesse des ondes P et des ondes S respectivement, « ρ » à la densité du milieu. Le symbole « \cdot » signifie la dérivée temporelle (d/dt). Le terme « M_0 » correspond au moment sismique décrit par :

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \Delta u \text{ (N.m)} \quad (2)$$

où « μ » est la rigidité du milieu (module élastique de cisaillement), « S » la surface de la rupture, et « Δu » le glissement moyen. Ce terme intervient dans chaque champ pour décrire le déplacement $u(t, r)$. Notons aussi que le terme « M_0 » apparaît sous la formulation « \dot{M}_0 » (taux de moment sismique) dans la relation (1.3).

Ce déplacement $u(t, r)$ est décrit par trois termes que l'on peut définir par :

- un terme dit de champ proche, indicé « p » (1.1) ;
- un terme dit de champ intermédiaire, indicé « i » (1.2) ;
- un terme dit de champ lointain, indicé « l » (1.3).

Les facteurs « $\frac{1}{4\pi\rho r^4}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^2}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^2}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3}$ » et « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^3}$ » sont des constantes qui dépendent des propriétés du milieu de propagation.

Les facteurs « $\frac{1}{r^4}$ », « $\frac{1}{r^2}$ », et « $\frac{1}{r}$ » décrivent l'atténuation géométrique pour les termes en champs proche « p », intermédiaire « i », et lointain « l », respectivement. A noter que pour le champ proche, la distance r apparaît aussi dans les bornes de l'intégrale, ce qui va modifier l'atténuation géométrique qui au final sera en $1/r^2$ comme pour le champ intermédiaire.

Les termes « \overrightarrow{R}_p », « \overrightarrow{R}_i^P » et « \overrightarrow{R}_i^S » ; « \overrightarrow{R}_l^P » et « \overrightarrow{R}_l^S » sont les facteurs de radiations des ondes correspondantes, avec les exposants P ou S décrivant des ondes qui voyagent à la vitesse des ondes P (α) ou des ondes S (β), qui modulent l'amplitude de ces ondes, pour chaque champ, en fonction du vecteur $\vec{\gamma}$ qui lui décrit la direction source - point d'observation par rapport aux vecteurs \vec{n} et \vec{v} qui eux décrivent le plan de faille et son mouvement (Fig. 1.1-b).

Les termes « $t - \frac{r}{\alpha}$ » et « $t - \frac{r}{\beta}$ » décrivent le décalage temporel dû au temps de propagation de l'onde P et de l'onde S.

Les termes $M_0 \left(t - \frac{r}{\alpha} \right)$, $M_0 \left(t - \frac{r}{\beta} \right)$, $\dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\alpha} \right)$, et $\dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\beta} \right)$ sont des fonctions du temps, traduisant le fait que l'amplitude des ondes dépend du temps (voir page 24). L'ensemble des fonctions du temps dans l'équation (1) définissent la forme d'onde, donc la forme du sismogramme (pour un milieu de propagation très simple homogène). Nous verrons plus loin

que plutôt que de chercher à déterminer un mécanisme au foyer à partir des signes de premiers mouvements (polarités) nous nous emploierons à modéliser les formes d'onde complètes, qui contiennent une information plus contraignante sur le mécanisme au foyer et qui permettent de déterminer le moment sismique, et de fait la magnitude de moment M_W .

Facteurs de radiation et amplitudes des ondes

Les facteurs « \vec{R} » de radiation modulent l'amplitude de l'onde considérée en fonction de la direction du rai à la source « $\vec{\gamma}$ » par rapport à la direction du mouvement « \vec{v} » et à la surface de dislocation (Fig. 1.5).

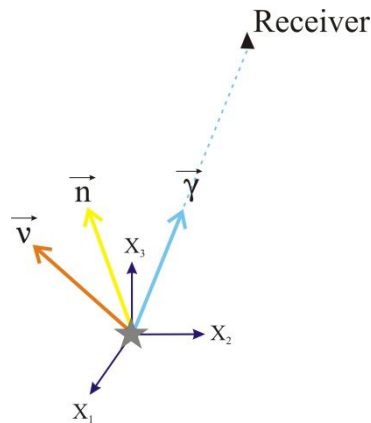


Figure 1.5: Geometrical description of a source point. Grey star: hypocenter. Black triangle: receiver where the displacement is observed. (X_1, X_2, X_3) : arbitrary coordinate system. “ \vec{n} ” (yellow arrow): vector normal to the fault. “ \vec{v} ” (orange arrow): slip vector. “ $\vec{\gamma}$ ” (blue arrow): ray path vector. “ \vec{n} ” et “ \vec{v} ” are perpendicular in the case of a shear dislocation.

Nous allons décrire les facteurs de radiation de l'onde P et de l'onde S en champ lointain, qui sont classiquement utilisés en association avec le mécanisme au foyer. Nous simplifions leur écriture en \vec{R}^P et \vec{R}^S .

\vec{R}^P et \vec{R}^S peuvent être définis de la façon suivante :

$$\vec{R} = f(\vec{n}, \vec{v}, \vec{\gamma}) \quad (3)$$

où « \vec{n} » décrit la géométrie de plan de faille, « \vec{v} » décrit le mouvement à la source, « $\vec{\gamma}$ » la direction (l'angle) du rai à la source. Les trois vecteurs \vec{n} , \vec{v} , et $\vec{\gamma}$ sont unitaires (de norme 1).

Plus précisément, toujours en suivant Aki and Richards (1980) :

$$\overline{R^P} = 2 (\vec{v} \cdot \vec{\gamma}) (\vec{\gamma} \cdot \vec{n}) \vec{\gamma} \quad (4)$$

$$\overline{R^S} = (\vec{n} \cdot \vec{\gamma}) \vec{v} + (\vec{v} \cdot \vec{\gamma}) \vec{n} - 2 (\vec{n} \cdot \vec{v}) (\vec{v} \cdot \vec{\gamma}) \vec{\gamma} \quad (5)$$

La Figure 1.6 correspond au plan particulier (\vec{n} , \vec{v}) où une faille horizontale est vue de profil. Dans le cas des ondes P, nous voyons donc bien que l'amplitude maximale pour les ondes P est atteinte pour un angle de 45° par rapport au plan de la faille (pour $\theta = 45^\circ$ $\overline{R^P} = 1 \cdot \vec{\gamma}$), et que l'amplitude est nulle si l'onde part en frôlant le plan de faille ou perpendiculairement, selon le plan auxiliaire (pour $\theta = 0^\circ$ ou $\theta=90^\circ$, $\overline{R^P} = 0$).

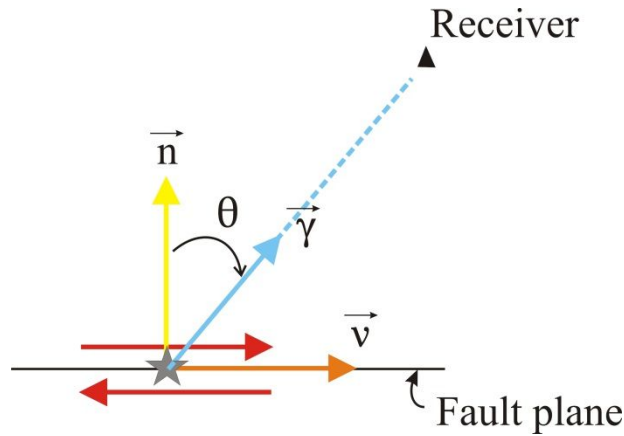


Figure 1.6: Cross section of a fault plane (horizontal black line) with shear dislocation. Black triangle: observation point. Grey star: hypocenter. “ \vec{n} ” (yellow arrow): vector normal to the fault. “ \vec{v} ” (orange arrow): slip vector. “ $\vec{\gamma}$ ” (blue arrow): ray path vector. “ θ ”: angle measured clockwise between “ \vec{n} ” et “ $\vec{\gamma}$ ”.

L'émission des ondes sismiques dans le milieu n'est pas isotrope. L'amplitude des ondes générées va varier en fonction de la direction du rai sismique à la source par rapport à la direction du mouvement le long du plan de faille. L'ensemble des vecteurs $\overline{R^P}$ et $\overline{R^S}$ dont la norme correspond au facteur de radiation modulant l'amplitude des ondes générées est regroupé sous une enveloppe en forme de lobe. Il y a quatre lobes au total, dont la distribution est en relation avec les quatre cadrans décrits précédemment (Fig. 1.2). Ces lobes décrivent

les diagrammes de radiation des ondes P et S (Fig. 1.7). Ces deux diagrammes montrent donc que la radiation des ondes P et des ondes S est différente. Les flèches rouges en pointillés sur les diagrammes de la Figure 1.7 renseignent sur la polarisation (direction et sens du mouvement) des ondes P et S : la polarisation des ondes P est dans la direction de propagation du rai sismique (ce sont des ondes de compression - dilatation), la polarisation des ondes S est perpendiculaire à la direction de propagation du rai sismique (ce sont des ondes cisailantes).

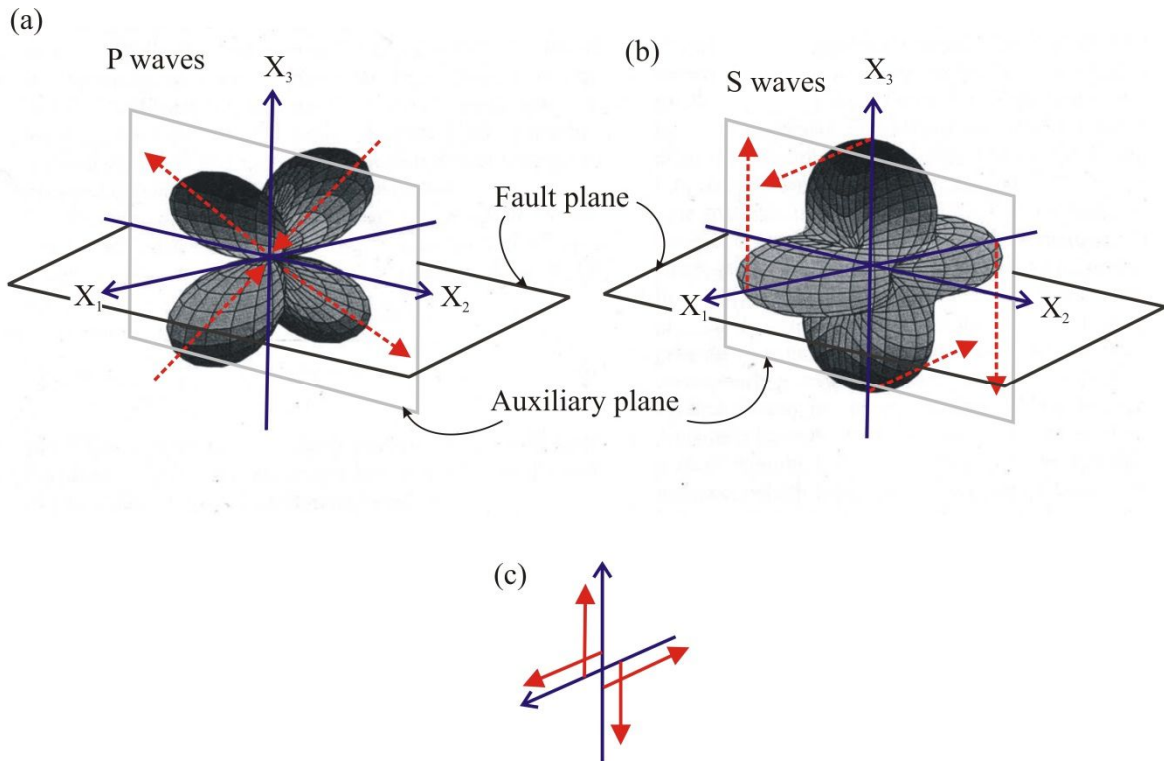


Figure 1.7: Radiation amplitudes patterns of P waves (a) and S waves (b) for a point source. Red dashed arrows: polarization of P waves (a) and S waves (b). (c) Combination of the double couple of forces on either sides the fault and auxiliary planes.

Le diagramme de radiation des ondes de volume est un paramètre essentiel pour la détermination des mécanismes au foyer. Il est dépendant des paramètres du mécanisme : l'azimut « Φ_s » (strike), le pendage « δ » (dip), et l'angle de glissement « λ » (rake), qui conditionnent la détermination de la normale au plan de faille et le sens du glissement sur la faille (vecteur « \vec{n} » et vecteur « \vec{v} »).

La fonction temporelle de la source et la forme des ondes

Soit $M_0(t)$ la fonction du moment sismique au cours du temps (Fig. 1.8-a). La courbe de la fonction $M_0(t)$ décrit l'évolution du moment sismique qui croît puis se stabilise pour atteindre la valeur plateau M_0 (moment sismique final) en fin de rupture.

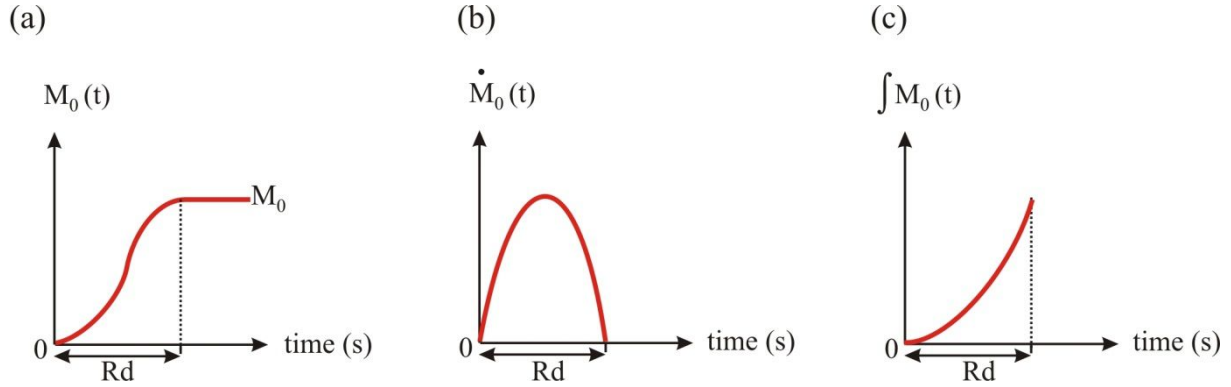


Figure 1.8: (a) fonction $M_0(t)$. (b) Moment rate. (c) Integral of $M_0(t)$. “Rd”: rupture duration.

La dérivée $\dot{M}_0(t)$ de la fonction $M_0(t)$ décrit l'évolution du taux de moment sismique au cours du temps. Cette fonction taux $\dot{M}_0(t)$ (Fig. 1.8-b) décrit ainsi la fonction temporelle de la source sismique, directement observable sur les ondes en champ lointain si l'approximation point source est vérifiée (1.3). La fonction taux $\dot{M}_0(t)$ décrit donc la forme et la variation de l'amplitude des ondes P et S en champ lointain en fonction du temps, ce que l'on simplifie souvent en l'appelant la « forme d'onde », ou « waveform » en anglais. Elle est définie par les termes « $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$ » et « $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$ », les termes « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overline{R}_t^P$ » et « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overline{R}_t^S$ » ne variant pas au cours du temps dans le cas d'une source ponctuelle.

La forme des ondes en champ intermédiaire est donnée par la fonction « $M_0\left(t - \frac{r}{c}\right)$ », affectée d'un signe positif ou négatif selon le signe du facteur de radiation correspondant (équation 1.2), c'est-à-dire une fonction proche d'une fonction monotone de type rampe.

La forme des ondes en champ proche est donnée par l'intégration de la fonction « $M_0(t - \tau)$ » (Fig. 1.8-c). Les bornes de l'intégrale sont fonctions des paramètres « r », « $c = \alpha$ » (vitesse des ondes P), « $c = \beta$ » (vitesse des ondes S).

Le terme champ proche fait intervenir une intégrale de la fonction M_0 et correspond au final également à une fonction monotone de type rampe mais avec une variation de pente nettement

plus marquée de forme parabolique. Le champ proche démarre dès le début du sismogramme, c'est-à-dire en même temps que l'onde P et se termine en même temps que l'onde S, comme l'indiquent les bornes $(t-r/\alpha)$ et $(t-r/\beta)$.

Le terme champ proche génère un déplacement permanent (on dit aussi statique) qui décroît en $\frac{1}{r^2}$ (1.1). En effet le terme $\frac{1}{r^4}$ se combine avec la fonction intégrale et Wu and Ben-Menahem (1985) ont montré que globalement cela produisait une atténuation en $\frac{1}{r^2}$. Le déplacement $u(t, r)$ dépend du diagramme de radiation en champ proche « $\overrightarrow{R_p}$ », et de l'évolution de l'aire sous la courbe de la fonction $M_0(t)$, donc l'évolution du glissement et de la surface de rupture au cours du temps.

En champ intermédiaire, le déplacement décroît en $\frac{1}{r^2}$. Le déplacement $u(t, r)$ dépend de la fonction $M_0\left(t - \frac{r}{c}\right)$, où « c » est la vitesse des ondes. Il y a donc un terme qui démarre avec l'onde P et dure le même temps qu'elle, et un terme qui démarre avec l'onde S pour une durée identique.

Les champs proches et intermédiaires s'atténuent donc plus rapidement que le champ lointain. Le déplacement statique est donc généré par la somme des champs proches et intermédiaires, le déplacement décroissant très vite à mesure que l'on s'éloigne de la source.

La Figure 1.9 illustre un sismogramme synthétique construit à partir de l'influence des différents champs.

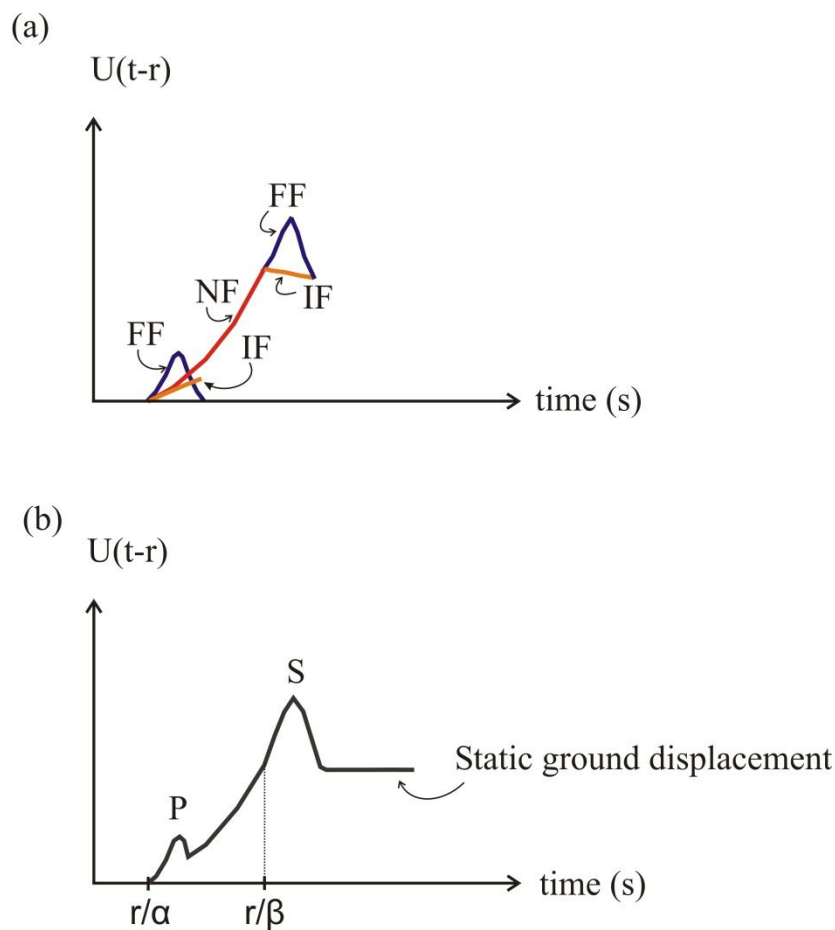


Figure 1.9: Schematic displacement seismogram at short distance. (a) Decomposed, with the near field (NR, red curve), the intermediate field (IF, orange curves), and the far field (FF, blue curves). (b) combined (grey curve). "P": P wave far field pulse. "S": S far field wave pulse. "r": hypocentral distance. "α": P wave velocity. "β": S wave velocity.

Les conditions pour une modélisation en point source

Le calcul du champ d'onde complet en déplacement, à distance proche de la source, et à la surface libre de la terre peut être abordé par l'approche des nombres d'ondes discrets avec la prise en compte d'un milieu stratifié tabulaire (Bouchon, 1981). Les fonctions de Green sont calculées dans le domaine fréquentiel, le retour dans le domaine temporel se faisant avec une transformée de Fourier inverse.

Le modèle point source n'est utilisable que sous les deux conditions suivantes :

- la distance épacentrale doit être bien plus grande que la dimension de la rupture ;
- les longueurs d'ondes doivent aussi être bien plus grandes que la dimension de la rupture.

En effet, cela permet d'une part le fait que les ondes émises par les différentes zones de la rupture arrivent à une station donnée avec des décalages angulaires minimes. Les ondes produites par l'ensemble des points qui ont rompus parcourent quasiment la même distance, et les effets de ces décalages angulaires lors de la propagation sont négligeables. D'autre part, les grandes longueurs d'ondes échantillonnent les traits dominants de la rupture, sans être perturbées par les détails de cette même rupture. Il est ainsi plus simple d'aborder la détermination du mécanisme au foyer de la rupture. L'approximation « point source » n'est valable que si ces deux conditions sont bien vérifiées.

1.2) Détermination du mécanisme au foyer par inversion des formes d'ondes : application à la crise sismique des Saintes (Guadeloupe, 2004-2005)

La crise sismique des Saintes est associée à un choc principal de magnitude de moment $M_w = 6.4$, survenu le 21 novembre 2004 au large des Iles des Saintes. L'étude de certaines répliques (Annexe 1) a été entreprise afin de mettre en relation les systèmes de failles actives connues autour de la Guadeloupe et les mécanismes au foyer déterminés par l'inversion des formes d'ondes. Ces mécanismes ont ensuite servis pour la validation de méthodes de simulation de mouvement du sol. En effet, les méthodes de simulation utilisées dans cet article, basées sur les fonctions de Green empiriques (EGF), requièrent l'utilisation de petits séismes ayant le même mécanisme au foyer que celui du fort séisme dont on veut simuler les effets. Les mécanismes au foyer doivent donc être déterminés avec autant de précision que possible.

La méthode de détermination des mécanismes au foyer que nous avons utilisée repose sur l'ensemble des aspects décrits précédemment. Nous allons à présent décrire les différentes étapes mises en œuvre dans cette méthode.

1.2.1) Traitement des données

Les données qui ont servi pour cette étude proviennent de station accélérométriques permanentes et temporaires, déployées sur l'île de la Guadeloupe et des Saintes, appartenant au Réseau Accélérométrique Permanent (RAP).

Quelle que soit la réplique étudiée, les données accélérométriques sont intégrées par deux fois pour obtenir des sismogrammes en déplacement. Un filtrage de type « bandpass » est appliqué afin de réduire à la fois le bruit en basse fréquence produit par la double intégration, et le contenu en haute fréquence dû à la complexité des milieux traversés par les ondes.

Les valeurs de coupure des fréquences sont ajustées au cas par cas, en fonction notamment de l'effet de la double intégration.

1.2.2) Modélisation des données

Les répliques sont considérées comme des points sources. La description de la fonction source temporelle est abordée à partir d'une fonction triangulaire et isocèle, proche de l'allure de la fonction taux $\dot{M}_0(t)$ (Fig. 1.8-b), pour décrire la libération de moment sismique, donc l'amplitude du glissement moyen.

Les informations requises au préalable sont la localisation hypocentrale, et une première estimation de la magnitude. Cette dernière permet de définir une surface de rupture et une durée de rupture, qui seront considérées comme paramètres fixés au cours de l'inversion.

La durée de la rupture peut être ajustée après les premiers résultats, afin d'affiner la largeur des formes d'ondes modélisées.

Dans cette approche, quatre paramètres vont être inversés :

- le strike ;
- le dip ;
- le rake ;
- la valeur du glissement moyen.

L'inversion est réalisée non pas de manière linéaire mais par une exploration (recherche sur grille) de l'espace des solutions possibles pour chaque paramètre du mécanisme au foyer.

1.2) Détermination du mécanisme au foyer par inversion des formes d'ondes

Le critère de sélection est la minimisation de la moyenne des erreurs quadratique (11) entre les données observées et les données calculées :

$$rms = \left(\frac{1}{n}\right) \cdot \sum_i^n rms_i \quad (11)$$

où « rms » est la racine carrée de la moyenne quadratique des écarts, « n » est le nombre total de stations, « \sum_i » est la somme de $i = 1$ à « n », où l'indice i balaye les différentes stations incorporées dans l'analyse.

$$rms_i = \sqrt{\left[\frac{\sum_j^N (O_j - C_j)^2}{\sum_j^N (O_j)^2} \right]} \quad (12)$$

où « \sum_j^N » est la somme de $j = 1$ à N (nombre total d'échantillons du sismogramme de la station i), « O_j » correspond aux échantillons observés, « C_j » correspond aux échantillons calculés.

Plus précisément, la recherche se fait en deux étapes :

- Etape 1 : échantillonnage régulier des solutions possibles pour chaque paramètre (Tableau 1.1) ;
- Etape 2 : recherche affinée autour des minima (une vingtaine) de la fonction rms (11), minima résultant de la première étape (Tableau 1.2).

Strike (°)	0 20 40 60 80 100 120 140 160 180 200 220 240 260 280 300 320 340
Dip (°)	10 20 30 40 50 60 70 80 90
rake (°)	-180 -160 -140 -120 -100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60 80 100 120 140 160

Tableau 1.1: Sampled values of inverted parameters during the first step of the exploration procedure for the waveform inversion.

Strike (°)	(min _k -20)	(min _k -10)	(min _k)	(min _k +10)	(min _k +20)
Dip (°)	(min _k -5)	(min _k)	(min _k +5)		
Rake (°)	(min _k -20)	(min _k -10)	(min _k)	(min _k +10)	(min _k +20)

Tableau 1.2: Sampled values during the second step. « min_k »: minimum « k » corresponding to one of the best solution obtained during the first step of the exploration procedure for the waveform inversion.

Cette approche en deux étapes permet d'une part de tester une grande gamme de mécanismes au foyer, et de ne pas rester bloqué au voisinage d'un minimum secondaire de la rms et d'explorer de manière plus extensive l'espace des solutions, donc de mieux évaluer l'unicité ou non de la solution.

Le quatrième paramètre inversé intervient au cours du calcul de la rms. La relation entre l'amplitude des signaux synthétiques et l'amplitude du glissement étant linéaire, les sismogrammes calculés sont simplement multipliés par la valeur du glissement avant le calcul de la rms. La meilleure solution sera celle qui permettra d'obtenir une erreur quadratique minimale sur l'ensemble des deux étapes.

Enfin, la combinaison de la surface et de la valeur de glissement retenue permet de calculer le moment sismique, et ainsi la magnitude de moment « M_w » :

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6,07 \quad (13)$$

Notons qu'il s'agit de la formule de calcul de la magnitude de moment lorsque le moment sismique est exprimé en N.m.

La rms est donc calculée à partir de la comparaison des signaux observés et des signaux calculés par l'approche de discrétisation du nombre d'onde (Bouchon, 1981). La méthode permet d'isoler les meilleures solutions capables de décrire les signaux observés. L'ensemble des solutions testées peut être représenté sur des coupes en deux dimensions, comme le montre la Figure 1.10. Bien que le choix de la meilleure solution se porte sur la valeur de rms la plus faible, les deux solutions S1 et S2 (Fig. 1.10-c) montrent que les valeurs de mécanisme au foyer permettant d'obtenir les plus faibles valeurs de rms ne sont autres que les valeurs des deux plans nodaux d'un seul et même mécanisme au foyer.

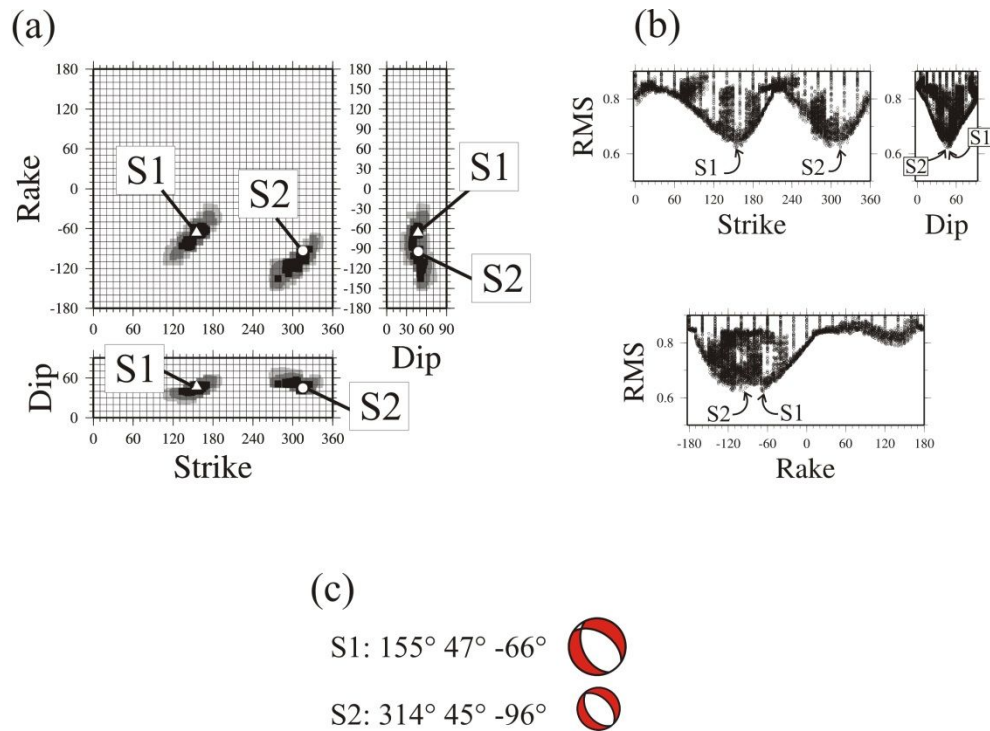


Figure 1.10: Results of the source inversion for the 2004, 27 November aftershock (M_b 4.9) of the Saintes sequence. (a) Solutions with the lowest rms errors are projected on the strike-dip, strike-rake, and dip-rake planes. The best solutions (white triangle) correspond to the lowest rms error. Solutions in black, medium grey and light grey have rms exceeding the lowest one by no more than 5%, 15% and 25% respectively. The best solution is noted S1. S2 is the second minimum of the rms function. S1 and S2 are the solutions corresponding to the two nodal planes of the same focal mechanism (c), as expected when using a point source. (b) Plots of the rms as a function of strike, dip and rake separately.

Short summary of results:

We use here an inversion scheme based on a two-step grid search on the strike, dip, rake parameters, with a point source. When the solution is well-constrained by the data, as in the example shown above, two groups of solutions emerge, corresponding to the two nodal planes of the same focal mechanism.

1.2.3) Retour sur les paramètres de la source : exemple d'une ré-estimation de la profondeur hypocentrale

Comme nous l'avons vu, la profondeur est un paramètre fixé de la procédure. Il est cependant possible, au travers de cette méthode, d'explorer les effets de la variation de la valeur de paramètres fixés sur la modélisation des ondes. Cela est effectué en renouvelant l'inversion

avec différentes profondeurs de départ. Notons que les modèles de vitesse 1D utilisés ont été optimisés pour chaque station et que donc la profondeur trouvée doit être ajustée à cet ensemble de modèles de vitesse. La procédure d'optimisation des modèles de vitesse n'est pas décrite dans cette section, elle a été modifiée par la suite pour son application dans le contexte du séisme de L'Aquila que nous présentons dans la section suivante (1.3). Au regard des résultats obtenus dans l'étude de la crise des Saintes, certaines modélisations présentaient des écarts en amplitude, et aussi des décalages de phases. L'idée d'un décalage dû à un problème de profondeur (donc de distance parcourue) a été prise en compte. Nous allons décrire maintenant les résultats de cette recherche pour une des répliques, celle du 20 février 2005 ($M_b=4.2$). La Figure 1.11 présente la superposition des signaux observés (courbes grises) et calculés (courbes noires) à différentes stations, et pour deux profondeurs hypocentrales. L'une correspond à la profondeur déterminée dans l'étude de Bertil et al. (2005), étude qui a servi de support initial pour paramétrer les différentes inversions menées pour la détermination des mécanismes au foyer des répliques de cette crise sismique. La deuxième correspond à une valeur déterminée pour tenter d'améliorer le décalage des phases. Pour cette réplique, différentes profondeurs ont donc été testées. Le Tableau 1.3 renseigne les valeurs de profondeurs utilisées, ainsi que la rms de la meilleure solution obtenue pour chaque inversion menée avec la profondeur correspondante.

Fixed depth (km)	rms
5.0	0.688
7.0	0.582
10.0	0.596
13.1 (Bertil et al., 2005)	0.732
16.0	0.756
19.0	0.825

Tableau 1.3: values of the waveform rms fit function versus tested depths for the focal mechanism determination of the 2005, February 20 aftershock, Saintes sequence.

1.2) Détermination du mécanisme au foyer par inversion des formes d'ondes

Les valeurs de profondeur testées ont été choisies autour de celle fournie dans l'étude de Bertil et al. (2005). Le Tableau 1.3 montre que la modélisation se dégrade pour des profondeurs plus importantes, mais qu'elle s'améliore jusqu'à 7 km de profondeur. La Figure 1.11 montre que la diminution de la rms s'explique en partie par un meilleur calage des phases modélisées, avec des amplitudes mieux ajustées, bien que des écarts persistent.

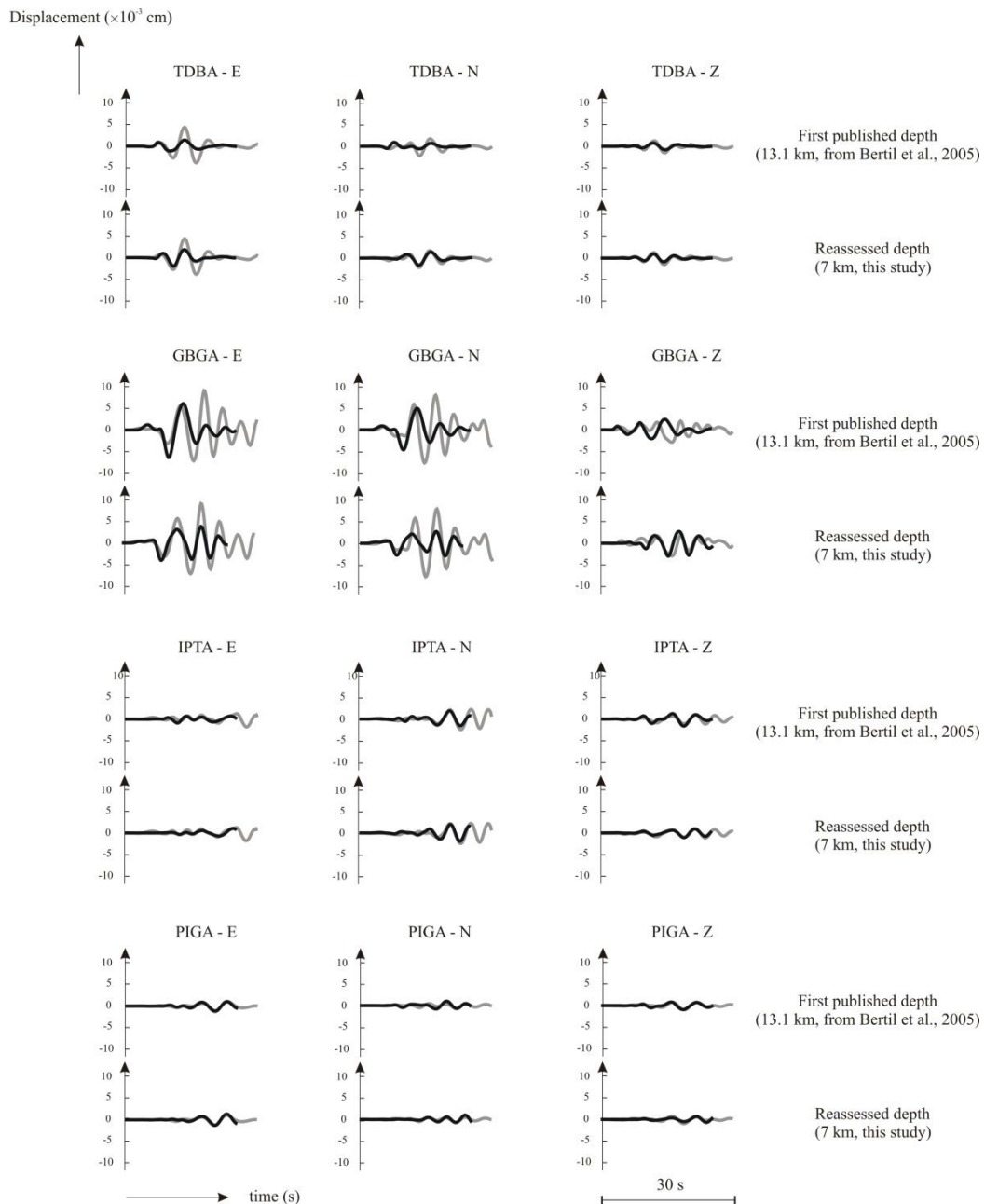


Figure 1.11: Waveform modelling for the 2005, February 20 aftershock at TDBA, GBGA, IPTA and PIGA stations, for two different hypocenter depths. Grey lines: observed strong motion waveforms. Black lines: computed strong motion waveforms. For each station : upper signals are waveforms modelled with the depth published in Bertil et al. (2005), lower signals are waveforms modelled with the our reassessed of the depth.

La Figure 1.12 montre le couple de solutions d'une part pour l'inversion menée avec la profondeur de 13.1 km (Bertil et al., 2005), et d'autre part avec la profondeur égale à 7 km.

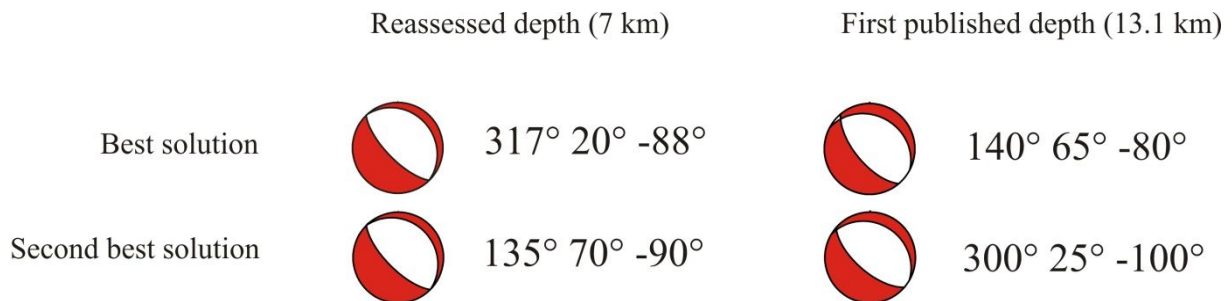


Figure 1.12: Focal mechanisms from waveform inversion procedures carried out with the depth reassessed in our study (7km), and with the initial depth published in Bertil et al. (2005) (13.1 km).

Cette Figure 1.12 met trois aspects en avant :

- pour chaque inversion menée, les deux meilleures solutions correspondent aux deux plans nodaux d'un seul et même mécanisme au foyer ;
- le mécanisme au foyer est stable pour ces deux profondeurs (ce n'est pas forcément toujours le cas) ;
- en fonction de la profondeur, le plan nodal retenu comme meilleure solution (donc comme plan de faille) n'est pas forcément le même. Notons que cela est lié à l'équivalence des deux plans nodaux dans le cas d'un modèle point source. Il n'est pas possible de discriminer entre le plan de rupture et le plan auxiliaire.

La meilleure solution pour une profondeur hypocentrale fixée à 7 kilomètres est celle publiée dans l'étude de Courboux et al. (2010) (Annexe 1).

Short summary of results:

We illustrate how hypocenter depth can be reassessed by performing several inversions with different starting depths, and how it reflects on the waveforms. In the example shown, the focal mechanism is not sensitive to moderate variations in depth. Here we do not describe how velocity models were optimized, this aspect was modified and adapted to the case of the L'Aquila sequence, presented below.

1.3) Modélisation des formes d'ondes et exploration des modèles de vitesse : application pour l'inversion du glissement cosismique du séisme de L'Aquila

La modélisation des sismogrammes synthétiques est déterminée en partie par les valeurs du mécanisme au foyer, mais aussi par le modèle de vitesse. La modélisation des formes d'ondes est d'autant plus précise que la structure du milieu traversé par les ondes est bien décrite. Un modèle de vitesse particulièrement simple que l'on peut considérer est un modèle de type couche crustale unique et homogène au-dessus du manteau, avec une valeur moyenne de vitesse de propagation des ondes P (6 km/s), des ondes S (3.47 km/s) et de densité (2.7 g/cm^3) pour la croûte terrestre, et une valeur moyenne de vitesse de propagation des ondes P (8.1 km/s), des ondes S (4.68 km/s) et de densité (3.2 g/cm^3) pour le manteau. Des modèles plus complexes, incorporant plusieurs couches pour la croûte sont classiquement utilisés afin de prendre en compte l'augmentation de vitesse avec la profondeur, comme par exemple le modèle CRUST2.0 (<http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>), qui propose des valeurs de modèle de vitesse sur une grille de points espacés de 2° .

L'utilisation de la méthode d'inversion des formes d'ondes a été une bonne opportunité pour essayer d'améliorer la modélisation des données accélérométriques du choc principal du séisme de L'Aquila ($M_w = 6.3$) survenu le 6 avril 2009. Bien que la modélisation de la rupture du séisme de L'Aquila soit l'objet du Chapitre III, nous présentons ici la méthodologie utilisée pour rechercher des modèles de vitesse optimisés. L'exploration de modèles de vitesse ne s'est pas faite avec les données du choc principal, mais avec les données d'une réplique proche, et de magnitude inférieure, afin de se placer dans les conditions requises pour une étude en point source. Cette approche permet donc de s'affranchir en majeure partie des aspects complexes de la source comme par exemple la dimension finie de la rupture, son hétérogénéité spatio-temporelle, la directivité, etc., autant de paramètres que l'on cherchera à déterminer pour le choc principal mais qui n'impactent que peu les formes d'ondes de la réplique si on ne monte pas trop en fréquence.

1.3.1) La réplique du 7 avril 2009 ($M_w 5.0$ – INGV)

L'exploration des modèles de vitesse avec les données de cette réplique a nécessité quelques étapes préliminaires. Ce type d'approche nécessite une détermination la plus juste possible

des paramètres que sont la localisation hypocentrale, et le mécanisme au foyer. Nous allons à présent décrire les résultats de ces étapes.

○ Localisation par inversion des temps d'arrivée des ondes P et des ondes S

Dans un premier temps, nous avons utilisé le programme GRIDSIMloc (Delouis, 2009) d'inversion du temps d'arrivées des ondes P et des ondes S afin de contraindre la localisation hypocentrale de cette réplique. Ce programme teste dix modèles de vitesse différents incorporant de 1 à 3 couches crustales avec des vitesses d'ondes P classiques mais variables, combinés chacun avec trois valeurs du rapport « V_P/V_S » différentes (1.70, 1.73, 1.76), ceci afin d'estimer la stabilité de la solution hypocentrale lorsque ces paramètres varient. La première localisation épacentrale fournie par l'INGV était 42.336°N et 13.387°E (<http://itaca.mi.ingv.it>). La meilleure localisation obtenue à partir du programme d'inversion GRIDSIMloc est 42.338°N et 13.410°E (Fig. 1.13). La différence en longitude entre les deux localisations est très nette. La validation de notre valeur de longitude peut être effectuée tout d'abord par l'analyse de la polarité de la première onde P à la station AQK (Fig. 1.13-a). La localisation de l'INGV plaçait l'épicentre au SW de la station, alors que celle que nous avons obtenue le place au SE. Sur les sismogrammes (Fig. 1.14), la première onde P est négative sur la composante N, positive sur la composante E, et négative sur la composante Z (haut). Pour la localisation de l'INGV, à la polarité négative selon la verticale devraient être associées des polarités négatives selon le Nord et selon l'Est. Pour notre localisation, les polarités attendues sont négatives selon le Nord et positive selon l'Est, en accord avec ce qui est observé. Par ailleurs, l'analyse de la polarisation de la première onde P (direction du mouvement horizontale du début de l'onde P), au niveau de quelques stations proches de la réplique (Fig. 1.13-a) montre une bien meilleure convergence vers notre localisation au SE de la station AQK. Cette analyse a conforté le choix de retenir la localisation que nous avons obtenue dans notre étude.

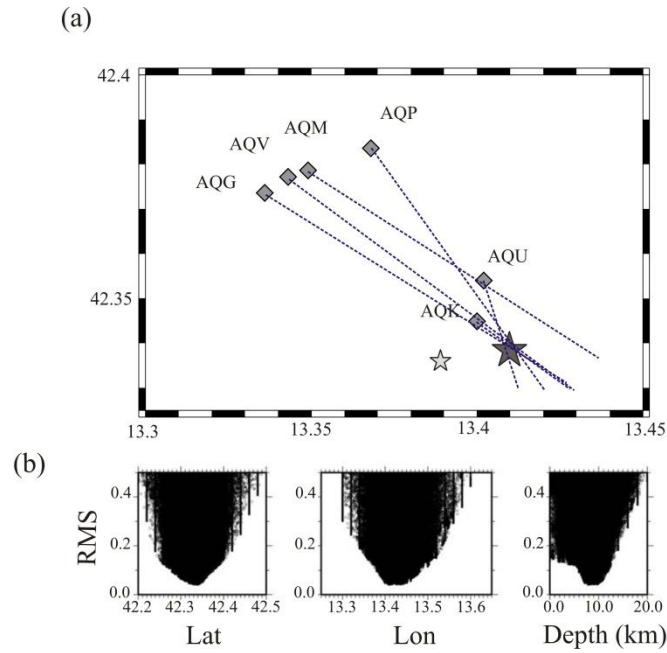


Figure 1.13: Map of strong motion stations used to locate the 2009, April 7 aftershock (M_w 5.0 – INGV) of the L’Aquila earthquake. (a) Light grey star: epicenter from the INGV. Medium grey large star: our location. Blue dashed lines: direction of the P wave polarization. (b) rms errors plotted as function of latitude (Lat), longitude (Lon), and depth separately.

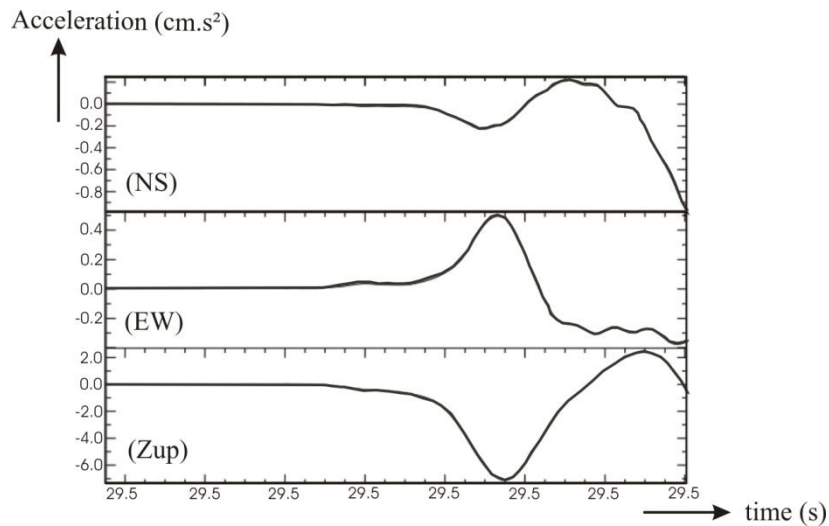


Figure 1.14: First polarity of the P wave on the three components at the AOK strong motion station (Fig. 1.13). (NS) : North component. EW : East component. (Zup) : vertical component.

○ Détermination du mécanisme au foyer

Comme dans l'étude sur la crise sismique des Saintes (2004-2005), nous avons procédé à une détermination du mécanisme au foyer de cette réplique de L'Aquila en utilisant un modèle de vitesse que nous qualifierons de « standard » (Fig 1.15). Les angles retenus comme meilleure solution sont :

- strike : 135° ;
- dip : 34° ;
- rake : -97° .

La magnitude de moment a ainsi été réévaluée à $M_w = 4.7$. La précision sur la localisation ainsi que sur la valeur de la magnitude sont, à l'échelle de distance entre la réplique et les stations concernées, très importantes pour une modélisation de sismogrammes. Ce travail préparatoire a donc permis d'obtenir les informations nécessaires pour mener au mieux l'exploration des modèles de vitesse. Le choix de cette réplique s'est aussi fait en raison de sa proximité avec le choc principal, proximité qui permet de considérer que les ondes émises par les deux événements ont parcourus quasiment les mêmes trajets dans le milieu. Un modèle de vitesse optimisé pour la modélisation des formes d'ondes de la réplique sera donc adapté pour la modélisation des formes d'ondes du choc principal.

1.3.2) Les modèles de vitesse publiés

Le tout premier modèle de vitesse que nous avons utilisé pour la modélisation des données accélérométriques était construit à partir de valeurs moyennes typiques, ou « standard » avec une augmentation de la vitesse avec la profondeur (Fig. 1.15).

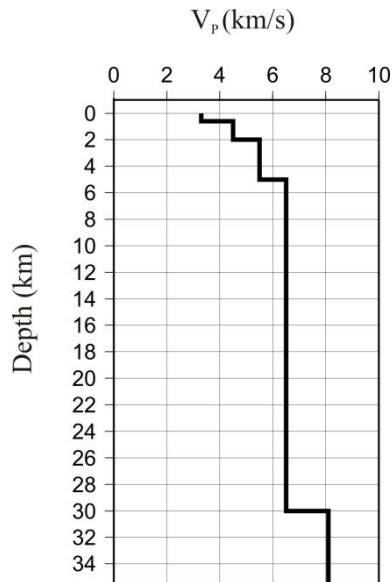


Figure 1.15: Initial "standard" velocity model used for the strong motion waveforms modelling.

Plusieurs études préalables ont proposé des modèles de vitesse des ondes P pour la zone du séisme de L'Aquila, illustrés dans la Figure 1.16.

Le modèle de vitesse de l'étude de Chiarabba et al. (2009) (Fig. 1.16-a) présente une augmentation croissante de la vitesse des ondes P avec la profondeur. En surface les ondes P se propagent avec une vitesse de 5.5 km/s, pour atteindre après plusieurs paliers une vitesse de 8 km/s marquant l'entrée dans le manteau. Par contre, les modèles de vitesses publiés dans les études de Bianchi et al. (2010) et de Cirella et al. (2009) (Fig. 1.16-b et 1.16-c respectivement) mettent en avant deux aspects qui se révéleront importants pour la modélisation des données du choc principal :

- La présence d'une couche mince superficielle de faible vitesse (de l'ordre de 3 km/s) ;
- la présence d'une zone avec des valeurs de vitesse des ondes anormalement élevée, près de 8km/s pour les ondes P, entre 4 km et 9 km de profondeur, avec une inversion de vitesse en dessous de cette zone.

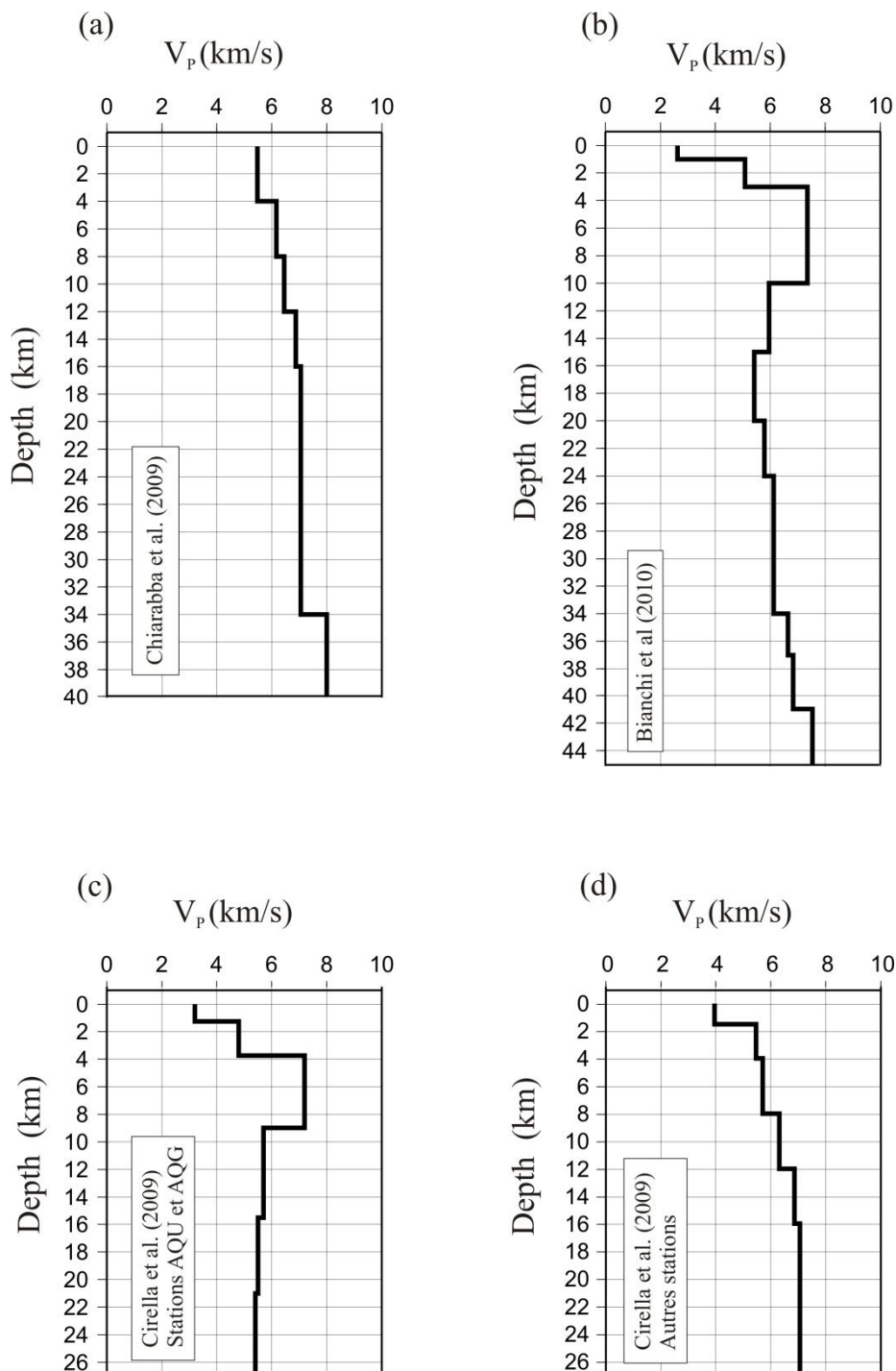


Figure 1.16: P wave velocity models from various studies. (a) For the location of aftershocks in Chiarabba et al. (2009). (b) P wave velocity computed from the S wave velocity and V_p/V_s ratio published in Bianchi et al. (2010). Note the high velocity P wave at a few km depth. (c) and (d) Velocity models used for two stations above the fault plane (c) and for farther stations (d) in Cirella et al. (2009).

Cette anomalie de vitesse a été identifiée par l'analyse des temps d'arrivée des ondes S (du choc principal) à différentes stations télésismiques (Bianchi et al., 2010). Au niveau de cette

anomalie, les ondes se propagent à des vitesses proches de celles que l'on retrouve dans le manteau supérieur.

Ces deux points ont été pris en compte dans la modélisation des données accélérométriques de la réplique.

1.3.3) Procédure de l'exploration des modèles de vitesse

Nous avons cherché à déterminer un modèle de vitesse qui serait encore mieux adapté à la zone d'étude. Une fois la localisation hypocentrale et le mécanisme au foyer fixés, nous avons construit une procédure qui explore les paramètres du modèle de vitesse, en modélisant les formes d'ondes pour chaque modèle de vitesse testé, avec une convergence guidée par un recuit simulé. Chaque modèle de vitesse testé comprend cinq couches homogènes. Les paramètres inversés sont les paramètres propres aux modèles de vitesse multicouches :

- épaisseurs des couches ;
- vitesse des ondes P dans chaque couche ;
- rapport V_P/V_S .

Onze paramètres au total sont donc inversés : cinq épaisseurs de couche, cinq vitesses d'onde P, et un rapport V_P/V_S pour l'ensemble des couches. Le Tableau 1.4 présente le détail des bornes choisies pour l'espace des solutions possibles.

L'intervalle des solutions possibles pour le tirage du rapport V_P/V_S est borné entre 1.5 et 2.

La vitesse des ondes S dans chaque couche est calculée sur la base du tirage de la valeur de la vitesse de l'onde P et de la valeur du rapport V_P/V_S . La densité, qui entre dans la définition du modèle de vitesse pour la modélisation des formes d'ondes, est ensuite calculée à partir de la valeur de la vitesse de l'onde S obtenue.

Layer	Thickness (km)	V _p (km/s)
1	0.0 – 3.0	1.7 – 3.0
2	0.0 – 6.0	3.0 – 7.5
3	0.0 – 30.0	4.5 – 7.5
4	0.0 – 30.0	6.0 – 7.0
5	0.0 – 10.0	7.0 – 7.4

Tableau 1.4: Bounding values for layer thickness and P wave velocity (V_p) in the procedure of the exploration of the velocity models with strong motion data of the 2009, April 7 aftershock.

Le choix des bornes de chaque intervalle de recherche s'est fait de manière à pouvoir laisser une grande liberté de recherche, sans toutefois dépasser des limites raisonnables. Une contrainte est ajoutée au niveau du tirage aléatoire des différentes valeurs : la totalité de l'épaisseur de la croûte doit être comprise entre 32 km et 40 km, afin d'être cohérente avec les diverses études menées sur cette zone (Piana et al. 2009).

Les valeurs de paramètres tirées aléatoirement sont ainsi utilisées dans la procédure d'inversion en point source pour modéliser les données accélérométriques de la réplique du 7 avril 2009 (M_w 4.7). Le critère de qualité retenue est de nouveau l'erreur moyenne quadratique entre les sismogrammes observés et les sismogrammes calculés.

Les données de onze stations accélérométriques ont été utilisées pour réaliser cette exploration (Fig. 1.17)

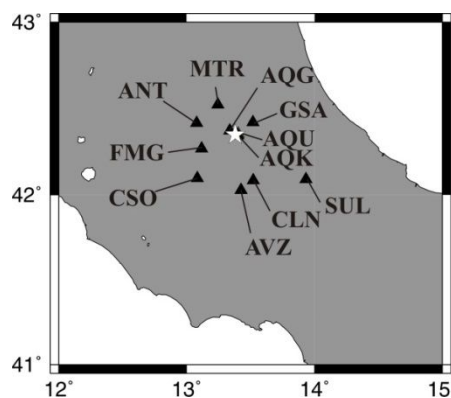


Figure 1.17: Map of strong motion stations used in the procedure of exploration of the local velocity models. White star : epicenter of the 2009, April 7 aftershock.

Cette exploration a été réalisée en répartissant les stations en deux groupes. Un premier groupe comprend les stations AQG, AQK et AQU car elles se situent toutes les trois au-dessus du plan de faille responsable du choc principal. De plus, ce regroupement nous permettra de vérifier si la modélisation des formes d'ondes (de la réplique et du choc principal) nécessite la présence de l'anomalie de vitesse très localisée identifiée dans l'étude de Bianchi et al. (2010). Le deuxième groupe comprend l'ensemble des autres stations.

Les résultats de l'exploration ont fournis deux modèles de vitesse, le modèle VM1 qui concerne le groupe des stations AQG-AQK-AQU, et le modèle VM2 qui concerne les stations plus lointaines.

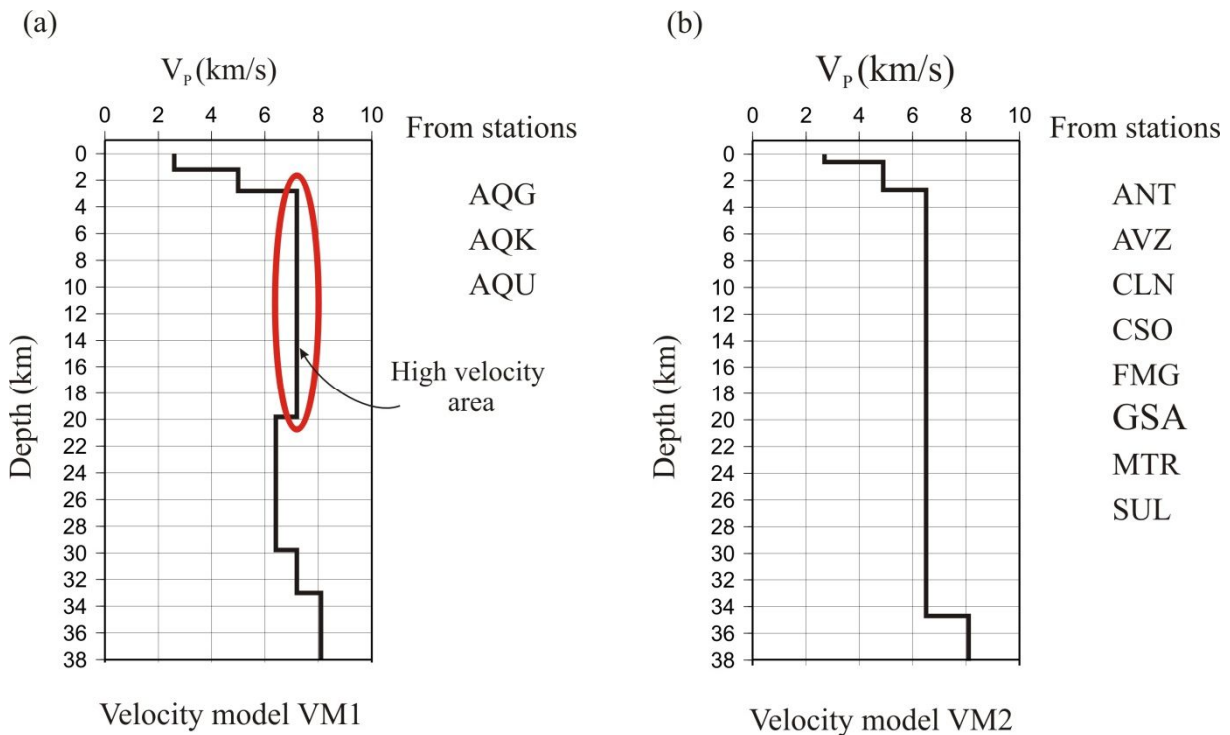


Figure 1.18: Velocity models VM1 (a) and VM2 (b) obtained from the procedure of exploration of 1-D local velocity models.

Le modèle VM1 a retenu des valeurs de vitesses des ondes anormalement élevées à faible profondeur (Fig. 1.18), ainsi qu'une inversion de vitesse en dessous, comportement déjà observé dans le modèle de vitesse de l'étude de Bianchi et al. (2010).

Le modèle VM2 ne montre pas la présence d'une telle anomalie, mais il retient des vitesses assez faibles en surface. Sur ce dernier point, il en est de même pour le modèle VM1.

Le modèle VM1 montre des vitesses élevées des ondes à faible profondeur, mais au regard du modèle publié dans l’étude de Bianchi et al. (2010), l’épaisseur de la couche correspondant à cette anomalie est beaucoup plus importante dans notre modèle VM1 (17 km au lieu de 6 km).

Par la suite, nous avons testé des modèles publiés, ainsi que les modèles que nous avons trouvés avec la réplique, dans l’inversion des données accélérométriques seules du choc principal de L’Aquila. Le modèle de Bianchi et al. (2010) ayant été bien étayé pour les stations localisées au niveau de L’Aquila, nous avons testé également un modèle combiné, modèle de Bianchi et al. (2010) pour les stations AQG, AQK et AQU et notre modèle VM2 pour les autres. Nous appellerons ce modèle combiné Bi-VM2.

Le Tableau 1.5 récapitule les valeurs de rms des données accélérométriques pour chaque inversion du choc principal de L’Aquila avec les différents modèles testés.

Velocity models used	RMS _{SM} (main shock)
“standard” model (Fig. 1.16)	0.39
Chiarabba et al. (2009) (Fig. 1.17-a)	0.43
Cirella et al. (2009) (Fig. 1.17-c, 1.17-d)	0.38
VM1+VM2 (Fig. 1.18)	0.34
Bi-VM2 (Fig. 1.17-b, 1.18-b)	0.33

Tableau 1.5: rms values from different inversions of strong motion data carried out with the different velocity models from our and other studies.

La présence d’une couche superficielle avec une faible vitesse de propagation et la présence de l’anomalie de vitesse un peu plus profonde, associée à une inversion de cette vitesse juste au-dessous, apparaissent comme nécessaires à l’amélioration de la modélisation des données accélérométriques. Le modèle Bi-VM2 ayant produit le meilleur résultat de modélisation des données accélérométriques pour le choc principal de L’Aquila, nous l’avons donc gardé pour notre étude définitive de ce séisme (Chapitre III).

Notons ici que le modèle de Bianchi et al. (2010) a aussi permis d'améliorer la modélisation des données télésismiques pour le choc principal, qui nécessite un modèle de vitesse à la source.

Short summary of results:

We used the aftershock (M_W 5.0) of the L'Aquila earthquake (M_W 6.3) to explore the velocity models in order to stay within the point source approximation. Doing so we avoid most of the source complexity related to the finite dimension of the rupture, its space and time heterogeneity, directivity etc... which are parameters that we want to determine in a second step for the mainshock but that should not impact strongly the waveforms of the aftershock provided we stay at relatively low frequency. First, we relocate the aftershock epicenter using the P and S wave arrival times, the polarization (particle motion) of the P wave at the closest stations, and the 3-component polarities at station AOK. Then, we determine the focal mechanism of the aftershock using a "standard" velocity model. In the next step, we developed and used a procedure to explore layer thickness, P wave velocity per layer, and a global V_p/V_s ratio to find an optimized 1D 5-layer velocity model. In this procedure the hypocenter and the focal mechanism are kept fixed. According to previous studies, abnormally high P wave velocity were detected in the upper crust in the L'Aquila area. We allowed such a feature in our exploration scheme, but only for the stations located in the vicinity of the L'Aquila locality. Finally, we tested the velocity models found, as well as those published in the literature, in the waveform inversion of the L'Aquila mainshock. According to the rms fit functions obtained for the mainshock, we retained an hybrid model, called Bi-VM2, combining the model published by Bianchi et al. (2010) for stations located at the site of L'Aquila (AOG, AOK et AOU) and model VM2 found by our optimization scheme for the other more distant stations.

Chapitre II

Inversion basée sur un modèle de source étendue, et apports nouveaux

2.1) Du modèle point source au modèle de source étendue

Lorsque la dimension de la rupture ne peut plus être décrite par une approche en point source, les modèles de dimension finie sont préférés afin de prendre en compte l'hétérogénéité spatio-temporelle de la rupture. On parle aussi d'étude cinématique de la rupture, l'objectif de ces modèles étant décrire le scénario spatio-temporel du glissement cosismique. Voyons à présent les caractéristiques d'une approche en source étendue.

2.1.1) Le modèle de Haskell (1964)

Ce modèle permet de prendre en compte la propagation unilatérale d'une dislocation cisailante (Fig. 2.1). Dans cette configuration, la rupture ne se propage que le long d'une direction qui est celle de l'azimut « Φ_s » de la faille. De plus, la direction du glissement, son amplitude, et la vitesse de rupture sont toutes trois constantes.

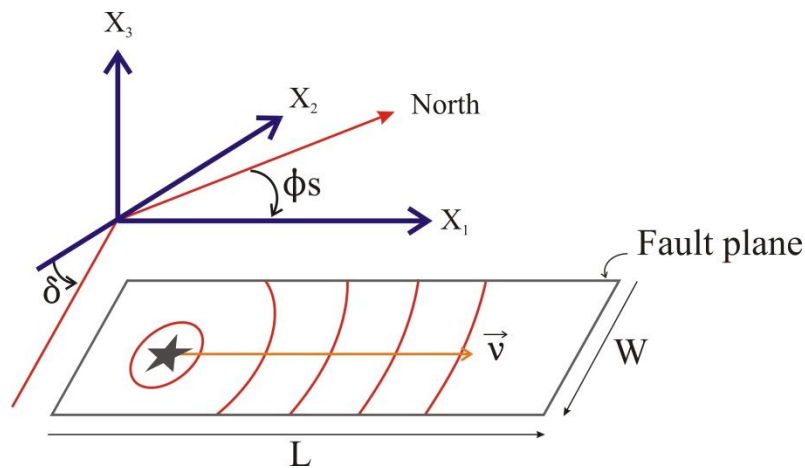


Figure 2.1: Scheme of the rectangular unilateral dislocation model proposed by Haskell (1964). “ Φ_s ”: strike. “ δ ”: dip. “ \vec{v} ”: slip vector. “ L ”: fault length. “ W ”: fault width. Grey star: hypocenter. Red circles and arcs of circle: rupture front over the time.

Le modèle de Haskell permet de décrire les effets de la directivité de la rupture au travers de son effet sur la fonction temporelle de la source perçue en différents points d’observation autour de celle-ci, à une distance bien plus grande que la longueur de faille autrement dit en champ lointain. Comme l’amplitude et la durée de cette fonction varient en fonction de l’angle entre la direction source - point d’observation « $\vec{\gamma}$ » et l’azimut du plan de faille « Φ_s » (Fig. 2.2), on introduit la notion de fonction temporelle de la source apparente (acronyme en anglais : ASTF). On nomme « θ » l’azimut relatif entre ces deux directions. Notamment, si le point d’observation se trouve du côté duquel se propage la rupture (Fig. 2.2 - point R2), la durée apparente de la fonction source (ASTF₂ (t)) sera plus courte et son amplitude la plus forte alors qu’au niveau d’un point situé dans la direction opposée (point R1) la durée sera la plus longue et son amplitude la plus faible, pour une même distance épacentrale. Pour des directions intermédiaires, la durée et l’amplitude auront des valeurs intermédiaires, modulées par l’angle « θ » comme illustré par la Figure 2.2 et selon la relation (14). Dans le cas du point R1, la rupture s’éloigne du point d’observation au cours du temps et les dernières ondes émises devront parcourir une distance plus grande pour arriver au point d’observation, ce qui produit un étalement dans le temps de la réception des ondes. L’effet est opposé au point R2.

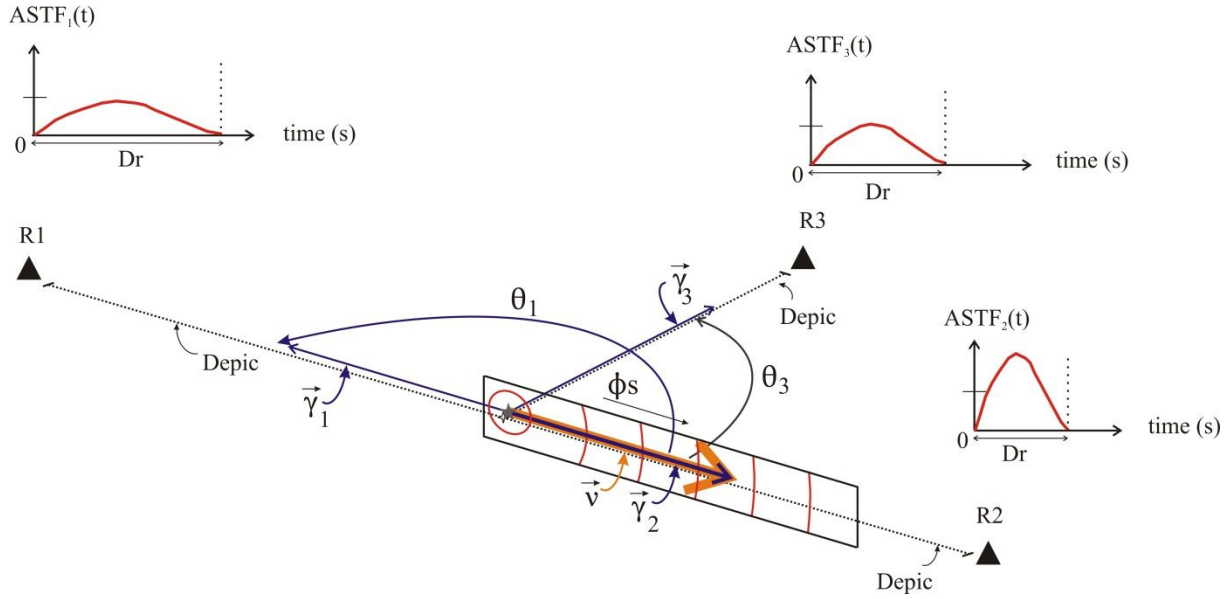


Figure 2.2: Scheme showing the variation of apparent source time functions (ASTF₁(t), ASTF₂(t), et ASTF₃(t)) from the rectangular unilateral dislocation model proposed by Haskell (1964) at different points of observation (P1, P2 et P3). Dr: apparent duration of the rupture. D_{EPIC}: common epicentral distance to the three points of observation. “θ”: angle between the slip vector (\vec{v}) and the three ray paths ($\vec{\gamma}_1$, $\vec{\gamma}_2$, et $\vec{\gamma}_3$).

Dans ce modèle, la durée « Dr » de l’ASTF en un point d’observation est décrite par la relation :

$$Dr = \left(\frac{L}{V_r} \right) - \left(\frac{L \cos(\theta)}{c} \right) \quad (14)$$

avec « L » la longueur de la rupture, « V_r » la vitesse de la rupture, « c » la vitesse de l’onde considérée. L’aire sous la courbe de l’ASTF(t) correspond au moment sismique global M₀(t). L’amplitude de la fonction varie donc avec la valeur de l’azimut relatif « θ ».

2.1.2) Le modèle de ligne source propageante (Nabelek, 1984)

Le modèle de Haskell a été décrit initialement pour un glissement constant tout au long de la rupture. Le caractère hétérogène de la distribution spatiale du glissement cosismique a été introduit par Nabelek (1984) au travers du modèle de « ligne source propageante ». Le calcul de la durée de l’ASTF répond à la même relation (14), mais le moment sismique peut varier le long de la rupture. Ces deux modèles reposent sur une rupture qui se propage dans une

direction unique. Les limites de ces modèles (Haskell et ligne source propageante de Nabelek) sont :

- la non prise en compte de la composante de la propagation selon la direction du pendage ;
- la non prise en compte de la possibilité que la rupture puisse se propager de part et d'autre de l'hypocentre, de manière bilatérale. Notons tout de même qu'une rupture bilatérale peut être simulée à l'aide de deux lignes sources se propageant dans des directions opposées. Il suffit ensuite de sommer leurs deux effets ;
- la non prise en compte de la variation de la direction du glissement (Haskell) ;
- la non prise en compte de la variation de la vitesse de rupture.

Pour prendre en compte ces différents aspects, une paramétrisation plus complète de la rupture est effectuée, avec une discrétisation de la surface de rupture.

2.2) Méthode de discrétisation de la source : formulation de fenêtres temporelles multiples et discrétisation de la surface de rupture par une grille de points source

Lorsqu'elle est discrétisée, la rupture n'est plus considérée dans sa continuité mais comme une somme de sous-ruptures décalées dans le temps et dans l'espace. Le plan de faille global est ainsi considéré comme un ensemble fini de sous-failles, sur lesquelles sont logées une (ou plusieurs) source ponctuelle, dite source ponctuelle locale, qui se déclenche à mesure que la rupture se propage depuis l'hypocentre. En quelque sorte, le modèle discret échantillonne le plan de rupture et la fonction source temporelle, et comme pour tout échantillonnage, il faut s'assurer que les pas d'échantillonnage utilisés sont compatibles avec les périodes (resp. fréquence) des ondes que l'on veut reproduire.

Cette approche suppose que les conditions source ponctuelle sont vérifiées, en considérant non pas la faille dans sa globalité, mais un petit élément de surface discret, appelé sous-faille, et qui sera représenté par une source ponctuelle. Il est donc possible de réécrire la relation (1) sous la forme d'une somme discrète :

$$u(t, r) = \sum_1^N u_s(r, t - t_s) \quad (15)$$

où $u_s(r, t - t_s)$ est le déplacement au point d'observation dû à la sous-faille « s » dont le glissement démarre avec un délai temporel « t_s » par rapport au temps où s'initie la rupture, « N » le nombre total de sources ponctuelles locales. La fonction source temporelle « STF » globale de la rupture peut alors s'écrire :

$$M\dot{o}(t) = \sum_1^N \dot{M}_{0j}(t - t_j) \quad (16)$$

Cette relation (16) décrit le taux de moment sismique libéré par la rupture au cours du temps.

Le symbole « . » signifie la dérivée temporelle (d/dt).

Notons ici que la fonction source temporelle « STF » décrite par le taux de libération de moment sismique est différente de la fonction source temporelle apparente « ASTF » décrite précédemment. La « STF » est bien une somme de fonctions sources locales qui se déclenchent avec un délai temporel lié à la vitesse de propagation de la rupture. Ce faisant, la durée de la « STF » est unique, s'étalant entre l'initiation de la rupture, sa propagation et son arrêt.

La Figure 2.3 illustre la représentation de la discrétisation d'un plan de faille en une somme finie de fonctions sources temporelles locales.

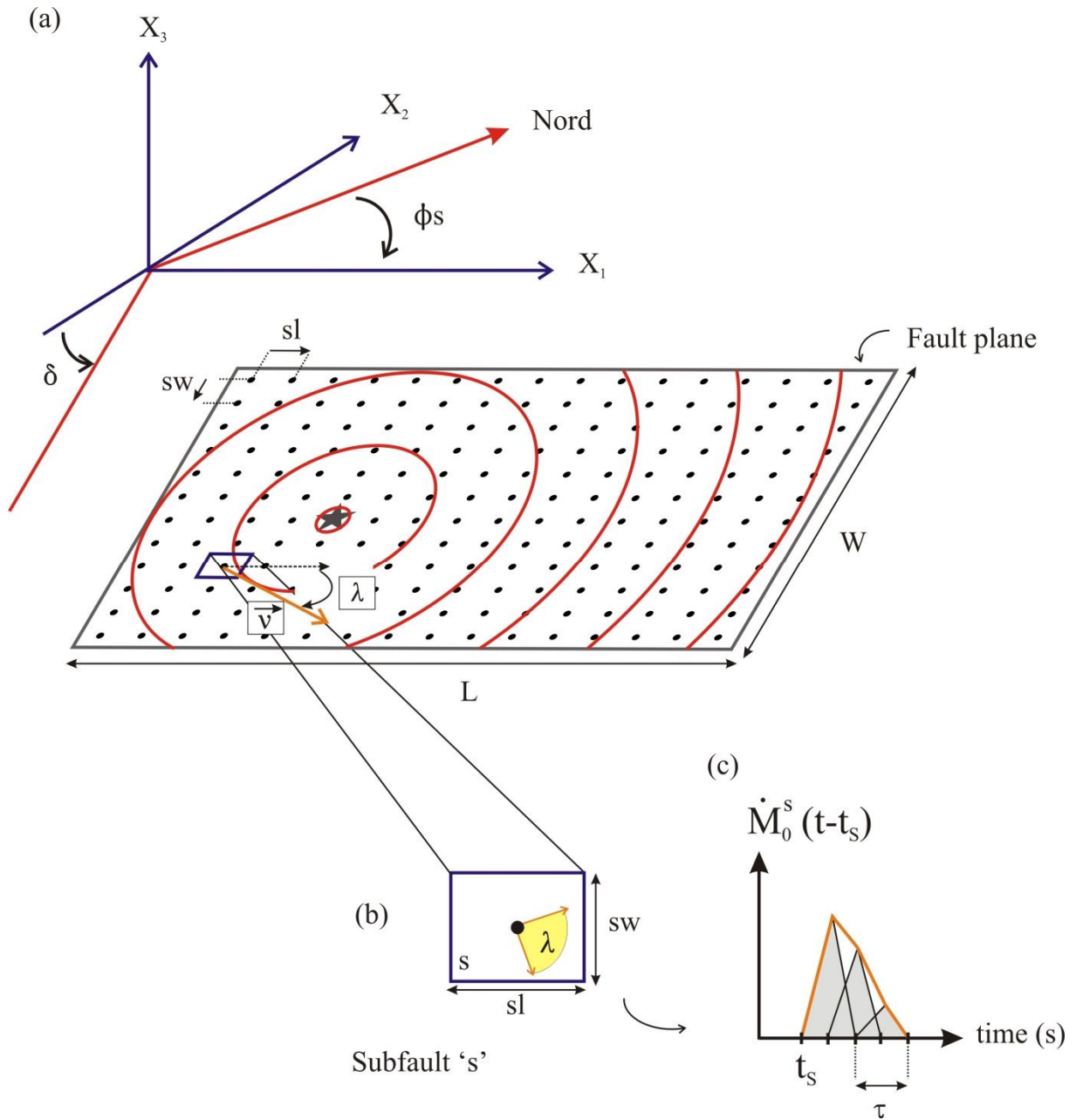


Figure 2.3: Scheme of the fault plane discretization in the case of an extended source model. (a) ‘ Φ_s ’: strike. ‘ δ ’: dip. ‘ λ ’: rake. ‘ \vec{v} ’: slip vector. ‘ L ’: fault length. ‘ W ’: fault width. ‘ sl ’: subfault length. ‘ sw ’: subfault width. Grey star: hypocenter. Orange circles and arc of circles: propagation of the rupture front. (b) Blue square: example of one subfault ‘ s ’ of the discretized fault plane. Yellow surface between the two orange vectors indicates the degree of freedom for the rake ‘ λ ’ (inverted parameter). (c) ‘ $\dot{M}_0^s(t)$ ’ is the local source time function of the subfault ‘ s ’. ‘ t_s ’: rupture onset time of the subfault ‘ s ’. ‘ τ ’: duration of the isosceles triangular elementary functions.

Notons que le front de rupture est représenté sur la Figure 2.3 comme circulaire (vitesse constante) mais qu'en réalité nous pouvons faire varier la vitesse de rupture, ce qui donnera lieu à un front de rupture non circulaire. Par contre, la vitesse de rupture est considérée constante sur la surface d'une sous-faille. Au niveau de chaque sous-faille, la caractérisation du glissement est abordée à partir de une ou plusieurs fonctions triangulaires et isocèles (Fig. 2.3-c), on parle alors de fenêtres temporelles multiples, pour permettre la description du taux de moment sismique au cours du temps, sur une sous-faille. L'aire sous cette fonction fournit donc le moment sismique « M_0^s » de la sous-faille « s » par intégration. La rigidité du milieu (unique, variable, au choix) et la surface des sous-faille étant fixées, il est alors possible d'obtenir le glissement Δ_u^s sur la sous-faille « s » considérée :

$$\Delta_u^s = \frac{M_0^s}{\mu^{s \cdot S^s}} \quad (17)$$

La description de l'hétérogénéité spatio-temporelle du glissement cosismique passe donc par cette approche, utilisée au travers d'une méthode d'inversion que nous allons maintenant détailler.

2.3) Détail de la méthode d'inversion (Delouis et al., 2002)

La procédure d'inversion que nous avons utilisé est celle décrite dans Delouis et al. (2002). Elle repose sur la combinaison de la formulation de fenêtres temporelles multiples (Olson and Aspel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983) et d'un schéma d'inversion non linéaire agrémenté d'une procédure de recuit simulé. Voyons les différentes étapes préparatoires pour la mise en œuvre de cette inversion.

2.3.1) Les paramètres fixés a priori

Certains paramètres nécessaires pour le déroulement de l'inversion doivent être fixés a priori. Voici une présentation de ces paramètres, et l'explication du choix de leur valeur.

- **Nombre et géométrie du (des) segment(s) de faille étudié(s)**

La méthode d'inversion permet de prendre en compte un ou plusieurs segments de faille, qui seront discrétisés en un nombre fini de sous-failles. Chaque segment peut avoir son propre mécanisme au foyer. Le choix du nombre de segments peut se faire selon l'analyse de résultats obtenus par l'inversion des données, ou sur la base d'information a priori, comme l'observation d'une rupture en surface par exemple.

- **Mécanisme au foyer et profondeur hypocentrale**

L'azimut et le pendage du (ou des) segment de faille et la profondeur hypocentrale sont aussi fixés a priori. Le choix de ces valeurs peut se faire par une recherche de mécanisme et de localisation fournis par divers instituts de recherche, ou par la mise en place de la détermination du mécanisme au foyer et la méthode de localisation décrite précédemment. Ces valeurs peuvent être aussi réévaluées par l'analyse des données utilisées, et affinées au regard des résultats obtenus suite à des inversions préliminaires.

- **Dimensions du ou des segments de faille**

La taille allouée est directement déterminée à partir d'informations sur la magnitude, d'éventuelles observations de rupture en surface, l'étude des répliques. Un premier test surdimensionné est effectué, afin de pouvoir obtenir une surface utile fournie par l'inversion elle-même. La distribution du glissement retenue est celle qui décrit au mieux les données observées. Un modèle surdimensionné présentera une grande partie de la surface du modèle sans glissement. A l'opposé, un modèle sous-dimensionné présentera des accumulations non réalistes de glissement au niveau de ses bordures. Ce type de distribution est indicateur d'un déficit de surface, compensé par une surestimation de l'amplitude du glissement dans ces zones.

- **Dimension des sous-failles**

La dimension des sous-failles est déterminée en fonction de la magnitude du séisme étudié. Leur taille doit répondre aux conditions de l'approximation point source, et à la description

des longueurs d'ondes croissantes avec la magnitude. Cette dimension doit aussi être cohérente avec le pouvoir de résolution de la méthode. La dimension a priori est de un à quelques kilomètres pour des séismes de magnitude comprise en 6 et 7, de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour des séismes de magnitude supérieure. Comme pour la dimension totale du modèle, la dimension des sous-failles peut être affinée par des tests préalables.

○ **Largeur et nombre des fonctions sources triangulaires isocèles**

Chaque sous-faille « s » (Fig. 2.3-b) est donc représentée par une fonction source temporelle locale, discrétisées en un nombre fini de fonctions triangulaires isocèles (Fig. 2.3-c) se recouvrant pour moitié afin de pouvoir générer des fonctions continues sans retours imposés à zéro. Le nombre de fonctions triangulaires isocèles utilisées, nombre commun à toutes les sous-failles du modèle, est déterminé de façon à ce que la durée totale de la fonction source locale puisse couvrir la durée nécessaire de la propagation de la rupture, plus la durée nécessaire au glissement. La durée de chaque fonction triangulaire isocèle « τ » est également commune à l'ensemble des fonctions triangulaires de toutes les sous-failles du modèle. Elle est liée à la magnitude du séisme, et au filtrage réalisé lors du traitement des données sismologiques.

La détermination du nombre de fonctions triangulaires et de leur largeur « τ » doit pouvoir répondre à deux contraintes :

- être cohérente avec l'allure des signaux à modéliser : la durée d'une fonction triangulaire doit au minimum être cohérente avec le pulse le plus fin du signal à reproduire ;
- éviter des vides artificiels au niveau de la reconstruction de la fonction source temporelle globale.

Le choix du nombre de fonctions triangulaires isocèles doit aussi pouvoir répondre à une optimisation du temps de calcul. En première approche, ce nombre peut être déterminé par la relation suivante :

$$NT = \left(\frac{Z}{\tau}\right) \left[\left(\frac{Diags}{v_r}\right) + \Delta_u\right] - 1 \quad (18)$$

où « NT » est le nombre de fonction triangulaires, « $Diag_s$ » est la diagonale commune à toutes les sous-failles du modèle, « V_r » la vitesse de rupture moyenne (estimée dans un premier temps à 2 km/s), « Δ_u » une estimation du glissement maximal attendu sur chaque sous-failles « s ».

Notons ici que les termes $(NT + 1) \times \frac{\tau}{2}$ et $\left(\frac{Diag_j}{V_r}\right) + \Delta_u$ décrivent respectivement la durée maximale que peut prendre la fonction source locale, et la durée totale de la rupture sur une sous-faille « s ». « Δ_u » est utilisé ici en supposant une vitesse de glissement de l'ordre du m/s.

2.3.2) Les paramètres à inverser

Une fois les valeurs déterminées pour l'ensemble de ces paramètres principaux fixes, il faut alors déterminer les intervalles de solutions possibles pour les paramètres à inverser. Voyons à présent un descriptif de ces paramètres.

- **Temps de déclenchement de la rupture « t_s » (Fig. 2.3-c)**

Tout d'abord on définit la notion de vitesse de rupture moyenne « V_r » entre l'hypocentre et une sous-faille donnée, comme étant égale à la distance entre le centre de la sous-faille et l'hypocentre, notée « d_{hypo} », divisée par le temps de déclenchement de la sous-faille. On a alors $V_r = \frac{d_{hypo}}{\text{temps de déclenchement}}$. L'intervalle de temps permis pour le déclenchement d'une sous-faille donnée est borné entre « t_{min} » et « t_{max} », associés à deux vitesses de rupture moyenne minimale et maximale. Soit :

$$t_{max} = \frac{d_{hypo}}{V_{r_{min}}} \text{ et } t_{min} = \frac{d_{hypo}}{V_{r_{max}}} \quad (19)$$

où « t_{max} » et « t_{min} » sont les temps de déclenchement maximum et minimum de la rupture, « $V_{r_{max}}$ » et « $V_{r_{min}}$ » les valeurs maximum et minimum permises pour la vitesse de rupture moyenne. La vitesse de rupture moyenne peut être d'abord autorisée dans un intervalle de valeurs assez large (par exemple de 1km/s à 3.5 km/s). Il sera réduit par des tests intermédiaires afin d'optimiser l'inversion sans dégrader la modélisation des données.

○ **Rake « λ » (Fig. 2.3-a et 2.3-b)**

Contrairement au strike et au dip, le rake est un paramètre inversé, afin de permettre des variations de la direction du glissement le long de la rupture. Les valeurs limites sont définies par un degré de liberté autour de la valeur de l'angle définie dans le mécanisme au foyer.

○ **Amplitude de chaque fonction triangulaire**

L'amplitude maximale commune pour chaque fonction triangulaire de l'ensemble des sous-failles du modèle, est déterminée par rapport à la magnitude de l'évènement étudié. La valeur minimale est nulle (ou correspondante à un glissement négligeable). L'amplitude de chaque fonction triangulaire isocèle sera inversée dans cet intervalle de valeurs.

2.3.3) Déroulement de la procédure d'inversion

La méthode d'inversion utilisée repose sur une exploration itérative de l'espace des solutions possibles pour chaque paramètre à inverser. L'exploration, basée sur des tirages aléatoires des valeurs des paramètres entre leurs bornes minimales et maximales permises, est contrôlée par un algorithme de recuit simulé adapté de Corona et al. (1987) et Goffe et al. (1994). Les paramètres à inverser seront donc :

- le temps de déclenchement ;
- le rake ;
- les amplitudes des fonctions sources triangulaires sur chaque sous-faille.

Le nombre total de paramètres « N_{tot_param} » à inverser sera fonction du nombre de fonctions triangulaires isocèles « N_{tau} » allouées à chaque sous-faille, et du nombre de sous-faille « N_{SF} » :

$$N_{tot_param} = (2 + N_{tau}) \times N_{SF} \quad (20)$$

○ **Initiation de la procédure**

L'inversion commence à partir d'un modèle de départ, dont on choisit arbitrairement les valeurs à l'intérieur des bornes permises pour les paramètres, ceci avant la mise en place d'un tirage aléatoire dans la suite du calcul. Ce modèle initial permet donc de lancer la procédure d'inversion et de fournir une première fonction cout « Fcout » :

$$F_{cout} = \sum_1^{n_{datasets}} w_j RMS_j + bF_{M_0} + c F_{smooth} \quad (21)$$

où « $n_{datasets}$ » est le nombre de jeux de données distinct, « j » décrit le jeu de données (dataset), « w_j » est le poids attribué au jeu de données « j », « F_{M_0} » est une fonction de minimisation du moment sismique total pondéré par un facteur « b », « F_{smooth} » est une fonction de lissage pondérée par un coefficient « c ».

La RMS de chaque jeu de données utilisé est défini comme suit :

$$RMS_j = \sqrt{\sum_1^n \left[\frac{(O_i - C_i)^2}{O_i^2} \right]} \quad (22)$$

où « n » est le nombre d'échantillon du jeu de données « j », « O_i » les valeurs observées, « C_i » les valeurs calculées de l'échantillon « i »

La fonction de minimisation du moment sismique est décrite par :

$$F_{M_0} = e^{\left[\left(\frac{M_{0_{mod}}}{M_{0_{ref}}} \right) - 1 \right]} \quad (23)$$

où « $M_{0_{mod}}$ » est le moment sismique total du modèle testé, « $M_{0_{ref}}$ » le moment sismique de référence de l'évènement étudié. Cette fonction permet d'augmenter la fonction cout totale « Fcout » des modèles ayant un moment sismique calculé « $M_{0_{mod}}$ » supérieur au moment sismique de référence. La minimisation du moment sismique est nécessaire afin d'éviter que le modèle ne comporte des zones de glissement injustifiées ne contribuant pratiquement pas à l'amélioration de l'ajustement des données.

Dans la procédure d'inversion, la fonction de lissage (sur le glissement et/ou sur la vitesse de rupture) pour une sous-faille donnée est proportionnelle à la racine carrée de la somme des écarts quadratiques entre les valeurs du paramètre à lisser sur l'ensemble des sous-failles voisines (au sens rms donc). Ce lissage peut permettre d'éviter des variations brutales des propriétés de la rupture d'une sous-faille à l'autre.

Le modèle de départ a une influence réduite sur le résultat final, si les paramètres de convergence du recuit simulé (décrit plus loin) sont bien réglés. Il correspond juste à un point de départ pour l'exploration. Il est toutefois nécessaire pour fournir une première fonction cout à laquelle sera comparée celle du premier modèle tiré aléatoirement.

○ **Numérotation des sous-failles du modèle**

Les « N_{tot_param} » paramètres sont distribués sur les « N_{SF} » sous-failles du modèle choisi (20), en fonction de leur identifiant. Cet identifiant est un entier compris entre 1 et « N_{tot_param} », cette valeur d'entier croit depuis la sous-faille inférieure gauche, jusqu'à la sous-faille supérieure la plus à droite (Fig. 2.4). Dans cette configuration, le modèle de faille est supposé plonger vers l'observateur. Notons ici qu'une substitution est réalisée entre la sous-faille contenant l'hypocentre, choisie en amont de la procédure, et la sous-faille 1. Le tirage de la valeur des premiers paramètres se fait donc d'abord pour la sous-faille à l'hypocentre. Le temps de déclenchement est nul pour celle-ci, puisque nous sommes à l'hypocentre. Par la suite, les sous-failles sont balayées par ordre croissant en fonction de leur numéro, donc en procédant depuis le base du modèle vers le haut.

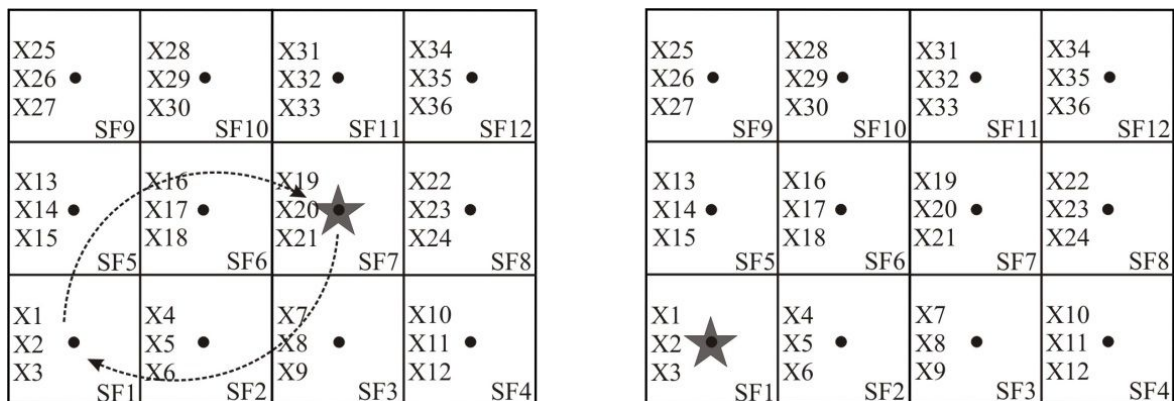


Figure 2.4: Scheme of subfaults organization for a discretized fault plane. On each subfault there are three parameters that will be inverted (onset time, rake, and the amplitude of one isosceles triangular function, as an example). We see the substitution between the subfault with the hypocenter (SF7) and the subfault SF1.

○ Exploration basée sur l'approche recuit simulé (*simulated annealing*)

Le recuit simulé est une approche d'exploration itérative de l'espace des solutions inspirée des cycles thermiques utilisés en métallurgie. Un paramètre de température est introduit, qui permet de contrôler la convergence vers un état stable, censé être le minimum principal de la fonction cout. Cette approche fait partie des méthodes dites de Monte-Carlo, reposant sur la génération de nombres aléatoires. Au début du processus, la température est élevée et des solutions moins bonnes que celles trouvées précédemment peuvent être acceptées. Cela permet à l'exploration de sortir de minima secondaires. Vers la fin du processus, la température a fortement diminué et la recherche se concentre sur l'exploration du meilleur minimum trouvé, qui est en principe le minimum principal. Quel que soit le paramètre testé, le modèle construit à chaque itération sert de base pour générer les données synthétiques calculées qui entrent dans la définition de la fonction cout. L'objectif est de minimiser la fonction cout.

La méthode repose sur trois boucles imbriquées. La boucle la plus externe définit le nombre de cycles à température constante. La boucle intermédiaire itère sur les différents paramètres à inverser. La boucle la plus interne définit le nombre de fois qu'un paramètre donné est tiré aléatoirement avant de passer au paramètre suivant. A chaque itération, le tirage aléatoire du paramètre courant donne lieu au calcul d'une nouvelle fonction cout, tous les autres paramètres étant maintenus inchangés. Cette nouvelle fonction cout est comparée à celle de l'itération précédente. Si la fonction cout a diminué, la valeur du paramètre courant est conservée, sinon on procède au test de Métropolis (voir ci-dessous). Si le test de Métropolis est vérifié, la solution est conservée, sinon elle est rejetée et on revient à la valeur précédente (celle de l'itération précédente). Lorsque les trois boucles imbriquées ont été parcourues, on test si la précision voulue pour arrêt de la procédure est atteinte (convergence vérifiée). Si oui, c'est fini. Si non, on réduit à la fois la température et les intervalles de recherche pour les paramètres, on se replace sur la meilleure solution trouvée depuis le début de l'exploration, et on repart de nouveau sur les trois boucles imbriquées. Ainsi de suite jusqu'à convergence et arrêt.

○ **Critère de Métropolis**

Toute solution induisant une valeur de fonction cout supérieure à la valeur obtenue à l'itération précédente ne sera pas nécessairement rejetée. Le choix d'acceptation ou de rejet d'une telle solution va se faire au travers du critère de Métropolis (Fig. 2.5).

La valeur de la fonction cout à une itération « i » est comparée à la valeur de la fonction cout obtenue à l'itération « i-1 ». Le principe est de rejeter quasiment systématiquement les solutions qui induisent une fonction cout largement supérieure par rapport à l'itération précédente, tout en accordant une forte probabilité de conserver celles pour lesquelles la fonction cout n'est que légèrement supérieure à la précédente.

La probabilité que cette fonction cout soit retenue est :

$$P = e^{\left(\frac{-f_i - f_{i-1}}{T}\right)} \quad (24)$$

où « f_i » est la fonction cout à l'itération courante, « f_{i-1} » la fonction cout à l'itération précédente, « T » est le paramètre dit de température.

Un tirage aléatoire d'une valeur entre 0 et 1 est réalisé. Si ce nombre est inférieur à la valeur de P calculée, la solution est retenue. Plus la différence entre les fonctions cout « f_i » et « f_{i-1} » est faible, plus la différence « $f_i - f_{i-1}$ » tend vers 0, donc l'exponentielle tend vers 1. Il y a donc une forte probabilité que la solution soit retenue. Plus la différence est grande, plus la probabilité que la solution soit rejetée est grande (Fig. 2.5). On voit également que l'acceptation est plus probable à température élevée (grande valeur de T) qu'à basse température (petite valeur de T).

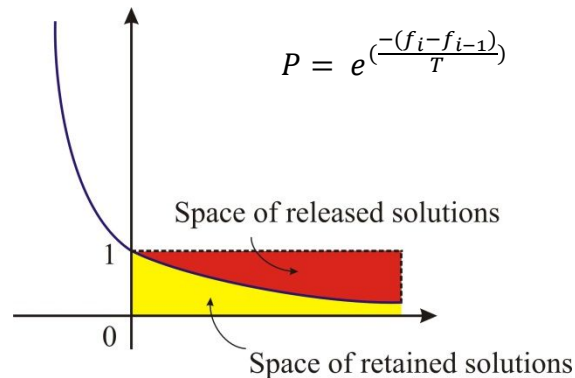


Figure 2.5: Exponential function of the form $\mathbf{f}(\mathbf{x}) = \mathbf{e}^{\mathbf{x}}$, with $\mathbf{x} < \mathbf{0}$. Each model with a cost function at the iteration « i+1 » higher than the cost function at the iteration « i » is undertaking the Metropolis criterion test. A random draw of a value between 0 and 1 is made. If the cost function at the iteration « i+1 » is lower than this value, the model is kept and stored. The « P » function decreases between 0 and 1. For larger differences between the two cost functions, « P » tends toward zero, and the rejection of the model is more probable.

Un des paramètres de contrôle de l'inversion (à fixer) est le facteur de réduction de la température lorsque les trois boucles imbriquées décrites ci-dessus ont été parcourues. En fonction de ce facteur, on peut réduire ou augmenter le temps de calcul. Une diminution trop rapide de la température peut induire une convergence rapide mais piégée dans un minimum secondaire. Une diminution trop lente de la température augmenterait le temps de calcul sans pour autant permettre d'améliorer l'optimisation de la fonction cout.

○ Arrêt de la procédure

La condition pour arrêter le processus est d'atteindre un critère de convergence, à savoir une précision sur la valeur des paramètres déterminée en amont de l'inversion. Cette précision est atteinte lorsque l'intervalle de recherche devient inférieur à la valeur de précision pour l'ensemble des paramètres inversés. Tant qu'au moins un intervalle défini pour un paramètre est supérieur à cette précision, la procédure d'inversion continue. Lorsque cette précision est atteinte, l'inversion est stoppée, et l'ensemble des valeurs ayant fourni la plus petite fonction cout est considérée comme la meilleure solution.

Nous avons ainsi utilisé cette méthode d'inversion pour étudier le processus de rupture de différents séismes. C'est au travers de l'étude du séisme de L'Aquila que nous avons pu

mettre en place et tester de nouvelles implémentations dans cette procédure, avec des modifications du code d'inversion.

2.4) Modification de l'ordre d'exploration des sous-failles

Dans la méthode décrite précédemment, nous avons vu que les paramètres dont les valeurs sont tirées aléatoirement sont choisis en fonction de la sous-faille à laquelle ils appartiennent.

L'exploration démarre par la sous-faille à l'hypocentre (renommée « 1 »), puis les sous-failles sont explorées successivement selon leur ordre numérique croissant (2, 3, 4, etc.), c'est-à-dire depuis le bas du modèle en progressant vers le haut, rangée par rangée (Fig. 2.4). Avec ce type de configuration, une question était de savoir si cet ordre d'exploration avait une influence sur le résultat final.

Une alternative est d'explorer les sous-failles ordonnées par distance hypocentrale croissante, donc dans un ordre proche de celui de la croissance de la rupture (Fig. 2.6), ce qui paraît intuitivement plus approprié.

La méthode de sélection utilisée est celle du tri à bulle. Les sous-failles sont décrites dans un tableau en fonction de leur identifiant et de leur distance à l'hypocentre. La méthode de tri à bulles est basée sur la lecture complète de ce tableau, et de la sélection de la sous-faille dont la distance est la plus grande. En cas d'égalité sur la valeur de la distance, la dernière sous-faille lue est sélectionnée. A chaque lecture, la sous-faille sélectionnée est classée comme sous-faille la plus lointaine, et de ce fait ne sera plus incluse dans la lecture des sous-failles restantes. A chaque lecture, les sous-failles sont donc classées par ordre décroissant de distance hypocentrale. Un nouvel identifiant leur est donc attribuée de façon à ce qu'elles soient traitées progressivement selon leur éloignement à l'hypocentre.

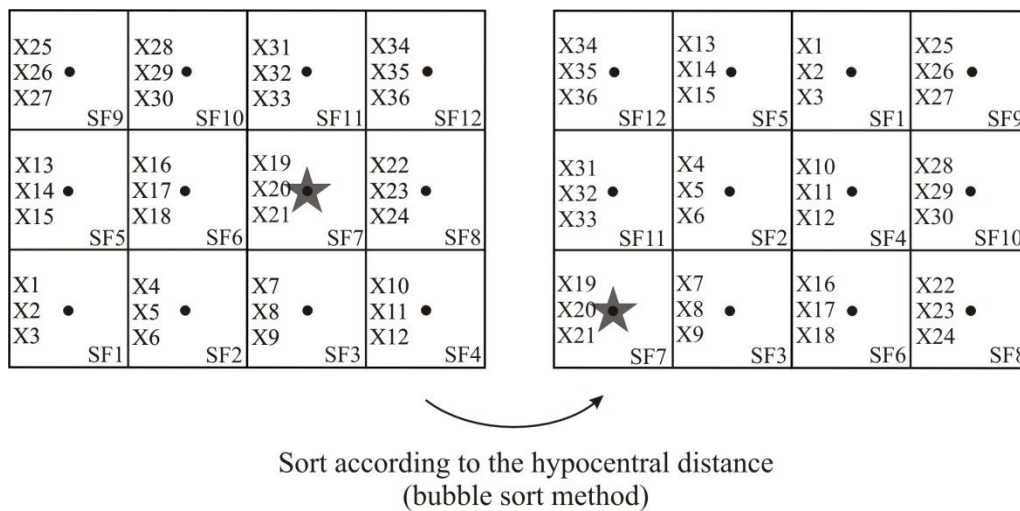


Figure 2.6: Scheme of subfaults re-organization for a discretized fault plane when sorting subfaults numbers as a function of increasing hypocentral distance. Doing so, the sequential exploration of subfault parameters in the inversion will follow an order closer to the expected propagation of the rupture.

La Figure 2.7 montre deux cartes de glissements issues de deux inversions au paramétrage identique, l'une avec et l'autre sans tri des sous-failles en fonction de la distance hypocentrale. Ces cartes sont issues de l'étude de la source du séisme de L'Aquila. Le modèle de faille est constitué de deux segments de faille, le modèle 2-SFPSG, décrit de façon détaillée dans l'article inclus dans le Chapitre III. Une description plus détaillée de ce modèle est proposée dans le paragraphe de l'étude de ce séisme. Pour l'instant, nous nous focaliserons sur la distribution du glissement cosismique obtenue par l'inversion jointe des données disponibles pour ce séisme, distribution qui nous permet de mettre en avant l'utilité d'un tri des sous-failles en fonction de la distance hypocentrale. Aucun lissage n'a été appliqué pour ces deux inversions.

Ce résultat montre que la prise en compte du tri conduit à une solution finale associée à une modélisation légèrement meilleure des données, sans que l'inversion faite sans ce tri ne soit toutefois remise en cause.

Nous avons ainsi décidé de conserver la procédure de tri des sous-failles en fonction de la distance, sur la base de la légère diminution des valeurs de rms, et de la logique de l'exploration des valeurs des solutions possibles en commençant au voisinage de l'hypocentre puis en s'éloignant progressivement, comme le fait la rupture sismique.

La Figure 2.7 met en avant la variabilité de modèles capables de décrire les données observées. Bien que les valeurs de rms soient très proches, la distribution spatiale du glissement, similaire dans sa globalité entre les deux cas, montre des variations locales, principalement au niveau de la plus grande aspérité à droite de l'hypocentre. C'est un aspect des méthodes d'inversion que nous allons maintenant aborder.

Short summary of results:

We implemented a re-ordering of the subfaults in the inversion, sorted by hypocentral distance, so that subfaults are explored sequentially in an order more similar to that of rupture propagation. It produced a slight improvement of the inversion results. We will keep this scheme in the following inversions.

2.5) Un glissement cosismique construit à partir de valeurs moyennées issues de multiples inversions pour l'ensemble des paramètres

La procédure d'inversion est capable de fournir un modèle présentant l'ensemble des solutions décrivant au mieux les données observées. Le critère de qualité est la minimisation de la fonction cout selon une distribution spatio-temporelle unique. Mais l'analyse de modèles intermédiaires, de fonctions cout très proches de la fonction cout la plus basse, n'est pas prise en compte. Cet aspect est important si des modèles avec une distribution spatio-temporelle du glissement différente peuvent décrire les données avec le même niveau de qualité.

Dans la suite, nous décrivons le modèle issu d'une inversion individuelle telle que décrite précédemment comme un modèle « absolu », par opposition à un modèle dit « moyen » construit sur la base de plusieurs modèles absolus.

Déjà, dans leur inversion de la source du séisme de L'Aquila, Cirella et al. (2009) utilisent une procédure qui fournit un modèle non pas absolu mais moyen. Le modèle proposé dans leur étude est un modèle prenant en compte l'ensemble des modèles dont la fonction cout totale n'excède pas plus de 5% celle de la fonction cout du modèle correspondant à la meilleure solution. Ce type d'approche est intéressant dans la mesure où il est possible de s'affranchir dans une certaine mesure de la variabilité des solutions issues des inversions absolues individuelles.

Nous avons repris cette approche, en la poussant un peu plus loin dans la possibilité de prendre en compte la plus grande variabilité de modèles possible.

Dans un premier temps, 10 inversions sont réalisées avec des paramètres de dépôts différents, en jouant soit sur les valeurs initiales des paramètres soit sur la valeur d'initiation du générateur aléatoire (seed). Pour chaque inversion, l'ensemble des solutions présentant une fonction cout n'excédant pas la fonction cout la plus basse de plus de 5% sont conservées. Puis l'ensemble des solutions retenues pour les 10 inversions sont concaténées en un seul fichier. Nous appellerons ce fichier « concat_10inv_5% » par commodité.

Dans un deuxième temps, la valeur moyenne « AP » de chaque paramètre « j » de chaque sous-faule est calculée sur l'ensemble des solutions du fichier « concat_10inv_5% » selon la formule :

$$AP_j = \overline{m_j} = \left[\frac{\sum_1^n \frac{m_{ij}}{f_i}}{\sum_1^n \frac{1}{f_i}} \right] \quad (25)$$

où « m_{ij} » est le paramètre numéro « j » du modèle numéro « i », « f_i » est la fonction cout du modèle numéro « i ». « n » est le nombre total de modèles contenus dans le fichier « concat_10inv_5% ».

Cette relation prend donc en compte une pondération des modèles en fonction de l'inverse de la fonction cout correspondante. Autrement dit, le poids des modèles dont la fonction cout est élevée est faible.

Alors que dans l'étude de Cirella et al. (2009) le modèle moyen était construit à partir d'environ 30000 modèles au total, cette nouvelle approche a permis d'élever ce nombre à près 765000.

Mais au-delà d'un nombre de modèles pris en compte, cette approche a aussi permis nous affranchir des questions sur le lissage des données (terme « $c F_{smooth}$ », (21)).

Le modèle moyenné montre qu'en l'absence de tout lissage, la distribution est indirectement lissée (Fig. 2.8).

2.5) Un glissement cosismique construit à partir de valeurs moyennées

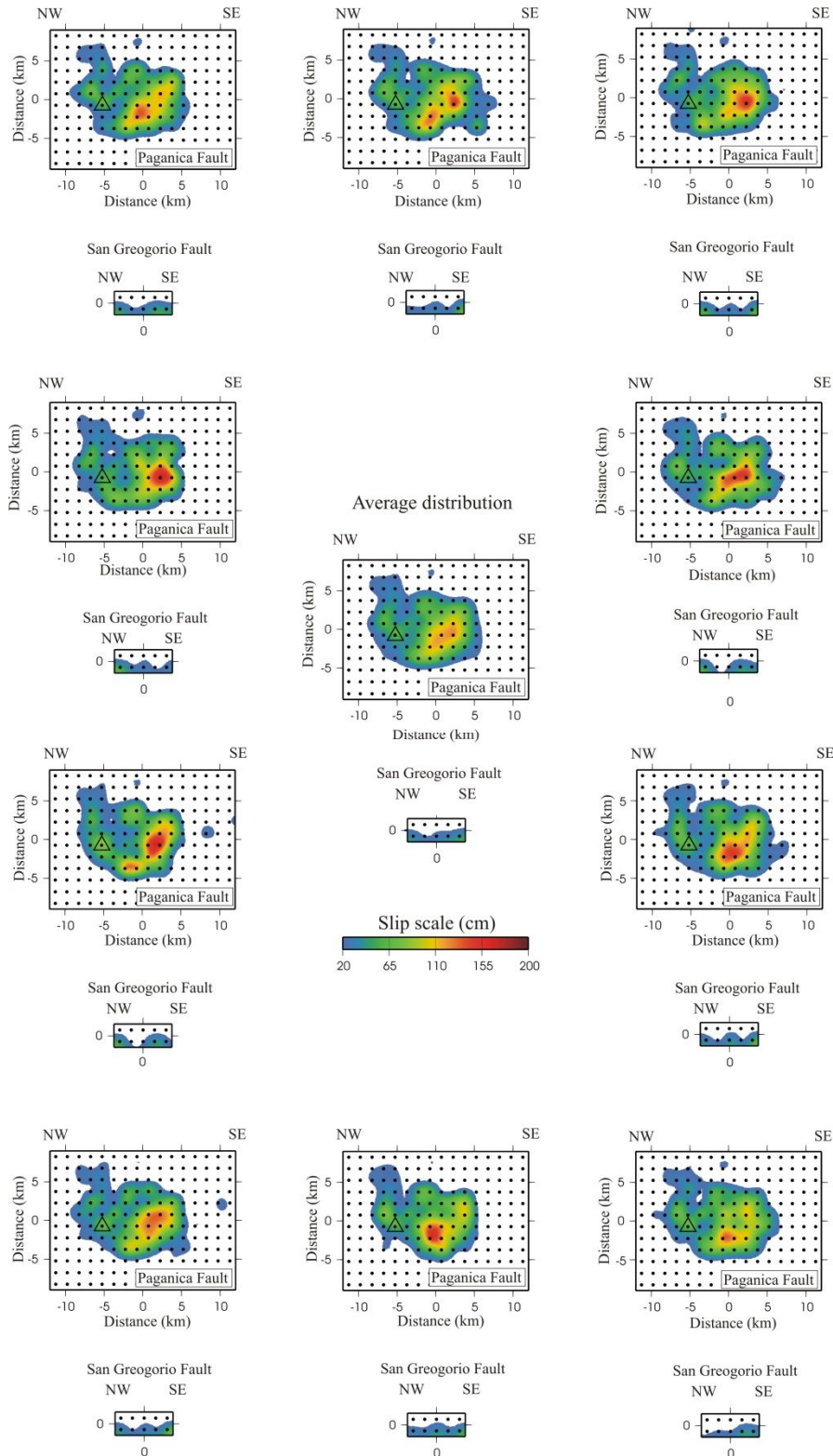


Figure 2.8: Coseismic slip maps from our study of the L'Aquila earthquake (Chapter III). The slip map at the center corresponds to the average slip distribution computed from the models of 10 individual (called “absolute”) inversions whose final slip maps are depicted all around. For each map, the two fault segments of model 2-SFPSG are shown (Figure 14 of our paper – Chapter III). Open black triangles : hypocenter (on the main fault segment).

Dans le cas de L'Aquila, les cartes de glissements de la meilleure des solutions de chaque inversion absolue montrent une certaine cohérence. On retrouve dans chaque cas une aspérité dominante au SE de l'hypocentre, et une propagation plus faible du glissement au-dessus de l'hypocentre. Toutefois, on note que le modèle moyen est un bon compromis, un peu plus lisse que les résultats des inversions individuelles.

L'analyse de la distribution spatio-temporelle au travers d'un modèle moyen a aussi montré que la moyenne de la distribution spatiale et la moyenne de la distribution temporelle ne sont pas totalement cohérentes. En mettant en place une dernière inversion jointe, en imposant le glissement moyenné comme fixe (amplitude et angle de glissement), et en n'autorisant uniquement une inversion sur la valeur du déclenchement de la rupture, il est possible d'améliorer la modélisation des données sismologiques. Par conséquent, le qualificatif de « moyen » ou « moyenné » associé à un modèle s'applique à la distribution spatiale du glissement, mais pas à l'évolution temporelle de la rupture. Cette dernière est adaptée au modèle moyen de glissement par l'intermédiaire d'une inversion dédiée au paramètre temps. Cette procédure d'inversion a notamment été utilisée pour les résultats publiés dans Balestra and Delouis (2015) (Chapitre III).

Notons que cette procédure permet aussi de fournir des incertitudes sous formes d'écart types, dans la mesure où nous supposons que la distribution des valeurs des paramètres est normale (gaussienne). La Figure 2.9 illustre ceci au travers de deux cartes sur lesquelles sont reportées l'écart type des valeurs du glissement et du temps de déclenchement de l'ensemble des modèles sélectionnés pour la construction du glissement moyen du séisme de L'Aquila. Notons que le calcul de l'écart type sur les temps de déclenchement fait appel au calcul des temps de déclenchement moyens calculés sur la base des 10 inversions absolues, comme pour le glissement moyen. Mais les temps de déclenchement finalement gardés sont ceux issus de la ré-inversion supplémentaire du temps, comme indiqué ci-dessus. Le calcul des incertitudes sur l'aspect temporel n'est donc pas complètement cohérent. Il permet toutefois d'estimer l'ordre de grandeur des incertitudes sur les temps de déclenchement, donc sur l'évolution du front de rupture.

Pour le calcul de l'écart type sur le glissement, une pondération par l'inverse de la fonction cout est appliquée. Pour le temps de déclenchement, une pondération par l'inverse de la valeur de l'amplitude et de la valeur de la fonction cout est appliquée. Cette approche permet de minimiser l'effet des faibles glissements, moins bien contraint au niveau temporel. Dans

les deux cas, la pondération par l'inverse de la fonction cout permet de minimiser les effets des modèles dont la fonction cout est élevée par rapport à la fonction cout la plus basse.

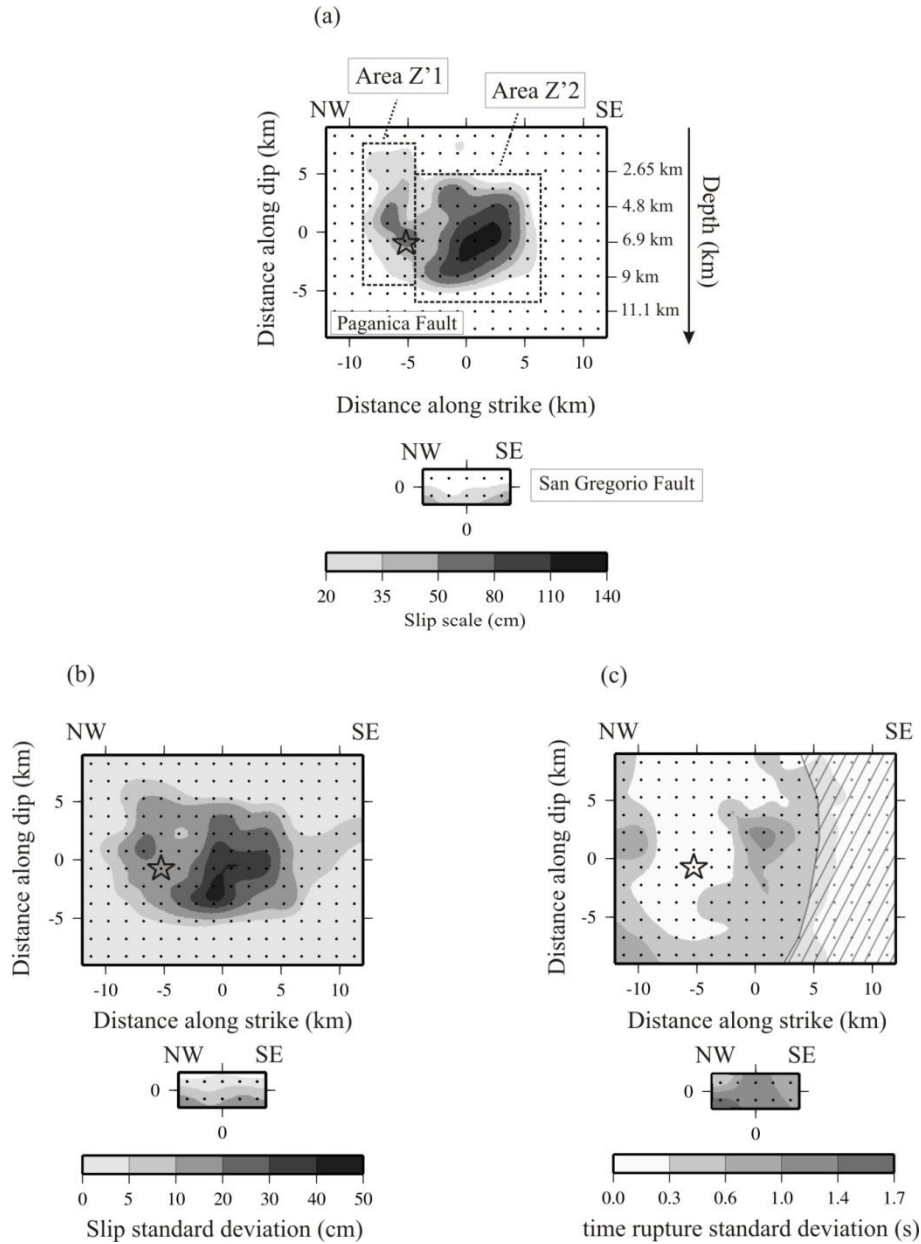


Figure 2.9: Uncertainty on the slip and rupture time parameters. In (a) we reproduce our preferred average model (2-SFPSG) for reference. (b) shows the standard deviation on the slip values. In the computation of the standard deviation, slip values are weighted by $1/f_{cost}$, in which f_{cost} is the cost function. Only models having cost functions within 5% of the best solutions are retained, in the same way as when we compute the average model (a). In (c), the standard deviation on rupture onset time is shown. Time values are weighted by slip amplitude and by $1/f_{cost}$, using only the 5% best models as before. Weighting by slip amplitude is justified by the fact that rupture timing is unconstrained when slip is small. The hatched area corresponds to rupture times between 6 and 7 s after nucleation time (i.e., close to the maximum allowed rupture time, which is 7 s). Due to this constraint, the standard deviation on rupture time is artificially small in this area. The open star locates the hypocenter.

La construction d'un glissement moyenné permet non seulement de prendre en compte une variabilité de modèles et, au regard de ces deux cartes, montre que les valeurs des paramètres de ces modèles ne présente pas de fortes dispersions. Dans la Figure 2.9-b, on observe que la valeur de l'écart type sur le glissement augmente avec l'amplitude du glissement. Cela montre d'une part que la dispersion est faible dans les zones où la valeur du glissement est considérée comme non significative, et d'autre part cela confirme que le contour de la distribution spatiale du glissement cosismique est assez bien contraint. De même, dans la Figure 2.9-c, nous pouvons observer que la dispersion des temps de déclenchement est assez faible. Notons que la zone hachurée correspondant à des temps de rupture entre 6s et 7s après l'initiation du séisme, donc à la limite de la durée maximale de la rupture. Pour ces valeurs, l'écart type est artificiellement bas, et n'est donc pas pris en compte.

Short summary of results:

We developed an approach consisting in building an averaged slip model by combining the 5% best solutions from 10 separate inversions. In the averaging processing a weight $1/f_{cost}$ is introduced, where f_{cost} is the cost function. It produces a solution slightly smoothed with respect to the results of individual inversions (also called "absolute" inversions). We expect it to reflect more robustly the source properties and we can compute the uncertainty on some parameters using the standard deviation, assuming a normal distribution. However, we observe that the averaged rupture timing is not fully consistent with the averaged slip map, resulting in degraded waveforms modelling. Consequently, we implement a supplementary inversion where rupture timing is the only free parameter, slip being kept fixed to its averaged value. Doing so we get close again to optimal waveform fitting. This procedure will be applied to the inversion of the kinematic model of the L'Aquila, Miyagi-Oki, and Sanriku-Oki earthquakes.

Chapitre III

Caractérisation de la source sismique du séisme de L'Aquila (M_w 6.3)

La caractérisation de la source du séisme de L'Aquila du 6 avril 2009 (01h32min42s UTC) correspond au volet le plus conséquent de ce travail de thèse, publié sous forme d'un article au Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA). Le présent chapitre est construit autour de cet article, précédé par une courte présentation du contexte tectonique du séisme, et suivi par des éléments de discussion concernant nos propres résultats et ceux des autres travaux publiés sur le même séisme.

3.1) Contexte tectonique

Le séisme de L'Aquila s'est produit au niveau du bassin de la vallée de l'Aterno, situé dans la région des Abruzzes (centre méridional italien), au sein de la chaîne orogénique des Apennins (Fig. 3.1-a). Le schéma structural de la Figure 3.1-b (Vittori et al., 2010 – Leur Figure 2), présentant une zone plus élargie que celle de la Figure 3.1-a, met en avant des marqueurs tectoniques à la fois d'un régime compressif (traces en surface de fronts de chevauchements) et d'un régime extensif (traces en surface de failles normales), qui recoupent à certains endroits les traces en surface des fronts de chevauchement.

La Figure 3.1-c montre une coupe géologique SW-NE dans le bassin de l'Aterno, passant par le Mont Bazzano. Une lecture rapide révèle que les reliefs sont constitués par des calcaires de nature variable, et qu'ils encadrent la zone dépressionnaire de la vallée de l'Aterno, constituée de dépôts alluvionnaires. L'ensemble de ces formations est découpé par des failles à jeu

normal, dont leur azimut est cohérent avec la direction du bassin. Cette structuration résulte de deux processus distincts. Le premier est caractérisé par une dynamique en convergence (régime compressif, Patacca et al., 1990), du Miocène supérieur au Pliocène inférieur (~5 Ma) (Fig. 3.1-d), avec une direction de convergence SW-NE. A partir du Pliocène inférieur, une dynamique en extension s'est mise en place (régime extensif), encore active aujourd'hui avec une direction d'extension SW-NE.

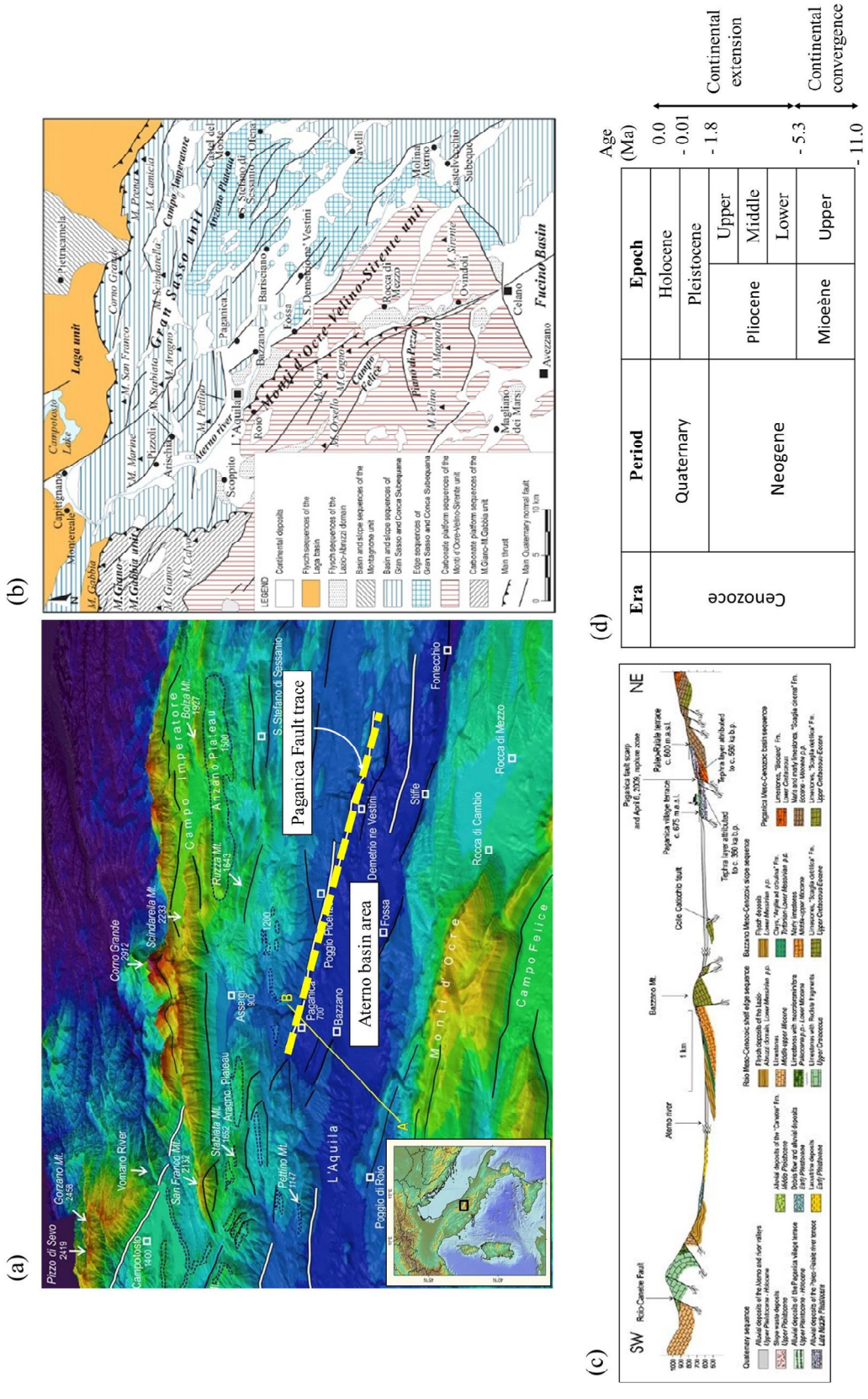


Figure 3.1: (a) Three-dimensional view of the L'Aquila region (from Vittori et al., 2010 – Their Figure 4). Yellow dashed line: surface trace of the Paganica Fault. (b) Structural settings of the L'Aquila region (from Vittori et al., 2010 – Their Figure 2). (c) SW-NE geologic cross section of the A-B trace in (a). (d) Simple geological time scale where the former thrust tectonics and the present-day extensional tectonics are reported.

La tectonique active en extension est confirmée par les observations sismologiques et géodésiques. La Figure 3.2-a montre les mécanismes au foyer associés à la crise sismique du séisme de L'Aquila de 2009 (Chiaraluce et al., 2011). Ils correspondent très majoritairement à des jeux normaux pour des directions de faille NW-SE. Ce type de mécanisme au foyer s'observe aussi sur une échelle de temps plus large, comme illustré par la Figure 3.2-b qui montre les mécanismes au foyer des principaux séismes dans la région centrale des Apennins depuis 1979, traduisant clairement l'activation généralisée de failles à jeu normal (Michele et al., 2016).

Cette activité extensive est aussi mesurée et quantifiée par l'analyse de données géodésiques, qui confirment bien une extension affectant cette zone, de l'ordre de 4 à 5 mm/an (D'Agostino et al., 2008 ; Devoti et al., 2008).

C'est donc dans ce contexte tectonique de type extensif que s'est produit le séisme de L'Aquila.

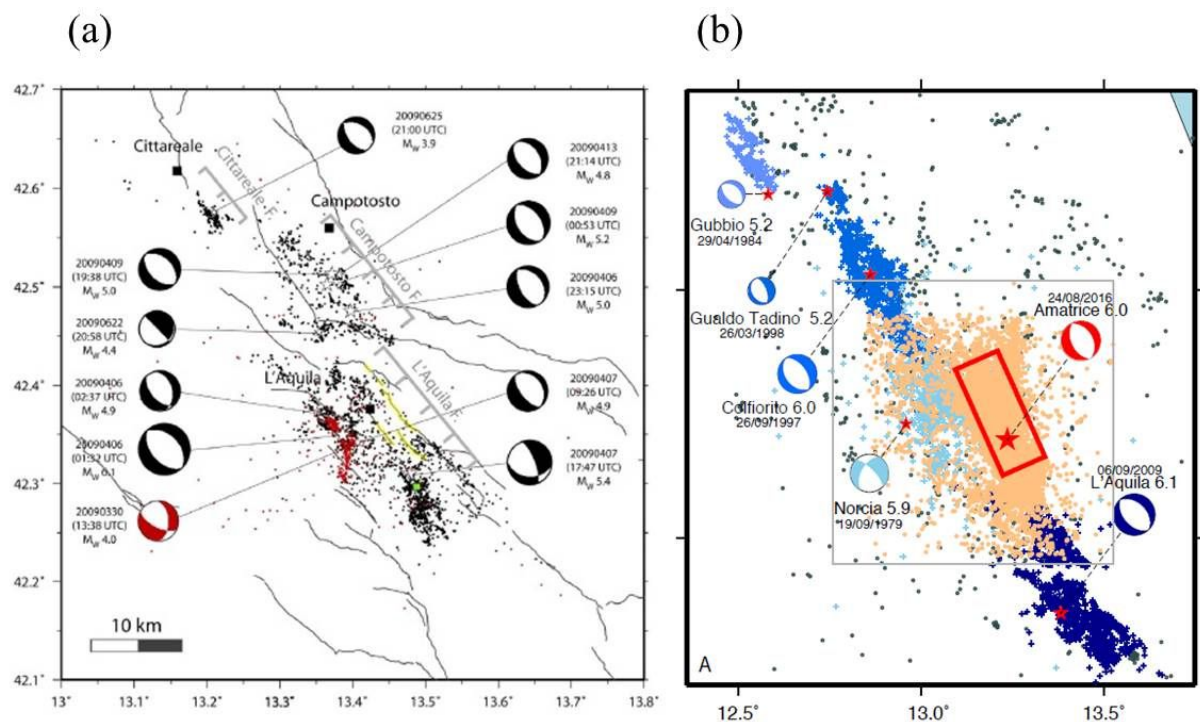


Figure 3.2: (a) Map view of relocated foreshocks (red dots) and aftershocks (black dots) and focal mechanisms of main events of the sequence of the L'Aquila earthquake (from Chiaraluce et al., 2011 - Their Figure 7). (b) Map of the instrumental seismic sequence of the M_W 6.0 Amatrice earthquake (2016, August 24) (from Michele et al., 2016 – Their Figure 1), and previous sequences in the central Apennins.

La faille de Paganica a été rapidement identifiée comme celle responsable de la rupture principale du séisme de L'Aquila, sur la base des localisations hypocentrales, des déplacements mesurés par InSAR et GPS, ainsi que des ruptures de surface. Des décalages verticaux (jusqu'à 15 cm) ont en effet été identifiés sur le terrain et décrits dans les études de Falcucci et al. (2009), de Boncio et al. (2010), EMERGEO Working Group (2010), Guerrieri et al. (2010), et Vittori et al. (2010), le long d'une zone de 2.6 km au niveau de la trace en surface de la faille de Paganica. D'autres décalages ont été identifiés en surface au niveau d'autres failles. La Figure 3.3 montre un récapitulatif de ces observations. C'est sur la base de ces informations que nous avons exploré dans l'article ci-après la possibilité d'une rupture sur de multiples segments de failles dont certains distincts de la faille principale de Paganica.

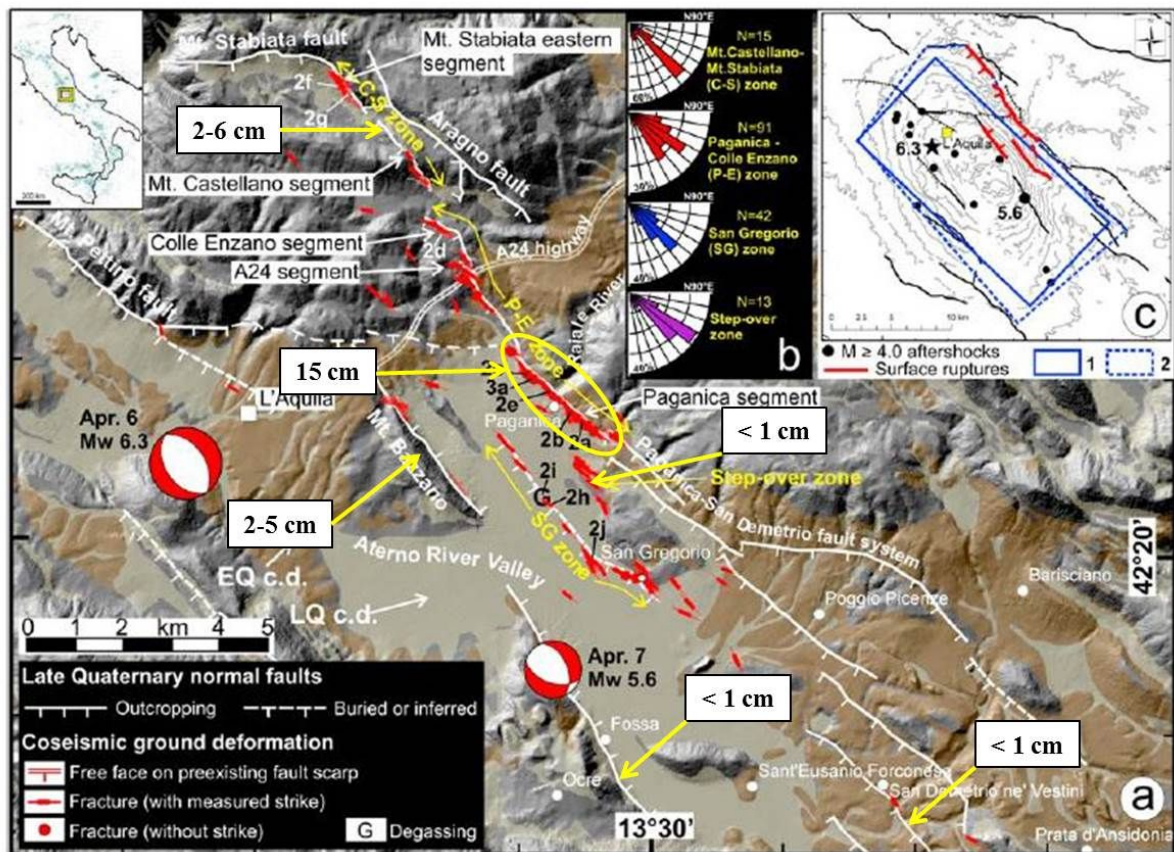


Figure 3.3: Map of active normal faults in the area of the L'Aquila earthquake, and sites of measurement of coseismic ground deformation (values in cm from Guerrieri et al., 2010) (from Boncio et al., 2010 – Their Figure 1). Yellow ellipse: area of maximum vertical offsets observed along the trace of the Paganica Fault.

3.2) Reassessing the Rupture Process of the 2009 L'Aquila Earthquake (M_w 6.3) on the Paganica Fault and Investigating the Possibility of Coseismic Motion on Secondary Faults (Balestra and Delouis, 2015)

Reassessing the Rupture Process of the 2009 L'Aquila Earthquake (M_w 6.3) on the Paganica Fault and Investigating the Possibility of Coseismic Motion on Secondary Faults

by Julien Balestra and Bertrand Delouis

Abstract The kinematic rupture of the L'Aquila earthquake on the Paganica fault is reassessed with a highly comprehensive set of data. This very complete dataset is also used to explore the possibility that secondary faults may be involved in the coseismic process. The main characteristics of the slip distribution of the Paganica normal fault found by previous studies are confirmed: an initial propagation around and up-dip of the hypocenter, associated with a high velocity rupture (> 3.5 km/s); a main asperity centered about 6–7 km southeast of the hypocenter, rupturing in the subsequent stage, with a maximum slip of nearly 1.5 m; a total rupture measuring about 15 km along strike and 12 km along dip; and an overall low average velocity rupture (< 2 km/s). The statement that the main features of the slip distribution are confirmed by different studies (based on distinct inversion schemes) is by itself an achievement, knowing that many past studies provided strongly discrepant slip maps for common events. Moreover, we focus specifically on the existence of slip at shallow depth and its relations with the other known active faults in the vicinity of the Paganica fault. We find that (1) as found in previous studies, shallow slip near the ground surface up-dip of the hypocenter is incompatible with the available Synthetic Aperture Radar interferograms and (2) the only secondary fault that is likely to have been activated during the mainshock is the San Gregorio synthetic fault located 2–3 km southwest of the Paganica fault.

Online Material: Figures of waveform fitting using different velocity models, time versus distance distribution of slip from the single-fault model, variations in the geometry of the Paganica fault, geometry of complex faults models and geodetic data modeling, uncertainty on the slip value and the rupture time, effect of noise on resolution tests, quantification of the improvement on the GPS data fitting with the preferred two faults model with respect to the single-fault model, and *a posteriori* modeling of leveling data.

Introduction

The L'Aquila earthquake occurred in the seismic region of the Abruzzo presently affected by a southwest–northeast crustal extension. Many normal faults have been well identified around the city of L'Aquila. Previous studies based on various datasets have an overall coherence regarding the focal mechanism of the mainshock (Table 1), with solutions in agreement with the northwest–southeast direction of the Paganica fault (Hunstad *et al.*, 2009), which was rapidly recognized as responsible for the earthquake. They correspond to normal faulting with one of the nodal planes dipping southwest. Surface ruptures along the trend of the Paganica fault (Vittori *et al.*, 2011, and references therein), and the analysis of the aftershocks (Chiaraluce *et al.*, 2011; Valoroso *et al.*, 2013) confirm the strike and dip directions given in Table 1.

Several previous studies determined the spatial, or space–time, distribution of slip of the mainshock using different datasets (Table 1). To date, the analysis combining the most comprehensive set of data is Cirella *et al.* (2012), who provided a rupture model from the joint inversion of strong-motion, Global Positioning System (GPS), and Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) measurements. In our study, we invert jointly and, for the first time, four coseismic datasets: strong-motion, teleseismic P waves, GPS, and InSAR. The possible coseismic activation of secondary faults was qualitatively considered in previous studies but without a thorough examination of the various available datasets. Several faults have been identified in the source area, and the aftershock sequence developed in different directions,

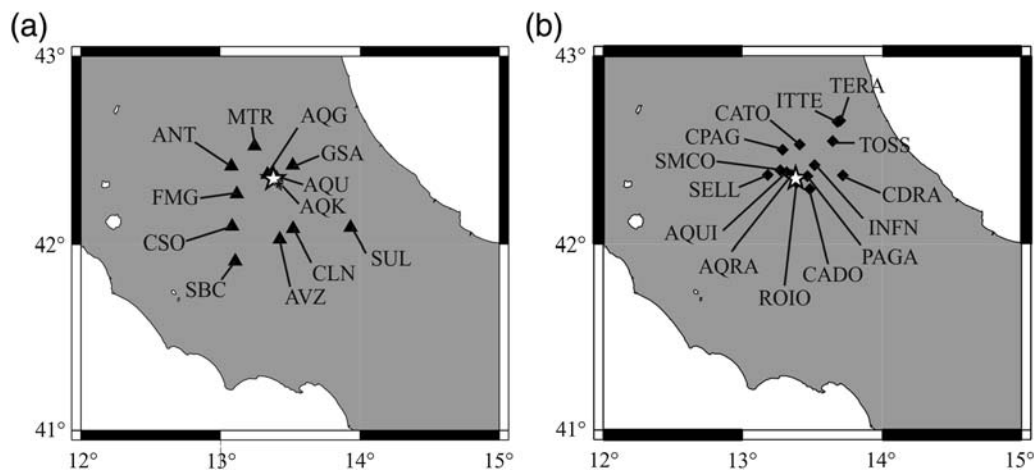


Figure 1. (a) Map of the strong-motion stations (black stars) used in the inversions. (b) Same as (a) but for Global Positioning System (GPS) stations (black squares). The white star indicates the mainshock epicenter; the open star indicates the epicenter of the 7 April 2014 aftershock (M_w 4.7 computed in this study) used to explore the velocity models.

in particular toward the northwest (Chiaraluce *et al.*, 2011; Valoroso *et al.*, 2013). This suggests the possible activation of more than one fault segment, as proposed in the study of Falcucci *et al.* (2009), EMERGEO Working Group (2010), and Vittori *et al.* (2011). To address this important issue, we tested models with different degrees of complexity grounded on known faults, and we analyzed the extent to which these compound models allowed an improvement of the data modeling with respect to the simplest model in which the rupture was restricted to the Paganica fault.

A challenge in inversions incorporating strong-motion records is to model frequencies high enough to obtain the source parameters with a sufficient level of detail and, at the same time, to avoid imaging propagating effects into the source model. We chose a compromise, consisting of combining a low-pass filtering of the waveforms (with a maximal frequency of 0.5 Hz) and the use of optimized 1D velocity models. Velocity models for the area of L'Aquila were proposed in Chiarabba *et al.* (2009), Cirella *et al.* (2009, 2012),

and Bianchi *et al.* (2010). A shallow high-velocity structure was identified under the city of L'Aquila (station AQU; Bianchi *et al.*, 2010), with an S -wave velocity of 4.2 km/s between 2 and 10 km depth. Generally, such velocity is observed in the upper mantle. This information is taken into consideration, but we also seek to determine the optimized velocity models without *a priori* knowledge, using the 7 April 2009 (09:26 UTC) aftershock and 10 strong-motion stations shared with the mainshock. The velocity models found in this manner are then used in the joint inversion.

We end up with a preferred coseismic model and assess its resolution using synthetic tests. Those tests also emphasize the advantages of the joint inversion with respect to the inversion of individual datasets.

Data

Strong-Motion Data

We use the records from 11 strong-motion stations from the Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) and the AQU station from MedNet (see [Data and Resources](#)). Their locations are displayed in Figure 1. The recorded data are integrated twice to obtain the ground displacements and band-pass filtered from 0.05 to 0.5 Hz. The low-cut frequency limits the influence of long-period noise enhanced by the double integration. The high-cut frequency reduces high frequencies, which we cannot model with a 1D crustal model.

Broadband Teleseismic Data

We use 14 teleseismic records from the Incorporated Research Institutions for Seismology Data Center Management (IRIS DMC; see [Data and Resources](#)). All are located at angular distances between 30° and 90° from the mainshock epicenter. The records are integrated to obtain displacements and band-pass filtered from 0.01 to 0.8 Hz. We model the first 22 s of the 14 P -wave signals; the monitoring

Table 1

Fault-Plane Parameters for the L'Aquila Earthquake

Studies	Inverted Data*	Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)	Rake ($^\circ$)
Cirella <i>et al.</i> (2009)	SM + GPS	133	54	-102
Atzori <i>et al.</i> (2009)	InSAR + GPS	133	47	-103
Walters <i>et al.</i> (2009)	Body waves	126	52	-104
Walters <i>et al.</i> (2009)	InSAR	144	54	-105
Cheloni <i>et al.</i> (2010)	GPS	136	50	-98
Anzidei <i>et al.</i> (2009)	GPS	140	55	-98
Guerrieri <i>et al.</i> (2010)	InSAR	133/147	45	-90
Cirella <i>et al.</i> (2012)	SM + GPS	133	54	-102
	+ InSAR			
This study	SM + TELE	137	45	-105
	+ InSAR + GPS			

*SM, strong-motion data; GPS, Global Positioning System; InSAR, Interferometric Synthetic Aperture Radar; TELE, teleseismic broadband data.

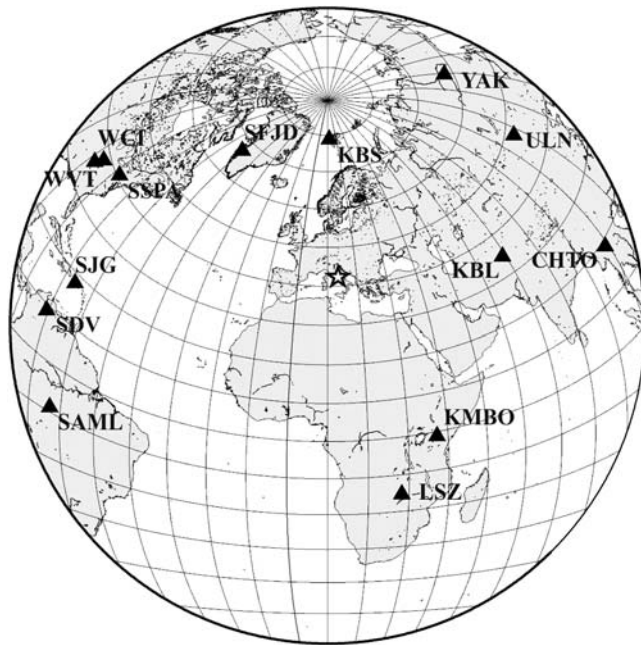


Figure 2. Distribution of the broadband teleseismic stations used in this study (black triangles). The white star indicates the epicenter.

stations that recorded these signals are well distributed around the source (Fig. 2).

GPS Data

We use fifteen GPS data from the study of [Cheloni *et al.* \(2010\)](#) (Fig. 1). The observed horizontal and vertical displacement values can be consulted in the auxiliary material of [Cheloni *et al.* \(2010\)](#).

InSAR Data

We use InSAR data from three differential interferograms (Fig. 3). Two are Envisat tracks with ascending and descending viewing geometry, and one is from COSMO-SkyMed ascending viewing geometry. The displacements in the radar line of sight were provided by Simone Atzori (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia [INGV], see [Data and Resources](#)) and used in the previous study of [Atzori *et al.* \(2009\)](#). The precise orbits were already correctly taken into account by [Atzori *et al.* \(2009\)](#), but the absolute values of the line-of-sight displacement are not precisely known. Accordingly, we do not assess a ramp correction, but

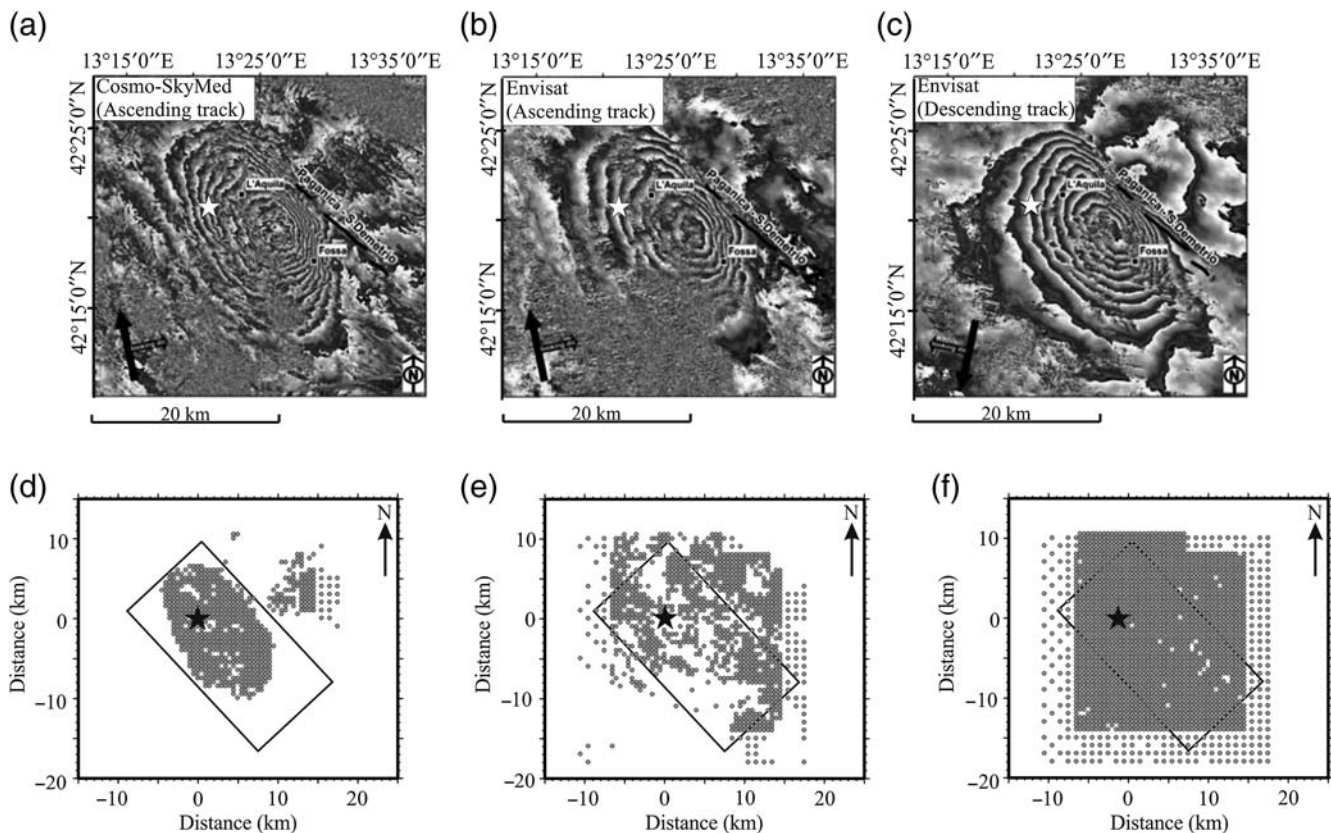


Figure 3. Differential Synthetic Aperture Radar (SAR) interferograms used in this study. (a) COSMO-SkyMed ascending, (b) Envisat ascending, and (c) Envisat descending. These three images are from [Atzori *et al.* \(2009\)](#). (d,e,f) The sampling of each differential interferograms corresponding to (a), (b), and (c) respectively. Gray circles indicate the sample locations. The black rectangular frames indicate surface projections of the single-fault model (model 1-SF; Fig. 4). The white and black stars indicate the mainshock epicenter.

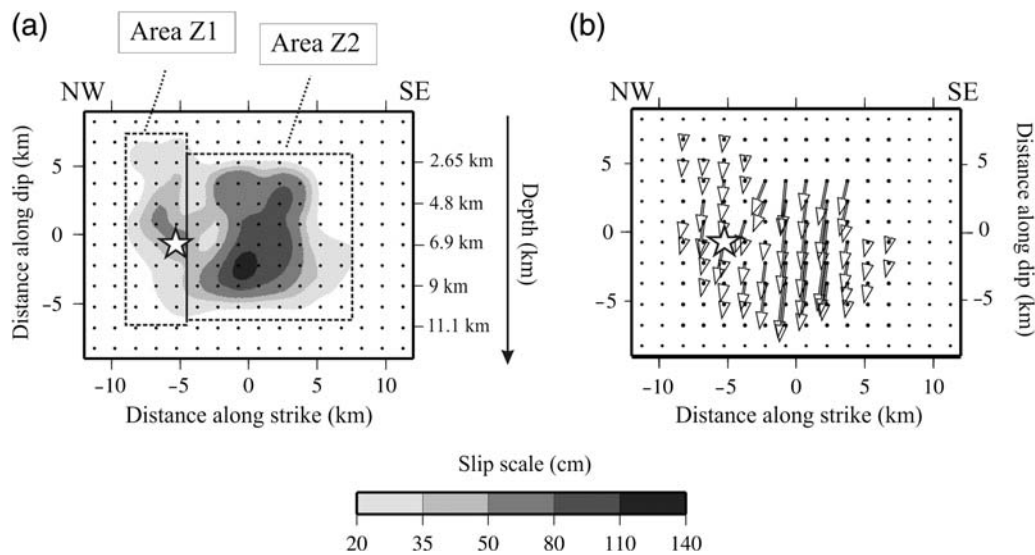


Figure 4. Slip distribution from the joint inversion carried out with model 1-SF (Paganica fault). (a) Slip map: black dashed rectangular frames display the two main slip areas, Z1 and Z2. (b) Slip vectors: white arrows indicate slip direction and slip amplitude for the hanging wall (upper side of the fault). The largest arrow corresponds to 135 cm of slip. The white star indicates the hypocenter, and the black points indicate the point-source locations.

we include a global offset per interferogram as a free parameter in the inversion.

Mainshock Inversion Procedure

To determine the space and time distribution of the coseismic slip, we use a uniform parameterization allowing for finite-fault geometry with variable slip and for variable velocity rupture (Delouis *et al.*, 2002). The fault model may incorporate several fault segments of different geometries. The approach combines the multiple time-window formulation (Olson and Aspel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983) with a nonlinear inversion scheme incorporating rupture onset times as free parameters. A simulated annealing algorithm, adapted from Corana *et al.* (1987), is used to explore the model space and to solve the nonlinear inverse problem almost without dependency with a starting model. We first describe the rupture with the simplest model, comprising a single fault segment corresponding to the main Paganica fault. We call this model 1-SF (Figs. 3 and 4). The model measures 24 km along strike and 18 km along dip. These values were adjusted from preliminary separate and joint inversions. The segment fault is subdivided into 192 square subfaults, each of which is 1.5 km along strike and dip.

First, we fixed the main fault strike from the analysis of the Synthetic Aperture Radar (SAR) differential interferograms and confirmed by the other datasets. The optimal value found is 137° . The Envisat descending interferogram shows two well-defined lobes of fringes; their separation line is taken as the location of the top of the fault segment (Fig. 3c). It is also coherent with the trends and location of the surface faulting on the central part of the Paganica fault as described in Vittori *et al.* (2011). The dip angle that best fits

all the datasets together is 45° . In particular, with lower or higher values, the modeling of strong motion and InSAR data is quickly deteriorated. The modeling of GPS and teleseismic data is less sensitive to the dip parameter. The 45° dip is almost similar to that found by Atzori *et al.* (2009) from the inversion of InSAR and by Guerrieri *et al.* (2010) from joint inversion of InSAR and body waves. Such a value is not expected for a normal fault, but the Abruzzo extensional context was preceded by northeast verging thrust tectonics (Patacca *et al.*, 1990; Vittori *et al.*, 2011). The geometry of the Paganica fault could be inherited from an old thrust.

In the slip inversion, the strike, dip, and fault–subfault dimensions are fixed parameters. Each subfault is characterized by a point source with a local source time function (STF) represented by three mutually overlapping isosceles triangular elementary functions. Each elementary function has a 1 s duration, hence the maximum duration of local rupture is 2 s. For each subfault, the five parameters to be inverted are the rake, the amplitude of each of the three triangular functions, and the rupture time. In addition, three offsets in the line of sight of the InSAR data are inverted, one for each interferogram. This is needed because the unwrapped SAR data provide relative displacement only, with some uncertainty about the absolute ground motion. The seismic moment of each local STF is converted into a slip value using a shear modulus (rigidity, μ) of 3.5×10^{10} Pa, taken as an average value for the crust. The maximum slip allowed on each subfault is 2 m. Rupture time is bounded according to a velocity rupture that is allowed to vary between 1.0 and 2.5 km/s. In preliminary tests, velocity rupture was allowed to reach 3 km/s, but fitting the seismological data was systematically achieved for velocity ruptures lower than 2.5 km/s. Velocity rupture, as presented here, must be interpreted as an average velocity

between the hypocenter and the subfault considered. The rupture is initiated at the center of a subfault for which the surface projection coincides with the epicenter (42.35° N, 13.38° E), given by the INGV (see [Data and Resources](#)). In this model, hypocentral depth is 7 km. To estimate the quality of the epicentral location, we checked its compatibility with the direction of polarization of the initial P wave at different strong-motion stations around the fault. This analysis showed a good coherence between location and polarization.

The synthetic strong-motion waveforms are computed using the discrete wavenumber method of [Bouchon \(1981\)](#). The synthetic teleseismic waveforms are computed using the ray theory of [Nabelek \(1984\)](#). The near-field static displacements for GPS and for the InSAR data are computed with the dislocation formulation of [Savage \(1980\)](#), each subfault being represented by a dislocation surface.

The cost function to be minimized in the simulated annealing procedure is defined as the weighted sum of the normalized root mean square (rms) misfit errors of the different datasets, with an additional function to minimize the total seismic moment, plus a smoothing function. Here, the cost function equation is

$$\text{Cost function} = \sum_{i=1,m} w_i \text{rms}_i + F_{M_0} + F_s, \quad (1)$$

in which m is the number of datasets, w_i is the weight of dataset i , F_{M_0} is the minimization function of the seismic moment, and F_s is the smoothing function. Here, the normalized rms misfit function is

$$\text{rms}_i = \sqrt{[\sum_{j=1,n} (O_j - C_j)^2 / \sum_{j=1,n} O_j^2]}, \quad (2)$$

in which n is the number of values for the dataset i , and O_j and C_j are observed and computed values for the j th data point. The function minimizing the seismic moment is

$$0.01 \times \exp^{(M_0/M_{\text{ref}})^{-1}}, \quad (3)$$

in which M_{ref} is the reference seismic moment (in the present case, that of Global Centroid Moment Tensor [Global CMT]; see [Data and Resources](#)), M_0 is the seismic moment of the current solution explored, and \exp is the exponential function.

We tested various data weightings in the synthetics tests. The results showed no need to use different weights for the different datasets for which the amplitudes are normalized in the rms misfit function. Accordingly, datasets are equally weighted in the joint inversions of real data presented in this study.

The strong-motion inversions are dependent on the 1D velocity model used at each station. We used a velocity model exploration procedure to obtain optimized 1D velocity models without *a priori* knowledge of the underground structure. The velocity models published in [Bagh et al. \(2007\)](#), [Chiarabba et al. \(2009\)](#), [Cirella et al. \(2009\)](#), and [Bianchi et al. \(2010\)](#), and the Moho depths published in [Piana and Amato \(2009\)](#) are nonetheless considered to estimate the validity of the velocity models computed in our study.

Table 2

Bounding Values for each Inverted Parameter for the Exploration of Local Velocity Models

Layer	Thickness (km)	V_p (km/s)	Overall V_p/V_s Ratio
1	0–3.0	1.7–3.0	1.5–2.0
2	0–6.0	3.0–7.5	—
3	0–30.0	4.5–7.5	—
4	0–30.0	6.0–7.0	—
5	0–10.0	7.0–7.4	—

Exploration of the Local Velocity Models

Procedure

To improve the strong-motion waveform modeling of the mainshock, we search for optimal 1D velocity models using the 7 April 2009 (09:26 UTC) aftershock. Its magnitude (M_w 5.0, INGV) allows it to be considered as a point source; and, because it is almost collocated with the mainshock, source–station paths are similar for both events. Point-source modeling is less affected by the trade-off between source effects and propagation effects, as it can be in the case for the mainshock.

The procedure tests a multitude of velocity models within a predefined range of possibilities with a simulated annealing algorithm, and the quality of each tested model is determined as its capacity to improve the modeling of the aftershock waveforms. The exploration can be conducted for a single station or for a group of stations. The criterion for selecting best velocity model parameters is the normalized rms misfit function of the aftershock waveforms.

In this procedure, the hypocenter location and the focal mechanism of the aftershock are fixed. We located the hypocenter from the P - and S -wave arrival times and confirmed the epicenter by the analysis of the initial P -wave polarization in the horizontal plane at the nearest strong-motion stations. The corresponding epicenter is 42.334° N, 13.41° E. The focal mechanism was determined beforehand by the waveform inversion procedure of [Delouis and Legrand \(1999\)](#). It resulted in strike 135°, dip 34°, and rake -97° , a focal depth of 6 km, and a moment magnitude of M_w 4.7.

Each tested velocity model comprises five homogeneous layers and is defined by a total of 11 free parameters. Five correspond to layer thicknesses, five correspond to P -wave velocities within each crustal layer, and the last parameter is the overall velocity ratio V_p/V_s . The density is inferred from the S -wave velocity using a rigidity value of 3.5×10^{10} Pa. The bounding values for each parameter are shown in Table 2. They allow for a large degree of freedom, within reasonable limits. The shallowest layer, with thickness ranging between 0 and 3 km, can represent a sedimentary layer. Immediately below this layer, high P -wave velocity values are allowed to be consistent with the study of [Cirella et al. \(2009\)](#) and [Bianchi et al. \(2010\)](#). A V_p of 8.1 km/s is attributed to the mantle. The total crust thickness is constrained between 32 and 40 km, in agreement with the study of [Piana and Amato \(2009\)](#).

Table 3
Velocity Model VM1

Layer Thickness (km)*	P-Wave Velocity (km/s)*	S-Wave Velocity (km/s) [†]	Density [†]
1.2	2.6	1.7	1.7
1.9	5.0	3.2	2.6
17	7.2	4.6	3.0
10	6.4	4.1	2.9
3.1	7.2	4.6	3.0
Mantle	8.1	4.7	3.3

Velocity model for strong-motion stations above the Paganica fault (AQG, AQK, and AQU). The V_P/V_S ratio was also inverted. The overall V_P/V_S ratio of the velocity model VM1 is 1.5.

*Inverted parameters.

[†]Inferred parameters.

Table 4
Velocity Model VM2

Layer Thickness (km)*	P-Wave Velocity (km/s)*	S-Wave Velocity (km/s) [†]	Density [†]
0.6	2.7	1.4	1.8
2.1	4.9	2.6	2.6
32	6.5	3.4	2.9
2.0	7.2	3.8	3.0
Mantle	8.1	4.7	3.3

Velocity model for strong-motion stations ANT, AVZ, CLN, CSO, FMG, GSA, MTR, and SUL. The V_P/V_S ratio was also inverted. The overall V_P/V_S ratio of the velocity model VM2 is 1.9.

*Inverted parameters.

[†]Inferred parameters.

The search for an overall velocity model with all the strong-motion stations together provided little improvements. Based on previous studies, which evidenced an anomalous crust below L'Aquila, we divided the stations into two groups (see Fig. 1 for station locations): the AQG, AQK, and AQU stations (above the Paganica fault; group 1), and the ANT, AVZ, CLN, CSO, FMG, GSA, MTR, and SUL stations (group 2). The optimal velocity models obtained are named VM1 and VM2 for groups 1 and 2, respectively.

Results of the Crustal Model Investigations

The VM1 and VM2 velocity models are displayed in Tables 3 and 4, respectively. The VM1 velocity model shows an uppermost layer with a slow P -wave velocity and an unusual high wave velocity ($V_P = 7.2$ km/s) below (but still at shallow depth). We find a high-velocity zone in the crust as found by Bianchi *et al.* (2010) but with a much greater thickness: 17 km instead of 7 km. The VM2 velocity model shows also an upper layer with a slow P -wave velocity. Although the high velocity zone at shallow depth is also allowed, it is not retained in this case. VM1 and VM2 are combined and tested in a separate inversion of the strong-motion data of the M_w 6.3 mainshock, and we compare the resulting data fitting

Table 5
Velocity Model Bi-VM2

Velocity Models	Layer Thickness (km)	V_P (km/s)
From Bianchi <i>et al.</i> (2010)*	1	2.8
	2	5.4
	7	7.8
	5	6.3
	5	5.8
	4	6.1
	10	6.5
	3	7.1
	3	7.2
	Mantle	8.0
From this study [†]	0.6	2.7
	2.1	4.9
	32	6.5
	2.0	7.2
	Mantle	8.1

*Velocity model used to model strong-motion data at stations AQG, AQK, and AQU; also used to model the teleseismic data (source area).

[†]Velocity model used to model strong-motion data at stations ANT, AVZ, CLN, CSO, FMG, GSA, MTR, and SUL.

Table 6


rms Data Misfit Values for the Separate Inversions of Strong-Motion Data (for the Mainshock) Carried Out with Different Velocity Models

Velocity Models	rms ^{SM*}
VM1 + VM2	0.34
Bi-VM2 [†]	0.33
Cirella <i>et al.</i> (2009)	0.38
Chiarabba <i>et al.</i> (2009)	0.43

*Root mean square (rms) for strong-motion data.

[†]Combination of the velocity model from Bianchi *et al.* (2010) and the velocity model VM2 (from this study).

with that obtained with the velocity models published in the studies cited above.

Four strong-motion data test slip inversions are carried out. The first combines the VM1 and VM2 models. The second combines the velocity model proposed in Bianchi *et al.* (2010) for the AQG, AQK, and AQU stations with the VM2 velocity model for the others. This combination of models is hereafter called Bi-VM2 (Table 5). The third test is based on the velocity model published in the study of Cirella *et al.* (2009). The fourth uses the velocity model proposed by Chiarabba *et al.* (2009). The rms values (Table 6) show the best data fitting with the velocity model Bi-VM2. The combination of the VM1 and VM2 models shows almost the same rms value. We did not retain the VM1 model because the layer showing the high-velocity value seems to be too thick in comparison with the layer that is well constrained in Bianchi *et al.* (2010). With the velocity model from Cirella *et al.* (2009), we obtained a significantly higher rms value.  Figure S1 (available in the electronic supplement to this article) displays

the data modeling of four strong-motion stations and shows the superposition of observed and computed signals for the preferred velocity model Bi-VM2 and for the velocity models of [Cirella et al. \(2009\)](#). The comparison of the data fitting shows a good match of the beginning of the signals for all velocity models, but differences appear for the latter and more complex part of the waveforms. The [Chiarabba et al. \(2009\)](#) model produces the largest misfits due to the absence of a shallower layer with slow wave velocity.

All the separate strong-motion and joint inversions hereafter described are carried out with the Bi-VM2 (Table 5). The [Bianchi et al. \(2010\)](#) velocity model is also used in the source area to model the broadband teleseismic data, with a noticeable improvement of the waveform modeling.

Results of the Mainshock Inversion

With the velocity model thus determined for the strong-motion and teleseismic data, we carried out the slip inversion of the mainshock using the combined seismological and geodetic datasets.

A simulated annealing inversion provides a unique best model, although it explores more than a hundred thousand slip models. Rather than considering only the best solution of a single inversion, we follow the approach of [Cirella et al. \(2009\)](#) and compute an average model from the combined results of several inversions. The rupture model proposed here corresponds to an average model. More precisely, the average model is built from 10 joint inversions, differing in the starting model, or in the way the random number generator of the simulated annealing is initialized. Because simulated annealing incorporates randomness in its way of exploration, we expect that slightly diverging starting points should lead to slightly different final solutions. That is the motivation for running the inversion 10 times and using different starting points. In total, more than one million models are computed, but only models with a cost function ≤ 1.05 times the smallest overall cost function are taken into account in the computation of the average model. In other words, solutions in which the cost function exceeds the smallest by more than 5% are not considered. All parameters are averaged according to:

$$\begin{aligned} \text{Average parameter } j &= \bar{m}_j \\ &= [(\sum_{i=1,n} (m_{ij}/f_i)) / (\sum_{i=1,n} (1/f_i))], \end{aligned} \quad (4)$$

in which m_{ij} is the j th parameter of the i th model and f_i is the cost function of the i th model. The weight $1/f$ is used to decrease the relative influence of models having higher cost functions.

Figure 4 displays the slip map from the joint inversion carried out with the model 1-SF. All the datasets have the same weight. On the map, slip values smaller than 15% of the maximum slip are not represented. Table 7 gives the values of rms misfit functions for the separate and joint inversions.

Table 7

rms Data Misfit Values for Separate and Joint Inversions Carried Out with Model 1-SF

Inverted Dataset	rms _{SM} ^{*†}	rms _{TELE} ^{**‡}	rms _{GPS} [*]	rms _{InSAR} [*]
Joint	0.40	0.35	0.19	0.23
Strong motion	0.34	—	—	—
Teleseismic	—	0.31	—	—
InSAR	—	—	—	0.20
GPS	—	—	0.11	—

*Root mean square from averaged slip models (see the [Results of the Mainshock Inversion](#) section).

†Root mean square for strong-motion data.

‡Root mean square for broadband teleseismic data.

The joint inversion exhibits two main slip areas (Fig. 4). In area Z1, slip is located mainly up-dip of the hypocenter, and maximum slip is 80 cm. The main slip area Z2 is centered 6 km southeast of the hypocenter. Its area is about 60 km², with a maximum slip of 135 cm. The average slip over the total rupture surface, as defined by the 15% of maximum slip criterion, is 46 cm. The total computed seismic moment value is 3.57×10^{18} N·m, which is coherent with M_w 6.3.

The velocity rupture, averaged over all subfaults and weighted by slip values, is 1.8 km/s. [Figure S2](#) displays rupture onset time of the subfaults plotted versus distance from the hypocenter, together with reference lines of constant velocity rupture (1.0, 1.8, and 2.5 km/s). [Figure 5](#) displays cumulative snapshots of the rupture history. The velocity rupture, averaged from the hypocenter, appears higher in the first 2–3 s of the rupture during slip propagation in the Z1 area. The highest slip amplitudes (area Z2) occurring later are characterized by slower velocities rupture.

Locally, a high velocity rupture of the order of 3.7 km/s is observed above the hypocenter in the 2–3 s time interval (Fig. 5). The bounding velocity rupture of 2.5 km/s that we used as a constraint for the average velocity rupture from the hypocenter to each subfault does not prevent the velocity rupture from reaching higher values locally in the model. [Cirella et al. \(2012\)](#) found also a high velocity rupture in the same area, with even slightly larger values (4 km/s). However, these authors also find an area of high slip amplitude (> 1 m) and high velocity rupture (> 3.5 km/s) in the shallowest part of their model near the ground surface. This near-surface slip patch is not present in our model because it is incompatible with the InSAR data. This last point is discussed further in this section.

Figure 5 displays also the overall STF (for model 1-SF). Two phases may be distinguished. This trend is also evident in [Orefice et al. \(2013\)](#), who computed apparent STFs by deconvolving the mainshock broadband records at regional distance by those of an aftershock. A first peak in the STF occurred during the first 3 s. It corresponds to the rupture of the Z1 area around and up-dip of the hypocenter. From 4 s onward, a main pulse is observed in the STF, corresponding to the rupture of area Z2 toward the southeast.

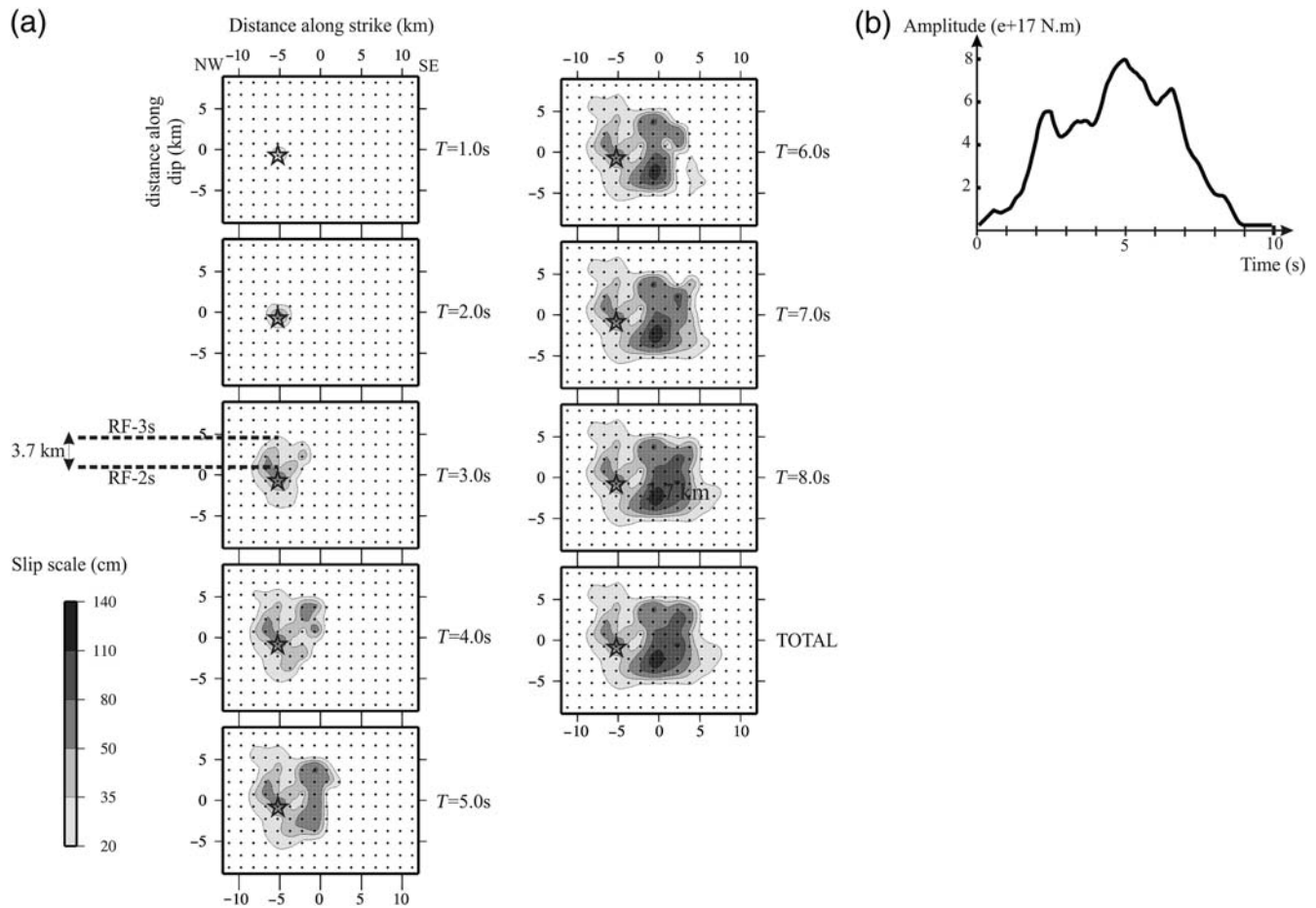


Figure 5. Rupture time history from the joint inversion carried out with model 1-SF. (a) Snapshots displaying the cumulative evolution of the rupture at different time steps (T). The hypocenter is indicated by the open star. RF-2s and RF-3s are the rupture fronts moving up-dip at 2 and 3 s, respectively, reported on the snapshot at 3 s. The distance between the two (3.7 km) is covered in 1 s, indicating a local velocity rupture of 3.7 km/s. (b) Overall source time function (STF).

The fit of the teleseismic P waves and strong-motion waveforms is shown in Figures 6 and 7, respectively. Overall the fit is good; and, among the strong-motion stations, those located above the fault plane (AQQ, AQQ, and AQU, with the largest amplitudes) are slightly better fitted. The largest misfits are observed for station MTR and, to some extent, for SUL.

Figure 8 displays the GPS data fitting, which is also good overall. The vertical displacements are almost perfectly matched. However, a noticeable mismatch at two GPS stations (PAGA and INFN) also can be identified in previous studies that combine different datasets (Atzori *et al.*, 2009; Cirella *et al.*, 2009, 2012). In our case, the displacement toward the northeast is underestimated at station INFN, and the displacement toward the southwest is overestimated at station PAGA. Joint inversions carried out with one fault segment do not provide a good modeling at these two stations.

Figure 9 displays the computed and observed InSAR fringes for the three interferograms used. The ground-to-satellite displacement fit is displayed along profiles in Figure 10. A noticeable mismatch is evident on the northeast side of the Paganica fault for the ascending tracks. This area is

more mountainous than the southwest side of the fault. This relief could be responsible for the incoherence of the ascending interferogram's shape. However, the descending interferogram, which provides much better coverage, is well modeled.

The inverted coseismic slip proposed here shows similarities with that proposed in previous studies based on joint inversions. There are two slip areas with dominant rupture propagation toward the southeast. In our model, no significant slip (larger than 20 cm) is observed near the surface along the strike direction, whereas some of the previous studies incorporating the GPS data indicate slip values between 0.5 and 1.4 m in the 0–2 km depth range (Cirella *et al.*, 2009, 2012; Cheloni *et al.*, 2010).

In our study, only the separate GPS inversion produces large slip (> 50 cm) near the surface (Fig. 11a). This shallow slip helps fit the horizontal displacement at INFN and PAGA stations (Fig. 11b, compared with Fig. 8). If we use this same model found with the GPS data to model the InSAR data, it produces a readily distinguishable signature on the fringe pattern, located near the fault trace, as illustrated by Figure 11c (area contoured by the dashed-line white ellipse).

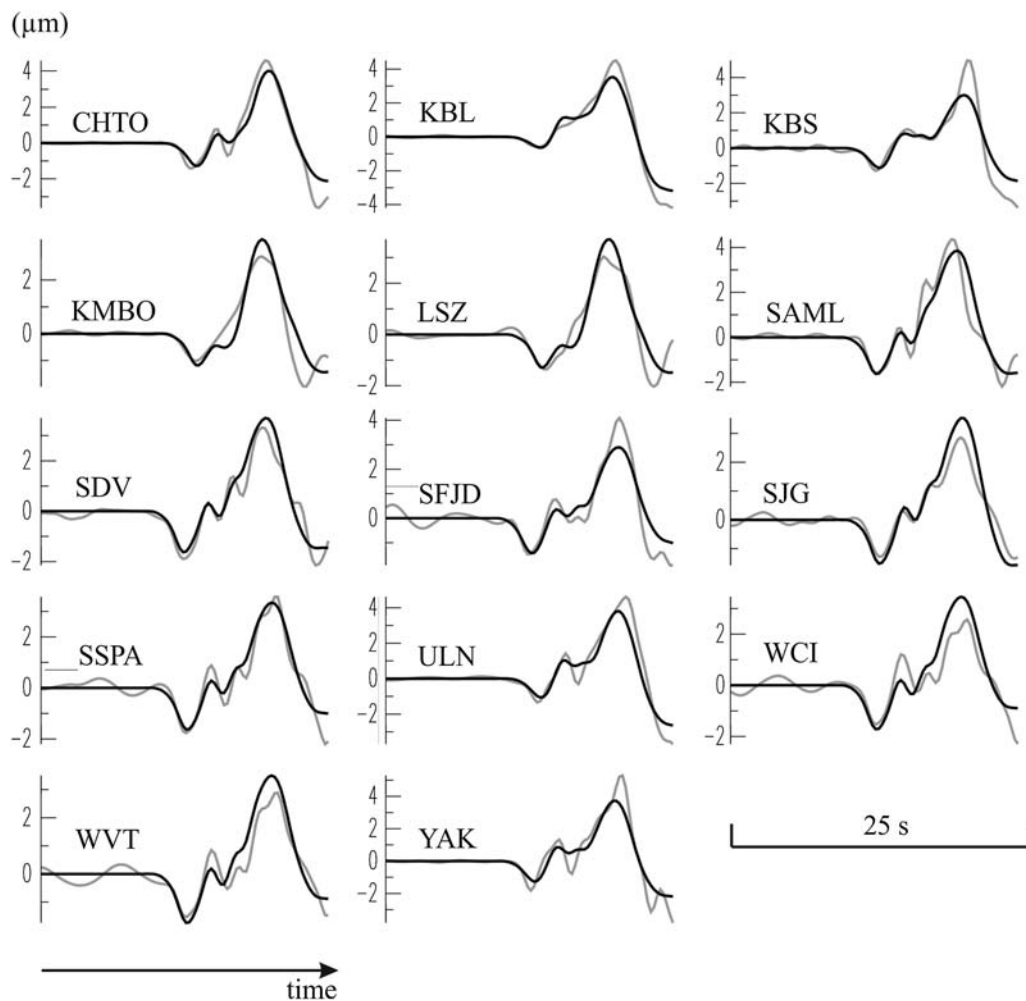


Figure 6. Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) teleseismic P waveforms from the joint inversion with model 1-SF.

By comparing Figures 11c and 3c, we see that the fringes created at the surface by the shallow slip zone are not present on the observed SAR interferogram. Direct modeling of the InSAR data by the model obtained from the GPS data induces an InSAR rms misfit of 0.7 (variance reduction of only 30%), whereas the rms is 0.23 (variance reduction 77%) in the case of the joint inversion that does not include the shallow slip zone (Fig. 4).

To use a common parameterization for geodetic and seismological data in the inversion, we invert for the seismic moment (local STF of each subfault). Hence, to compute the synthetic geodetic displacements scaled with the slip amplitude, we convert the seismic moment of each subfault into the equivalent slip value. To investigate if the modeling problem at GPS stations PAGA and INFN could be due to a problem in the conversion of seismic moment into slip values, we carried out joint inversions in which the rigidity value varies with depth. After various tests, we concluded that the observed misfits cannot be explained by such effect. We also considered the possibility that approximations in the computation of static displacements performed with a simple half-

space (the dislocation approach of Savage, 1980) may affect the modeling. Static displacements at stations PAGA and INFN were recomputed using the discrete wavenumber integration method of Bouchon (1981), with the 1D layered velocity model obtained from the strong-motion data. Differences with the half-space values are very small and clearly cannot account for the observed misfits.

Search for Possible More Complex Fault Geometries

Model 1-SF is built with a single fault segment and a constant dip. In this section, we explore more complex fault geometries, considering fault studies conducted in the area by various researchers so as to improve the data modeling.

In a first step, we assess possible variations in dip and positioning of the main segment corresponding to the Paganica fault (variations around model 1-SF). However, we keep constant the dip value of 45° at depth, which proved to be optimal for the main slip zone. We mainly explored varying geometry near the ground surface that may have a strong

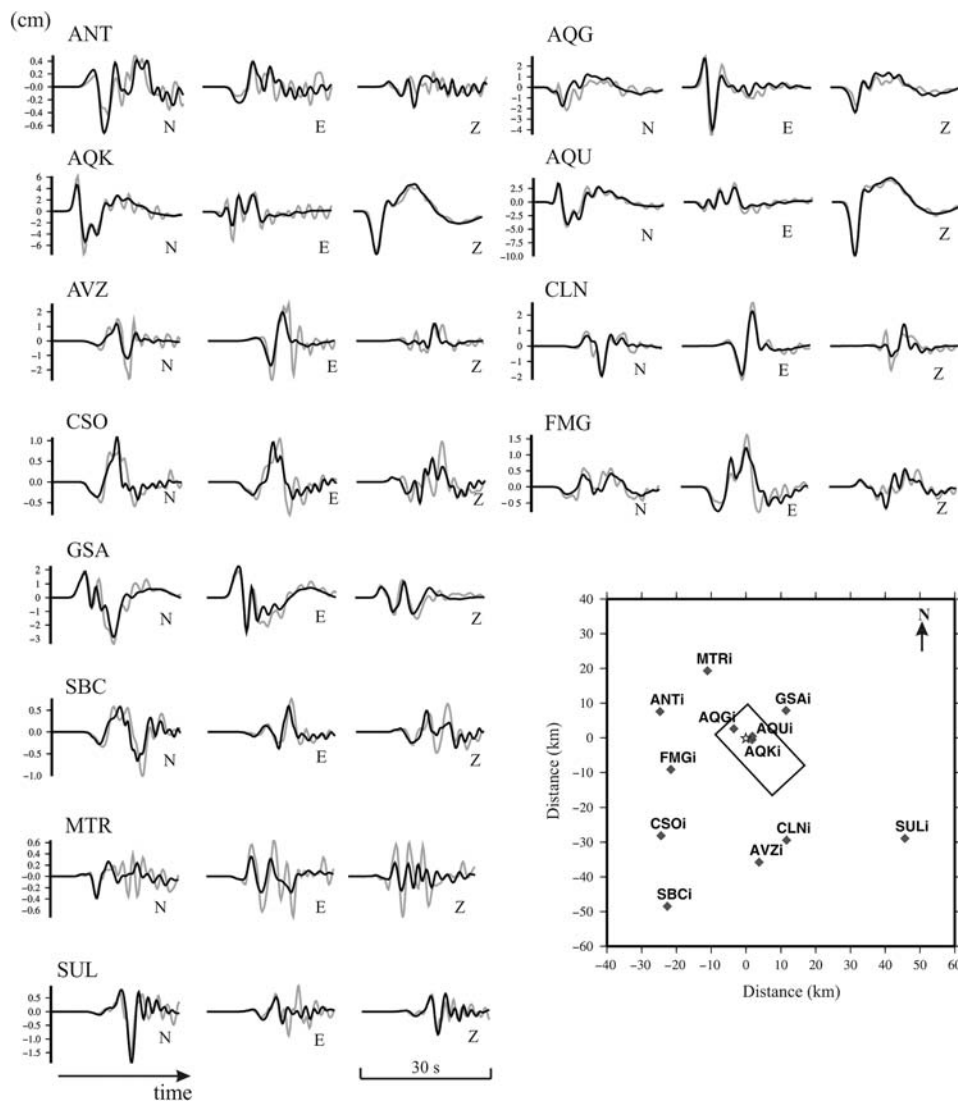


Figure 7. Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) strong-motion waveforms from the joint inversion with model 1-SF. The map inserted in the bottom right side displays the surface projection of model 1-SF, as well as the location of the strong-motion stations (black squares). The white star indicates the epicenter.

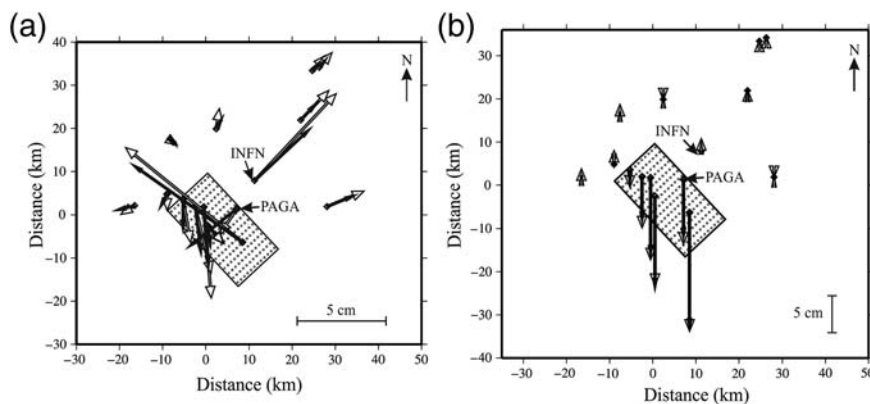


Figure 8. (a) Comparison between observed (white arrows) and computed (black arrows) horizontal GPS vectors and (b) vertical GPS values from the joint inversion carried out with model 1-SF (Paganica fault). The rectangle with dots inside indicates the surface projection of the fault model with the individual point sources. The two GPS stations displaying the largest horizontal misfits (INFN and PAGA) are indicated.

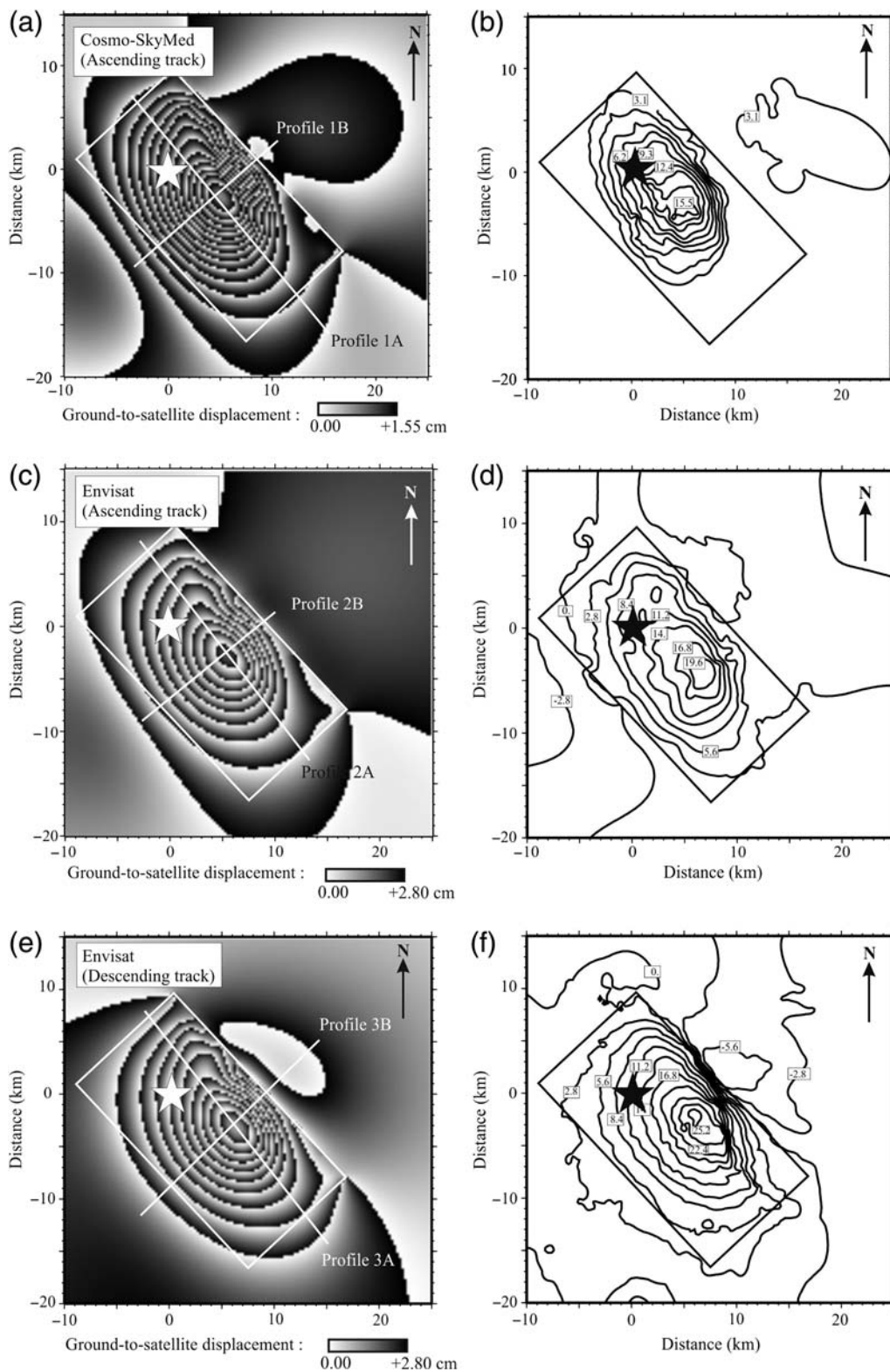


Figure 9. Modeling of the Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) data from the joint inversion with model 1-SF. (a,c,e) Computed interferograms. White straight lines indicate locations of the profiles displayed in Figure 10. (b,d,f) Observed fringes corresponding to (a), (c), and (e), respectively. Framed numbers indicate values of the observed ground-to-satellite displacements in centimeters. White and black stars indicate the epicenter. White and black large rectangular frames indicate surface projections of the fault model (Paganica fault).

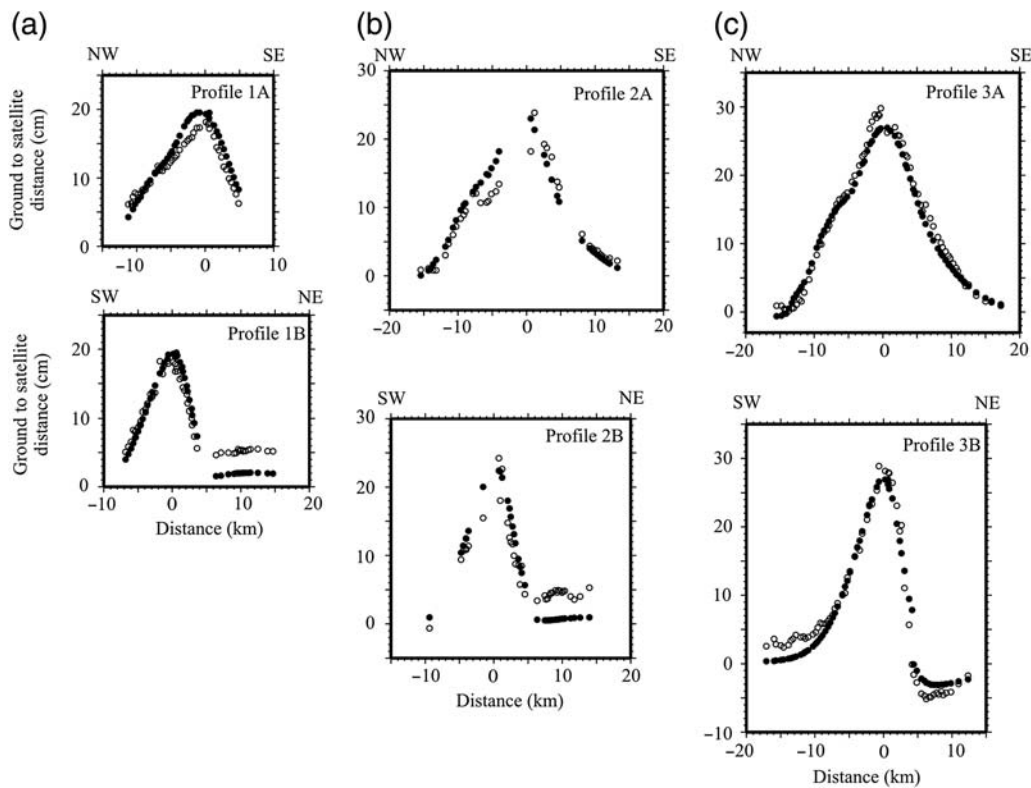


Figure 10. Modeling of the InSAR data from the joint inversion with model 1-SF, along profiles shown in Figure 9. (a) Cosmo ascending, (b) Envisat ascending, and (c) Envisat descending data. Black and open circles show the computed and observed ground to satellite displacements, respectively.

influence on the GPS station PAGA located near the Paganica fault trace.

In a second step, we investigate the coseismic activation of minor normal faults in the source area, which are assumed to be active. Aftershock locations published in Chiaraluce *et al.* (2011) showed a lack of seismicity at shallow depth (0–3 km). However, it is well known that very shallow hypocenters are difficult to detect and constrain, and many ground deformations on line with these faults have been reported in previous studies (Falcucci *et al.*, 2009; Walters *et al.*, 2009; Boncio *et al.*, 2010; EMERGEO Working Group, 2010; Guerrieri *et al.*, 2010; Vittori *et al.*, 2011). The following faults have been considered in the present study: the Asini, Assergi, Bazzano, Colle Caticchio, Monte Castellano–Monte Stabiata (i.e., the C-S zone in Boncio *et al.*, 2010), Monte–Stiffe–Fossa, Praticciolo, and San Gregorio faults.

Figure 12 displays the surface traces of these faults, with their dip direction. Measured field offsets from Guerrieri *et al.* (2010) are also displayed. Some of these faults are synthetic and others are antithetic, with respect to the Paganica fault. We will give special consideration to the San Gregorio fault (SGF), which has been a focus of interest in previous studies (Boncio *et al.*, 2010; Vittori *et al.*, 2011; Quattrocchi *et al.*, 2012) but never included in slip models.

For these tests, only joint inversions of the complete four datasets are considered; and, for each inversion, only the best

solution is considered. The values of the rms misfit function are presented in Table 8. For comparison, the rms values corresponding to the best solution obtained with model 1-SF, and not the averaged solution, are indicated in Table 8. Because of the large number of models tested, we do not show the data modeling for all of them.

Models with a Steepening of the Paganica Fault toward the Surface (Variations around Model 1-SF)

We explored the possibility of the fault steepening near the surface (a behavior commonly observed for normal faults), leaving the PAGA station in the footwall of the fault instead of in the hanging wall (Ⓔ Fig. S3a, model 1-SFc1; Table S1). The horizontal displacement is improved at station PAGA, but the effect is negative on station INFN, where the underestimation of the horizontal displacement toward the northeast is amplified. The overall GPS misfit is increased, as is the InSAR misfit (Table 8).

We then tested the same geometry (i.e., whether the Paganica fault steepens toward the surface) with the same dip values but adjusting the top of the steep segment to the Paganica fault trace and observed surface breaks. By maintaining the fault dip and the epicenter position, the fault is translated toward the northeast and the hypocenter is necessarily deeper (Ⓔ Fig. S3b: model 1-SFc2; Table S1). In this

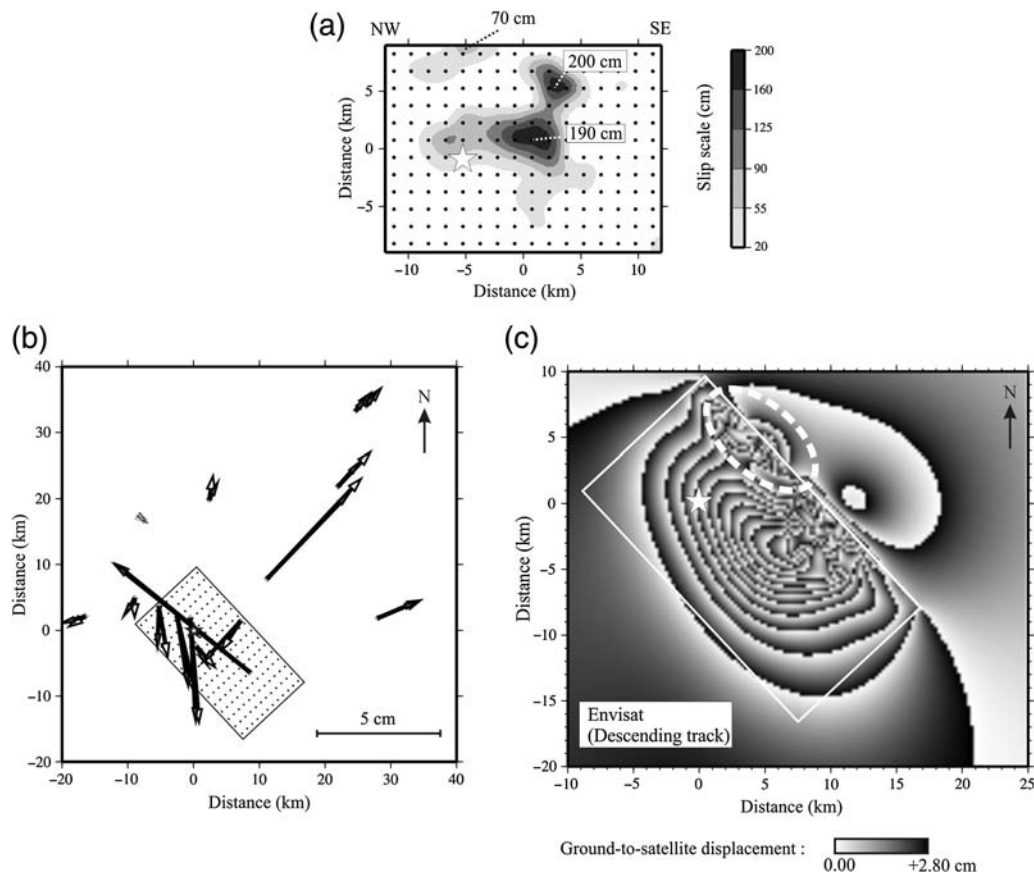


Figure 11. Results from the separate GPS data inversion with model 1-SF. (a) Slip map. The white star indicates the hypocenter, and black points indicate centers of the subfaults. Maximum slip values observed locally are indicated with a line pointing to the corresponding subfault. (b) Modeling of the GPS horizontal vectors; observed values are shown in white and computed values are shown in black. The white star indicates the epicenter, and the rectangle with dots inside indicates the surface projection of the fault model with the individual centers of the subfaults. (c) Computed fringes of the Envisat descending interferogram obtained using the slip distribution from the separate GPS inversion shown in (a). The white rectangular frame indicates the surface projection of the fault model. The white star indicates the epicenter. The dashed white ellipse surrounds the area where the computed interferogram is mostly affected by the shallowest slip zone (area with 70 cm of slip in [a]) and which is not seen on the observed interferogram (compare with Fig. 3c).

case, the misfits increase a step more (Table 8), leading us to reject a steepening of the Paganica fault toward the surface. We also tested a more gradual variation of dip (listric geometry) without more success.

Possible Activation of the Assergi Fault in the Footwall of the Paganica Fault

Considering the fact that the horizontal displacement at GPS stations in the northeast is underestimated by model 1-SF, especially at station INFN (Fig. 8), we searched for a fault in the northeast of the Paganica fault that could help increase the movement toward the northeast. The only relatively well-documented fault in this sector is the Assergi fault. We built a model combining the single segment of the Paganica fault (model 1-SF) with a two-segment listric Assergi fault. The dip angle of the deepest segment of the Assergi fault joining the Paganica fault, 20° , was chosen using the aftershock distribution in this area by Chiaralu

et al. (2011). This model did not allow us to improve data fitting.

Possible Activation of Antithetic and Synthetic Faults in the Hanging Wall

The investigation of the Bazzano, Colle Caticchio, and Monte–Stiffe–Fossa faults, all antithetic with respect to the Paganica fault (i.e., dipping to the northeast), was carried out with model 6-SF (© Fig. S4; Table S2). The Monte–Stiffe–Fossa fault system was also considered by Guerrieri *et al.* (2010) as a possible source for the presence of discontinuities in the descending interferogram. The result of this joint inversion showed no significant slip (larger than 25 cm) on any of the secondary faults. All the significant rupture occurs on the segment corresponding to the Paganica fault (identical to that of model 1-SF). The rms data misfit values (Table 8 and © Fig. S5a for GPS) show no global improvement. Furthermore, the computed interferograms (Fig. S5b)

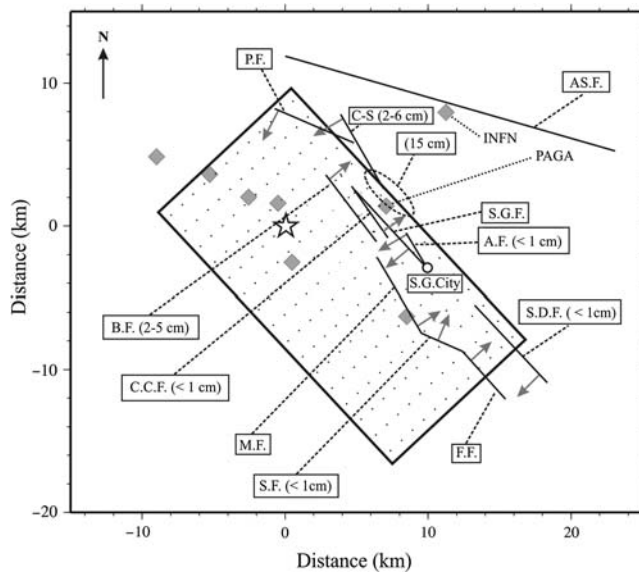


Figure 12. Locations of the surface traces (heavy black lines) of the secondary faults tested in multisegments for coseismic models, in addition to the main segment corresponding to the Paganica fault (thin black rectangular frame; same as model 1-SF). Gray arrows indicate the dipping direction of each secondary segment. The white star indicates the epicenter, and gray squares indicate GPS stations, with the names of the INFN and PAGA stations indicated. The black dashed ellipse surrounds the area where the largest vertical offset (~ 15 cm) has been observed at the surface along the trace of the Paganica fault. Values (in centimeters) enclosed in parentheses indicate measured surface offsets along the secondary fault traces (from Guerrieri *et al.*, 2010). Faults and stations: A.F., Assini fault; AS.F., Assergi fault; B.F., Bazzano fault; C.C.F., Colle Caticchio fault; C-S, C-S zone from Boncio *et al.* (2010); F.F., Fossa fault; INFN, GPS station INFN; M.F., Monte fault; PAGA, GPS station PAGA; S.D.F., San Demetrio fault; S.F., Stiffe fault; S.G.F., San Gregorio fault (SGF) (extended); P.F., Praticciolo fault; S.G. City, city of San Gregorio.

do not show a clear discontinuity in the fringes near the Monte–Stiffe–Fossa fault system. Globally, the activation of the antithetic faults considered here is not required by the available data.

To estimate the total length of rupture, previous studies focused on the following synthetic faults (dipping to the southwest): the Asini, Monte Castellano–Monte Stabiata (i.e., the C-S zone from Boncio *et al.*, 2010), and the Praticciolo faults. We incorporated all these faults in model 5-SF (Fig. S6; Table S3). The result of this joint inversion also showed no significant slip (larger than 25 cm) on any of the secondary faults and no global improvement of the misfit (Table 8).

Model Incorporating the San Gregorio Fault

The SGF has not been systematically considered in previous studies dedicated to the analysis of surface breaks related to the L’Aquila earthquake. It is mainly considered as a buried fault. However, coseismic ground deformations near the Colle Caticchio fault were suspected to be in fact associated with the SGF by Boncio *et al.* (2010) and Vittori

et al. (2011). Moreover, the SGF, which is a synthetic normal fault, is expected to produce an increment of northeast movement at GPS station PAGA, located on its footwall (Fig. 12); that is, it is expected to help decrease the southwest displacement predicted at that station by model 1-SF (Fig. 8). A new model, called 2-SFPSG was built, combining the main fault plane associated with the Paganica fault (the same as model 1-SF) and the SGF. Figure 13 and Table 9 display the geometry and the parameter values used for model 2-SFPSG. The positioning and geometry of the SGF were taken from the studies of Boncio *et al.* (2010) and Quattrocchi *et al.* (2010). We extended the dimension of the SGF with respect to the fault dimension mapped in those studies, to account for the uncertainty in the knowledge of this buried fault. In our model, the SGF extends from the eastern termination of the Monte Pettino fault (i.e., the western termination of the Colle Caticchio fault) to the city of San Gregorio (Fig. 12). It joins the Paganica fault at shallow depth (Fig. 13).

The results that we obtained by joint inversion with model 2-SFPSG showed significant slip values located on the SGF, a unique case among all the secondary faults that we tested. Furthermore, a better fit was effectively obtained at GPS station PAGA, with respect to what we obtained previously from the joint inversion with model 1-SF. Because this model 2-SFPSG allowed a global improvement of the modeling of the GPS data, including the PAGA and INFN stations, with no degradation on the other data, we decided to compute the average parameters as we did for model 1-SF. Considering that (1) model 2-SFPSG incorporates a secondary fault that is well documented and associated with reported surface breaks, and (2) a clear improvement of the GPS modeling is confirmed with the averaged parameters, we adopt model 2-SFPSG as our preferred model, and it is presented in detail hereinafter.

Figure 14 shows the slip map resulting from the joint inversion carried out with model 2-SFPSG. Slip on the secondary SGF reaches a maximum value of 40 cm. On the Paganica fault, we again observe two slip zones: $Z1'$, with slip located mainly at and up-dip of the hypocenter with a maximum slip value of 80 cm, and $Z2'$, the main slip zone located southeast of the hypocenter with a maximum slip value of 135 cm. The main characteristics of the rupture on the Paganica fault are similar to those found with model 1-SF. The difference is essentially that the top of the main slip zone ($Z2'$ in Fig. 14 and $Z2$ in Fig. 4) is located slightly deeper in model 2-SFPSG, with slip in this area translated to the SGF. The total computed seismic moment value is 3.45×10^{18} N·m, which is coherent with the M_w 6.3. The seismic moment from the SGF represents 4% of the total seismic moment value. The overall slip averaged velocity rupture is 1.8 km/s, identical to that of model 1-SF. Figure 15 shows rupture onset time of the subfaults plotted versus distance from the hypocenter. The velocity rupture, averaged between the hypocenter and the subfault considered, is again higher in the first 2–3 s, corresponding to the rupture of the $Z1'$ area.

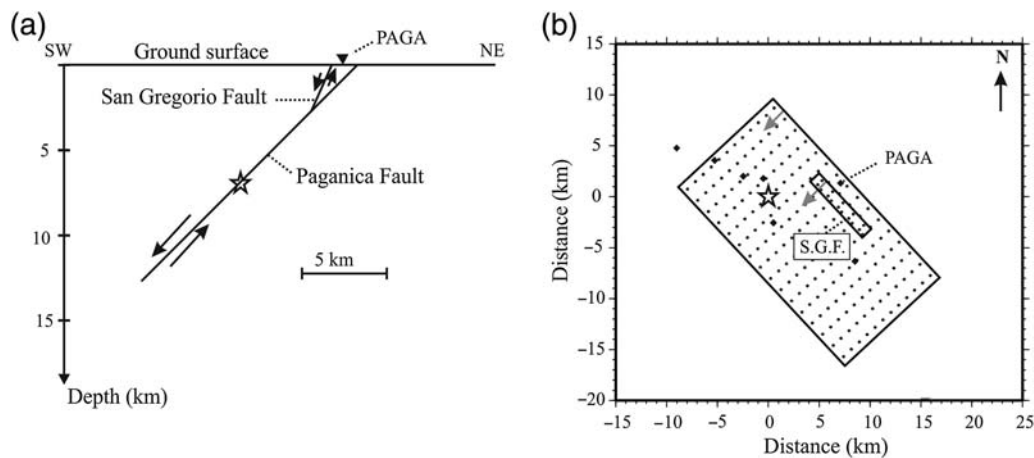


Figure 13. Fault model 2-SFPSG. (a) Cross section. Black lines indicate fault planes, double black arrows indicate sense of fault movement, and the black triangle indicates the position of GPS station PAGA at the surface. (b) Map view. Black rectangular frames indicate surface projections of the Paganica fault and San Gregorio fault (SGF), and black squares indicate GPS stations.

The highest slip amplitudes (area Z2') occurring later are characterized by slower velocities rupture.

Figure 16 displays snapshots of the rupture history. As in the case of model 1-SF, a high velocity rupture of the order of 3.7 km/s is observed locally above the hypocenter in the 2–3 s time interval.

As shown on Figure 16, the SGF moves at the final part of the rupture, between 6 and 8 s. The overall STF also shows two peaks, as described for model 1-SF. Figure 16 also displays the comparison between the global STF from the 1-SF and the 2-SFPSG models, which differ very little.

The modeling of the different datasets is presented in Figures 17–21. Table 10 compares the rms misfit values from the 1-SF and 2-SFPSG models (averaged solutions).

A better match is identified for GPS stations INFN and PAGA (Fig. 19), with a striking effect for PAGA. We emphasize that a moderate decrease of the rms misfit function (0.19–0.16; Table 10) is associated with a very clear improvement of data modeling when using visual inspection (Fig. 19). Nonetheless, the horizontal displacement at station INFN is still underestimated by model 2-SFPSG. The inclusion of the SGF has little influence on the modeling of the vertical displacement (Figs. 19b,d).

Table 8

rms Data Misfit Values for the Joint Inversion Carried Out with Models 1-SFc1, 1-SFc2, 6-SF, and 5-SF

Models	rms _{SM} ^{*†}	rms _{TELE} ^{**‡}	rms _{GPS} [*]	rms _{lnSAR} [*]
1-SF	0.37	0.39	0.18	0.23
1-SFc1	0.38	0.36	0.22	0.28
1-SFc2	0.42	0.37	0.26	0.32
6-SF	0.39	0.36	0.19	0.24
5-SF	0.38	0.34	0.19	0.24

*Root mean square from best (not averaged) slip models.

†Root mean square for strong-motion data.

‡Root mean square for broadband teleseismic data.

Ⓔ The standard deviation on the slip and rupture time values is presented in Figure S7. Because the rake is strongly constrained in the inversion, the standard deviation on that parameter is not shown. Standard deviation on slip increases with slip amplitude (Ⓔ compare Fig. S7a and S7b). It means that the extent of the slipping area is well defined; that is, where slip is found negligible, there is no possibility of significant slip. On the other hand, maximum slip amplitude (135 cm) is defined with an uncertainty of ± 40 cm.

Resolution Tests

We carry out resolution tests to assess the relative resolution of the slip distribution described for model 2-SFPSG. The tests also allow quantification of the advantages of the joint inversion with respect to the inversions of the individual datasets. In these tests, all the fixed and bounding values of the parameters are the same as for the real data inversions.

The synthetic slip model (Fig. 22a) is built with two patches of slip on both the main (Paganica) and the secondary (San Gregorio) segments, similar to the model obtained from the inversion of real data (Fig. 14). Slip varies between 84 and 130 cm on the main segment. On the secondary segment, the two patches display 40 cm each. Velocity rupture varies between 1.5 and 2.2 km/s in the model.

This model is used to generate synthetic seismological and geodetic data, which are inverted separately and jointly. To estimate the quality of the inversion, we compare the

Table 9

Fixed Parameters for Model 2-SFPSG

Faults	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)
Paganica	137	45	24	18
San Gregorio	137	66	7.5	3

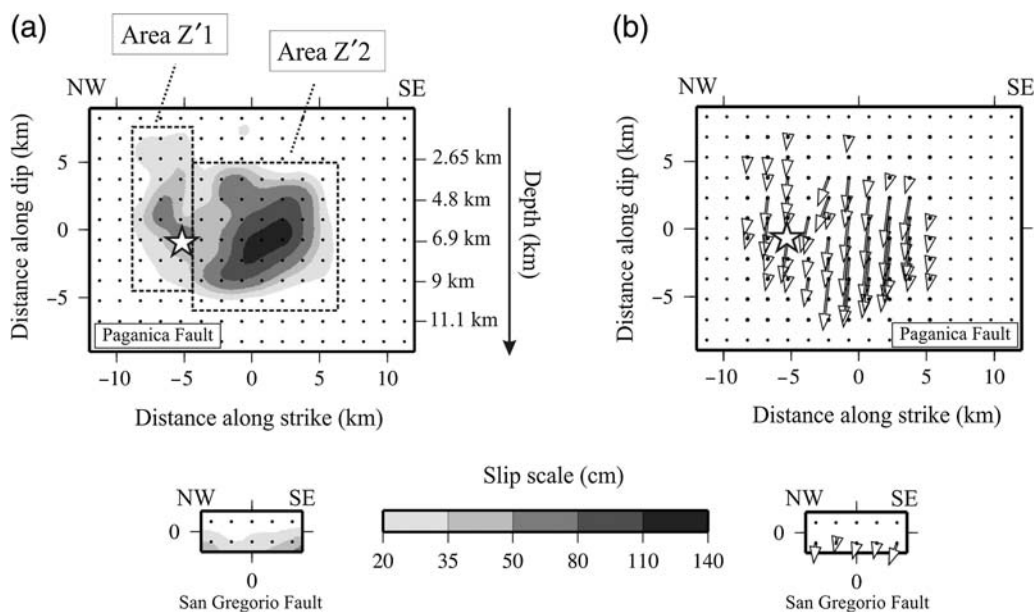


Figure 14. Slip distribution from the joint inversion carried out with model 2-SFPSG (Paganica and San Gregorio faults). (a) Slip map. Black dashed rectangular frames indicate the two main slip areas, Z1' and Z2'. (b) Slip vectors. White arrows indicate slip direction and slip amplitude for the hanging wall (upper side of the fault). The largest arrow corresponds to 135 cm of slip. The white star indicates the hypocenter, and black points indicate the point-source locations.

spatial and time distributions of slip obtained by the inversion of synthetic data (output model) with those of the synthetic (input) model described above. The model rms misfit is computed in the following way:

$$\text{rms}^{\text{slip}} = \sqrt{(\sum_{i=1, \text{nsf}} [(S_i^{\text{slip}} - I_i^{\text{slip}})^2 / (S_i^{\text{slip}})^2])} \quad (5)$$

and

$$\text{rms}^{\text{time}} = \sqrt{(\sum_{i=1, \text{nsf}} [I_i^{\text{slip}} \times (S_i^{\text{time}} - I_i^{\text{time}})^2 / (I_i^{\text{slip}} \times S_i^{\text{time}})^2])} \quad (6)$$

in which S is the synthetic value; S^{slip} is the synthetic subfault slip; I^{slip} is the inverted subfault slip; S^{time} is the synthetic subfault onset time; I^{time} is the inverted subfault onset time; nsf is the number of subfaults; and i is the subscript of subfault i .

In the rms misfit on rupture timing (rms^{time}), weighting by the slip value is incorporated because rupture time is expected to be less well constrained for the small values of slip. The slip maps shown in Figure 22 correspond to average slip models for separate and joint inversions.

From the separate data inversions, the strong-motion and InSAR ones recover quite well the patches of the input model (Fig. 22c,e). The rms value for slip and time (Table 11) are the lowest for the strong-motion data inversion. The teleseismic data inversion exhibits the worst slip rms value, but rupture time rms is acceptable. The joint inversion shows the best model rms values (i.e., the best match between inverted

and input model). It indicates that the best modeling should involve all the available datasets together.

We also carried out inversions with synthetic data incorporating 15% of random noise, in amplitude (Ⓔ) presented in

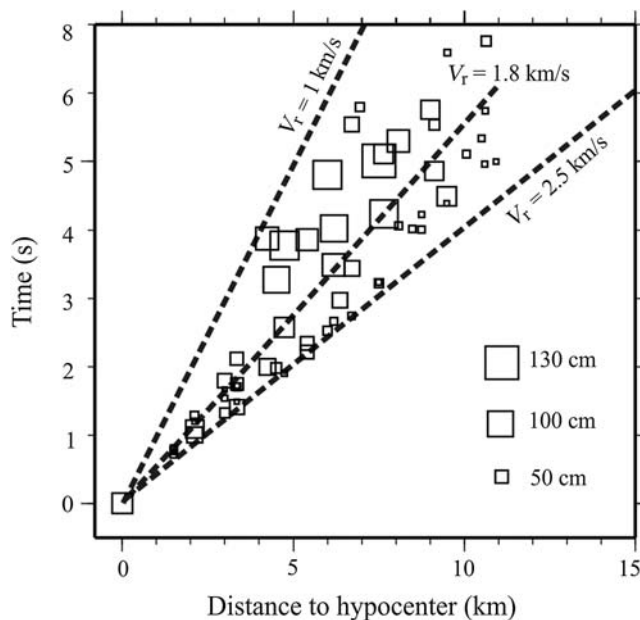


Figure 15. Rupture onset time of the subfaults versus distance to the hypocenter from the joint inversion carried out with model 2-SFPSG. Dashed lines represent the trend for velocities rupture (V_r) of 1, 1.8, and 2.5 km/s. In this graph, velocity rupture means the average velocity rupture between the hypocenter and a given point on the fault model. White squares represent triggered subfaults with a size proportional to amplitude slip (scale on the graph).

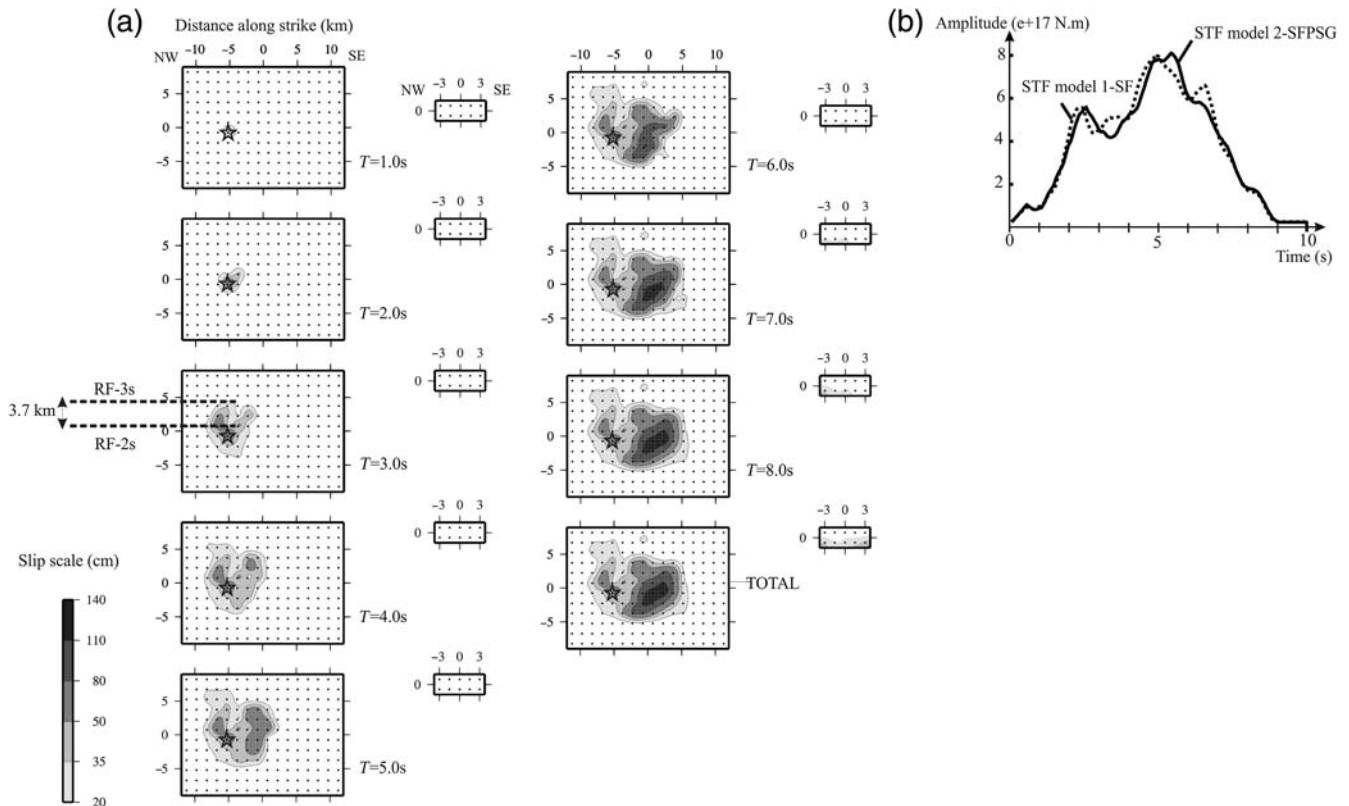


Figure 16. Rupture time history from the joint inversion carried out with model 2-SFPSG. (a) Snapshots displaying the cumulative evolution of the rupture at different time steps (T). The hypocenter is indicated by the open star. RF-2s and RF-3s, rupture front moving up-dip at 2 and 3 s, respectively, reported on the snapshot at 3 s. The distance between the two (3.7 km) is covered in 1 s, indicating a local velocity rupture of 3.7 km/s. (b) Overall STF from the joint inversion carried out with model 1-SF (black dashed line) and with model 2-SFPSG (black continuous line).

Fig. S8). The results are very similar to those obtained without noise, and the conclusions that can be drawn are the same.

Discussion

The inversions that we carried out with the various synthetic or antithetic secondary faults (Assini, Bazzano, Colle Caticchio, Monte–Stiffe–Fossa, Proticciolo, and San Demetrio faults) did not produce any improvement of the data modeling. Consequently, if some slip occurred on them, it is likely to be postseismic.

As shown in Figure 19, the inclusion of the SGF in the coseismic model is justified by a clear improvement of the modeling of the horizontal displacement at GPS stations PAGA and, to some extent, INFN. Table S4 shows observed data at GPS stations CADO, INFN, and PAGA. To quantify the improvement with the model incorporating the SGF, we computed the individual station rms misfits in Table S5. Improvement is 97% at PAGA, 25% at INFN, and 16% at CADO (Table S6). The ground deformations observed near the Industrial Zone of Bazzano and identified to line up with the buried SGF in previous studies support this choice, but our results indicate that the SGF was activated mainly in its deep part, near its junction with the Paganica fault. Quattrocchi *et al.* (2012) described clear degassing zones characterized by CO_2 and CH_4 maxi-

um flux anomalies, both along the central segment of the Paganica fault and along the northern sector of the SGF in the Bazzano industrial area. This highlights the SGF with respect to the other surrounding secondary faults, which are devoid of significant degassing activity. Hence, the result of our investigation, concluding in the joint coseismic activation of the Paganica and SGFs, is supported by the detection of the geochemical signatures described by Quattrocchi *et al.* (2012).

Although the inclusion of the SGF slightly improved the modeling of the horizontal displacement at GPS station INFN, the computed displacement there is still underestimated with respect to the observed displacement (Fig. 19). Only models incorporating high slip values (> 50 cm) near the surface, up-dip of the hypocenter, allow matching the amplitude at INFN, as illustrated by our separate GPS inversion (Fig. 11) and by the inversions of Cheloni *et al.* (2010) and Cirella *et al.* (2012). However, such a feature is clearly producing a localized pattern of fringes that is inconsistent with the observed InSAR data (Fig. 11c, to be compared with Fig. 3c). We conclude there is a certain degree of incompatibility between the horizontal displacement measured at GPS station INFN and the InSAR data.

We modeled *a posteriori* the leveling data recently published by Cheloni *et al.* (2014; Fig. S9). The main ten-

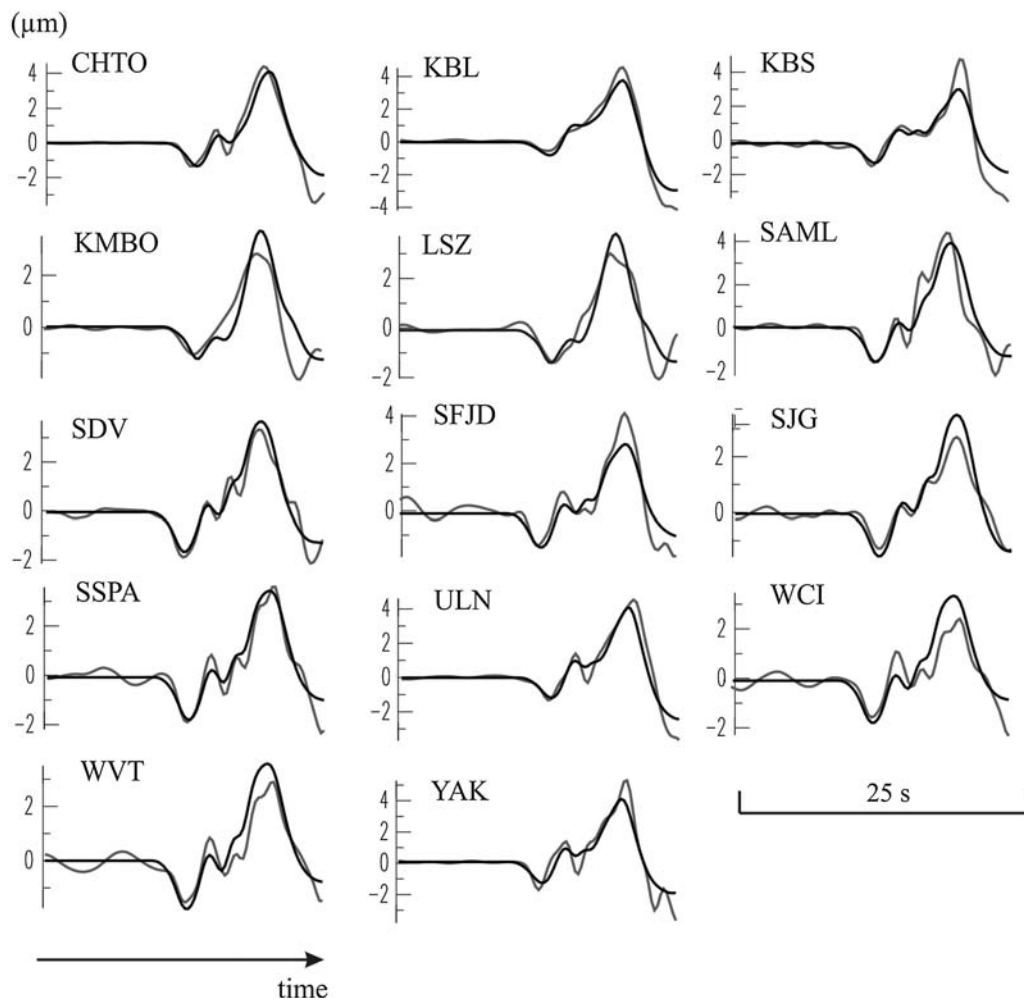


Figure 17. Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) teleseismic P waveforms from the joint inversion with model 2-SFPSG.

dency of the leveling data is correctly reproduced. It should be noted that the leveling data, which were remeasured five months after the mainshock, include necessarily postseismic deformation, both on the Paganica fault and on the Campotosto fault, as shown by [Cheloni *et al.* \(2014\)](#). Therefore, it is difficult to go into too much detail in the analysis of this modeling. For the same reason, we prefer not to include the leveling data in the joint inversion.

Conclusion

We performed a reassessment of the L'Aquila earthquake rupture with the most comprehensive set of available data (teleseismic, strong motion, GPS, and InSAR). We also quantitatively investigated the possibility of coseismic activation of secondary structures, which were well documented in the source area, something which had never been done before. This led us to propose a final model, which simultaneously confirms the main characteristics of the L'Aquila rupture (e.g., [Cirella *et al.*, 2012](#)) and provides new elements about the detail and complexity of the rupture process.

The rupture developed mainly on the Paganica fault, for which the strike and dip, optimized using the different datasets, are 137° and 45° SW respectively. Given the epicenter precisely located by INGV and confirmed by our analysis of the P -wave polarization at the nearby strong-motion stations, this geometry implies a hypocenter at a depth of 7 km. In the first 3 s after rupture initiation, rupture propagated around and up-dip of the hypocenter. Up-dip propagation was marked by a high velocity rupture of the order of 3.7 km/s between 2 and 3 s, which can be related to the anomalous high-velocity zone evidenced by [Bianchi *et al.* \(2010\)](#) below L'Aquila. The main slip area developed between 3 and 9 s southeast of the hypocenter. This main asperity, about 8–10 km in diameter, is located between 3 and 10 km depth, with a peak slip of 135 cm. It stopped 9 s after rupture initiation.

From 6 to 9 s, rupture also propagated on the synthetic (i.e., dipping in the same direction as the main fault) SGF, which joins the Paganica fault at about 3 km depth. The SGF, previously recognized as a buried fault, is modeled with a strike 137° , a dip of 66° SW, and a lateral extension of 7.5 km. On the SGF, slip reached 40 cm and occurred essen-

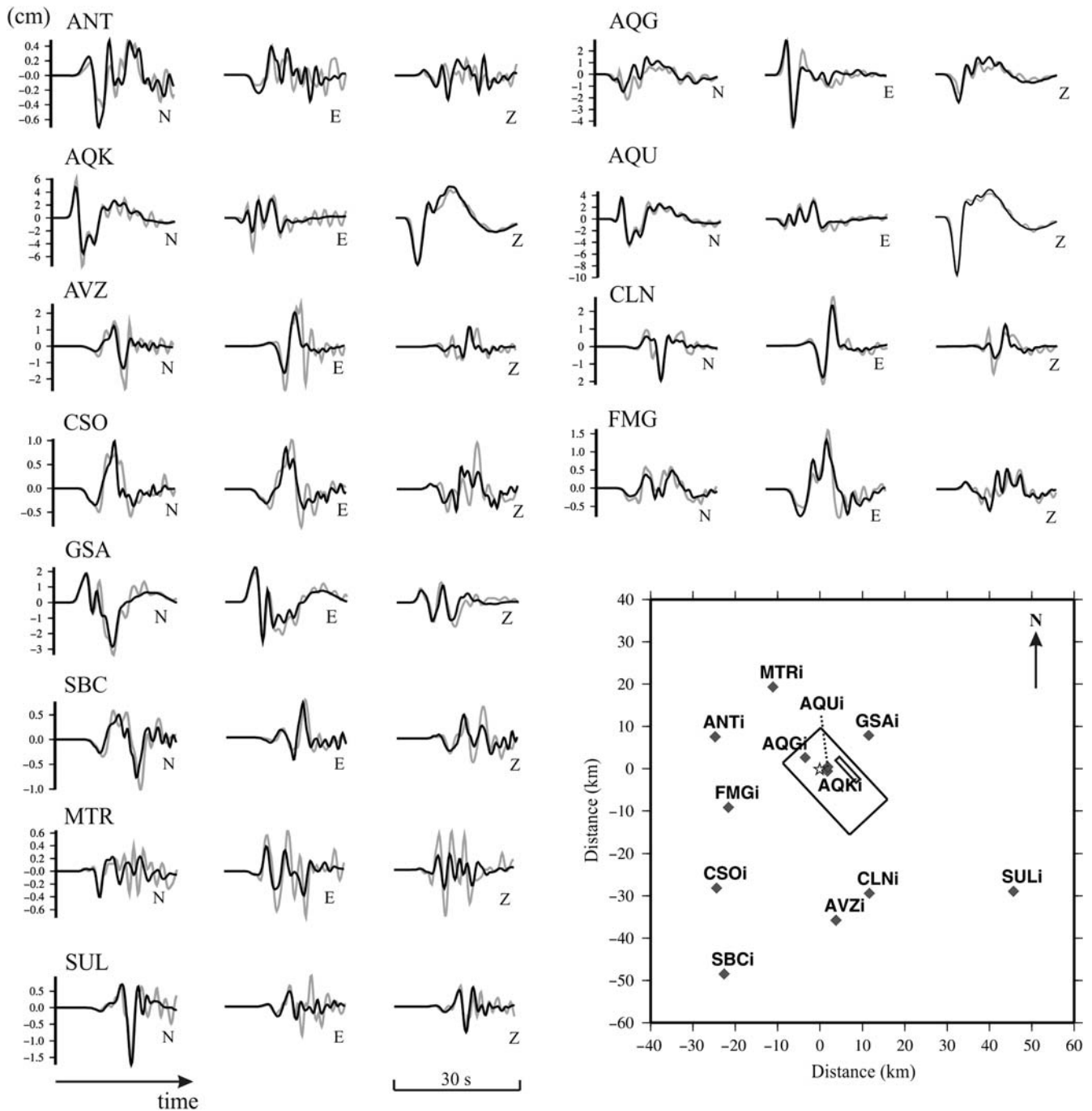


Figure 18. Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) strong-motion waveforms from the joint inversion with model 2-SFPSG. The map inserted in the bottom right side displays the surface projection of model 2-SFPSG, as well as the location of the strong-motion stations (black squares). The white star indicates the epicenter.

tially on the deep part of the fault, between 1.5 and 3 km depth. The coseismic activation of the SGF fault is grounded on (1) a clear improvement of the modeling of the horizontal displacement at GPS stations PAGA and INFN; (2) the work of [Quattrocchi et al. \(2012\)](#), who observed localized degassing of CH_4 and CO_2 along portions of the Paganica and SGFs and nothing notable along other faults; and (3) the observation of ground deformations lining up with the fault strike ([Boncio et al., 2010](#)).

Overall, the slip averaged velocity rupture in the model is low, 1.8 km/s, in agreement with the analysis of the relative STFs by [Orefice et al. \(2013\)](#). This low velocity rupture averages propagation from the hypocenter to the rupture front; as described above, it can comprise localized accelerations of the rupture front, as observed above the hypocenter.

In contradiction to some of the previous studies, large slip (> 50 cm) in our model occurs only below 3–4 km

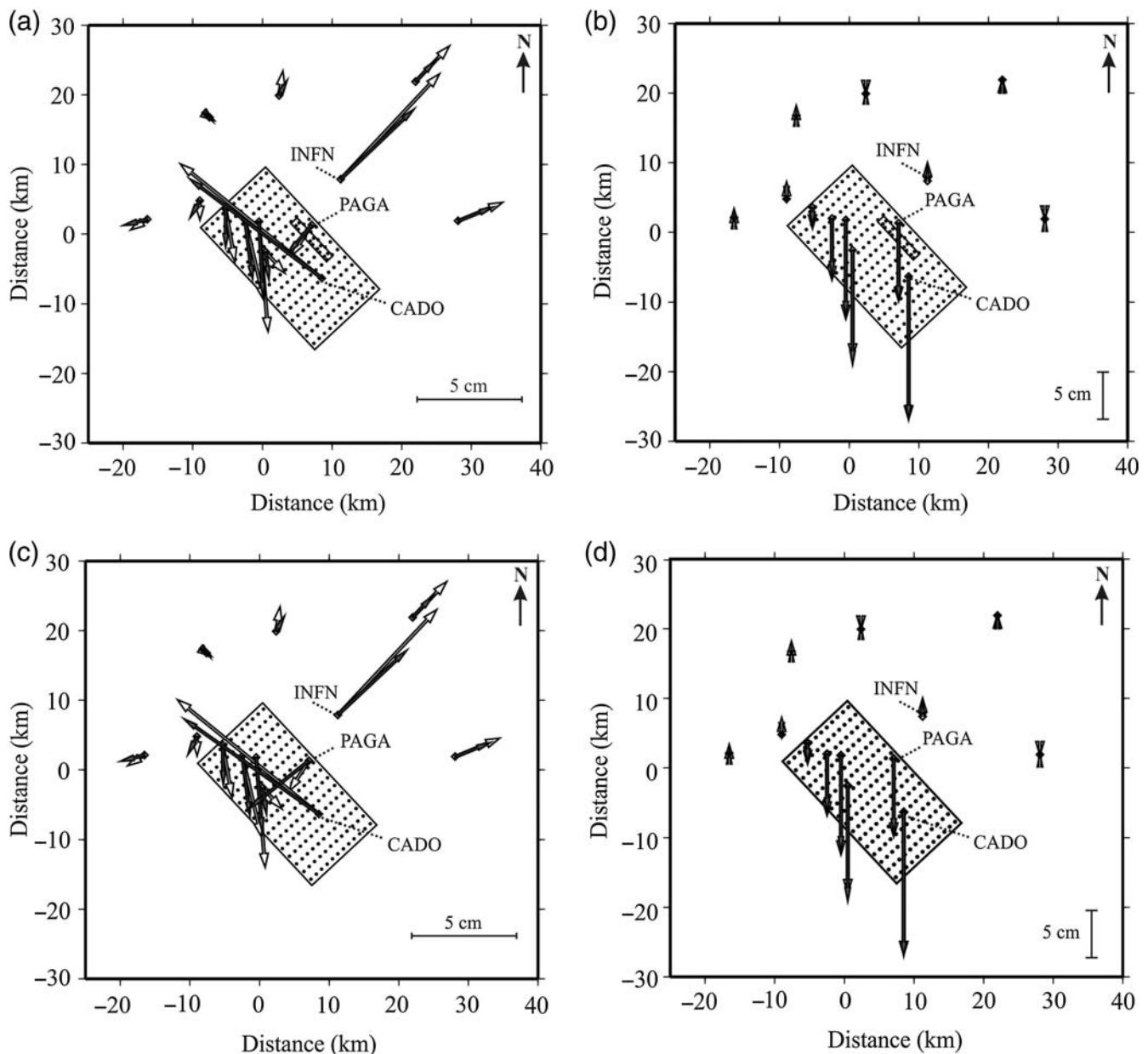


Figure 19. Comparison between observed (white arrows) and computed (black arrows) GPS vectors. (a) Horizontal and (b) vertical displacement for the joint inversion carried out with model 2-SFPSG (Paganica and San Gregorio faults). (c,d) Same as (a) and (b) but for inversion with model 1-SF, for comparison with (a) and (b). Rectangular frames with dots inside indicate surface projections of the fault model with the individual point sources for each fault. The two GPS stations displaying the largest horizontal misfits (INFN and PAGA) are indicated.

depth. Large slip near the surface, as found by [Cheloni *et al.* \(2010\)](#) and [Cirella *et al.* \(2012\)](#), clearly contradicts the InSAR data.

Joint inversions incorporating other synthetic or antithetic secondary faults documented in the source area showed no evidence of coseismic activations.

Data and Resources

Strong-motion data were obtained from the Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) managed by the Dipartimento

della Protezione Civile. Data from the strong-motion station AQU were obtained from the Mediterranean Very Broadband Seismographic Network (MEDNET). Broadband teleseismic data was obtained from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS; <http://www.iris.edu/>; last accessed July 2014). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy (INGV) was used for data used in the exploration of the local velocity models (<http://www.ingv.it/en/>; last accessed July 2014). Global Centroid Moment Tensor (Global CMT) catalog was used for the geometry of the mainshock (www.globalcmt.org/CMTsearch.html; last accessed December 2014).

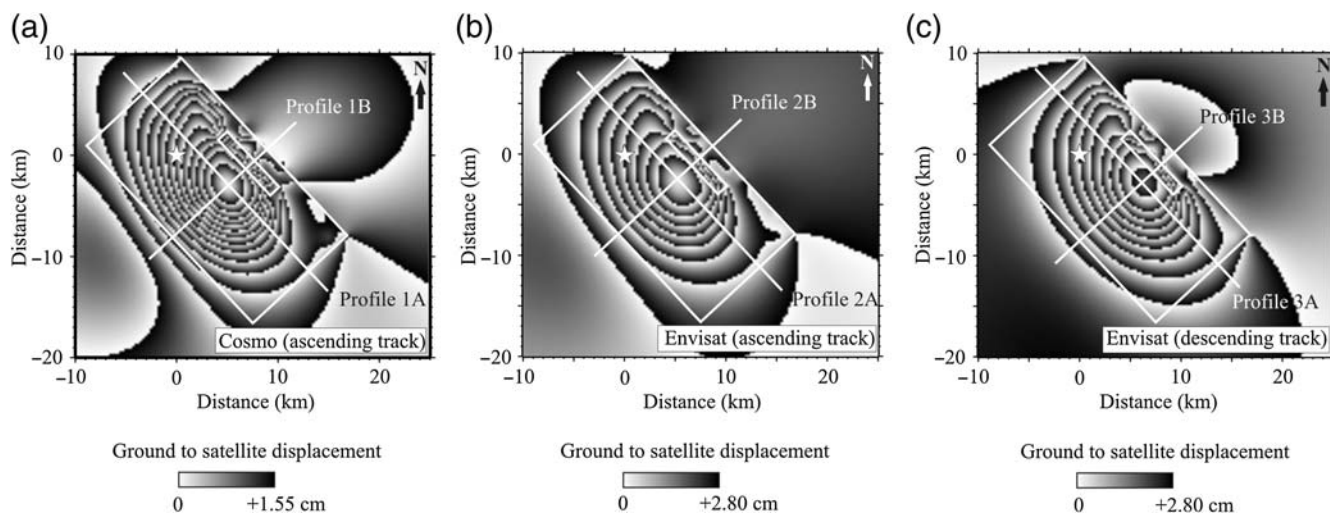


Figure 20. Modeling of the InSAR data from the joint inversion with model 2-SFPSG. (a,b,c) Computed interferograms. White straight lines indicate locations of the profiles displayed in Figure 21. The white star indicates the epicenter, and the white rectangular frames indicate surface projections of the fault model (Paganica and San Gregorio faults).

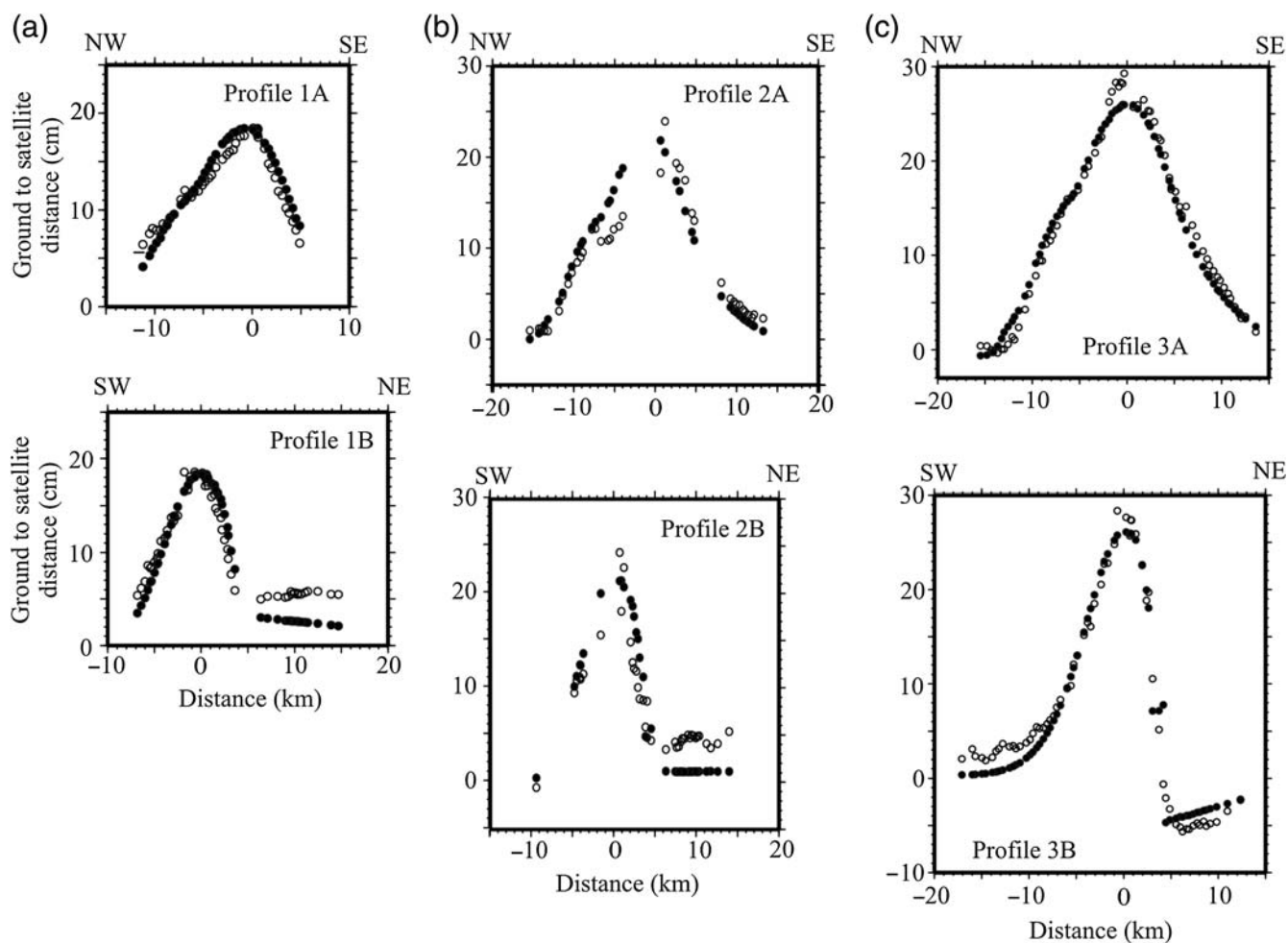


Figure 21. Modeling of the InSAR data from the joint inversion with model 2-SFPSG, along the profiles shown in Figure 20. (a) Cosmo ascending, (b) Envisat ascending, and (c) Envisat descending data. Black and gray points show the computed and observed ground-to-satellite displacements, respectively.

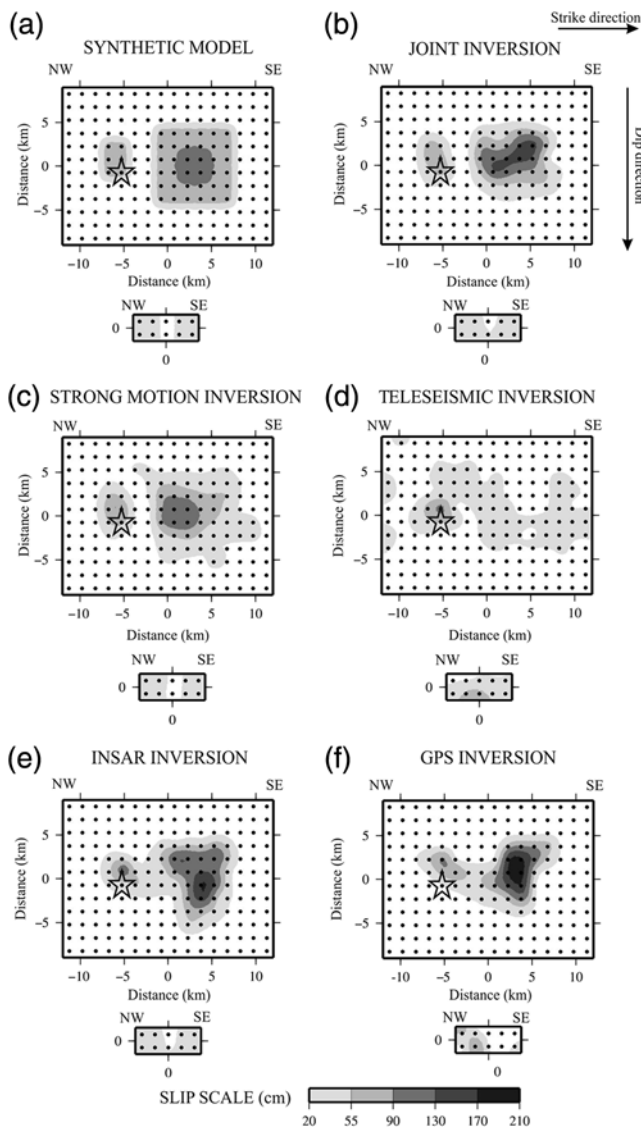


Figure 22. Synthetic tests with fault model 2-SFSPG. (a) Synthetic (input) slip model. (b) Slip distribution from the joint inversion carried out with the synthetic data. (c–f) Slip distributions from separate inversion (strong motion, teleseismic, InSAR, and GPS data respectively) carried out with the synthetic data. The open star indicates the epicenter.

Acknowledgments

We are especially grateful to S. Atzori for providing the Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) data. We also wish to thank the editors and reviewers for their help to improve this article.

References

- Anzidei, M., E. Boschi, V. Cannelli, R. Devoti, A. Esposito, A. Galvani, D. Melini, G. Pietrantonio, F. Riguzzi, V. Sepe, and E. Serpelloni (2009). Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L17307, doi: [10.1029/2009GL039145](https://doi.org/10.1029/2009GL039145).
- Atzori, S., I. Hunstad, M. Chini, S. Salvi, C. Tolomeo, C. Bignami, S. Stramondo, E. Transatti, A. Antonioli, and E. Boschi (2009). Finite

Table 10

rms Data Misfit Values for the Separate and Joint Inversions Carried Out with Models 1-SF and 2-SFSPG

Models	rms _{SM} ^{*†}	rms _{TELE} ^{*‡}	rms _{GPS} [*]	rms _{InSAR} [*]
1-SF	0.40	0.35	0.19	0.23
2-SFSPG	0.39	0.36	0.16	0.23

*Root mean square from averaged slip models (see the [Resolution Tests](#) text).

†Root mean square for strong-motion data.

‡Root mean square for broadband teleseismic data.

Table 11

rms Model Misfit Values from Separate and Joint Inversions Carried Out with Synthetic Data (Fig. 22)

Inverted Dataset	rms _{slip} [*]	rms _{time} [†]
Joint	0.48	0.17
SM	0.49	0.21
TELE	0.84	0.27
GPS	0.72	—
InSAR	0.59	—

*Root mean square misfit on slip distribution.

†Root mean square misfit on rupture timing.

fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy), *Geophys. Res. Lett.* **36**, L15305, doi: [10.1029/2009GL039293](https://doi.org/10.1029/2009GL039293).

Bagh, S., L. Chiaraluce, P. De Gori, M. Moretti, A. Govoni, C. Chiarabba, P. Di Bartolomeo, and M. Romanelli (2007). Background seismicity in the central Apennines of Italy: The Abruzzo region case study, *Tectonophysics* **444**, 80–92, doi: [10.1016/j.tecto.2007.08.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.08.009).

Bianchi, I., C. Chiarabba, and N. Piana Agostinetti (2010). Control of the 2009 L'Aquila earthquake, central Italy, by a high-velocity structure: A receiver function study, *J. Geophys. Res.* **115**, no. B12326, doi: [10.1029/2009JB007087](https://doi.org/10.1029/2009JB007087).

Boncio, P., A. Pizzi, F. Brozzetti, G. Pomposo, G. Lavecchia, D. Di Naccio, and F. Ferrarini (2010). Coseismic ground deformation of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, M_w 6.3), *Geophys. Res. Lett.* **37**, L06308, doi: [10.1029/2010GL042807](https://doi.org/10.1029/2010GL042807).

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71**, 959–971.

Cheloni, D., N. D'Agostino, E. D'Anastasio, A. Avallone, S. Mantenuto, R. Giuliani, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, D. Dominici, *et al.* (2010). Coseismic and initial postseismic slip of the 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements, *Geophys. J. Int.* **181**, no. 3, 1539–1546, doi: [10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x).

Cheloni, D., R. Giuliani, E. D'Anastasio, S. Atzori, R. J. Walters, L. Bonci, N. D'Agostino, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, *et al.* (2014). Coseismic and post-seismic slip of the 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake and implications for seismic potential along the Campotosto fault from joint inversion of high-precision levelling, InSAR and GPS data, *Tectonophysics* **622**, 168–185, doi: [10.1016/j.tecto.2014.03.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.009).

Chiarabba, C., A. Amato, M. Anselmi, P. Baccheschi, I. Bianchi, M. Cattaneo, G. Cecere, L. Chiaraluce, M. G. Ciaccio, P. De Gori, *et al.* (2009). The 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake: Mainshock and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L18308, doi: [10.1029/2009GL039627](https://doi.org/10.1029/2009GL039627).

Chiaraluce, L., L. Valoroso, D. Piccinini, R. Di Stefano, and P. De Gori (2011). The anatomy of the 2009 L'Aquila normal fault system (central Italy) imaged by high resolution foreshock and aftershock locations, *J. Geophys. Res.* **116**, no. B12311, doi: [10.1029/2011JB008352](https://doi.org/10.1029/2011JB008352).

- Cirella, A., A. Piatanesi, M. Cocco, E. Tinti, L. Scognamiglio, A. Michelini, A. Lomax, and E. Boschi (2009). Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L19304, doi: [10.1029/2009GL039795](https://doi.org/10.1029/2009GL039795).
- Cirella, A., A. Piatanesi, E. Tinti, M. Chini, and M. Cocco (2012). Complexity of the rupture process during the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake, *Geophys. J. Int.* **190**, 607–621, doi: [10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x).
- Corana, A., M. Marchesi, C. Martini, and S. Ridella (1987). Minimizing multimodal functions of continuous variables with the “simulated annealing” algorithm, *ACM Trans. Math. Software* **13**, no. 3, 262–280.
- Delouis, B., and D. Legrand (1999). Determination of the fault plane using a single near-field seismic station with a finite-dimension source model, *Geophys. J. Int.* **138**, 801–808.
- Delouis, B., D. Giardini, P. Lungren, and J. Salichon (2002). Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit mainshock, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 278–299.
- EMERGEO Working Group (2010). Evidence for surface rupture associated with the M_w 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy), *Terra Nova* **22**, 43–51, doi: [10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x).
- Faluccci, E., S. Gori, E. Peronace, G. Fubelli, M. Moro, M. Saroli, B. Giaccio, P. Messina, G. Naso, G. Scardia, et al. (2009). The Paganica fault and surface coseismic ruptures caused by the 6 April 2009 earthquake (L'Aquila, central Italy), *Seismol. Res. Lett.* **80**, no. 6, doi: [10.1785/gssrl.80.6.940](https://doi.org/10.1785/gssrl.80.6.940).
- Guerrieri, L., G. Baer, Y. Hamiel, R. Amit, A. M. Blumetti, V. Comerci, P. Di Manna, A. M. Michetti, A. Salamon, A. Mushkin, et al. (2010). InSAR data as a field guide for mapping minor earthquake surface ruptures: Ground displacements along the Paganica fault during the 6 April 2009 L'Aquila earthquake, *J. Geophys. Res.* **115**, no. B12331, doi: [10.1029/2010JB007579](https://doi.org/10.1029/2010JB007579).
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, 1533–1583.
- Hunstad, I., A. Pepe, S. Atzori, C. Tolomei, S. Salvi, and R. Lanari (2009). Surface deformation in the Abruzzi region, central Italy, from multi-temporal DInSAR analysis, *J. Geophys. Res.* **178**, doi: [10.1111/j.1365-246X.2009.04284.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04284.x).
- Nabelek, J. L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, *Ph.D. Thesis*, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, Massachusetts.
- Olson, A. H., and R. J. Aspel (1982). Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **72**, 1969–2001.
- Orefice, A., M. Vallée, J. Balestra, B. Delouis, and A. Zollo (2013). Refined rupture velocity estimation of the 2009 L'Aquila earthquake (M_w 6.3, central Italy) derived from apparent source time functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103**, no. 4, 2474–2481, doi: [10.1785/0120120255](https://doi.org/10.1785/0120120255).
- Patacca, E., R. Sartori, and P. Scandone (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs. Kinematic relations since late Tortonian times, *Mem. Soc. Geol. IZ* **45**, 425–451.
- Piana, N., and A. Amato (2009). Moho depth and V_p/V_s ratio in peninsular Italy from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.* **114**, no. B06603, doi: [10.1029/2008JB005899](https://doi.org/10.1029/2008JB005899).
- Quattrocchi, F., A. Pizzi, S. Gori, P. Boncio, and N. Voltattorni (2012). The contribution of fluid geochemistry to define the structural pattern of the 2009 L'Aquila seismic source, *Italian J. Geosci.* **3/131**, doi: [10.33011/IJG.2012.31](https://doi.org/10.33011/IJG.2012.31).
- Savage, J. C. (1980). Dislocations in seismology, in *Dislocations in Solids*, F. R. N. Navarro (Editor), North-Holland Publishing Co., Amsterdam, North Holland.
- Valoroso, L., L. Chiaraluce, D. Piccinini, R. Di Stefano, D. Schaff, and F. Waldhauser (2013). Radiography of a normal fault system by 64,000 high-precision earthquake locations: The 2009 L'Aquila (central Italy) case study, *J. Geophys. Res.* **118**, 1156–1176, doi: [10.1002/jgrb.50130](https://doi.org/10.1002/jgrb.50130).
- Vittori, E., P. Di Manna, A. M. Blumetti, V. Comerci, L. Guerrieri, E. Esposito, A. M. Michetti, S. Porfido, L. Piccardi, G. P. Roberts, et al. (2011). Surface faulting of the 6 April 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake in central Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **101**, no. 4, 1507–1530, doi: [10.1785/0120100140](https://doi.org/10.1785/0120100140).
- Walters, R. J., J. R. Elliott, N. D'Agostino, P. C. England, I. Hunstad, J. A. Jackson, B. Parsons, R. J. Phillips, and G. Roberts (2009). The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard, *Geophys. Res. Lett.* **36**, no. L17312, 6 pp., doi: [10.1029/2009GL039337](https://doi.org/10.1029/2009GL039337).

Géoazur

Université de Nice Sophia–Antipolis

Observatoire de la Côte d'Azur

CNRS

250 rue Albert Einstein

06560 Valbonne, France

julien.balestra@geoazur.unice.fr

delouis@geoazur.unice.fr

Manuscript received 8 August 2014;

Published Online 12 May 2015

Figures available in the electronic supplement to this article:

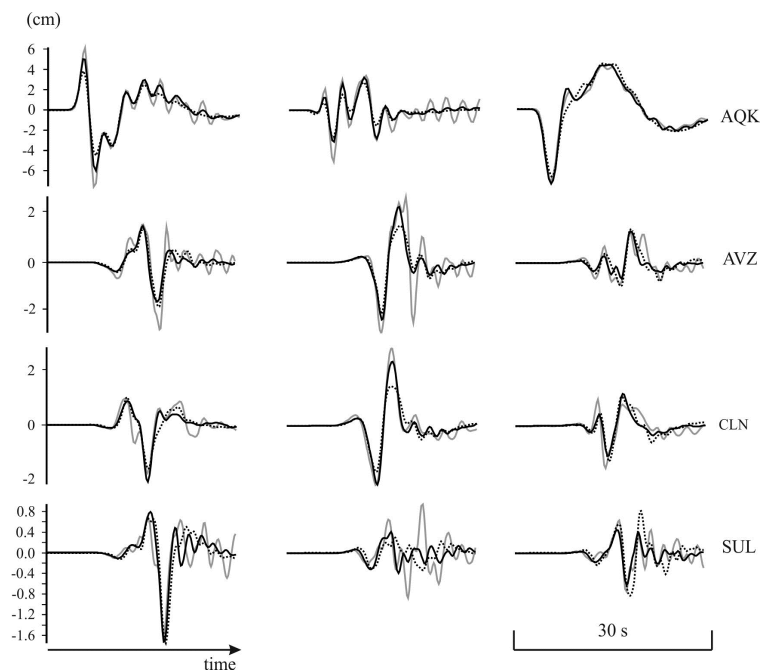


Figure S1. Examples of waveform fitting from separate strong-motion inversions for the mainshock carried out with different velocity models. The gray lines represent the observed waveforms. The black continuous lines represent the waveforms computed with the preferred velocity models used in this study (Bi-VM2). The black-dashed lines represent the waveforms computed with the velocity models published in Cirella et al. (2009).

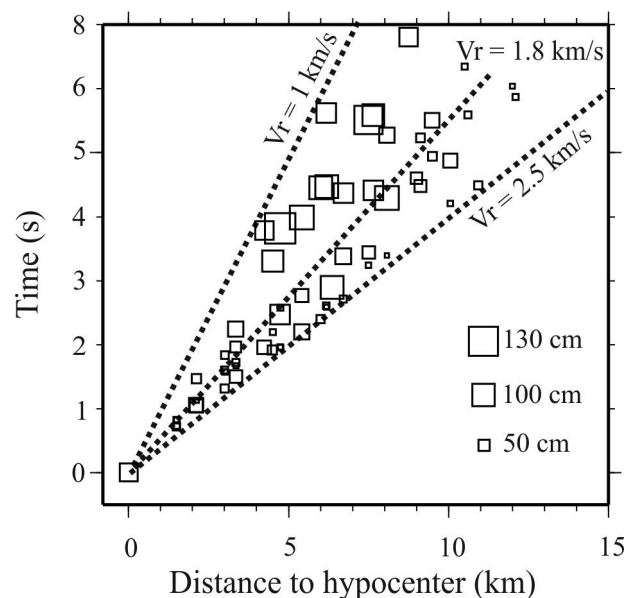


Figure S2. Rupture onset time of the subfaults versus distance to the hypocenter, from the joint inversion carried out with model 1-SF. Dashed lines represent the trend for rupture velocities (V_r) of 1, 1.8, and 2.5 km/s. In this graph, rupture velocity means the average rupture velocity between the hypocenter and a given point in the fault model. White squares represent triggered subfaults with a size proportional to slip amplitude (scale on the graph).

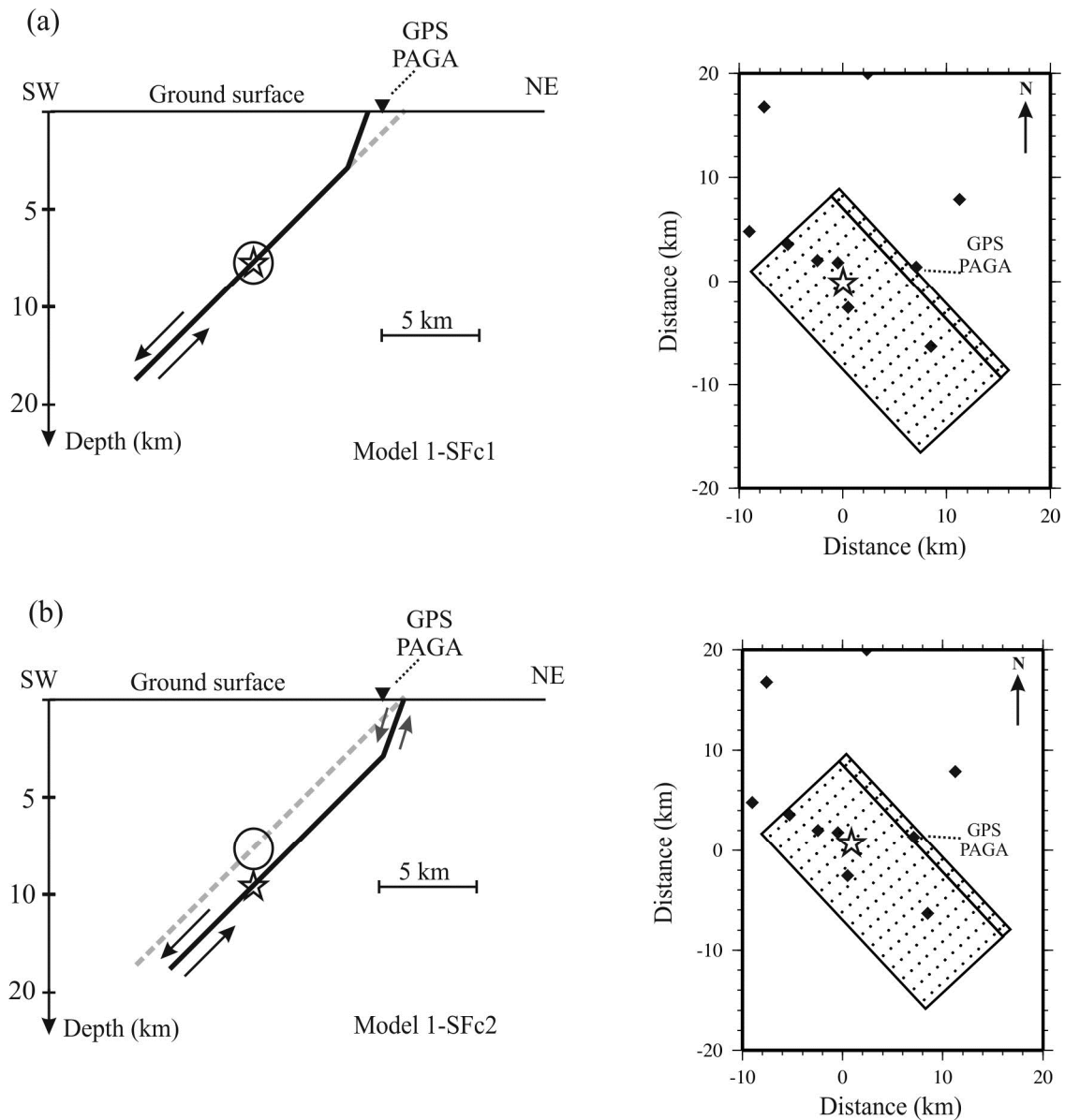


Figure S3. Fault models (a) 1-SFc1 and (b) 1-SFc2 corresponding to variations around model 1-SF (Paganica fault), with a cross section perpendicular to fault strike on the left and a map view on the right. In the cross sections, the heavy dashed gray line with its open circle shows the fault plane of model 1-SF, with its hypocenter for reference. The two-segment black lines with the open stars (hypocenter) correspond to the new fault models tested, with their respective hypocenters. The position of GPS station PAGA is indicated at the surface. The sense of fault movement is indicated by double black arrows. On the map views, the black rectangular frames correspond to the surface projection of the two-segment fault models, with dots inside representing the individual point sources. Black squares indicate GPS stations (station PAGA is labeled).

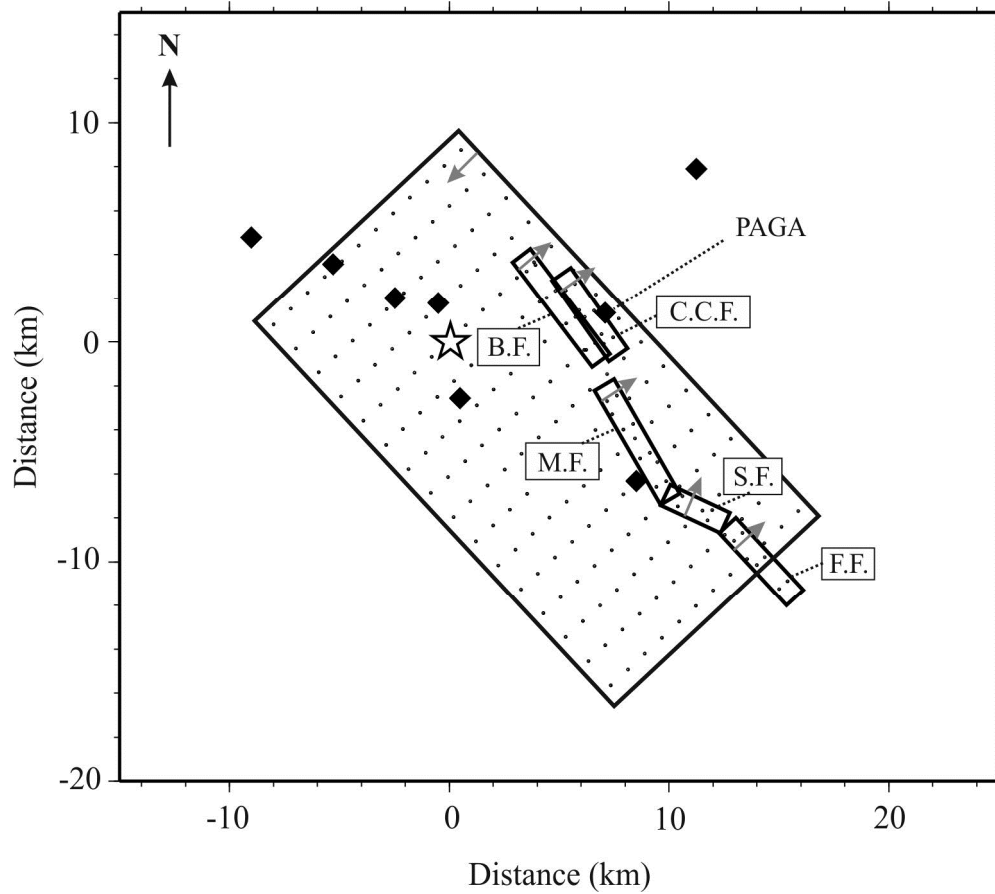


Figure S4. Map of model 6-SF. Black rectangular frames denote the surface projections of the different fault segments, with dots corresponding to individual subfaults. Black squares indicate the locations of the GPS stations, with station PAGA labeled. Gray arrows show the dipping direction of each segment, starting from the top of the fault segments, and the white star locates the epicenter. Faults: B.F., Bazzano fault; C.C.F., Colle Caticchio fault; F.F., Fossa fault; M.F., Monte fault; and S.F., Stiffe fault.

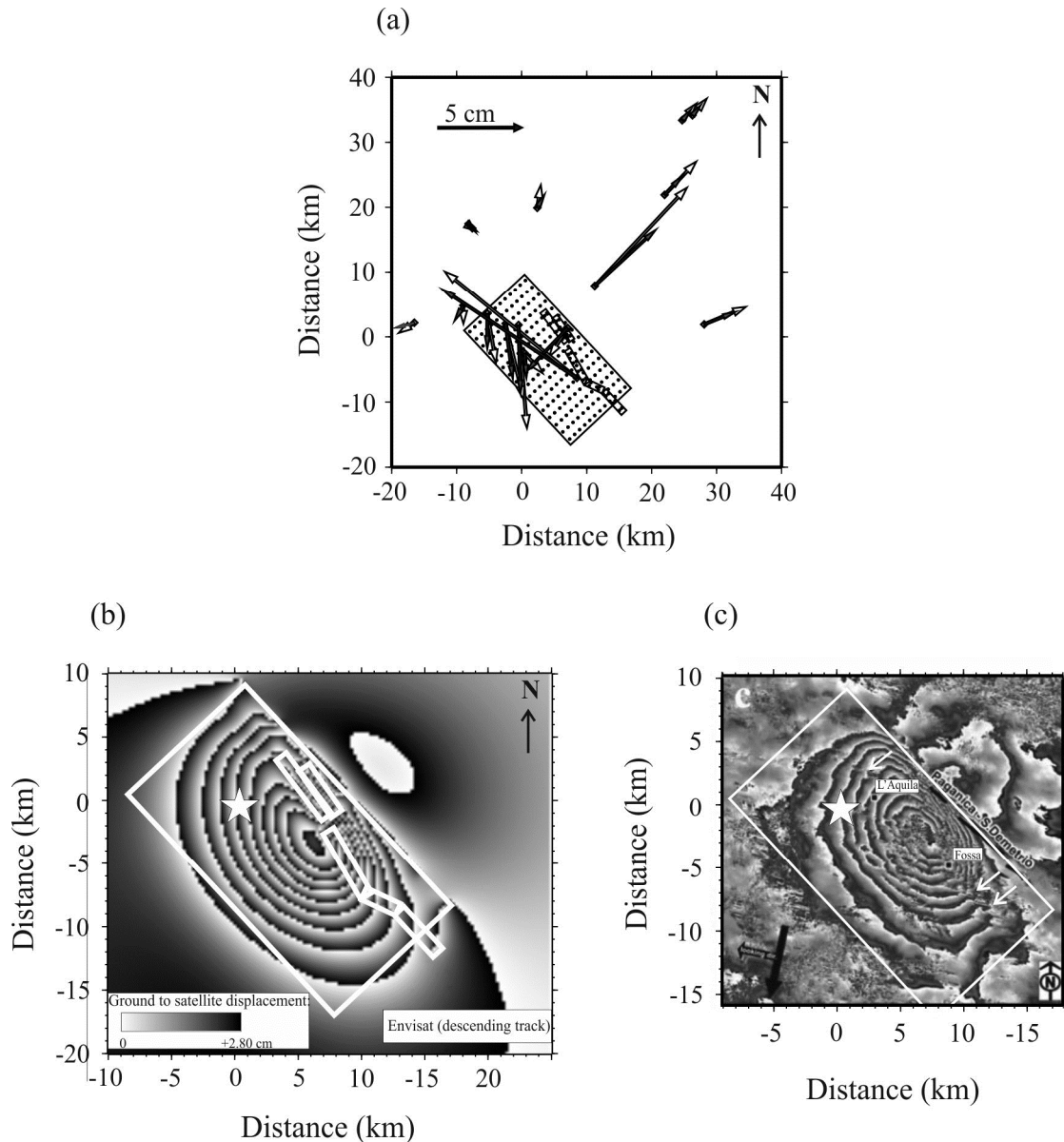


Figure S5. Modeling of the geodetic data from the joint inversion with model 6-SF. (a) GPS vectors: observed (white arrows) and computed (black arrows). Black rectangular frames and dots inside are the same as in Figure S4. (b) Computed fringes for the Envisat descending interferogram. White rectangular frames indicate the surface projections of the different fault segments, and the white star locates the epicenter. (c) Observed Envisat descending interferogram from Atzori et al. (2009). White arrows point to observed discontinuities in the InSAR fringes. Note that they are not reproduced in the computed interferograms in (b). The white rectangular frame is the surface projection of the Paganica fault. Modeling of the additional SAR interferograms, and of the seismological data, is not shown.

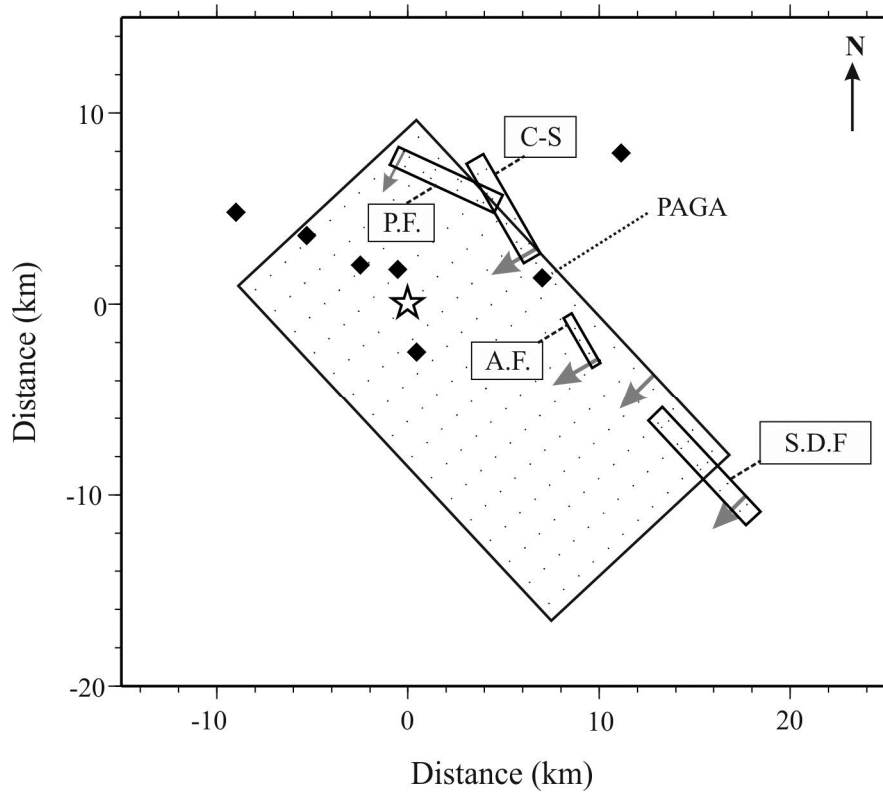


Figure S6. Map of model 5-SF. Black rectangular frames outline the surface projections of the different fault segments, with dots corresponding to individual subfaults. Black squares are the GPS stations, with station PAGA labeled. Gray arrows show the dipping direction of each segment, starting from the top of the fault segments, and the white star locates the epicenter. Faults: A.F., Asini fault; C-S, the Monte Castellano–Monte Stabiata zone (Boncio et al., 2010); P.F., Proticciolo fault; and S.D.F., San Demetrio fault.

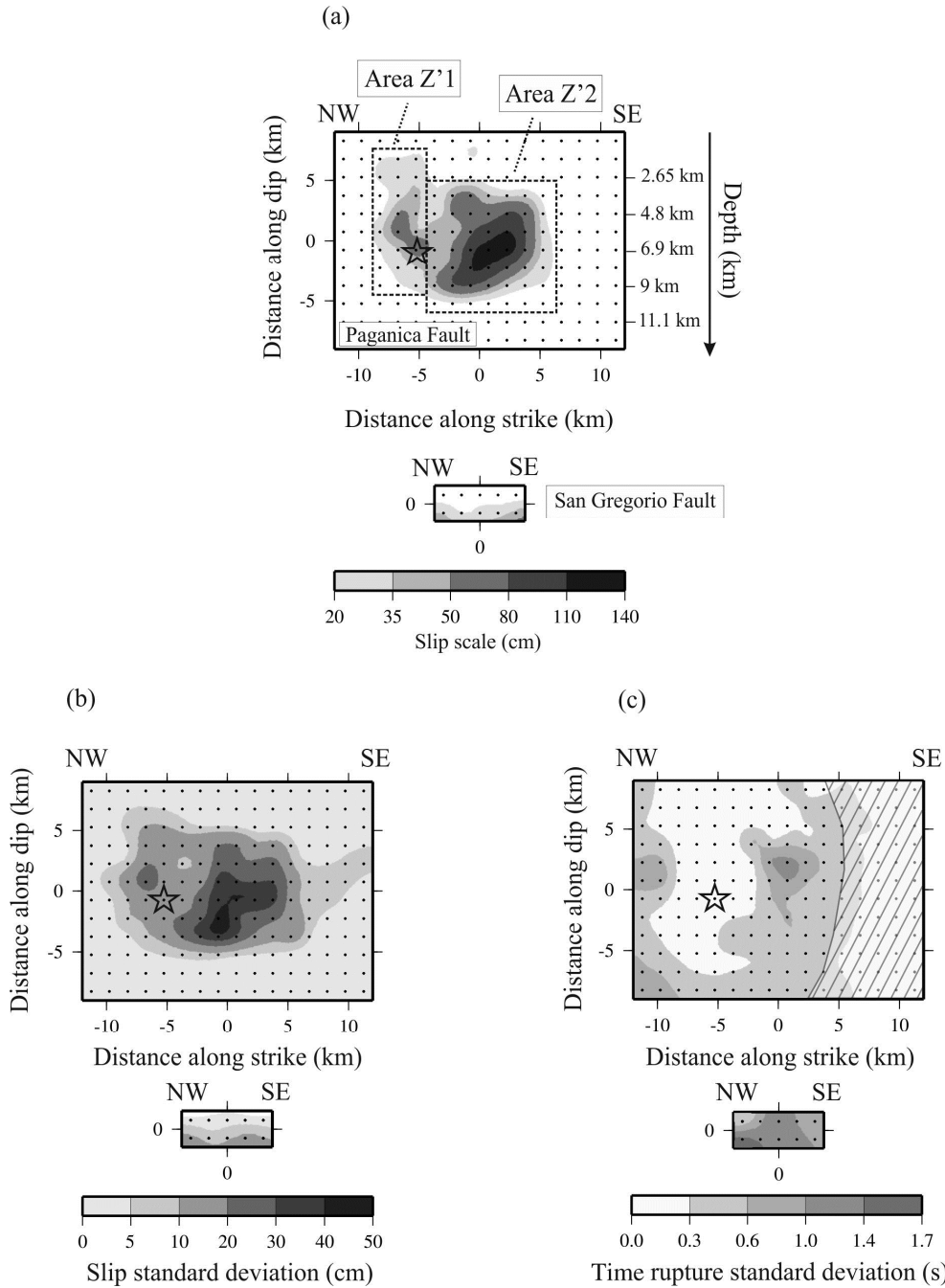


Figure S7. Uncertainty on the slip and rupture time parameters. In (a) we reproduce our preferred average model (2-SFPSG) for reference, and (b) shows the standard deviation on the slip values. In the computation of the standard deviation, slip values are weighted by $1/\text{fcost}$, in which fcost is the cost function (see main article for the exact definition of the cost function). Only models having cost functions within 5% of the best solutions are retained, in the same way as when we compute the average model (a). In (c), the standard deviation on rupture time is shown. Time values are weighted by slip amplitude and by $1/\text{fcost}$, using only the 5% best models as before. Weighting by slip amplitude is justified by the fact that rupture timing is unconstrained when slip is small. The hatched area corresponds to rupture times between 6 and 7 s after nucleation time (i.e., close to the maximum allowed rupture time, which is 7 s). Due to this constraint, the standard deviation on rupture time is artificially small in this area. The open star locates the hypocenter.

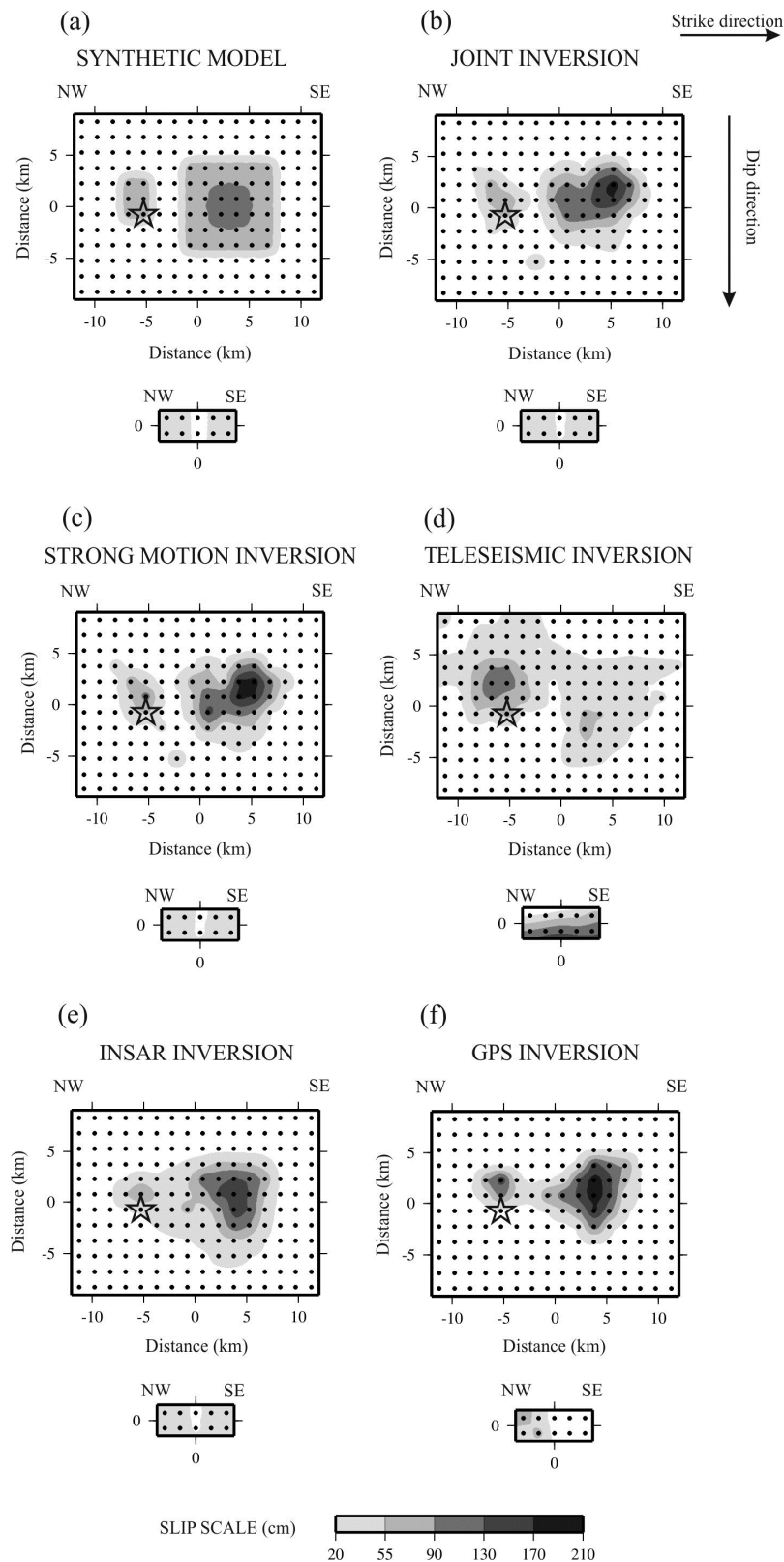


Figure S8. Synthetic tests with fault model 2-SFPSG, with added noise. Same as Figure 22 in the main article, but 15% of random noise was added to all the datasets. (a) Synthetic (input) slip model. (b) Slip distribution from the joint inversion carried out with the synthetic data. (c)–(f) Slip distributions from separate inversion (strong motion, teleseismic, InSAR, and GPS data, respectively), carried out with the synthetic data. The open star locates the hypocenter.

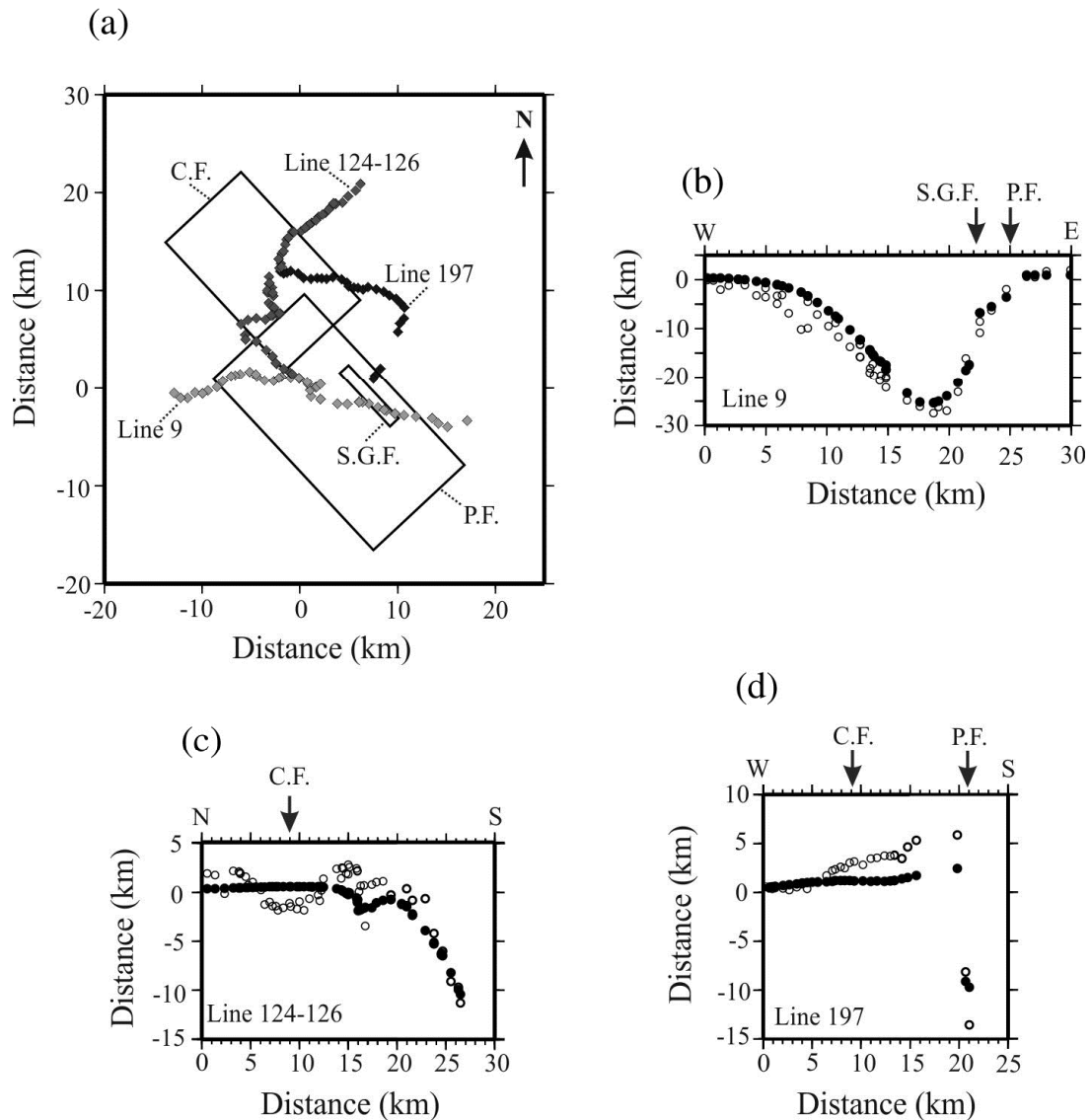


Figure S9. A posteriori modeling of the leveling data published in Cheloni et al. (2014). The slip model used is our preferred one resulting from the inversion with model 2-SFPSG (Fig. 14 in the main article, and Figure S7a). (a) Map of the leveling data of line 9 (light gray squares), lines 124–126 (dark gray squares), and line 197 (black squares) published in Cheloni et al. (2014). Black rectangles indicate the surface projections of Paganica (P.F.), San Gregorio (S.G.F.), and Campotosto (C.F.) faults. (b) Comparison between observed (white circles) and computed (black circles) leveling data of line 9. Dark gray arrows indicate the intersection with the surface trace of the Paganica (P.F.) and San Gregorio (S.G.F.) faults. (c) Comparison between observed (white circles) and computed (black circles) leveling data of lines 124–126. Dark gray arrow indicates the intersection with the surface trace of the Campotosto fault (C.F.). (d) Comparison between observed (white circles) and computed (black circles) leveling data of the line 197. Dark gray arrows indicate the intersection with the surface trace of Paganica (P.F.) and Campotosto (C.F.) faults.

Tables available in the electronic supplement to this article:

	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)
Steep shallow segment	137	70	24	3
Main segment	137	45	24	15

Table S1. Fixed source parameters for models 1-SFc1 and 1-SFc2 (Fig. S3)

Faults	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)
Paganica fault	137	45	24	18
Bazzano fault (B.F.)*	323	70	6	3
Colle Caticchio fault (C.C.F.)*	325	70	4.5	3
Monte fault (M.F.)*	330	70	3	3
Stiffe fault (S.F.)*	295	70	3	3
Fossa fault (F.F.)*	317	70	4.5	3

*Faults displayed in Figure S4

Table S2. Fixed source parameters for model 6-SF (Fig. S4)

Faults	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)
Paganica fault	137	45	24	18
Asini fault (A.F.)*	137	45	24	18
C-S zone (Boncio <i>et al.</i> 2010)*	323	70	6	3
Praticciolo fault (P.F.)*	325	70	4.5	3
San Demetrio fault (S.D.F.)*	330	70	3	3

*Faults displayed in Figure S6

Table S3. Fixed source parameters for model 5-SF (Fig. S6)

GPS Station	D. East* (cm)	D. North* (cm)	D. Up* (cm)
PAGA	-1.13	-1.74	-8.99
INFN	5.68	6.05	1.72
CADO	-8.13	6.57	-16.47

* D. East, D. North, and D. Up are the displacements toward the east, north, and up (vertical), respectively.

Table S4. Observed surface displacements at stations PAGA, INFN, and CADO

GPS Station	D. East* (cm)	D. North* (cm)	D. Up* (cm)	Station RMS [†]
PAGA	-3.25	-2.7	-8.52	0.066
INFN	5.68	6.05	1.72	0.121
CADO	-8.13	6.57	-16.47	0.0031

* D. East, D. North, and D. Up are the displacements toward the east, north, and up (vertical), respectively.

† Station RMS is the normalized root mean square value for the individual station. $RMS = \sqrt{[\sum_{j=1,3} (O_j - C_j)^2 / \sum_{j=1,3} O_j^2]}$, in which 3 is the number of components, O_j and C_j are observed and computed values for the j th component.

Table S5. Computed surface displacement from model 1-SF at stations PAGA, INFN, and CADO

GPS station	D. East* (cm)	D. North* (cm)	D. Up* (cm)	Station RMS [†]	% Improvement [‡]
PAGA	-1.13	-1.74	-8.99	0.0017	97%
INFN	5.68	6.05	1.72	0.091	25%
CADO	-8.13	6.57	-16.47	0.0026	16%

* D. East, D. North, and D. Up are the displacements toward the east, north, and up (vertical), respectively. † Station RMS is the normalized root mean square value for the individual station. $RMS = \sqrt{[\sum_{j=1,3} (O_j - C_j)^2 / \sum_{j=1,3} O_j^2]}$, in which 3 is the number of components, O_j and C_j are observed and computed values for the j th component. ‡ % improvement is computed as $100 \times [(rms_model_1-SF) - (rms_model_2-SFPSG)] / (rms_model_1-SF)$.

Table S6. Computed surface displacements from model 2-SFPSG at stations PAGA, INFN, and CADO.

3.3) Compléments sur la Faille de San Gregorio et relations avec la distribution fine des répliques

Contrairement à l'ensemble de failles dont la trace est visible en surface, l'étude de Boncio et al. (2010) a mis en avant une autre faille proche de celle de Paganica, mais qui est une faille enterrée sous des dépôts continentaux du Quaternaire au niveau de la vallée de l'Aterno : la faille de San Gregorio (Fig. 3.4). L'étude de Quattrocchi et al. (2012) a de plus mis en évidence des dégagements gazeux à l'aplomb de la partie supérieure de cette faille sous les dépôts continentaux.

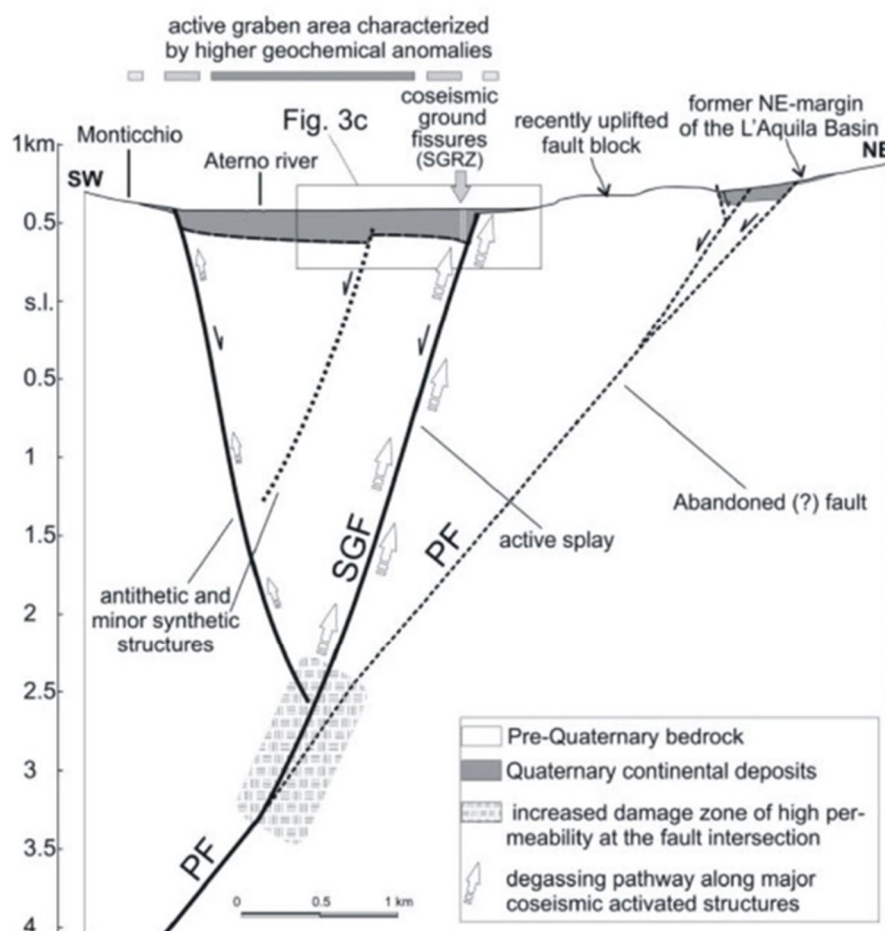


Figure 3.4: Schematic SW-NE geologic cross section (from Quattrocchi et al., 2012 – Their Figure 7) showing the relationship between the main Paganica and secondary synthetic San Gregorio faults. The area of geochemical anomalies correspond to high gas flux measured in the days following the L'Aquila mainshock.

Ces deux éléments, ainsi qu'une bonne description géométrique de cette faille proposée dans ces deux études, nous ont conduits à prendre en compte cette faille dans nos tests. La faille de

3.3) Compléments sur la Faille de San Gregorio et relations avec la distribution fine des répliques

San Gregorio est décrite comme jointive avec la faille de Paganica, avec un pendage synthétique et un jeu normal (Fig. 3.4). Comme indiqué dans l'article, ce segment de faille secondaire est le seul sur lequel nous avons pu trouver par inversion un glissement moyenné significatif (jusqu'à 40 cm). De plus, ce glissement moyenné, bien que limité à la partie la plus profonde du segment de San Gregorio, permet une amélioration sensible de la modélisation de quelques stations GPS proches, et surtout sans dégradation de la modélisation des mesures InSAR à proximité du tracé en surface de la faille de Paganica. La modélisation des données sismologiques est de même qualité qu'avec celle du glissement moyen obtenue par les inversions menées avec un seul segment de faille. Nous en concluons que le segment de faille de San Gregorio a été vraisemblablement activé durant la rupture du choc principal.

Plusieurs études ont été menées sur la sismicité dans la zone des Abruzzes (Bagh et al., 2007, Chiarabba et al., 2009, Chialraluce et al., 2011). Voyons maintenant ce que nous apporte l'analyse fine des répliques effectuée par l'étude la plus récente de Valoroso et al. (2013). Ces auteurs ont relocalisé plus de 64000 précurseurs et répliques du séisme de L'Aquila. Cette étude présente la faille de Paganica comme ayant rompue de la surface jusqu'à une dizaine de kilomètres de profondeur, avec un pendage de $50^\circ \pm 2^\circ$, et une direction azimutale de 137° . Hormis la valeur de pendage, qui est légèrement plus élevée, ces caractéristiques sont en accord avec la valeur du strike et la profondeur maximale atteinte par le glissement cosismique que nous proposons dans notre étude, en ne considérant que les valeurs d'amplitudes considérées comme significatives (supérieures à 15% de la valeur maximale).

L'étude de Valoroso et al. (2013) présente la distribution des hypocentres de l'ensemble de ces événements sur 34 coupes verticales (Fig. 3.5), perpendiculaires à la faille de Paganica et à la faille de Campotosto située au NW de la faille de Paganica. Le choix de réaliser des coupes dans ces deux systèmes de failles s'est fait au regard de la migration de la sismicité vers le NW suite au choc principal.

Nous allons nous focaliser sur les coupes passant dans la zone de la faille de Paganica et de la faille de San Gregorio (Fig. 3.5, rectangle rouge). Sur chacune des coupes de la Figure 3.6 sont reportées les projections horizontales des segments de failles relatifs aux deux segments de failles du modèle 2-SFPSG de notre article (Paganica et San Gregorio).

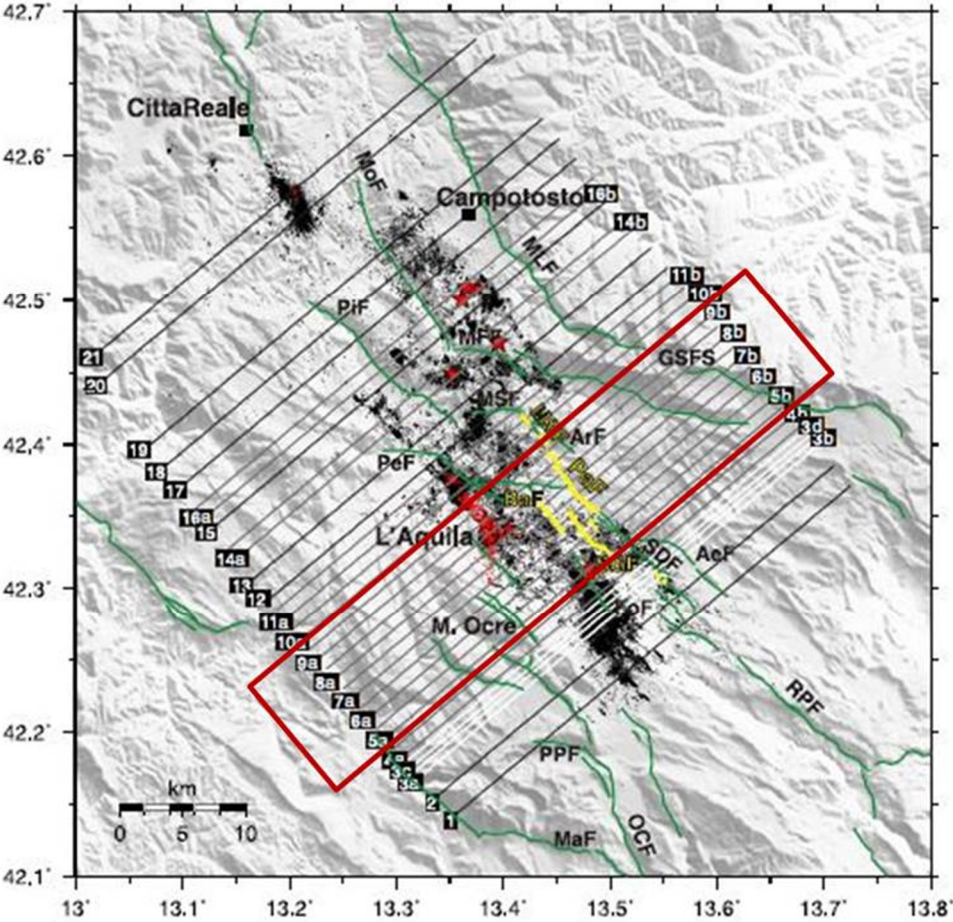


Figure 3.5: Map view of relocated foreshocks (red dots) and aftershocks (black dots) of the sequence of the L'Aquila earthquake from Valoroso et al., 2013 (Their Figure 5). Red rectangle: vertical sections reported in Figure 3.6.

3.3) Compléments sur la Faille de San Gregorio et relations avec la distribution fine des répliques

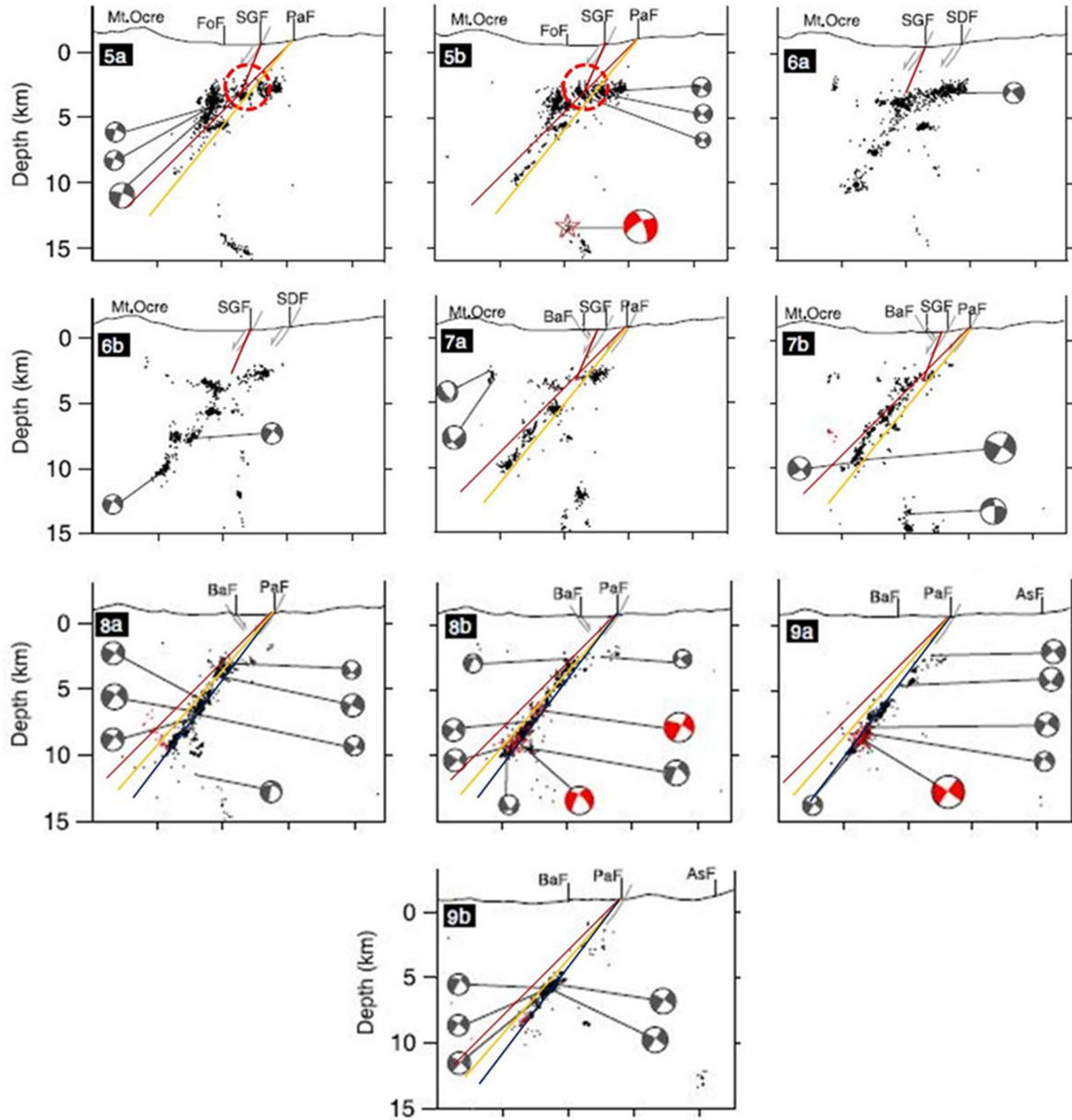


Figure 3.6: Set of vertical sections allowing to relate the foreshocks and aftershocks distributions to the expected extension of the San Gregorio and the Paganica Faults at depth. Red lines: horizontal projection of the model 2-SFPSG. Orange lines: virtual plane connected to the surface trace of the Paganica Fault and with a dip equal to 50°. Blue lines: same but with a dip equal to 53°.

La première lecture des coupes de la Figure 3.6 fait ressortir qu'il n'y a pas de sismicité identifiée entre la surface et une profondeur de 2.5 km. Il n'est ainsi pas possible, à partir de la seule analyse de ces coupes, de définir une plage de valeurs de dip possible pour la partie superficielle de ces deux failles.

Sur le profil « 5a » de la Figure 3.6, au SE de notre zone sélectionnée, il est possible d'observer que des évènements sont co-localisés avec la partie basale de la faille de San Gregorio (Fig. 3.6, profil « 5a » : cercle rouge en pointillés), avec une absence de sismicité entre les deux plans de faille entre les profondeurs de 2.5 km et 3.5 km, cette dernière étant la profondeur de la zone de jonction entre les deux failles. Sur ce même profil, la distribution des hypocentres en profondeur indique un dip de 50° pour la faille de Paganica (Fig. 3.6, profil « 5a », ligne orange), alors que dans notre modèle de rupture 2-SFPSG le dip est de 45° . Notons que géographiquement nous nous trouvons dans la zone la plus au SE de la faille de Paganica. Les mêmes observations peuvent se faire le sur profil « 5b ».

En remontant vers le NW, les profils « 6a » et « 6b » ne montrent aucune sismicité le long de la partie basale de la faille de San Gregorio.

Sur le profil « 7a », nous pouvons observer que les hypocentres se localisent en profondeur essentiellement entre des valeurs de dip de 45° et 50° pour la faille de Paganica.

Le profil « 7b » montre que les hypocentres tendent à se distribuer sur un plan plus proche de 45° .

Toujours en remontant vers le NW, les profils « 8a », « 8b », « 9a », et « 9b » montrent que les hypocentres se distribuent majoritairement entre des valeurs de dip de 50° et 53° , la distribution des hypocentres le long du plan à 45° étant non nulle mais minoritaire.

Ces observations montrent, en se basant sur la distribution des hypocentres sur les différentes coupes de la Figure 3.6, que la valeur du dip de la faille de Paganica peut être considérée entre 45° et 53° .

Concernant la faille de San Gregorio, l'absence généralisée d'hypocentres localisés à proximité de la surface ne permet pas de préciser ses caractéristiques géométriques ni son activation. On relève juste la présence de petits amas de répliques au niveau de sa partie basale sur certains profils, cohérente avec le fait que nous localisons du glissement uniquement à la base du segment de San Gregorio.

3.4) Les distributions spatiales du glissement dans les études antérieures

De nombreux modèles de glissement ont été proposés pour le séisme de L'Aquila au travers de différentes études qui se sont appuyées sur des méthodes d'inversion de données sismologiques et géodésiques. Bien que quatre types de données différentes aient été disponibles (données accélérométriques, télésismiques, GPS et mesures InSAR), aucune des études antérieures à la nôtre n'a utilisé l'ensemble de ces données au travers d'une seule et même procédure d'inversion. Cet aspect a été important pour proposer une réévaluation des caractéristiques de la source de ce séisme, puisque la méthode d'inversion que nous avons utilisée permet l'inversion de ces quatre jeux de données de façon conjointe.

La Figure 3.7 montre les cartes de distributions spatiales du glissement obtenues à partir d'inversions des différents jeux de données.

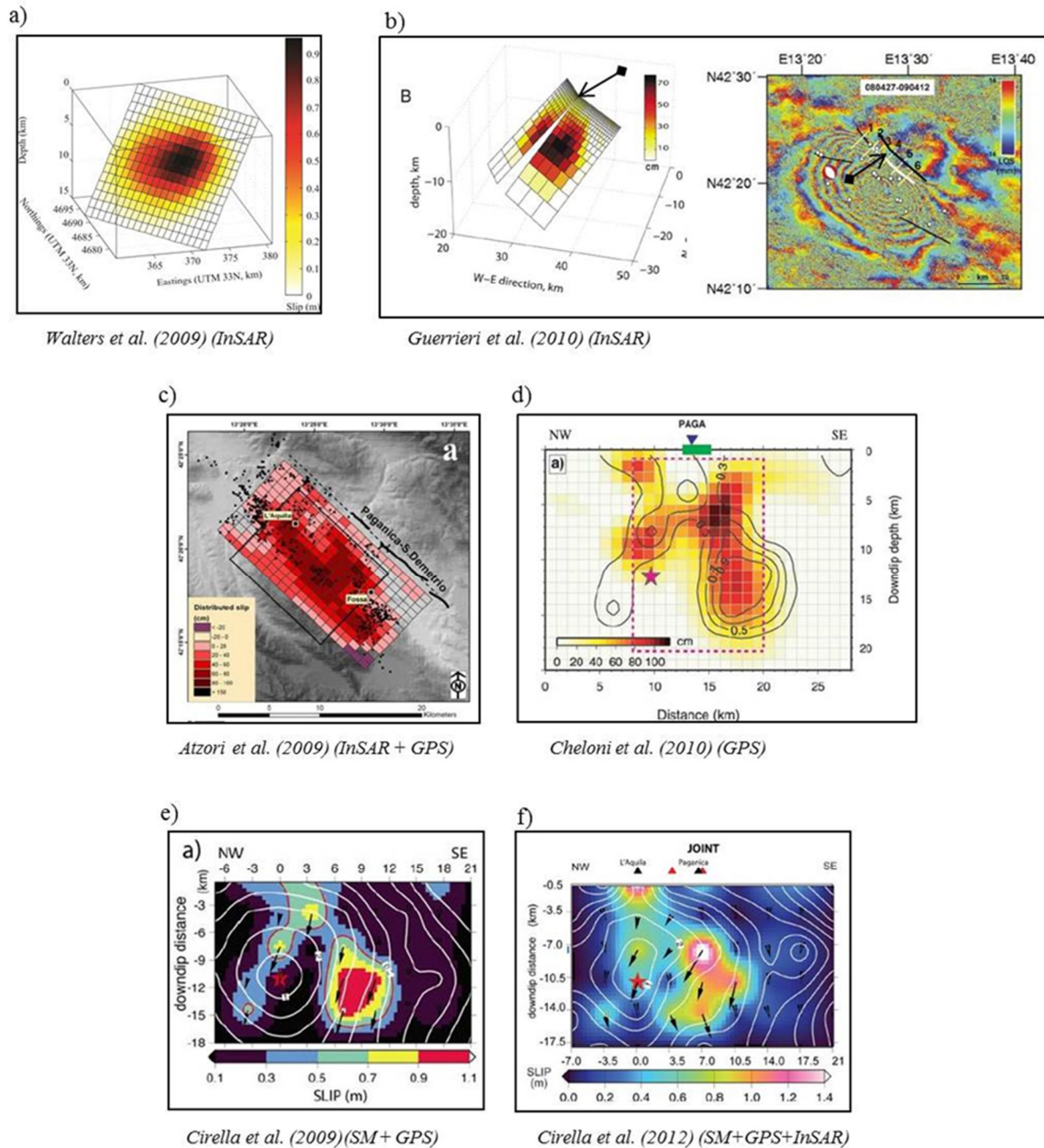


Figure 3.7: Coseismic slip maps from previous studies, with datasets used. SM: strong motion data. TELE : teleseismic data. GPS: GPS data. InSAR: InSAR data.

On note que les inversions basées sur les données InSAR (Fig. 3.7-a et 3.7-b) seules ont produit des modèles où la distribution du glissement a une forme plutôt simple et globalement concentrique. Toutefois, positionnées relativement à l'hypocentre, elles permettent déjà de mettre en évidence une propagation dominante de la rupture vers le SE. Une plus grand

complexité apparaît dans les inversions incorporant les données GPS, et celles combinant le GPS et les données accélérométriques (Fig 3.7-c, 3.7-d, 3.7-e, et 3.7-f). Les inversions présentées sur la Figure 3.7-d, 3.7-e, et 3.7-f montrent une assez grande similarité avec le résultat de notre étude (Figure 3.8), si ce n'est un glissement plus fort près de la surface au-dessus (up-dip) de l'hypocentre. Ce dernier point a été discuté dans l'article où nous montrons qu'un tel glissement en surface aurait dû être vu sur les interférogrammes SAR.

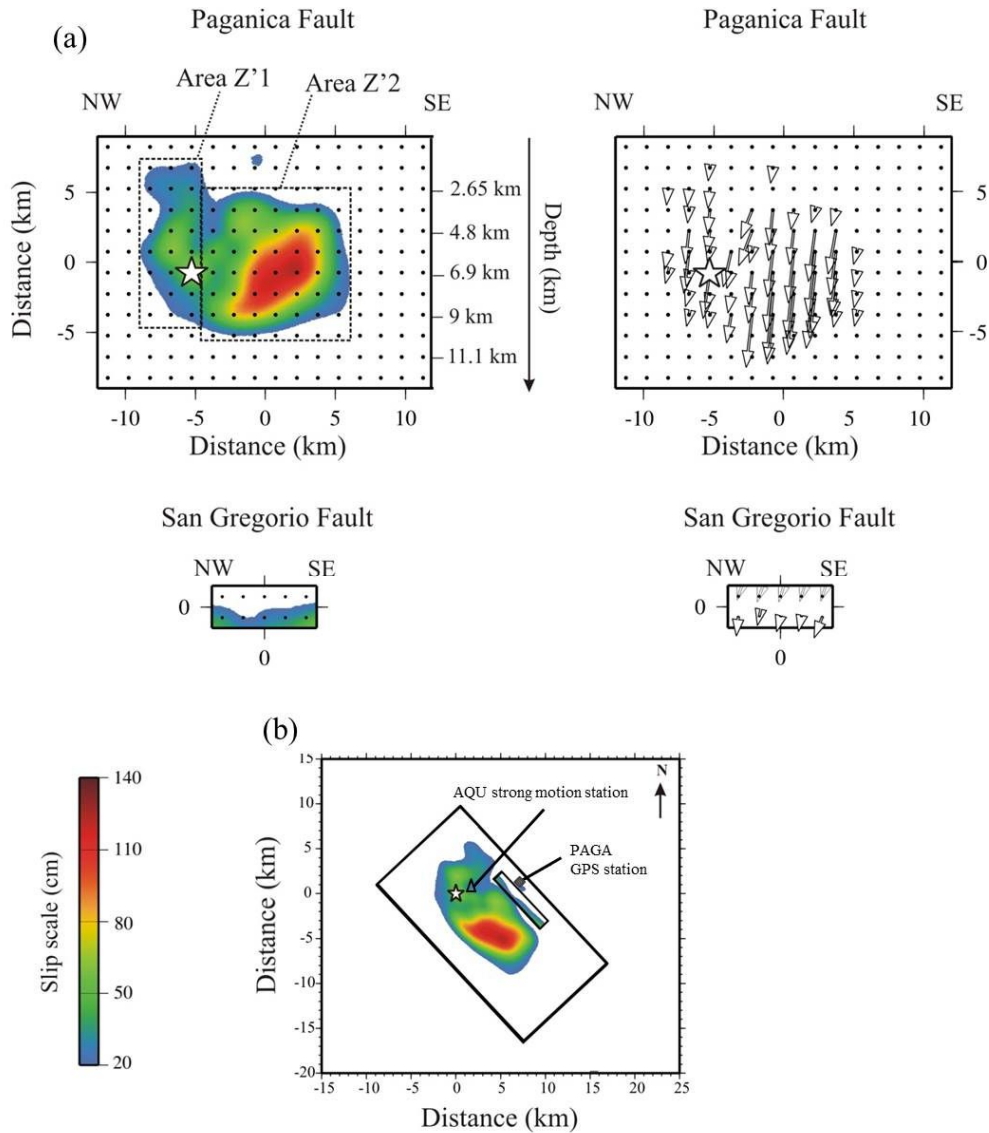


Figure 3.8. (a) Average slip distribution from the joint inversion of strong motion, teleseismic, GPS, and InSAR data carried out with model 2-SFPSG. Black dashed rectangular frames display the two main slip areas Z'1 and Z'2. White arrows: slip direction and slip amplitude for the hanging wall. The white star indicates the hypocenter, and the black points indicate the point-source locations (center of subfaults). (b) Surface projection of model 2-SFPSG and of the average slip distribution. PAGA: location of the GPS station PAGA. White star: epicenter.

Que ce soit avec le modèle 1-SF ou le modèle 2-SFPSG de notre article, la distribution temporelle du glissement est assez similaire. Dans les deux cas, la vitesse de rupture moyenne est de 1.8 km/s. Cette valeur est en accord avec celle proposée dans l'étude de Orefice et al. (2013) (Annexe 4), qui s'est appuyée sur l'analyse de fonctions source apparentes extraites de stations situées à des distances épacentrales entre 200 km et 800 km. Nous mettons de plus en évidence une variation importante et localisée de la vitesse de rupture locale. L'intervalle permis pour la vitesse de rupture moyenne calculée entre l'hypocentre et les sous-failles du modèle, qui est entre 1 km/s et 2.5 km/s (optimisé lors de tests préliminaires), n'exclut pas la possibilité d'obtenir des valeurs de vitesse de rupture locale supérieures aux valeurs définies par ces deux bornes entre deux sous-failles voisines du modèle. Cela peut se produire si une vitesse plus rapide est utilisée pour la sous-faille la plus éloignée de l'hypocentre et une vitesse plus lente pour la sous-faille voisine plus proche de l'hypocentre. C'est ainsi que dans l'article nous décrivons une vitesse locale de rupture atteignant 3.7 km/s juste au-dessus de l'hypocentre. Cette caractéristique est retrouvée également dans l'étude de Cirella et al. (2012, leur Figure 11), avec une vitesse de rupture atteignant localement 3.5 à 4 km/s au même endroit.

Cette valeur de vitesse de rupture élevée au-dessus de l'hypocentre est localisée entre 5 km et 7 km de profondeur. Ce point est intéressant à mettre en relation avec les modèles de vitesse abordés dans le Chapitre I. Nous avons vu que dans l'étude de Bianchi et al. (2010) une zone de vitesse anormalement élevée des ondes S (supérieure à 4 km/s) a été mise en évidence. Cette anomalie est localisée entre 5 et 10 km de profondeur sous la station accélérométrique AQU, très proche de la zone où nous observons la vitesse de rupture d'environ 3.7 km/s. Toujours dans cette étude, il a été proposé qu'une zone avec un glissement très faible aurait pu jouer le rôle d'une barrière où l'énergie de la rupture se serait concentrée avant de générer les forts déplacements observés au niveau des stations accélérométriques autour de L'Aquila. La Figure 3.8-b montre la carte du glissement moyen de notre modèle final à deux segments, en y reportant la localisation de la station AQU. Nous pouvons effectivement observer que la station AQU se situe à la verticale d'une zone sur le segment de faille de Paganica où les amplitudes du glissement sont faibles (entre 10 cm et 18 cm), en tout cas faibles par rapport aux zones adjacentes.

Short summary of results (in complement to the published paper):

The analysis of the relocated sequence of L'Aquila (Valoroso et al., 2013) gives few hints about the activation of the San Gregorio secondary fault, but almost no seismicity at all was located in the shallowest few kilometers. We note a localized accumulation of aftershocks at the base of the San Gregorio fault on some cross-sections, which may be consistent with the fact that we detect slip only in the lower part of this fault segment.

Chapitre IV

Etude de la source sismique de séismes offshore : les séismes de Miyagi-Oki (M_w 7.2) du 16 août 2005, et de Sanriku-Oki (M_w 7.3) du 9 mars 2011

L'étude du séisme de Miyagi-Oki a été en grande partie réalisée avant celle du séisme de L'Aquila. L'intérêt de cette étude était de pouvoir travailler sur la source d'un séisme offshore, disposant de nombreuses données, notamment accélérométriques et géodésiques (GPS).

Le séisme de Sanriku-Oki s'est présenté comme une bonne opportunité de test pour observer dans quelle mesure il est possible d'appliquer la même méthodologie à un séisme de taille similaire mais localisé encore plus loin offshore. Ce séisme est un précurseur du méga-séisme de Tohoku (M_w 9.0, 11 mars 2011) qui était l'objet de la thèse de Quentin Bletery.

Avant d'entrer plus en détail dans la description de l'étude de ces deux séismes, voyons tout d'abord une rapide présentation du contexte géologique dans lequel ils se sont produits.

4.1) Un contexte géodynamique commun

Le Japon est un territoire situé au cœur de la convergence de quatre plaques tectoniques différentes : les plaques Eurasiatique, Nord-Américaine, Pacifique et de la Mer des Philippines (Fig. 4.1-a). Les Iles de l'archipel sont à cheval sur les plaques Nord-Américaine et Eurasiatique. Cependant, les deux séismes se sont produits au niveau de la convergence entre la plaque Nord-Américaine (où se situe l'île d'Honshu) et la plaque Pacifique à l'Ouest. La fosse du Japon est le marqueur qui localise en surface la limite entre ces deux plaques.

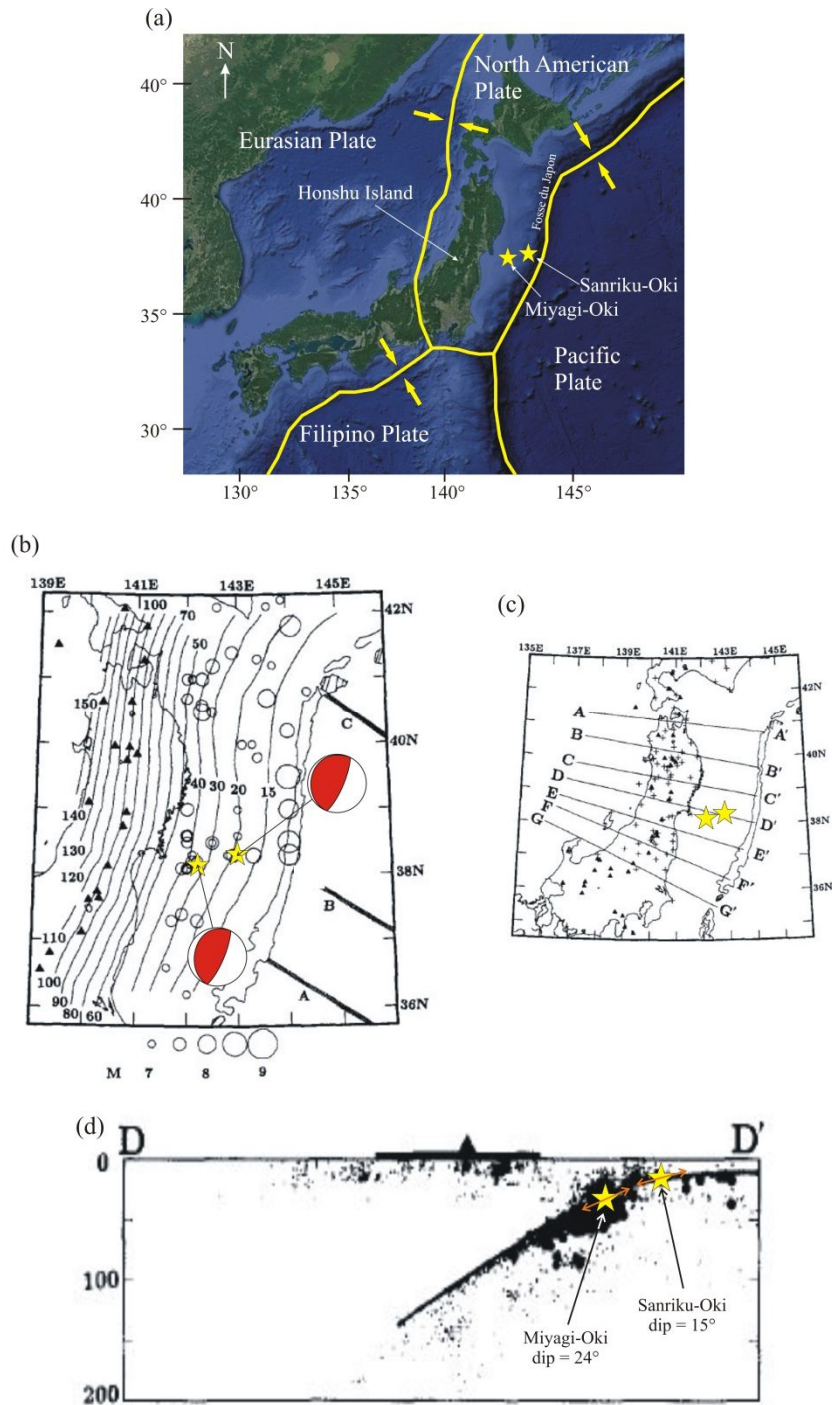


Figure 4.1: (a) General tectonic background in and around the Japan islands. Thick yellow lines indicate plate boundaries. Opposite yellow arrows: directions of the plates convergence at the considered point. Yellow stars: epicenter of the Miyagi-Oki and the Sanriku-Oki earthquakes. (b) Map with depth iso-lines (km) of the upper boundary of the subducted Pacific Plate (from Zhao et al., 1997 – Their Figure 9) and focal mechanisms and epicenter (yellow stars) for the same two earthquakes. (c) Locations of the D-D' cross section shown in Figure 4.1-d (from Zhao et al., 1997 – Their Figure 11). (d) Vertical cross section of seismicity along profile D-D' (from Zhao et al., 1997 – Their Figure 12). The upper boundary of the subducting Pacific plate is shown as a solid line. We add the horizontal projection of the two hypocenters, and the dip of their respective rupture model as used in our study (orange arrows).

Ces deux séismes s'intègrent dans la continuité de l'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 7 en 1933 (M 7.1), 1936 (M 7.4), 1937 (M 7.1) et en 1978 (M 7.4). Ils ont été générés par l'activité de la zone de subduction, dont la géométrie du panneau plongeant de la plaque Pacifique est identifiable sur la coupe de la Figure 4.1-d. Sur cette même coupe sont reportées les valeurs du dip fixées pour la caractérisation de la source des deux séismes dans notre étude, à savoir un dip de 24° pour Miyagi-Oki et un dip de 15° pour le séisme de Sanriku-Oki. Notons que ces deux valeurs montrent un pendage qui diminue à mesure que l'on se rapproche de la fosse du Japon, tendance confirmée par la coupe de la Figure 4.1-d.

Les deux séismes sont ainsi décrits comme des séismes de type interplaque. L'accumulation élastique se fait à l'interface entre les deux plaques (Pacifique et Nord-Américaine) au niveau de points de frictions qui empêchent un coulissage libre, jusqu'à ce qu'une rupture intervienne.

Nous allons maintenant présenter nos résultats sur l'étude de la source du séisme de Miyagi-Oki.

4.2) Le séisme de Miyagi-Oki

4.2.1) Les données utilisées: accélérométriques, télésismiques et GPS

Le Japon dispose de deux réseaux de stations sismologiques :

- le réseau K-net (Kyoshin network) : ce réseau est constitué d'environ 1000 stations déployées sur l'ensemble du territoire japonais ;
- le réseau Kik-net (Kiban Kyoshin network) : ce deuxième réseau (environ 700 sites) présente la particularité de disposer deux stations par site : une en surface, et une située dans un forage d'environ 100 mètres de profondeur.

Les données accélérométriques utilisées pour l'étude de la source du séisme de Miyagi-Oki proviennent des stations du réseau K-net. L'identification et la localisation de ces stations sont reportées dans la Figure 4.2-a. Cette sélection a été faite de manière à travailler avec les stations les plus proches du séisme, tout en permettant une ouverture azimutale.

Le Japon dispose aussi d'un réseau dense de stations GPS (GEONET) qui comprend près de 1000 stations déployées sur le territoire japonais, afin de suivre avec précision la déformation crustal. L'ensemble des stations GPS utilisées au cours des inversions est reportée dans la Figure 4.2-b.

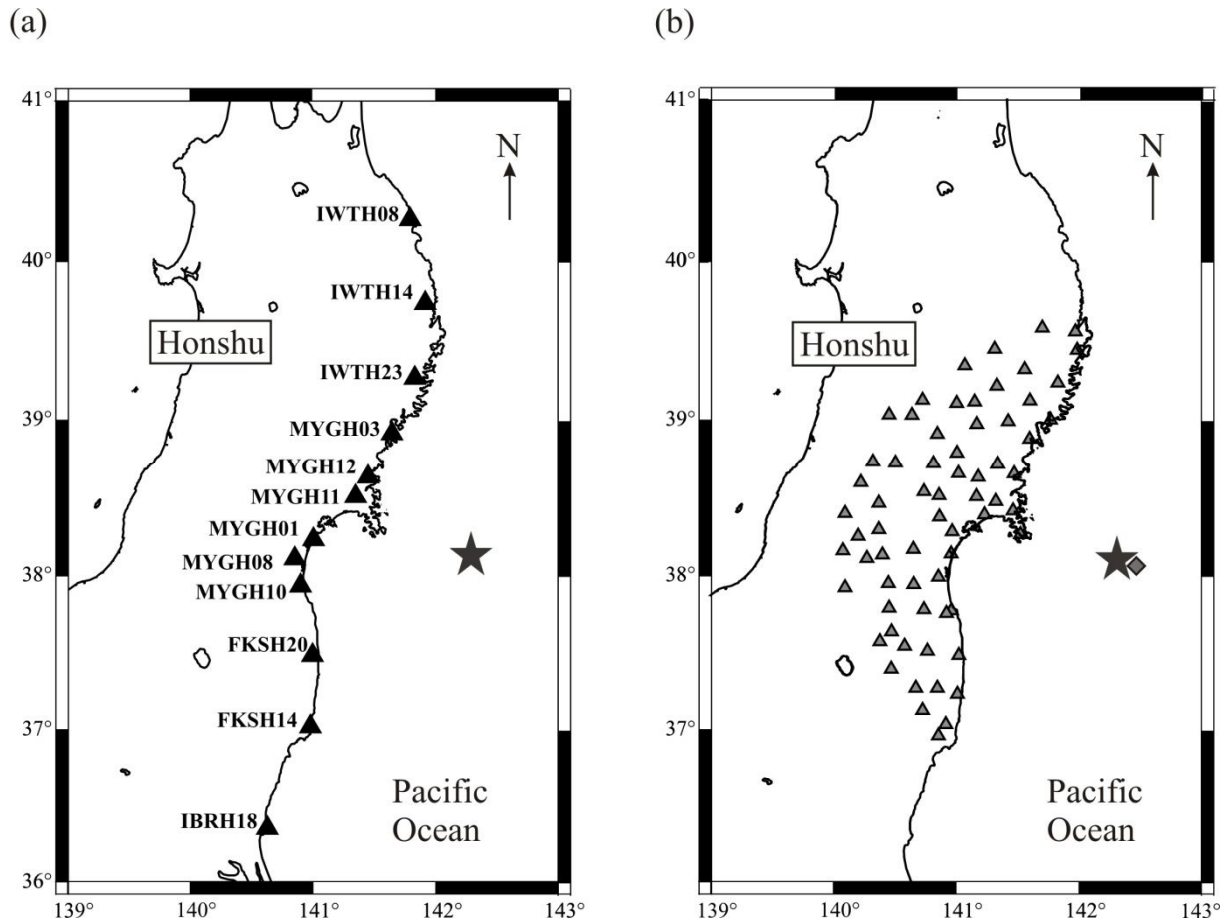


Figure 4.2: (a) Map of the strong-motion stations (black triangles) from the K-net network used in the inversions. (b) Same as (a) but for Global Positioning System (GPS) stations from GEONET network (grey triangles) and offshore GPS station MYGW (grey diamond). Grey stars: epicenter of the Miyagi-Oki earthquake.

En plus de ces stations, les données d'une station « offshore » (MYGW) ont aussi été utilisées. Cette station fait partie d'un système d'observation géodésique des fonds marins. Le principe repose sur le dépôt de transpondeurs au fond de l'océan (au nombre de trois ou quatre), et de l'utilisation d'un transducteur acoustique ainsi qu'une antenne GPS embarqués tous deux à bord d'un bateau (Fig. 4.3). Le système mesure les écarts des temps d'arrivées du signal entre l'émission du transducteur et la réception du signal réponse des transpondeurs. Un capteur de mouvement associé à l'antenne GPS permet de rendre compte des

déplacements dynamiques du bateau pendant la phase de mesure, de manière à pouvoir produire une localisation la plus exacte possible. La position des transpondeurs est au final calculée à partir d'une méthode d'inversion linéaire. Les données de cette station GPS MYGW ont ainsi pu être intégrées dans l'étude du séisme de Miyagi-Oki.

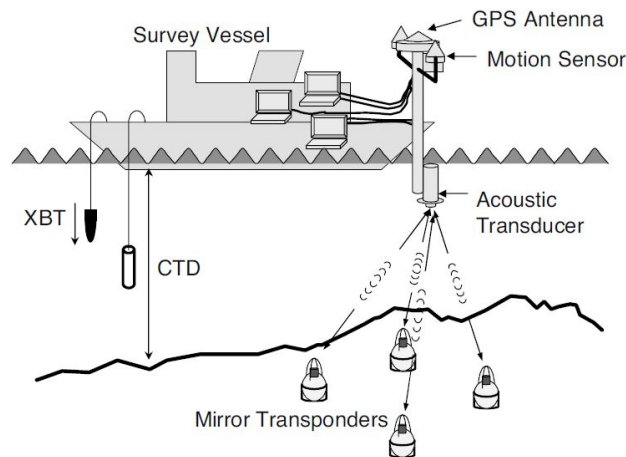


Figure 4.3: Schematic picture of the GPS/Acoustic seafloor geodetic observation system (from Matsumoto et al., 2006 – Their Figure 1).

Les données télésismiques ont été récupérées depuis la base de données Wilber mise à disposition par l'Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS, <http://ds.iris.edu/wilber3/>). Les données ont été sélectionnées à partir de leur distance épacentrale comprise entre 30° et 90° . La Figure 4.4 illustre la distribution des stations retenues.



Figure 4.4: Distribution of the broadband teleseismic stations (black triangles) used in this study for the Miyagi-Oki earthquake (yellow star).

Ces trois jeux de données ont été utilisés pour la détermination du glissement cosismique du séisme de Miyagi-Oki à partir de la procédure d'inversion décrite dans le Chapitre II.

4.2.2) Détermination des paramètres fixes

Voici comment les paramètres fixes ont été déterminés :

- **Strike, dip et valeur moyenne du rake**

A partir des valeurs des angles du mécanisme au foyer publiées par le JMA (Japan Meteorological Agency, strike 198.8° , dip 22.2° et rake $+81^\circ$), nous avons fait varier ces valeurs au travers de plusieurs inversions tests. Les résultats obtenus ont montré que les valeurs de 193° pour le strike, et de 24° pour le dip sont le meilleur compromis pour la modélisation des trois jeux de données. Notons que la valeur du dip est cohérente avec la géométrie du panneau plongeant illustrée dans la Figure 4.1-d. L'angle de glissement proposé

par le JMA est de $+81^\circ$ et traduit bien, selon la convention admise, un jeu en faille inverse compatible avec le contexte de subduction. Cette valeur a servi de valeur centrale autour de laquelle un intervalle de solutions possibles de $\pm 30^\circ$ a été défini pour l'inversion de ce paramètre.

○ Localisation hypocentrale

Nous avons retenu la localisation épacentrale fournie par le JMA, à savoir 38.15° en latitude et 142.278° en longitude, valeurs apparaissant comme un bon compromis pour la modélisation des données. Nous avons cependant ré-estimé la valeur de profondeur initiale de 42 km à 37 km, nouvelle profondeur qui a permis d'améliorer la modélisation des données. De même que pour la valeur du dip, cette profondeur est en accord avec la géométrie du panneau plongeant illustrée dans la Figure 4.1-d.

○ Dimension du modèle et des sous-failles

Les lois d'échelle sur le dimensionnement des modèles de failles dans le cas de séisme de subduction proposées dans l'étude de Strasser et al. (2010) indiquent qu'un séisme de magnitude 7 présente une longueur de rupture « L » (selon le strike) de 53 km, et une largeur « W » (selon le dip) de 44 km. Ce sont là des valeurs à caractère statistique, utiles pour une estimation de départ. Dans un souci de déterminer la surface la mieux adaptée à l'estimation de la distribution spatiale du glissement, nous avons choisi d'utiliser un premier modèle de faille surdimensionné, de 88 km par 88 km.

En ce qui concerne les sous-failles, l'étude de Beresnev and Atkinson (2002) propose une relation entre dimension des sous-failles et magnitude du séisme. De cette relation une dimension de 7.5 km par 7.5 km en ressort pour notre séisme. Nous avons alors décidé d'allouer, comme premier dimensionnement, une dimension de 8 km par 8 km pour chaque sous-faille.

Les premiers résultats ont montré qu'une longueur « L » de 88 km était trop grande, tandis que la largeur « W » n'était pas suffisante, en relation avec un développement de la rupture plus grand selon le dip et moins étalé selon le strike de l'interface. Après quelques tests, la dimension définitive choisie pour le modèle de rupture était de 78 km pour la longueur « L »,

114 km pour la largeur « W », avec une dimension commune à toutes les sous-failles de 6 km par 6km (« sL » et « sW »). Nommons dès à présent ce modèle le modèle 78*114.

- **Nombre et largeur des fonctions sources triangulaires isocèles allouées à chaque sous-faille**

Un nombre de 3 fonctions sources triangulaires isocèles, avec une largeur de 3 secondes par fonction, est ressorti comme un bon compromis pour la modélisation des données accélérométriques. La durée totale autorisée sur chaque sous-faille est donc de 6 secondes, les fonctions source triangulaires se recouvrant de moitié. Le glissement maximal autorisé par fonction source triangulaire isocèle est de 100 cm. Le Tableau 4.1 récapitule les valeurs des paramètres fixés.

Fixed parameters (Miyagi-Oki earthquake)	Φ_s (°)	δ (°)	Depth (km)	L (km)	W (km)	sL, sW (km)	NT	τ (s)
Values	193	24	37	78	114	6	3	3

Tableau 4.1: Values of fixed parameters for the study of the source of the Miyagi-Oki earthquake. Φ_s : strike. δ : dip. L: fault length. W: fault width. sL et sW: length and width of each subfault. NT: number of the isosceles triangular elementary functions allowed for each subfault. τ : duration of the isosceles triangular elementary functions.

Nous allons maintenant présenter la distribution moyennée construite à partir des 10 inversions absolues menées avec le modèle de rupture 78*114, et au travers desquelles les données accélérométriques, télésismiques et GPS ont été inversées conjointement. Pour chacune des inversions absolues, le poids de chaque jeu de données est le même.

4.2.3) Distribution spatio-temporelle moyennée du glissement cosismique du séisme de Miyagi-Oki

La Figure 4.5-a montre la distribution spatiale moyennée obtenue par l'inversion des données accélérométriques, télésismiques et GPS.

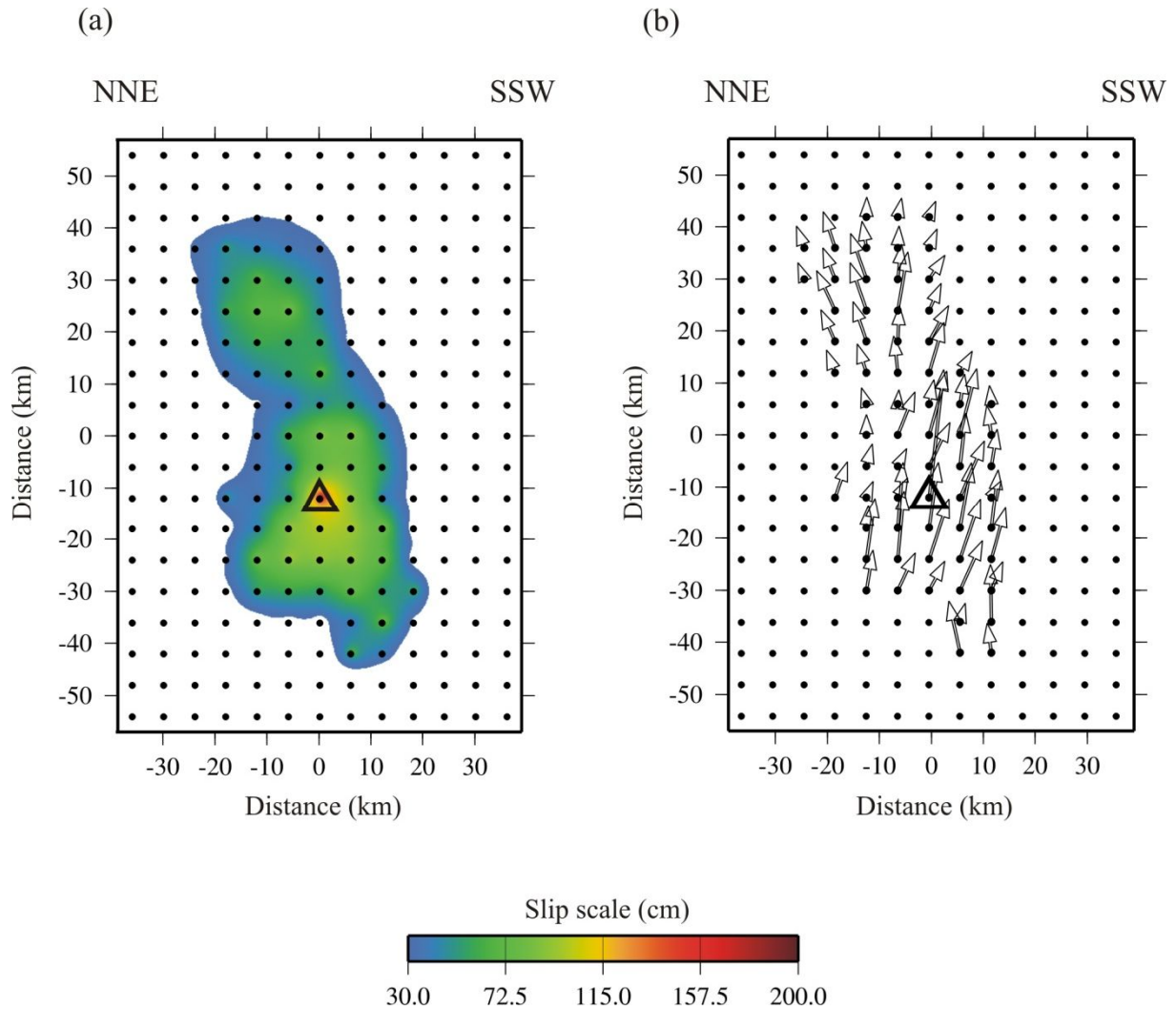


Figure 4.5: Average slip distribution from the joint inversions of strong motion, teleseismic, and GPS data carried out with the model 78*114. (a) Slip map. (b) Slip vectors: white arrows indicate slip direction and slip amplitude of the hanging wall. The largest arrow corresponds to 200 cm of slip. Open black triangles: hypocenter. Black points : point-source locations (center of subfaults).

Le glissement se répartit à la fois au-dessus et en dessous de l'hypocentre. Il s'étale sur une surface d'environ 42 km selon la direction du strike, et de 84 km selon le dip. La valeur moyenne du rake (paramètre inversé) est de $+83^\circ$, cohérente avec le type de faille (jeu inverse) et avec la valeur proposée par le JMA ($+81^\circ$). Le glissement maximal atteint est d'environ 200 centimètres au niveau de la sous-faille à l'hypocentre. Le glissement moyen sur la totalité de la zone rompue est d'environ 70 cm. La vitesse de rupture moyenne est de 3 km/s (Fig. 4.6). La Figure 4.7-a illustre des instantanés de l'évolution du glissement cumulé toutes les 3 secondes. La lecture de ces différents instantanés montre que la rupture s'est d'abord propagée sous l'hypocentre durant les 6 premières secondes, avant que celle-ci ne se

propage à la fois au-dessous et au-dessus de l'hypocentre. L'instantané à 27 secondes montre que le glissement ne s'étend plus sur le modèle de faille 78*114, ce qui est confirmé par la lecture de la fonction source globale (Fig. 4.7-b).

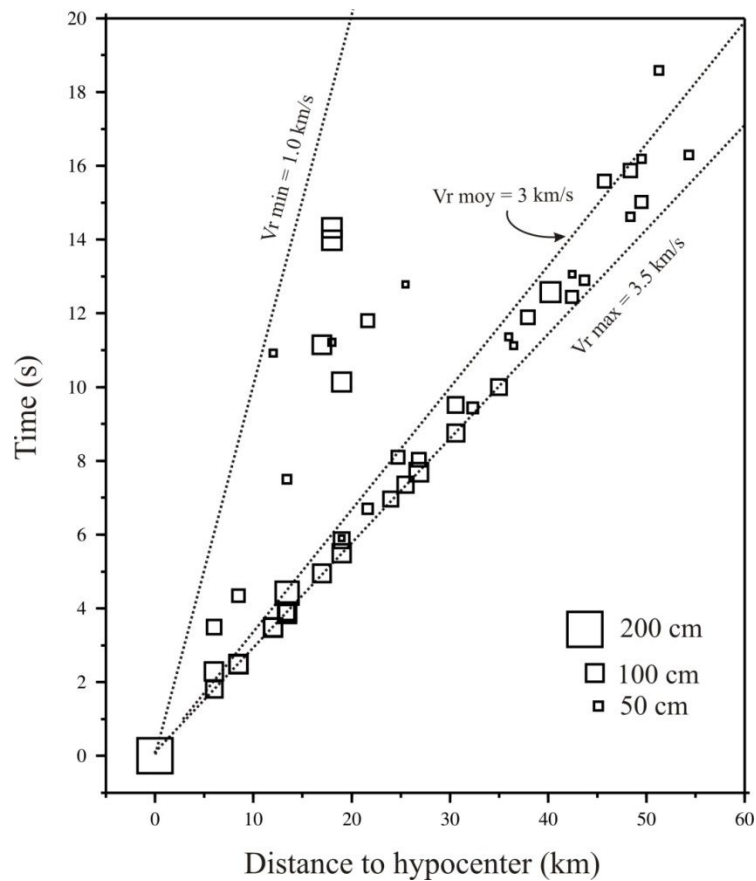


Figure 4.6: Rupture onset time of the subfaults versus distance to hypocenter from the average slip distribution of the Miyagi-Oki earthquake (Figure 4.5). Dashed lines represent the trend for rupture velocities (V_r) of 1.0 km/s, 3 km/s, and 3.5 km/s. Here, rupture velocity means the average rupture velocity between the hypocenter and the corresponding subfault on the fault model. White squares represent triggered subfaults with a size proportional to slip amplitude (scale shown on the graph).

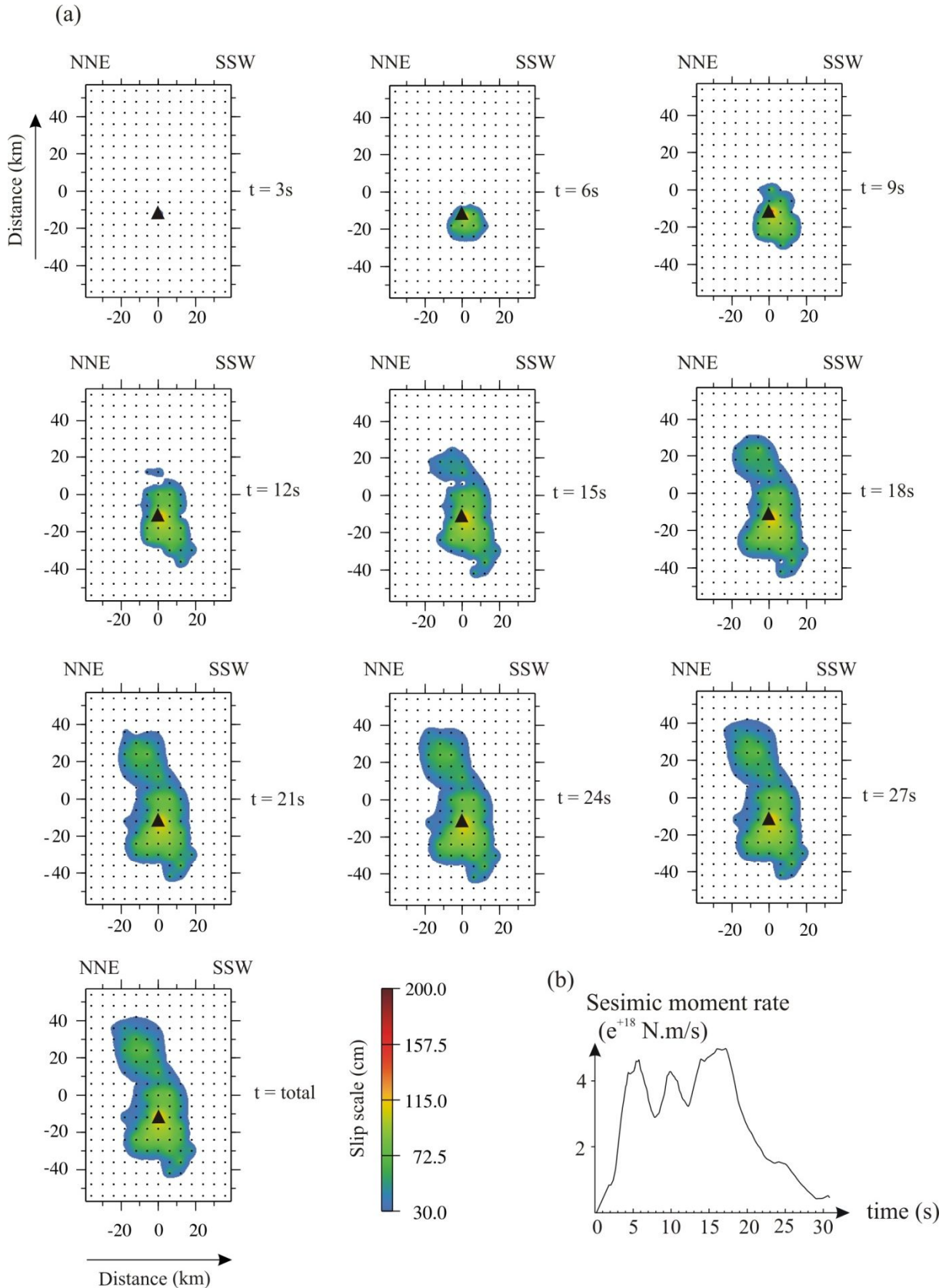


Figure 4.7: Rupture space and time history from the average slip distribution of the Miyagi-Oki earthquake (Fig. 4.5). (a) Snapshots displaying the cumulative evolution of the rupture at different times steps (t). The hypocenter is indicated by a black triangle. (b) Overall source time function from the average slip distribution (Fig. 4.5).

La Figure 4.8 montre l'ajustement des signaux accélérométriques observés et calculés. Les Figures 4.9 et 4.10 montrent respectivement l'ajustement des formes d'ondes téléseismiques pour l'onde P, et pour l'onde S. La Figure 4.11 montrent l'ajustement des vecteurs GPS horizontaux (Fig. 4.11-a) et verticaux (Fig. 4.11-b). Tout ceci pour l'inversion conjointe.

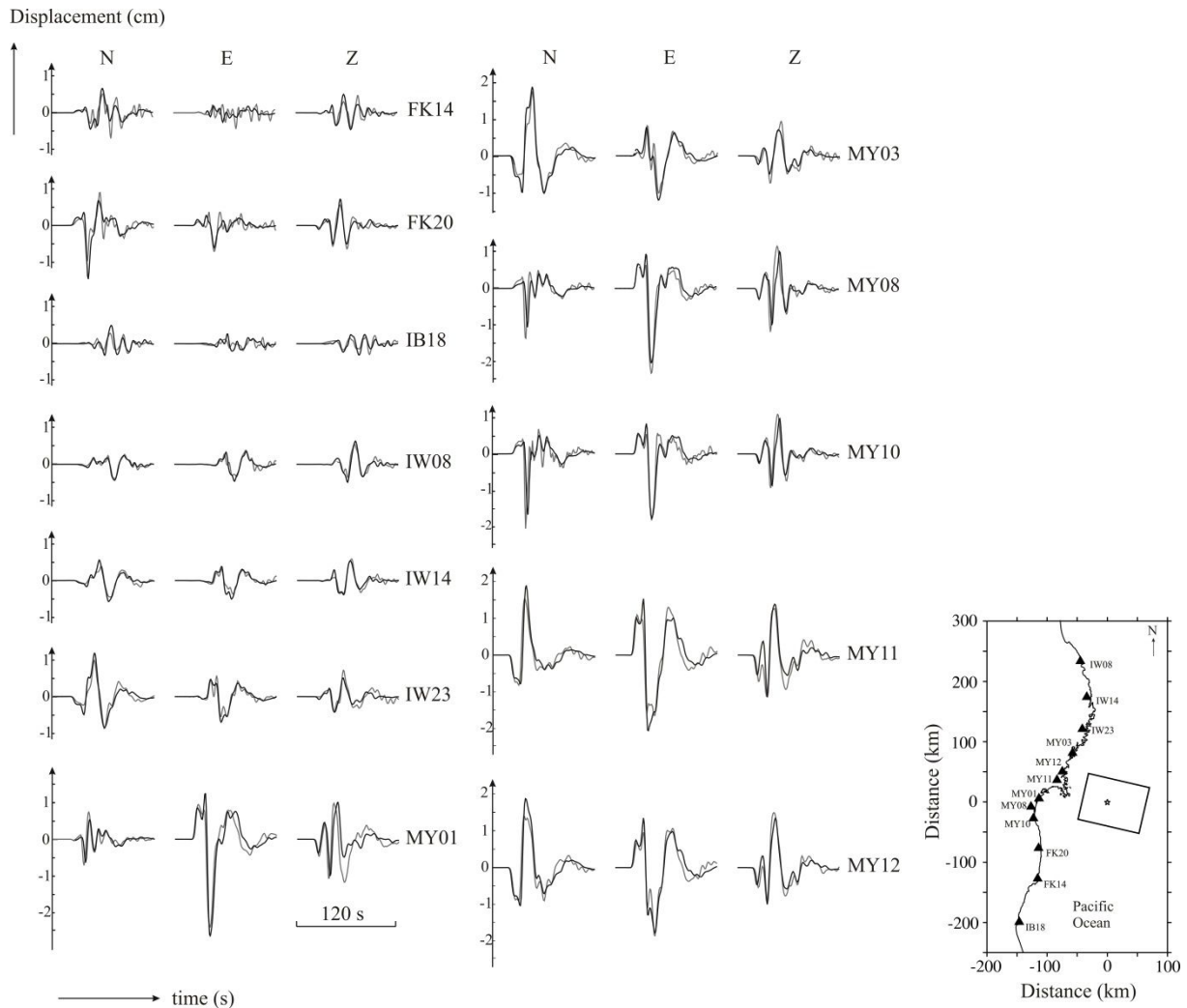


Figure 4.8: Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) strong-motion waveforms from the average slip distribution shown in Figure 4.5. The map inserted in the bottom right side displays the surface projection of model 78*114, as well as the location of the strong-motion stations (open triangles). The black star indicates the epicenter.

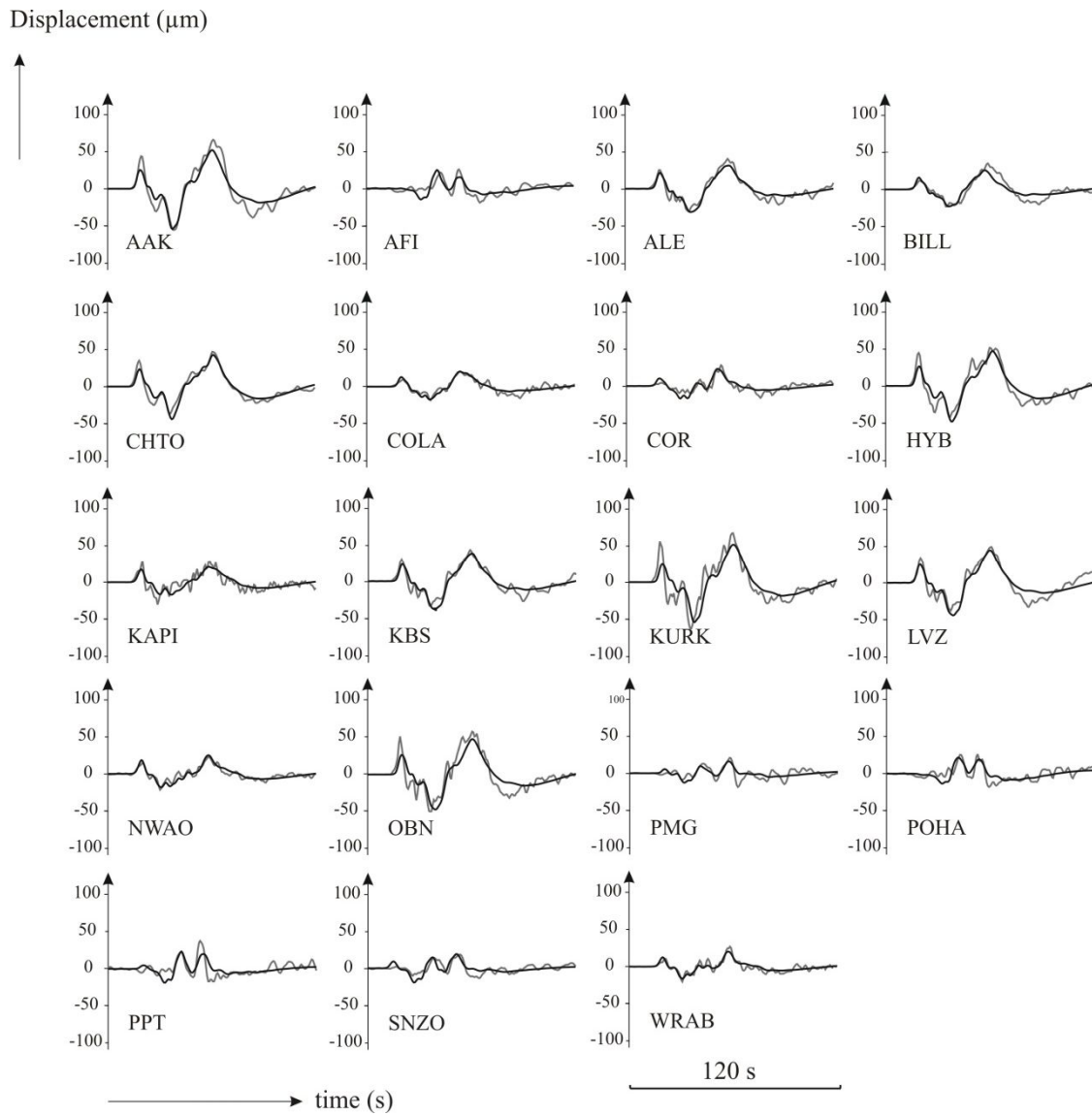


Figure 4.9: Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) teleseismic P waveforms from the average slip distribution shown in Figure 4.5.

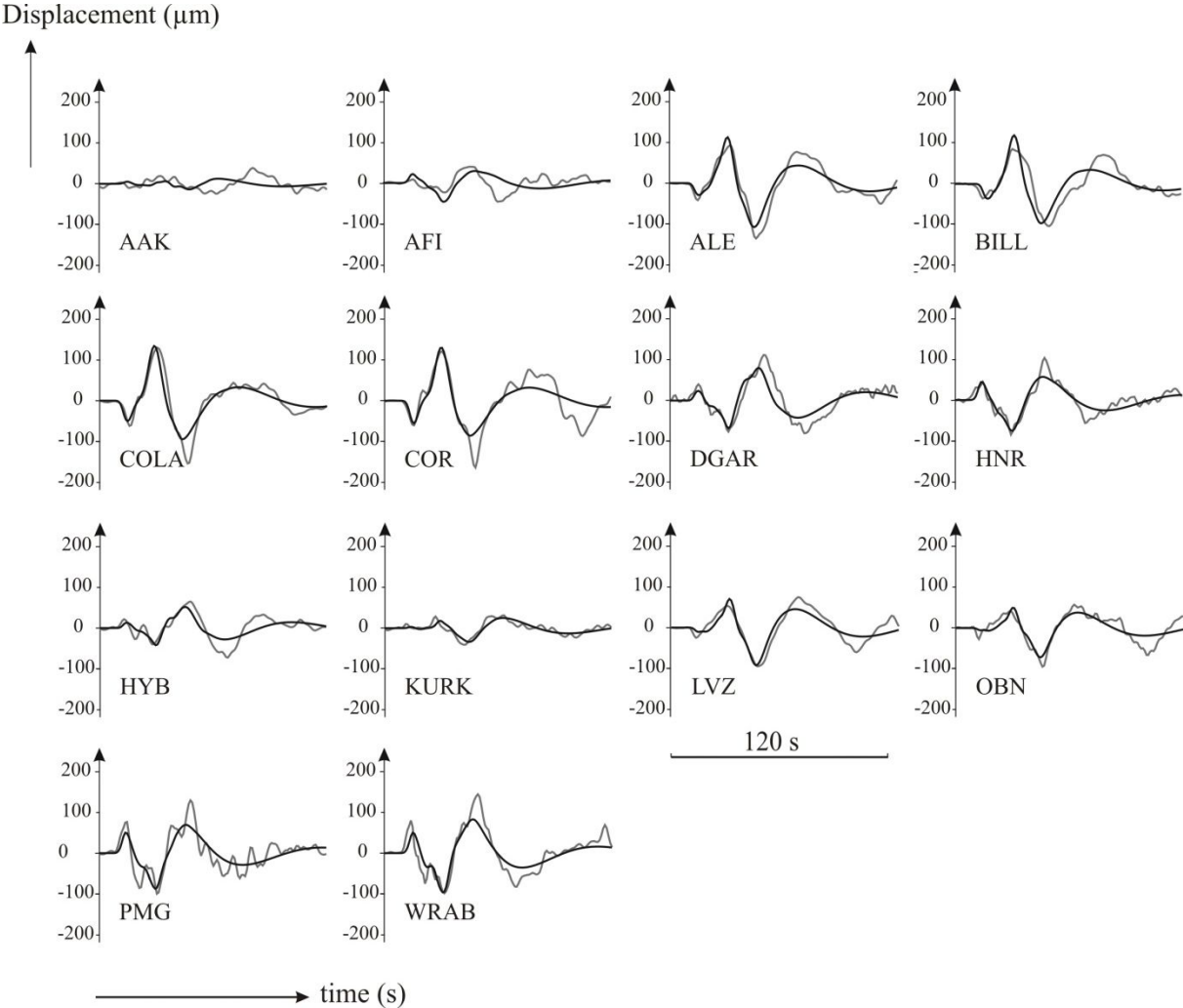


Figure 4.10: Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) teleseismic S waveforms from the average slip distribution shown in Figure 4.5.

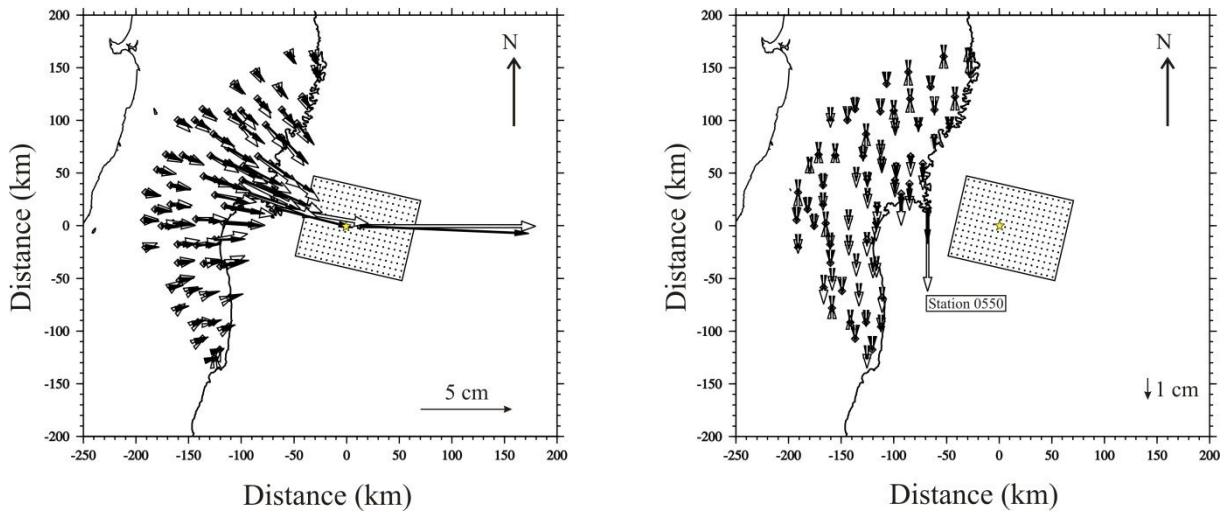


Figure 4.11 Comparison between observed (white arrows) and computed (black arrows) GPS vectors. (a) Horizontal and (b) vertical displacement from the average slip distribution shown in Figure 4.5. No vertical vector is shown at the station GPS offshore MYGW because this data was missing. Yellow star : epicenter.

L'ajustement des données sismologiques est plutôt bon dans son ensemble, notamment pour les stations les plus proches de la source (MY01, MY03, MY08, MY10, MY11, et MY12). L'influence de ces stations dans l'inversion est plus importante que celle des stations plus lointaines. En effet, comme à ces stations les valeurs de l'amplitude du glissement sont nettement plus grandes, tout décalage en phase ou en amplitude dégrade plus fortement la valeur de la rms. Les grandes arches sont dans leur ensemble bien reconstruites par la distribution du glissement illustrée dans la Figure 4.5-a.

L'ajustement des données GPS montre des recouvrements acceptables des vecteurs horizontaux (Fig. 4.11-a). Mais il est à noter un mauvais recouvrement du vecteur vertical calculé (Fig. 4.11-b) à la station GPS située à terre la plus proche de la source (station 0550). L'amplitude calculée est inférieure à l'amplitude observée. Les inversions tests préliminaires, ayant servi à estimer les valeurs d'azimut et de pendage les mieux adaptés pour modéliser les données, montrent que pour des valeurs de pendage plus faible (15°), l'ajustement du déplacement statique vertical au niveau de la station 0550 est meilleur, la valeur d'amplitude calculée est plus grande. Inversement, des valeurs de pendages plus élevées diminuent la valeur de l'amplitude calculée, dégradant l'ajustement des données GPS. Ces deux observations montrent l'influence attendue de la distance au glissement sur la faille : plus le

glissement est proche de la surface (pendage faible) plus la déformation verticale au niveau du sol augmente.

La donnée verticale de la station offshore MYGW n'apparaît pas dans la Figure 4.11-b, car l'amplitude verticale observées n'était pas disponible. De ce fait, les inversions jointes menées avec le modèle 78*144 n'ont pris en compte que le calcul d'une rms sur les composantes horizontales de cette station, et sur les trois composantes pour les autres stations GPS.

4.2.4) Tests synthétiques

Un modèle synthétique (Fig. 4.12-a) a été créé afin de tester la résolution relative des différents types de données et celle de l'inversion jointe. Ce modèle comprend une aspérité centrale, ainsi que deux aspérités situées en partie supérieure du modèle de rupture 78*114, et deux autres aspérités situées au bas de ce modèle de rupture. Des données observées synthétiques ont donc été générées à partir de ce modèle synthétique. Des inversions des données (jointes et seules) ont ensuite été réalisées, en imposant les valeurs des paramètres fixes utilisées pour les inversions des données réelles. Chaque carte de glissement proposée dans la Figure 4.12 correspond à la construction d'un glissement cosismique moyenné.

Les distributions obtenues à partir des inversions conjointes (Fig. 4.12-b) et des inversions des données accélérométriques seules (Fig. 4.12-c) montrent une assez bonne capacité à retrouver les aspérités du modèle synthétique. On peut noter que le glissement à proximité de l'hypocentre montre des amplitudes un peu plus fortes que celles du modèle à retrouver. Les aspérités en haut et en bas de la faille ont des amplitudes plus faibles que celles du modèle synthétique de référence. Ce manque de glissement explique peut-être les amplitudes plus fortes au niveau de l'aspérité centrale (compensation par transfert de glissement).

La distribution obtenue par l'inversion des données télésismiques seules (Fig. 4.12-d) montre une bonne capacité à retrouver le patch de glissement autour de l'hypocentre, mais une plus grande difficulté à retrouver les patches périphériques. Une zone de glissement au bas de la faille est observable, mais elle est située entre les deux aspérités du modèle de référence. Un glissement très réduit apparaît en haut du modèle de rupture. Cette difficulté à retrouver les aspérités en haut et en bas du modèle peut de nouveau expliquer la présence d'une zone à fortes amplitudes de glissement au-dessus de l'hypocentre.

La distribution obtenue par inversion des données GPS seules (Fig. 4.12-e) montre aussi une difficulté à retrouver le modèle synthétique. L'essentiel du glissement est situé autour de l'hypocentre, dont une zone avec des valeurs d'amplitudes plus élevées que le modèle synthétique, les aspérités en haut et en bas de la faille n'étant pas retrouvées.

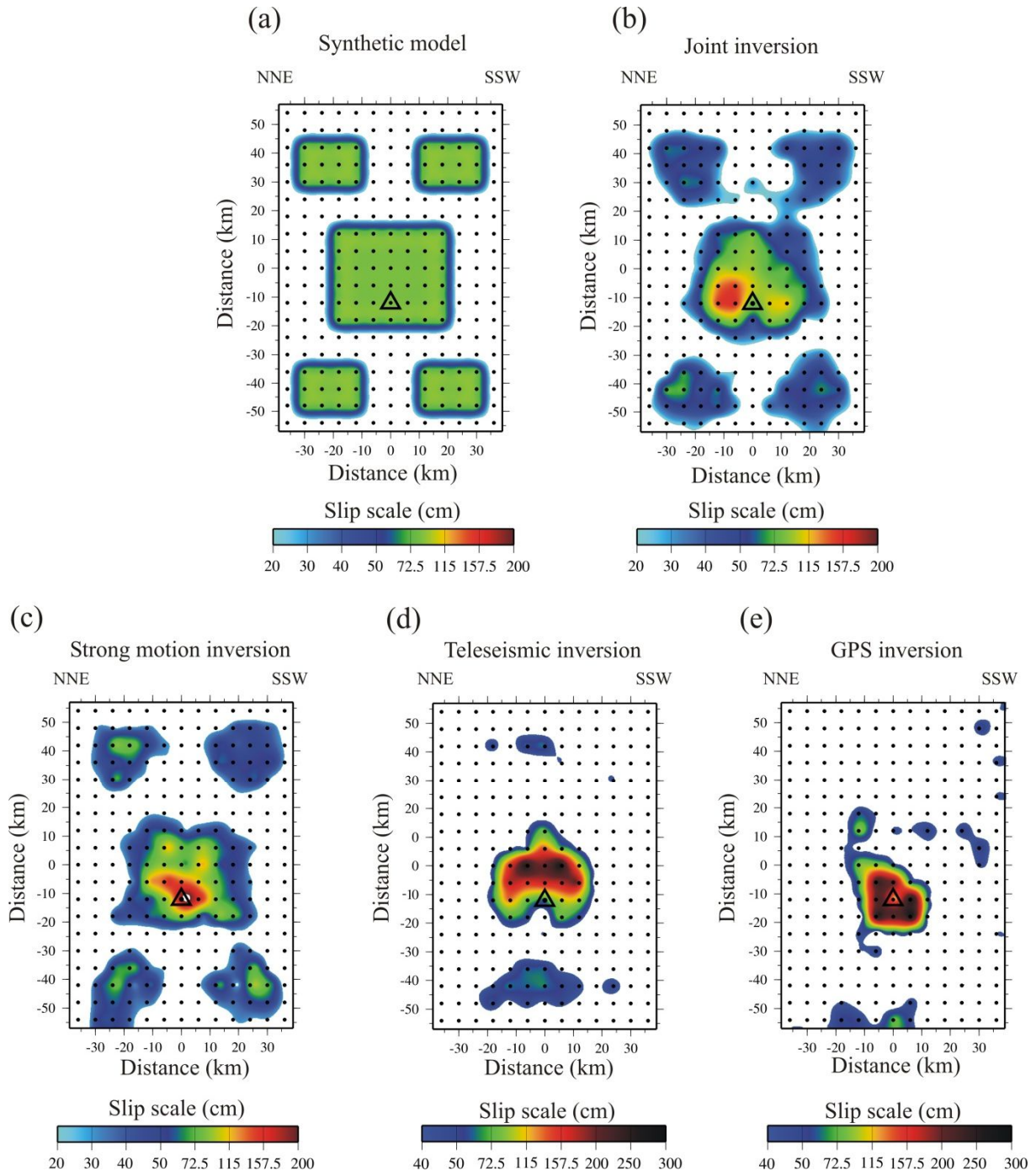


Figure 4.12: Synthetic tests with the fault model 78*114. (a) Synthetic (input) slip model. (b) Average slip distribution from the joint inversions carried out with the synthetic data. (c-e) Average slip distribution from the inversions of separate datasets (strong motion [SM], teleseismic [TELE], and GPS data respectively) carried out with synthetic data. Black open triangles indicate the hypocenter.

4.2.5) Discussion

Avant de commenter ces résultats plus en détail, faisons en préambule un tour d'horizon des résultats obtenus dans différentes études.

- **Les distributions spatiales dans les études antérieures**

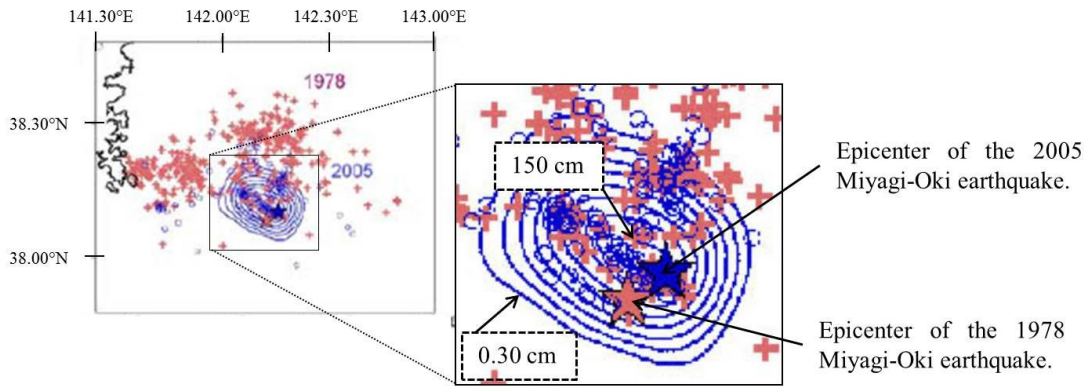
La Figure 4.13 réunit différentes distributions du glissement cosismique du séisme de Miyagi-Oki publiées dans les études de Okada et al. (2005), Miura et al. (2006), Yaginuma et al. (2006), et Wu et al. (2008). Les données utilisées et les dimensions des distributions sont reportées dans le Tableau 4.2. Les différentes distributions du glissement montrent une variabilité en termes de surface d'étalement du glissement, et de la valeur maximale atteinte. Notons que les distances que nous allons donner ci-après sont les distances d'étalement des glissements, en ne considérant que des valeurs supérieures à 15% de l'amplitude maximale de chaque cas. L'étalement selon le dip correspond à la valeur calculée à partir de la distance mesurée en carte (selon la direction du dip) et la valeur du dip fixée dans chaque étude.

Les distributions du glissement obtenues par inversion de donnée télésismiques dans l'étude de Okada et al. (2005) (étalement de 22 km selon le strike, et 44.5 km selon le dip) et par inversion conjointe de données accélérométriques et télésismiques dans l'étude de Yaginuma et al. (2006) (étalement de 112 km selon le strike et le dip) ont été obtenues à partir d'une même procédure d'inversion (Yagi et al., 2004). Il semble que l'intégration du jeu de données accélérométriques a amené une complexification de la distribution spatiale du glissement accompagnée d'une augmentation de sa surface. On observe aussi une diminution de plus de la moitié de la valeur maximale atteinte (1.5 m contre 0.7 m). Un point commun : cette valeur maximale est située au niveau de l'hypocentre.

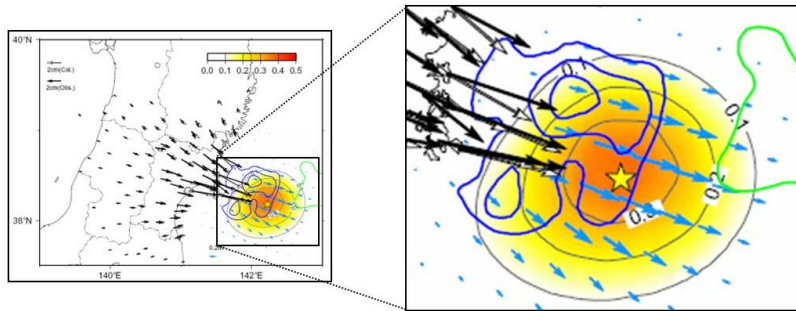
La carte de glissement publiée dans l'étude de Miura et al. (2006), réalisée à partir de l'inversion de données GPS, montre un étalement de 135 km selon le strike, et de 120 km selon le dip. L'amplitude maximale est de 35 cm.

Enfin, la carte de glissement proposée dans l'étude de Wu et al. (2008) montre une distribution spatiale du glissement qui s'étale de 65 km selon le strike et le dip. Cette étude a aussi été réalisée à partir de l'inversion de données accélérométriques et télésismiques. La

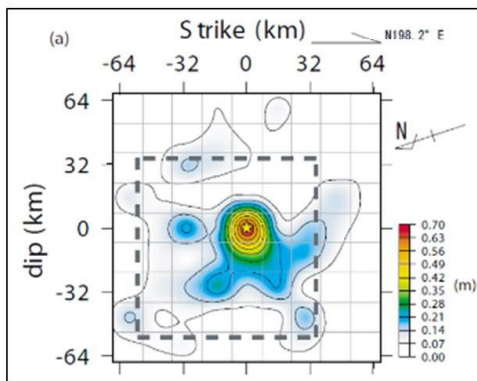
valeur de l'amplitude du glissement maximale atteinte est plus grande (120 cm contre 70 cm dans l'étude de Yaginuma et al., 2006), et elle se localise plus en profondeur.



Okada et al. (2005) (TELE) : maximum slip = 150 cm
(Blue contours : 15 cm interval)

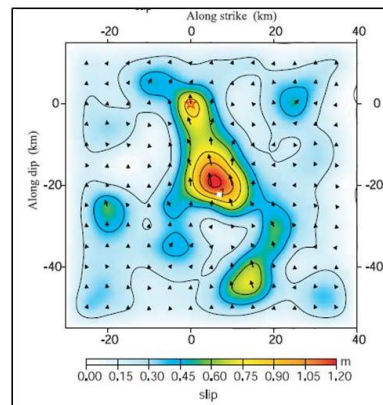


Miura et al. (2006) (GPS) : maximum slip = 35 cm



Yaginuma et al. (2006) (SM+TELE) :

maximum slip = 70 cm



Wu et al. (2008) (SM+TELE) :

maximum slip = 120 cm

Figure 4.13: Coseismic slip maps from previous studies of the Miyagi-Oki earthquake, with datasets used. SM: strong motion data. TELE: teleseismic data, with the maximal slip value reached.

Le Tableau 4.2 récapitule l'ensemble de ces informations.

Studies	Inverted data*	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	L (km)	W (km)	S _{max} (cm)
Okada et al. (2005)	TELE	198.2	22.2	-	22	44,5	149
Miura et al. (2006)	GPS	-	-	97 ± 15	135	120	35
Yaginuma et al. (2006)	SM+TELE	198.2	22.2	82 ± 45	112	112	70
Wu et al. (2008)	SM+TELE	211	22	90 ± 45	65	65	120
Our study	SM+TELE+GPS	193	24	81 ± 30	42	84	200

*SM: strong motion data; TELE: teleseismic broadband data; GPS: Global Positioning System.

Tableau 4.2: Fault plane parameters for the Miyagi-Oki earthquake from previous studies and our study. 'L' and 'W': length (along strike) and width (along dip) corresponding to the maximum spread of the slip. S_{max}: maximum slip. We took into account only the slip values larger than 15% of the maximum slip values for each slip distribution shown in Figure 4.13.

Ces premiers résultats montrent des valeurs maximales du glissement assez faibles au regard de la magnitude (M_w 7.2). Il est aussi à noter qu'aucune de ces études (hors la nôtre) n'a pris en compte une inversion conjointe des données sismologiques et géodésiques.

La Figure 4.14 illustre une comparaison entre la distribution spatiale publiée dans l'étude de Wu et al. (2008) (Fig. 4.14-a) et celle obtenue dans notre étude (Fig. 4.14-b). Les deux cartes, mises à la même échelle, sont positionnées verticalement de façon à ce que l'hypocentre de chacune d'elle soit sur une même horizontale. Il est possible de mettre en avant deux différences principales quant à cette distribution spatiale :

- Le glissement cosismique obtenu dans notre étude se distribue sur une large zone au-dessus de l'hypocentre comme nous l'avons déjà décrit, alors que dans l'étude de Wu et al. (2008) la distribution du glissement au-dessus de l'hypocentre est plutôt limitée ;
- la position de la zone où le glissement a sa plus forte amplitude. Dans notre étude, c'est la sous-faille qui porte l'hypocentre qui présente la plus forte amplitude. Dans

l'étude de Wu et al. (2008), la sous-faille qui présente la plus forte amplitude est située à 20 kilomètres sous l'hypocentre.

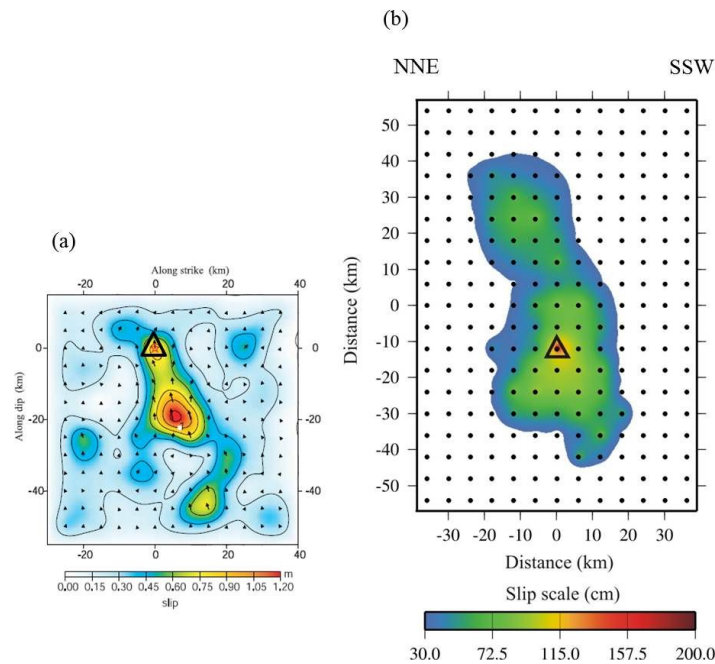


Figure 4.14: Comparison between the slip distribution from Wu et al., (2008) (a) and our average slip distribution (b) for the Miyagi-Oki earthquake. The two maps have the same scaling, and they are placed in order to have their hypocenter (black open triangle) along the same horizontal line.

○ Les données accélérométriques pour l'inversion de la source offshore

Les distributions du glissement au travers des tests synthétiques (Fig. 4.12) montrent d'une part que l'inversion des données accélérométriques tend à sélectionner une distribution (Fig. 4.12-c) dont les valeurs du glissement sont plus élevées au niveau de l'aspérité à l'hypocentre (entre 120 cm et 159 cm au lieu de 85 cm), par rapport au modèle synthétique (Fig. 4.12-a). Cette tendance se retrouve aussi au niveau de la distribution du glissement des inversions des données télésismiques seules (Fig. 4.12-d), où les valeurs d'amplitudes sont plus élevées encore (entre 100 cm et 270 cm), et au niveau de la distribution du glissement obtenue à partir de l'inversion des données GPS seules (Fig. 4.12-e) avec des valeurs d'amplitude du même ordre (entre 100 cm et 270 cm). Notons que la distribution du glissement obtenue en inversant conjointement les données synthétiques semble influencée essentiellement par la modélisation des données accélérométriques, et que l'utilisation conjointe des données permet d'améliorer nettement la construction de la distribution spatiale

du glissement, en réduisant la surface où se concentrent les fortes amplitudes, commune avec celle de l'inversion des données accélérométriques seules.

Ceci laisse à penser que, dans la configuration de notre séisme, les données accélérométriques contraignent mieux l'évolution de la rupture que les autres données. En retour, le modèle issu pour l'essentiel des données accélérométriques apparaît bien adapté pour la modélisation des données télésismiques et des données GPS. Ceci nous conduit à relever l'importance des données accélérométriques pour un séisme offshore de ce type, tout en concluant que l'inversion conjointe des différents types de données est tout de même bien adaptée.

L'étude du séisme de Miyagi-Oki a permis de définir des valeurs pour les paramètres fixes que sont la taille du modèle de rupture et des sous-faille, un nombre de fonction sources locales ainsi que leur largeur pour chaque sous-faille. Le 11 mars 2011, le séisme de Tohoku-Oki (M_w 9.0) s'est produit au niveau de la zone de subduction entre les Plaques Pacifique et Nord-Américaine, illustrées dans la Figure 4.1. Deux jours avant, le séisme de Sanriku-Oki (M_w 7.3) s'est produit dans la même zone, mais dont l'épicentre est à 76 km plus à l'Est par rapport à celui du séisme de Miyagi-Oki (M_w 7.2). L'opportunité s'est présentée de tester le paramétrage retenu pour le séisme de Miyagi-Oki en l'appliquant à l'étude de la source du séisme de Sanriku-Oki.

Short summary of results:

We find that the rupture of the Miyagi-Oki earthquake extended more along fault dip than along fault strike. This is consistent with the inversion of Wu et al. (2008), although our slip distribution is more symmetrical with respect to the hypocenter. Our model fits well the seafloor geodetic horizontal displacement measured above the rupture. Synthetic tests highlight the importance of the strong motion data located at the coast, with respect to the teleseismic and GPS data, to resolve slip offshore.

4.3) Le séisme de Sanriku-Oki

Ce séisme s'est donc produit dans le même contexte géodynamique que celui de Miyagi-Oki, décrit dans la section 4.1.

4.3.1) Les données utilisées : accélérométriques et téléseismiques

A la différence du séisme de Miyagi-Oki, l'étude de la source du séisme de Sanriku-Oki n'a pu se faire qu'avec un jeu de données accélérométriques du réseau Kik-net (capteurs en forage) et téléseismiques, dont les stations utilisées sont illustrées dans la Figure 4.15.

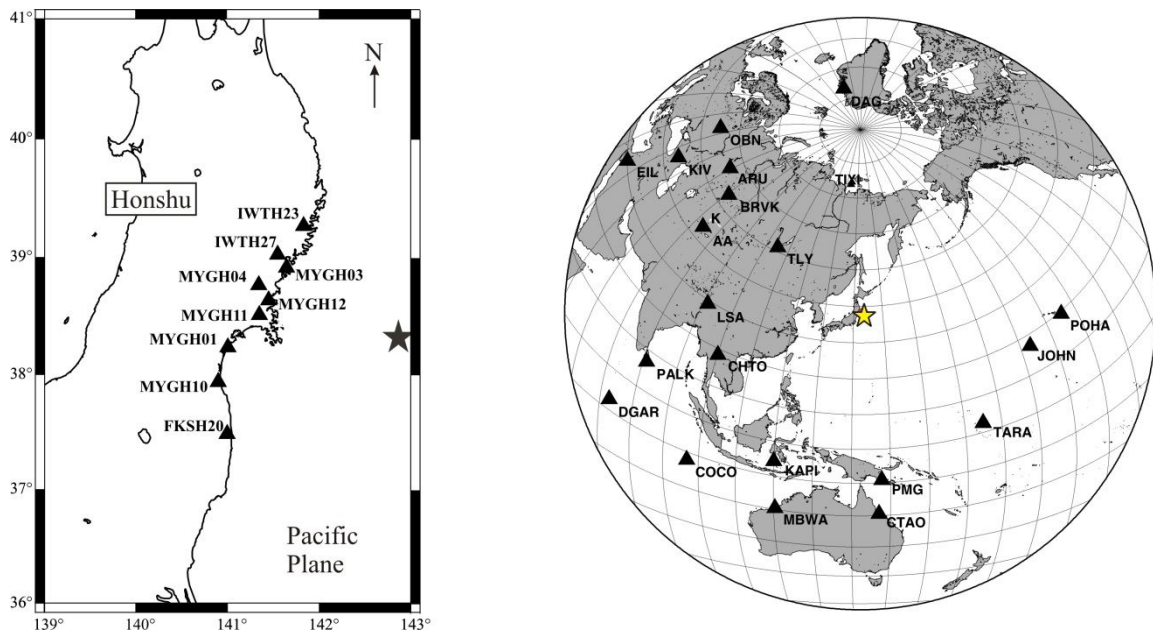


Figure 4.15: (a) Map of the strong-motion stations (black triangles) from the Kik-net network used in the inversions of the Sanriku-Oki earthquake. (b) Distribution of the broadband teleseismic stations (black triangles) used in this study. Grey and yellow stars : hypocenter.

4.3.2) Détermination des paramètres fixes propres au séisme de Sanriku-Oki

- Mécanisme au foyer et localisation hypocentrale

Le Tableau 4.3 récapitule différentes valeurs de ces paramètres issues de différentes sources.

Sources	Lat (°)	Lon (°)	Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
NIED	38.33	143.28	8	-	-	-
JMA	38.328	143.278	8	189	10	-
Harvard CMT catalog	38.55	142.78	14.1	189	12	-
Shao et al. (2011)	38.34	143.12	14	189	10	78
Our study	38.34	143.12	20	195	15	74

Tableau 4.3: hypocenter and fault plane parameters for the Sanriku-Oki earthquake from previous studies and agencies, and from our study carried out with the epicentral location from Shao et al. (2011). NIED: National Research Institute for Earth Science and Disaster (Japan). JMA: Japan Meteorological Agency. Lat : latitude. Lon : longitude.

L'étude de Shao et al. (2011) a proposé un mécanisme au foyer et une localisation hypocentrale qui nous ont servi de référence pour estimer les valeurs optimisées pour la modélisation des données. Nous avons réalisé différents tests en faisant varier les valeurs du strike et du dip de 5° en 5°, et de 5km en 5 km pour la profondeur, autour des valeurs fournies dans l'étude de Shao et al. (2011). Ces tests ont montré qu'un azimuth de 195°, un pendage de 15° et une profondeur de 20 km étaient le meilleur compromis pour l'inversion conjointe des données accélérométriques et télésismiques. Comme nous l'avons mis en avant pour le séisme de Miyagi-Oki, la valeur du dip et de la profondeur hypocentrale sont à nouveau cohérentes avec la géométrie du panneau plongeant illustrée dans la Figure 4.1-d.

La localisation épacentrale publiée dans l'étude de Shao et al. (2011) permet d'obtenir les meilleures modélisations des données, nous l'avons donc retenue.

○ **Dimensions du modèle de rupture et des sous-failles**

Les dimensions du modèle 78*114 utilisé pour le séisme de Miyagi-Oki ont été réutilisée pour l'inversion des données accélérométriques et télésismiques, à savoir une longueur « L » de 78 km, une largeur « W » de 114 km, et une dimension des sous-failles de 6km par 6km.

○ **Bornes des intervalles des solutions possibles pour les paramètres inversés**

Nous avons repris les mêmes valeurs que celles définies pour l'étude de la source du séisme de Miyagi-Oki :

- Degré de liberté du rake : $\pm 30^\circ$;
- Vitesse de rupture moyenne minimale : 1.0 km/s ;
- Vitesse de rupture moyenne maximale : 3.5 km/s ;
- Amplitude maximale allouée pour une fonction triangulaire isocèle locale : 100 cm.

4.3.3) Distribution spatio-temporelle moyennée du glissement cosismique du séisme de Sanriku-Oki

Nous présentons ici les résultats issus de la construction d'un modèle moyenné. La Figure 4.16-a montre la distribution spatiale moyennée du glissement cosismique obtenue par la procédure d'inversion menée avec le modèle 78*114. Le poids de chaque jeu de données est le même. Seules les valeurs de glissement supérieures à 15% de la valeur maximale atteinte (soit 25 cm pour 160 cm) sont représentées.

Le glissement moyen montre une distribution spatiale essentiellement vers le bas du modèle (downdip). Ce glissement s'étale sur une zone d'environ 65 km selon l'azimut et le pendage. La valeur moyenne du rake (paramètre inversé) est de $+74^\circ$, cohérente avec le type de faille (jeu inverse) et avec la valeur proposée dans l'étude de Shao et al. (2011) ($+78^\circ$). Le glissement maximal atteint est d'environ 160 centimètres, localisé légèrement au NW de l'hypocentre. Le glissement moyen sur la totalité de la zone rompue est d'environ 90 cm. La

vitesse de rupture moyenne est de 2.8 km/s (Fig. 4.17) sur la globalité de la durée de la rupture. La Figure 4.18 illustre des instantanés retraçant le scénario de la rupture, à différents intervalles de temps (Fig. 4.18-a), ainsi que la fonction source temporelle globale (Fig. 4.18-b). Les instantanés montrent que la rupture s'est propagée sous l'hypocentre durant les 9 premières secondes de la rupture, avant qu'une petite zone ne commence à rompre au-dessus de l'hypocentre (Fig. 4.18-a, $t = 9s$). La fonction source temporelle globale montre que la rupture se termine près de 25 secondes après qu'elle ait commencée (Fig. 4.18-b), en cohérence avec l'arrêt de l'expansion du glissement entre les instantanés à 24s et 27s de la Figure 4.18-a.

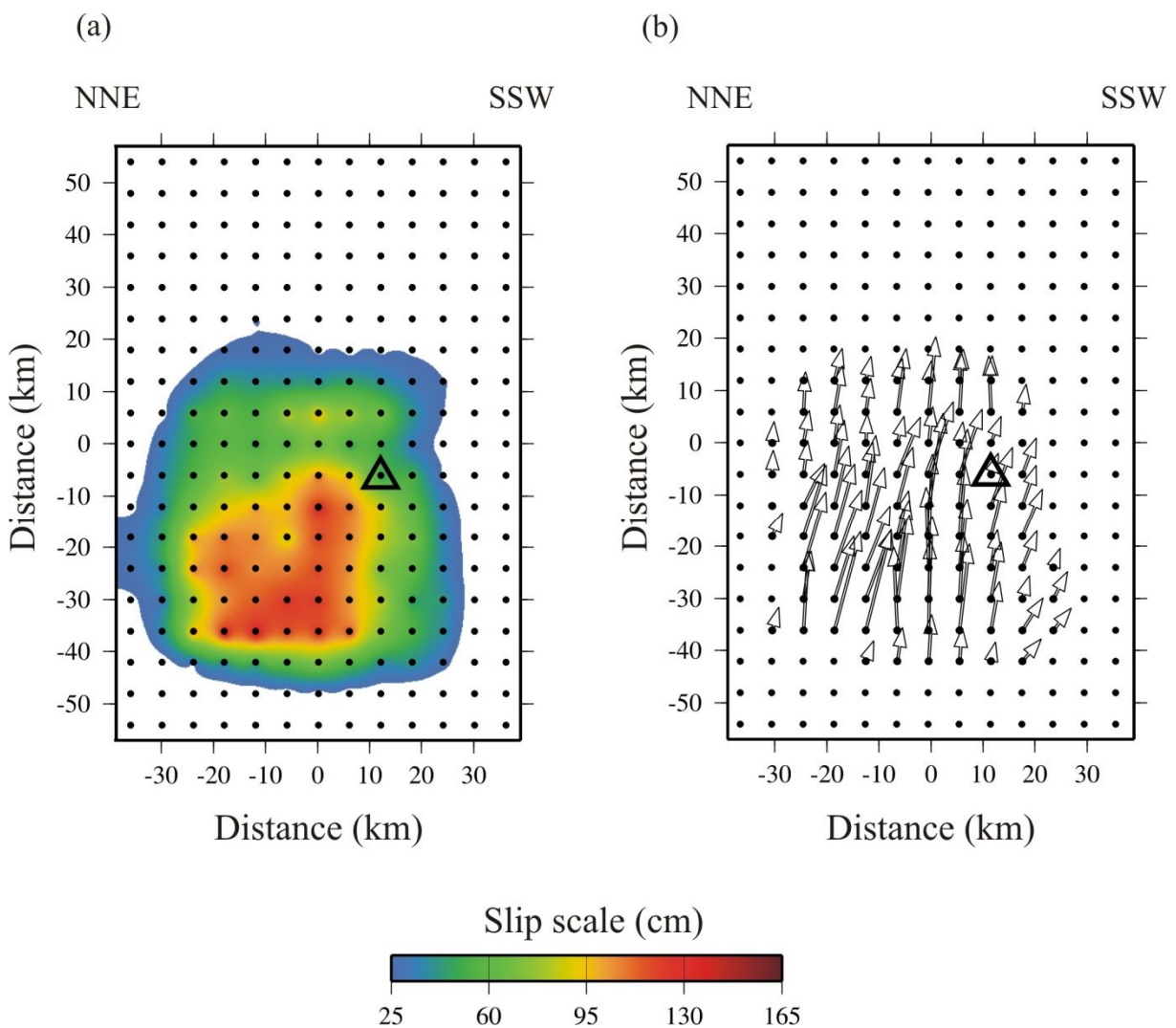


Figure 4.16: Average slip distribution (Sanriku-Oki earthquake) from the joint inversion of strong motion and teleseismic data carried out with the model 78*114. (a) Slip map. (b) Slip vectors: white arrows indicate slip direction and slip amplitude of the hanging wall. The largest arrow corresponds to 165 cm of slip. Open black triangles: hypocenter. Black points: point-source locations (subfault centers).

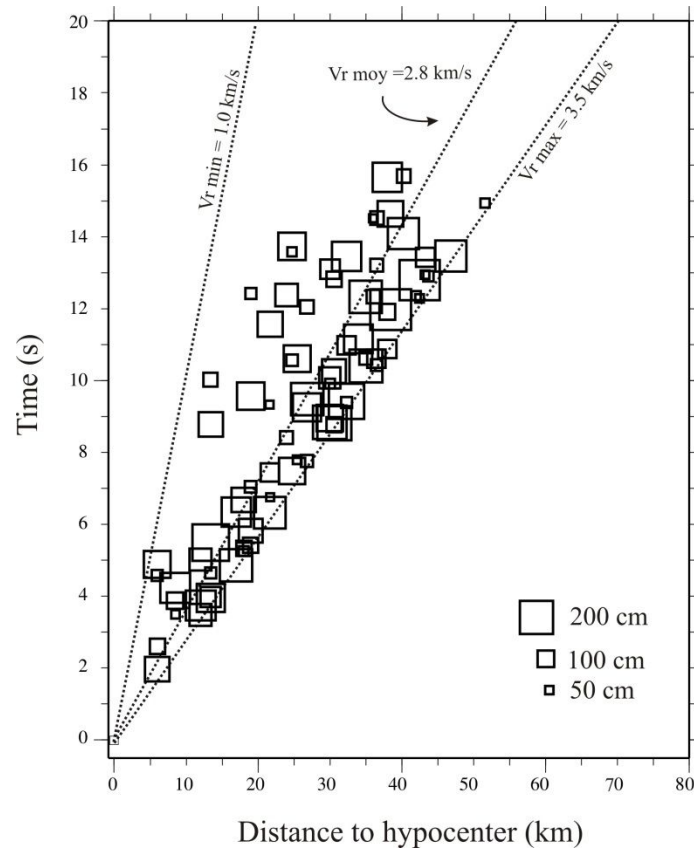


Figure 4.17: Rupture onset time of the subfaults versus distance to hypocenter from the average slip distribution of the Sanriku-Oki earthquake (Figure 4.16). Dashed lines represent the trend for rupture velocity (V_r) of 1.0 km/s, 3 km/s, and 3.5 km/s. Here the rupture velocity means the average rupture velocity between the hypocenter and the corresponding subfault on the fault model. White squares represent triggered subfaults with a size proportional to amplitude slip (scale shown on the graph).

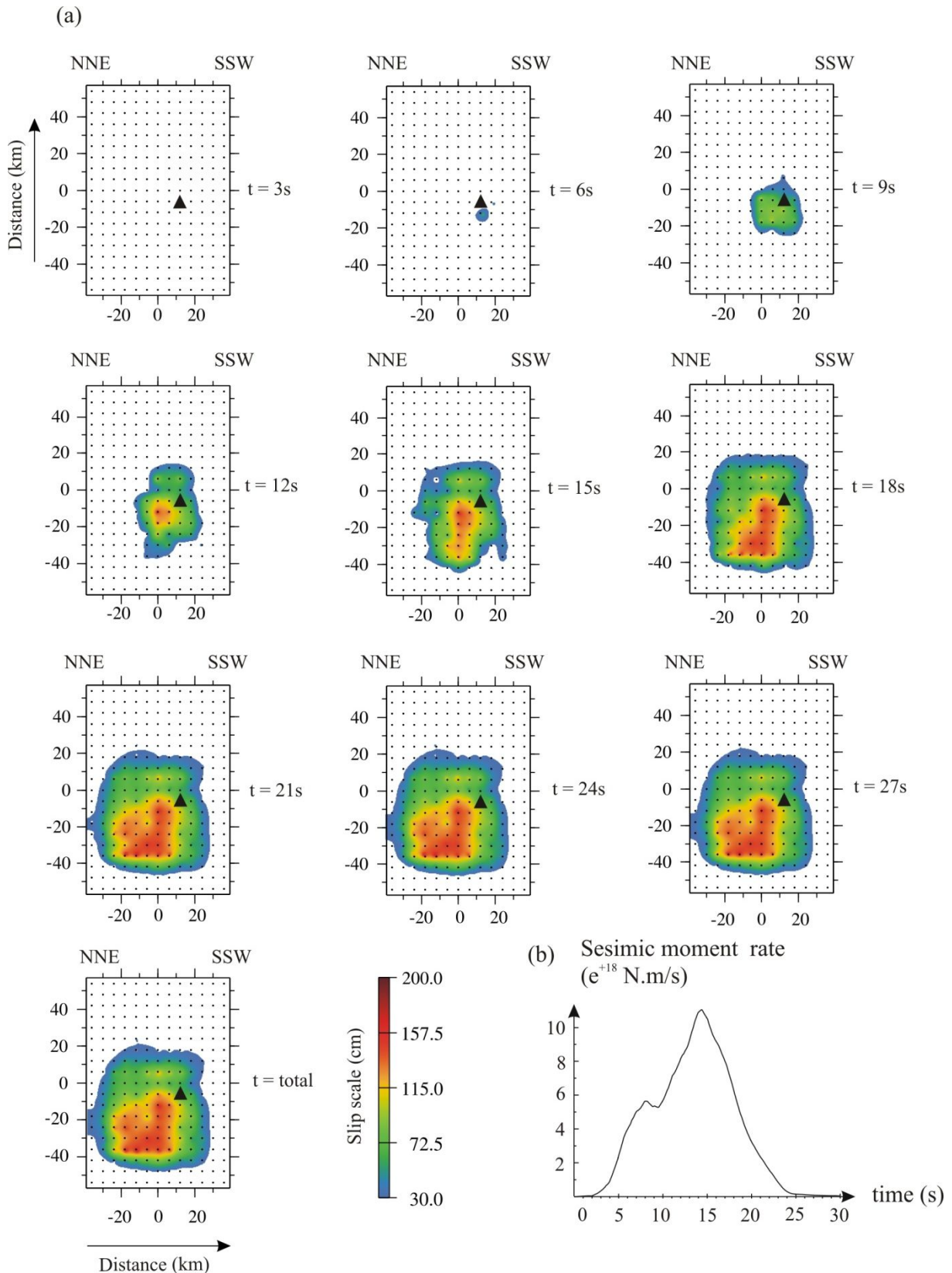


Figure 4.18: Rupture time history from the average slip distribution of the Sanriku-Oki earthquake (Fig. 4.16) (a) Snapshots displaying the cumulative evolution of the rupture at different time steps (t). The hypocenter is indicated by a black triangle. (b) Overall source time function from the average slip distribution (Fig. 4.16).

Les Figures 4.19 et 4.20 illustrent la modélisation des données accélérométriques et télésismiques obtenue à partir de la distribution moyenne du glissement pour l'inversion conjointe (Fig. 4.16). Les recouvrements entre signaux accélérométriques observés et calculés sont plutôt bons. Les recouvrements pour les données télésismiques sont aussi acceptables.

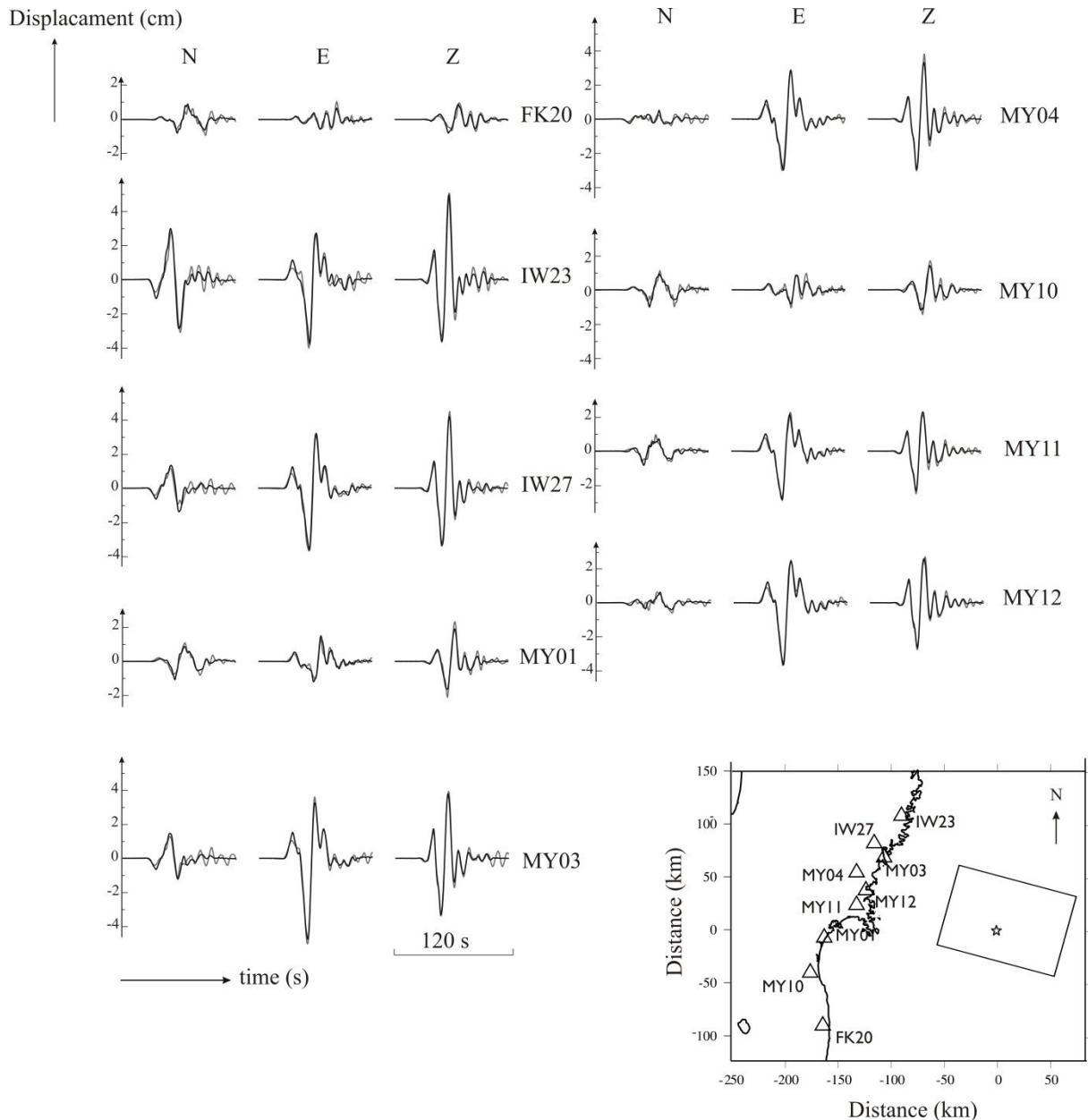


Figure 4.19: Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) strong-motion waveforms from the average slip distribution shown in Figure 4.16. The map inserted in the bottom right side displays the surface projection of model 78*114, as well as the location of the strong-motion stations (open triangles). The white star indicates the epicenter.

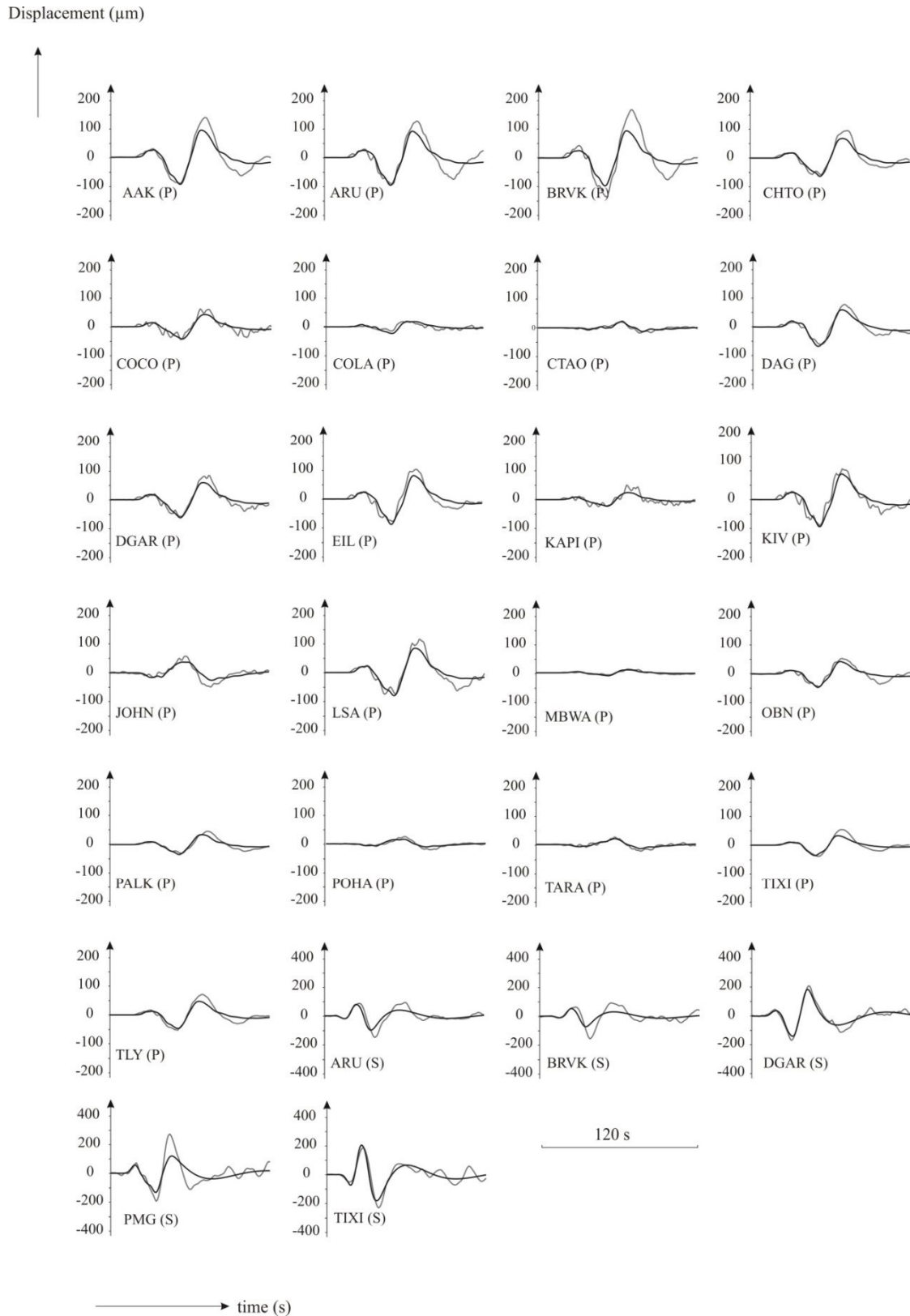


Figure 4.20: Comparison between observed (gray lines) and computed (black lines) teleseismic P and S waveforms from the average slip distribution shown in Figure 4.16.

4.3.4) Tests synthétiques

La Figure 4.21 présente la distribution spatiale du glissement pour un modèle synthétique de référence et les résultats de l'inversion des données synthétiques associées, par jeux de données séparés ou joints. Chaque distribution proposée correspond à un glissement moyenné.

La distribution obtenue par inversion des données accélérométriques seules (Fig. 4.21-c) montre la capacité à retrouver l'aspérité centrale du modèle synthétique de référence, sans pour autant pouvoir nettement la dissocier des aspérités plus profondes, notamment l'aspérité en bas à gauche du modèle de faille. Nous pouvons aussi observer la capacité à retrouver l'aspérité superficielle en haut à droite du modèle de faille, et l'absence de l'aspérité en haut à gauche. L'aspérité centrale présente, à l'hypocentre, une amplitude de glissement bien plus élevée que celle du modèle synthétique (130 cm contre 85 cm). Nous observons de nouveau une compensation de transfert de glissement.

La distribution obtenue par inversion des données téléseismiques seules (Fig. 4.21-d) montre de même la capacité à retrouver l'aspérité centrale, d'où le glissement s'étale aussi en partie supérieure du modèle au niveau duquel l'aspérité en haut à droite est identifiable, avec des valeurs d'amplitudes faibles. L'aspérité en haut à gauche est moins bien définie. Les aspérités au bas du modèle ne sont pas retrouvées. La carte montre toutefois une distribution du glissement vers le bas du modèle depuis l'aspérité centrale, qui ensuite s'étale sur toute la longueur.

La distribution obtenue par inversion conjointe des données accélérométriques et téléseismiques (Fig. 4.21-b) montre une bonne capacité à retrouver distinctement l'ensemble des aspérités du modèle synthétique. Nous observons que la procédure d'inversion est encore capable de retrouver les aspérités en haut du modèle, zone qui encore plus éloignée (76 km plus à l'Est) que le haut du modèle de faille du séisme de Miyagi-Oki : ceci met une nouvelle fois en avant que l'inversion conjointe des différents types de données est bien adaptée dans le cas de séismes offshore.

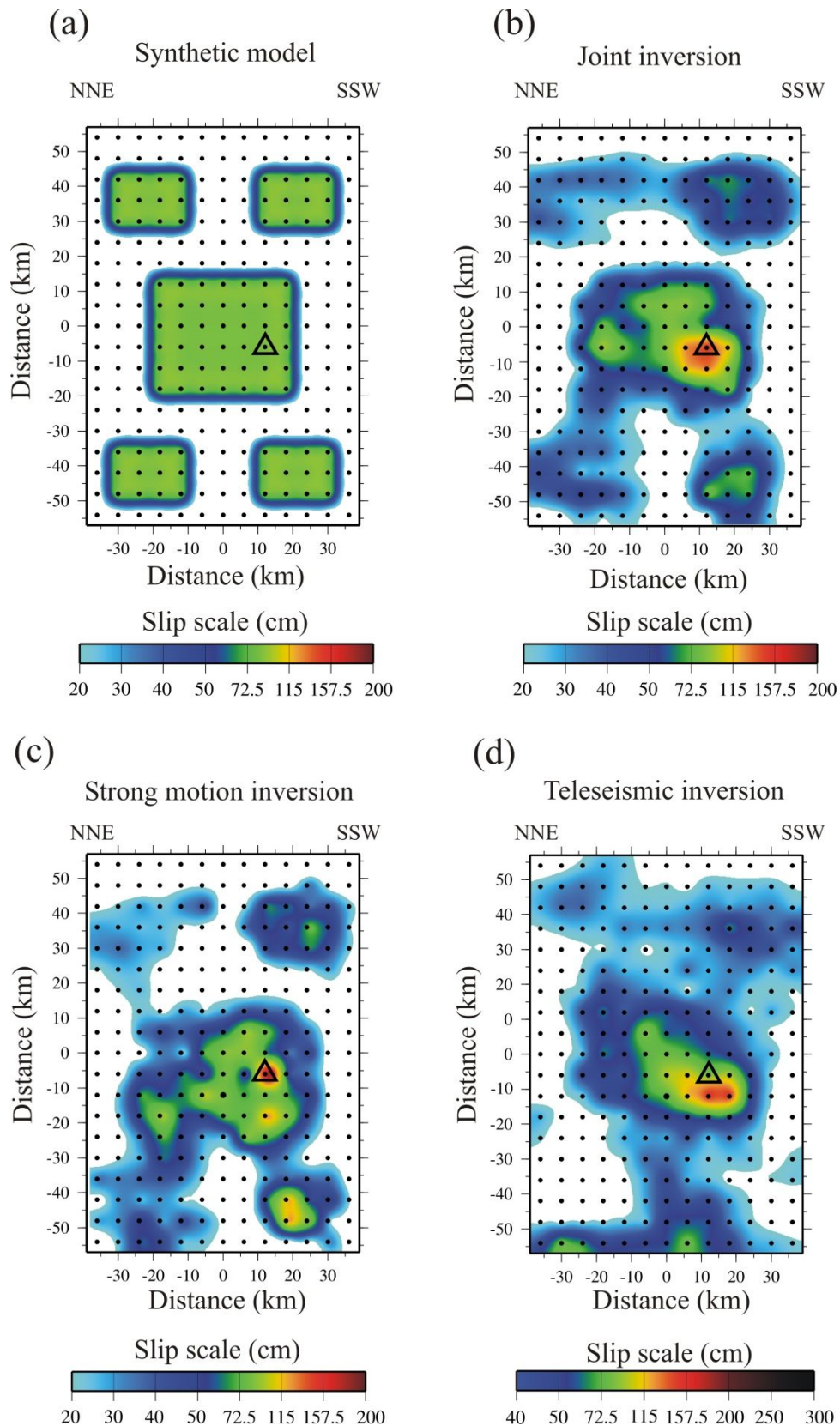


Figure 4.21: Synthetic tests with the fault model 78*114. (a) Synthetic (input) slip model. (b) Average slip distribution from the joint inversions carried out with the synthetic data. (c-d) Average slip distribution from inversions with separate datasets (strong motion [SM], and teleseismic [TELE] data respectively) carried out with synthetic data. Black open triangles indicate the hypocenter.

4.3.5) Discussion

L'étude de Shao et al. (2011) sur la caractérisation de la source du séisme de Sanriku-Oki a pu être réalisée à partir de l'inversion des données accélérométriques, téléseismiques et aussi géodésiques (GPS).

La Figure 4.22 illustre la distribution spatiale et temporelle du glissement publiée dans l'étude de Shao et al. (2011) (Fig. 4.22-a), ainsi que la distribution spatiale moyennée obtenue dans notre étude (Fig. 4.22-b). Les deux cartes, à la même échelle, sont positionnées de façon à ce que les deux hypocentres soient alignés sur une même ligne horizontale.

Nous observons en premier lieu que la longueur d'étalement du glissement selon le strike est équivalente dans les deux cas, de l'ordre de 59 km. La distance d'étalement du glissement selon le pendage est cependant plus grande dans l'étude de Shao et al. (2011) (80 km contre 65 km pour notre étude).

Nous pouvons observer une similarité au niveau de la présence d'une zone de fort glissement sous l'hypocentre vers le NW. Cette zone est caractérisée par des amplitudes de glissements supérieures à 100 cm. Notons que dans le cas de l'étude de Shao et al. (2011) cette zone s'étale un peu plus en profondeur par rapport à la zone identifiée au travers de notre étude (comme la distribution du glissement dans sa globalité). Il est possible d'entrevoir que ce comportement est requis pour la modélisation des données GPS, données que nous n'avons pas pu nous procurer au moment de notre étude.

Toutefois, les tests synthétiques réalisés dans le cas du séisme de Miyagi-Oki montraient que les données GPS contribuaient peu pour retrouver la distribution du modèle synthétique en comparaison des données accélérométriques. Dans le cas de Sanriku-Oki, par extension de ce constat, nous pouvons ainsi envisager que notre distribution spatiale du glissement cosismique du séisme de Sanriku-Oki est une solution acceptable pour décrire les données observées.

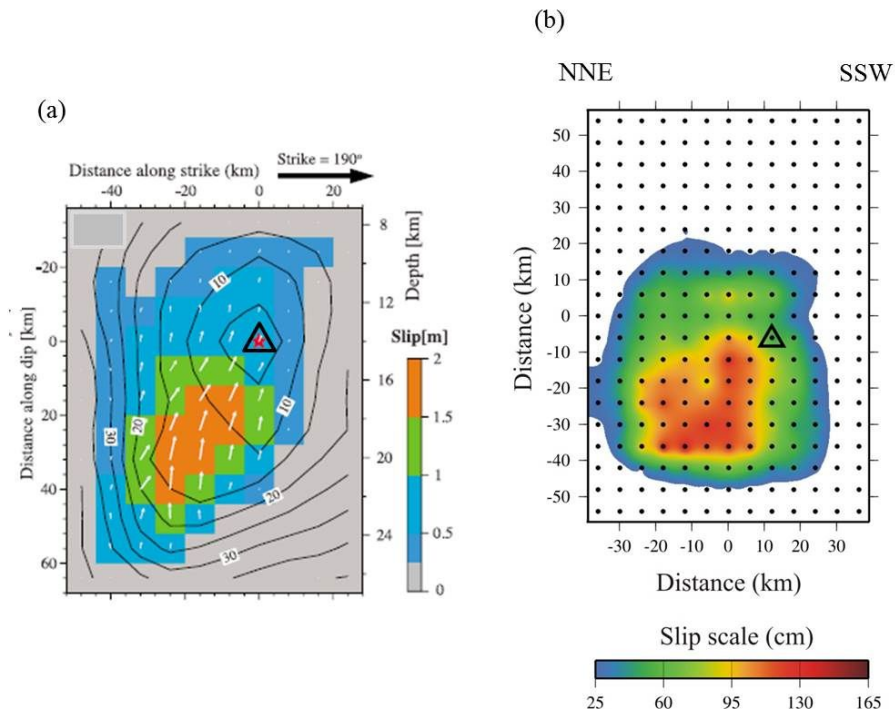


Figure 4.22: Comparison between the slip distribution from Shao et al. (2008) (a) and our average slip distribution (b) for the Sanriku-Oki earthquake. The two maps have the same scaling, and they are placed in order to have their hypocenter (black open triangle) along the same horizontal line.

Les résultats de notre étude sur le séisme de Sanriku-Oki sont proches de ceux de l'étude de Shao et al. (2011). Des approfondissements pourraient être fait, mais une étude approfondie de cette source n'était pas la motivation première. L'idée de tester l'étude de la source d'un séisme en réinvestissant une analyse plus fine du paramétrage pour l'inversion d'un séisme aux caractéristiques similaires est assez concluante au regard de la modélisation des données que nous avons utilisées (Fig. 4.19 et 4.20). Bien sûr, pour valider une telle méthode, il faudrait étudier un plus grand nombre de séismes associés au contexte de subduction de la fosse du Japon.

Nous pouvons ainsi mettre en avant le caractère satisfaisant de l'inversion conjointe des données accélérométriques et télésismiques dans le cas de séismes off-shore. Toutefois, dans le cas d'un séisme impliquant du glissement très proche de la fosse, les données de tsunamis seront certainement requises, comme l'ont montré Bletery et al. (2014) pour le séisme de Tohoku de 2011 (M_w 9.0).

Short summary of results:

We find that the Sanriku-Oki earthquake rupture propagated essentially unilaterally, obliquely to the NE – downdip, in a similar way as found by Shao et al., (2008). From the resolution tests, again, the strong motion resolve better the slip distribution than the teleseismic data.

4.4) Mise en regard des séismes de Miyagi-Oki, de Sanriku-Oki et de Tohoku-Oki

Le séisme de Miyagi-Oki (M_w 7.2), survenu le 16 août 2005, et le séisme de Sanriku-Oki (M_w 7.3), survenu le 9 mars 2011, sont les deux séismes de magnitude supérieure à 7 les plus récents qui se sont produits avant le séisme de Tohoku-Oki (M_w 9.0) du 11 mars 2011.

Sur un extrait de la carte du glissement cosismique obtenue par inversion conjointe de données sismologiques, géodésiques et tsunamigéniques publiée dans l'étude de Bletery et al. (2014), nous avons superposé la projection en surface des zones de glissement cosismique des séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki issues de nos inversions conjointes (Fig. 4.23).

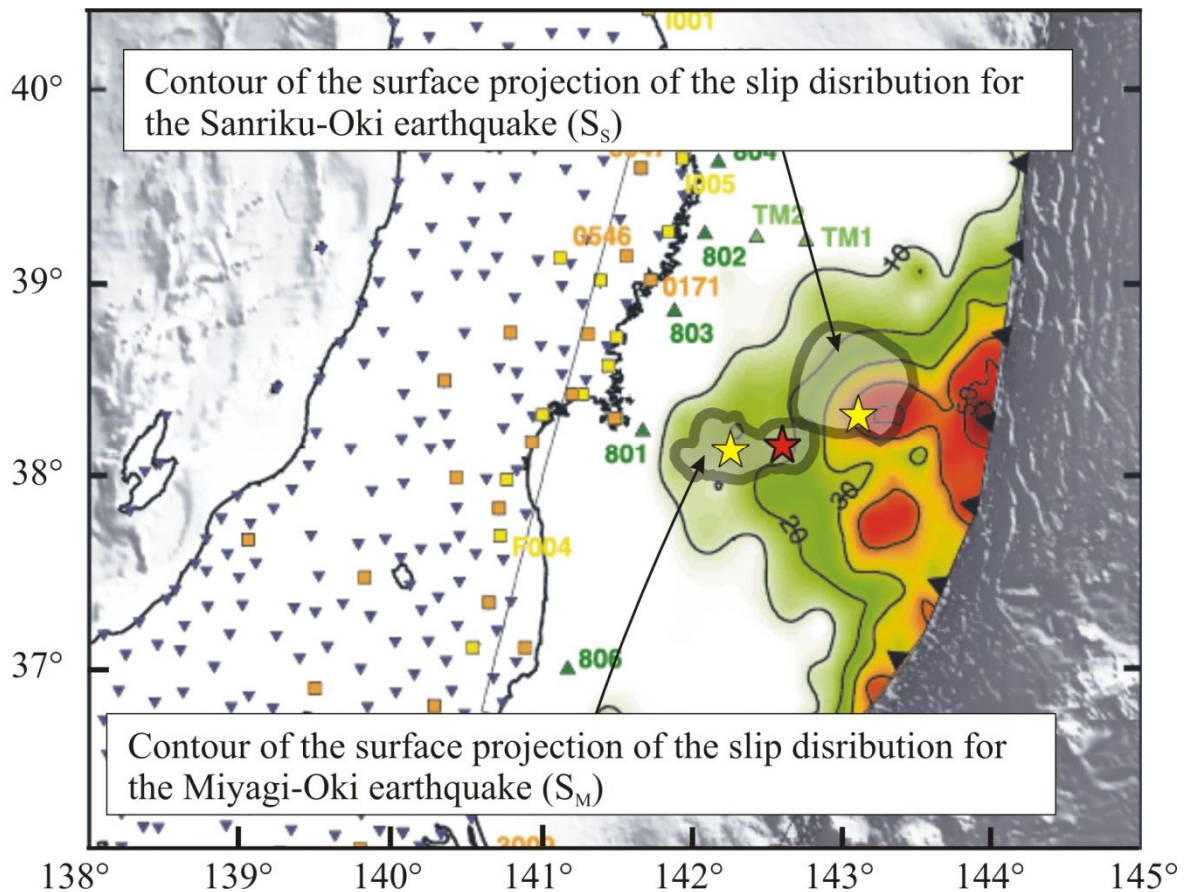


Figure 4.23: Superposition of the surface projections of the slip distribution of the Tohoku-Oki earthquake (from Bletery et al., 2014), and of the average slip distributions of the Miyagi-Oki earthquake (S_M) and Sanriku-Oki earthquake (S_S) (present study) with their own epicenter (yellow stars). Red star: epicenter of the Tohoku-Oki earthquake.

Cette superposition montre d'une part que la zone du glissement cosismique du séisme de Tohoku-Oki englobe les deux surfaces S_M et S_S . D'autre part, ces deux surfaces se situent plutôt dans la partie inférieure de l'aire de distribution du glissement de Tohoku-Oki. L'étude de Bletery et al. (2014) montre que les amplitudes de glissement maximales (jusqu'à 60 mètres) ont été atteintes dans la partie superficielle du modèle de faille, donc près de la surface.

Il est alors possible d'envisager que les séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki ont participé au chargement de la partie supérieure de l'interface, sur laquelle s'est mise en place la zone où l'on retrouve les amplitudes de glissement maximal du séisme de Tohoku-Oki.

Chapitre V

Tests complémentaires sur l'inversion du glissement : effets de l'application de coefficients de lissage, de l'ajout de bruit dans les données synthétiques, et de la variation du poids des données

5.1) Application d'un coefficient de lissage sur la vitesse de rupture : effet sur la modélisation des données accélérométriques et télésismiques

Pour chacun des séismes que nous avons étudiés, nous avons construit un glissement cosismique moyenné. L'idée principale de cette construction fut de prendre en compte non pas le modèle qui permet d'optimiser la modélisation des données disponibles, mais un grand nombre de modèles dont la fonction cout est proche et dont la modélisation des données est de qualité similaire. Il est donc apparu que cette construction apportait un effet de lissage sur la distribution spatiale du glissement, sans qu'aucune contrainte sur le lissage ($c F_{smooth} - 21$) n'ait été appliquée dans l'étude de nos trois séismes.

Dans le cas du séisme de L'Aquila, nous avons mis en évidence une vitesse de rupture locale élevée de 3.7 km/s qui intervient entre 2 et 3 secondes après le début de la rupture (Fig. 5 de l'article intégré dans le Chapitre III). Nous nous sommes alors posé la question de la robustesse de cette caractéristique et de savoir à quel point elle était requise pour la modélisation des données. L'application d'une fonction de lissage croissant sur la vitesse de rupture doit a priori tendre à réduire les écarts de la vitesse de rupture sur l'ensemble du modèle. Cette fonction de lissage, pour une sous-faille donnée, est proportionnelle à la moyenne des écarts quadratiques (rms) entre les valeurs de vitesse de rupture sur tous les couples des sous-failles voisines. A cette fonction, nous associons un coefficient dit de « lissage » qui joue le rôle d'un poids. Plus la valeur du coefficient de lissage augmente, plus

la fonction de lissage compte dans le calcul de la fonction cout, et plus les écarts entre les valeurs de la vitesse de rupture moyenne d'une sous-faille à l'autre vont être réduits. Encore une fois, la vitesse de rupture est entendue comme la vitesse de rupture « moyenne » calculée entre l'hypocentre et la sous-faille concernée. Lisser les écarts entre ces vitesses de ruptures « moyennes » doit restreindre les possibilités de variations « locales » de la vitesse de rupture, sans toutefois les interdire tout à fait si les données les requièrent. En effet, comme discuté au Chapitre III pour le séisme de L'Aquila, à un écart de vitesse de rupture moyenne associé à deux sous-failles voisines peut être associée une vitesse locale de rupture entre ces deux sous-failles qui sort des bornes limites imposées à la vitesse moyenne.

Nous avons décrit au Chapitre II que dans le cas de l'élaboration de modèles moyens, une ré-inversion du temps était nécessaire. Les tests sur le lissage de la vitesse de rupture sont réalisés sur la partie ré-inversion du temps, la distribution spatiale du glissement moyennée étant fixée. Pour L'Aquila, le modèle de rupture est le modèle final 2-SFPSG. La distribution spatiale du glissement sera donc inchangée, mais l'évolution de cette distribution au cours du temps sera affectée par le lissage de la vitesse de rupture. De même, nous nous sommes posé la question s'il était possible de définir, au travers de ces tests, une valeur seuil du coefficient de lissage à partir de laquelle la modélisation (de tous les jeux de données inversées) serait nettement dégradée. Les Figures 5.1 et 5.2 illustrent les résultats obtenus.

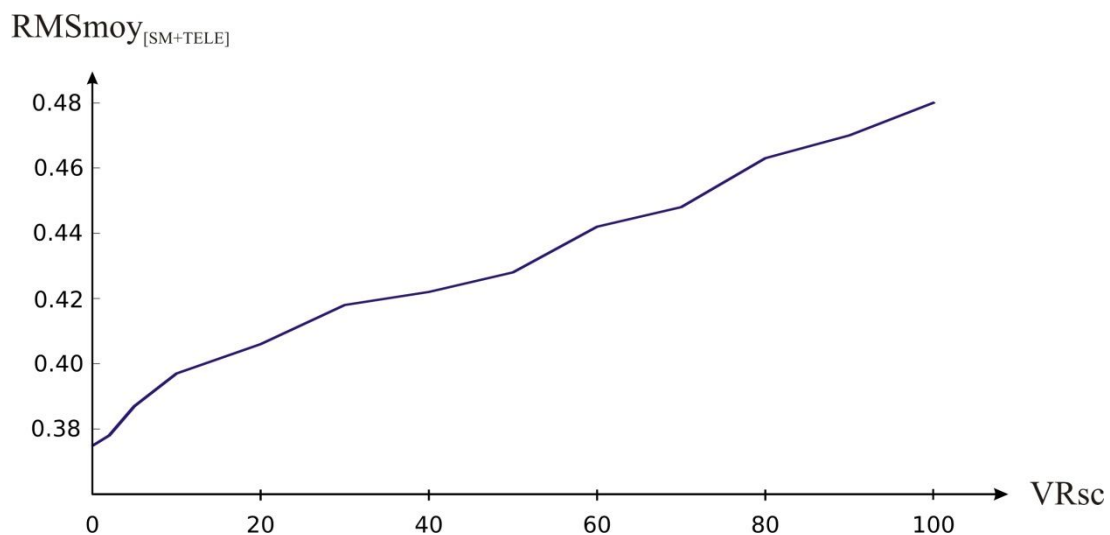


Figure 5.1: rms values ($\text{RMSmoy}_{[\text{SM}+\text{TELE}]}$) computed as the average between the rms of the strong motion and teleseismic datasets, for different coefficients of smoothing on rupture velocity (VRsc), in the case of the L'Aquila earthquake. The rms values are from the joint inversion of strong motion, teleseismic, GPS, and InSAR data.

5.1) Application d'un coefficient de lissage sur la vitesse de rupture : effet sur la modélisation des données accélérométriques et télésismiques

La Figure 5.1 montre que la valeur de la moyenne des rms des données accélérométriques et des données télésismiques augmente progressivement avec l'augmentation de la valeur du coefficient de lissage sur la vitesse de rupture, sans aucune rupture de pente vraiment identifiable. Notons ici que les valeurs de rms des jeux de données GPS et InSAR ne sont pas affectées par le lissage sur la vitesse de rupture car insensibles aux aspects temporels de la rupture. C'est pourquoi nous n'intégrons que les rms sur les données sismologiques dans notre étude sur l'effet du lissage de la vitesse de la rupture. La courbe de la Figure 5.1 montre une croissance assez régulière de la rms en fonction du coefficient de lissage, indiquant une dégradation progressive de la modélisation des données sismologiques lorsque le lissage sur la vitesse de rupture augmente. Il est donc difficile d'identifier une valeur seuil de lissage au-delà de laquelle les rms se dégraderaient de manière plus forte.

La Figure 5.2 montre deux instantanés, à 2 et 3 secondes après le début de la rupture, sur lesquels nous pouvons observer que l'étalement du glissement sur cet intervalle de temps est quasiment identique, quel que soit le lissage sur la vitesse de rupture. Il semble ainsi que la vitesse de rupture locale plutôt rapide en début de rupture soit une caractéristique qui résiste au lissage sur la vitesse de rupture « moyenne », et soit donc nécessaire pour la modélisation de données sismologiques. Sur cette Figure 5.2 sont aussi illustrés les temps de déclenchement des sous-failles selon leur distance à l'hypocentre. Nous pouvons observer que plus la valeur de coefficient de lissage augmente, plus le déclenchement des sous-failles tend à se rapprocher de la valeur de la vitesse moyenne sur l'ensemble de la distribution du glissement cosismique.

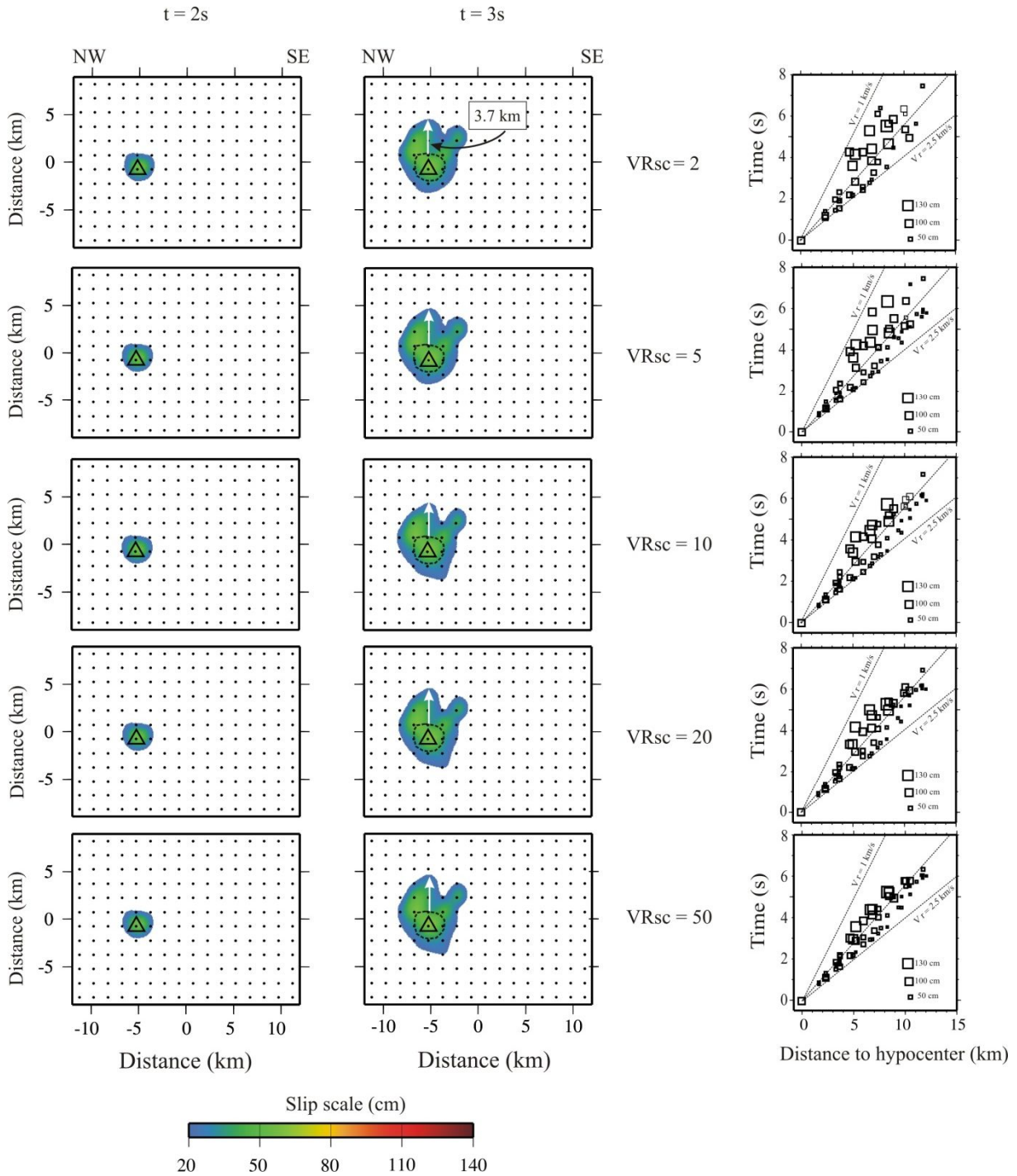


Figure 5.2: Snapshots displaying the cumulative evolution of the L'Aquila rupture at different time steps ($t = 2\text{s}$ and $t = 3\text{s}$) from joint inversions carried out with different coefficients of smoothing on rupture velocity (VR_{sc}). The hypocenter is indicated by open triangles. On the column at $t=3\text{s}$, the dashed black line displays the contour of slip at the previous time step $t=2\text{s}$. The white arrow points to the jump of the rupture front between $t=2$ and 3s just above the hypocenter. Note that the jump is still observed with strong smoothing. In the right column are shown the corresponding plots of rupture onset time of the subfaults versus distance to hypocenter. White squares represent triggered subfaults with a size proportional to amplitude slip (scale shown on the graph). Note how the distribution of squares tends to narrow when VR_{sc} increases.

5.1) Application d'un coefficient de lissage sur la vitesse de rupture : effet sur la modélisation des données accélérométriques et télésismiques

Ces tests sur le séisme de L'Aquila ont aussi été appliqués aux séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki, dont les résultats sont présentés dans la Figure 5.3.

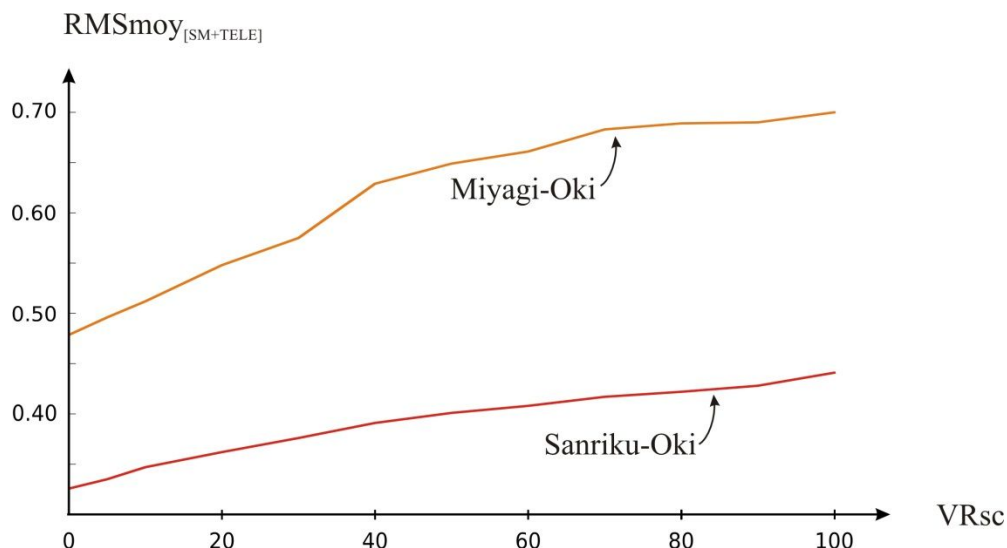


Figure 5.3: rms values ($RMSmoy_{[SM+TELE]}$) computed as the average between the rms of strong motion and teleseismic datasets, for different coefficients of smoothing on rupture velocity ($VRsc$). The rms values are from the joint inversion of strong motion, teleseismic, and GPS data for the Miyagi-Oki earthquake, and from joint inversion of strong motion and teleseismic data for the Sanriku-Oki earthquake.

Pour ces deux séismes (Fig. 5.3), la tendance est similaire à ce que nous avons trouvé pour le séisme de L'Aquila (Fig. 5.1).

L'ensemble de ces résultats ne nous ont pas permis d'identifier des valeurs de coefficient de lissage sur la vitesse de rupture qui marqueraient un seuil remarquable pour lequel la modélisation des données serait peu affectée en dessous de celui-ci, et nettement dégradée au-dessus de celui-ci. Par conséquent, l'absence de lissage ($VRsc=0$) semble le plus approprié.

Short summary of results:

The effect of smoothing the rupture velocity, i.e. rupture timing, is tested here on real data inversions, with averaged models. As expected the rms misfit on seismological data increases as we increase the degree of smoothing in the rupture velocity, but we cannot define a threshold in the smoothing coefficient corresponding to a minimum of the rms different from

zero, or below which the rms would increase more slowly. Accordingly, we cannot define an optimal degree of smoothing on timing and we consider that no smoothing at all is preferable. However, the jump of the rupture front above the hypocenter of the L'Aquila earthquake is still observed at high degrees of temporal smoothing, meaning that it is a robust feature.

5.2) Alternative au calcul d'un modèle moyen pour le glissement avec application d'un coefficient de lissage sur le glissement : application au séisme de Sanriku-Oki

Nous avons vu au Chapitre II que l'approche consistant à élaborer un modèle de glissement moyen sur la base de modèles issus de multiples inversions conduisait à un certain lissage de la distribution du glissement. Le lissage sur le glissement peut également être introduit dans une inversion unique, au travers d'une fonction de lissage incorporée dans la fonction cout. C'est ce que nous testons ici. Contrairement à la section 5.1 du présent chapitre dans laquelle nous avons travaillé avec les données réelles, l'effet du lissage sur le glissement a été approché à partir d'inversions des données synthétiques produites au cours de l'étude du séisme de Sanriku-Oki. En effet, on peut espérer définir un lissage de glissement optimal en comparant les résultats de l'inversion et le modèle synthétique de référence.

D'une manière similaire à ce qui a été fait pour la vitesse de rupture dans la section précédente, nous introduisons une fonction de lissage proportionnelle à la moyenne des écarts quadratiques (rms) entre les valeurs de glissement sur tous les couples de sous-failles voisines. A cette fonction, nous associons un coefficient dit de « lissage » qui joue le rôle d'un poids. Plus la valeur du coefficient de lissage augmente, plus la fonction de lissage compte dans le calcul de la fonction cout, et plus les écarts entre les valeurs de glissement d'une sous-faille à l'autre vont être réduits.

Afin de comparer les résultats des inversions avec le modèle synthétique de référence, nous calculons des rms, non pas sur les données, mais sur le modèle. Une rms est calculée sur le glissement (RMS_{SLIP}) d'une part, et sur les temps de déclenchement des sous-failles (RMS_{TIME}) d'autre part, en suivant la même approche que dans l'article sur le séisme de L'Aquila (expressions (5) et (6) du papier, Chapitre III).

5.2) Alternative au calcul d'un modèle moyen pour le glissement avec application d'un coefficient de lissage sur le glissement : application au séisme de Sanriku-Oki

Différentes inversions ont été réalisées en faisant varier la valeur du coefficient de lissage sur le glissement et la Figure 5.4 illustre les résultats obtenus.

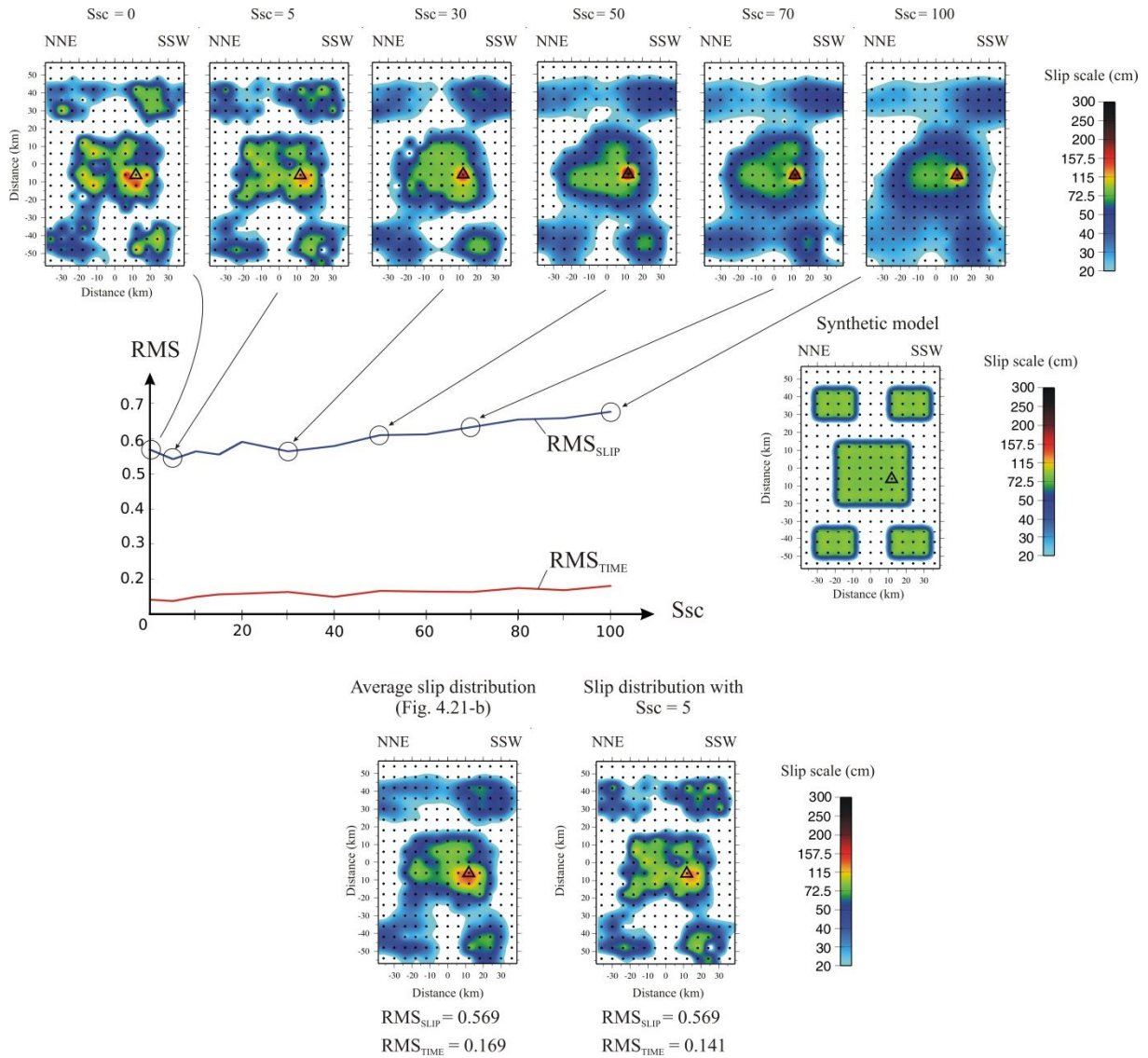


Figure 5.4: Effect of smoothing the slip distribution in the case of synthetic tests of the Sanriku-Oki earthquake. The RMS values plotted on the center graph are computed on slip (RMS_{slip} , blue curve) and time (RMS_{time} , red curve), to quantify the fit between the inverted model and the synthetic input model, versus the coefficient of smoothing on the slip distribution (Ssc). In center-right position, the synthetic input model. On top, the slip maps obtained with increasing (from left to right) Ssc coefficient. They are obtained by the joint “absolute” inversion of the synthetic strong motion and teleseismic data, i.e. they are not averaged models. At the bottom, the averaged slip map found in the previous chapter for the Sanriku-Oki earthquake synthetic test on the left, and the slip map found with $Ssc=5$ reproduced on the right for comparison (same as the second map on the top, starting from left). The RMS on slip and time are indicated below these two maps for comparison. Note the similarity between the two.

Dans la partie centrale de la Figure 5.4, le graphique représente l'évolution de la valeur de la rms sur le glissement et de la valeur de la rms sur les temps de déclenchement, calculées entre la distribution spatio-temporelle du modèle synthétique de référence (à droite du graphique) et la distribution spatio-temporelle (non moyennée) obtenue pour chaque inversion menées avec une valeur différente du coefficient de lissage.

Pour la rms sur le glissement, nous avons intégrés (en partie supérieure de la Figure 5.4) des cartes de glissement relatives aux inversions menées avec des valeurs du coefficient de lissage fixées à 0, 5, 30, 50, 70 et 100.

Nous pouvons observer que, pour des valeurs faibles du coefficient de lissage sur le glissement, les aspérités du modèle synthétique sont assez bien retrouvées. A mesure que cette valeur de lissage augmente, il devient de plus en plus difficile à bien distinguer les aspérités en haut et en bas de la faille. L'aspérité centrale est de plus en plus étalée, et la valeur de l'amplitude du glissement à l'hypocentre augmente, certainement pour compenser le manque de glissement en haut et en bas de la faille.

Nous observons aussi que la valeur de coefficient de lissage sur le glissement permettant la meilleure reproduction du modèle synthétique de référence (RMS_{SLIP} et RMS_{TIME} minimales) est égale à 5. Dans la partie inférieure de la Figure 5.4, nous avons mis en regard la carte de glissement moyennée obtenue par inversions conjointes des données accélérométriques et télésismiques (synthétiques) présentée dans la Figure 4.21-b du Chapitre IV, et la carte de glissement (non moyenné) obtenue avec une inversion conjointe de ces même données menée avec une valeur du coefficient de lissage égale à 5. Nous avons indiqué la valeur de la rms calculée sur le déplacement et les temps de déclenchement, par rapport au modèle synthétique de référence.

Les valeurs de la rms sur le glissement sont égales dans les deux cas, et on vérifie visuellement que les deux cartes sont assez similaires et aussi proches l'une que l'autre du modèle synthétique de référence. On note par contre que la valeur de la rms sur les temps de déclenchement est légèrement plus forte pour la distribution spatiale moyennée.

Nous pouvons en conclure que l'approche inversion unique avec le lissage optimal sur le glissement recherché sur la base de tests synthétiques est une bonne alternative au calcul d'un modèle moyen qui est plus lourd à mettre en œuvre au niveau temps de calcul. Toutefois, le

5.3) Influence de l'ajout de bruit sur les données des tests synthétiques : application aux séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki

calcul du modèle moyen est statistiquement plus satisfaisant car il prend en compte une plus grande quantité de modèles.

Comme nous l'avons déjà constaté lors des tests sur la valeur du coefficient de lissage sur la vitesse de rupture, et bien qu'une valeur de coefficient de lissage égale à 5 semble ici être optimale, les courbes de variation des valeurs de rms sur le glissement et sur les temps de déclenchement ne présentent pas un minimum très marqué permettant de définir une valeur seuil du coefficient de lissage au-delà de laquelle la modélisation se dégraderait plus fortement.

Short summary of results:

The effect of smoothing the slip distribution is tested here on synthetic data "absolute" inversions (i.e. models are not averaged). As expected, we observe that, overall, the model misfit rms (misfit between the inverted and synthetic models) increases when smoothing on the slip distribution increases. However, we can identify here a minimum of the model rms, though not very marked, at smoothing coefficient 5. With this value, the smoothed slip map from the absolute inversion resembles the averaged slip map obtained without smoothing. The approach consisting in looking for an optimal smoothing factor on the slip distribution obtained from a single inversion may be an alternative to the computation of averaged models. However, this requires to be confirmed in other cases.

5.3) Influence de l'ajout de bruit sur les données des tests synthétiques : application aux séismes de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki

Les tests synthétiques réalisés pour chacun des séismes que nous avons étudiés ont été réalisés à partir de la construction de données en fonction du modèle synthétique considéré, sans bruit ajouté. Nous avons voulu évaluer l'effet de l'ajout de bruit sur ces données. Pour chaque jeu de données sismologiques, les sismogrammes de chaque station ont leurs amplitudes modifiées de 15% par l'application d'un coefficient multiplicateur de 1.15 ou de 0.85 tiré aléatoirement, et les signaux sont globalement décalés de plus ou moins un échantillon

aléatoirement. Les données GPS voient également leur amplitude par station modifiée de $\pm 15\%$ de manière aléatoire. Ce travail a été réalisé sur les données synthétiques du séisme de Miyagi-Oki et de Sanriku-Oki. Pour chacun d'entre eux, nous avons construit une distribution moyennée du glissement cosismique à partir d'inversion conjointes des données synthétiques. Les résultats obtenus sont illustrés dans les Figures 5.5 et 5.6.

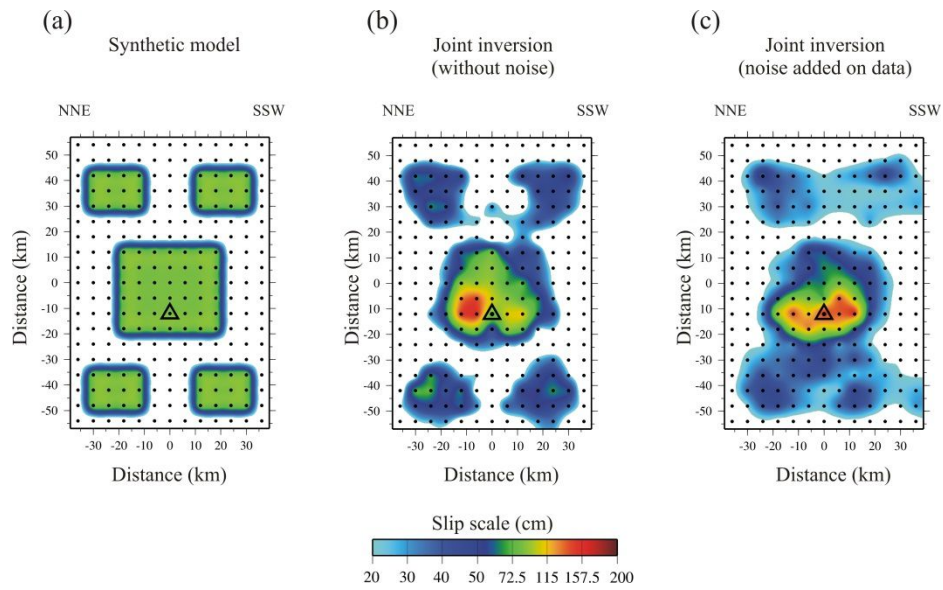


Figure 5.5: test in the case of the Miyagi-Oki earthquake. Synthetic input model (a), and averaged slip maps from the joint inversions without (b) and with (c) added noise in the synthetic data. Datasets inverted jointly: strong motion, teleseismic, and GPS.

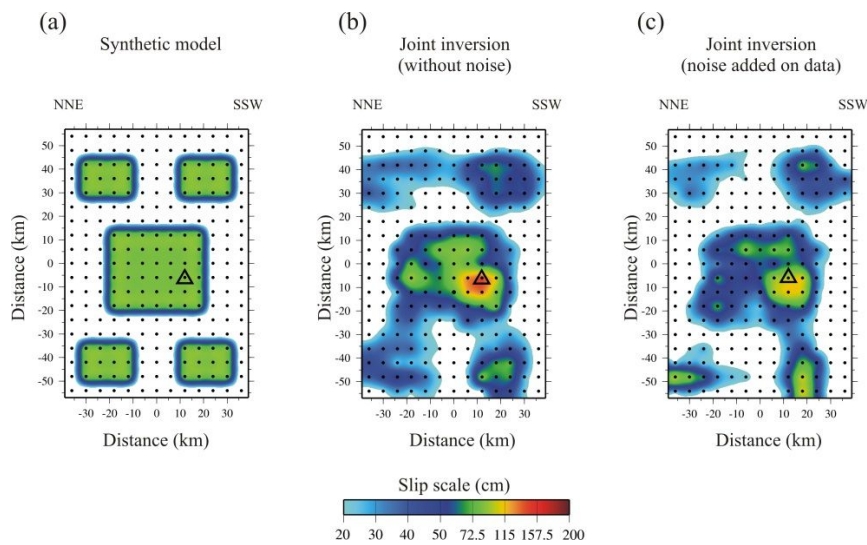


Figure 5.6: test in the case of the Sanriku-Oki earthquake. Synthetic input model (a), and averaged slip maps from the joint inversions without (b) and with (c) added noise in the synthetic data. Datasets inverted jointly: strong motion and teleseismic.

Les distributions illustrées dans la Figure 5.5 montrent que l'ajout de bruit tend à perturber légèrement la capacité à retrouver les deux aspérités au bas de la faille : le glissement est étalé sur une grande partie de la longueur de la faille. La distribution du glissement de l'aspérité centrale reste globalement la même.

La Figure 5.6 montre que l'ajout de bruit conserve l'étalement du glissement au niveau de l'aspérité centrale, mais que les amplitudes y sont plus faibles que celles du modèle synthétique. Ce manque de glissement semble compensé par des valeurs d'amplitude plus élevées au niveau des deux aspérités au bas du modèle de faille, aspérités mieux identifiées par rapport à la distribution sans ajout de bruit.

Ces résultats montrent que l'ajout de bruit dans la construction des données synthétiques ne modifie pas drastiquement les distributions spatiales moyennées obtenues par inversions conjointes de ces mêmes données.

Summary of results:

We modified the amplitude of the synthetic data by 15% (increase or reduction depending of the station, randomly). The inversions of the modified synthetic data produced slightly degraded solutions, but without changing drastically the results.

5.4) Effet de la variation des poids sur les jeux de données : application au séisme de L'Aquila

Le poids des données est aussi un paramètre qui peut potentiellement introduire une variabilité sur l'estimation de la distribution spatio-temporelle du glissement cosismique. Précisons de nouveau que pour l'étude des trois séismes présentés dans les Chapitre III et IV, le poids des données était le même. Ceci parce que nous avons effectué des tests préliminaires montrant que l'effet des poids était limité. Toutefois, nous présentons ici quelques tests pour illustrer cela. Afin d'observer l'effet de la variation du poids des données sur la distribution du glissement cosismique, nous avons réalisé deux nouveaux tests à partir des données réelles du séisme de L'Aquila, qui est celui comportant les plus de jeux de données différents (accélérométriques, télésismiques, GPS et InSAR).

Nous avons construit deux distributions spatiales moyennées à partir d'inversions conjointes des quatre jeux de données disponibles pour ce séisme, inversions menées avec le modèle de rupture final 2-SFPSG, mais en faisant varier le poids de ces données (Tableau 5.1). Ces tests se regroupent sous deux cas :

- le Test SM-InSAR_{/TELE-GPS}, dans lequel le poids des données accélérométriques (SM) et InSAR est égal à 1, tandis que le poids des données télésismiques (TELE) et des données GPS est égal à 0.5 ;
- le Test TELE-GPS_{/SM-InSAR}, dans lequel le poids des données télésismiques et des données GPS est égal à 1, tandis que le poids des données accélérométriques et InSAR est égal à 0.5.

	W_{SM}	W_{TELE}	W_{GPS}	W_{InSAR}
Test SM-InSAR _{/TELE-GPS}	1	0.5	0.5	1
Test TELE-GPS _{/SM-InSAR}	0.5	1	1	0.5

Tableau 5.1: Weight (W) of datasets used for the L'Aquila earthquake for the two additional weighting schemes: Test SM-InSAR_{/TELE-GPS} and the Test TELE-GPS_{/SM-InSAR}. SM: strong motion data. TELE: teleseismic data. GPS : GPS data. InSAR InSAR data.

Le Tableau 5.2 récapitule les valeurs de la rms des jeux de données obtenues pour les distributions moyennées du Test SM-InSAR_{/TELE-GPS} et du Test TELE-GPS_{/SM-InSAR}, et de la distribution moyennée publiée dans la Figure 14 de l'article intégré dans le Chapitre III.

	RMS_{SM}	RMS_{TELE}	RMS_{GPS}	RMS_{InSAR}
Test SM-InSAR _{/TELE-GPS}	0.386	0.408	0.178	0.227
Test TELE-GPS _{/SM-InSAR}	0.411	0.392	0.148	0.255
W=1	0.397	0.359	0.163	0.231

Tableau 5.2: rms values resulting from the joint inversions of real data of the L'Aquila earthquake for the three different weighting schemes tested, i.e. the Test SM-InSAR_{/TELE-GPS}, Test TELE-GPS_{/SM-InSAR}, and the initial equal weights case (W=1 for each dataset). SM : strong motion. TELE : teleseismic. GPS : GPS data. InSAR InSAR data.

La Figure 5.7 illustre les cartes du glissement correspondantes.

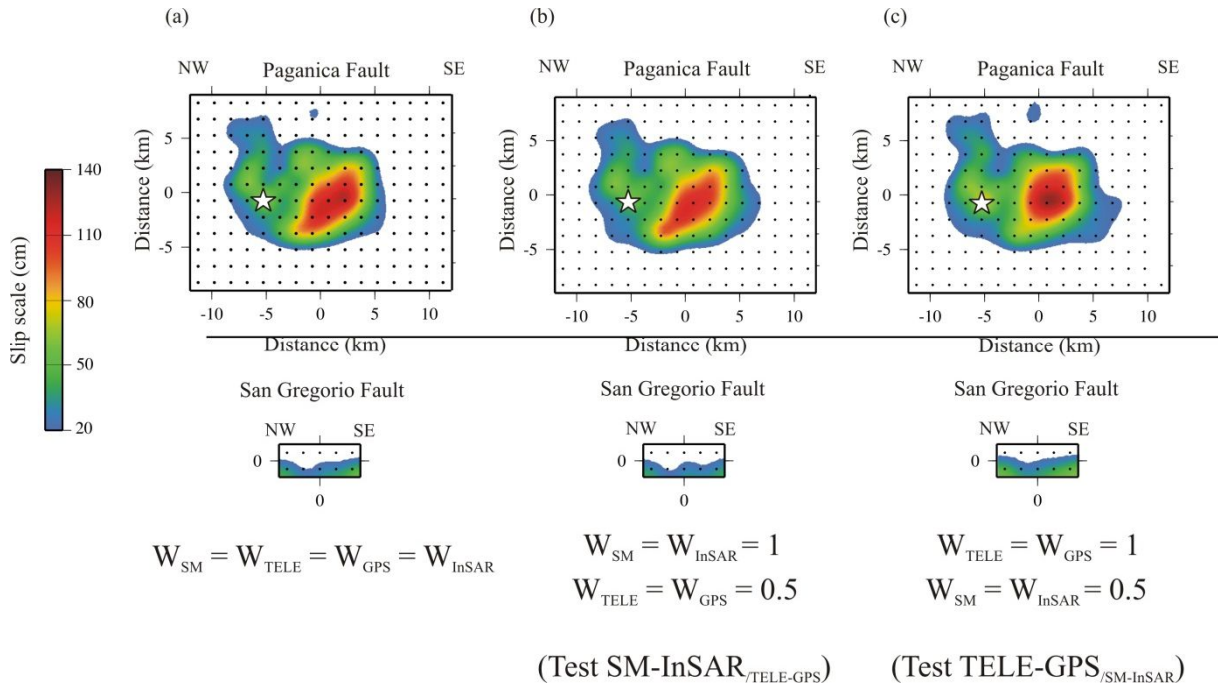


Figure 5.7: Average slip distributions from the joint inversions carried out with the same weight for each dataset (a), and with differentiated weights, Test SM-InSAR_{/TELE-GPS} (b), and Test TELE-GPS_{/SM-InSAR} (c), for the L'Aquila earthquake.

Le Tableau 5.2 montre que les valeurs de la rms des jeux de données varient ainsi en fonction du poids relatif attribué à ces jeux de données. Par exemple, la rms des données accélérométriques diminue lorsque le poids des données accélérométriques est prépondérant, et inversement. Il en est de même pour les jeux de données GPS et InSAR. Nous observons cependant que le jeu de données télésismiques a une valeur de rms minimale pour les inversions dans lesquelles les jeux de données ont tous le même poids. Dans les deux autres cas, que ce soit avec un poids prépondérant ou un poids inférieur à celui des autres données, la rms est plus élevée.

Nous pouvons observer que dans chacun des cas la distribution spatiale moyennée du glissement est plutôt stable : nous retrouvons les deux zones identifiées dans la Figure 4 et dans la Figure 14 de l'article intégré dans le Chapitre III, toujours avec deux aspérités prépondérantes, dont une au SE de l'hypocentre où se trouvent les (et la) plus fortes amplitudes du glissement. Ce constat nous permet de considérer que l'attribution d'un poids identique à chaque jeu de données dans la construction du glissement moyen du séisme de L'Aquila est satisfaisante. Le fait que chacune des rms des différents jeux de données soit normalisée, au travers d'un rapport du type $(\text{obs-cal})^2/\text{obs}^2$, doit jouer en faveur de cela.

Summary of results:

In the case of the L'Aquila earthquake, we do not observe a strong impact of modifying the weights of the different datasets within a margin of 50%. It appears that equal weight for all datasets is a simple and convenient way of proceeding. The fact that the rms of each dataset is individually normalized should favor this.

Conclusion et perspectives

Notre première approche de la source a été celle de l'inversion du mécanisme au foyer en point source par modélisation des formes d'ondes, appliquée aux répliques de la crise des Saintes de 2004 en Guadeloupe. Cela nous a également permis de préciser le mécanisme au foyer d'une des répliques du séisme de L'Aquila en Italie centrale que nous avons utilisée afin de rechercher des modèles de vitesses optimaux pour ce séisme.

Dans le cadre de ce travail de thèse nous avons conduit une étude détaillée de la source du séisme de L'Aquila, séisme de taille modérée mais destructeur et emblématique pour la région ouest européenne bien instrumentée. Nos résultats en termes de modèle cinématique sont contraints par de nombreuses données, notamment en champ proche. D'une part nous observons une bonne convergence entre nos résultats et ceux des autres études multi-données publiées, et d'autre part nous apportons un éclairage nouveau sur certains aspects de la rupture de ce séisme. Dans un contexte où de nombreuses failles normales secondaires sont documentées à proximité, certaines associées à des traces de ruptures en surface, nous avons conduit une recherche assez systématique afin de déterminer si des segments de faille secondaires synthétiques ou antithétiques avaient pu être activés en même temps que la faille principale de Paganica. Cette exploration conduite au travers de multiples inversions conjointes, couplée à une analyse fine de la modélisation des données en champ proche, nous a permis d'identifier une zone de glissement significatif à la base de la faille secondaire de San Gregorio, structure synthétique située à peu près 2 km au SW de la faille principale mais partiellement aveugle. Ce résultat est conforté par des observations indépendantes de flux gazeux anormaux le long de ce segment de faille dans les jours qui ont suivi le choc principal (Quattrocchi et al., 2012).

Au niveau de la propagation de la rupture du séisme de L'Aquila, un « saut » du front de rupture a pu être clairement identifié juste au-dessus de l'hypocentre, avec une vitesse de rupture locale de l'ordre de 3.7 km/s. Nous avons montré que cette caractéristique était

robuste, en particulier qu'elle persistait lorsqu'un fort lissage sur les temps de déclenchement était imposé. Une vitesse de rupture élevée à cet endroit a été identifiée dans d'autres études et coïncide avec une zone où des vitesses sismiques anormalement élevées ont été détectées dans la croûte (Bianchi et al., 2010). En raison de cela, il est peu probable que la vitesse de rupture locale anormalement élevée trouvée puisse être considérée comme « super-shear ».

Notre analyse des deux séismes du Japon montre le potentiel de résolution des données accélérométriques dans le cas d'une rupture localisée offshore. Ce potentiel apparaît meilleur que celui des données télésismiques et GPS. Toutefois nous n'avons pas étudié l'influence de la méconnaissance du milieu de propagation sur les paramètres de la source, et cette influence pourrait être plus forte dans le cas des trajets en champ proche (données accélérométriques) que dans le cas des trajets télésismiques. Un aspect de notre thèse est bien dédié à l'optimisation des modèles de vitesses sismiques en amont de l'inversion cinématique, mais nous n'avons appliqué cela qu'au séisme continental de L'Aquila et nous nous sommes limités à des modèles 1D. L'impact d'un modèle de vitesses dégradé sur le modèle cinématique de la source n'a pas été évalué. C'est sans aucun doute une piste intéressante à explorer.

La question de la non unicité des solutions du problème consistant à inverser les nombreux paramètres décrivant un modèle cinématique de la source a été abordée par le développement d'une approche de calcul d'un modèle moyen. La distribution du glissement moyennée n'est pas le modèle de source présentant la fonction coût la plus basse, mais bien une solution prenant en compte un grand nombre de modèles décrivant les données avec un niveau de qualité similaire. Cette approche pourrait donner lieu à une exploitation plus systématique en termes d'incertitude sur les paramètres inversés, même si elle ne traite pas le problème de manière aussi exhaustive et formalisée que l'approche bayésienne.

Sur la base de tests synthétiques pour le séisme de Sanriku-Oki, nous avons observé que la recherche d'un facteur de lissage du glissement cosismique optimal, correspondant à une minimisation de l'écart entre les modèles inversé et synthétique pour une inversion unique, pouvait conduire à une solution très proche de celle du modèle moyen construit à partir de multiples inversions. Des tests supplémentaires seraient nécessaires pour vérifier si cela peut être généralisé.

La mise en regard des cartes de glissement des séismes de Miyagi-Oki (M_w 7.2), Sanriku-Oki (M_w 7.3), et Tohoku (M_w 9.0) suggère que les deux premiers événements ont joué un rôle

dans le chargement de la zone qui a rompu lors du troisième. Une quantification de cet effet pourrait être entreprise par exemple au travers du calcul de la perturbation de contraintes de Coulomb cumulée associée aux cartes de glissement des deux premiers événements.

Les différents exemples d'inversion de la source de dimension finie que nous avons traités ici montrent qu'une approche non bayésienne, nécessitant moins de moyens de calcul et restant plus facile à appréhender, doit néanmoins être accompagnée de nombreux tests et vérifications. Ceci en raison du grand nombre de paramètres à déterminer, qui malgré certaines contraintes physiques peuvent avoir encore un grand degré de liberté.

Conclusion and perspectives (english version)

The first kind of approach that we undertook to study the earthquake source was the point source inversion of focal mechanisms based on waveforms modelling, applied to the aftershocks of the 2004 Saintes earthquake sequence in the West Indies. Then, it allowed us to refine the focal mechanism of one the L'Aquila aftershocks in central Italy that we used to search for optimal velocity models for that earthquake.

In the frame of this thesis work, we carried out a detailed study of the source of the L'Aquila earthquake, an event of moderate size but destructive and exemplary for the well-instrumented western European region. Our results in terms of kinematic source model are well constrained by many data, especially in the near field. On one hand, we observe a fair convergence between our results and those of other published multi-data studies. On the other hand, we shed a new light on some aspects of the rupture process of this earthquake. Numerous secondary normal faults have been documented in the vicinity, some of them associated with surface breaks, and we carried out a rather systematic search in order to determine whether synthetic or antithetic secondary fault segments may have been activated at the same time as the main Paganica Fault. This exploration, which meant running many joint inversions, together with a detailed analysis of the modelling of the near field data, allowed us to identify an area of significant slip at the bottom of the San Gregorio secondary fault. This fault is synthetic and located about 2 km to the SW of the main fault, but it is partially blind. This result is strengthened by the independent observation of anomalies in gas flux along this fault segment in the days following the mainshock (Quattrocchi et al., 2012).

Regarding rupture propagation of the L'Aquila earthquake, we identify a clear "jump" in the rupture front just up dip of the hypocenter, with a local rupture velocity reaching 3.7 km/s. We showed that this feature is robust, persisting when a strong smoothing is imposed on rupture onset times. Such a high rupture velocity at this place had been previously identified in other studies and it coincides with an area where abnormally high seismic velocities have been detected in the crust (Bianchi et al., 2010). Given that, the high rupture velocity found is unlikely to correspond to a super-shear rupture velocity.

Conclusion and perspectives (english version)

Our analysis of the two Japanese earthquakes shows the resolving potential of the strong motion data in the case of offshore ruptures. This potential appears stronger than that of teleseismic and GPS data. However, we did not study to which extent a poor knowledge of the propagation medium may impact source parameters, and this impact may be stronger for near field paths (strong motion data) than for teleseismic paths. Even though an aspect of our work is dedicated to the optimization of velocity models before the kinematic source inversion, we applied this only to the continental L'Aquila earthquake, and, we considered only 1D velocity models. The impact of a degraded velocity model on the kinematic source model has not been evaluated, and this remains a point which certainly would be interesting to explore further.

The question of the non-uniqueness of the solution in a problem consisting in inverting many parameters describing a kinematic source model has been addressed by developing an approach in which we compute an average model. It may be used more systematically to derive uncertainty on the inverted parameters, although the problem here is not resolved with such a high degree of formalism and completeness as in the case of a Bayesian inversion.

On the ground of synthetic tests for the Sanriku-Oki earthquake, we observed that searching for an optimal smoothing factor on coseismic slip, corresponding to the minimization of the deviation between the inverted and synthetic models from a single inversion, could lead to a solution very similar to that of the averaged model built from multiple inversions. Supplementary tests would be required to determine whether this behavior may be generalized.

The joint examination of the slip maps from the Miyagi-Oki (M_w 7.2), Sanriku-Oki (M_w 7.3), and Tohoku (M_w 9.0) earthquakes suggests that the first two events played a role in the loading of the area which broke during the third one. As another perspective, this effect could be quantified for instance by computing the cumulative Coulomb stress changes associated with the first two events, taking into account their slip distributions.

The examples of finite source inversion that we carried out here show that a non-Bayesian approach, needing fewer computing resources and being easier to manage, requires nonetheless many tests and verifications. This because a large number of parameters have to be determined, which, beside some physical constraints, may still have a high degree of freedom.

Bibliographie

- Aki, K., Richards, P.G., 1980. In: Freeman, W.H., Co. (Eds.), *Quantitative Seismology*, vol.1. San Francisco, 512 pp.
- Atzori, S., I. Hunstad, M. Chini, S. Salvi, C. Tolomeo, C. Bignami, S. Stramondo, E. Transatti, A. Antonioli, and E. Boschi (2009). Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy), *Geophysical Research Letter*, **36**, L15305, doi:10.1029/2009GL039293.
- Bagh, S., L. Chiaraluce, P. De Gori, M. Moretti, A. Govoni, C. Chiarabba, P. Di Bartolomeo, and M. Romanelli (2007). Background seismicity in the Central Apennines of Italy : The Abruzzo region case study, *Tectonophysics*, **444**, 80-92, doi:10.1016/j.tecto.2007.08.009.
- Bertil, D., S. Bazin, D. Mallarino, and F. Beauducel (2005). Localisation des principales répliques du séisme des Saintes du 21 Novembre 2004, *Rapport du Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA)*, 15 Avril 2005.
- Bianchi, I., C. Chiarabba, and N. Piana Agostinetti (2010). Control of the 2009 L'Aquila earthquake, central Italy, by a high-velocity structure: A receiver function study, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B12326, doi:10.1029/2009JB007087.
- Blétery Quentin (2015). Analyse probabiliste et multi-données de la source de grands séismes. Sciences de la Terre. Thèse de doctorat de l'Université Nice Sophia Antipolis, 2015. Français. <NNT : 2015NICE4092>, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01340865/document>.
- Bletery, Q., A. Sladen, B. Delouis, M. Vallée, J.-M. Nocquet, L. Rolland, and J. Jiang (2014), detailed source model for the M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake reconciling geodesy, seismology, and tsunami records, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 7636–7653, doi:10.1002/2014JB011261.

- Boncio, P., A. Pizzi, F. Brozzetti, G. Pomposo, G. Lavecchia, D. Di Naccio, and F. Ferrarini (2010). Coseismic ground deformation of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, M_w 6.3), *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L06308, doi 10.1029/2010GL042807.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of Seismological Society of America*, **71**, 959-971.
- Cheloni, D., N. D'Agostino, E. D'Anastasio, A. Avallone, S. Mantenuto, R. Giuliani, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, D. Dominici, F. Radicioni, and G. Fastellini (2010). Coseismic and initial postseismic slip of the 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements, *Geophysical Journal International.*, **181**, no. 3, 1539–1546, doi10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x.
- Cheloni D., R. Giuliani, E. D'Anastasio, S. Atzori, R.J. Walters, L. Bonci, N. D'Agostino, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, F. Deninno, R. Maseroli and G. Stefanelli (2014) Coseismic and post-seismic slip of the 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake and implications for seismic potential along the Campotosto fault from joint inversion of high-precision levelling, InSAR and GPS data, *Tectonophysics*, **622**, pp.168-185. doi: 10.1016/j.tecto.2014.03.009
- Chiarabba, C., A. Amato, M. Anselmi, P. Baccheschi, I. Bianchi, M. Cattaneo, G. Cecere, L. Chiaraluce, M. G. Ciaccio, P. De Gori, G. De Luca, M. Di Bona, R. Di Stefano, L. Faenza, A. Govoni, L. Improta, F. P. Lucente, A. Marchetti, L. Margheriti, F. Mele, A. Michelini, G. Monachesi, M. Moretti, M. Pastori, N. P. Agostinetti, D. Piccinini, P. Roselli, D. Seccia, and L. Valoroso (2009). The 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake: Main shock and aftershocks, *Geophysical Research Letter*, **36**, L18308, doi10.1029/2009GL039627.
- Chiaraluce, L., L. Valoroso, D. Piccinini, R. Di Stefano, and P. De Gori (2011). The anatomy of the 2009 L'Aquila normal fault system (central Italy) imaged by high resolution foreshock and aftershock locations, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B12311, doi:10.1029/2011JB008352.
- Cirella, A., A. Piatanesi, M. Cocco, E. Tinti, L. Scognamiglio, A. Michelini, A. Lomax, and E. Boschi (2009). Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophysical research Letters*, **36**, L19304, doi:10.1029/2009GL039795.

- Cirella, A., A. Piatanesi, E. Tinti, M. Chini and M. Cocco (2012). Complexity of the rupture process during the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake, *Geophysical Journal International*, **190**, 607-621, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x.
- Corana, A., M. Marchesi, C. Martini and S. Ridella (1987). Minimizing multimodal functions of continuous variables with the "simulated annealing" algorithm", *ACM Transactions on Mathematical Software*, **vol.13**, no.3, pp. 262-280.
- Courboux, F., J. Converset, J. Balestra, and B. Delouis (2010). Ground-Motion Simulations of the 2004 M_w 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events, *Bulletin of Seismological Society of America*, **100**, No. 1, pp. 116–130, doi: 10.1785/0120080372.
- D'Agostino, N., A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, S. Mantenuto, and G. Selvaggi (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *J. Geophys. Res.*, **113**, no. B12413, doi 10.1029/2008JB005860.
- Delouis, B., D. Legrand (1999). Determination of the fault plane using a single near-field seismic station with a finite-dimension source model, *Geophysical Journal International*, **138**, 801–808.
- Delouis, B., D. Giardini, P. Lungren, and J. Salichon (2002). Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: application to the 1999 Izmit mainshock, *Bulletin of Seismological Society of America*, **92**, 278-299.
- Delouis Bertrand (2009). Caractérisation de la source des séismes : modèles cinématiques et inversions conjointes, détermination rapides en champ proche, la source dans son context sismotectonique, *Habilitation à diriger des recherches*, Université de Nice Sophia Antipolis – UFR Sciences.
- Devoti, R., F. Riguzzi, M. Cuffaro, and C. Doglioni (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **273**, 163–174, doi 10.1016/j.epsl.2008.06.031.
- EMERGEIO Working Group (2010). Evidence for surface rupture associated with the M_w 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy), *Terra Nova*, **22**, 43–51, 2010, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x

- Falcucci, E., S. Gori, E. Peronace, G. Fubelli, M. Moro, M. Saroli, B. Giaccio, P. Messina, G. Naso, G. Scardia, A. Sposato, M. Voltaggio, P. Galli, and F. Galadini (2009). The Paganica Fault and Surface Coseismic Ruptures Caused by the 6 April 2009 Earthquake (L'Aquila, Central Italy). *Seismological Research Letters*, **80**, number 6, doi: 10.1785/gssrl.80.6.940.
- Goffe, W. L., G. D. Ferrier, and J. Rogers (1994). Global optimization of statistical functions with simulated annealing, *J. Econ.* **60**, no. 1/2, 65–99.
- Guerrieri, L., G. Baer, Y. Hamiel, R. Amit, A. M. Blumetti, V. Comerci, P. Di Manna, A. M. Michetti, A. Salamon, A. Mushkin, G. Sileo, and E. Vittori (2010). InSAR data as a field guide for mapping minor earthquake surface ruptures: Ground displacements along the Paganica Fault during the 6 April 2009 L'Aquila earthquake, *J. Geophys. Res.*, **115**, B12331, doi:10.1029/2010JB007579.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of Seismological Society of America*, **73**, 1533–1583.
- Nabelek, J.L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, PhD thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Matsumoto, Y., M. Fujita, T. Ishikawa, M. Mochizuki, T. Yabuki, and A. Asada (2006). Undersea co-seismic crustal movements associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation, *Earth Planets Space*, **58**, 1573–1576.
- Michele, M., Di Stefano R., Chiaraluce L., Cattaneo M., De Gori P., Monachesi G., Latorre D., Marzorati S., Valoroso L., Ladina C., Chiarabba C., Lauciani V. and M. Fares (2016). The Amatrice 2016 seismic sequence: a preliminary look at the mainshock and aftershocks distribution, *Annals of Geophysics*, **59**, fast track 5, doi : 10.4401/ag-7227.
- Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa (2006). Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, **58**, 1567–1572.

- Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa (2005). The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24302, doi:10.1029/2005GL024613.
- Olson, A. H., and R. J. Aspel (1982). Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bulletin of Seismological Society of America*, **72**, 1969–2001.
- Orefice, A., M. Vallée, J. Balestra, B. Delouis, and A. Zollo (2013). Refined rupture velocity estimation of the 2009 L'Aquila earthquake (M_w 6.3, Central Italy) derived from apparent source time functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**, No. 4, pp. 2474–2481, doi: 10.1785/0120120255.
- Patacca, E., R. Sartori, and P. Scandone (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs. Kinematic relations since late Tortonian times, *Mem. Soc. Geol. It* **45**, 425–451.
- Piana, N., and A. Amato (2009). Moho depth and V_p/V_s ratio in peninsular Italy from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B06603, doi:10.1029/2008JB005899.
- Quattrocchi, F., A. Pizzi, S. Gori, P. Boncio, and N. Voltattorni (2012). The contribution of fluid geochemistry to define the structural pattern of the 2009 L'Aquila seismic source, *Italian Journal of Geosciences*, **3/131**, doi:[10.3301/IJG.2012.31](https://doi.org/10.3301/IJG.2012.31).
- Savage, J.C. (1980). Dislocations in seismology, in *Dislocations in Solids*, ed. Navarro, F. R. N., Amsterdam, North-Holland.
- Shao, G., C. Ji, and D. Zhao (2011). Rupture process of the 9 March, 2011 M_w 7.4 Sanriku-Oki, Japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G20, doi:10.1029/2011GL049164.
- Strasser, F.O., M. C. Arango, and J. J. Bommer (2010). Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, *Seismological Research Letters*, **81(6)**, 941-950. doi: 10.1785/gssrl.81.6.941.

Bibliographie

- Valoroso, L., L. Chiaraluce, D. Piccinini, R. Di Stefano, D. Schaff, and F. Waldhauser (2013), Radiography of a normal fault system by 64,000 high-precision earthquake locations: The 2009 L'Aquila (central Italy) case study, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 1156–1176, doi:10.1002/jgrb.50130.
- Vittori, E., P. Di Manna, A.M. Blumetti, V. Comerci, L. Guerrieri, E. Esposito, A.M. Michetti, S. Porfido, L. Piccardi, G.P. Roberts, A. Berlusconi, R.J. Phillips, and P.A. Cowie (2011). Surface faulting of the 6 April 2009 M_w 6.3 L'Aquila Earthquake in Central Italy, *Bulletin of Seismological Society of America*, **101**, No4, 1507-1530, doi:10.1785/0110100140.
- Walters, R. J., J. R. Elliott, N. D'Agostino, P. C. England, I. Hunstad, J. A. Jackson, B. Parsons, R. J. Phillips, and G. Roberts (2009). The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17312, 6 pp., doi:10.1029/2009GL039337.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008). Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes : Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B08216, doi:10.1029/2007JB005189.
- Wu, R.-S., and A. Ben-Mehahem (1985). The elastodynamic near field, *Geophys. Z R. Astr. Soc.*, **81**, 609-621.
- Yagi, Y., T. Mikumo, J. Pacheco, and G. Reyes (2004). Source Rupture Process of the Tecoman, Colima, Mexico Earthquake of 22 January 2003, Determined by Joint Inversion of Teleseismic Body-Wave and Near-Source Data, *Bulletin of Seismological Society of America*, **94**, No. 5, pp. 1795–1807.
- Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa (2006). Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake ($M7.2$) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms, *Earth Planets Space*, **58**, 1549–1554
- Zaho, D., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa (1997). Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, **102**, 89-104.

Annexes

Annexe 1 : Ground-Motion Simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events

by Françoise Courboux, Julien Converset, Julien Balestra, and Bertrand Delouis

Les travaux présentés dans cette étude se sont portés sur la validité et la stabilité d'une méthode de simulation de mouvement du sol, à partir d'enregistrements d'évènements sismiques de magnitude inférieure à celle du choc principal. Le séisme des Saintes a été suivi de nombreuses répliques qui ont été utilisées pour valider la méthode. Elles sont considérées comme des fonctions de Green, et sont utilisées pour reproduire des formes d'ondes du choc principal co-localisé, de magnitude supérieure et de mécanisme au foyer proche. La détermination des mécanismes au foyer doit être la plus précise possible. Nos travaux sur la détermination des mécanismes au foyer de ces répliques ont été intégrés dans cette étude, et ils ont servis pour la validation de méthodes de simulation de mouvement du sol.

Ground-Motion Simulations of the 2004 M_w 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events

by Françoise Courboux, Julien Converset,* Julien Balestra, and Bertrand Delouis

Abstract The validity and the stability of a ground-motion simulation method based on the recordings of a single small event as an empirical Green's function (EGF) is tested on a seismic crisis that occurred 25 km offshore of the Guadeloupe Islands (Caribbean arc). We aim to determine if (1) the method enables us to reproduce the observed ground motion, (2) the choice of the small event taken as an EGF is crucial for the simulations, and (3) the method provides valuable results compared with ground-motion prediction equations (GMPEs). We have successively used the recordings of 10 small earthquakes (M_w 4.2–5.1) to simulate the ground motions generated by the mainshock (M_w 6.4), at 12 accelerometric stations. We first determined the moment and focal mechanisms of the 10 events chosen as an EGF, as well as the stress-drop ratio C between each of these events and the mainshock. Then, we simulated 500 accelerograms for each EGF and each station. A good reproduction of the mainshock response spectra, the peak ground acceleration, and the duration of the signal was obtained using 9 out of 10 EGFs. For stations with site effects, the results obtained are much closer to the real data than values given by the GMPEs on sediment sites. In the case of blind predictive simulation, we propose to calibrate the stress-drop ratio C through a comparison between the simulated response spectra on rock site stations and the values predicted by GMPEs.

Introduction

The Guadeloupe Islands (situated in the Caribbean arc) were struck by a magnitude M_w 6.4 earthquake on 21 November 2004. This crustal event occurred offshore at a shallow depth and was followed by numerous aftershocks from M_w 1.0 to 5.1. Three months later, a large aftershock occurred with M_w 5.9. Most of the events with magnitudes larger than 4.0 were very well recorded by the French accelerometric network, Réseau Accélérométrique Permanent (RAP), the data of which are freely accessible (Péquegnat *et al.*, 2008; see [Data and Resources](#)). We took advantage of this interesting dataset to test the validity of a simulation method based on empirical Green's functions (EGFs).

Simulating the ground motions that might be generated by a future earthquake is an important aspect of seismic hazard assessment. For this, we can distinguish three types of approach. The first (an empirical approach) consists of finding empirical equations fitting some parameters, typically pseudospectral acceleration. This approach is based on actual data and is essential for seismic hazard assessment (see Douglas, 2003, for a review), although it does not provide accelerograms in the time domain, and it does not take into account specific site effects.

The other family of approaches (the deterministic approaches) is based on the physical modeling of the whole process. The kinematic or dynamic source is modeled along with the wave propagation in heterogeneous media. This approach has the great advantage of helping us to understand the entire phenomena and to test many different configurations. Limitations arise as the underground medium is generally poorly known, and then the simulations are limited to low frequencies. When the velocity medium is well known, the computing time necessary to obtain a high-frequency 3D solution is still very high.

A hybrid approach was first proposed by Hartzell (1978), who took advantage of small-event recordings to accurately reproduce the source-receiver path. The small events, known as EGFs, are then combined to reproduce the waveform of a larger shock that is collocated and has the same focal mechanism. Based on this approach, many methods then have been proposed. A number of these assume an extended source with a kinematic description of the rupture process (rupture velocity, patches of asperities, rupture directivity). These methods usually allow very good reproduction of a given large event to be obtained (Hartzell, 1989; Hutchings, 1994; Irikura and Kamae, 1994; Bour and Cara, 1997; Burjanek and Zahradnik, 2007; Ruiz *et al.*, 2007). As in deterministic models,

*Now at Geoservices, Roissy, France.

there are difficulties arising from the need to define values for many of the input parameters, causing the variability of the results to be very high (Pavic *et al.*, 2000). Other methods propose that the summing up of the recordings of small earthquakes is statistically in agreement with the relevant earthquake scaling laws (Joyner and Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Somerville, 1993; Tukmarkin and Archuleta, 1994; Zeng *et al.*, 1994; Ordaz *et al.*, 1995; Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005; Di Alessandro and Boatwright, 2006).

We used the two-step method described by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), for which very few input parameters have to be specified. Given that the moment of the small event and the target earthquake is defined and that the corner frequency of the small event can be determined from the spectra, the only parameter that is crucial to determine is the stress-drop ratio, C , between the small and the target events.

Our objectives are to utilize the Les Saintes crisis dataset to test (1) the validity of the method to reproduce ground-motion values, (2) the influence of the choice of the small earthquake taken as an EGF, and (3) the interest of the EGF's method compared with ground-motion prediction equations. After a short description of the simulation method, we focus on data from the Saintes crisis. We determine the seismic moment and focal mechanisms of the 10 aftershocks used as empirical Green's functions, as well as the best stress-drop ratio value of each of them relative to the mainshock. We then present simulation results and compare them with real data and with a ground-motion prediction model using misfit criteria.

Simulation Method

Our aim is to generate a set of accelerograms that could realistically be generated by an earthquake of a given magnitude at some specific stations. We used a simulation method based on the empirical Green's functions approach (Hartzell, 1978). A small event is chosen close to the mainshock and with a similar focal mechanism. Its recordings, called empirical Green's functions, account for path and site effects at different stations (Fig. 1). We assume that the recordings of a single small event represent the Green's functions for all points of the fault plane activated during the large simulated event.

We used the two-step summation scheme proposed by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), which arose through the work of Joyner and Boore (1986), Wennerberg (1990), and Ordaz *et al.* (1995). A large number k of time histories called equivalent source time function (ESTF) is generated. The ESTFs are then convolved with the small-event recordings $s(t)$ to provide the synthetic signals $S_k(t)$,

$$S_k(t) = \text{ESTF}_k(t) * s(t). \quad (1)$$

The ESTFs are generated in two steps. In the first stage, a number η_c of delays t_c are randomly generated with a probability density $\rho_c(t)$ over the whole source duration T_c . In the

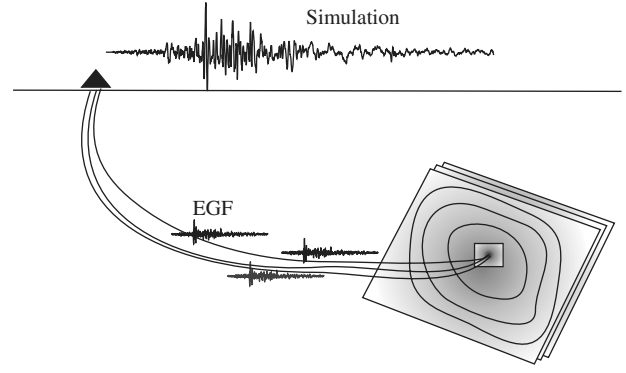


Figure 1. Principle of the EGF summation method. The recordings of a single small earthquake are combined several times to produce simulated recordings for a larger event at a given station.

second stage, a number η_d of delays t_d are again generated with a second probability density $\rho_d(t)$ over a window duration $T_d \leq T_c$ centered on each delay generated in the first stage. Finally, $\eta = \eta_c \cdot \eta_d$ small events are summed together and scaled by a factor κ ,

$$\text{ESTF}_k(t) = \kappa \sum_{d=0}^{\eta_d-1} \left[\sum_{c=0}^{\eta_c-1} \delta(t - t_c - t_d) \right]. \quad (2)$$

The expressions of the probability density functions, as well as a detailed description of the method, can be found in Kohrs-Sansorny *et al.* (2005).

By an appropriate choice of the parameters η and κ ,

$$\eta = \eta_c \cdot \eta_d = N^4 \quad \text{and} \quad \kappa = \frac{C}{N}, \quad (3)$$

where

$$N = \frac{f_c}{F_c}, \quad C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}, \quad \text{and} \quad T_c = \frac{1}{F_c},$$

the method produces time histories that, on average, are in agreement with the ω^{-2} model (Fig. 2; Aki, 1967; Brune, 1970) and respect a nonconstant stress-drop condition (Beeler *et al.*, 2003; Kanamori and Rivera, 2004).

Compared with the single-stage summation proposed by Ordaz *et al.* (1995), the time histories we produced using the two-step method have larger variability (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005; Honoré, 2008). This is particularly important when N is high; for example, when the magnitude of the target event is large compared to the magnitude of the small event taken as an EGF.

In the two-step process, we have the choice to distribute the energy in different ways: N and N^3 , N^2 and N^2 , or N^3 and N . We have tested the influence of each of these choices (Honoré, 2008). While the median value is quasi invariable, the value of sigma (standard deviation) changes a little. This

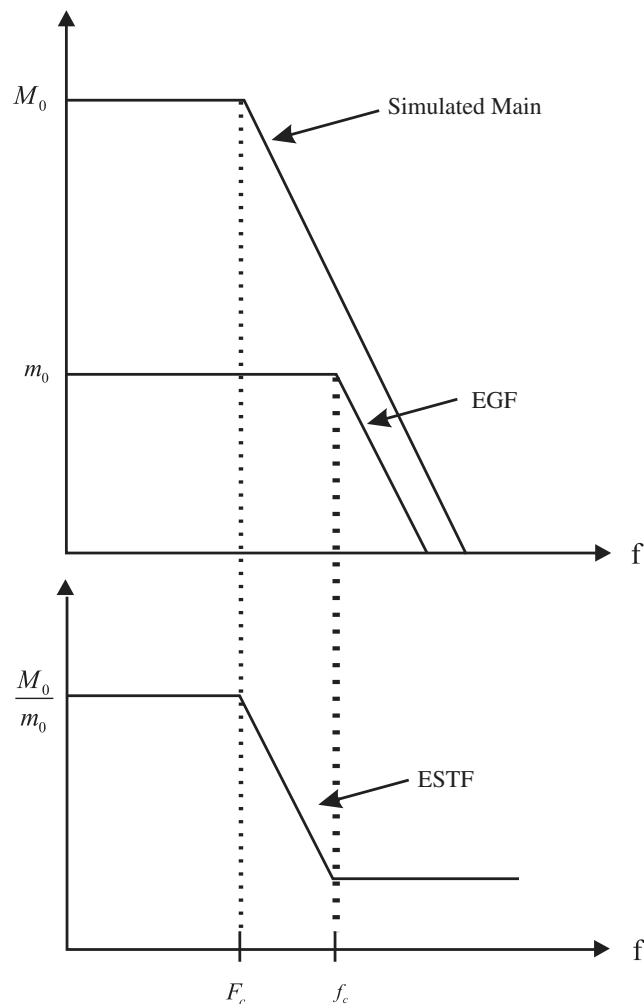


Figure 2. Top, theoretical ω^{-2} spectral model for the mainshock and the small event used as an EGF. Bottom, theoretical shape of the average equivalent source time function (ESTF) Fourier spectra. F_c , M_0 , f_c , and m_0 are, respectively, the corner frequencies and seismic moments of the target earthquake and the small event used as an EGF.

can have an influence on probabilistic seismic hazard assessment (Beauval *et al.*, 2009) but is negligible in this study. In this article we took $\eta_c = \eta_d = N^2$.

In practice, we first generated 500 different time histories following the two-step summation scheme. These time functions can be assimilated with the source time function of the target event. The only difference is that their frequency content takes into account that the source of the small event taken as the EGF is already included in the EGF. For this reason, we call them equivalent source time functions (ESTFs). We then convolved each ESTF with the EGF for each of the stations and for each component, obtaining 1500 simulations for each station (i.e., 18,000 simulations for the 12 stations.)

In the present study, we have used this procedure for 10 different small events that were considered successively as the EGF. This means that we produced about 180,000 accelerograms (slightly less, as all the earthquakes were not recorded at all of the 12 stations).

The main interest of this method is that the number of input parameters is reduced. Indeed, the only parameters that have to be specified are:

- The seismic moment (m_0) and corner frequency (f_c) of the small event taken as an EGF; these can be determined from the data.
- The seismic moment (M_0) of the earthquake to be simulated (called the target event).
- The ratio C between the static stress drop of the target event ($\Delta\Sigma$) and that of the small event ($\Delta\sigma$).

This last parameter is the only one that is particularly difficult to determine when the target event is unknown. We will discuss its choice in the last section.

These parameters are linked by the relationship shown in equation (4):

$$CN^3 = \frac{M_0}{m_0}. \quad (4)$$

In this method, the definition of the source is purely temporal, and so we cannot take into account the specific directivity effects of the rupture process. It is important to understand that our aim was not to describe a specific rupture process but to generate a set of accelerograms that can represent most of the possible ground motions at a given site. The equivalent source time functions generated by the random process are different from each other, and they can indirectly account for different types of ruptures and produce large variabilities in the ground motion.

Of note, like most of the EGF methods, this method is not appropriate for the simulation of ground motion for near-source sites, and it cannot account for nonlinear effects. If we consider that nonlinear effects appear for peak ground acceleration (PGA) values higher than $0.25g$, this will not be a great limitation for our study.

Data from the Saintes Crisis

The main Les Saintes earthquake occurred on 21 November 2004 at 11:41 hr (coordinated universal time, UTC), about 25 km offshore to the south of Guadeloupe Island (French Antilles), which is situated in the Caribbean region. The shaking caused the death of one person, destroyed or damaged several houses, and generated many panic reactions in the population, especially on the Saintes Islands that are situated very close to the epicenter (Duval *et al.*, 2006). A maximum intensity of VIII on the European Macroseismic Scale (EMS98) was reported by the Bureau Central Sismologique Français on the Les Saintes Islands. The seismic moment of this event, given by the Global Centroid Moment Tensor (Global CMT) catalog (see [Data and Resources](#)), was $M_0 3.44 \times 10^{25}$ N m, which is equivalent to a magnitude of $M_w 6.36$. In the present study, we considered a magnitude of $M_w 6.4$. This shallow earthquake (14 km in depth, data from Centre de Données Sismologiques des Antilles [CDSA; see [Data and Resources](#)]), with a pure

normal focal mechanism (Global CMT), occurred on a normal fault that was previously described in the seismotectonic study of [Feuillet *et al.* \(2002\)](#). (See the [Data and Resources](#) section.)

The source processes of the mainshock were studied by [Delouis *et al.* \(2007\)](#). They demonstrated a total rupture duration of 8 sec, with a repartition of energy in two separate patches over the fault plane. The mainshock was followed by a huge number of aftershocks that were detected and located by the permanent seismic network of the Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe ([Beauducel *et al.*, 2004](#); [Institut de Physique du Globe de Paris, 2004](#)). Fifty-one aftershocks had magnitudes greater than M_w 4.0 ([Bertil *et al.*, 2005](#)); and, three months later (on 14 February 2005), there was a large aftershock of M_w 5.8 (Global CMT).

In addition to the short-period seismic network, two permanent accelerometric networks were operating and allowed the recording of the mainshock without saturation and of most of the larger aftershocks (Fig. 3). Both of these networks are part of RAP, which is currently composed of about 120 stations ([Péquegnat *et al.*, 2008](#)). (See the [Data and Resources](#) section.)

One accelerometric network is managed by the Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe (OVSG-IPGP), and in 2004 it comprised 12 stations with Kinometrics episensors (Fig. 3). (See the [Data and Resources](#) section.) Ten of them recorded the mainshock. In addition, two new stations (TDBA and TDHA) were installed on the Saintes Islands a few days after the mainshock.

The second network is managed by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM; see [Data and Resources](#)). It was composed of seven stations with SMACH sensors. Five of these were located in the city of Pointe à Pitre, at 50 km from the epicenter (Fig. 3). Their trigger levels were often high, and only few aftershocks could be recorded.

The precise localization of the mainshock and of the 51 largest aftershocks was performed by the CDSA ([Bengoubou-Valerius *et al.*, 2008](#)), using both velocimetric and accelerometric stations ([Bertil *et al.*, 2004](#); [Bertil *et al.*, 2005](#)).

In the present study, we proposed to use the method described in the previous sections to simulate the ground motions generated by the mainshock using successively smaller events as an EGF. We selected the ten aftershocks that were best recorded by a large number of stations (Fig. 3, bottom).

Moment and Focal Mechanism of the Ten Small Earthquakes Used as an EGF

In order to determine the focal mechanism of aftershocks, we used the waveform modeling approach of [Delouis and Legrand \(1999\)](#) adapted to simple point sources. Data processing involves double integration to obtain displacement seismograms and bandpass filtering to reduce both the low-frequency noise produced by the integration process and the high-frequency content related to the com-

plexity of the real earth structure. The low-cut frequency is adjusted for each station, depending of the level of low-frequency noise enhanced by the double integration. The lowest low-cut frequency used is 0.04 Hz. The high-cut frequency is fixed to 0.25 Hz for all stations.

Aftershocks are modeled here by point sources, with a source time function represented by a single isosceles triangle. The *a priori* information required on the source is the hypocenter and a first estimate of the magnitude. The rupture area (S), as well as the duration of the source time function, is scaled with the *a priori* magnitude and kept fixed in the inversion. This duration, contributing to the width of the waveforms, may be adjusted after inspection of the waveform modeling results. Four parameters are to be inverted: the strike, dip, and rake angles of the focal mechanism and the slip (Δu , dislocation value). The inversion is carried out with a two-step grid search in the 3D space of the focal mechanism parameters. The criterion of selection is the minimization of the normalized root mean square (rms) misfit error between the observed and computed waveforms. In the first step, the three angles (strike, dip, and rake) are evenly and uniformly sampled. The second step is a fine grid search around the minima of the rms function resulting from the coarse search. Those minima correspond to the best solutions obtained for each discrete value of the strike, dip, and rake parameters tested in the first step. They sample a large part of the focal mechanism solution space and are not restricted to the vicinity of the very best solution. In both steps of the inversion procedure, synthetic seismograms are computed for unit slip. The amplitude of synthetics and slip being linearly related, a loop on slip values is implemented within the rms computation algorithm. Synthetic seismograms are simply multiplied by the slip value before the rms calculation, and we finally retain the slip amplitude producing the lowest rms misfit. By combining the source area with the slip value found for the best solution, we compute the seismic moment and the moment magnitude M_w . Synthetic seismograms are computed using the discrete wave number method of [Bouchon \(1981\)](#), designed for 1D velocity models.

A specific layered velocity model is used for each station. Velocity models were determined using one of the aftershocks (14/12/2004 at 21:29 hr [UTC], 15.77° N, 61.49° W, depth 11 km, M_b 4.6; [Bertil *et al.*, 2005](#)). For that event, an initial inversion of the focal mechanism was performed with a starting moment magnitude equal to the body-wave magnitude M_b and a starting velocity model issued from the CRUST2.0 global crustal model at 2×2 degrees ([Mooney *et al.*, 1998](#)). Using the best focal mechanism found by this initial inversion, we tested several thousand combinations of layer thicknesses, velocities, and V_p/V_s ratios in order to improve the waveform modeling at each station. For a given station, the layered model providing the best waveform match was retained. The set of optimized velocity models was then used in the source inversions of the aftershocks listed in [Table 1](#).

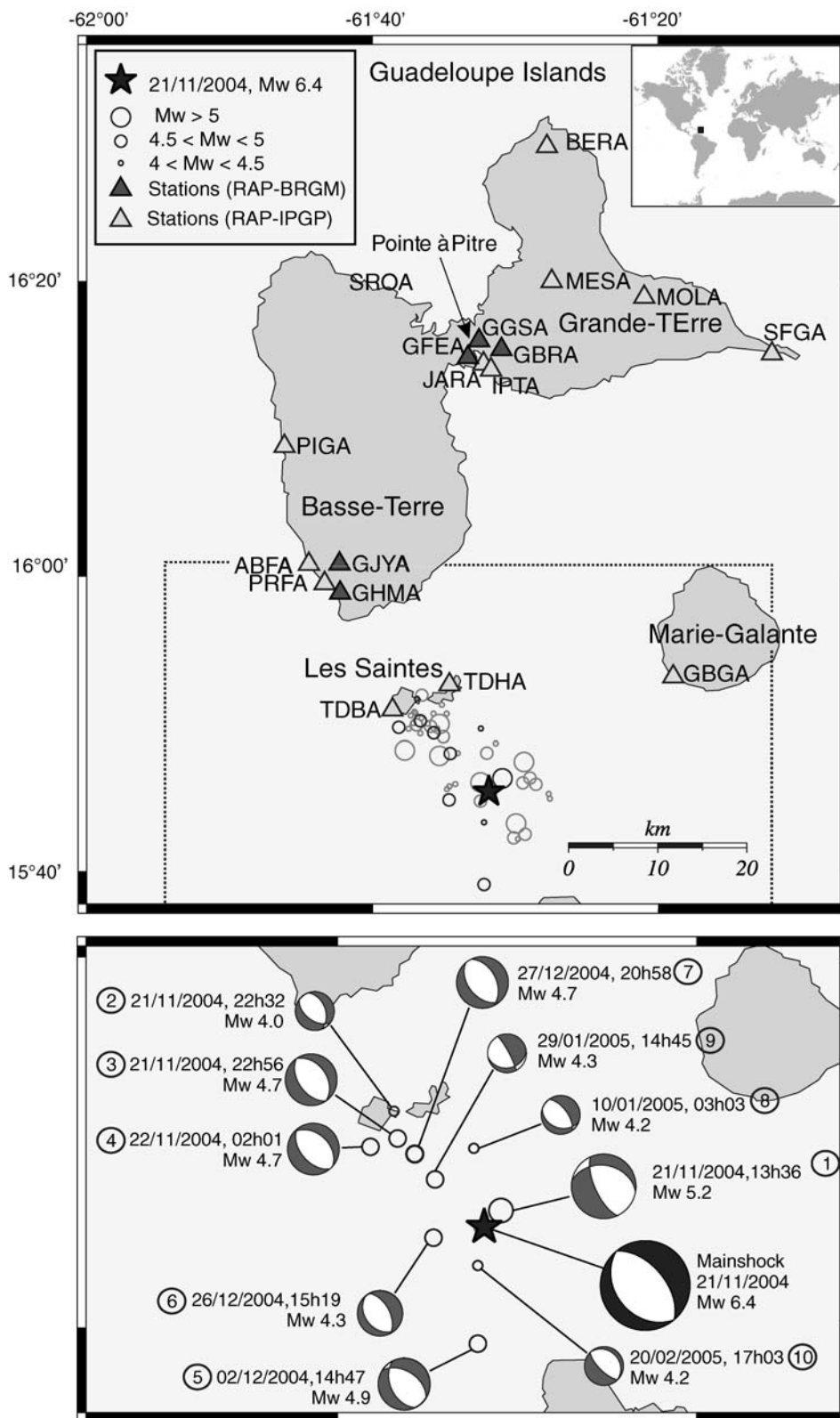


Figure 3. Top: black star, mainshock; gray circles (CDSA), largest aftershock epicenters. French permanent accelerometric network (RAP): light triangles, stations are maintained by the Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe—Institut de Physique du Globe de Paris (OVSG-IPGP); dark triangles, stations maintained by BRGM. Stations TDBA and TDHA were installed soon after the mainshock. Bottom: Zoom on the epicentral region and details of the 10 aftershocks used as an EGF, with their respective focal mechanisms determined in this study. The focal mechanism of the mainshock is the Global CMT solution. Times are shown in UTC.

Table 1
Characteristics of the 10 Events Chosen as an EGF in the Present Study

Event Number	Date (dd/mm/yyyy)	Origin Time (hr:min:sec. UTC) [*]	Focal Mechanism (strike/dip/rake) [†]	Magnitude (M_w)	Mainshock Simulation		
					Distance [‡] EGF/M (km)	C^{\ddagger}	N^{\ddagger}
	21/11/2004	11:41:08	320/55/−90 [§]	6.4			
1	21/11/2004	13:36:59	161/75/53	5.2	2.9	5.3	2.9
2	21/11/2004	22:32:08	340/45/−65	4.0	11	3.5	10.4
3	21/11/2004	22:56:32	145/50/−90	4.7	12.9	3.1	4.9
4	22/11/2004	02:01:19	140/50/−85	4.7	14.2	9.1	3.4
5	02/12/2004	14:47:53	155/47/−66	4.9	11.6	2.8	4.0
6	26/12/2004	15:19:15	135/35/−95	4.5	6.4	11	4
7	27/12/2004	20:58:14	138/54/−97	4.7	11.3	3.0	4.9
8	10/01/2005	03:03:26	109/33/−120	4.2	7.8	31.2	4.0
9	29/01/2005	14:45:34	76/33/−164	4.3	6.8	3.6	6.4
10	20/02/2005	17:03:53	317/20/−88	4.2	4	20.2	4.8

^{*}Origin time and distances between mainshock and aftershock hypocenters are as deduced from the table given by the CDSA in Bertil *et al.* (2005).

[†]Focal mechanisms as computed in our study.

[‡]Parameters N and C are estimated by a spectral-ratio analysis.

[§]The focal mechanism of the mainshock is the Global CMT solution.

Depending on the availability of strong-motion records, and avoiding redundancy in the azimuth distribution of the stations, the source parameters were inverted using two to seven stations. The group of stations used for source inversion comprises the permanent stations GBGA, IPTA, PIGA, SFGA, and PRFA and the temporary stations TDBA and TDHA. We verified that, even with a small number of records (minimum 2), the strike, dip, and rake parameters were correctly constrained. The degree of constraint could be appreciated because the parameter space was extensively explored by the grid search.

An example of a source inversion result is shown in Figure 4 for the 27 December 2004 aftershock. Values obtained for the 10 aftershocks can be found in Table 1 and Figure 3.

Input Parameters: Stress-Drop Ratio

As mentioned previously, only a few input parameters are necessary for applying this two-step method described by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005). For the mainshock, we took $M_w = 6.4$ and approximated $F_c = 1/8$ Hz from the rupture duration found by Delouis *et al.* (2007). All of the focal solutions were pure normal faults except two that had very small strike-slip components (Table 1). We considered that all these events could be tested as an EGF.

The other necessary input parameters for the simulations were N and C . N^4 is the number of summations of small earthquakes that were necessary to simulate the large earthquake. N is equal to the ratio between the corner frequency of the small earthquake and the corner frequency of the target earthquake. C is the ratio between the static stress drop of the target event and that of the small earthquake used as the EGF; it is linked to the moment ratio by equation (4).

When both the mainshock and the EGF recordings are available, the value of C can be obtained using a spectral

ratio between the large and the small events (Hough and Kanamori, 2002):

$$\frac{\dot{M}(f)}{\dot{m}(f)} = \frac{M_0}{1 + (f/F_c)^2} / \frac{m_0}{1 + (f/f_c)^2}. \quad (5)$$

This method has the advantage of theoretically eliminating site and attenuation effects that could affect the determination of the parameters.

Practically, the low-frequency level is fixed using the M_0/m_0 value (sometimes it was reevaluated), and the corner frequency of the large event, F_c , is imposed. On the spectral ratio, we determined the values of CN that provided the best fit with the theoretical spectral ratio and deduced the values of f_c , N , and C . Note that N has to be an integer in the code, and so values of N' and C' have to be chosen to satisfy this constraint.

In the present study, we determined the input parameters that give us the best opportunity to fit the actual records. Of course, in the case of a blind simulation, the mainshock recordings would not be available, and then all of the parameters could not be determined in the same way. We will discuss this point and propose some solutions in the last section.

Simulation of the Mainshock

Simulation Results for Aftershock Number 6 as an EGF

We first present the simulations we obtained using a given small event taken as an EGF. For each simulation, the input parameters are presented in Table 1.

We started by selecting the aftershock that occurred on 26 December at 15:19 hr. This aftershock had an M_w 4.5, was located very close to the mainshock nucleation, and had a focal mechanism that was almost similar to the mainshock

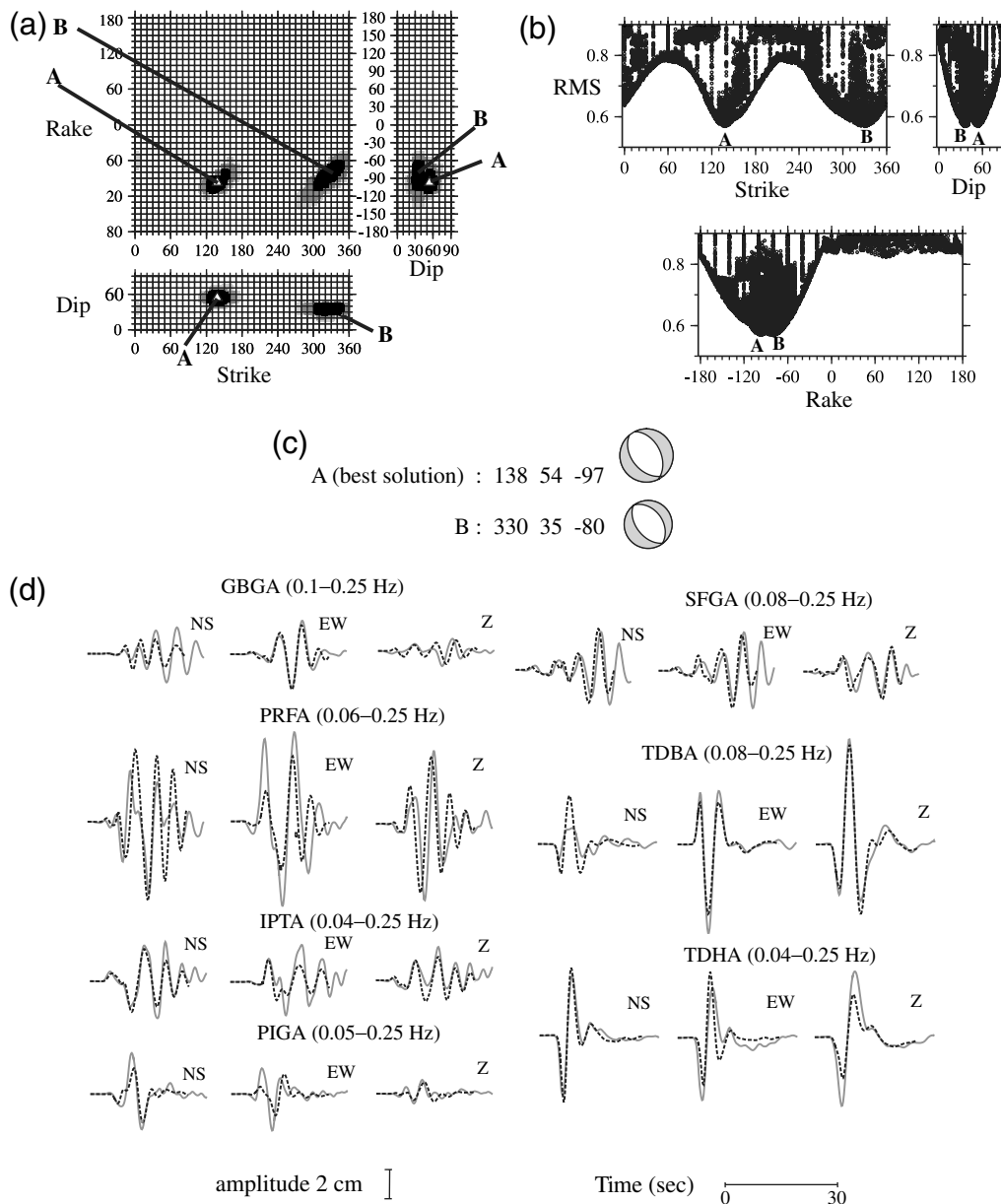


Figure 4. Result of the source inversion for the 27 December 2004 aftershock. (a) Solutions are projected and visualized on the strike–dip, strike–rake, and dip–rake planes. White triangle, the best solution found (rms = 0.57, labeled A); black, medium gray, and light gray, solutions for which the rms error increases by less than 5%, 15%, and 25% with respect to the lowest rms, respectively. A second minimum, labeled B, is found with similar rms values as solution A. Solutions A and B correspond approximately to the two nodal planes of the same focal mechanism, as shown in (c). (b) The rms misfit error is plotted as a function of each individual parameter: strike, dip, and rake. The best solutions A and B are indicated. (c) Gray shaded areas in compression, focal mechanisms of the best solutions A and B. (d) Comparison between observed (gray line) and computed (black dashed line) displacement seismograms for the best solution. The moment magnitude found for this event is 4.7. NS, north–south; EW, east–west; Z, depth = 11.4 km.

(aftershock number 6 in Fig. 3 and in Table 1). The recordings of this event were summed up on each component of all of the available stations to simulate an earthquake of magnitude M_w 6.4, using the parameters described in Table 1. For each simulation, we generated 500 synthetics with 500 different ESTFs, which can be interpreted as 500 different histories of the rupture processes. Each ESTF was convolved by the recordings of the small event on each component and at each available station.

In the present study, we worked on the horizontal components separately. The results are very similar for the east–west and north–south components, and so we chose to show the results only for the east–west component.

Figure 5 shows, as an example, the simulations for station GBGA. Three synthetic accelerograms (gray lines) are presented in acceleration, velocity, and displacement for the horizontal (east–west) component of station GBGA, as well as the actual signals of the EGF aftershock number 6 and

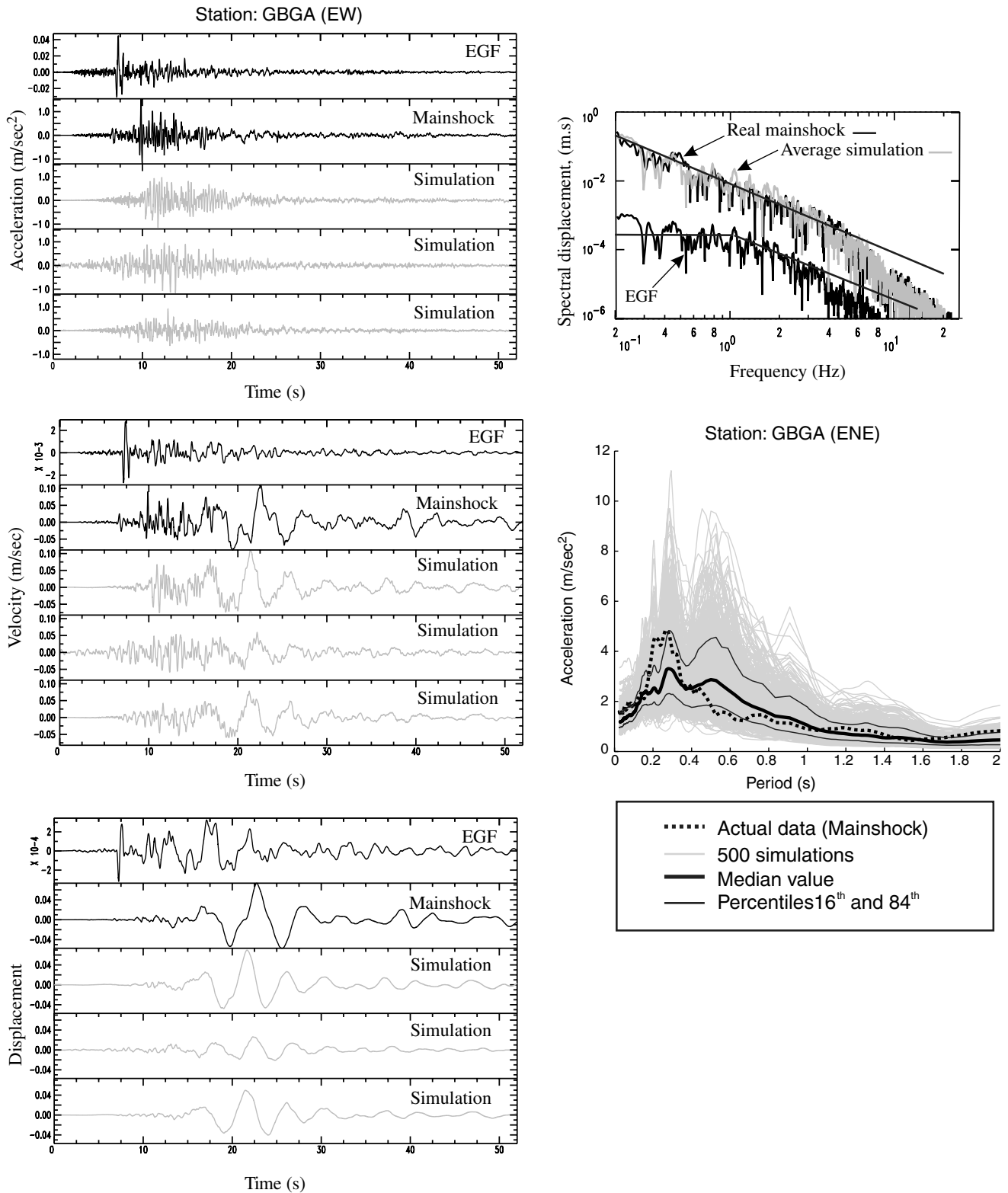


Figure 5. Left: Recordings of the mainshock, the aftershock that occurred on 26 December 2005 at 15:19 hr (EGF aftershock number 6 in Table 1 and Fig. 3) taken as an EGF, and three of the 500 simulations (gray) plotted in the time domain for acceleration, velocity, and displacement. East–west component only is presented. Right top: Fourier spectrum is presented for the mainshock; black line, Fourier spectrum of the small event taken as an EGF; gray line, average Fourier simulation. Right bottom: bold dotted lines, response spectra of the actual mainshock; gray lines, response spectra of the 500 simulations; bold black line, median; thin black lines, sixteenth and eighty-fourth percentiles.

the mainshock. It is interesting to note that on the velocity traces and, even more so, on the displacement traces, high amplitude and low frequency (about 10 sec) dominate the signal. This low frequency is well reproduced in the simulations, which means that it is also present in the recording of the small event used as an EGF. This low frequency observed in the earthquakes during the Les Saintes sequence has been interpreted by Jousset and Douglas (2007) as the possible presence of fluids in the source area. The empirical Green's functions approach enables us to reproduce this particular low frequency. This is really interesting for seismic hazard assessment, while the spectral displacement is used for the design of structures, such as long bridges and tall buildings (Jousset and Douglas, 2007).

The top right side of Figure 5 shows the amplitude of the Fourier spectra in displacement of the observed mainshock, the aftershock taken as an EGF, and the mean spectra (quadratic average) calculated on 500 simulations. The ω^{-2} spectral decay is rather well reproduced by the actual data and by simulations up to a frequency of about 20 Hz. After this value, the attenuation due to superficial layers imposes a slope that is more important for the decay (for the actual data and the simulations). At the bottom right side of Figure 5 are represented the elastic acceleration spectra (SA) with a damping of 5% for the mainshock and for the 500 different simulations, as well as the median value and sixteenth and eighty-fourth percentiles (68% of the simulations are comprised between these limits). An analysis focused on the simulation variability can be found in Beauval *et al.* (2009) using the same method and the same dataset.

Elastic response spectra are presented in Figure 6 for all the available stations. The fit between the simulations and the mainshock is very good for all of the frequencies for stations MOLA, IPTA, and GBGA. For stations GGSA, SROA, and PRFA, the shape of the response spectra is well reproduced, but the level is slightly over- or underestimated by the simulations. This difference is important only on GJYA, where the actual mainshock is larger than the highest simulations we generated. For stations PIGA, GFEA, and GHMA, the level is correctly reproduced, but a part of the spectra for frequencies 0.6–0.8 is not well reproduced in the simulations.

Some of the differences can be explained by the fact that the EGF approach is able to take into account site effects only when they identically affect the small and the large event waveforms (linearity). In some cases, the frequency content of the mainshock is certainly prone to resonant phenomenon, which is not the case for the small event.

Comparison with Ground-Motion Prediction Equations

The next step consists of comparing our results with ground-motion prediction equations (GMPEs). Douglas *et al.* (2006) examined the suitability of different GMPEs for the estimation of shaking in the French Antilles using the meth-

odology proposed by Scherbaum *et al.* (2004). They found that none of the models considered were well adapted to the prediction of ground motion from shallow crustal earthquakes; however, the model of Ambraseys *et al.* (2005) generally provides the best fit to the observed shakings. Hence, it is this model that we used for our comparisons. The equation of Ambraseys *et al.* (2005) used moment magnitudes (M_w), and therefore no magnitude conversions were needed. It requires the specification of the type of faulting, where we used the coefficients given for normal faults. It predicted the values for the larger horizontal component, which is why we compared the east–west and north–south horizontal components separately.

We show a comparison of these GMPEs with the actual mainshock and the median value of our simulations in Figure 7, where the median value of the GMPEs is plotted as the black dotted line, and the sixteenth and eighty-fourth percentiles, which correspond to $\pm\sigma$ for a logarithmic representation, are in gray. We present the results for three stations that are on rock sites, and for three stations that are on soil, following the information given by the CDSA Web site (see the [Data and Resources](#) section).

For the stations on rock (MOLA and PIGA), the recorded mainshock, the simulations, and the GMPEs are generally in good agreement. For station GHMA, it appears that the EGF simulation better reproduced the signal that was recorded. This latter station certainly has a topographic site effect (as described in the CDSA Web site), and this effect could not be reproduced by the GMPEs. For the three stations situated on soils, it is very clear that the EGF method greatly enhanced the soil ground-motion prediction compared with the GMPEs.

Simulation Results Using Successively the 10 Small Events as an EGF

The results that we have shown up to now were computed using the aftershock that occurred on 26 December at 15:19 hr as the only EGF (EGF aftershock number 6). The same simulations were calculated successively using the other nine small events chosen successively as the EGF (see Fig. 3 and Table 1 for the input parameters). For each EGF, we generated 500 synthetic signals on the available stations and the three components. The median values of the simulations obtained at the same six stations as in Figure 7 are represented in Figure 8 and are compared with the same GMPEs. We see immediately that the variability of the simulations is rather important. Nevertheless, at the stations situated on rock sites (without topographic effect), the simulations obtained with the various EGFs are included in the sixteenth and eighty-fourth percentiles of the GMPEs. For the other stations (soil or topographic site effect), the ground motions are better predicted by the EGF method, whatever the tested EGF.

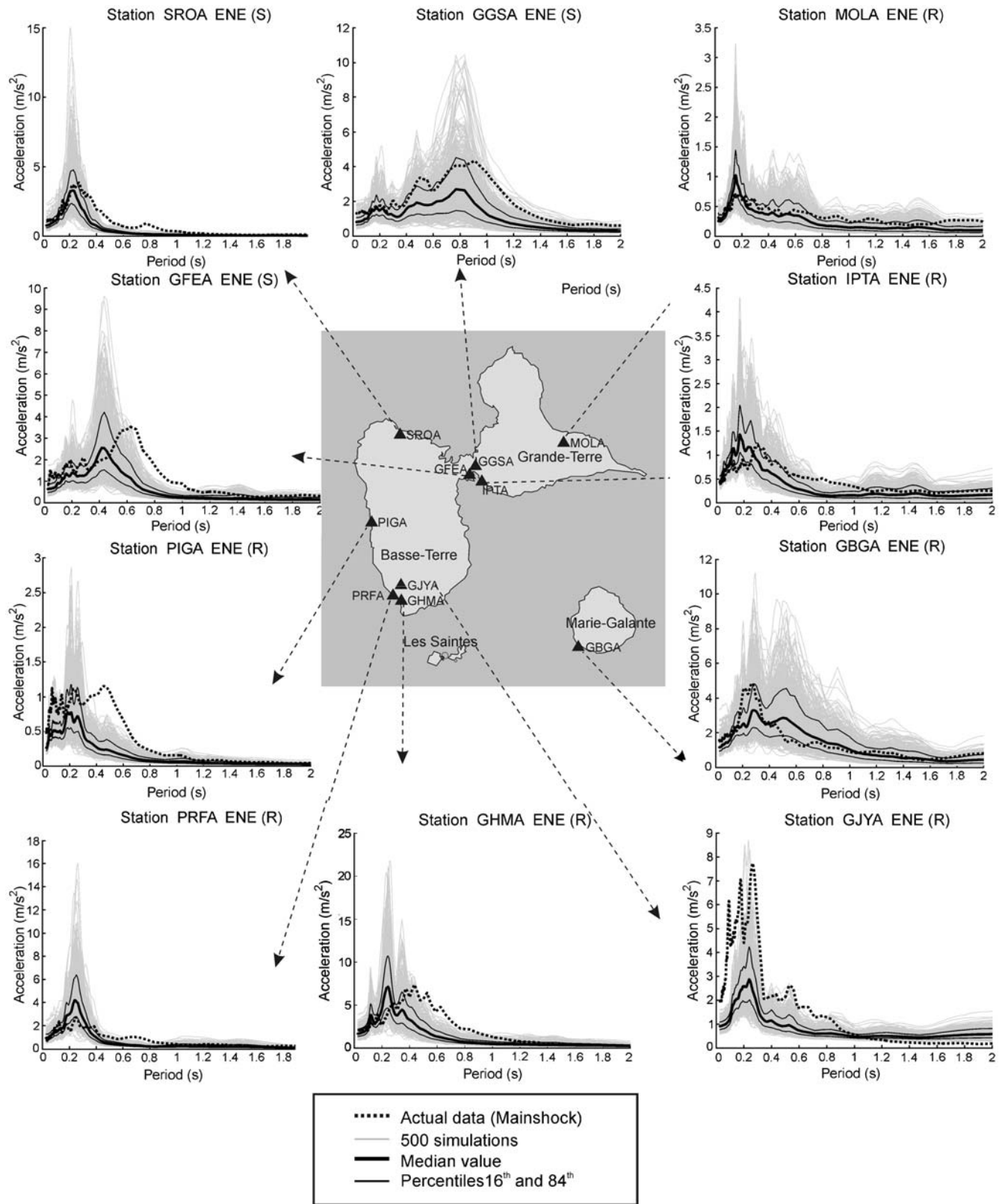


Figure 6. Simulation of the east–west component of the mainshock using aftershock number 6 as an EGF. Dotted black line, elastic response spectra (damping, 5%) for the actual mainshock; gray lines, 500 different simulations; bold line, the median value; black lines, sixteenth and eighty-fourth percentiles. As identified in the CDSA web site: (R), stations that are installed on rock sites; (S), stations that are installed on soils.

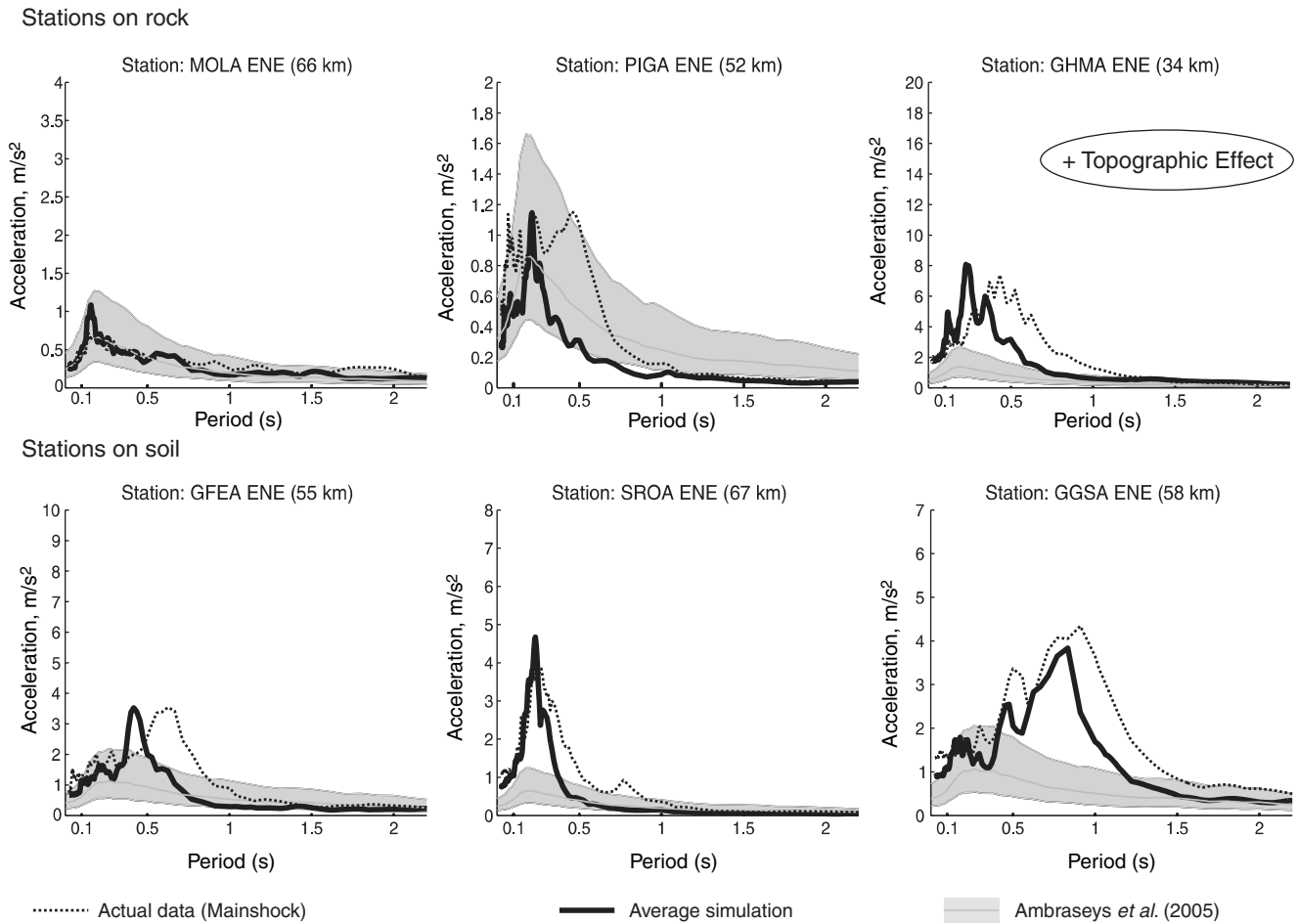


Figure 7. Comparison of the results obtained by EGF simulations with the values predicted by the GMPEs of Ambraseys *et al.* (2005) and the actual mainshock for six stations. Top: stations on rock sites. Bottom: stations on soil sites. Note that station GHMA has certainly a topographic site effect.

Criteria to Measure the Quality of Fit between Observed and Simulated Signals

To obtain a quantitative estimation of the quality of the fit between the simulations obtained using the different EGFs and the actual data, we compared the values obtained for the PGA, the peak ground velocity (PGV), and the relative significant duration of the signal (RSD) and compared point-to-point response spectral acceleration for 5% damping. The RSD corresponds to the duration for which the Arias intensity of the signal is between 5% and 95% (Arias, 1970; Trifunac and Brady, 1975). These parameters are of greatest interest to engineering seismologists.

Following the method proposed by Anderson (2004), the results are given as S scores between 0 and 10, computed as

$$S(p1, p2) = 10 \exp(-[(p1 - p2) / \min(p1, p2)]^2), \quad (6)$$

where $p1$ corresponds to a given measure (PGA, PGV, RSD, SA) for the observed data and $p2$ for the corresponding measures in the simulations.

A score between 0 and 4 represents a bad fit, a score between 4 and 6 is a middle score, a score between 6 and 8 is a good score, and a score greater than 8 represents an excellent fit (Anderson, 2004). Figure 9 shows the scores obtained for each EGF and all the available stations. In practice, we computed the scores on 25 simulations taken at random for the 10 small events used as EGFs and for all of the available stations. We first checked that the average values of these 25 simulations were meaningful compared with the 500 simulations.

For the PGA and PGV, we generally obtain values between 6 and 8 (i.e., good scores; Fig. 9). The fit for the duration (RSD) is a little better (between 7 and 9), and this factor is particularly interesting for the seismic hazard. The fits for all of the periods of the elastic response spectra give scores between 6 and 8, except for aftershock number 8, for which this is smaller. With the focal mechanism, distance, and depth of this event being almost the same as the mainshock, this bad value could be due to a directivity effect of the small event that disturbed the data at some of the stations. This could also indicate that the high value of C ($C = 31$ for this

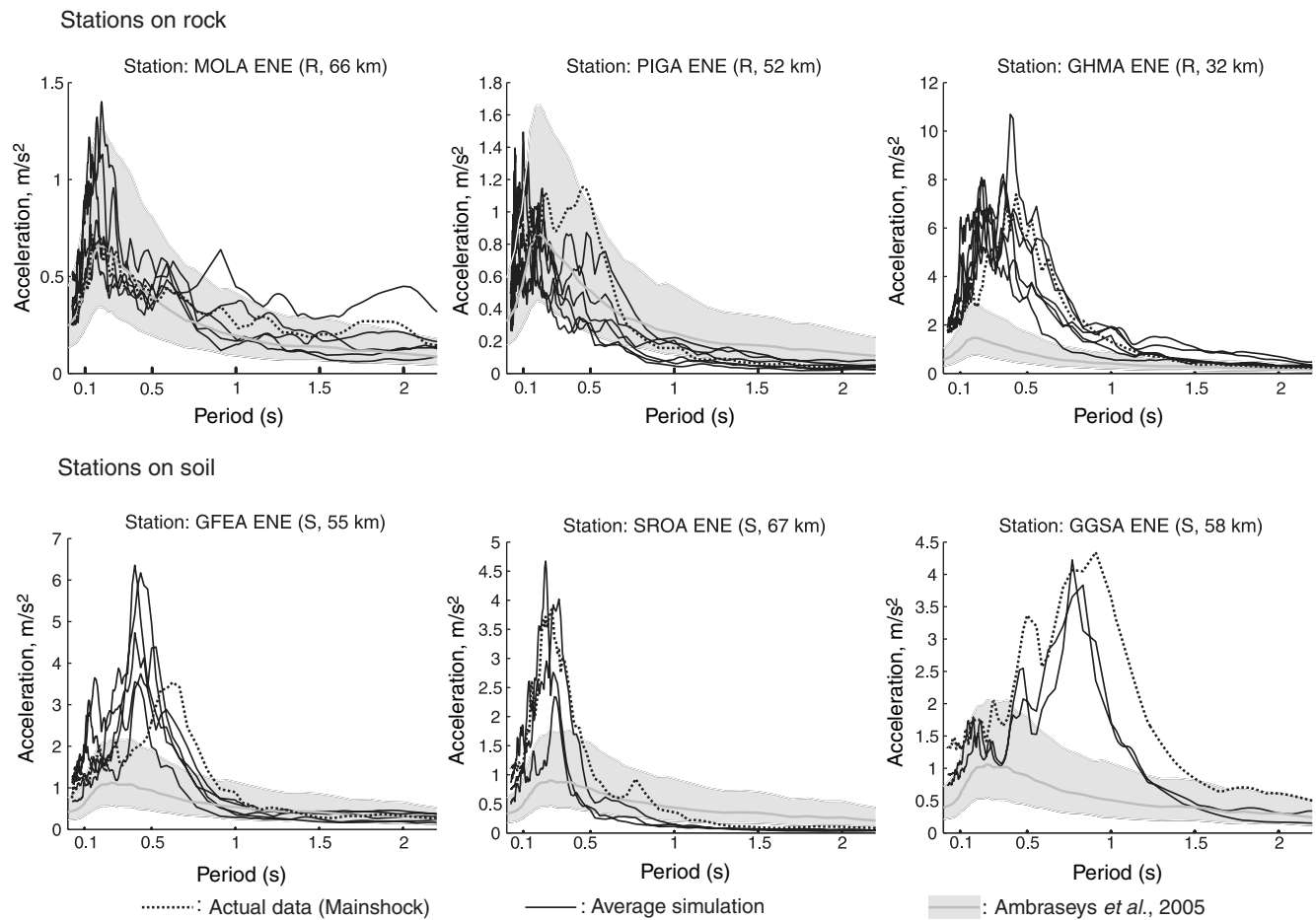


Figure 8. The average simulations are plotted for all of the available EGFs at each of the stations and are compared with the GMPEs of Ambraseys *et al.* (2005) \pm sigma and to the actual mainshock. Top: stations on rock sites. Bottom: stations on soil sites.

event, which is the largest value of the 10 EGFs) is not of significance.

We also made all of these comparisons station by station and for the different frequency bands, as suggested by Anderson (2004), but we could not find any clear tendencies that are worth discussing further here.

How to Calibrate the Stress-Drop Ratio C in Blind Simulations

The results presented here are based on preliminary determinations of the input parameters based on the analysis of the aftershock and the mainshock recordings. In an actual simulation context (i.e., when the mainshock has not yet occurred), the mainshock recordings are, of course, not available. In this context, the value of C (the stress-drop ratio) cannot be measured. So how can the value of C be estimated? Should we take $C = 1$ and then estimate that the stress drop of the target large event is the same as the stress drop of the small events chosen as an EGF? Should we test values of C between 1 and 100? Should we test values smaller than 1?

We propose a solution to obtain an estimation of the C value based on the GMPEs that are available for a region.

A similar approach was described by Causse *et al.* (2008), in an attempt to calibrate several input parameters that were necessary for an EGF simulation method based on a kinematic description of the rupture process. In our case, the value of C is all that has to be calibrated. Figure 10 illustrates the concept here. On station MOLA, which is a good regular rock site station, we have plotted in gray the Ambraseys *et al.* (2005) GMPE median value and sixteenth and eighty-fourth percentiles. Then we have plotted the simulations obtained with one EGF (this example is computed using EGF aftershock number 6) with different values of C . Note that the discrete values arise because the parameter N must be an integer. The lowest simulation is computed with $C = 1.4$ and the highest with $C = 26$. If we consider that the GMPEs are well adapted to the region and could then reproduce the SA well enough on rock sites (which appears to be the case here), the representation used in Figure 10 provides an estimation of C . The value $C = 26$ supplies simulations that are clearly too high compared with the GMPEs. Simulations computed with $C = 1$ and $C = 3.2$ appear too small. The values $C = 5.5$ and $C = 11$ appear to fit the GMPEs rather well (the best value selected on the data was $C = 11$; see

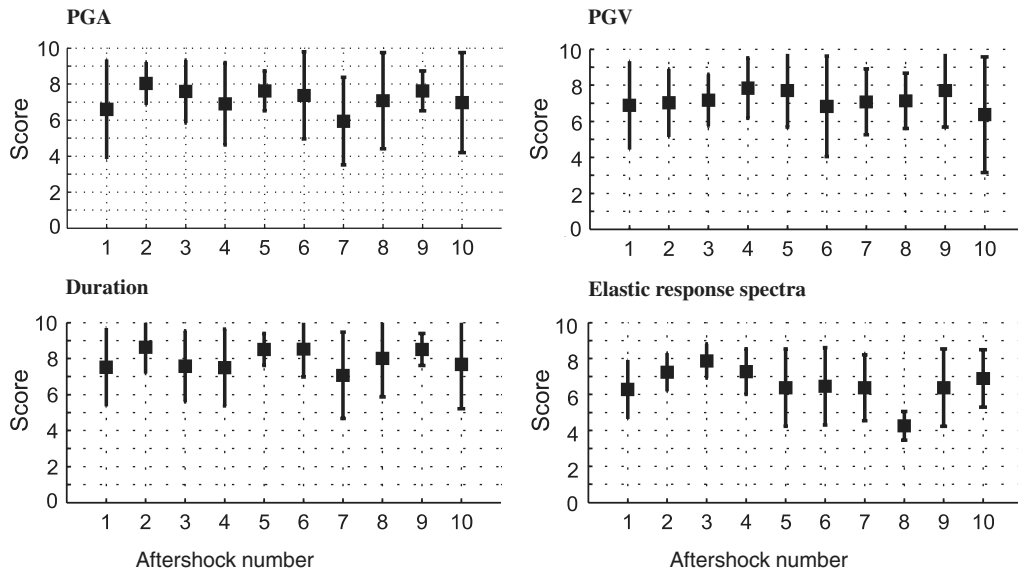


Figure 9. Scores obtained for the four different indicators computed according to Anderson (2004) for the 10 small events used as an EGF. Black squares, mean value obtained for each EGF; black bars, mean \pm sigma.

Table 1). This approach could thus be developed to help in the choice of parameter C for blind simulations.

Discussion

The values of C that we have measured for our simulations vary between 3 and 31 from one aftershock to another one (Table 1). These values neither correlate with depth nor with magnitude, although it is true that the ranges of depth and magnitude of these 10 events might not be large enough to uncover any significant correlations. As the value of C is always larger than 1, this indicates that the static stress drop of the aftershocks used in the present study are always smaller

than the stress drop of the mainshock. The stress drop, and more generally the scaling laws, for earthquakes have been investigated in a number of studies using recent high-quality waveform data (Ide and Beroza, 2001; Venkataraman et al., 2002). It has been proposed that the stress drop is related to the size of an earthquake (Kanamori and Rivera, 2004), the maturity of the faults (Manighetti et al., 2007), the position of the aftershocks relative to the main fault zone (off-fault or in-fault aftershocks), or, more generally, the seismotectonic context (Tajima and Tajima, 2007).

For a practical use of the SIMULSTOC code, a reasonable value of C needs to be chosen. We propose to calibrate this parameter using a ground-motion prediction model that has

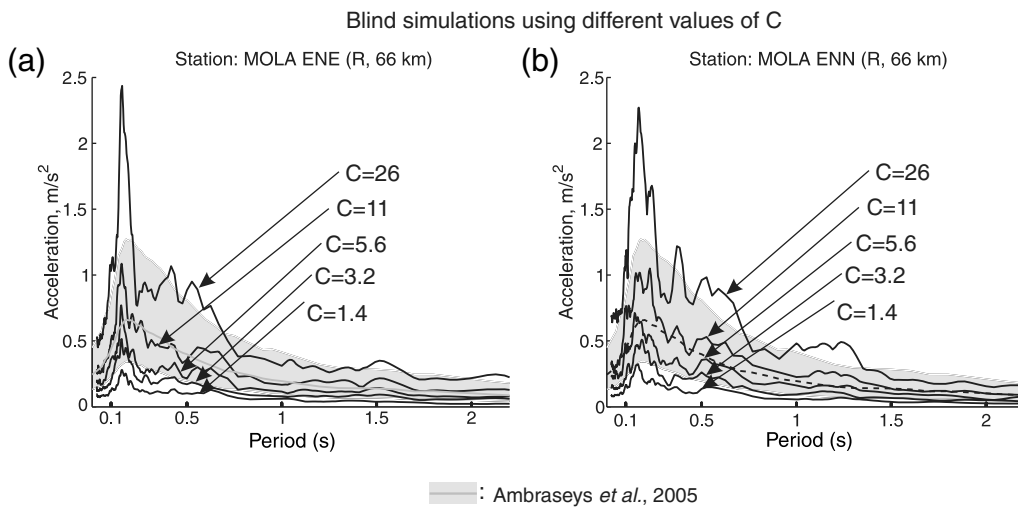


Figure 10. Simulations using EGF aftershock number 6 and the different values of C (stress-drop ratio between the large and the small events at station MOLA, a rock site station) and comparisons with the GMPEs of Ambraseys et al. (2005) for (a) east–west and (b) north–south components.

proven its efficiency for rock sites in a given region. This calibration should allow particularly good estimations of the ground motions that can be generated in future earthquakes, also in regions of low seismicity.

As the choice of the small event taken as an EGF does not appear to be crucial, this is also good news, especially for the region where few events can be used as the possible EGF. Nevertheless, with the directivity effect of the rupture process also being important for small events (Courboux *et al.*, 1999; Boatwright, 2007), this remains an open problem for simulations.

Conclusion

The present study was carried out as a validation test. It has allowed us to demonstrate that the simple EGF summation procedures we have used (Ordaz *et al.*, 1995, Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005) can reproduce well the mainshock recordings at about 10 accelerometric stations and that this is the case for 9 of the 10 small events selected as EGFs. This result is important because, in regions of moderate to low seismicity, there is often only one well recorded aftershock from which the recordings can be used as an EGF for simulating a larger event, whereby the validity of such a single event is very often questioned.

The good reproduction of ground-motion values that we have obtained here is especially interesting for site-effect stations because these levels can certainly not be predicted by any ground-motion prediction models.

This method is very simple to use, it reveals its efficiency through this dataset, and it is promising for seismic hazard assessment. The main problem that remains is the evaluation of the input parameter C , which represents the stress-drop ratio between the small-event taken as an EGF and the larger event under simulation. We propose a calibration method that can provide values of C that are reasonable, based on a comparison of the simulation on rock sites with an adapted ground-motion prediction model.

Data and Resources

Accelerograms used in this study were recorded by the French accelerometric network RAP. (In Guadeloupe, a part of this network is managed by BRGM and the other one by OVSG-IPGP). The Global Centroid Moment Tensor Project (formerly the Harvard Centroid Moment Tensor Project) can be found at www.globalcmt.org/CMTsearch.html (last accessed 11 October 2008). Waveforms are freely accessible on the RAP web site (<http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr/>) and constitute an interesting database for many studies. Information on the stations can be found on the CDSA Web site available at <http://www.seismes-antilles.fr/>. The CRUST2.0 global crustal model is available at <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>.

Acknowledgments

We thank the teams who are in charge of the accelerometric stations in the field (Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe—Institut de Physique du Globe de Paris [OVSG-IPGP] and Bureau de Recherches Géologiques et Minières [BRGM]) and those who have worked on the database in Guadeloupe and in the data management center of the Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) network in Grenoble. We thank Dr. Danilo Galluzzo and an anonymous reviewer who helped to enhance this article. This research has been partially supported by the French Agency of Research through the contract ANR-05-CATT-011-03 (Quantitative Seismic Hazard Assessment project) and by the working group of Groupement d'intérêt scientifique (GIS) RAP.

References

- Aki, K. (1967). Scaling laws of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* **72**, 1217–1231.
- Ambraseys, N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, and P. M. Smit (2005). Equation for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration, *Bull. Earthq. Eng.* **3**, 1–53.
- Anderson, J. G. (2004). Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, paper no. 243, in *Proc. of Thirteenth World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, Canada, 8 August 2004, 14 pp.
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity, in *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, Hansen, R. J. (Editor), The M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts, 438–483.
- Beauducel, F., S. Bazin, and M. Bengoubou-Valérius (2004). Loi d'atténuation B-Cube pour l'évaluation rapide des intensités sismiques probables dans l'Archipel de Guadeloupe, Rapport Interne, OVSG-IPGP-UAG, 12 pp.
- Beauval, C., L. Honoré, and F. Courboux. (2009) Ground-motion variability and implementation of a probabilistic-deterministic hazard method, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99**, 2992–3002.
- Beeler, N. M., T. F. Wong, and S. H. Hickman (2003). On the expected relationships between apparent stress, static stress drop, effective shear fracture energy and seismic efficiency, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **93**, 1381–1389.
- Bengoubou-Valerius, M., S. Bazin, D. Bertil, F. Beauducel, and A. Bosson (2008). CDSA: a new seismological data center for the French Lesser Antilles, *Seismol. Res. Lett.* **79**, no. 1, 90–115.
- Bertil, D., S. Bazin, D. Mallarino, and F. Beauducel (2004). Séisme des Saintes 21 Novembre 2004, Rapport de Synthèse de Données Sismologiques des Antilles (CDSA), 8 Décembre 2004.
- Bertil, D., S. Bazin, D. Mallarino, and F. Beauducel (2005). Localisation des principales répliques su séisme des Saintes du 21 Novembre 2004, Rapport du Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA), 15 Avril 2005.
- Boatwright, J. (2007). The persistence of directivity in small earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **97**, 1850–1861.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71**, 959–971.
- Bour, M., and M. Cara (1997). Test of a simple empirical Green's function method on moderate sized earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87**, 668–683.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997–5009.
- Burjánek, J., and J. Zahradník (2007). Dynamic stress field of a kinematic earthquake source model with k -squared slip distribution, *Geophys. J. Int.* **171**, 1082–1097, doi 10.1111/j.1365-246X.2007.03548.x.
- Causse, M., F. Cotton, C. Cornou, and P.-Y. Bard (2008). Calibrating median and uncertainty estimates for a practical use of empirical Green's functions technique, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, no. 1, 344–353.

- Courboux, F., N. Deichmann, and J. C. Gariel (1999). Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: The 1996 M 5 Epagny-Anancy Earthquake, *Geophys. J. Int.* **139**, 152–160.
- Delouis, B., and D. Legrand (1999). Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near-source seismic recordings, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 1558–1574.
- Delouis, B., M. Vallée, and V. Cruz-Atienza (2007). The $M_w = 6.3$ Saintes earthquake (West Indies): Source kinematics determination and uncertainties in a poorly known crustal structure, *Geophys. Res. Abstr.*, **9**, 10,050.
- Di Alessandro, C., and J. Boatwright (2006). A stochastic estimate of ground motion at Oceano, California, for the M 6.5 22 December 2003 San Simeon earthquake, derived from aftershocks recordings, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 1437–1447.
- Douglas, J. (2003). Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: A review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates, *Earth. Sci. Rev.* **61**, 43–104.
- Douglas, J., D. Bertil, A. Roullé, P. Dominique, and P. Jousset (2006). A preliminary investigation of strong ground motion data from the French Antilles, *J. Seismol.* **10**, 271–299.
- Duval, A. M., E. Bertrand, S. Vidal, G. Verriest, G. Jacquet, and H. Nahornyj (2006). Combined survey of site effects and damage in Les Saintes Guadeloupe, after the 2004 earthquake, *Third International Symposium on "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion" (ESG 2006)*, Grenoble, France, 30 August–3 Sept 2006.
- Feuillet, N., I. Manighetti, P. Tapponnier, and E. Jacques (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.* **107**, no. B12, 2331.
- Hartzell, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1–4.
- Hartzell, S. (1989). Comparison of waveform inversion results for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake, *J. Geophys. Res.* **94**, 7515–7534.
- Honoré, L. (2008). Mise au point d'une méthode hybride d'évaluation de l'aléa sismique, *Master's Thesis*, University Nice Sophia-Antipolis, France.
- Hough, S. E., and H. Kanamori (2002). Source properties of earthquakes near the Salton Sea triggered by the 16 October 1999 M 7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1281–1289.
- Hutchings, L. (1994). Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green's functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 1028–1050.
- Ide, S., and G. C. Beroza (2001). Does apparent stress vary with earthquake size?, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3349–3352.
- Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) (2004). Bilan mensuel de l'activité volcanique de la Soufrière de Guadeloupe et de la sismicité régionale, Public reports of OVSG-IPGP, Institut de Physique du Globe de Paris, <http://www.ipgp.jussieu.fr>, ISSN 1622-4523.
- Irikura, K., and K. Kamae (1994). Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, *Ann. Geophys.* **37**, 1721–1743.
- Jousset, P., and J. Douglas (2007). Long-period earthquake ground displacements recorded on Guadeloupe (French Antilles), *Earthq. Eng. Struct. Dynam.* **36**, 949–963.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore (1986). On simulating large earthquakes by Green's functions addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Series 6, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholtz (Editors), **37**, American Geophysical Union Washington, D.C., 269–274.
- Kanamori, H., and L. Rivera (2004). Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 314–319.
- Kohrs-Sansorny, C., F. Courboux, M. Bour, and A. Deschamps (2005). Strong ground motion simulation using stochastic summation of small earthquakes: A two-stage method for ground-motion simulation using stochastic summation of small earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, 1387–1400.
- Manighetti, I., M. Campillo, S. Bouley, and F. Cotton (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, *Earth Planet. Sci. Lett.* **253**, 429–438.
- Mooney, W. D., G. Laske, and G. Masters (1998). Crust 5.1: A global crustal model at 5×5 degrees, *J. Geophys. Res.* **103**, 727–747.
- Ordaz, M., J. Arboleda, and S. K. Singh (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1635–1647.
- Pavic, R., M. G. Koller, P. Y. Bard, and C. Lacave-Lachet (2000). Ground motion prediction with the empirical Green's function technique: An assessment of uncertainties and confidence level, *J. Seismol.* **4**, 59–77.
- Péquegnat, C., P. Guéguen, D. Hatzfeld, and M. Langlais (2008). The French accelerometric network (RAP) and National Data Centre (RAP-NDC), *Seismol. Res. Lett.* **19**, no. 1, 81–89.
- Ruiz, J., D. Baumont, P. Bernard, and C. Berge-Thierry (2007). New approach in the kinematic k^{-2} source model for generating physical slip velocity functions, *Geophys. J. Int.* **171**, no. 2, 739–754.
- Scherbaum, F., F. Cotton, and D. Smit (2004). On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: The case of rock motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, no. 6, 2164–2185.
- Somerville, P. (1993). Engineering applications of strong ground motion simulation, *Tectonophysics* **218**, 195–129.
- Tajima, R., and F. Tajima (2007). Seismic scaling relations and aftershock activity from the sequences of the 2004 mid Nigata and the 2005 west off Fukuoka earthquakes (M_w 6.6) in Japan, *J. Geophys. Res.* **112**, no. B10302, doi 10.1029/2007JB004941.
- Trifunac, M. D., and A. G. Brady (1975). A study on the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **65**, 581–626.
- Tumarkin, A. G., and R. J. Archuleta (1994). Empirical ground motion prediction, *Ann. Geophys.* **37**, 1691–1720.
- Venkataraman, A., L. Rivera, and H. Kanamori (2002). Radiated energy from the October 16, 1999 Hector Mine earthquake: Regional and teleseismic estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1256–1265.
- Wennerberg, L. (1990). Stochastic summation of empirical Green's functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80**, 1418–1432.
- Zeng, Y. H., J. G. Anderson, and G. A. Yu (1994). Composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 725–728.

Géoazur

University of Nice Sophia Antipolis
CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur
250 av Einstein 06560 Valbonne, France
courboux@geoazur.unice.fr

Manuscript received 19 December 2008

Annexe 2 : Refined Rupture-Velocity Estimation of the 2009 L'Aquila Earthquake (Mw 6.3, Central Italy) Derived from Apparent Source Time Functions

by Antonella Orefice, Martin Vallée, Julien Balestra, Bertrand Delouis, and Aldo Zollo

Cette étude s'est portée sur l'analyse de fonctions source apparentes extraites de stations situées à des distances épacentrales entre 200 km et 800 km. A partir de la distribution du glissement sur le modèle 1-SF, les auteurs ont construit les fonctions source apparentes théoriques qui ont été comparées à celles obtenues avec l'analyse des données télésismiques. Le modèle 1-SF a été utilisé car nous n'avions pas encore identifié la possibilité de la rupture secondaire de la faille de San Gregorio à ce moment. Les auteurs ont mis en évidence une bonne cohérence entre leurs résultats et nos résultats.

Refined Rupture-Velocity Estimation of the 2009 L'Aquila Earthquake (M_w 6.3, Central Italy) Derived from Apparent Source Time Functions

by Antonella Orefice, Martin Vallée,* Julien Balestra, Bertrand Delouis, and Aldo Zollo

Abstract In this paper, we obtain an accurate estimation of the rupture velocity of the 6 April 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake (Central Apennines) by analyzing its apparent source time functions (ASTFs). These ASTFs have been extracted by deconvolving an empirical Green's function (EGF) at seismic stations located 200–800 km from the earthquake. From the study of duration, shape, and directivity of ASTFs at numerous and well-distributed stations, we show that the area between the two main slip patches of the earthquake ruptured at a relatively slow velocity (1.6 km/s). We next validate simultaneously the ASTFs and the slip model independently obtained through the joint inversion of strong-motion, broadband teleseismic, Global Positioning System, and Interferometric Synthetic Aperture Radar data. The good agreement in shape and duration between the observed and theoretical ASTFs is an indication for the reliability of the inferred source model and for the robustness of the rupture velocity estimations of this study.

Introduction

The 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake occurred in the Central Apennines (Italy) on 6 April at 01:32 UTC, with the hypocenter located at 42.35° N, 13.38° E, and at a depth of 9.5 km (Cirella *et al.*, 2009). The earthquake caused nearly 300 casualties, and heavy damage in the town of L'Aquila and in several villages nearby. The mainshock was preceded by a seismic sequence starting a few months before and culminating with an M_L 4.1 event on 30 March 2009, followed by M_L 3.9 and M_L 3.5 foreshocks on 5 April 2009 occurring a few hours before the mainshock. The earthquake rupture developed along a northwest–southeast active segment of a complex normal fault system embedded in the mountain front of the central Apennines chain (Cirella *et al.*, 2009; Walters *et al.*, 2009).

The central Apennines belt belongs to the Mesozoic carbonate platform domain, which is dominated by the rollback of the Adriatic subduction toward the east (Doglioni *et al.*, 1998). This region shows an arclike seismicity distribution in the upper crust that follows the topographic trend. It is generally characterized by normal faults oriented along pre-existing compressive tectonic structures (Bigi *et al.*, 2002). Northwest–southeast-striking segments are likely causative for the largest past seismic events (Di Bucci *et al.*, 2010), which are mainly related to normal-faulting mechanisms, consistent with a regional northeast–southwest-trending ex-

tensional regime (Selvaggi, 1998; Montone *et al.*, 1999; Serpelloni *et al.*, 2005; Devoti *et al.*, 2008; D'Agostino *et al.*, 2009) and likely controlled by deep crustal-scale detachments (Bigi *et al.*, 2002).

The goal of this work is to infer the rupture kinematic properties of the 6 April 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake (Central Apennines), based on the analysis and modeling of the apparent source time functions (ASTFs) retrieved from regional waveform data. The ASTFs are calculated by deconvolution of records from a smaller-sized event at the same receivers, using the so-called empirical Green's function (EGF) method (Hartzell, 1978). We here use the deconvolution technique of Vallée (2004), which imposes four physical constraints on the ASTFs in the deconvolution process: causality, positivity, limited duration, and equal area. For any ASTF, its area represents the scalar moment of the earthquake and therefore it has to remain constant at all stations.

The smaller earthquake has to be similar in terms of location and mechanism (typically 1–2 magnitude units smaller than the larger one) so that its waveforms act as the medium transfer functions between the source and the receivers. As the path, site, and instrument effects are similar for both large and small earthquake, the deconvolution of the two earthquake records gives the ASTFs of the larger earthquake at each considered station. The duration and shape of each ASTF can then be examined to infer the extended source properties of the mainshock, such as the rupture extent, the slip distribution, and the rupture velocity.

*Now at Laboratoire de Sismologie, Institut de Physique du Globe de Paris 1 Rue Jussieu, 75238 Paris Cedex 05, France.

Table 1
Hypocentral Coordinates and Focal Mechanism for the Mainshock and EGF

	Origin Time (hh:mm:ss.sss)	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
Mainshock	01:32:40.400	42.342	13.380	8.3	147; 324	43; 47	-88; -92
EGF	09:26:28.620	42.336	13.387	9.6	137; 333	56; 35	-99; -77

Data

After visual inspection of regional (distance 200–800 km) records from several aftershocks in the magnitude range 4–5, we select as EGF an M_w 4.9 aftershock, which occurred on 7 April 2009 at 09:26:29 UTC. This selection provides an optimal signal-to-noise ratio. The differences in focal mechanism and location between the EGF and master event are small (Table 1) and can be considered as negligible when analyzing regional data. The waveforms of 49 broadband stations (Table 2) have been retrieved for the two events from the data servers of the following networks: MedNet (MN), ISNet (IN), INGV (IV), GEOFON (GE), French Broadband Seismological Network (FR), Austrian Seismic Network (OE), Aristotle University of Thessaloniki Seismological AUTH (HT), Slovenia (SL), BayernNetz, Germany (BW), and Hungarian Seismological Network (HU). These stations are located in the distance range 200–800 km and cover the full azimuth range (maximum gap of about 60°; see Fig. 1 and Table 2). At these regional distances, the surface waves are dominant and they suffer less from the contamination of secondary and multipath arrivals than body waves. We therefore apply the deconvolution process to the surface Love- and Rayleigh-wave packets, windowed on the transverse and vertical component, respectively, and filtered between 0.05 and 1 Hz (Fig. 2). The optimal time window is chosen through a visual inspection of waveforms to avoid the presence of secondary phases. The duration of the window is on the order of a few tenths of a second (Fig. 2), thus significantly larger than the durations of the ASTFs, which are in the range 5–10 s. These long time windows ensure the determination of reliable ASTFs.

The deconvolution method of Vallée (2004) is based on the approach of Bertero *et al.* (1997), who developed a simple method to include positivity and temporal constraints on the ASTFs, based on the Landweber method. Calling U^1 and U^0 the mainshock and EGF waveforms, respectively, the problem is to identify the ASTF F_θ verifying $\|U^0 * F_\theta - U^1\| = \text{minimum}$. This optimization is made by the Landweber method, using a relaxation parameter τ equal to $1.5/(\sup_\omega |U^1(\omega)|)^2$. More details on the procedure can be found in Vallée (2004) and Bertero *et al.* (1997). For each station, the misfit between the real (U^1) and the reconstituted ($U^0 * F_\theta$) mainshock waveforms is evaluated in the Love and Rayleigh window. The reconstituted mainshock and its associated misfit are calculated for increasing values of the allowed duration of the ASTF. The misfit evolution as a function of ASTF duration usually takes the shape of an L curve

and is a good indicator of the quality of the obtained deconvolution. The time at which the function becomes flat gives the simplest (i.e., shortest) ASTF able to well describe the seismic source. If this flat level further corresponds to low values of misfit (~ 0.3 or lower), the simplest ASTFs are selected for the following analysis of the source process.

Application and Results

Figure 3 shows the ASTFs obtained for all the considered stations with increasing azimuth from left top to right bottom. The presence of two peaks in the ASTFs is clear, as well as the effects of directivity, denoted by the variations of the duration and shape of the ASTFs as a function of azimuth. Qualitative observations of these variations confirm the southeast propagation of the rupture (Maercklin *et al.*, 2011), as stations close to azimuth N140°E (e.g., AND3, CLT3) exhibit the shortest durations and largest amplitudes, while stations in the opposite azimuths (e.g., DAVA, RETA) show the longest durations and smallest amplitudes. This behavior is also visible when focusing on the two peaks of the ASTFs: when moving from stations with directions opposite to the rupture propagation (e.g., station ROBS, azimuth N2°E) to stations along the direction of rupture propagation (e.g., station COL3, azimuth N137°E), we observe that the time interval between the two peaks becomes shorter and that their amplitudes increase. The two peaks of the ASTFs can thus be associated to distinct high-slip zones activated during the southeast propagation of the rupture, and whose relative distance and rupture velocity control the time interval. The evidence for two main high-slip patches controlling the rupture process of the 2009 L'Aquila earthquake is confirmed by the kinematic rupture modeling using different data sets (Cirella *et al.*, 2009, 2012; J. Balestra and B. Delouis, personal comm., 2012).

In order to get an estimation of the distance L and average rupture velocity V_r between the two high-slip patches, we measure the difference $\Delta\tau$ between the arrival times of first and second peak on all the ASTFs. According to the kinematic source models retrieved for the L'Aquila event from near-source and regional strong-motion data, Global Positioning System (GPS) data, and Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) images (e.g., Cirella *et al.*, 2009; Maercklin *et al.*, 2011), we assume a Haskell-type source model (Haskell, 1969) with a unilateral rupture propagating along the direction 137°. In this case, we have

$$\Delta\tau = \frac{L}{V_r} \left(1 - \frac{V_r}{c} \cos \alpha \right), \quad (1)$$

Table 2

Station Code, Location, and Seismic Network of the Stations Used in This Study

Station Code	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Azimuth (°)	Network
ROBS	46.24	13.51	245.0	2.2	SL
MYCA	46.63	13.64	909.0	3.2	OE
CADS	46.23	13.74	751.0	4.5	SL
TRI	45.71	13.74	161.0	5.6	MN
MOA	47.85	14.27	572.0	6.8	OE
JAVS	45.89	14.06	1100.0	8.7	SL
OBKA	46.51	14.55	1075.0	11.8	OE
CEY	45.74	14.42	579.0	13.2	SL
LJU	46.04	14.53	396.0	13.2	SL
KNDS	45.53	14.38	1035.0	13.6	SL
SOKA	46.68	15.03	1008.5	15.6	OE
PERS	46.64	15.11	795.0	16.4	SL
VISS	45.80	14.84	399.0	17.5	SL
ARSA	47.25	15.52	577.0	17.3	OE
CSNA	47.93	15.86	1039.0	17.2	OE
GROS	46.46	15.50	930.0	20.5	SL
SOP	47.68	16.56	260.0	22.5	HU
CRES	45.83	15.46	433.0	23.7	SL
PKSM	46.21	18.64	170.0	43.3	HU
DIVS	44.10	19.99	1000.0	68.6	MN
PDG	42.43	19.26	40.0	87.6	MN
FNA	40.78	21.38	750.0	102.2	HT
NOCI	40.79	17.06	420.0	118.4	IV
MATE	40.65	16.70	494.0	123.2	GE
AVG3	40.76	15.72	1213.0	130.4	IN
CLT3	40.90	15.40	525.0	132.0	IN
BEL3	40.72	15.64	758.0	132.3	IN
AND3	40.93	15.33	905.0	132.4	IN
RSF3	40.96	15.18	865.0	134.1	IN
STN3	40.53	15.65	832.0	135.2	IN
CGG3	40.54	15.52	1067.0	136.7	IN
COL3	40.69	15.33	1026.0	137.0	IN
NSC3	40.85	15.12	1300.0	137.3	IN
SNR3	40.74	15.19	1009.0	138.2	IN
SRN3	40.49	15.46	1067.0	138.4	IN
MNT3	40.84	15.01	866.0	139.4	IN
PST3	40.56	15.24	762.0	140.4	IN
CUC	39.99	15.81	637.0	140.9	MN
CMP3	40.65	15.08	958.0	141.4	IN
CEL	38.26	15.89	702.0	153.5	MN
WDD	35.87	14.52	41.0	171.3	MN
VSL	39.50	9.38	370.0	227.0	MN
ISO	44.18	7.05	910.0	293.5	FR
BNI	45.05	6.68	1395.0	301.2	MN
VLC	44.16	10.39	555.0	310.6	MN
DAVA	47.29	9.88	1602.0	334.7	OE
RETA	47.49	10.76	965.0	341.4	OE
RJOB	47.74	12.80	860.0	356.3	BW
KBA	47.08	13.34	1721.0	0.4	OE

See also the map in Figure 1. The station list is ordered by azimuth.

where c is the phase velocity of the wave used in the deconvolution process, and α is the directivity angle between the rupture direction and the surface-wave propagation direction. For this analysis we only use the ASTFs calculated from the mainshock and EGF transverse signals in the Love-wave time window. The quality of the deconvolutions is generally higher for Love waves than for Rayleigh waves, and the use

of Love waves alone allows us to obtain a good azimuthal coverage. The addition of Rayleigh waves would therefore provide very little supplemental information but would make the analysis more complex, because of the introduction of another phase velocity. The Love-wave phase velocity is set equal to 3.9 km/s according to the study of Ekström (2011). By a nonlinear fitting of the observed data $\Delta\tau$ adopting the theoretical model in equation (1), we determine an interpatch rupture velocity V_r equal to 1.60 (± 0.04) km/s and an interpatch distance L equal to 4.9 (± 0.3) km (dashed curve in Fig. 4). We apply the nonlinear Levenberg–Marquardt least-square algorithm (Marquardt, 1963), implemented in the software package gnuplot (Janert, 2009) for curve fitting and parameters estimation. The estimated value of V_r corresponds to about 50%–60% of the shallow crustal shear-wave velocity at the depth of the source according to Bagh *et al.* (2007). In order to test the robustness of this rupture velocity, we show in Figure 4 the optimal models corresponding to faster rupture velocities and the variation of root mean square (rms) of residuals for the different models. This shows that rupture velocities V_r faster than 2 km/s do not well explain the apparent durations; in fact, the values of the rms of residuals increases with V_r . This relatively slow rupture propagation is consistent with results from kinematic inversion models obtained by the combined inversion of teleseismic, accelerometer, and GPS data (J. Balestra and B. Delouis, personal comm., 2012; Yano *et al.*, 2009). Cirella *et al.* (2009) found a distance between patches of about 9 km and an associated rupture velocity on the order of 2 km/s. However, a more recent study (Cirella *et al.*, 2012) indicates a slower rupture velocity (1.5–2 km/s) and shorter distance between patches (7 km), in closer agreement with our results.

In this study, we want to validate simultaneously the ASTFs and the slip model independently obtained by J. Balestra and B. Delouis (personal comm., 2012). This model is obtained from the joint inversion of strong-motion, broadband teleseismic, GPS, and InSAR data. The method is based on a parameterization allowing for variable slip and variable-rupture velocity (Delouis *et al.*, 2002). The approach combines the multiple time-windows formulation (Olson and Aspel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983) with a nonlinear inversion solved by simulated annealing. Convergence is based on the minimization of an rms misfit function and total seismic moment. The preferred fault geometry is a single fault segment striking N137°, dipping 45° southwest, with an average rake of -105° . Model dimensions are 24 km along strike and 18 km along dip. The segment is divided into 192 square subfaults measuring 1.5 km along strike and dip. Each subfault is considered as a point source associated with a local source time function represented by three isosceles triangular functions. The total width of each function is 1 s, and the three functions are mutually overlapping. The free parameters for which inversions were done are the rupture onset time, the rake, and the amplitude of the triangular functions, at each subfault. The rupture velocity is allowed to vary between 1.0 and 2.5 km/s.

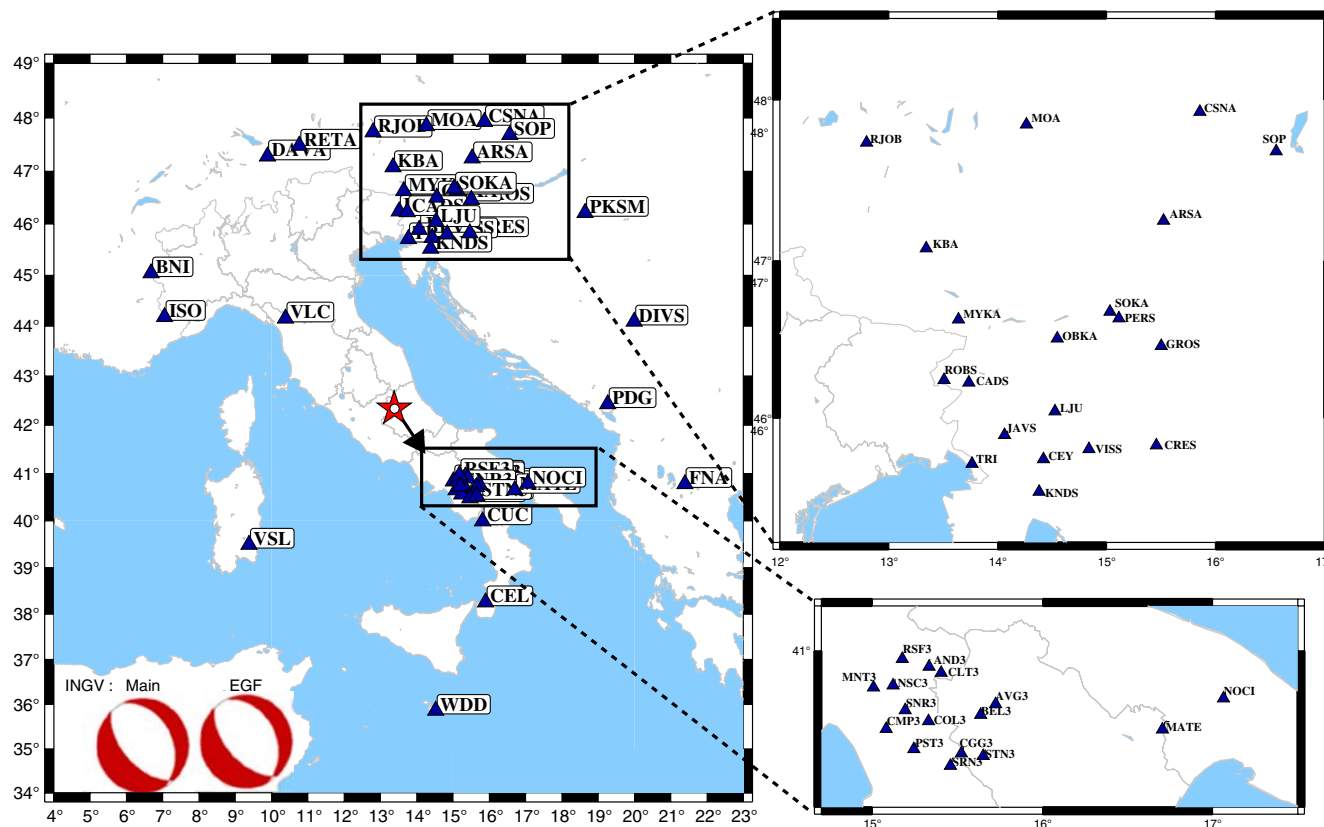


Figure 1. Map of seismic stations used in this study. The location of the M_w 6.3 mainshock (star) and EGF (circle almost collocated with the star) are also shown. The arrow indicates the rupture direction of the mainshock (Maercklin *et al.*, 2011). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

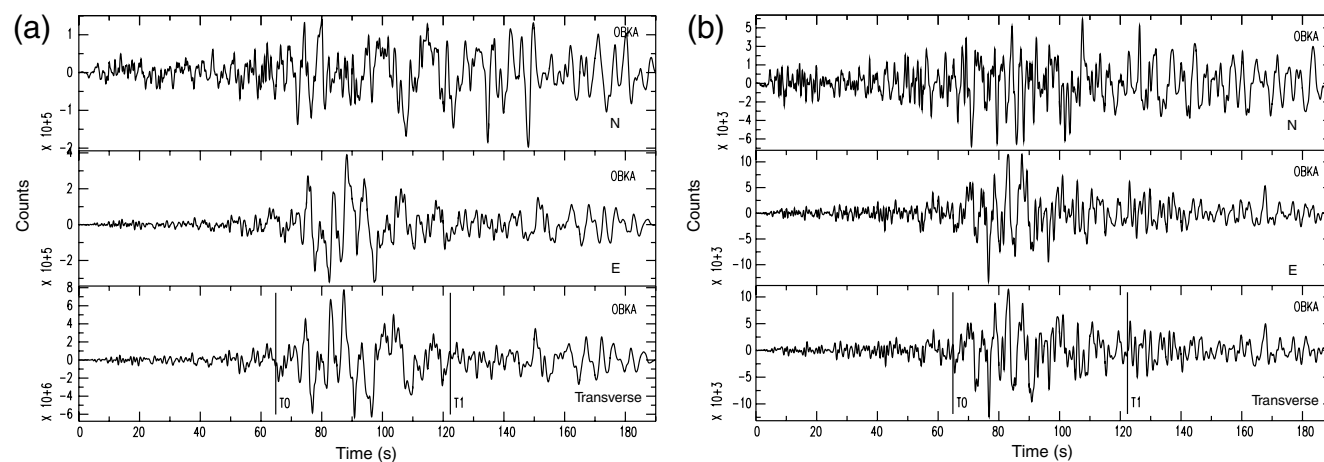


Figure 2. Example of Love-wave time windows [T0 T1] at station OBKA. (a, b) Shows the velocity components of the mainshock and EGF, respectively. The waveforms are filtered in the range of frequencies used in the deconvolution process (i.e., 0.05–1 Hz). The two horizontal north and east components (upper panels) are rotated along the transverse direction to record the Love waves. The transverse component, windowed in the interval [T0 T1], are used in the deconvolution process.

The top panel of Figure 5 compares the observed (filled curves) and synthetic (dashed curves) ASTFs. The latter have been obtained from the source model resulting from the joint inversion (bottom panel of Fig. 5), by integrating the subfault

source functions with the appropriated spatial and temporal shifts (e.g., equation 6 in Vallée *et al.*, 2011). In Figure 5, only slip values greater than 15% of the maximum slip (130 cm) are represented. The slip map shows two main slip

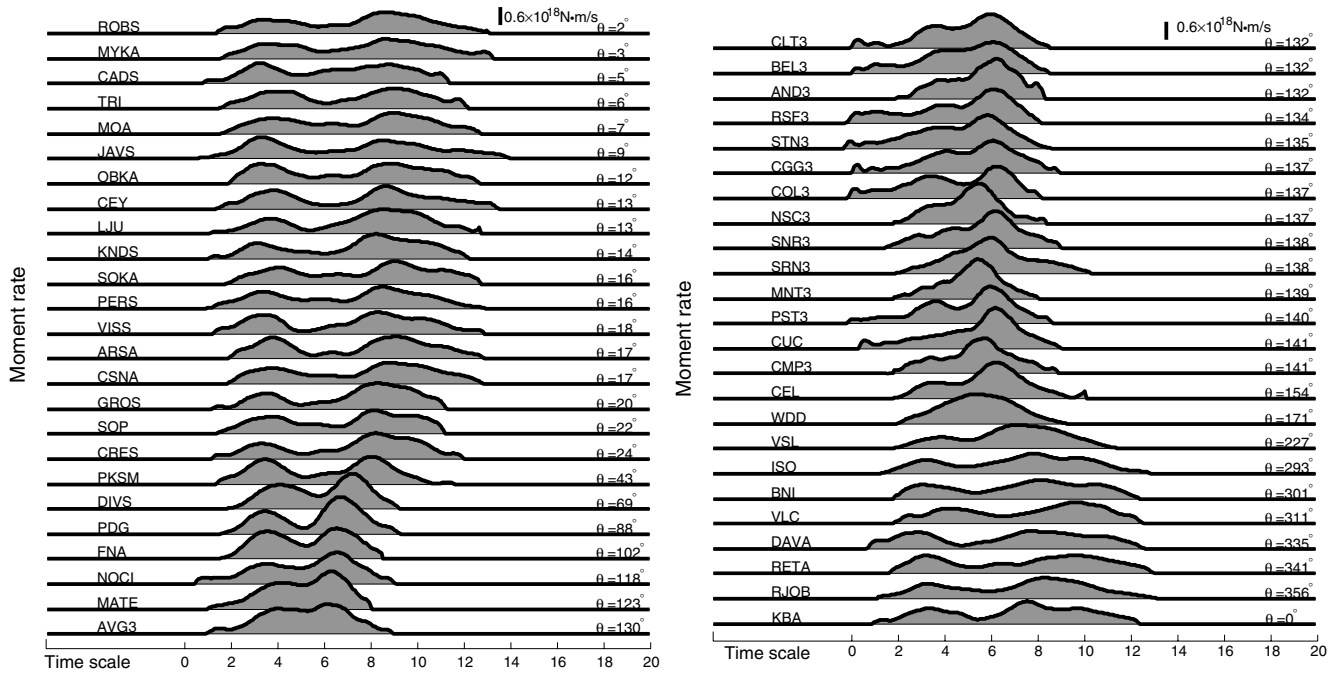


Figure 3. ASTFs of M_w 6.3 L'Aquila mainshock, obtained by stabilized deconvolution. Name and azimuths of the stations are shown to the left and right of each ASTF, respectively. All ASTFs are shown at the same scale (indicated by the vertical bar at the top of the figure) and ordered by azimuth.

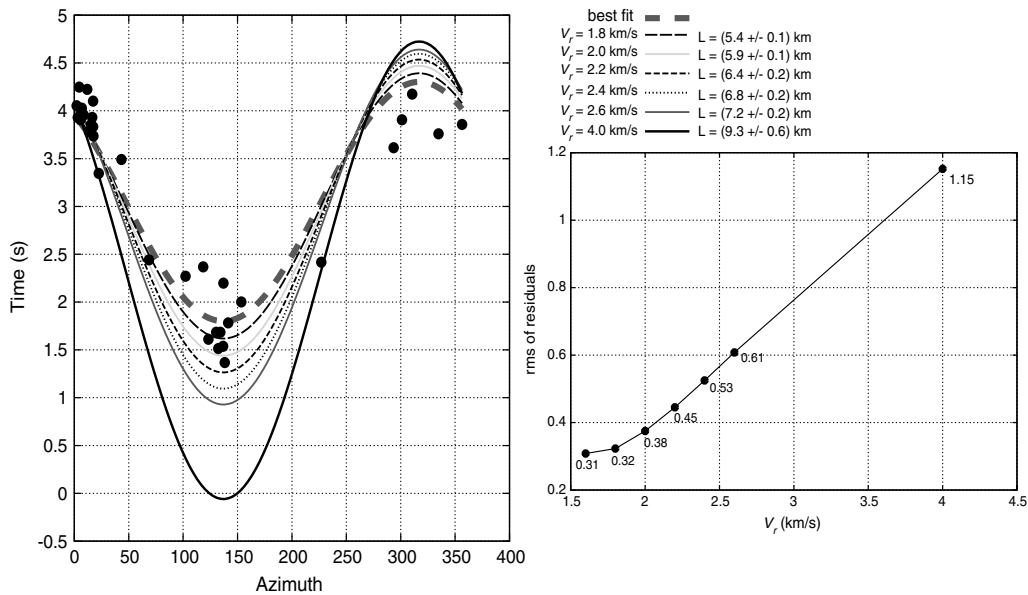


Figure 4. Fit between the observed apparent durations (solid circles) and the ones corresponding to the optimal unilateral model (bold dashed curve). The observed data are the differences between the apparent times of the first and second bumps. The other curves were obtained by fixing the rupture velocity V_r to the values indicated in the right part of the figure. For each value of V_r , the estimated value of L is reported. In the right part of this figure the variation of rms of residuals is also shown for each value of V_r . It increases with V_r from 0.31 (best model, i.e., $V_r = 1.6$ km/s) to 1.15 ($V_r = 4.0$ km/s).

areas. A small one (Z1) is located at and above the hypocenter, and a major one (Z2) is located to the southeast of the hypocenter. The average slip value is about 46 cm for the total rupture area. The average rupture velocity is 1.8 km/s. Onset

time curves in Figure 5b show that the delay between the two slip areas Z1 and Z2, separated by 5 km, is about 3 s. This indicates that the rupture propagated between those two zones at a velocity close to 1.67 km/s, in good agreement

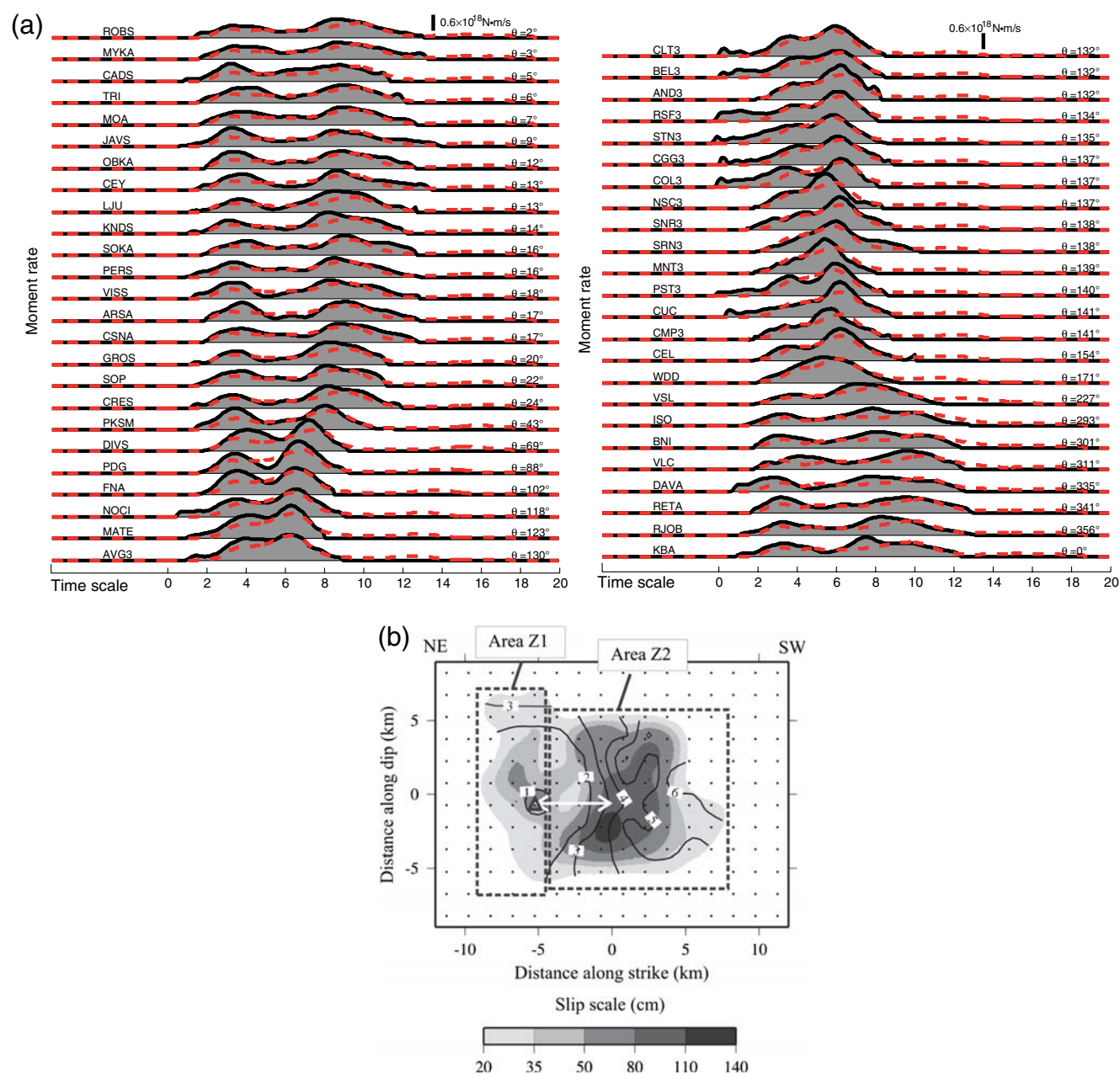


Figure 5. (a) Comparison between observed and computed ASTFs. Observed ASTFs (filled curves) are obtained by the deconvolutive approach. Computed ASTFs (dashed curves) are computed from (b) the rupture process model of J. Balestra and B. Delouis (personal comm., 2012). The triangle in the slip model locates the hypocenter. Black points correspond to individual point sources. Black continuous lines and their associated labels indicate rupture onset time in seconds. Dashed rectangles show the two main slip areas Z1 and Z2. The double arrow shows that the horizontal distance between the two asperities is of order of 5 km, in agreement with the results of analysis of ASTFs. The delay between the two slip areas Z1 and Z2 is about 3 s, as indicated by the onset time curves. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

with the result of the ASTFs analysis. As concerns the rupture length, our estimation of the distance between high-slip patches ($L = 4.9$ km) well matches the centroid distances (double arrow in slip model) between the asperities revealed by the rupture kinematic modeling. We note that the observed and theoretical ASTFs are very consistent both in shape and duration at all the considered stations, which is

an indication for the reliability of the inferred source model and robustness of the rupture-velocity and length estimations of this study.

Conclusion

By applying the EGF approach to broadband regional data, we have obtained the ASTFs of the M_w 6.3 L'Aquila

mainshock (central Apennines). The main results of this study may be summarized in the following points:

1. From the arrival-time difference between the first and second peak on all the ASTFs, we determine that the rupture velocity is equal to (1.60 ± 0.04) km/s. This is the average rupture velocity in the area between the two high-slip patches. Could the relatively slow rupture velocity be associated with presence and migration of fluids? Several studies have demonstrated that fluid flow and/or pore-pressure evolution can affect earthquake ruptures (Bizzarri and Cocco, 2006; Templeton and Rice, 2008; Viesca *et al.*, 2008). Zaccarelli *et al.* (2011) show that the L'Aquila mainshock caused a perceptible decrease of seismic velocities due to an increase of crack and void densities in the shallow crustal structure. Lucente *et al.* (2011) infer that a complex sequence of dilatancy–diffusion processes in the nucleation area are responsible for variation of elastic and anisotropic parameters during the earthquake. In addition, the tomographic results show the presence of low- V_P and high- V_P/V_S anomalies in the hypocentral area, consistent with the presence of fluid-filled rock volumes (Chiarabba *et al.*, 2010; Terakawa *et al.*, 2010; Di Stefano *et al.*, 2011). Then the relatively slow rupture velocity could be due to the presence of heterogeneity on the fault, both in terms of rheological properties and geometrical irregularities (Bizzarri *et al.*, 2010).
2. The two peaks in the ASTFs are an indication that the fracture process was complex, and that slip and/or rupture velocity must necessarily be heterogeneous. This is confirmed by the good agreement between the observed and theoretical ASTFs obtained from the study of J. Balestra and B. Delouis (personal comm., 2012) with independent data. Through the joint inversion of strong-motion, broadband teleseismic, GPS, and InSAR data, J. Balestra and B. Delouis obtain theoretical ASTFs very similar in shape and duration to ASTFs obtained through EGF deconvolution. This similarity independently supports their extended source model and illustrates how the EGF approach is sensitive to details of the rupture process. In the particular case of L'Aquila earthquake, the ASTFs variations offer a robust and straightforward insight into the slow rupture velocity between the hypocentral area and the main slip patch.

Data and Resources

Seismic data used in this study were collected by ISNet (Irpina Seismic Network) southern Italy network and Orfeus Data Center (ODC; <http://www.orfeus-eu.org/Data-info/data.html>). The information on location and focal mechanism of seismic data used in this study are taken from the catalogs Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-Base (ISIDE, <http://iside.rm.ingv.it>) and Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, <http://cnt.rm.ingv.it>), respectively.

Some of the figures were made using gnuplot (<http://www.gnuplot.info/>), MATLAB, and Generic Mapping Tools (GMT; www.soest.hawaii.edu/gmt/). Webpages were last accessed on 27 December 2012.

Acknowledgments

We thank the two anonymous reviewers and Associate Editor Arthur McGarr for their comments.

References

- Bagh, S., L. Chiaraluze, P. De Gori, M. Moretti, A. Govoni, C. Chiarabba, P. Di Bartolomeo, and M. Romanelli (2007). Background seismicity in the Central Apennines of Italy: The Abruzzo region case study, *Tectonophysics*, **444**, nos. 1–4, 80–92, doi: [10.1016/j.tecto.2007.08.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.08.009).
- Bertero, M., D. Bindi, P. Boccacci, M. Cattaneo, C. Eva, and V. Lanza (1997). Application of the projected Landweber method to the estimation of the source time function in seismology, *Inverse Probl.* **13**, 465–486.
- Bigi, S., C. Doglioni, and G. Mariotti (2002). Thrust vs normal fault decollements in the Central Apennines, *Boll. Soc. Geol. Ital.* **1**, 161–166.
- Bizzarri, A., and M. Cocco (2006). A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach, *J. Geophys. Res.* **111**, B05303, doi: [10.1029/2005JB003862](https://doi.org/10.1029/2005JB003862).
- Bizzarri, A., E. M. Dunham, and P. Spudich (2010). Coherence of Mach fronts during heterogeneous supershear earthquake rupture propagation: Simulations and comparison with observations, *J. Geophys. Res.* **115**, B08301, doi: [10.1029/2009JB006819](https://doi.org/10.1029/2009JB006819).
- Chiarabba, C., S. Bagh, I. Bianchi, P. De Gori, and M. Barchi (2010). Deep structural heterogeneities and the tectonic evolution of the Abruzzi region (Central Apennines, Italy) revealed by microseismicity, seismic tomography, and teleseismic receiver functions, *Earth Planet. Sci. Lett.* **295**, nos. 3–4, 462–476, doi: [10.1016/j.epsl.2010.04.028](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.028).
- Cirella, A., A. Piatanesi, M. Cocco, E. Tinti, L. Scognamiglio, A. Michelini, A. Lomax, and E. Boschi (2009). Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from nonlinear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophys. Res. Lett.* **36**, no. 19, L19304, doi: [10.1029/2009GL039795](https://doi.org/10.1029/2009GL039795).
- Cirella, A., A. Piatanesi, E. Tinti, M. Chini, and M. Cocco (2012). Complexity of the rupture process during the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake, *Geophys. J. Int.* **190**, 607–621, doi: [10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x)
- D'Agostino, N., S. Mantenuto, E. D'Anastasio, A. Avallone, M. Barchi, C. Collettini, F. Radicioni, A. Stoppini, and G. Castellini (2009). Contemporary crustal extension in the Umbria–Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation, *Tectonophysics*, **476**, 3–12.
- Delouis, B., D. Giardini, P. Lungren, and J. Salichon (2002). Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit mainshock, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 278–299.
- Devoti, R., F. Riguzzi, M. Cuffaro, and C. Doglioni (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, 163–174, doi: [10.1016/j.epsl.2008.06.031](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.031).
- Di Bucci, D., P. Burrato, P. Vannoli, and G. Valensise (2010). Tectonic evidence for the ongoing Africa-Eurasia convergence in central Mediterranean foreland areas: A journey among long-lived shear zones, large earthquakes, and elusive fault motions, *J. Geophys. Res.* **115**, B12404, doi: [10.1029/2009JB006480](https://doi.org/10.1029/2009JB006480).
- Di Stefano, R., C. Chiarabba, L. Chiaraluze, M. Cocco, P. De Gori, D. Piccinini, and L. Valoroso (2011). Fault zone properties affecting the rupture evolution of the 2009 (M_w 6.1) L'Aquila earthquake (central Italy): Insights from seismic tomography, *J. Geophys. Res.* **38**, L10310, doi: [10.1029/2011GL047365](https://doi.org/10.1029/2011GL047365).

- Doglion, C., F. Mongelli, and G. Piali (1998). Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc, *Mem. Soc. Geol.* **52**, 457–468.
- Ekström, G. (2011). A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s, *Geophys. J. Int.* doi: [10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x)
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1–4.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, 1533–1583.
- Haskell, N. A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **59**, 865–908.
- Janert, K. P. (2009). *Gnuplot in Action: Understanding Data with Graphs*, Manning Publications Co., Greenwich, Connecticut, 396 pp.
- Lucente, F. P., P. De Gori, L. Margheriti, D. Piccinini, M. Di Bona, C. Chiarabba, and N. Piana Agostinetti (2011). Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, *Geology* **38**, 1014–1018, doi: [10.1130/G31463.1](https://doi.org/10.1130/G31463.1)
- Maercklin, N., A. Zollo, A. Orefice, G. Festa, A. Emolo, R. De Matteis, B. Delouis, and A. Bobbio (2011). The effectiveness of a distant accelerometer array to compute seismic source parameters: The April 2009 L'Aquila Earthquake case history, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **101**, 354–365.
- Marquardt, D. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *SIAM J. Appl. Math.* **11**, 431–441, doi: [10.1137/0111030](https://doi.org/10.1137/0111030).
- Montone, P., A. Amato, and S. Pondrelli (1999). Active stress map of Italy, *J. Geophys. Res.*, **104**, 25,595–25,610, doi: [10.1029/1999JB900181](https://doi.org/10.1029/1999JB900181).
- Olson, A. H., and R. J. Aspel (1982). Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **72**, 1969–2001.
- Selvaggi, G. (1998). Spatial distribution of horizontal seismic strain in the Apennines from historical earthquakes, *Ann. Geofisc.* **41**, 241–251.
- Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and nonpermanent GPS networks, *Geophys. J. Int.* **161**, 861–880, doi: [10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x).
- Templeton, E. L., and J. R. Rice (2008). Off-fault plasticity and earthquake rupture dynamics: 1. Dry materials or neglect of fluid pressure changes, *J. Geophys. Res.* **113**, B09306, doi: [10.1029/2007JB005529](https://doi.org/10.1029/2007JB005529).
- Terakawa, T., A. Zoprowski, B. Galvan, and S. Miller (2010). High pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanism, *Geology* **38**, 995–998, doi: [10.1130/G31457.1](https://doi.org/10.1130/G31457.1).
- Vallée, M. (2004). Stabilizing the empirical Green function analysis: Development of the projected Landweber method, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 394–409.
- Vallée, M., J. Charléty, A. M. G. Ferreira, B. Delouis, and J. Vergoz (2011). SCARDEC: A new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body wave deconvolution, *Geophys. J. Int.* **184**, 338–358.
- Viesca, R. C., E. L. Templeton, and J. R. Rice (2008). Off-fault plasticity and earthquake rupture dynamics: 2. Effects of fluid saturation, *J. Geophys. Res.* **113**, B09307, doi: [10.1029/2007JB005530](https://doi.org/10.1029/2007JB005530).
- Walters, R. J., J. R. Elliott, N. D'Agostino, P. C. England, I. Hunstad, J. A. Jackson, B. Parsons, R. J. Phillips, and G. Roberts (2009). The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L17312, doi: [10.1029/2009GL039337](https://doi.org/10.1029/2009GL039337).
- Yano, T. E., G. Shao, Q. Liu, C. Ji, and R. J. Archuleta (2009). Finite fault kinematic rupture model of the 2009 M_w 6.3 L'Aquila earthquake from inversion of strong motion, GPS and InSAR data, *AGU, Fall Meeting 2009*, Abstract S34A-02.
- Zaccarelli, L., N. M. Shapiro, L. Faenza, G. Soldati, and A. Michelini (2011). Variation of crustal elastic properties during the 2009 L'Aquila earthquake inferred from cross-correlation of ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* **38**, L24304, doi: [10.1029/2011GL049750](https://doi.org/10.1029/2011GL049750).

Dipartimento di Scienze Fisiche
 Università degli Studi di Napoli Federico II
 Complesso Universitario Monte S. Angelo
 via Cintia, 80126 Napoli, Italy
 antonella.orefice@na.infn.it
 (A.O., A.Z.)

Géozur-Observatoire de la Côte d'Azur
 Centre National de la Recherche Scientifique-Université
 de Nice Sophia Antipolis
 250, Rue Albert Einstein
 06560 Valbonne, France
 (M.V., J.B., B.D.)

Manuscript received 12 August 2012

Annexe 3: Rupture history of the 2010 Ms 7.1 Yushu earthquake by joint inversion of teleseismic data and InSAR measurements

by Guohong Zhang, Xinjian Shan, Bertrand Delouis, Chunyan Qu, Julien Balestra, Zhenhong Li, Yunhua Liu, Guifang Zhang

Pour cette étude, j'ai co-encadré l'auteur principal en le formant à l'utilisation de la procédure d'inversion décrite dans le Chapitre II de cette thèse.



Rupture history of the 2010 M_s 7.1 Yushu earthquake by joint inversion of teleseismic data and InSAR measurements

Guohong Zhang ^{a,b}, Xinjian Shan ^{a,*}, Bertrand Delouis ^b, Chunyan Qu ^a, Julien Balestra ^b, Zhenhong Li ^c, Yunhua Liu ^a, Guifang Zhang ^a

^a State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China

^b Geosciences Azur, Observatoire Océanologique de Villefranche, BP. 48, 06235, Villefranche-sur-mer and CNRS-University of Nice Sophia-Antipolis 250, 7 Rue Albert Einstein Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France

^c Department of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, G12 8QQ, United Kingdom

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 August 2011

Received in revised form 20 December 2011

Accepted 23 March 2012

Available online 3 April 2012

Keywords:

Rupture history

Joint inversion

Teleseismic data

InSAR measurements

The 2010 Yushu earthquake

ABSTRACT

We applied a joint inversion of teleseismic data and InSAR measurements, aiming at obtaining a robust rupture process and slip distribution of the 2010 Yushu earthquake, through reducing the trade-off between slip timing and location. With the condition of the final static deformation of InSAR measurements, the rupture history can be achieved with more confidence. Surface offset constraint is also applied to our inversion. Through synthetic data inversion we find that InSAR data can resolve better fault slip at near surface depth range of 0–15 km than teleseismic data; yet it has much poorer resolution at near hypocenter area, where teleseismic data has a relatively better resolution. Our final joint inversion results show that the 2010 Yushu earthquake has an essential rupture time around 20 s, during which 90% of the seismic moment has been released. Two peak energy releasing moments occur at 8 and 12 s after the earthquake initiation, respectively. The fault slip breaks the surface at most segments of the total 76 km fault model and the maximum slip reaches 2.2 m. We also find two peak-slip asperities, one at near hypocentral area, mainly distributed at depth around 10–15 km; the other distributed in a large area at the eastern segments at near surface. Our most robust estimation of the seismic moment reaches 2.30×10^{19} N.m, equivalent to a moment magnitude of M_w 6.9.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

On 13 April 2010 (UTC 23:49:37, Beijing time 7:49:37, 14 April 2010), a large earthquake (M_s 7.1) struck Yushu County, Qinghai Province, China. The earthquake took people by shock and sorrow and became another devastating earthquake disaster that happened in China since the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. This event occurred on the north-west segment of the Xianshuihe–Yushu–Manyi Fault Zone (XYMF), which forms the southern boundary of the Bayankala secondary block and is regarded as one of the most active fault zones in eastern Tibet. At this segment the XYMF exhibits mainly sinistral slip with a large average rate of 7–15 mm/yr (Deng et al., 2003). Along the major boundaries of the Bayankala block, many large earthquakes have occurred in recent years (Fig. 1). Among them is the 2008 Wenchuan earthquake, exhibiting the collision between the Bayankala block and the Sichuan basin and showing dominantly thrusting. Also happened in 2008, the M_s 7.3 Yutian earthquake is dominantly normal faulting, occurring at the junction area between

the Eastern Kun–Lun Fault (EKLF) and the Kangxiwa Fault, which is a western branch of the Eastern Altyn Tagh Fault (EATF). The 2010 Yushu earthquake, together with the 1997 M_w 7.6 Manyi earthquake that happened on the western segment of the XYMF and the 2001 M_s 8.1 Kokoxili earthquake on the EKLF, is showing mainly a left strike slip, in response to the eastward movement of the Bayankala block with respect to the central Tibet plateau. The active state of the Bayankala block urges comprehensive studies for the big earthquakes around it, the latest Yushu event included.

Field investigation carried out immediately after the mainshock shows that at least 31 km of surface ruptures is produced by the Yushu earthquake; if taking into account the 2 km long rupture at near Longbao County, the total length reaches 51 km (Chen et al., 2010). Using ScanSAR and InSAR measurements, Guo et al. (2010) find two large surface deformed areas, one at near micro epicenter of Longbao County and the other at near macro epicenter, Yushu Country. Using also InSAR measurements, Zhang et al. (2011) analyze the characteristics of the coseismic deformation and the surface ruptures, which are in good agreement with the field investigation at the eastern segments; but they also claim another possible 10 km long surface ruptures at the western segments near the micro epicenter. Fast inversion of P teleseismic waveforms based on one

* Corresponding author. Tel.: +86 10 62009134.

E-mail address: xjshan@ies.ac.cn (X. Shan).

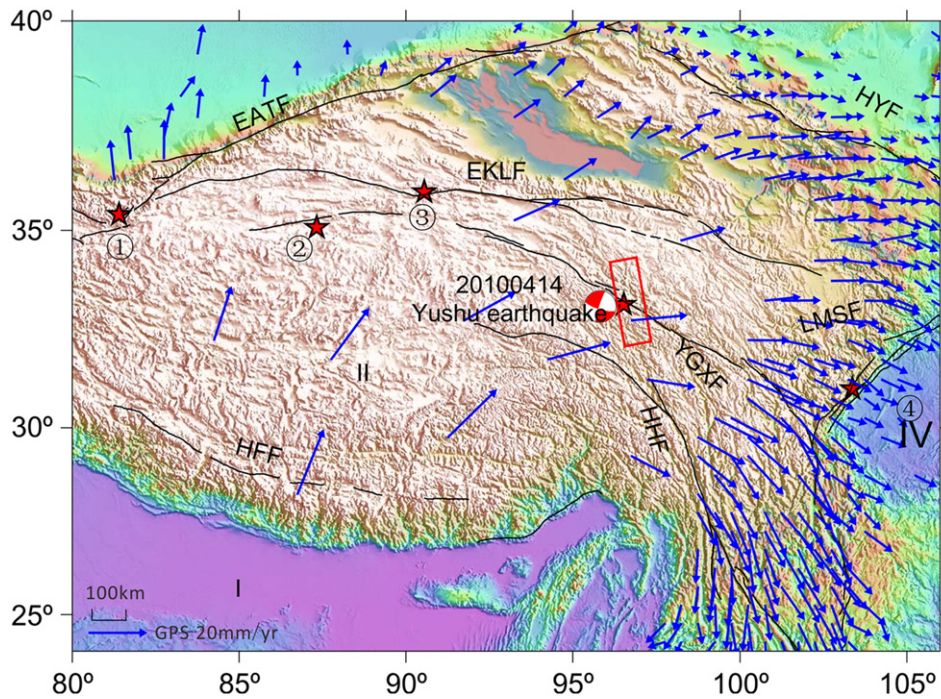


Fig. 1. Tectonic settings of the 2010 Yushu earthquake. This figure shows the major faults around the Bayankala block and inside the Tibetan plateau. Blue arrows are the GPS velocity after Gan et al. (2007). I, II, III and IV are the Indian Plateau, Tibetan Plateau, Bayankala block and Sichuan basin, respectively. ①, ②, ③ and ④ are the 2008 M_s 7.3 Yutian earthquake, the 1997 M_s 7.9 Manji earthquake, the 2001 M_s 8.1 Kokoxili earthquake and the 2008 M_s 8.0 Wenchuan earthquake, respectively. EATF stands for Eastern Altyn Tagh Fault; HYF stands for Hai Yuan Fault; EKLf is Eastern Kun Lun Fault; YGXF is Yushu–Ganzi–Xianshuihe Fault; HFF is Hong He Fault; LMSF is Long Men Shan Fault; HFF is Himalaya Frontal Fault. The red rectangle shows the coverage area of SAR images. Red star and the beach ball are the epicenter of the 2010 Yushu earthquake and its focal mechanism from USGS.

single fault segment model shows that the Yushu earthquake is mainly unilateral, propagating southeastward and consisting of two principal sub-events (Zhang et al., 2010). They also mention that possible super-shear rupture could be expected during the Yushu mainshock, as commonly a large strike slip event does (Zhang et al., 2010). In this study, we will also discuss the possibility of the super-shear rupture.

Inversion of broadband teleseismic data is routinely conducted and can provide the rupture process of an earthquake very quickly, but it is well known that the results may suffer from the trade-off between rupture timing and slip location (e.g., Cohee and Beroza, 1994). And only the static final slip distribution can be inverted from geodetic data (e.g., Jónsson et al., 2002). We can, however, obtain the main characteristics of faulting in space and time through the joint inversion of seismic data and geodetic data, by fitting the seismic waveforms with the condition that the final static slip fits the geodetic data. In this study we use InSAR measurements and teleseismic (P - and SH -) waveforms to explore the rupture history of the 2010 Yushu earthquake, following the method of Delouis et al. (2002). Surface offsets are also used as another independent data to constrain the slip at shallowest depth of our fault model.

2. Data

2.1. Teleseismic data and point source inversion

We collect the broadband seismograms recorded at teleseismic distances ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) by IRIS and GEOFONE networks. They consist of 11 P - and 11 SH -waveforms, well distributed in azimuth around the source, except for the southern quadrant where only a few stations are available (Fig. 2). We model the first 40 s of the P -wave signals and the first 85 s of the SH signals. The seismograms have been deconvolved from the instrument response, integrated to obtain

ground displacement and bandpassed from 0.8 to 0.01 Hz (P -waves) and 0.4 to 0.01 Hz (SH -waves).

Using one point source inversion we obtain the focal mechanism of the Yushu earthquake (Table 1; Fig. 2), which shows left-lateral strike slip on a near vertical plane oriented WNW–ESE. This is in general consistency with Zhang et al. (2010) and the cataloged seismological studies listed in Table 1, although our result does give a slower dip angle among all the solutions, due to the differences of the data selected. A single point source cannot simulate the rupture variation along the fault plane. More detailed rupture mechanisms should be obtained through the slip distribution inversion. As for the inversion data residuals, the nrms (normalized root mean squares) reaches 0.67, which could also be reduced in the next slip distribution inversion.

2.2. InSAR measurements and offset tracking

We choose the Advanced Land Observing Satellite (ALOS) PALSAR raw data (in L band with a wavelength of about 23.6 cm) to obtain the coseismic deformation along the line-of-sight (LOS). Details of the

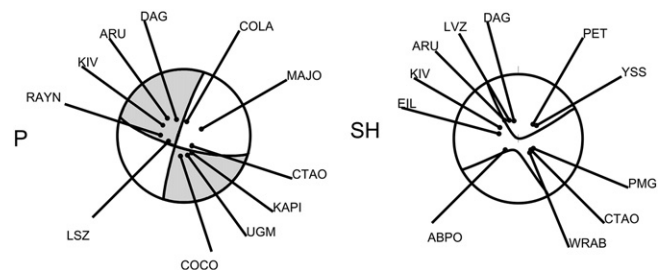


Fig. 2. Focal mechanism from point source inversion and azimuthal distribution of the P and SH signals.

Table 1

The fault plane and source parameters of Yushu earthquake given by teleseismic focal mechanism solutions.

Source	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Mw	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Scalar moment (N.m)
USGS	33.271	96.629	10	6.9	301	86	32	2.5×10^{19}
Global CMT	33.10	96.82	20	6.9	120	90	-13	2.53×10^{19}
Zhang et al.	-	-	10	7.0	119	83	-2	3.2×10^{19}
This study	-	-	16	6.9	107	75	-7	2.3×10^{19}

Table 2

SAR images used to retrieve the interferogram of the Yushu earthquake.

Date of SAR acquisition	Path	Frame	Perpendicular baseline (m)	Time interval (day)	Ambiguity of height (m)
2010/01/15	487	650–660	680	92	78
2010/04/17					

data description can be found in Table 2. The conventional two-pass differential InSAR method is used to process the SAR data. The interferogram is generated through interferometry of the SLC images. The topographic phases are then simulated using the SRTM3 Digital Elevation Model (DEM) and removed afterwards. Precise orbital geometric phases are then estimated and erased. Finally the interferogram is unwrapped using the Minimum Cost Flow algorithm (MCF, Werner et al., 2002). Low coherence area (coherence under 0.35) is masked out and will not be unwrapped. Finally, surface displacement along the LOS is generated, geocoded at 90 m spacing (Fig. 3).

As revealed by the InSAR deformation, the peak motion of each side along the causative fault reaches ~42 cm away from the satellite on the south side and ~38 cm towards the satellite on the north side, respectively (Fig. 3). The fault rupture strikes NW–SE, with an average striking of 310°. Surface ruptures extend for about 76 km and break the surface on its eastern segment for about 32 km. The

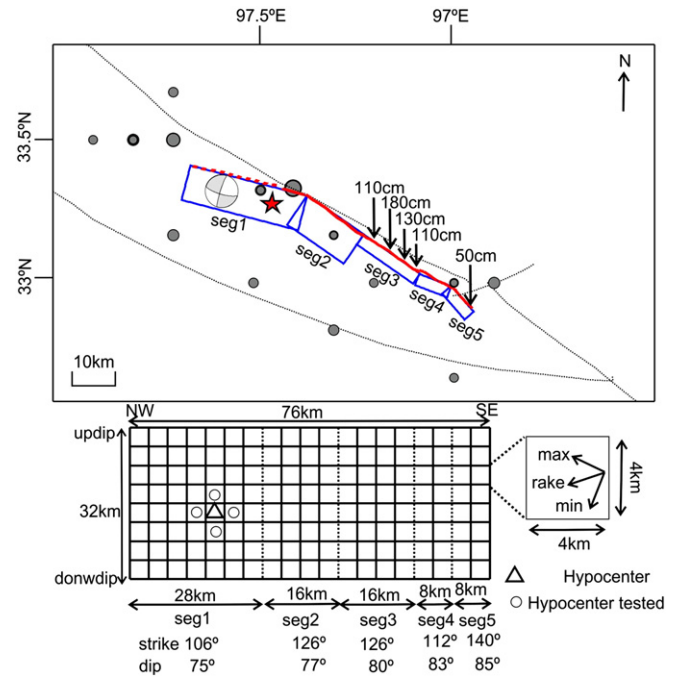


Fig. 4. Fault model and its parameter settings used in inversion. Top: blue rectangles are the fault model used in inversion, which are mainly estimated by the offset maps. Solid red lines represent the surface ruptures obtained by offset tracking, on top of which are indicated the surface offsets used to constrain the shallowest depth of fault slip during the inversion. Black lines denote local faults mapped before the 2010 Yushu earthquake (Deng et al., 2003). Gray circles are aftershocks larger than magnitude 4.0 from CENC (China Earthquake Networks Center). Red star is the USGS epicenter location. Bottom: the grid corresponds to the subfault positions. The triangle indicates the position of the hypocenter and white circles are tested hypocenter locations. Dashed black lines delimit the fault segments with their respective strike and dip. The subfault parameterization and its moment rate elementary function (see text for details) are illustrated on the left.

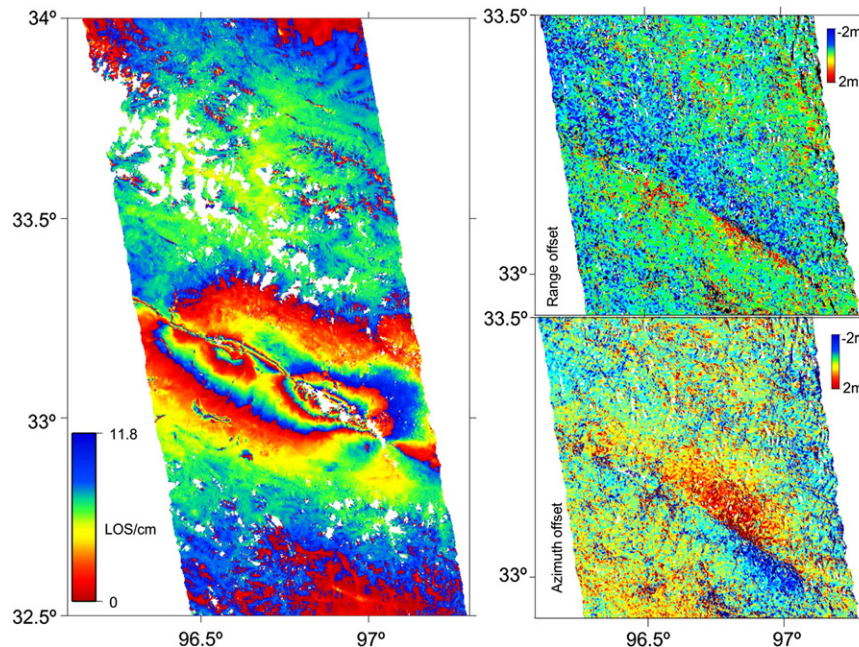


Fig. 3. Coseismic deformation detected by InSAR and offset maps of the 2010 Yushu earthquake. Left: each fringe is a color cycle from red to blue, which equals an 11.8 cm surface deformation in the line-of-sight direction (LOS). Right: range offset (up) and azimuth offset (down).

maximum peak-to-trough LOS offset would reach ~80 cm, which, if resolved into a purely horizontal motion along the average strike of the surface rupture, is equivalent to a surface offset of ~1.5 m. This is in good consistency with the maximum surface scarp of 1.8 m found by Chen et al. (2010). The slight difference between these two results is mainly coming from the averaging of the InSAR measurements within each pixel.

In order to reduce the inversion computation load, we apply a uniform down-sampling method to select the InSAR data points that will be used in our inversion. Using 10 by 10 down-sampling we get a manageable data with 1280 InSAR data points in total.

We also try to identify the surface ruptures using offset tracking technique, which could estimate displacement in both the range and azimuth directions. The displacement from offset pixel tracking can give a strong constraint on fault segments (Funning et al., 2007; Simons et al., 2002) and provide measurements in decorrelated regions. But its precision is only 15 cm or worse, which is not enough for the slip distribution inversion (Funning et al., 2007; Furuya et al., 2010). Thus we use it as a constraint to simplify the fault ruptures, instead of using it as an input to our inversion.

The offset fields are generated with a normalized cross-correlation of image patches of detected SAR intensity images. A pixel searching window of 64×192 is selected and is then moved by 4×12 pixels, along range and azimuth direction, respectively. Finally, we produce maps of range and azimuth offsets (Fig. 3). The surface ruptures can be easily identified through the discontinuity between both sides

through the offset images. The range offset map and the azimuth offset map show similar pattern of the surface displacement, although the azimuth displacement map gives a more clear trace of the surface rupture. We establish 56 km long clear surface ruptures at eastern segments (as indicated by the red solid line in Fig. 4), which is in general agreement with field investigation (Chen et al., 2010). We also argue that another ~20 km long ruptures at western segments can be reasonably inferred (as indicated by the dashed solid line in Fig. 4), although this still needs other evidence to prove, such as field investigation or optimal satellite remote sensing.

3. Fault segmentation and dip angle of each segment

The fault segments can be straightforwardly estimated from the displacement maps by offset tracking and also from surface scarps (Fig. 3; Chen et al., 2010). In our final inversion, we use five segments to simulate the earthquake rupture (Fig. 4). Among them, four eastern segments are consistent with the main rupture found by pixel offset tracking and field investigation as well. The other one at the westernmost segment is inferred from the offset displacement maps and the InSAR interferogram. The fault model extends to 24 km further west from the USGS epicenter, where some aftershocks occurred but no obvious surface rupture is found by field investigation (Fig. 4). The fault model lasts for 76 km and the base of each segment is set to be ~32 km.

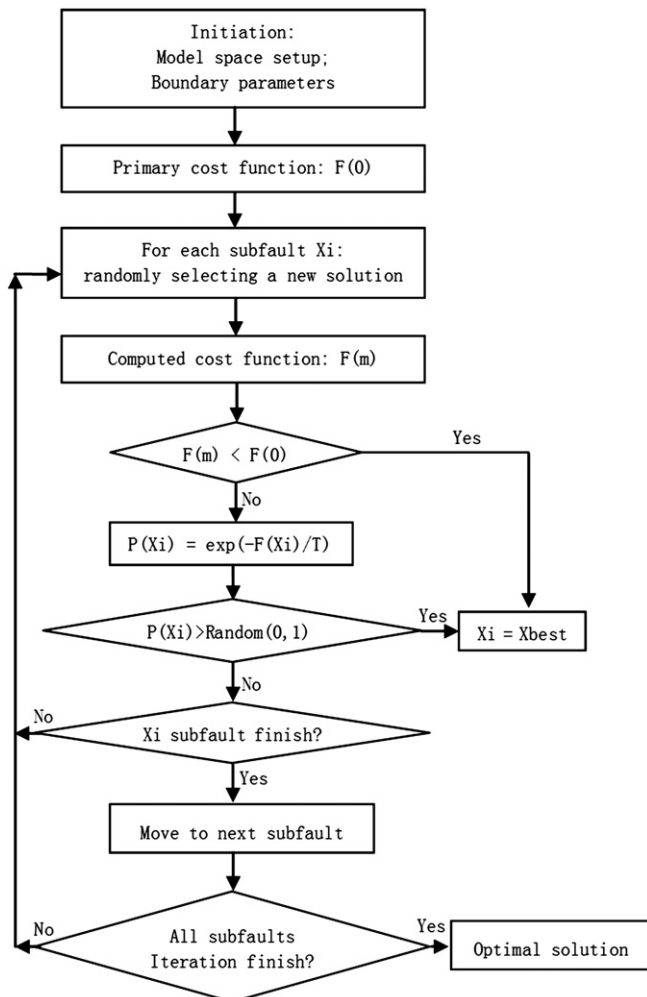


Fig. 5. Inversion procedure of the simulated annealing algorithm.

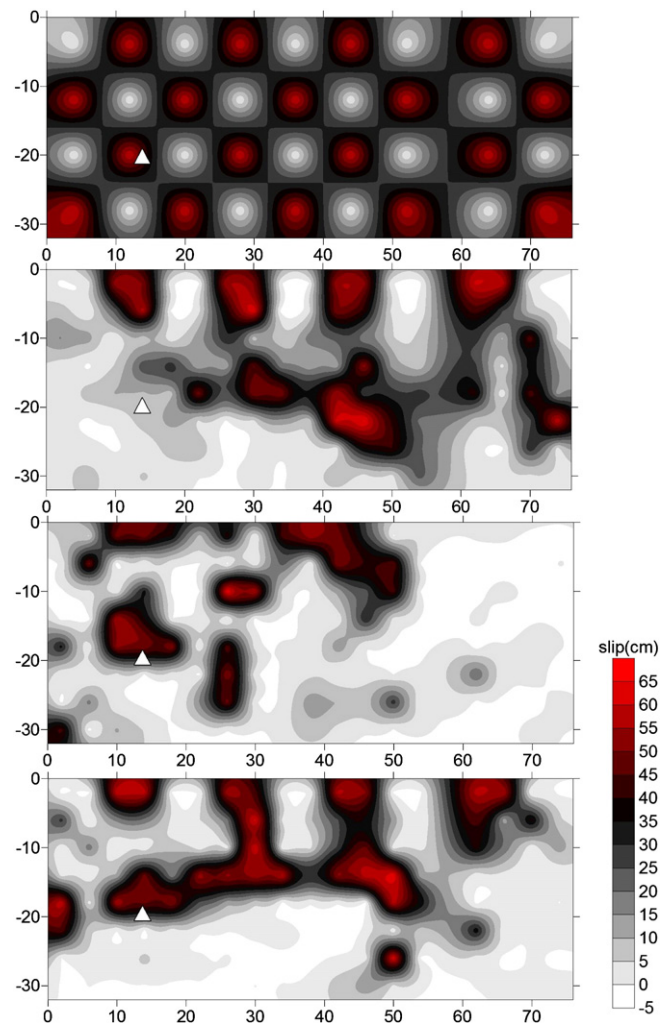


Fig. 6. Synthetic data inversion results. From up to bottom: the input source model, the inverted fault slip from InSAR measurements, the inverted fault slip from teleseismic data, and the inverted fault slip from joint inversion.

The fault dip of each segment is determined by several steps. Firstly, after several preliminary inversions, we find that the westernmost segment, where the hypocenter is located, needs a dip angle constrained mainly by the teleseismic data. We thus set the dip angle of this segment at 75° , to be consistent with the solution of our focal mechanism (Table 1). Then by trial-and-error method, the dip angles of the other four segments are tested one by one from 75° to 85° with a step of 1° , which results in gradually steeper dip angles from northwest segments to southeast segments. Details of our final fault model parameters are displayed in Fig. 4. Note that the variability of each segment dip angle does not change the final fault slip distribution too much and also does not improve the data fitting level dramatically.

4. Inversion procedure and parameterization

We use multi-time window formulation to explore the model space, which allows for a multiple segment fault geometry, variable slip, and variable rupture velocity (Olson and Aspel, 1982). As for the

inversion procedure, we choose simulated annealing, which is a nonlinear inversion procedure and can fully solve problems without dependency on a starting model, but requires a priori definition of bounding values for the free parameters. A schematic flowchart on how the simulated annealing method works is shown in Fig. 5. Initial parameters can be either tested by trial-and-error or determined through other studies, such as focal mechanism or field investigation. In our final joint inversion, we use three isosceles triangular functions with 1.5 s duration to represent the individual source time function of each subfault (Fig. 4). The rupture velocity is allowed to vary from 2.0 to 3.5 km/s. The rake boundary is set to $-7^\circ \pm 20^\circ$, to be consistent with left-lateral faulting characteristic. This parameterization is tested by trial-and-error and determined to be optimum from the data fitting point of view. The hypocenter is located on segment 1 and the epicenter corresponds to the USGS location within 1 km error. In addition, we invert for one static offset to calibrate the InSAR measurements. Convergence of the simulated annealing inversion is based on the simultaneous minimization of the normalized root mean

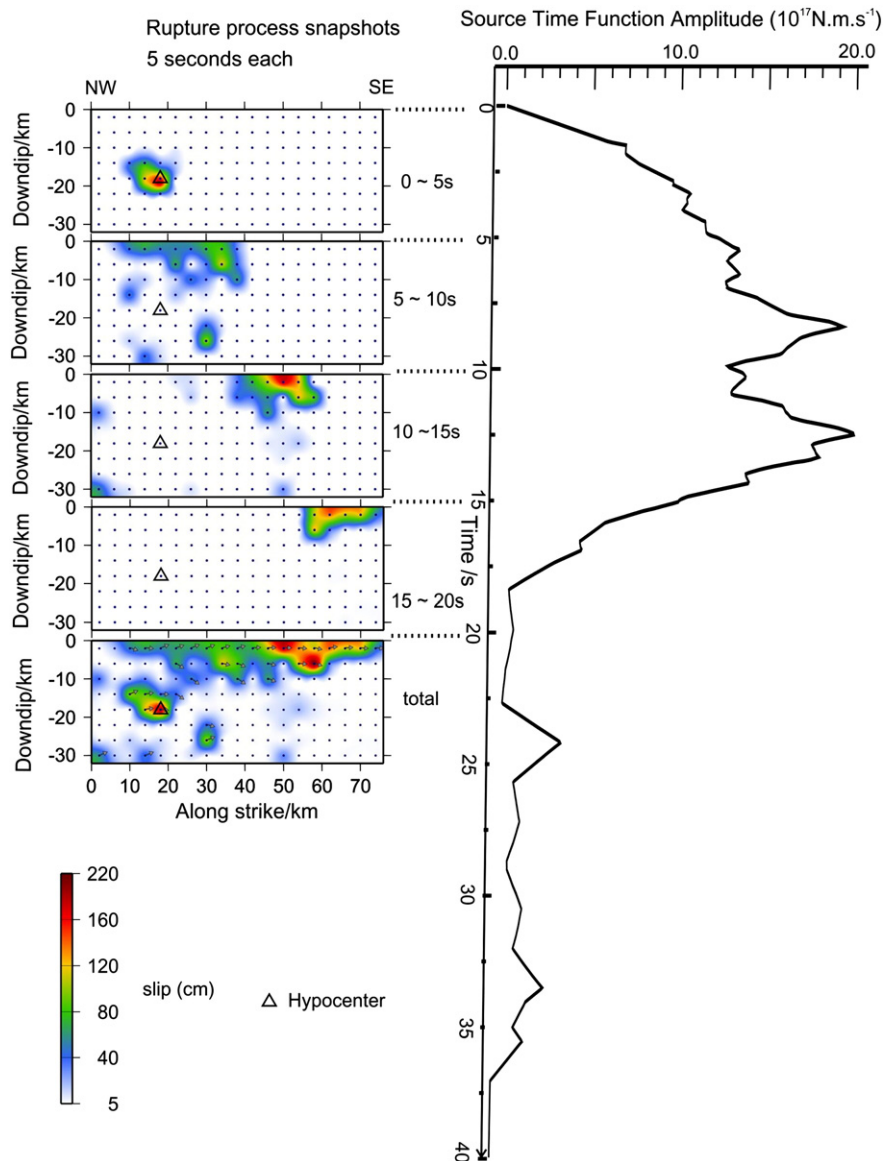


Fig. 7. Rupture process of the Yushu earthquake from the joint inversion with surface offset constraint. (Left) Snapshots (5 s cumulative slip maps) of the rupture process. The 5 fault segments have been unified for display. At the bottom are displayed the final static slip distribution and its corresponding rake (slip larger than 40 cm). (Right) The source time function (evolution of moment rate with time).

square misfit of the two data sets and of the total seismic moment (Delouis et al., 2002).

$$F_{\text{cost}} = \frac{W_{\text{SAR}} \text{RMS}_{\text{SAR}} + W_{\text{TELE}} \text{RMS}_{\text{TELE}}}{W_{\text{SAR}} + W_{\text{TELE}}} + F_{\text{min } M_0}$$

$$F_{\text{min } M_0} = \exp(M_{0-\text{cal}}/M_0 - 1) \cdot C_{\text{min } M_0}$$

where F_{cost} is the total cost function; W_{SAR} and W_{TELE} are the weight of InSAR data and teleseismic data, respectively. $F_{\text{min } M_0}$ is the function of the minimization of the total seismic moment. $C_{\text{min } M_0}$ is a factor weighting the moment minimization. $M_{0-\text{cal}}$ and M_0 are the computed seismic moment from our inversion and the moment from Global Centroid Moment Tensor inversion, respectively. Several preliminary inversion runs are carried out to find the weight for each data set and to estimate an optimum value of $C_{\text{min } M_0}$. We tested a 50% higher weight to one of the data set relative to the other, and reciprocally; but find no significant change in the slip model. We keep the weights of the two data sets equal and a small $C_{\text{min } M_0}$ value of 0.1 is used in our final inversion. As for the forward modeling, we calculate the static near-field displacements using the dislocation formulation of Savage (1980). And we use ray theory to compute the seismograms (Nabelek, 1984).

Before real data inversion, synthetic data inversion is conducted to evaluate the effects of data on spatial resolution. The synthetics are generated using the input source model shown in Fig. 6 (top). And we use a constant rupture velocity of 2.7 km/s and a constant rake of -7° . A low level of noise is added to the synthetic data before synthetic inversion, which varies between ± 5 cm for InSAR data and $\pm 10\%$ of the amplitude of the teleseismic data. Fig. 6 presents the output slip distribution from the separate inversions of different data sets and that from the joint inversion. We find that the spatial resolving ability of InSAR measurements is good at shallower depth and decreases rapidly along down-dip. The resolution of teleseismic data is reasonably good at shallow depth and at the hypocenter area, where InSAR data resolves poorly. We also notice that teleseismic data could barely resolve the input slip at the south-eastern segments, even at near surface. The spatial resolution of the joint inversion is clearly improved. Not only at shallow depth but also at near hypocenter is the input slip well resolved; even some slips at greater depth are also resolved, though poorly. We thus confirm the advantages of joint inversion. Note that none of the synthetic inversions could resolve the fault slip at greater depth reasonably. And due to the minimization constraint and inversion parameter settings, none of them could retrieve a slip model exactly as the input source model.

5. Inversion results and discussions

Fig. 7 shows the rupture history from our final joint inversion with surface offset constraint, at a 5-second interval snapshot. The rupture process starts from the hypocenter, near from which large slip is generated within the first 5 s. During 5 to 10 s after the earthquake initiation, slip is propagating both to the northwest and to the southeast, but mainly to the southeast. At this stage of rupture, slip reaches the surface at the western segments. Within 10 to 20 s, the propagation develops mainly unilaterally to the southeast along strike. It is at this stage of rupture that the propagating process generates a second peak-slip asperity, distributed in a much larger area than the one near the hypocenter. From the source time function (STF) we can see that about 90% of the seismic moment is released within the first 20 s and we think that the remaining 18 s of the STF is not likely to be well constrained by the data. The final slip distribution has two main peak-slip asperities. One is at the hypocenter, with a maximum slip of 2.2 m, distributed at depth of 10–20 km; the other is at eastern segments and distributed in a much larger area at near

surface depth of 0–10 km. And slip reaches the surface at most of the segments.

A map view of the slip distribution is also shown (Fig. 8). Due to the variation of strikes and dips in our fault model, there exist some gaps between segments. Nonetheless, we find a good consistency between the slip distribution and the surface deformation retrieved by InSAR. At the two western segments, slip reaches the surface but doesn't cause large surface deformation, except at near epicentral area, where InSAR measurements show almost 24 cm of deformation along the LOS. At the other three eastern segments, the slip reached the surface, and therefore caused large deformation that is represented by the dense InSAR fringes.

The data fitting of teleseismic data and InSAR measurements from joint inversion with surface offset constraint are displayed in Figs. 9 and 10. Overall, most of the observed waveforms are matched very well with their corresponding computed ones, with generally better fitting of the SH waveforms than the P waveforms. Noticeable mismatch is limited only to two stations of P waves, i.e., ARU and KIV respectively (Fig. 9).

InSAR data fitting is even better than teleseismic data. The nrms of InSAR measurement is as small as 0.21 (Table 3). The nrms is dimensionless. An nrms value of 0.0 means perfect matching of the specific data set. An nrms value of 1.0 simply means bad matching. We can see that the computed interferogram matches its counterpart observation very well and most of the fringes are reproduced by the inversion (Fig. 10). The InSAR residue, however, also shows observable level of deformation signal, especially around both boundaries of the segments. On one hand, residuals over the whole interferogram may include atmosphere vapor effect, topographic error, and aftershock, which are common factors in modeling InSAR displacement. On the other hand, residuals near segment boundaries may be caused by the oversimplification of the fault geometry, which is confirmed to be complex by the field investigation (Chen et al., 2010).

We get different slip models when inverting teleseismic or InSAR data separately, which means each data set has its distinct resolving ability. We can see that InSAR measurements are capable of achieving the slip at the near surface depth (0–20 km) but not able to obtain the slip near the hypocenter (Fig. 11). Considering that both InSAR data

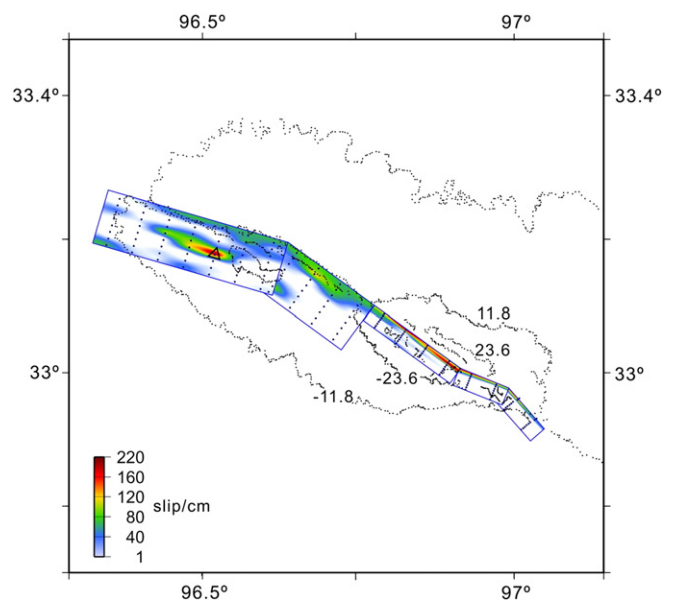


Fig. 8. Map view of the slip distribution with respect to the InSAR fringes. Slip distribution of each segment is projected to the surface, shown in a geographical coordination. The InSAR fringes rewrapped at an interval of 11.8 cm are also indicated.

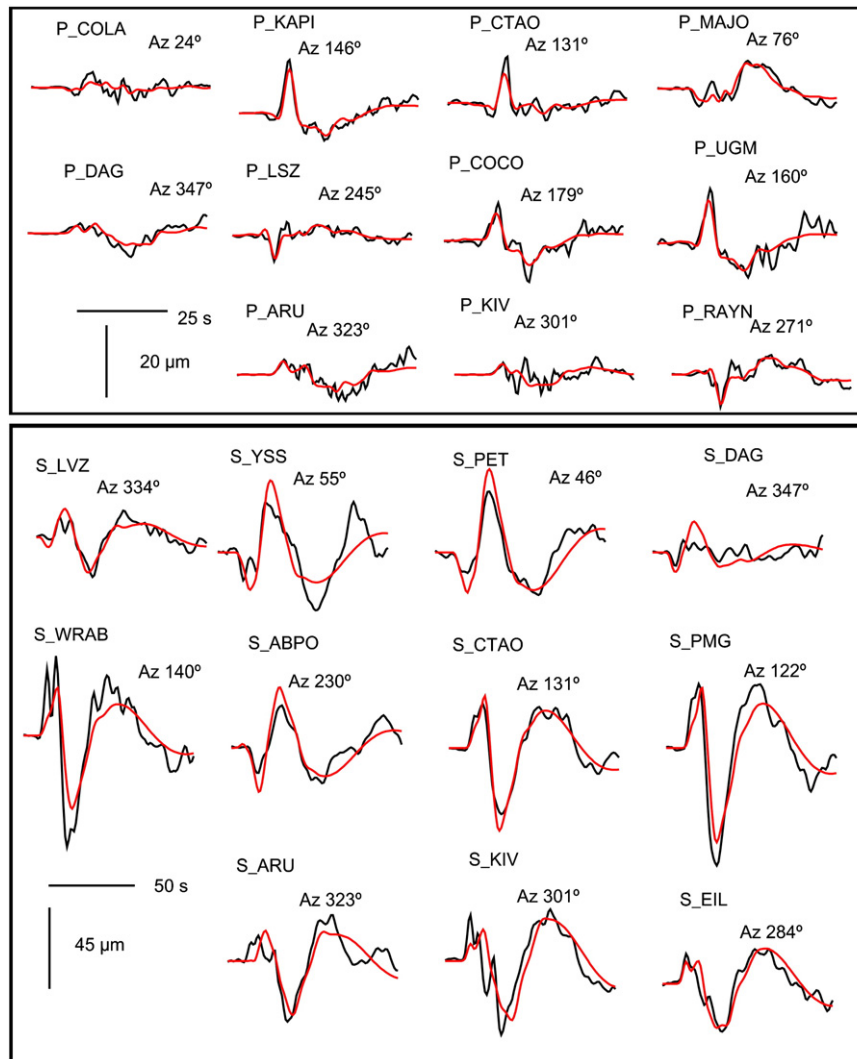


Fig. 9. Telesismic waveform fitting from joint inversion. Observed (black lines) and computed (red lines) waveforms are displayed for the *P* (top) and the *SH* waves (bottom). Computed waveforms are from the final joint inversion with surface offset constraint. For each signal, the stations' azimuth is indicated.

and surface scarps are final and static measurements of the ground deformation caused by the earthquake, we can anticipate the consistency of these two data sets, although it seems to overestimate a little without surface offset constraint. The telesismic data, however, resolves the slip near the hypocenter very well but the slip seems to distribute too evenly within the fault model (Fig. 11). Another distinguishable feature is that slip models from telesismic data inversions exhibit large differences depending on whether applying surface offset constraint or not. The peak slip at the eastern segments is substantially underestimated when we do not apply the surface offset constraint. We thus conclude the limited resolution of the telesismic data when used separately, based on the satisfactory match of the telesismic data during the joint inversion.

The hypocenter is defined as the rupture starting point in our procedure, thus determination of it would cause some uncertainties to the inversion results. Although we show only the inversion results with USGS epicenter location, other locations are also tested by moving the hypocenter to its four closest neighboring subfaults, i.e., two neighboring subfaults along dip direction and two along strike direction (Fig. 4). We find that the inversion is insensitive to the hypocenter variation along strike (horizontal) but sensitive to its variation along dip (vertical). Different hypocentral depths result in observable discrepancy in data fitting, especially for telesismic data.

The hypocenter of the Yushu earthquake can thus be well constrained at 18 ± 4 km. On the contrary, the hypocenter variation along strike has almost the same level of data fitting, which means that the precision of the epicenter does not cause much trouble to the rupture process inversion. The USGS location is thus considered to be the optimum in our inversion.

Supershear rupture usually occurs during large strike slip earthquakes, such as the 2001 Kokoxili earthquake (Vallée et al., 2008). In order to consider the possibility of this specific phenomenon, we conduct a separate inversion, making the maximum bounding rupture velocity 5.0 km/s instead of 3.5 km/s. The effect of relaxing the constraint on the rupture velocity is limited to produce only minor patches of slip propagating faster than 3.5 km/s, but without dramatic improvement of the waveform fit. We thus conclude that the data used in our inversion is not supporting a supershear rupture phenomenon during the 2010 Yushu earthquake.

Data residual from different inversions is listed in Table 3. With or without surface offset constraint, the nrms doesn't show much variation. But the addition of a new data set to the inversion results in a slight increase of the nrms. The joint inversion with surface offset constraint has the largest nrms; however, the overall fit of these two data sets remains quite good in the joint inversion, as we can see in Table 3 and from the discussion above.

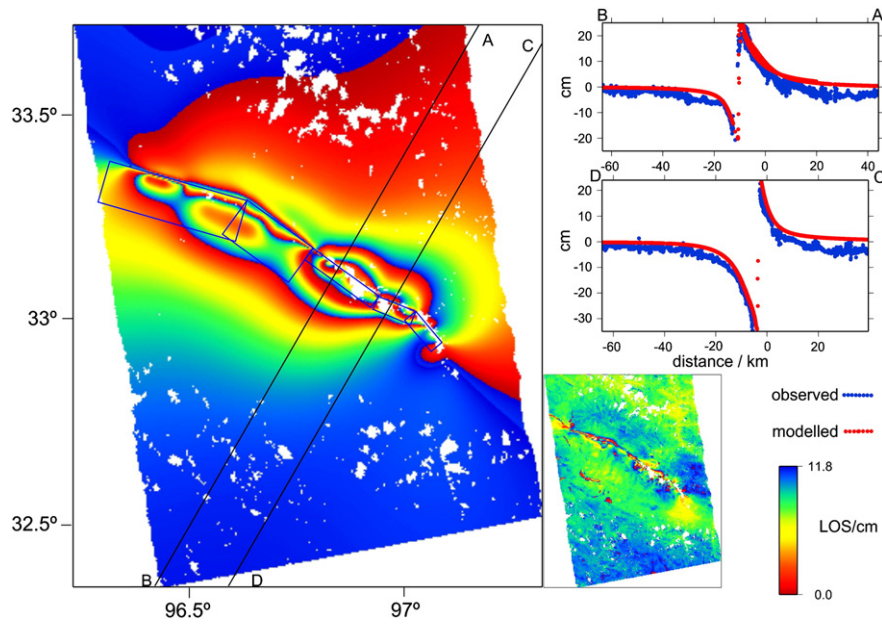


Fig. 10. Data fitting of the InSAR deformation from the joint inversion. (Left) Computed InSAR interferogram from joint inversion with surface offset constraint. Blue rectangles are the fault segments projected to the surface. (Right) Two fitting profiles in the direction perpendicular to the fault. At bottom right is displayed the residual of the InSAR measurements.

The seismic moment estimated from different inversions varies from 1.86×10^{19} to 2.33×10^{19} N.m, with the most robust estimation of 2.30×10^{19} N.m from joint inversion with surface offset constraint, equivalent to a moment magnitude of M_w 6.9. Due to the constraint of the minimization of the moment in our inversion procedure, our estimation is 9% lower than the Global CMT scalar moment (2.53×10^{19} N.m).

6. Conclusions

Through the comparisons between the different slip models, we can evaluate the uncertainties of the inversion results and establish some common points as well, which should be the most robust parts of the inversions. As also shown by our synthetic data inversions and by others (e.g., Mozziconacci et al., 2009; Salichon et al., 2004), we confirm that different data sets will give different fault source models and the most robust results can be expected reasonably by joint inversion. We choose to ignore the inverted slip at depth greater than 20 km, due to the limited resolution of the data used. Basically the slip near the surface can be well resolved both with InSAR measurements and teleseismic data. While InSAR data has limited resolution at the hypocenter and deeper depth, teleseismic data can resolve the slip near the hypocenter relatively well. And to be specific in the Yushu event, only with surface offset constraint, can the second peak slip at the eastern segments be resolved by teleseismic data inversion. From the STF of joint inversion, the essential rupture time of the Yushu earthquake lasts mainly for ~20 s. Within the first 10 s, the slip

generates a peak-slip asperity at depth of the hypocenter, but little slip has reached the surface. Within the second 10 s, a large peak slip area is generated at eastern segments of the fault model. During the rupture, two peaks of energy release time occurred, at 8 and 12 s, respectively. Overall, the earthquake is mainly propagating unilaterally to the SE along strike and our inversion results don't support the

Table 3
Normalized rms errors and seismic moment for different inversion schemes. SOC: surface offset constraint.

Data set	RMS_InSAR	RMS_TELE	Scalar moment (N.m)
InSAR	0.18	–	1.87×10^{19}
InSAR + SOC	0.19	–	1.86×10^{19}
TELE	–	0.45	2.33×10^{19}
TELE + SOC	–	0.45	2.34×10^{19}
InSAR + TELE	0.20	0.50	2.31×10^{19}
InSAR + TELE + SOC	0.21	0.50	2.30×10^{19}

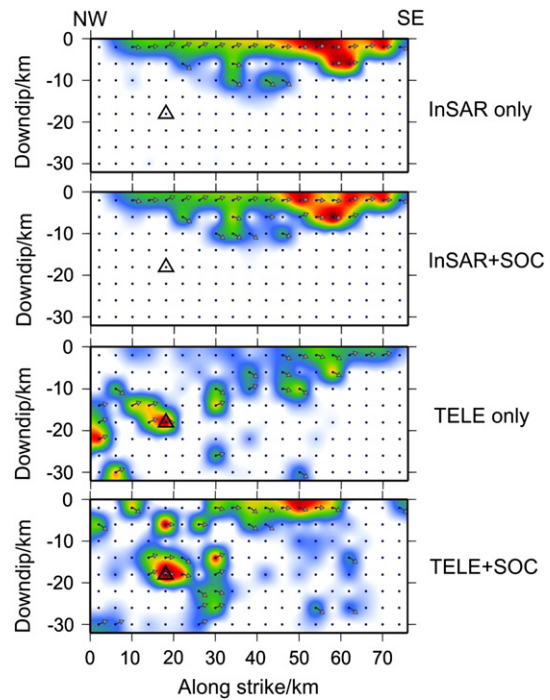


Fig. 11. Slip distribution from teleseismic and InSAR data separately. From top to bottom are slip distributions from InSAR data only, InSAR data with surface offset constraint, teleseismic only and teleseismic only with surface offset constraint, respectively. The gray arrows show the inverted rake for those subfaults with slip larger than 40 cm. Note that the color scale is the same as in Fig. 4.

supershear rupture. Our most robust estimation of the seismic moment is 2.30×10^{19} N.m, equivalent to the Yushu earthquake to an event of M_w 6.9.

Acknowledgments

This work was co-supported by projects from the National Science Foundation (40874006), Basic Scientific Funding of Institute of Geology, China Earthquake Administration (IGCEA0908, LED2008A06 and DF-IGCEA-0607-1-19), and the National Science & Technology Pillar Program (2008BAC35B04). JAXA owes the copyright of the Pal-SAR level 1.0 data. The topographic data is downloaded from: <http://srtm.csi.cgiar.org>. The Global Centroid Moment Tensor Project database and the National Earthquake Information Center of the USA were searched for the focal mechanisms of the Yushu mainshock. Aftershocks were from CENC (China Earthquake Networks Center). GMT 4.3 (Generic Mapping tools, [Wessel and Smith, 1998](#)) is used to produce the maps.

References

- Chen, L.C., Wang, H., Ran, Y.K., et al., 2010. The M_s 7.1 Yushu earthquake surface ruptures and historical earthquakes. *Chinese Science Bulletin* 55. doi:10.1007/s11434-010-0293-1.
- Cohee, B.P., Beroza, G.C., 1994. A comparison of two methods for earthquake source inversion using strong motion seismograms. *Annals of Geophysics* 37, 1515–1538.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P., et al., 2002. Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: application to the 1999 Izmit mainshock. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (1), 278–299. doi:10.1785/0120000806.
- Deng, Q.D., Zhang, P.Z., Ran, Y.K., et al., 2003. Basic characteristics of active tectonics of China. *Science in China Series D: Earth Sciences* 46 (4), 356–372.
- Funning, G.J., Parsons, B., Wright, T.J., 2007. Fault slip in the 1997 Manji, Tibet earthquake from linear elastic modelling of InSAR displacements. *Geophysical Journal International* 169 (3), 988–1008. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03318.x.
- Furuya, M., Kobayashi, T., Takada, Y., et al., 2010. Fault source modeling of the 2008 Wenchuan earthquake based on ALOS/PALSAR data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5B), 2750–2766. doi:10.1785/0120090242, November 2010.
- Gan, W.J., Zhang, P.Z., Shen, Z.K., et al., 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 112, B08416. doi:10.1029/2005JB004120.
- Guo, H.D., Wang, X.Y., Li, X.W., Liu, G., Zhang, L., Yan, S.Y., 2010. Yushu earthquake synergic analysis using multimodal SAR datasets. *Chinese Science Bulletin* 55 (31), 3499–3503. doi:10.1007/s11434-010-4078-3.
- Jónsson, Sigurjón, Zebker, Howard, Segall, Paul, et al., 2002. Fault slip distribution of the 1999 M_w 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (4), 1377–1389.
- Olson, A.H., Aspel, R.J., 1982. Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, 1969–2001.
- Mozziconacci, L., Delouis, B., Angelier, J., et al., 2009. Slip distribution on a thrust fault at a plate boundary: the 2003 Chengkung earthquake, Taiwan. *Geophysical Journal International* 177, 609–623. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04097.x.
- Nabelek J., 1984. Determination of earthquake fault parameters from inversion of body waves, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 361 pp.
- Savage, J.C., 1980. Dislocations in seismology. In: Navarro, F.R.N. (Ed.), *Dislocations in Solids*. North-Holland, Amsterdam.
- Salichon, J., Lundgren, P., Delouis, B., et al., 2004. Slip history of the 16 October 1999 M_w 7.1 Hector Mine earthquake (California) from the inversion of InSAR, GPS, and teleseismic data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (6), 2015–2027.
- Simons, Mark, Fialko, Yuri, Rivera, Luis, 2002. Coseismic deformation from the 1999 M_w 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (4), 1390–1402. doi:10.1785/0120000933.
- Vallée, M., Landès, M., Shapiro, N.M., Klinger, Y., 2008. The 14 November 2001 Kokoxili (Tibet) earthquake: high-frequency seismic radiation originating from the transitions between sub-Rayleigh and supershear rupture velocity regimes. *Journal of Geophysical Research* 113, B07305. doi:10.1029/2007JB005520.
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., Wiesmann, A., 2002. Processing strategies for phase unwrapping for InSAR applications. *Proceedings EUSAR 2002*, Cologne, 4–6 June.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 79 (47), 579.
- Zhang, G.F., Qu, C.Y., Shan, X.J., Liu, Y.H., Song, X.G., 2011. The surface rupture and coseismic deformation characteristics of the M_s 7.1 earthquake at Qinghai Yushu in 2010. *Chinese Journal of Geophysics* V54 (1), 121–127. doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.01.013 (in Chinese).
- Zhang, Y., Xu, L.S., Chen, Y.T., 2010. Fast inversion of rupture process of the 14 April 2010 Yushu, Qinghai, earthquake. *Earthquake Science* 23, 201–204. doi:10.1007/s11589-010-0715-9.