



HAL
open science

Apport des mouvements forts et de la géodésie à l'étude de la physique de la rupture sismique : application à l'analyse de l'aléa sismique

Bruno Hernandez

► **To cite this version:**

Bruno Hernandez. Apport des mouvements forts et de la géodésie à l'étude de la physique de la rupture sismique : application à l'analyse de l'aléa sismique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT: . tel-00007600

HAL Id: tel-00007600

<https://theses.hal.science/tel-00007600>

Submitted on 2 Dec 2004

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.

Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I

Spécialité : Géophysique - Géochimie - Géomécanique

Bruno HERNANDEZ

APPORT DES MOUVEMENTS FORTS ET DE
LA GÉODÉSIE À L'ÉTUDE DE LA PHYSIQUE
DE LA RUPTURE SISMIQUE : APPLICATION
À L'ANALYSE DE L'ALÉA SISMIQUE

Thèse soutenue à Grenoble le 6 octobre 2000 devant le jury composé de :

Pascal BERNARD Président et Rapporteur
Pierre BRIOLE Examineur
Michel CAMPILLO Directeur de thèse
Fabrice COTTON Directeur de thèse
Shamita DAS Rapporteur

Thèse préparée au **Bureau d'Evaluation des Risques Sismiques pour la Sûreté des Installations Nucléaires (IPSN, Fontenay-aux-Roses)** et au **Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (Observatoire de Grenoble)**

Avant Propos

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre le Bureau d'Evaluation des Risques Sismiques pour la Sûreté des Installations Nucléaires à Fontenay-Aux-Roses et le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de l'Observatoire de Grenoble.

Je tiens avant tout à remercier Fabrice Cotton et Michel Campillo pour avoir accepté de diriger ma thèse et m'avoir efficacement guidé et conseillé.

Je remercie Shamita Das et Pascal Bernard pour avoir rapporté ce mémoire et j'exprime toute ma reconnaissance à Pierre Briole pour l'intérêt qu'il a prêté à cette thèse en acceptant d'être membre de mon jury.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Catherine Lecomte, Jean-Claude Barescut, Bernard Bonin, Jean-Marc Péres et Jean-Christophe Gariel pour m'avoir permis de réaliser cette thèse au sein de l'Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire. Je remercie le Commissariat à l'Energie Atomique qui a financé mes trois années de thèse.

Merci Oona, Agnès, Catherine, Christine, Daphné-Anne, Gabrielle, Geneviève, Judith, Karima, Magalie, Monique, Pascale, Séverine, Francis, Franck, Frédéric, Gérard, Marc, Philippe L., Philippe V., Pierre, Rémy et Stéphane pour m'avoir supporté (dans tous les sens du terme) au cours de ces trois années passées au Centre d'Etudes Nucléaires de Fontenay-Aux-Roses.

Un grand merci à tous les chercheurs, ingénieurs, étudiants, secrétaires et techniciens du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble.

Durant mes brèves visites à Sophia Antipolis, j'ai apprécié l'accueil et les discussions avec les personnes composant le Laboratoire des Sciences de la Terre - Géosciences Azur, notamment Françoise Courboux, Stéphane Gaffet, Eric Calais, Anthony Lomax, Tony Monfret et Anne Deschamps.

Je remercie Nicolas et Rosa Shapiro pour leur accueil chaleureux lors de mon séjour au Mexique.

Au cours de ma thèse, j'ai participé aux enseignements du DESS Génie Géologique à l'Université d'Orsay - Paris Sud XI, dans le cadre d'un module sur les risques. Je remercie Jean Bébien pour cette initiation à l'enseignement.

Massimo Cocco, Raúl Madariaga, Sophie Peyrat, Shri Krishna Singh, Marie-Paule

Bouin, Michel Bouchon, Arben pittarka et Yoshimitsu Fukushima m'ont fait bénéficier, à un moment ou à un autre, de leur expérience scientifique.

Je remercie toutes les personnes qui m'ont permis d'avoir accès à des données intéressantes. Je remercie tout particulièrement Didier Massonnet, Salvatore Stramondo, Haruko Sekigushi, Bal Krishna Rastogi, Leonardo Alcántara, Javier Pacheco et Grant T. Lindley.

Je remercie aussi, tous ceux qui lors de congrès, de séminaires, de missions ou par l'intermédiaire de courriers électroniques m'ont fait bénéficier de leurs connaissances.

Je remercie enfin, mes parents et mon frère pour leur soutien et je leur dédie ce mémoire de thèse.

Résumé

Apport des mouvements forts et de la géodésie à l'étude de la physique de la rupture sismique : application à l'analyse de l'aléa sismique

Ce travail est consacré à l'étude de la source sismique en utilisant des données de champ proche. Selon la quantité et la qualité des données disponibles, nous avons appliqué différentes méthodes pour caractériser la rupture sismique.

Nous avons, tout d'abord, validé des méthodes macrosismiques sur des séismes français récents. Ces données permettent d'estimer la localisation et la taille des séismes historiques et sont utilisées pour caractériser les séismes à prendre en compte lors de l'évaluation de l'aléa dans des régions à sismicité modérée.

Les données géodésiques (SAR, GPS) nous ont permis d'estimer la distribution du glissement sur la faille lors du séisme californien de Landers (1992). Ces données nous ont permis de préciser la localisation et la géométrie des failles ayant joué lors des principaux événements de la séquence sismique italienne de Colfiorito (1997).

Enfin les données de mouvement fort nous ont permis d'estimer le pendage de la faille ayant rompu lors du séisme indien de Chamoli (1999). Nous avons utilisé des données de mouvement fort pour contraindre le développement de la rupture lors du séisme mexicain de Oaxaca (1999). Les données de mouvement fort ont été utilisées en association avec des données géodésiques pour remonter au développement temporel de la rupture lors du séisme de Landers et de la séquence sismique de Colfiorito. En ce qui concerne le séisme de Landers, la qualité et la complémentarité des données nous ont permis d'obtenir un véritable film du glissement. La rupture est hétérogène. On note la présence de zones où le glissement est plus important qu'ailleurs. Ces zones sont séparées par des régions qui correspondent aux zones de relais entre les segments de faille où le glissement est moindre et où la vitesse de rupture diminue.

Mots-clés

Source sismique, Aléa sismique, Intensités, SAR, GPS, Mouvements forts, Inversion, Landers, Oaxaca, Chamoli, Colfiorito.

Abstract

Seismic rupture study using near-source data: Application to seismic hazard assessment

This work presents seismic source studies using near-field data. In accordance with the quality and the quantity of available data we developed and applied various methods to characterize the seismic source.

Macroseismic data are used to verify if simple and robust methods used on recent instrumental earthquakes may provide a good tool to calibrate historical events in France. These data are often used to characterize earthquakes to be taken into account for seismic hazard assessment in moderate seismicity regions.

Geodetic data (SAR, GPS) are used to estimate the slip distribution on the fault during the 1992, Landers, California earthquake. These data are also used to precise the location and the geometry of the main events of the 1997, Colfiorito, central Italy, earthquake sequence.

Finally, the strong motions contain the most complete information about rupture process. These data are used to discriminate between two possible fault planes of the 1999, north India, Chamoli earthquake. The strong motions recorded close to the 1999, Mexico, Oaxaca earthquake are used to constrain the rupture history. Strong motions are also used in combination with geodetic data to access the rupture history of the Landers earthquake and the main events of the Colfiorito seismic sequence. For the Landers earthquake, the data quality and complementarity offered the possibility to describe the rupture development with accuracy. The large heterogeneities in both slip amplitude and rupture velocity variations suggest that the rupture propagates by breaking successive asperities rather than by propagating like a pulse at constant velocity. The rupture front slows as it encounters barriers and accelerates within main asperities.

Keywords

Seismic source, Seismic hazard, Intensities, SAR, GPS, Strong motions, Inversion, Landers, Oaxaca, Chamoli, Colfiorito.

Resumen en español

Estudio de la física de la ruptura sísmica por medio de datos apreciados cerca de la fuente : aplicación al análisis del riesgo sísmico

Este trabajo se consagra al estudio de la fuente sísmica utilizando datos de campo cercano. Según la cantidad y la calidad de los datos disponibles, aplicamos distintos métodos para caracterizar la ruptura sísmica.

En primer lugar, validamos métodos macrosísmicos para estimar la localización y la extensión de los sismos franceses recientes. Los datos macrosísmicos de los terremotos históricos se utilizaron para caracterizar los sismos que hay que considerar cuando se hace la estimación del riesgo en las regiones con sismos moderados.

Los datos geodésicos nos permitieron estimar la distribución del deslizamiento en la falla cuando ocurrió el sismo de Landers (California, 1992). Los datos GPS y SAR nos permitieron especificar la localización y la geometría de las fallas que actuaron cuando pasaron los principales acontecimientos de la secuencia sísmica italiana de Colfiorito (1997).

Por último los datos de movimiento fuerte nos permitieron estimar el ángulo vertical de la falla que rompió en el sismo indio de Chamoli (1999). Utilizamos datos de movimiento fuerte para caracterizar el desarrollo de la ruptura en el terremoto mexicano de Oaxaca (1999). Los sismogramas registrados cercanos a la falla se utilizaron junto con datos geodésicos para remontarse al desarrollo temporal de la ruptura en el sismo de Landers y de la secuencia sísmica de Colfiorito. Respecto al terremoto de Landers, la calidad y la complementariedad de los datos nos permitieron obtener una verdadera película del deslizamiento. La ruptura es heterogénea. Notamos la presencia de zonas donde el deslizamiento es más importante que en otros sitios. Estas zonas son separadas por regiones que corresponden a las zonas de separación entre los segmentos de falla, donde el deslizamiento es menor y donde la velocidad de ruptura disminuye.

Palabras claves

Fuente sísmica, Riesgo sísmico, Intensidades, SAR, GPS, Movimientos fuertes, Inversión, Landers, Oaxaca, Chamoli, Colfiorito.

Table des matières

Avant Propos	3
Résumé	5
Abstract	7
Resumen en español	9
Introduction générale	15
I Source sismique et Aléa : problématiques	19
1 Evaluation de l'aléa sismique : intérêt des études de source	21
1.1 Introduction	21
1.2 Risque sismique : aléa et vulnérabilité	21
1.3 Caractérisation des séismes	22
1.4 Caractérisation du mouvement sismique	23
1.5 Problématiques liées à l'évaluation de l'aléa	23
1.6 Conclusion	24
2 Etude de la source sismique	27
2.1 Introduction	27
2.2 Données disponibles pour étudier la source	27
2.2.1 Limite des données sismologiques lointaines	28
2.2.2 Les intensités macrosismiques	28
2.2.3 Les mesures géodésiques	29
2.2.4 Les mouvements forts	30
2.2.5 Autres informations sur la source	32
2.3 Paramètres pour décrire la source sismique	33

2.3.1	Description de la géométrie de la faille	33
2.3.2	Magnitude	35
2.3.3	Modélisation du développement de la rupture sismique	35
2.3.4	Un modèle cinématique simple	36
2.3.5	La formulation du problème	40
2.3.6	La paramétrisation de la source	41
2.4	Le problème inverse	41
2.4.1	Passer des données aux paramètres du modèle	41
2.4.2	Les méthodes d'inversion	46
2.5	Conclusion	47
II	Caractérisation des sources sismiques	49
3	Magnitude et localisation à l'aide des données d'intensité en France	51
3.1	Introduction	51
3.2	Validation de méthodes macrosismiques	51
3.2.1	Introduction	53
3.2.2	Description of macroseismic methods	54
3.2.3	Verification of methods on instrumental earthquakes	57
3.2.4	Discussion and conclusions	61
3.3	Conclusion	62
4	Géométrie et rupture d'un séisme mexicain à l'aide d'accélérographes	63
4.1	Introduction	63
4.2	La source du séisme de Oaxaca (1999)	65
4.2.1	Introduction	66
4.2.2	Data	66
4.2.3	Modelling	68
4.2.4	Inversion Results	69
4.2.5	Conclusion	73
4.3	Conclusion	74
5	Géométrie d'un séisme himalayen à l'aide de mouvements forts	75
5.1	Introduction	75
5.2	Sismicité de la région de Chamoli	75

5.3	le contexte sismotectonique	76
5.4	La géométrie de la faille	77
5.4.1	Les données de mouvement fort	77
5.4.2	Modélisation du mouvement sismique	77
5.4.3	Information sur la source	78
5.4.4	Interprétation tectonique	83
5.5	Conclusion	84
III Imagerie cinématique de la rupture en deux étapes		85
6	Imagerie de la rupture à l'aide de données géodésiques et sismologiques	87
6.1	Introduction	87
6.2	Inversion en deux étapes du séisme de Landers	89
6.2.1	Introduction	90
6.2.2	Geodetic Data	95
6.2.3	Forward Modeling	95
6.2.4	Inversion Methods	96
6.2.5	Test With a Synthetic Simulation	97
6.2.6	Application to the Landers Interferogram	99
6.2.7	Inversion of GPS Data	103
6.2.8	GPS and Interferogram Combined Inversion	106
6.2.9	Strong Motion Data Inversion With Slip from Geodesy	109
6.2.10	Discussion	115
6.2.11	Conclusion	116
6.3	Conclusion	117
7	Cinématique des sources lors d'une séquence sismique	121
7.1	Introduction	121
7.2	Rupture des 3 principaux séismes de la séquence de Colfiorito	124
7.2.1	Introduction	124
7.2.2	Data	126
7.2.3	Investigation scheme	128
7.2.4	The two main shocks of September 26	131
7.2.5	The October 14, 15:23 event	151
7.2.6	Summary of the results and Conclusive remarks	155

7.3	Conclusion	159
IV	Caractérisation du mouvement sismique proche	161
8	Radiations hautes fréquences de la source sismique	163
8.1	Introduction	163
8.2	Imagerie des radiations hautes fréquences	163
8.3	Observations	166
8.4	Conclusion	172
9	Caractérisation du mouvement sismique	173
9.1	Introduction	173
9.2	Les modèles théoriques et semi-empiriques	173
9.3	Les lois d'atténuation	176
9.4	Détermination empirique de la durée du mouvement sismique	176
9.4.1	Introduction	177
9.4.2	Strong ground motion database	178
9.4.3	Definition of strong ground motion duration	179
9.4.4	Empirical model for strong motion duration	179
9.4.5	Conclusions	184
9.5	Conclusion	185
	Conclusion générale	187
	Perspectives	193
	Références bibliographiques	195
	Index	211

Introduction générale

Pourquoi étudier la source des séismes à l'aide de données ?

Les tremblements de terre survenus récemment près de grandes agglomérations (Kobé, Japon, 1995; Izmit, Turquie, 1999; ChiChi, Taiwan, 1999; Athènes, Grèce, 1999) nous rappellent qu'un séisme peut tuer de nombreuses personnes et provoquer d'énormes dégâts. Faute de pouvoir prédire les séismes et encore moins de les contrôler, nous sommes obligés de les subir.

Toutefois, ce n'est pas parce que nous sommes incapables d'agir contre l'émission des ondes sismiques que nous ne pouvons pas nous protéger des effets qu'elles provoquent. Dans ce but, il est nécessaire d'étudier les sources des séismes. Il faut caractériser au mieux l'activité des séismes et les ondes qu'ils génèrent pour éviter de construire des installations à risque dans des zones à fort aléa et définir des normes parasismiques.

En plus de cet objectif appliqué au risque sismique, il est très excitant de chercher à décrire les processus qui gouvernent la rupture sismique.

Un séisme n'est pas observable directement puisqu'il se produit en profondeur. Il est donc très important d'utiliser des signaux détectés en surface pour décrire au mieux comment s'initie, se développe et s'arrête un séisme.

Objectifs de la thèse

Cette thèse concerne l'étude des mécanismes à la source des séismes. Divers types d'informations, recueillies près des séismes, ont été utilisées pour les étudier. Selon la qualité des données proches, des méthodes qui permettent de mieux connaître la source ont été développées :

- les documents historiques et les dégâts (données macrosismiques) permettent d'estimer la taille et la localisation des séismes anciens.

- les mesures des déformations de la surface de la terre (données géodésiques) permettent de remonter à la localisation des failles et à la distribution du glissement sur celles-ci.
- les ondes sismiques enregistrées près de la source (mouvements forts) sont d’une très grande richesse et permettent de faire une description cinématique de la rupture sismique.

Sur cette base de travail, des techniques permettant d’estimer les caractéristiques géométriques et cinématiques des sources sismiques à partir des données de champ proche ont été mises au point et appliquées à des séismes récents.

Contenu de la thèse

Cette thèse s’articule autour de quatre parties. Dans la partie I, nous exposons les problématiques liées à l’évaluation de l’aléa sismique et à la connaissance de la source. Dans la partie II, nous présentons des techniques permettant de préciser les caractéristiques principales de la source. Dans la partie III, nous présentons une méthode d’imagerie en deux étapes de la cinématique de la rupture. Enfin, dans la partie IV, nous nous intéressons aux caractéristiques des signaux de champ proche et à la physique de la rupture.

La partie I se compose de deux chapitres. Dans le chapitre 1, nous présentons l’aléa sismique et l’intérêt des études de source pour son évaluation et une compréhension du phénomène. Dans le chapitre 2 nous présentons les données de champ proche et la façon de les utiliser pour accéder à des informations sur les aspects statiques et cinématiques de la source sismique. Le lecteur averti pourra se contenter de lire les conclusions de ces deux chapitres avant de passer à la partie suivante.

La partie II de cette thèse est consacrée à l’étude des caractéristiques principales de la source. Dans le chapitre 3, la magnitude et la profondeur de cinq séismes français sont estimées à l’aide de données d’intensité. Cette étude nous a permis de valider, sur des séismes récents, des méthodes macrosismiques. Ces méthodes sont, en général, utilisées dans le cas de séismes historiques pour accéder aux caractéristiques principales des sources. Dans le chapitre 4, nous utilisons les données de mouvement fort pour contraindre le plan de faille qui a joué lors du séisme de Oaxaca (Mexique, 30 septembre 1999) et la distribution du glissement ainsi que la directivité de la rupture. Dans le chapitre 5, nous avons utilisé des accélérogrammes de champ proche pour étudier le séisme de Chamoli (Inde, 28 mars

1999). Nous nous sommes principalement attachés à savoir si le séisme avait eu lieu sur le décollement himalayen ou sur un chevauchement à plus fort pendage. Cette étude est importante pour estimer au mieux le risque sismique de cette région du nord de l'Inde où se situent deux barrages importants.

La partie III du manuscrit est consacrée à l'inversion en deux étapes de la cinématique de la rupture. Dans la première étape, nous déterminons les caractéristiques statiques de la source à l'aide des données géodésiques. Dans la deuxième étape, nous accédons à l'histoire du glissement en introduisant les données de mouvement fort dans l'inversion. Pour réaliser ce genre d'étude il faut posséder à la fois des données géodésiques et de mouvement fort bien réparties spatialement. Dans le chapitre 6, nous avons validé cette technique d'imagerie en deux étapes dans le cas du séisme de Landers (Californie, 28 juin 1992). Nous avons modélisé l'évolution de la rupture en mettant en évidence les variations spatio-temporelles du glissement. L'imagerie précise de la rupture ainsi obtenue, nous a permis de conclure que le séisme de Landers a une propagation hétérogène. Ce séisme a cassé plusieurs segments de faille et nous remarquons que la rupture semble accélérer et être plus importante sur les segments bien identifiés que dans les zones de relais où au contraire elle semble ralentir et être de plus faible amplitude. Ensuite, dans le chapitre 7, nous avons appliqué l'inversion en deux étapes aux trois événements principaux de la séquence sismique de Colfiorito (Italie centrale, 1997-98). Nous avons atteint les limites d'applicabilité de notre méthode lors de l'étude de ces séismes.

La partie IV du manuscrit est consacrée à la caractérisation du mouvement sismique en champ proche et à la physique de la rupture. Dans le chapitre 8, nous nous intéressons aux radiations plus hautes fréquences de la source qui sont plus difficiles à imager car la propagation de ces ondes courte période ($f > 1 \text{ Hz}$) ne peut pas être décrite de façon déterministe comme nous l'avons fait pour expliquer les données géodésiques et le contenu basses fréquences des données de champ proche dans les parties 2 et 3. La partie haute fréquence du signal sismique est cependant indispensable pour les études de vulnérabilité. Dans le chapitre 9, nous avons dérivé une loi empirique de la durée du mouvement sismique en fonction de la distance et de la magnitude basée sur des données européennes et californiennes. La durée apparente d'un séisme, bien que très variable, est utile aux ingénieurs pour le dimensionnement dynamique des structures. Très près de la source, il est très difficile de caractériser un signal et notamment sa durée. En champ proche, les effets dus à l'orientation des failles et au développement de la rupture influent énormément sur la forme et la durée du signal.

Première partie

Source sismique et Aléa : problématiques

Chapitre 1

Evaluation de l'aléa sismique : intérêt des études de source

1.1 Introduction

Dans ce chapitre l'aléa sismique est tout d'abord défini. Les étapes nécessaires à son évaluation et les disciplines qu'elle fait intervenir sont ensuite présentées. Les problématiques liées à la source sismique et les voies à explorer pour les résoudre sont enfin discutées.

1.2 Risque sismique : aléa et vulnérabilité

Evaluer le risque sismique revient à estimer les conséquences en terme de dégâts matériels et de pertes de vies humaines qui seraient occasionnés par un tremblement de terre probable en un site donné.

Ce n'est pas le séisme en lui-même qu'il faut craindre mais plutôt les destructions provoquées par les ondes qu'il génère ou les déplacements différentiels des deux lèvres de la faille. Le risque sismique est donc avant tout conditionné par la présence d'infrastructures.

L'estimation du risque sismique se décompose en deux types d'études. Tout d'abord il est nécessaire de caractériser les séismes susceptibles de se produire près du site d'étude et les mouvements qui leur sont associés, c'est l'évaluation de l'aléa sismique. Ensuite, les ingénieurs des structures étudient la vulnérabilité des constructions. Dans ce qui suit, seul l'aspect aléa sismique est abordé.

La France est qualifiée de pays à sismicité et à aléa sismique modérés car elle est située dans un contexte géodynamique peu actif. Mais, il y a néanmoins des régions pour lesquelles l'activité tectonique et le risque sismique sont significatifs. C'est le cas des

Pyrénées, de la Provence et des Alpes qui ont connu d'importants séismes historiques.

Les effets d'amplification du signal sismique par des couches sédimentaires peu consolidées ou par la topographie peuvent augmenter l'aléa sismique. C'est l'effet de site qui non seulement peut amplifier dans certaines gammes de fréquence l'amplitude du signal d'un facteur pouvant être supérieur à 10, mais peut aussi le faire durer plus longtemps lorsque les ondes sismiques sont piégées dans un bassin sédimentaire.

1.3 Caractérisation des séismes

Pour évaluer l'aléa sismique il est tout d'abord nécessaire d'estimer la potentialité qu'a un séisme de se déclencher. A l'échelle du globe terrestre les séismes ont lieu préférentiellement à la frontière des plaques lithosphériques, là où la croûte est la plus fragile. L'aléa sismique est donc très élevé au niveau des limites de plaques. A cette activité principale vient s'ajouter une sismicité plus diffuse sur des failles secondaires qui n'en sont pas moins actives donc menaçantes. L'évaluation de l'aléa sismique d'une région passe d'abord par la reconnaissance des failles préexistantes, et l'étude de leur activité.

La sismicité du bassin méditerranéen, résulte de la convergence des plaques Afrique et Eurasie. Cette convergence donne naissance à un domaine de collision continentale caractérisé par une activité de type intraplaque. L'activité sismique de la France peut être qualifiée de modérée par rapport à d'autres zones plus actives en Méditerranée, telles que la Grèce ou l'Italie. Cependant, on dénombre en moyenne en France trois séismes de magnitude supérieure à 6 et jusqu'à une dizaine de séismes de magnitude supérieure à 5 par siècle (Lambert *et al.*, 1997).

La première étape de l'évaluation de l'aléa sismique consiste classiquement à déterminer l'amplitude possible du prochain séisme significatif en un lieu donné à la lumière des événements passés. Cette tâche est relativement aisée dans des régions où le taux de déformation est élevé (comme pour la plupart des régions du pourtour du Pacifique).

Au contraire, dans les zones à faible taux de déformation, la sismicité instrumentale ou historique constitue très souvent, compte tenu des longs intervalles de récurrence des événements sismiques, une fenêtre de temps insuffisante pour la prévision des événements extrêmes. Pour résoudre ce problème, les experts recherchent des informations complémentaires à travers d'autres disciplines telles que l'archéosismicité, la paléosismicité, et la néotectonique.

La caractérisation des séismes à prendre en compte pour l'estimation de l'aléa repose actuellement sur la base de données SIRENE, qui contient des informations sur les séismes historiques français. Par ailleurs, les bases de données instrumentales, malgré le faible intervalle de temps qu'elles couvrent, apportent des informations précieuses parmi

lesquelles les localisations précises et les mécanismes au foyer.

La reconnaissance des zones sources verra, la plupart du temps, la collaboration des tectonicien(ne)s, des géologues et des sismologues : les failles très actives marquent suffisamment la morphologie du paysage (décalages des reliefs, du cours des rivières, ...) pour que la localisation des sources soit possible. L'identification des failles n'est pourtant pas toujours simple, pour des sources peu actives, comme c'est le cas en France. Pour traquer de telles failles, la recherche d'indices de sismicité historique et le concours des tectonicien(ne)s et des géologues sont utiles.

1.4 Caractérisation du mouvement sismique

Une fois la caractérisation des sources effectuée (localisation, magnitude, ...), la modélisation des mouvements sismiques prévus en certains sites devient nécessaire. Actuellement, les mouvements sismiques à prendre en compte pour les constructions critiques reposent essentiellement sur des lois d'atténuation calées sur des bases de données accélérométriques. Ces lois d'atténuation décrites au chapitre 9 sont basées sur des modèles empiriques. Ces lois permettent de prédire les caractéristiques du mouvement sismique pour une distance à la source, une magnitude et une condition de site données. Les ingénieurs du génie parasismique utilisent l'information contenue dans l'accélérogramme sous la forme d'un spectre de réponse pour dimensionner les structures aux normes parasismiques. Ce spectre est la réponse d'un oscillateur linéaire à un seul degré de liberté, à un mouvement sismique appliqué à sa base. L'équation du mouvement de l'oscillateur libre s'écrit :

$$\frac{\partial^2 x(t)}{\partial t^2} + 2\zeta\omega \frac{\partial x(t)}{\partial t} + \omega^2 x(t) = -\gamma(t) \quad (1.1)$$

où $x(t)$ est le déplacement de l'oscillateur soumis à l'excitation $\gamma(t)$, c'est-à-dire l'accélération du sol. ζ est l'amortissement visqueux et ω est la fréquence propre de l'oscillateur. Cette notion de spectre de réponse a été introduite en génie parasismique par Benioff (1934) et Housner (1941) pour prévoir les dégâts causés aux constructions par des séismes. Ce spectre donne pour une fréquence donnée, un seuil (en accélération par exemple) auquel le bâtiment devra résister.

1.5 Problématiques liées à l'évaluation de l'aléa

En ce qui concerne les caractéristiques de la source, deux problèmes fondamentaux se posent lors de l'estimation de l'aléa sismique tel qu'il est pratiqué au Bureau d'Evaluation des Risques Sismiques pour la Sécurité des Installations Nucléaires :

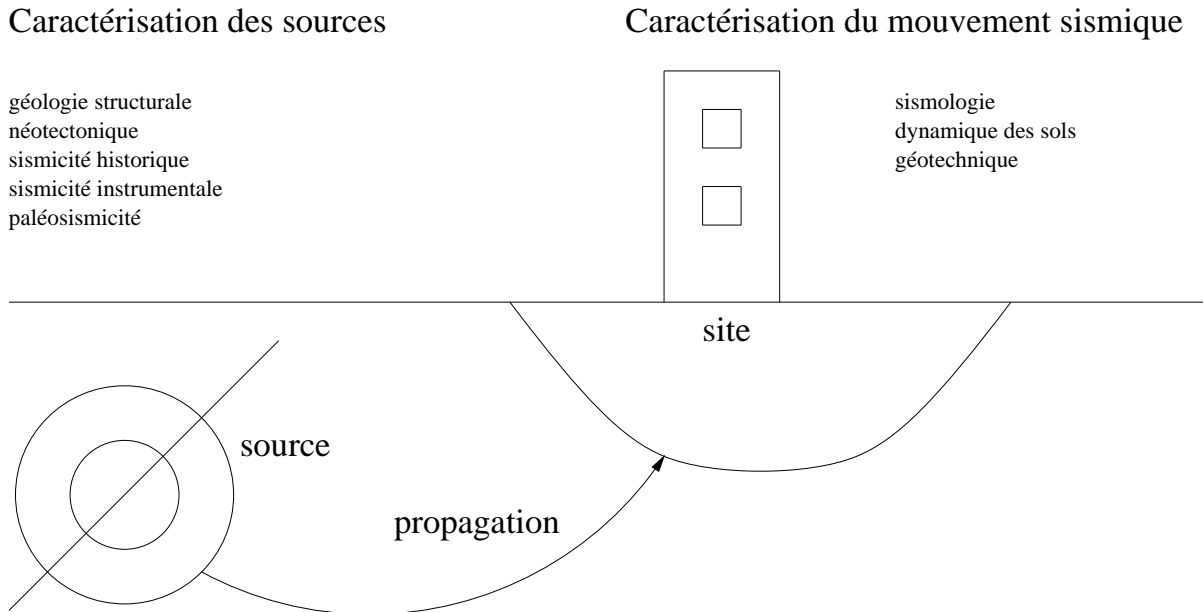


FIG. 1.1 – *Évaluation de l'aléa sismique : étapes principales.*

- Quelle est l'influence de la segmentation des failles sur la taille du séisme?

La compréhension de l'arrêt des séismes est fondamentale pour déterminer le séisme maximal dans une région donnée et ainsi mieux évaluer l'aléa sismique. Il est important de savoir quelles sont les barrières qui arrêtent un séisme et quel est le rôle de la segmentation des failles sur le développement de la rupture sismique. De nouvelles données très précises permettent actuellement de mieux comprendre comment se propage la rupture et quels sont les facteurs qui permettent de stopper le séisme.

- Comment caractériser le mouvement sismique créé par un séisme proche?

Près des séismes, il est difficile d'estimer la radiation haute fréquence et la durée de sollicitation auxquelles seraient soumises les constructions. Ces paramètres, utiles aux ingénieurs pour tester les structures, dépendent fortement de la physique de la rupture sur une faille à géométrie complexe. Cette difficulté dans la caractérisation du séisme proche vient du fait que, jusqu'à récemment encore, les seules données en nombre que possédait l'expert étaient les observations des dégâts (données macrosismiques).

1.6 Conclusion

Pour répondre à ces questions, il est nécessaire d'étudier le développement de la rupture lors d'un tremblement de terre et le mouvement sismique en champ proche. Il est également nécessaire d'étudier la cinématique des séismes pour avoir des indications sur les paramètres qui contrôlent le processus de rupture : c'est le sujet de cette thèse.

De nouvelles données sismologiques (mouvements forts) et géodésiques (interférométrie

radar) permettent de mesurer les mouvements et les déformations créés par les séismes très près de la source. Ces données nouvelles contiennent des informations sur le processus sismique à sa source c'est-à-dire lors de la propagation de la rupture sur la faille. Nous avons développé une méthode d'imagerie du processus de rupture en utilisant ces données nouvelles. Nous avons validé cette méthode dans le cas du séisme californien de Landers (Hernandez *et al.*, 1999).

Nous avons au cours de cette thèse étudié d'autres sources sismiques et les mouvements qu'elles génèrent dans un but d'estimation de l'aléa sismique et de la compréhension de la rupture sismique.

Chapitre 2

Etude de la source sismique

2.1 Introduction

Le premier chapitre de cette thèse a permis de poser le cadre de notre recherche : l'étude de la source sismique, à l'aide de données proches, afin de caractériser au mieux les séismes et les mouvements qui leur sont associés dans un but d'estimation de l'aléa sismique et de compréhension de la rupture sismique.

Dans ce chapitre, nous présentons les données que nous avons utilisées pour étudier différents séismes dont nous présentons les résultats dans la deuxième et la troisième partie. Après avoir décrit ces données, nous présentons les formulations directes nous permettant de calculer les déformations statiques et les mouvements dynamiques du sol à partir d'un modèle de source. Nous présentons, à la fin de ce chapitre, les techniques d'inversion que nous avons utilisées pour contraindre les paramètres de nos modèles. Les algorithmes utilisés nous ont permis de trouver des modèles en accord avec les données observées. Ces techniques d'inversion nous ont de plus permis de tester l'unicité et la résolution de nos solutions.

2.2 Données disponibles pour étudier la source

Il n'est pas possible d'étudier directement les séismes là où ils se développent, à plusieurs kilomètres sous nos pieds. Avec le développement des réseaux sismologiques il est aujourd'hui possible d'analyser le mouvement du sol enregistré, en fonction du temps, près de la source. Il est aussi possible d'avoir accès aux déformations de la surface terrestre créées par le séisme grâce à des mesures de géodésie spatiale haute résolution. En revanche, en ce qui concerne les séismes passés, seuls les écrits, les dégâts sur les constructions ou les signatures morphologiques du paysage peuvent nous apporter des informations sur l'activité des sources sismiques.

2.2.1 Limite des données sismologiques lointaines

A l'heure actuelle les données téléseismiques mondiales (Géoscope¹, IRIS²) permettent de localiser instantanément les gros séismes à l'échelle de la planète. Le tenseur des moments est également estimé très rapidement par les organismes mondiaux tels que l'Université d'Harvard, USGS/NEIC³, ou ERI⁴. Ces solutions automatiques sont basées sur l'inversion des phases et les formes d'ondes dans des gammes de fréquences bien définies (Kanamori et Given, 1981; Sipkin, 1994; Kawakatsu, 1995).

Par rapport aux autres données, les données de champ proche présentent plusieurs avantages. Elles sont dominées par les effets de source si elles sont situées sur des sites au rocher. Elles sont très sensibles aux variations spatiales du mouvement sismique. Elles sont donc les plus appropriées pour étudier les détails de la rupture. Dans le cadre de cette thèse, des sources réelles ont été étudiées à partir des données de champ proche suivantes :

- intensités macrosismiques,
- déformations géodésiques,
- mouvements sismiques forts.

2.2.2 Les intensités macrosismiques

Une intensité macrosismique est une mesure liée à la force du choc ressenti en un point de la surface. C'est la perception humaine des vibrations et le degré d'endommagement des structures ou de l'environnement (glissement de terrain, coulées de boue, variation du niveau des nappes aquifères ou du débit des sources) qui sont les critères de définition d'intensité en un point.

L'échelle MSK (des initiales de ses auteurs, *Medvedev, Sponheuer, Karnik*; Medvedev *et al.*, 1963) comporte 12 niveaux depuis la secousse à peine perceptible jusqu'au changement profond du paysage. Ces données qualitatives sont essentielles pour caractériser les séismes à prendre en compte pour estimer l'aléa sismique en France. Elles sont souvent les seules informations permettant d'étudier des séismes anciens. Elles permettent d'estimer approximativement le lieu du séisme, son importance et parfois de faire des hypothèses quant à la profondeur de la source et à la géométrie de la faille. L'utilisation des cartes macrosismiques, pour contraindre la localisation des séismes et leur dimension caractéristique, sera abordée plus en détails au chapitre 3.

1. programme lancé en 1982 par l'Institut National des Sciences de l'Univers et le Centre National de la Recherche Scientifique

2. Incorporated Research Institution for Seismology

3. United States Geological Survey, National Earthquake Information Center

4. Earthquake Research Institute, Université de Tokyo, Japon

2.2.3 Les mesures géodésiques

La géodésie est l'étude de la forme et des déformations de la surface terrestre. Les déformations statiques du sol acquises près d'un séisme permettent de préciser la localisation de la source, sa géométrie et la distribution du glissement sur la faille. Aux mesures traditionnelles effectuées au sol à l'aide d'instruments (inclinométrie, triangulation profils de nivellement, gravimétrie ...) viennent s'ajouter depuis une dizaine d'années des mesures par satellites (GPS, Interférométrie radar ...).

Le système GPS

Le système GPS (Global Positioning System) a été conçu par le département de la défense américaine. Il a été développé au début des années 1980 dans le but de déterminer rapidement et de manière sûre, la position de n'importe quel point sur la terre. La position d'une station est déterminée en mesurant des distances récepteurs-satellites. Quatre satellites sont utilisés pour déterminer une position, trois pour les coordonnées du site et un quatrième pour synchroniser l'horloge du récepteur et celle des satellites. Bien que le but initial du GPS soit la navigation sur terre, en mer ou bien dans les airs, son emploi en mode statique permet son utilisation en géodésie. Il s'agit d'utiliser simultanément plusieurs récepteurs fixes pour effectuer un positionnement relatif et déterminer les bases entre chaque site. On constitue un réseau, comme en géodésie traditionnelle. La précision des résultats dépend en grande partie de la géométrie du réseau et du traitement des mesures.

L'interférométrie radar différentielle (DInSAR)

Ces dernières années, la géodésie a vécu grâce à la télédétection radar une avancée très importante. En effet il y a moins de dix ans, l'unique moyen pour les géophysiciens de surveiller les déplacements de la croûte terrestre était encore de se rendre sur le terrain pour constater l'évolution des réseaux géodésiques au cours du temps.

Pour détecter des déplacements avec un radar sur un satellite, il faut disposer d'images prises approximativement du même endroit. Les radars installés sur les satellites européens ERS émettent des impulsions de longueur d'onde $\lambda = 56.564 \text{ mm}$ (canal C : $f = 5.3 \text{ GHz}$). Chaque pixel acquis lors d'un passage au dessus d'un site contient des informations sur l'intensité et sur la phase du signal renvoyé par la surface terrestre. Pour chaque pixel de coordonnées (i, j) on peut utiliser la notation complexe $A(i, j) = |A(i, j)| e^{i\Phi(i, j)}$ où $|A(i, j)|$ est l'amplitude du signal et $\Phi(i, j)$ est la phase. L'image d'amplitude permet d'avoir une «vision» de la région observée dans le domaine hyperfréquence. Dans ce domaine du spectre électro-magnétique, les villes et les surfaces montagneuses sont très

réfléchissantes et apparaissent brillantes, tandis que les déserts de sable et les vallées absorbent le signal et apparaissent sombres. Les images d'amplitude nous donnent une idée sur le relief et la nature du sol mais ne nous apportent aucune information précise quant à la déformation cosismique. La phase ($\Phi(i, j)$), quant à elle, dépend à la fois de la longueur du parcours du signal, entre le satellite et le sol, et du saut de phase consécutif à la réflexion de l'onde sur la surface. Cette dernière quantité peut être éliminée, entre deux images du même site, si les caractéristiques diélectriques du sol restent constantes et si l'écart entre les deux orbites satisfait certaines conditions de cohérence. L'interférogramme différentiel est obtenu par simple soustraction de deux images de phase ($\Delta\Phi(i, j) = \Phi_1(i, j) - \Phi_2(i, j)$). Les contributions orbitales et topographiques sont ensuite éliminées grâce aux données de position orbitale et à un modèle numérique de terrain. Les franges résiduelles sont alors exclusivement dues à la déformation statique du sol entre les deux prises de vue. En raison de l'aller-retour opéré par l'onde, une frange correspond à un déplacement dans la direction sol-satellite égale à la moitié de la longueur d'onde du radar, soit 28,283 mm pour les satellites ERS. On peut ensuite remonter au champ de déformation dans l'axe sol-satellite puisqu'elle est proportionnelle à la phase :

$$\Delta d = \frac{\lambda \Delta\Phi}{4\pi} \left[\frac{\lambda}{2} \right] \quad (2.1)$$

La phase étant définie modulo 2π cette opération qui consiste à dérouler les franges est assez délicate. Dans les études que nous présentons dans la troisième partie nous extrayons de l'image un ensemble de points pour lesquels nous pouvons compter le nombre de franges les séparant d'une région où l'on sait que le déplacement est nul.

Contrairement aux données GPS qui sont des mesures vectorielles en un point, l'interférométrie radar nous donne une image du champ de déformation dans l'axe sol-satellite.

Le principal défaut des mesures géodésiques est la mauvaise résolution en temps. L'espacement entre les deux mesures est en effet le plus souvent bien supérieur à la durée correspondant à la mise en place du champ de déformation due à la phase cosismique. Il en résulte que l'interprétation des résultats d'inversion en terme de déformation de la faille active est une hypothèse de travail parfois dangereuse, dans le cas de fluage pré- et post-sismique. Cependant ces données apportent des indications précises sur la géométrie de la faille, sa localisation et le glissement. Ces indications peuvent, ensuite, être utilisées pour définir un modèle de départ pour inverser d'autres données (voir partie III).

2.2.4 Les mouvements forts

Les données de mouvement fort sont des enregistrements temporels du mouvement du sol acquis près de la source sismique lors d'un séisme. Ces mouvements sont en général enregistrés par des accéléromètres afin d'éviter les problèmes de saturation dûs à la proxi-

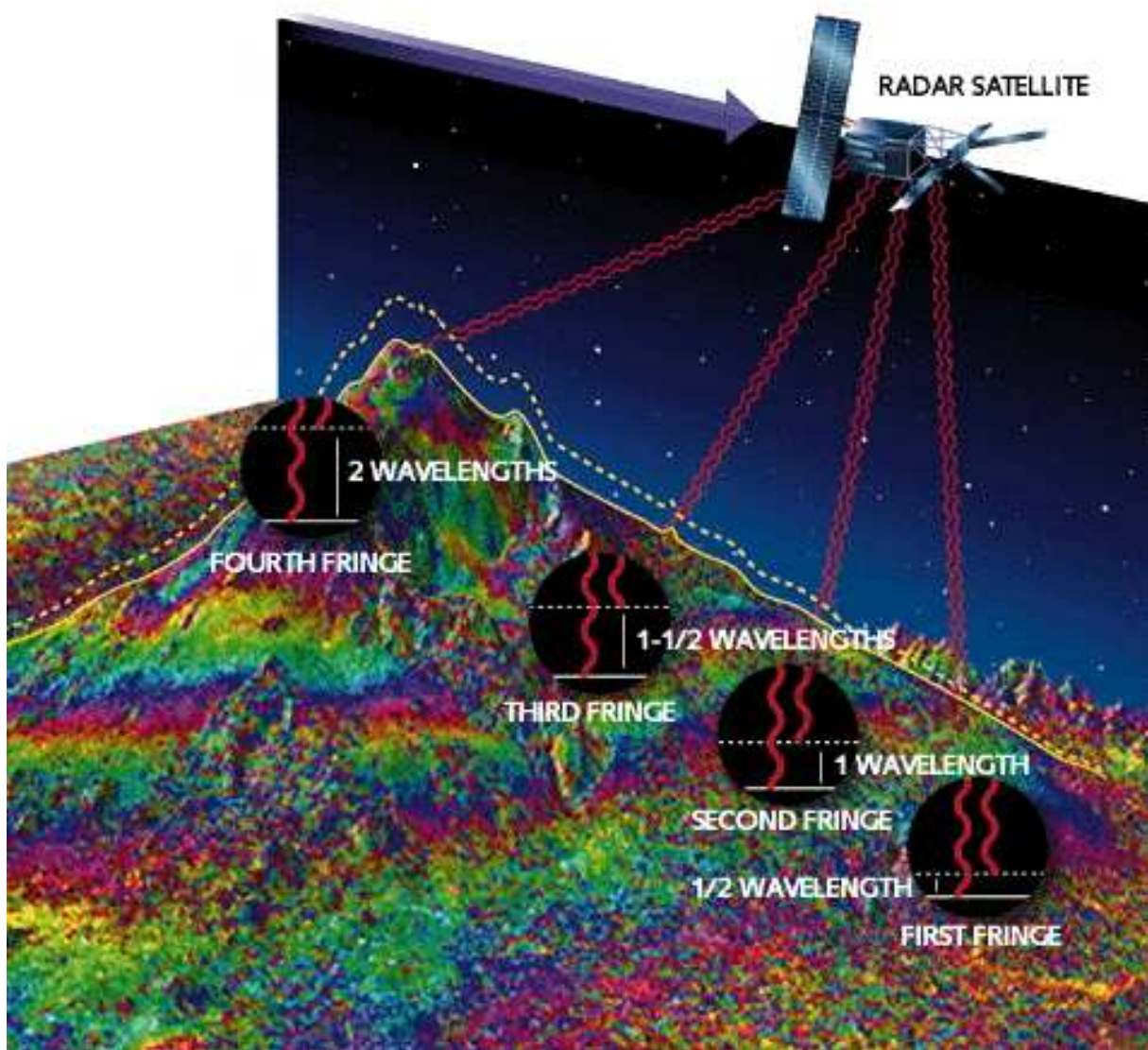


FIG. 2.1 – Principe de l'interférométrie radar par satellite. En raison de l'aller-retour opéré par l'onde, une frange interférométrique correspond à un déplacement dans la direction sol-satellite égale à la moitié de la longueur d'onde du radar.

mité de la source. En effet, l'accélération du sol ne dépassant que très rarement la valeur de $1g$, les accéléromètres peuvent être réglés pour ne pas saturer même très près de la source. Par contre, d'autres instruments sismologiques peuvent saturer car le mouvement sismique peut dépasser le domaine de variabilité prévu pour l'instrument. Ces données dynamiques, enregistrées près de la source, permettent de contraindre non seulement les paramètres statiques de la source mais surtout de décrire la cinématique de la rupture, c'est-à-dire estimer l'évolution du glissement sur le plan de faille au cours du temps. On peut soit faire l'hypothèse, d'après des études télésismiques que le mécanisme est constant sur toute la faille ; on considère alors que la direction du glissement est connue et dans ce cas, seule cette composante est inversée. Si au contraire on ne connaît pas le mécanisme ou si on s'intéresse à sa variation, on inversera les 2 composantes du glissement sur la faille.

2.2.5 Autres informations sur la source

Les mesures de rupture en surface

Quand le séisme atteint la surface, il est alors possible de mesurer le décalage entre les deux lèvres de la faille. Ces observations permettent de préciser la géométrie de la rupture en surface et de quantifier l'amplitude du glissement. Ces mesures ne sont cependant pas directement extrapolables en profondeur. Il faut aussi cartographier toutes les ruptures car elles peuvent être distribuées sur plusieurs failles.

Les ruptures superficielles peuvent causer des décalages dans les dépôts sédimentaires récents et datables ce qui permet de faire des études de paléosismicité grâce à des tranchées recoupant la faille. Ces mesures de paléosismicité sont précieuses car elles permettent de faire des hypothèses sur l'activité des failles sur une échelle de temps beaucoup plus longue que ce que nous permettent les catalogues de sismicité instrumentale et historique. Les décalages observés dans les tranchées doivent cependant être interprétés avec une très grande prudence, car ces mesures sont ponctuelles et superficielles donc difficilement interpolables sur toute une faille dont les dimensions sont, de plus, inconnues a priori.

La distribution des répliques

L'origine en terme mécanique des répliques est mal comprise. Elles pourraient correspondre au réajustement des contraintes sur la faille venant de rompre. Elles permettent ainsi d'avoir une idée de la géométrie et de la localisation de la faille sur laquelle s'est produit le séisme. La connaissance de la distribution des répliques permet notamment de faire la discrimination entre les deux plans nodaux du mécanisme (déterminés à l'aide de données télésismiques, par exemple). Elles permettent d'estimer grossièrement les di-

mensions du choc principal et de suivre la migration de la sismicité lors de séquences sismiques.

Les tsunamis

Lorsque le séisme se produit en mer les déformations du fond marin donnent naissance à une onde à la surface de l'eau causant à son arrivée sur les côtes, des raz-de-marée connus sous le nom de tsunami⁵. Les observations concernant ces raz-de-marée sont difficilement utilisables pour avoir des informations sur la source sismique (Ma *et al.*, 1999; Satake et Tanioka, 1999; Geist et Dmowska, 1999). En revanche il est indispensable de connaître précisément les caractéristiques de la source pour modéliser un tsunami.

2.3 Paramètres pour décrire la source sismique

Les tremblements de terre sont dus à des instabilités frictionnelles, dans la lithosphère, liées aux contraintes créées par le mouvement des plaques tectoniques⁶. Ces mouvements localisés sur les failles, aux frontières des plaques, ne sont pas réguliers. Les failles restent bloquées pendant de longues périodes, tandis que le mouvement des plaques se poursuit sans discontinuer, de part et d'autre. Lors d'un séisme, la faille cède soudainement à la volonté tenace, lente et continue des contraintes tectoniques. Cette rupture se propage avec une vitesse de plusieurs kilomètres par seconde et fait glisser en quelques secondes les deux compartiments de la faille l'un par rapport à l'autre. Nous présentons dans les paragraphes qui suivent les paramètres géométriques et cinématiques permettant de décrire la faille et le développement de la rupture sur celle-ci. Nous nous attachons dans les chapitres suivants à contraindre ces paramètres et à discuter leur résolution à l'aide des données de champ proche acquises lors de séismes récents.

2.3.1 Description de la géométrie de la faille

Lorsque l'on veut définir le processus de rupture d'une source étendue, on fait l'approximation que cette rupture correspond à un glissement sur une surface que l'on assimile en général à un plan ou à une série de plans. Pour définir la géométrie de la faille et la direction du glissement sur celle-ci, on utilise 3 angles (Figure 2.2) :

- l'azimuth⁷ de la faille, Φ , est la direction, dans le plan horizontal, de la faille par rapport au Nord (positif vers l'Est). $\Phi \in [0^\circ, 360^\circ[$.

5. «tsunami» est le nom japonais donné à ces raz-de-marée dus aux séismes

6. à l'exception de séismes particuliers liés, par exemple, aux volcans ou à l'activité humaine

7. «strike» en anglais

- le pendage⁸ de la faille, δ , est l'angle du plan de faille par rapport à l'horizontal. Quand on regarde la faille dans la direction de Φ celle-ci pend à droite. $\delta \in [0^\circ, 90^\circ]$.
- la direction du glissement⁹, λ , est l'angle, mesuré dans le plan de faille, de la direction du glissement par rapport à la direction de l'azimut de la faille. $\lambda \in]-180^\circ, 180^\circ]$.

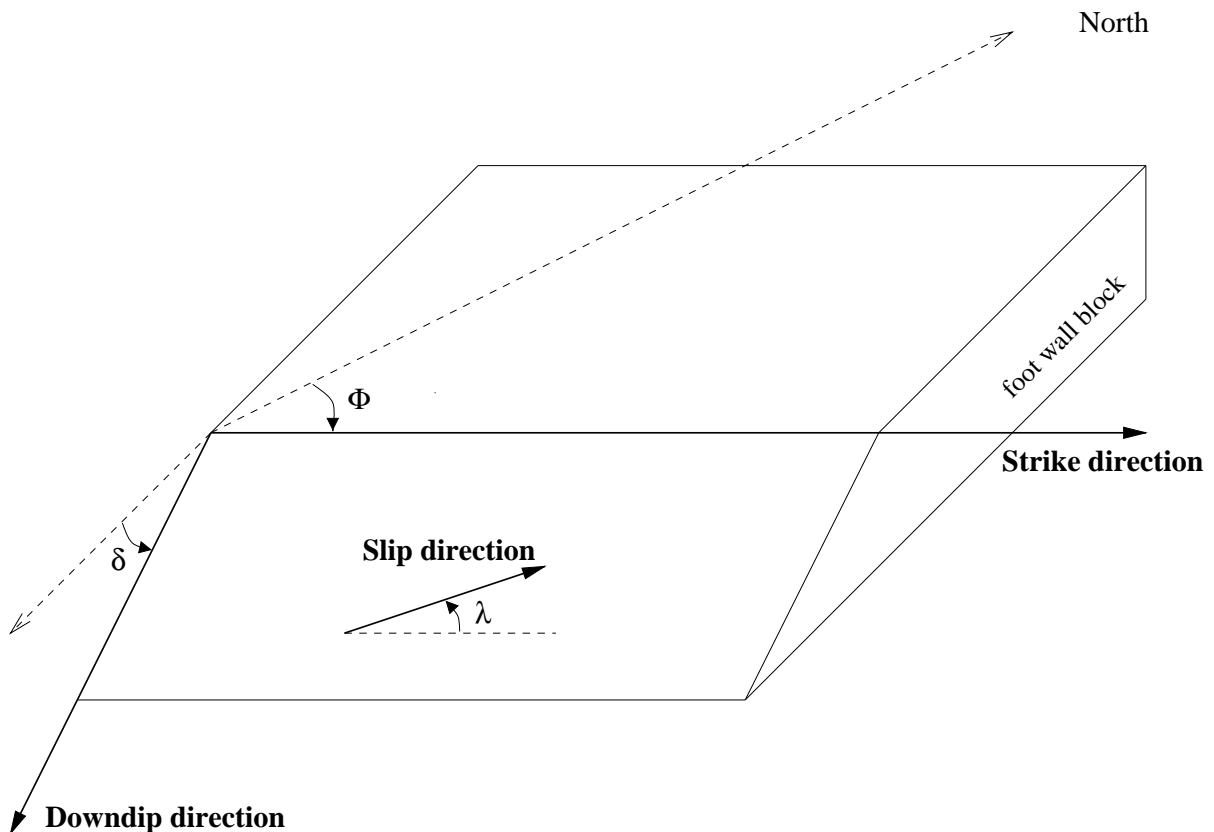


FIG. 2.2 – Définition de la géométrie du plan de faille d'après Aki et Richards (1980). Dans cet exemple, il s'agit d'un chevauchement avec une composante en décrochement sénestre.

La faille ainsi définie sépare deux blocs : le compartiment supérieur¹⁰ et le compartiment inférieur¹¹. En suivant la convention de Aki et Richards (1980), λ correspond à la direction du glissement du compartiment supérieur par rapport au compartiment inférieur.

$$\delta \neq 0^\circ \quad \delta \neq 90^\circ \quad \begin{cases} \lambda \in]0^\circ, 180^\circ[& \text{faille inverse ou chevauchement} \\ \lambda \in]-180^\circ, 0^\circ[& \text{faille normale} \end{cases} \quad (2.2)$$

8. «dip» en anglais

9. «rake» en anglais

10. «hanging wall block» en anglais

11. «footwall block» en anglais

$$\delta \neq 0^\circ \quad \begin{cases} \lambda \in] - 90^\circ, 90^\circ[& \text{composante en décrochement senestre} \\ \lambda \in] - 180^\circ, -90^\circ[\cup]90^\circ, 180^\circ] & \text{composante en décrochement dextre} \end{cases} \quad (2.3)$$

2.3.2 Magnitude

Pour quantifier la taille d'un séisme on utilise la magnitude qui est proportionnelle au logarithme de l'énergie libérée sous forme d'ondes élastiques. La magnitude de moment définie par Hanks et Kanamori (1979) a pour expression :

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.06 \quad (2.4)$$

où M_0 est le moment sismique en Nm et peut s'écrire sous la forme :

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S \quad (2.5)$$

dans le cas d'un séisme se produisant dans un milieu dont la module de cisaillement est μ sur une faille de surface S avec un glissement moyen $\Delta \bar{u}$.

2.3.3 Modélisation du développement de la rupture sismique

Il existe deux approches principales pour étudier l'histoire de la rupture sismique : la simulation dynamique et la description cinématique.

La modélisation dynamique, consiste à simuler la propagation de la rupture à partir de conditions initiales et de lois physiques. Les conditions initiales, les contraintes par exemple sont supposées être connues a priori. Les caractéristiques de la faille, par exemple les lois de frottement, sont en général basées sur des expérimentations de laboratoire. Ces études dynamiques ont été initiées par Kostrov (1966) puis développées principalement par Madariaga (1976) et Das et Aki (1977). Actuellement les modèles dynamiques permettent d'étudier l'influence de la loi de friction sur le glissement (Favreau *et al.*, 1999a), la phase d'initiation (Favreau *et al.*, 1999b), l'arrêt de la rupture (Cochard et Madariaga, 1994) ou encore les interactions entre failles (Voisin *et al.*, 2000). Ces modèles dynamiques reposent sur des conditions initiales dont nous avons une connaissance très limitée. Il est en effet difficile de connaître les contraintes initiales et les propriétés de la faille en chaque point avant le séisme. Cette approche devrait, dans un futur proche, permettre de simuler de manière satisfaisante des séismes réels. Au fur et à mesure de leur avancée, les modèles dynamiques fournissent des précisions sur le comportement macroscopique des failles et tiennent de plus en plus compte de l'hétérogénéité préexistante (Olsen *et al.*, 1997).

La modélisation cinématique, revient à décrire la rupture et son évolution à l'aide d'un nombre réduit de paramètres (géométrie de la faille et histoire du glissement en chaque

point de discrétisation de la faille). Contrairement à l'approche dynamique, la description cinématique ne repose pas sur des lois physiques, si ce n'est le domaine de variabilité des paramètres qui doit être réaliste. L'approche cinématique présente l'avantage de décrire, le processus de manière simple, avec un nombre limité de paramètres et sans hypothèses trop fortes a priori. Les deux approches sont complémentaires. En effet, les modèles cinématiques utilisés pour décrire la rupture de séismes bien instrumentés permettent de faire des hypothèses quant au développement dynamique de la rupture (Quin, 1990; Miyatake, 1992; Fukuyama et Mikumo, 1993; Bouchon, 1997; Bouchon *et al.*, 1998). D'un autre côté les modes de propagation prévus par la dynamique (fracture, dislocation ...) doivent faire évoluer la paramétrisation des modèles cinématiques (Cotton et Campillo, 1994).

C'est la description cinématique que nous utilisons pour estimer des paramètres tels que :

- la taille de la zone de rupture,
- l'amplitude du glissement et sa distribution sur la faille,
- la vitesse de la rupture et ses variations,
- la durée locale du glissement.

2.3.4 Un modèle cinématique simple

Considérons un modèle de source étendue très simple connu sous le nom de modèle de Haskell (Figure 2.3). La rupture est décrite uniquement par 4 types de paramètres :

- la longueur L et la largeur W de la faille,
- le glissement final homogène D_0 ,
- la vitesse du front de rupture V_R ,
- la durée locale du glissement¹² T .

Faisons l'hypothèse que le glissement est simultané sur toute la largeur de la faille (W) et se propage à la vitesse V_R jusqu'à $x = L$. La fonction source en déplacement s'écrit :

$$D(x, t) = D_0 f \left(t - \frac{x}{V_R} \right) \quad (2.6)$$

où f est la forme de la fonction source. Prenons le cas de la fonction rampe :

$$f(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } t \leq 0, \\ t/T & \text{si } 0 \leq t \leq T, \\ 1 & \text{si } t \geq T. \end{cases} \quad (2.7)$$

12. temps de montée («rise time» en anglais)

où T est le temps de montée.

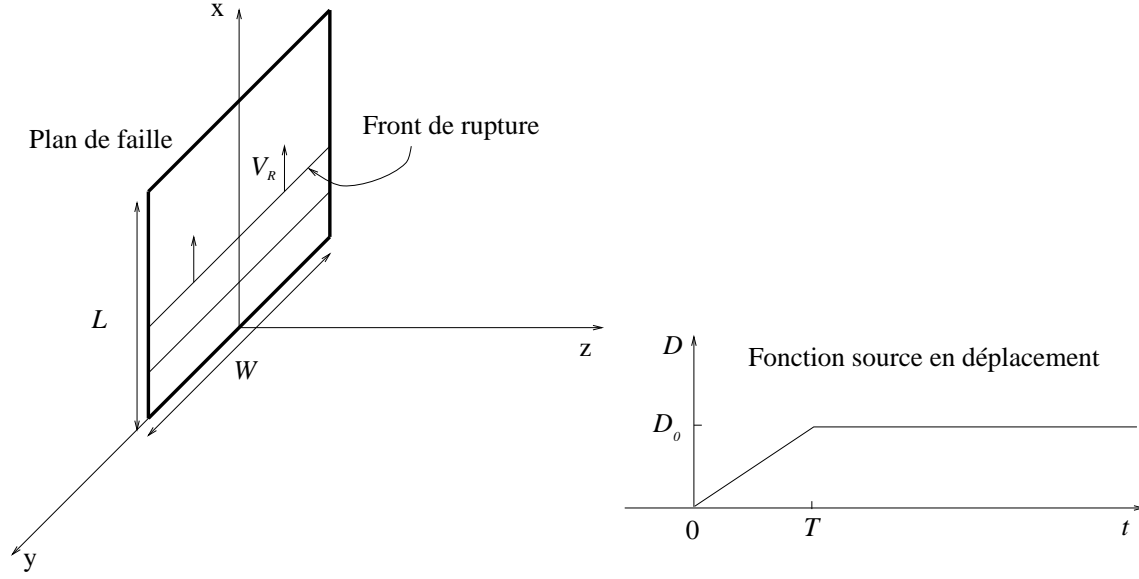


FIG. 2.3 – *Modèle de Haskell : La rupture se propage avec la vitesse V_R sur une faille de largeur W et de longueur L selon la direction x .*

Le rayonnement en champ lointain, de chaque point de la faille peut s'écrire sous la forme :

$$du_i = du_i^P + du_i^S \quad (2.8)$$

où du_i^P et du_i^S sont respectivement les termes de champ lointain pour les ondes P et S et peuvent s'exprimer sous la forme (Lay et Wallace, 1995, Equation 8.65) :

$$du_i^P = \frac{1}{4\pi \rho \alpha^3} \frac{1}{r} R_{ijk}^P \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \quad (2.9)$$

$$du_i^S = \frac{1}{4\pi \rho \beta^3} \frac{1}{r} R_{ijk}^S \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \quad (2.10)$$

où α est la vitesse des ondes P , β celle des ondes S , r est la distance du point source, R_{ijk}^P et R_{ijk}^S sont les termes de radiation des ondes P et S respectivement, \dot{M}_{jk} est la dérivée du moment sismique par rapport au temps.

Dans le cas de l'approximation de champ lointain, le diagramme de radiation est le même pour tous les points de la faille. Le déplacement dû à chaque élément de longueur $d\xi$ a la forme suivante :

$$\overrightarrow{du^{P'}} = \frac{1}{4\pi \rho \alpha^3} \frac{1}{r_0} \overrightarrow{R_\alpha} \mu W d\xi D_0 \dot{f} \left(t - \frac{r(\xi)}{\alpha} - \frac{\xi}{V_R} \right) \quad (2.11)$$

$$\overrightarrow{du^{S'}} = \frac{1}{4\pi \rho \beta^3} \frac{1}{r_0} \overrightarrow{R_\beta} \mu W d\xi D_0 \dot{f} \left(t - \frac{r(\xi)}{\beta} - \frac{\xi}{V_R} \right) \quad (2.12)$$

où μ est le module de cisaillement, et \dot{f} est la dérivée de la fonction source par rapport au temps.

La radiation totale est obtenue en intégrant chaque contribution sur la totalité de la faille :

$$\vec{u}^{X'} = \frac{1}{4\pi\rho C^3} \frac{1}{r_0} \vec{R}_C \mu W D_0 \int_0^L \dot{f} \left(t - \frac{r(\xi)}{C} - \frac{\xi}{V_R} \right) d\xi \text{ avec } \begin{cases} X = P, & C = \alpha \\ X = S, & C = \beta \end{cases} \quad (2.13)$$

Il reste à évaluer l'intégrale (J) sur l'ensemble de la faille :

$$J = \int_0^L \dot{f} \left(t - \frac{r(\xi)}{C} - \frac{\xi}{V_R} \right) d\xi \quad (2.14)$$

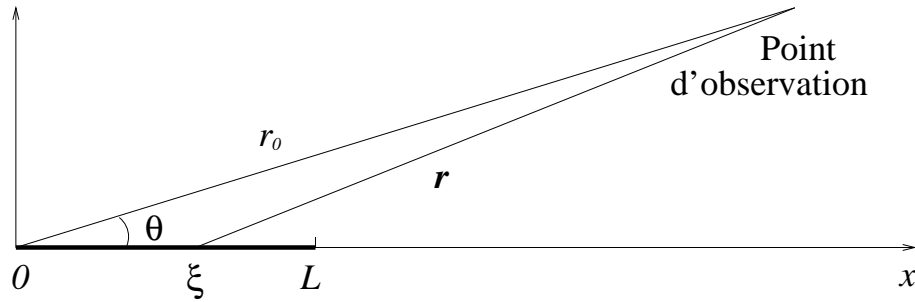


FIG. 2.4 – Approximation de source lointaine.

r est grand devant L (Figure 2.4) on peut faire l'approximation que $r(\xi) \simeq r_0 - \xi \cos \theta$, alors :

$$J = \int_0^L \dot{f} \left(t - \frac{r_0}{C} + \frac{\xi}{C} \cos \theta - \frac{\xi}{V_R} \right) d\xi \quad (2.15)$$

$$J = \int_0^L \dot{f} \left(t - \frac{r_0}{C} - \frac{\xi}{C} \left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta \right) \right) d\xi \quad (2.16)$$

Faisons un changement de variable :

$$\begin{cases} \eta = t - \frac{r_0}{C} - \frac{\xi}{C} \left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta \right) \\ d\eta = -\frac{1}{C} \left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta \right) d\xi \end{cases} \quad (2.17)$$

$$\begin{aligned} \text{en } \xi = 0 &\Rightarrow \eta(\xi = 0) = t - \frac{r_0}{C} \\ \text{en } \xi = L &\Rightarrow \eta(\xi = L) = t - \frac{r_0}{C} - \frac{L}{C} \left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta \right) = t - \frac{r_0}{C} - \tau_0 \end{aligned} \quad (2.18)$$

τ_0 est la durée apparente du séisme et dépend de la longueur de la faille L , de la vitesse de rupture V_R , de la vitesse de l'onde considérée C et de l'azimuth θ du point d'observation par rapport à la faille (Figure 2.4).

$$\tau_0 = \frac{L}{C} \left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta \right) = \frac{L}{V_R} - \frac{L}{C} \cos \theta \quad (2.19)$$

$$\begin{cases} 0 \leq \theta < \pi/2 &\Rightarrow \tau_0 < L/V_R \\ \theta = \pi/2 &\Rightarrow \tau_0 = L/V_R = \text{durée réelle} \\ \pi/2 < \theta \leq \pi &\Rightarrow \tau_0 > L/V_R \end{cases} \quad (2.20)$$

$$J = -\frac{C}{\left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta\right)} \int_{t-\frac{r_0}{C}}^{t-\frac{r_0}{C}-\tau_0} \dot{f}(\eta) d\eta \quad (2.21)$$

$$J = \frac{C}{\left(\frac{C}{V_R} - \cos \theta\right)} \left[f\left(t - \frac{r_0}{C}\right) - f\left(t - \frac{r_0}{C} - \tau_0\right) \right] \quad (2.22)$$

$$J = \frac{L}{\tau_0} \left[f\left(t - \frac{r_0}{C}\right) - f\left(t - \frac{r_0}{C} - \tau_0\right) \right] \quad (2.23)$$

$$\vec{u}^X = \frac{1}{4\pi \rho C^3} \frac{1}{r_0} \vec{R}_C M_0 \frac{1}{\tau_0} \left[f\left(t - \frac{r_0}{C}\right) - f\left(t - \frac{r_0}{C} - \tau_0\right) \right] \quad (2.24)$$

avec :

$$M_0 = \mu W L D_0 \quad (2.25)$$

En champ lointain l'amplitude du signal est proportionnelle au moment sismique et inversement proportionnelle à la durée apparente τ_0 qui dépend de l'azimut de la station par rapport à la faille θ , de la longueur de la faille L , de la vitesse de rupture V_R et de la vitesse des ondes.

Passons dans le domaine des fréquences :

$$TF \left[f\left(t - \frac{r_0}{C}\right) \right] = e^{-i\omega \frac{r_0}{C}} F(\omega) \quad (2.26)$$

$$TF \left[f\left(t - \frac{r_0}{C} - \tau_0\right) \right] = e^{-i\omega \left(\frac{r_0}{C} + \tau_0\right)} F(\omega) \quad (2.27)$$

$$TF \left[f\left(t - \frac{r_0}{C}\right) - f\left(t - \frac{r_0}{C} - \tau_0\right) \right] = F(\omega) e^{-i\omega \frac{r_0}{C}} [1 - e^{-i\omega \tau_0}] \quad (2.28)$$

La transformée de Fourier de la fonction rampe (Equation 2.7, Figure 2.3) est égale à :

$$TF [f(t)] = F(\omega) = \frac{1}{\omega^2 T} (e^{-i\omega T} - 1) \quad (2.29)$$

L'amplitude du spectre de u^X a pour expression :

$$|\tilde{u}^X(\omega)| = \frac{1}{4\pi \rho \alpha^3} \frac{1}{r_0} R_C M_0 \left| \frac{\sin \frac{\omega \tau_0}{2}}{\frac{\omega \tau_0}{2}} \right| \left| \frac{\sin \frac{\omega T}{2}}{\frac{\omega T}{2}} \right| \quad (2.30)$$

A basse fréquence l'amplitude du spectre vaut :

$$\lim_{\omega \rightarrow 0} |\tilde{u}^X(\omega)| = \frac{1}{4\pi \rho C^3} \frac{1}{r_0} R_C M_0 \quad (2.31)$$

L'amplitude du niveau plat du spectre à basse fréquence est proportionnelle au moment sismique M_0 .

A haute fréquence, en échelle logarithmique, l'amplitude du spectre se trouve sous l'asymptote $g(\omega)$:

$$g(\omega) = \frac{1}{4\pi \rho C^3} \frac{1}{r_0} R_C M_0 \frac{4}{\tau_0 T \omega^2} \quad (2.32)$$

Ce modèle cinématique simple montre l'influence de la taille de la source, de la vitesse du

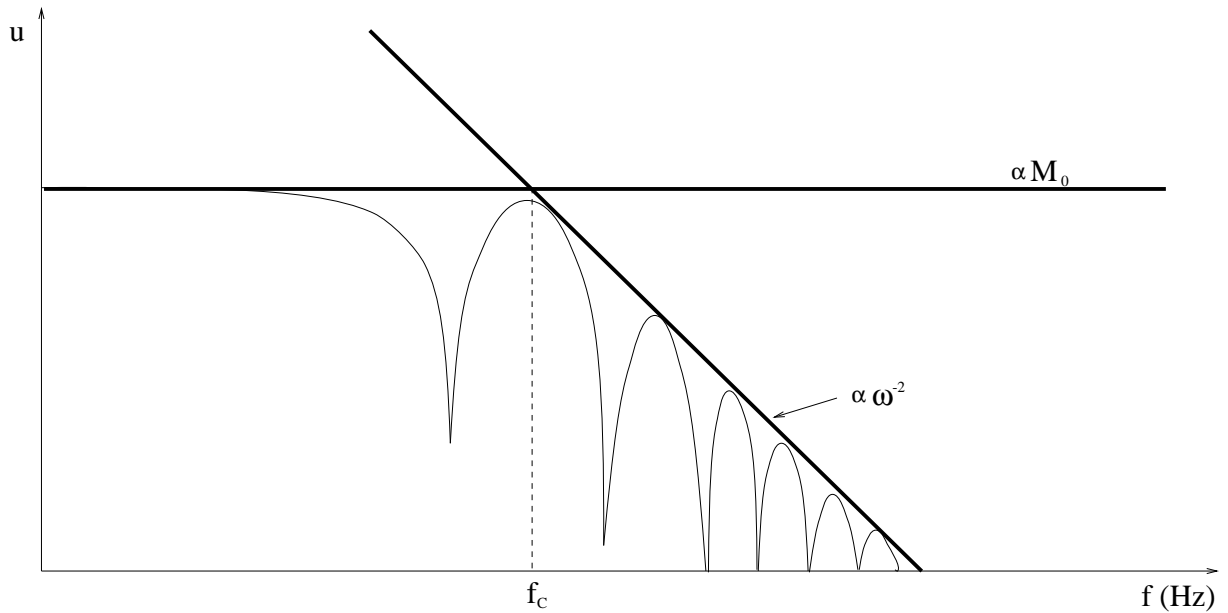


FIG. 2.5 – *Modèle de Haskell, spectre en amplitude (échelle logarithmique). La partie basse fréquence est proportionnelle au moment sismique. La décroissance haute fréquence du spectre est en ω^{-2} .*

front de rupture et du temps de montée sur la forme du signal sismique enregistré. C'est ce genre de modèle que nous allons utiliser pour remonter aux caractéristiques principales de la source connaissant les mouvements sismiques enregistrés près de la source. Bien entendu comme nous cherchons à modéliser des données proches, il est nécessaire de tenir compte des termes de champ proche. Pour imaginer la rupture sur le plan de faille et ses variations il faut discrétiser la faille en sous-éléments pour lesquels nous caractériserons la rupture avec un nombre limité de paramètres pour ne pas rendre le problème sous-déterminé.

2.3.5 La formulation du problème

La base théorique du problème en terme de glissement sur la faille est donnée par le théorème de représentation (équation 3.2 de Aki et Richards, 1980, équation 3.2.18 de Kostrov et Das, 1988). Si on néglige les forces de volume, le déplacement à une station localisée en y peut s'exprimer en fonction de la distribution du glissement sur la surface de la faille Σ par :

$$u_k(y, \tau) = \int_0^\tau dt \iint_{\Sigma} G_{ik}(y, x, \tau, t) a_i(x, t) d\Sigma \quad (2.33)$$

$u_k(y, \tau)$ est la composante k du déplacement au point d'observation (y, τ) ; $G_{ik}(y, x, \tau, t)$ est la réponse impulsionnelle du milieu au point d'observation (y, τ) due à une dislocation au point source (x, t) et $a_i(x, t)$ est la composante i du glissement sur la faille.

Le problème de l'imagerie consiste à estimer le glissement $a_i(x, t)$ connaissant $u_k(y, \tau)$ et $G_{ik}(y, x, \tau, t)$. Pour résoudre ce problème, plusieurs méthodes ont été proposées dans le

domaine temporel (Olson et Apsel, 1982; Hartzell et Heaton, 1983; Das et Kostrov, 1990; Mendoza *et al.*, 1994; Das et Kostrov, 1994) et d'autres dans le domaine spectral (Olson et Anderson, 1988; Cotton et Campillo, 1995). Dans sa thèse, Cotton (1995), décrit les différentes méthodes et discute les points forts et les limites des différentes approches. Das et Suhadolc (1996) donnent des conseils et des avertissements concernant l'imagerie de la source et des artefacts possibles en utilisant des données synthétiques.

2.3.6 La paramétrisation de la source

Pour inverser les données de mouvement fort nous avons choisi d'utiliser la technique développée dans la thèse de Cotton (1995). Cette technique a été appliquée au séisme de Landers (Cotton et Campillo, 1994; Cotton et Campillo, 1995) et à celui d'Uttarkashi (Cotton *et al.*, 1996). La faille est discrétisée en sous-failles. A chaque sous-faille est associée une fonction source qui correspond à une rampe lisse en déplacement (Figure 2.7). La forme et la position de cette fonction source dépend de trois paramètres (l'amplitude du glissement, le temps de montée et le début de la rupture). La réponse du milieu est calculée par la méthode des nombres d'ondes discrets pour un modèle à stratification plane (Bouchon, 1981; Kennett, 1983; Coutant, 1989).

Les modèles utilisés pour modéliser les déformations statiques du sol considèrent généralement un demi-espace élastique (Okada, 1985; Okada, 1992). Pour des raisons de cohérence, et pour tenir compte de la rhéologie nous avons utilisé la méthode des nombres d'ondes discrets pour calculer la réponse statique dans un milieu à stratification plane (Figures 2.8, 2.9). L'effet des couches superficielles sur les déformations statiques est discuté par Bernard *et al.* (1997), Savage (1998) et Cattin *et al.* (1999).

2.4 Le problème inverse

2.4.1 Passer des données aux paramètres du modèle

Le «problème inverse» est la prose de Monsieur Jourdain. On le rencontre partout, même si on ne s'en aperçoit pas toujours. En effet, à un moment ou à un autre, lors d'une expérimentation scientifique ou tout simplement au cours d'une banale observation de la vie quotidienne on est amené à interpréter ce que l'on observe. En sismologie les exemples sont légion : détermination du mécanisme au foyer à partir des sens de premier mouvement, profils de vitesse à partir de la dispersion des ondes de surface, caractérisation de la structure à partir de données de sismique réflexion, etc ...

Qui dit problème inverse dit problème direct. L'approche directe est basée sur une théorie ou des lois empiriques qui permettent de prédire des observables à l'aide d'un

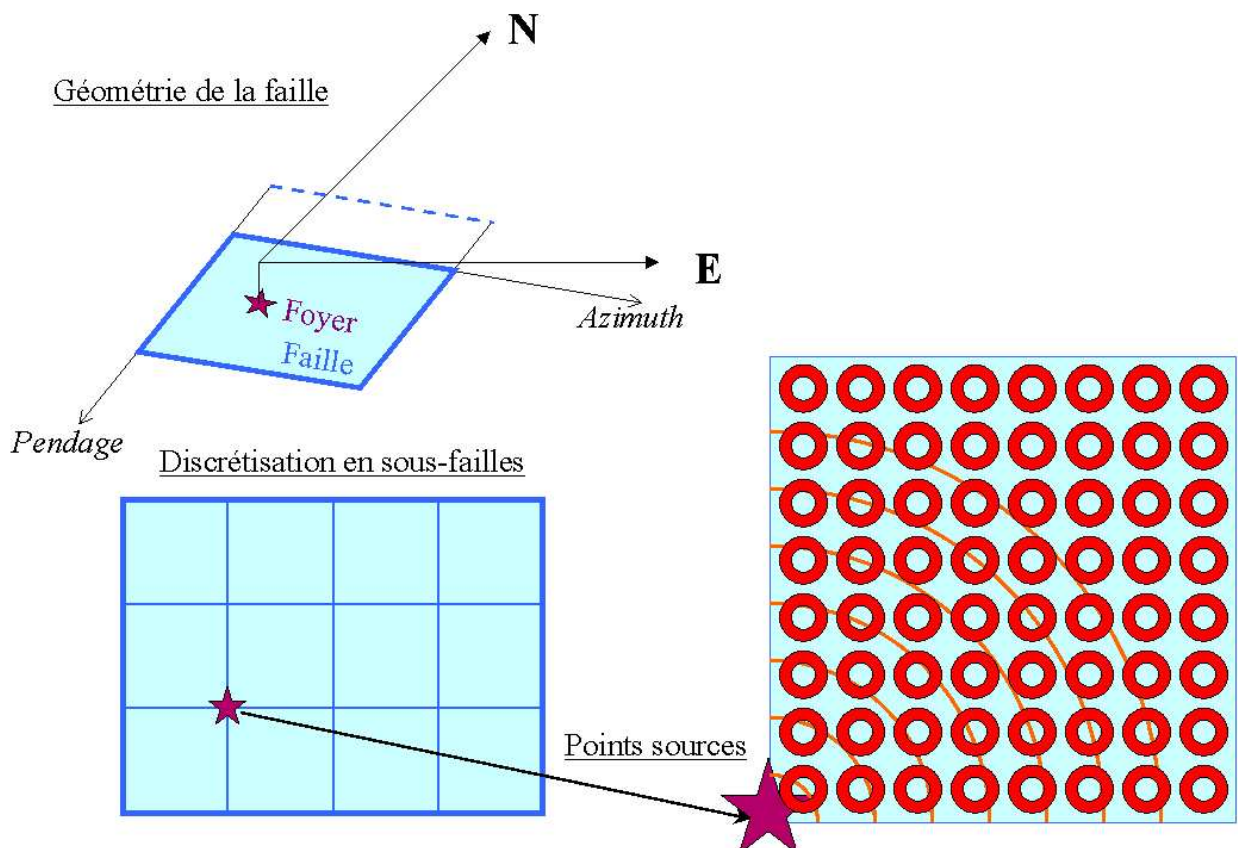


FIG. 2.6 – Paramétrisation de la source. La géométrie de la faille est tout d'abord fixée (plusieurs géométries peuvent être testées). La faille est ensuite discrétisée en sous-failles. Chaque sous-faille est composée de points sources. Les fonctions de Green sont évaluées numériquement entre chaque point source et chaque point d'observation. La vitesse de rupture à l'intérieur d'une sous-faille est constante.

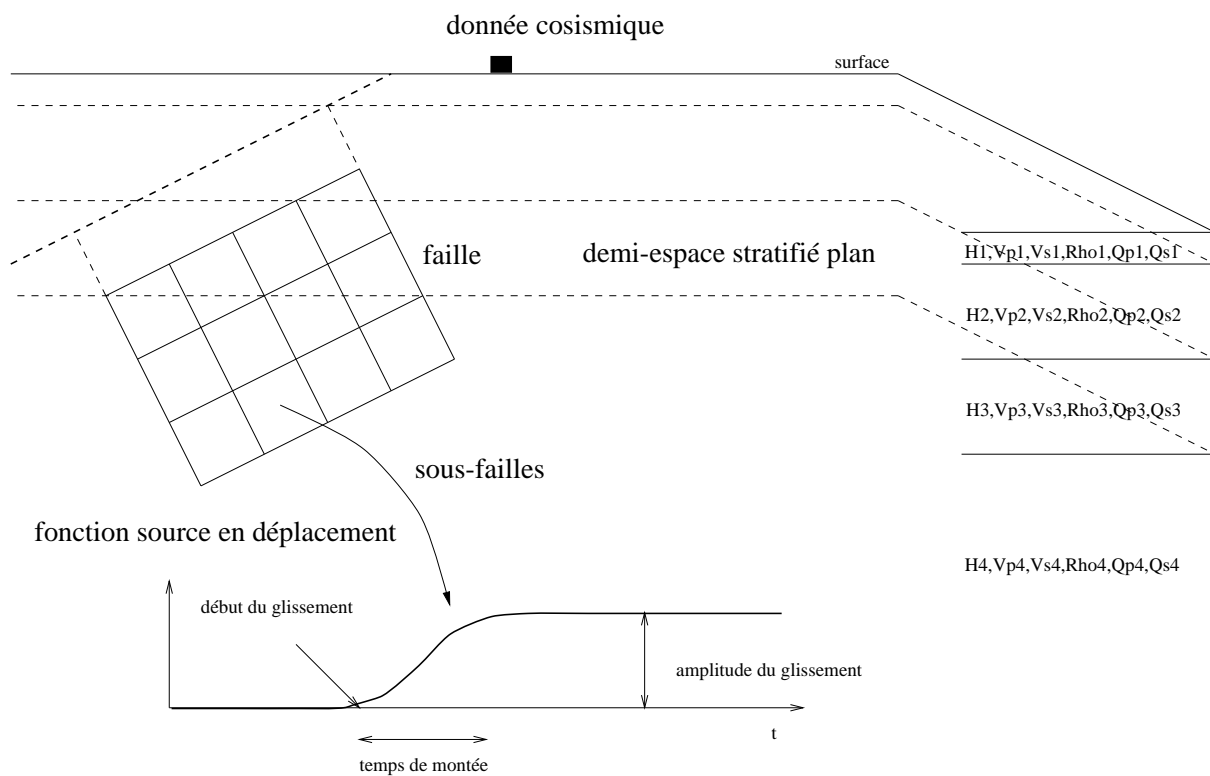


FIG. 2.7 – A chaque sous-faule est associée une fonction source qui correspond à une rampe lisse en déplacement. La réponse du milieu est calculée par la méthode des nombres d'ondes discrets pour un modèle à stratification plane.

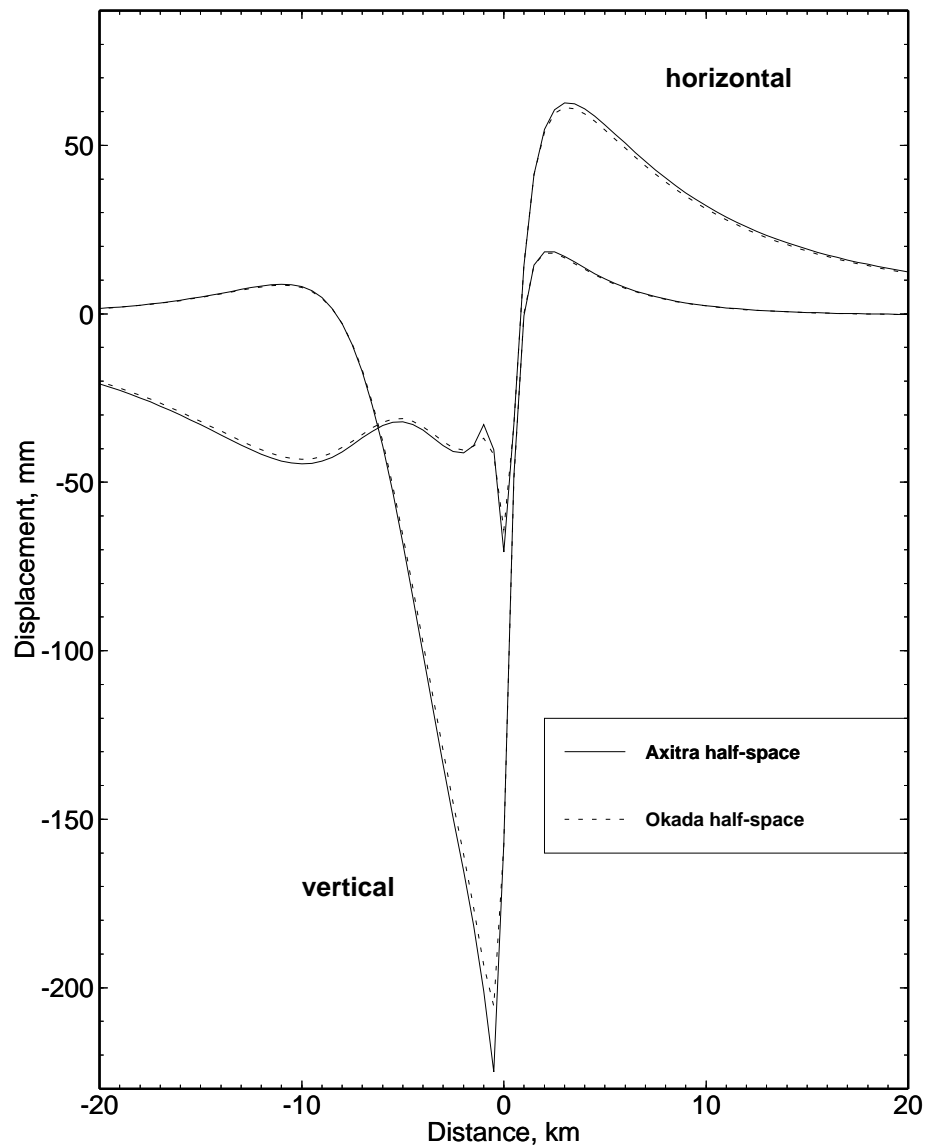


FIG. 2.8 – Déformations calculées avec les formules analytiques d’Okada et la méthode numérique des nombres d’ondes discrets (programme Axitra). Le demi-espace est caractérisé par $V_P = 6300 \text{ m s}^{-1}$, $V_S = 3500 \text{ m s}^{-1}$, $\rho = 2900 \text{ kg m}^{-3}$. La faille fait 12.5 km de long et 7.5 km de large. Le sommet de la faille est à 700 m de profondeur, la faille pend à gauche avec un angle de 42° , le sommet de la faille est à la position horizontale 0 km. Le mécanisme est normal, le glissement est constant sur toute la faille et vaut 37 cm. La figure montre la déformation en surface selon une ligne perpendiculaire à la faille passant en son milieu. La composante horizontale est la composante longitudinale, car pour des raisons de symétrie, la composante transverse est nulle. La légère différence est principalement due à la façon de paramétriser la source (somme de points sources dans le cas de la méthode des nombre d’ondes discrets et dislocation sur une faille rectangulaire dans le cas de la formulation analytique d’Okada).

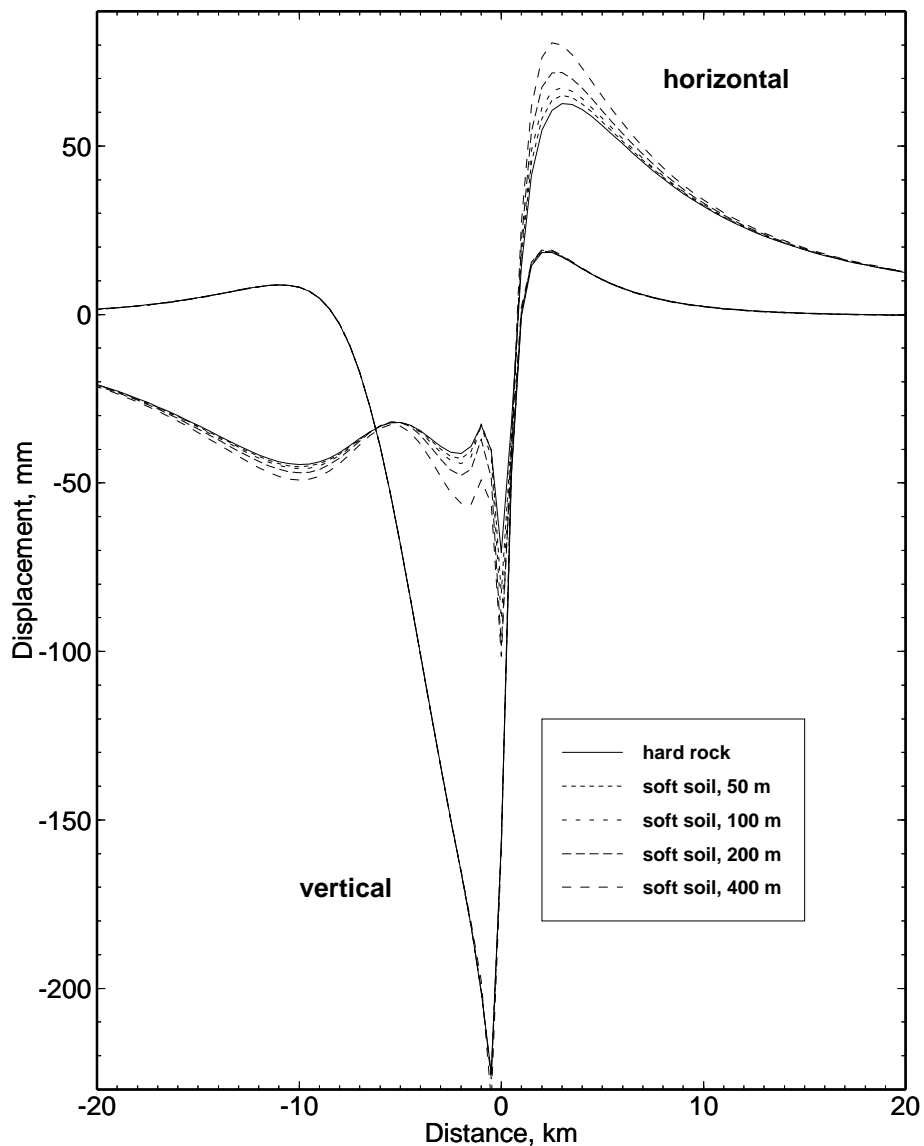


FIG. 2.9 – Influence d'une couche meuble sur les déformations calculées avec la méthode des nombres d'ondes discrets. Le sol est caractérisé par $V_P = 600 \text{ m s}^{-1}$, $V_S = 200 \text{ m s}^{-1}$, $\rho = 1800 \text{ kg m}^{-3}$. Son épaisseur est de 0, 50, 100, 200 et 400 m selon la légende. Le demi-espace est caractérisé par $V_P = 6300 \text{ m s}^{-1}$, $V_S = 3500 \text{ m s}^{-1}$, $\rho = 2900 \text{ kg m}^{-3}$. La faille fait 12.5 km de long et 7.5 km de large. Le sommet de la faille est à 700 m de profondeur, la faille pend avec un angle de 42° sur la gauche, le sommet de la faille est à la position horizontale 0 km. Le mécanisme est normal, le glissement est constant sur toute la faille et vaut 37 cm. La figure montre la déformation en surface selon une ligne perpendiculaire à la faille passant en son milieu. La composante horizontale est la composante longitudinale, car pour des raisons de symétrie, la composante transverse est nulle. Une couche superficielle meuble amplifie la déformation. Cette amplification surtout visible sur la composante horizontale est d'autant plus importante que la couche est épaisse.

modèle. Par exemple, en supposant connus la position et le temps origine d'un séisme, la théorie de l'élasticité nous permet de calculer les temps d'arrivée des ondes P en divers endroits. Dans cet exemple, le problème inverse consiste à localiser l'hypocentre et à déterminer le temps origine du séisme, connaissant les temps d'arrivée lus sur les sismogrammes. En ce qui concerne notre étude, nous cherchons des modèles de source expliquant les données que nous avons à notre disposition. Cependant pour décrire le phénomène correctement, il ne suffit pas de trouver une solution en accord avec les données mais il est surtout indispensable d'évaluer la fiabilité des paramètres estimés.

2.4.2 Les méthodes d'inversion

Il existe de nombreuses techniques d'inversion à notre disposition pour inverser des données (Tarantola, 1987). Je ne présente ici qu'un aperçu très succinct des principales familles d'inversion.

Inversions locales

Quand le problème est linéarisable, il peut être résolu itérativement à partir d'un modèle initial. Ce type d'inversion peut malheureusement converger vers un minimum local. Il est donc nécessaire de tester la stabilité des solutions en utilisant plusieurs modèles de départ (voir chapitres 4, 6 et 7).

Inversions en grille

Lorsque l'espace des paramètres est restreint, il est possible de faire une recherche en grille (voir chapitre 3). Une telle recherche nécessite une discrétisation de l'espace des paramètres. Il faut ensuite tester, pour cet ensemble fini de solutions possibles, celles qui donnent le meilleur accord entre les données et les valeurs synthétiques calculées avec le modèle direct.

Inversions globales

La technique de Monte-Carlo consiste à choisir de façon aléatoire un modèle dans l'espace des paramètres. Ce processus doit être réalisé un nombre de fois très important pour permettre une exploration suffisante de l'espace des solutions.

Inversions semi-globales

Les méthodes d'inversions semi-globales telles le recuit-simulé ou l'inversion génétique (voir chapitres 6 et 7) offrent un compromis entre les inversions complètement aléatoires

et les inversions locales.

Inversions hybrides

Les méthodes hybrides combinent des algorithmes globaux ou semi-globaux qui permettent de trouver un minimum global, et des algorithmes qui convergent vers une solution locale.

2.5 Conclusion

Les deux chapitres de cette première partie nous ont permis de poser le cadre de notre recherche de présenter les données et les paramètres permettant de décrire la source (Figure 2.10).

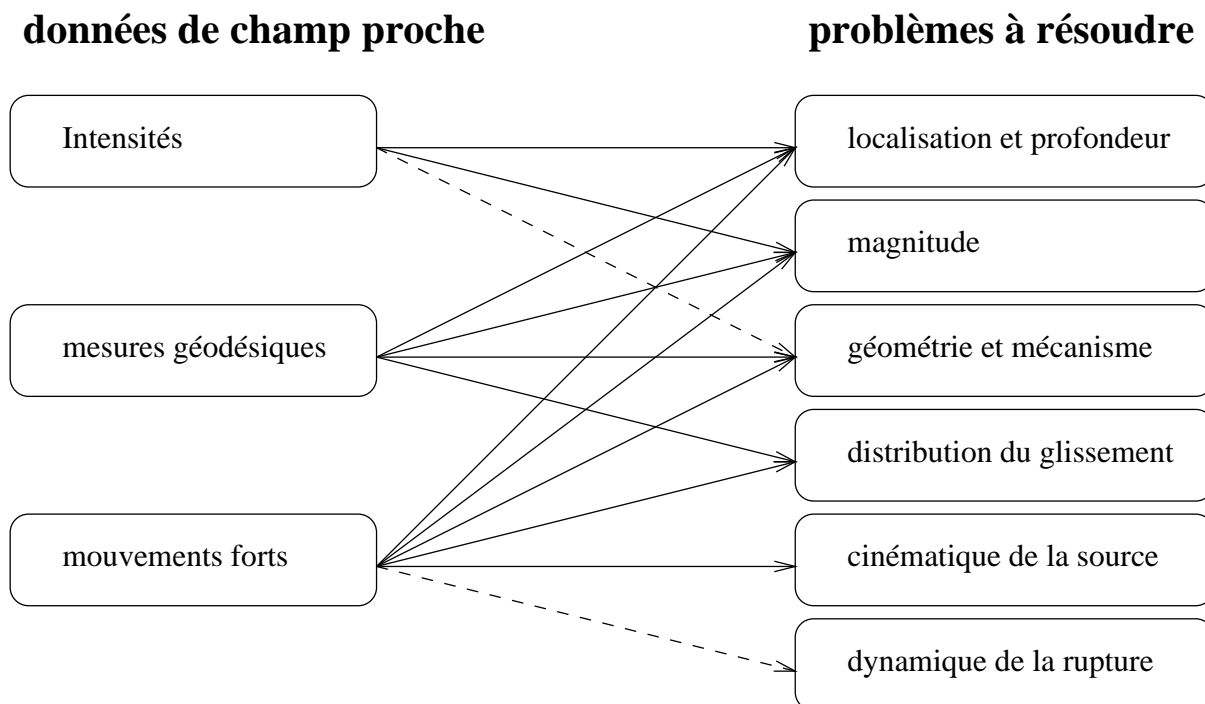


FIG. 2.10 – *Les données de champ proche permettent de mieux connaître la source sismique.*

L'objectif de cette étude est double :

- caractériser et décrire les tremblements de terre à leur source afin de mieux comprendre le processus de rupture,
- utiliser ces résultats pour caractériser les séismes à prendre en compte ainsi que les mouvements sismiques pour l'évaluation de l'aléa sismique.

Selon la qualité et la quantité des données proches disponibles, nous avons développé et appliqué des méthodes qui permettent de décrire la source et de caractériser les mouvements en champ proche. Ces méthodes sont présentées et appliquées à des séismes ou des séquences sismiques récentes dans les chapitres suivants.

Deuxième partie

Caractérisation des sources sismiques

Chapitre 3

Magnitude et localisation à l'aide des données d'intensité en France

3.1 Introduction

La caractérisation des séismes, à prendre en compte pour l'estimation de l'aléa des installations à risque en France, repose actuellement sur la base de données SIRENE qui contient des informations sur les séismes historiques français. Ces données macrosismiques permettent à l'aide de relations empiriques d'estimer la localisation et la magnitude des séismes passés. Par exemple, la relation de Levret permet d'estimer la magnitude d'un séisme à partir des données macrosismiques (Figure 3.1). L'interprétation des cartes macrosismiques permet de localiser la source et d'en donner une dimension caractéristique.

Il est aussi très important de quantifier l'erreur faite sur ces caractérisations des séismes historiques (erreur sur l'estimation de la profondeur par exemple). Les renseignements, ainsi acquis concernant les séismes passés, permettent de restreindre le choix de certains types de séismes parmi tous ceux que la tectonique locale rend le plus probable. Par ailleurs, les bases de données instrumentales, malgré le faible intervalle de temps qu'elles couvrent, apportent des informations précieuses sur les localisations précises et les mécanismes au foyer (Scotti *et al.*, 1999).

3.2 Validation de méthodes macrosismiques

Les méthodes macrosismiques appliquées aux séismes historiques français apportent des éléments utiles à l'évaluation de l'aléa sismique tels l'estimation de la taille de la source et sa profondeur. Les données macrosismiques d'un séisme, lorsqu'elles sont en nombre suffisant, permettent aussi de détecter des phénomènes d'amplifications locales dûs au relief ou à des sols plus meubles.

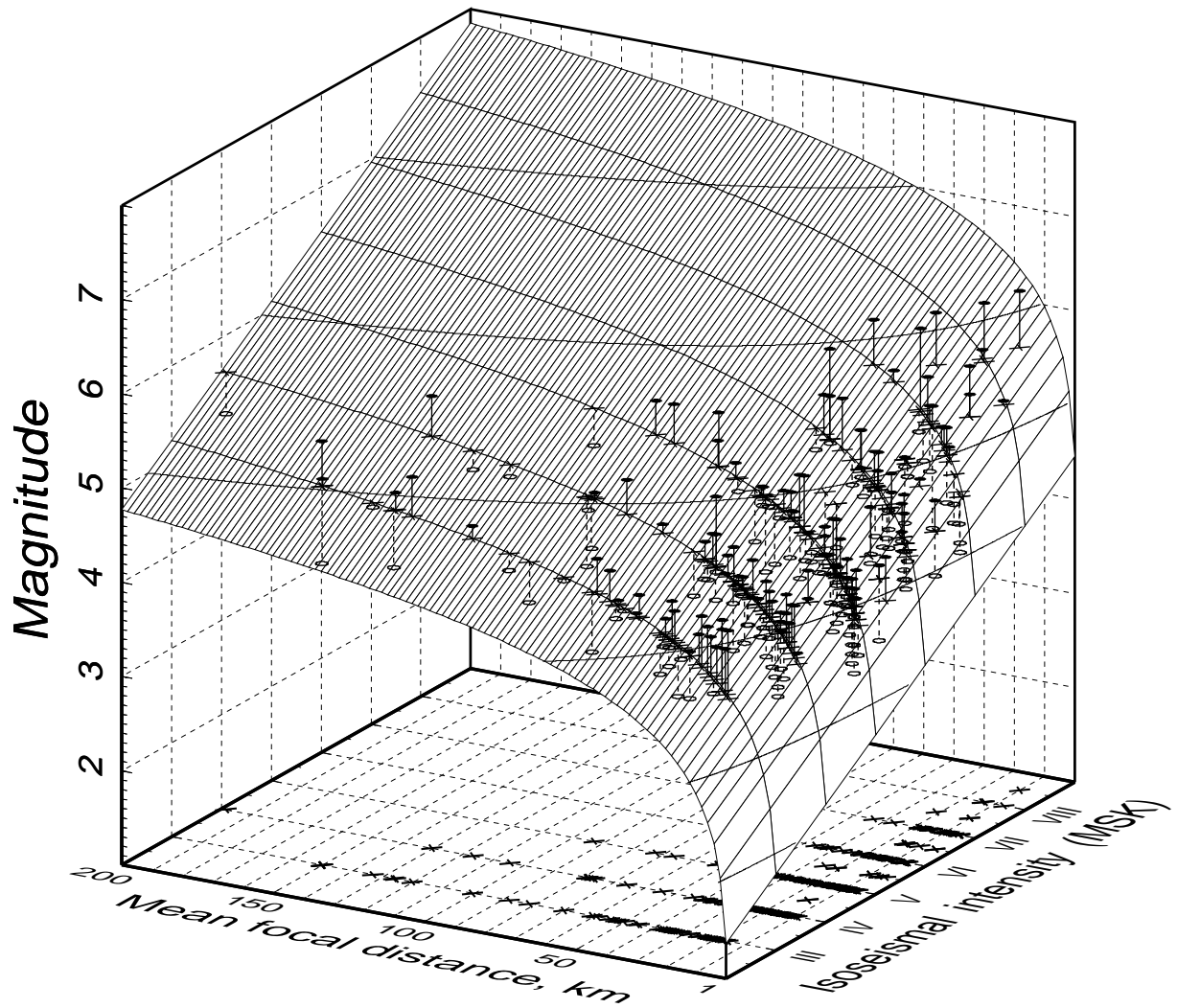


FIG. 3.1 – Relation Magnitude-intensité-distance établie à partir de 73 séismes instrumentés (258 intensités isoséistes). La surface est la représentation graphique de la relation de Levret $M = 0.44I + 1.48 \log(R) + 0.48$. Les cercles correspondent aux données. Les croix correspondent à la valeur de la magnitude calculée par la relation de Levret pour les intensités et les distances focales moyennes des données isoséistes.

Dans ce qui suit nous testons des méthodes macrosismiques permettant d'estimer la magnitude, la profondeur et la localisation des séismes. Cette vérification a été faite sur cinq séismes français récents et a été publiée sous la référence :

**Verification of macroseismic methods on five $M_L > 5$
instrumental earthquakes in France**

O. Scotti, A. Levret, B. Hernandez
Phys. Chem. Earth, 24, 495-499, 1999.

Abstract

Macroseismic data available for five of the most recent $M_L > 5$ earthquakes that occurred in the Pyrenees and in the Alps, were analyzed using the Sponheuer and the Levret relationship to estimate depth and magnitude respectively. The aim of this paper is to verify if simple and robust macroseismic methods used on recent instrumental earthquakes may provide a good tool to calibrate historical events in France. The excellent agreement found between macroseismic and instrumental estimates shows that macroseismic data of historical events may provide the means to lengthen the instrumental catalogue and better constrain the recurrence rates of earthquakes in moderate seismic rate regions.

3.2.1 Introduction

France is a country of moderate intraplate seismicity with long return periods for destructive earthquakes. Therefore, to supplement instrumental data which has only been providing reliable and accurately recorded earthquake data for about the last thirty years, the analysis of the effects of past earthquakes is fundamental for seismic hazard assessment. Consequently, efforts have been made to gather macroseismic observations from original sources (press cuttings, ancient manuscripts, Church or State archives, scientific publications) reporting effects of earthquakes experienced in France and neighboring regions over a period of nearly ten centuries.

These observations estimated in homogeneous intensities (MSK scale) have been interpreted and compiled together with all the documents to constitute the SIRENE database (Godefroy *et al.*, 1990; Godefroy et Levret, 1992; Lambert et Levret-Albaret, 1996). The aim of this paper is twofold: test if simple and robust macroseismic methods already used on different data sets (Ahorner, 1983; Ambraseys, 1985; Haak *et al.*, 1995; Meidow et Ahorner, 1995) may provide a good tool to calibrate historical earthquakes and identify the limits of application of these methods.

3.2.2 Description of macroseismic methods

Earthquake intensity, like other empirical evaluations of physical phenomena, when assessed uniformly on a sufficient number of measurement points, may show regular regional patterns which appear to be attributable to the regular variation of intensity with focal distance due to energy absorption. In this context, the distribution of intensities can be used to estimate focal depths and magnitudes of historical earthquakes when these are calibrated with instrumental data.

Calculation of focal depths

Kövesligethy (1907) showed that intensity decreases regularly with distance, when assessed uniformly on a significantly large number of points. This can be accounted for by a very simple energy radiation model involving a point source. This assumption can be made for the study of medium to small magnitude events of limited source dimensions. The above model was later modified by Sponheuer (1960) as follows:

$$\Delta I = I_0 - I = k \log \left(\frac{R}{h} \right)^m + k \alpha (R - h) \log(e) \quad (3.1)$$

where I_0 is the epicentral intensity, I is the intensity of the isoseismal at the focal distance R of the isoseismal mean radius (Sponheuer original calculation) or the intensity of the locality at the focal distance R (calculation in this study). The variable k represents the relationship between degrees in the intensity scale and the amplitudes of ground motion (Sponheuer proposed an empirically obtained value of 3); m is the geometrical spreading coefficient of the wave amplitude (1 for body waves, 0.5 for surface waves); α is the absorption coefficient that depends on wave frequency and soil conditions and h is the focal depth. In fact, the law depends strongly on the first term and particularly on the product km (called intensity factor) which determines the geometrical attenuation. Ambraseys (1985) showed that the quantity km has values ranging between 1.2 and 4.6 for a set of data of northwestern European earthquakes. The derivative of equation 3.1 shows that the decrease in intensity I varies as a function of the d/h ratio (where d is the epicentral distance). In the far field (large d/h), ΔI varies slowly with depth. In the near field, for the case of a shallow focus event ($d/h \approx 1$ and $1/h \gg \alpha$), the variation of I is independent of α and ΔI only varies with depth. For the case of a deep focus event there is no significant variation of ΔI . In the far field and for a deep focus ($d/h \approx 1$ and $1/h \ll \alpha$), ΔI would depend on α only if $\alpha \gg 1/h$, which is not the case in a context of intraplate seismicity where h is less than 30 km. It is therefore shown that the decrease in intensity is much more dependent on the depth of focus than on the absorption by the soil (α), particularly in the near field. A study was carried out on a large set of French

earthquakes for which abundant and reliable macroseismic data was available, in order to determine the focal depths (Levret *et al.*, 1994). The results obtained indicate that more than 70 % of the foci of the 140 earthquakes studied have a focal depth less than 12 km.

Determination of magnitude-intensity-distance relationship

In the study mentioned above (Levret *et al.*, 1994), a relationship was established on 73 recorded earthquakes for which macroseismic data as well as instrumental magnitude (M_L between 3.3 to 6.3) were available. Combining the energy radiation model used by Sponheuer (1960) and Karník (1969) with the Richter (1958) relation between the energy released and the magnitude, a linear regression (least square method) was established on the data set. The basic relation is:

$$M = a I + b \log(R) + c R + d \quad (3.2)$$

where M is the magnitude and I is the intensity of the isoseismal at the focal distance R of the mean radius (in km). Relation 3.2 is valid at the epicenter where it can be written as:

$$M = a I_0 + b \log(h) + c h + d \quad (3.3)$$

where h is the focal depth and I_0 the epicentral intensity. The data set could therefore be supplemented by epicentral data: epicentral intensity and focal distance of the associated isoseismal of maximum intensity. When this value is unknown, it is assumed to be equal to the depth: e.g. 5 km for $h = 5$ km, 10 km for $h = 10$ km, etc.). Combining 3.2 and 3.3 a new relationship is obtained:

$$I_0 - I = \frac{b}{a} \log\left(\frac{R}{h}\right) + \frac{c}{a} (R - h) \quad (3.4)$$

which corresponds to the Sponheuer relationship 3.1. In France, effects of earthquake are often of limited extent, indicating that the majority of cases involve only shallow foci ($h \leq 12$ km) events. As a result, the absorption coefficient α in relation 3.1 is very small (on the order of 10^{-4} km^{-1}). It is therefore possible to write, by way of an approximation, that the coefficient of proportionality between the intensity and the amplitude of motion is (in the case of body waves): $k = b/a$. The results of the regression calculations for 258 values of I (VIII to III) and R (from 7 to 380 km) show that the term $c R$ in equation 3.2 is not significantly different from zero, so the results were obtained on the simplified form (Figure 3.2).

$$M = 0.44 I + 1.48 \log(R) + 0.48 \pm \sigma \quad (\sigma = 0.4) \quad (3.5)$$

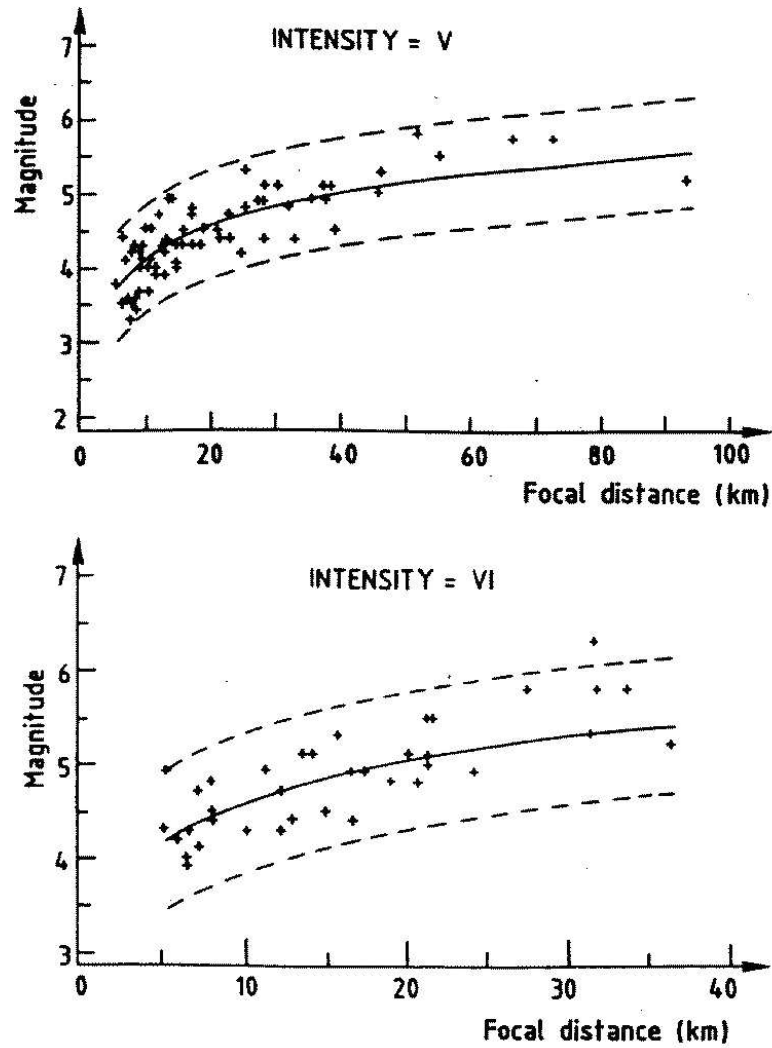


FIG. 3.2 – *Magnitude-intensity-distance relationship established on 73 recorded earthquakes (258 isoseismal intensities). Instrumental magnitudes and focal distances of the mean isoseismal radii (crosses) are presented for two isoseismal intensities (VI and V). The inversion curve (line) with its individual confidence interval (dotted) is calculated with the Levret relationship $M = 0.44 I + 1.48 \log(R) + 0.48$.*

TAB. 3.1 – Comparison of the instrumental and macroseismic values on focal depth and magnitude of earthquakes.

Earthquake	Date	Macroseismic depth	Instrumental depth	M _i macroseismic	M _L instrumental
S ^t Paul Fen.	02/18/96	5 to 9 km	6 to 11 km ¹	4.9 to 5	5 to 5.6 ¹
Arudy	02/29/80	4 to 11 km	4 to 6 km ²	5.1 to 5.3	5.1 to 5.7 ²
Arette	08/13/67	3 to 4 km	5 to 7 km ³	5.2	5.5 ³
Annecy	07/15/96	3 to 5 km	3 to 4 km ⁴	4.6 to 4.7	4.5 to 5.5 ⁴
G ^d -Bornand	12/14/94	3 to 7 km	10.4 ± 1 km ⁵	4.6	5.1 ⁵

References: ¹Rigo *et al.*, 1997; ²Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982; ³Hoang Trong et Rouland, 1971; ⁴Thouvenot *et al.*, 1998; ⁵Fréchet *et al.*, 1996

3.2.3 Verification of methods on instrumental earthquakes

The macroseismic methods described above have been verified on recent earthquakes of magnitude greater than 5 that occurred in two regions : the French Alps and the French Pyrenees.

Source and geological influences on isoseismal shapes

The July 15, 1996 Annecy earthquake occurred in the French Alps along the Vuache fault. The instrumental depth estimate indicates a shallow hypocenter. The question raised by this event is whether the Vuache fault, a conspicuous NW-SE trending left-lateral strike-slip fault, is a superficial or a crustal feature (Thouvenot *et al.*, 1998). According to a preliminary study (Scotti, 1998) at least two earlier events, Frangy (1936) and Faverges (1980), can be attributed to the Vuache fault and are shallow focus events. Isoseismal shapes drawn for the most recent Annecy earthquake show in the near field a geometry controlled by the source (Figure 3.3) and in the far field, isoseismals shapes controlled by the superficial geological formations.

The distribution of the intensities for the recent Pyrenean earthquake of Saint-Paul-de-Fenouillet (1996) shows extended effects indicating a deeper focus, presumably on a ramp structure of the North Pyrenean Frontal Thrust (Rigo *et al.*, 1997). In the far field, in Spain, the strong orientation of the isoseismals in the direction SW beyond the Pyrenean mountains may be due to geological conditions but also to a different data set and intensity evaluation. Similar shapes are observed for the two large earthquakes that occurred in the western part of the Pyrenees mountains: Arudy, 1980 and Arette, 1967.

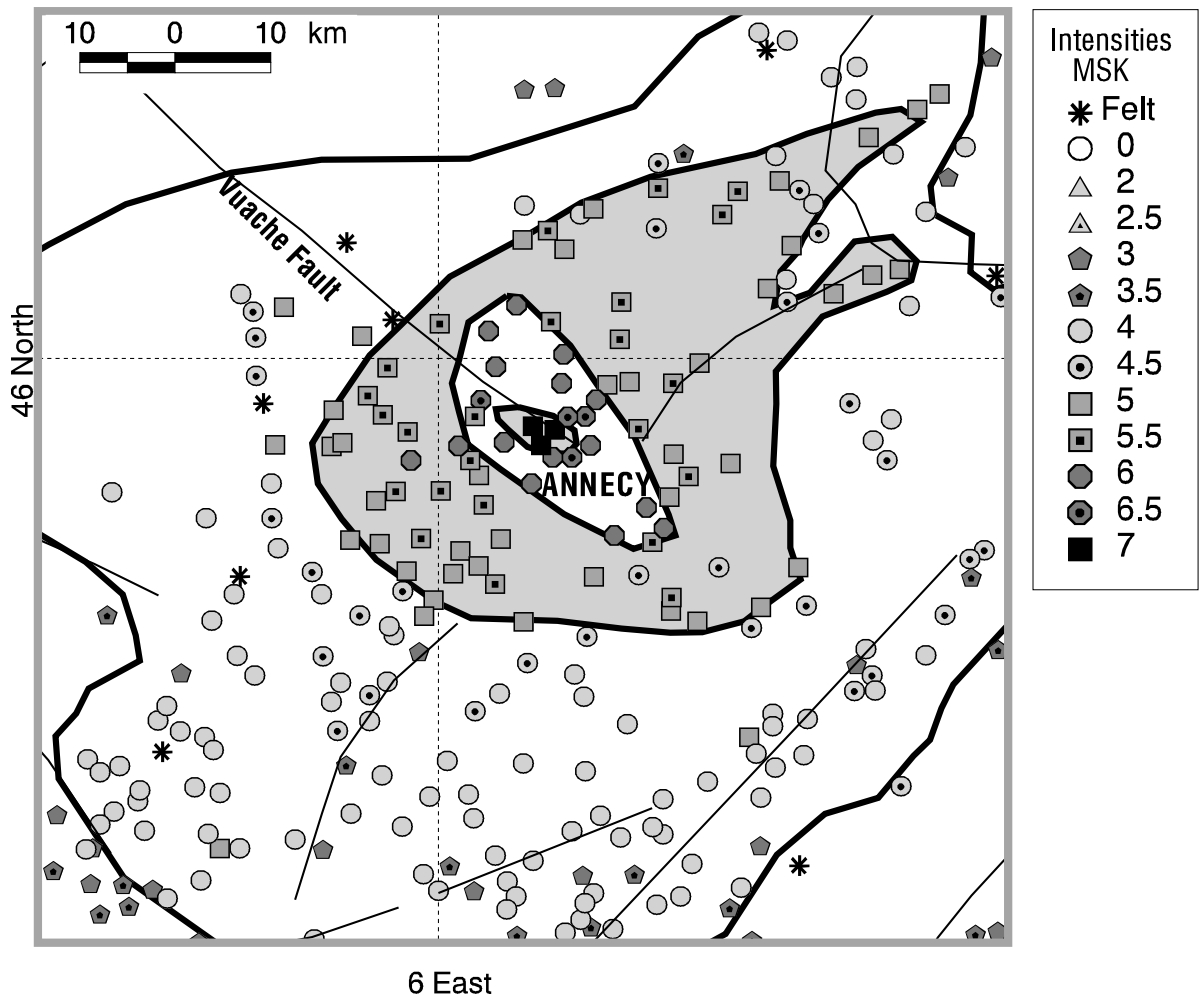


FIG. 3.3 – *Macroseismic map of the Annecy earthquake (07/15/1996). The isoseismals are drawn according to the intensity observed in the localities: near field isoseismal shapes for intensities VII and VI are controlled by the NW-SE Vuache fault on which the earthquake occurred; far field isoseismal shapes (V is drawn in grey) are mainly controlled by geological conditions of superficial layers.*

Focal depth calculation

The parameters of the Sponheuer relationship (Equation 3.1) are estimated by a least-squares inversion using, both the isoseismal radii (square) and all the macroseismic observations (star). The depth as well as α and k parameters are adjusted to fit the curve representing the data. A grid search is used to explore the solution space globally. Each parameter is allowed to vary between two limit values $\alpha \in [10^{-5}, 10^{-3}] \text{ km}^{-1}$, $k \in [1, 5]$, and $h \in [0, 30] \text{ km}$. The misfit function used in this inversion is the L_2 norm between the intensity calculated with the Sponheuer law for a given triplet (α, k, h) and the corresponding data, either isoseismal parameters or all the macroseismic data. Inversion in the least-squares sense leads to the optimum solution. The solution is shown in Figure 3.4 only for the value of α corresponding to the least square solution on the data points.

The grid search offers the possibility to define the shape of the solution domain in the parameter space. The black to grey regions represent 20 %, 40 % and 60 % increase in the misfit to all macroseismic data points when compared to the misfit of the best solution σ_{best} (star in Figure 3.4) :

$$\text{increase of misfit (\%)} = 100 \frac{\sigma - \sigma_{best}}{\sigma_{best}} \quad (3.6)$$

This means that all solution within the black region, for exemple, have only a 20 % increase in the misfit compared to the best solution. The variability in the shape of the solution implies a variable degree of sensitivity of the parameters to changes in the fit to the Sponheuer relationship. It seems clear that for all shapes, a correlation exists between the estimation of the k and h parameters. This reduces somewhat the physical meaning that Sponheuer attributed to k . Nevertheless, we can observe that reasonable (20 % contour lines) values of k (between 2 and 4) lead to physically reasonable values of h ($\leq 10 \text{ km}$). The solution domain is better constrained for Annecy because it is a shallow event ($h \leq 5 \text{ km}$) and there are a sufficient number of data points in the epicentral area to better constrain k . For deeper events (greater than 5 km), the Sponheuer relation cannot distinguish between an event at a depth of 5 or one at 10 km. This can be seen at Grand Bornand, Arudy and St Paul de Fenouillet, where depth values can vary between 2 and 10 km in the 20 % contour line. This uncertainty is also reflected in the solution obtained with the isoseismal parameters (squares in Figure 3.4). For the Grand Bornand and Arudy events, the squares give quite different values of h and k compared to the stars. Nevertheless, with the exception of Grand Bornand, they fall in the black region corresponding to a 20% increase in the standard deviation compared to the best solution. We propose therefore to use these two methods to estimate the «error» on the evaluation of the depth h and expansion coefficient k (Table 3.1). The α coefficient, on the other hand,

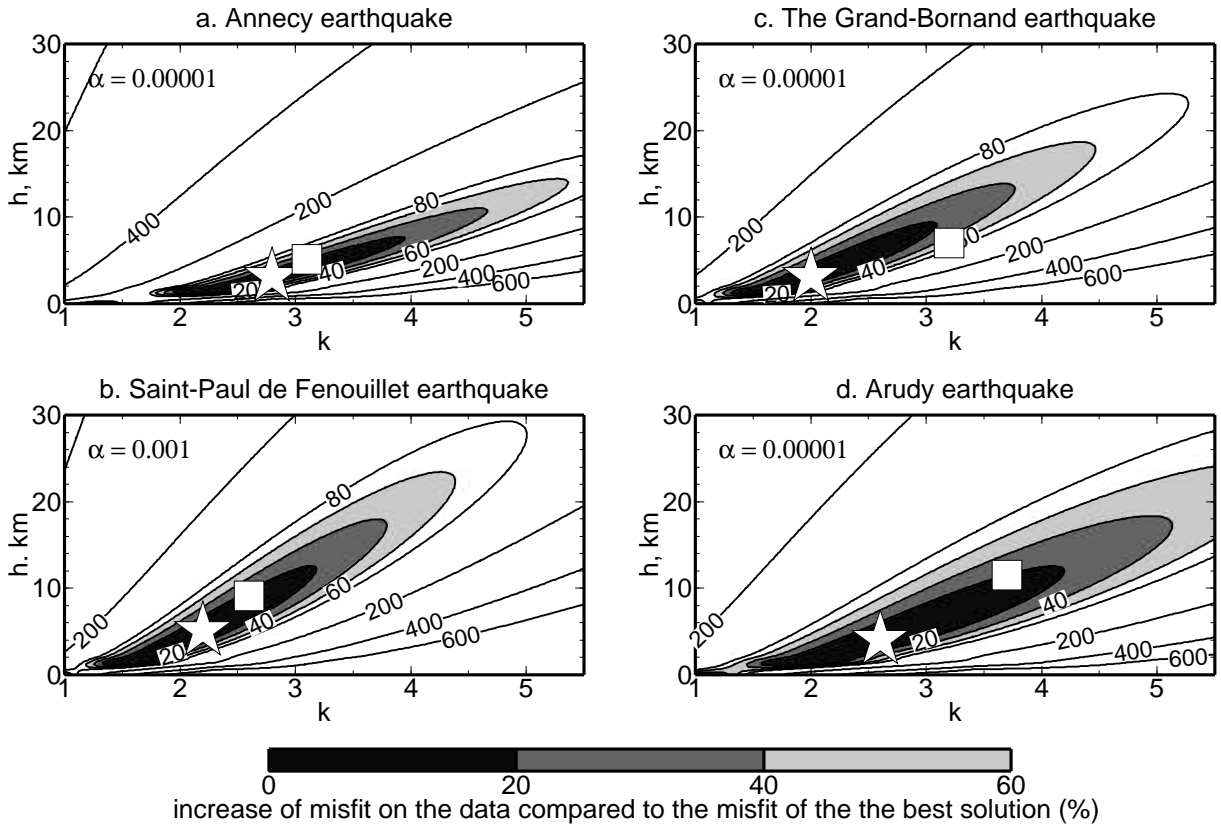


FIG. 3.4 – Solutions are shown for the α (km^{-1}) given by the best solution on the data points. In the grey region each contour line represents a 20 % increase in the standard deviation on all the macroseismic data compared to the best solution. The star and the square represent the best solutions deduced from the data points and the isoseismals respectively. a. Annecy with data 695 points (star): $k=2.8, h=3.1$ km, SD on $\Delta I=0.45$; using 5 isoseismals (square): $k=3.1, h=5.1$ km, SD on $\Delta I = 0.07$; b. Saint-Paul-de-Fenouillet with data 748 points (star): $k=2.2, h=5.1$ km, SD on $\Delta I=0.43$; using 6 isoseismals (square): $k=2.6, h=9.1$ km, SD on $\Delta I=0.22$; c. Grand-Bornand with 476 data points (star): $k=2.0, h=3.1$ km, SD on $\Delta I=0.45$; using 4 isoseismals (square): $k=3.2, h=7$ km, SD on $\Delta I=0.05$; d. Arudy with 1020 data points (star): $k=2.6, h=4.1$ km, SD on $\Delta I=0.69$; using 5 isoseismals (square): $k=3.7, h=11.5$ km, SD on $\Delta I=0.65$.

cannot be constrained accurately because the studied earthquakes occurred at a very shallow depth and, as mentioned above, the intensity decrease is practically independent of α .

Magnitude calculation

The magnitude is calculated according to the Levret relationship (Equation 3.5) by using the isoseismal surfaces and assigned intensities for each earthquake. The mean radius for each isoseismal is therefore estimated and according to the focal depth range evaluated above, the focal distance is then calculated. The magnitude of the earthquake is the mean value of the magnitudes obtained on the various isoseismals. These macroseismic magnitudes are compared with the instrumental values obtained by different laboratories and show an excellent agreement as presented in the Table 3.1.

3.2.4 Discussion and conclusions

At each processing step in the analysis of historical data, uncertainties cumulate (punctual and epicentral intensity evaluation, epicentral location) due in particular to the discrete nature of the intensity scale and to personal judgements. Nevertheless, in this study, uncertainties in the intensities are reduced as all observations are estimated in a homogeneous manner in the MSK scale. It has to be emphasized that these substantial uncertainties would affect the final estimate of the parameters much more than the model or methods of calculation used. In this study, we wanted to differentiate between the uncertainties due to the qualitative nature of the intensity data, from those due to the Sponheuer simplified relationship. Firstly, the relationship has been used on mean radii of isoseismals more in agreement with the energy model developed by Sponheuer. Except in the epicentral area, the uncertainty on the isoseismal radii has very little influence on the determination of focal depth and magnitude as the relationship uses the logarithm of the distance. Secondly, the relationship has been used on all the intensity data points with their scattering reflecting in the near field an extended source (Sponheuer assumes a punctual source model). In the far field it is shown that the geological conditions of the surface layers increase the scattering. It seems obvious that considering all the uncertainties, the greater challenge does not lie in finding a unique solution but rather in estimating the reliability of the parameters obtained through the inversion procedure. This is attempted by using a grid search method that allows to define the shape of the solution domain in the parameter space. Comparison of this solution to that obtained using the isoseismal parameters it is possible to obtain an estimate on the «error» on the evaluation of the

depth h . This study points out that for shallow moderate earthquakes:

1. the α parameter cannot be constrained for shallow foci events; this result is consistent with the development of the Sponheuer relation,
2. the k value, can vary over a wide range (2 to 3.7) and no regional value appears in this limited data set,
3. the k and h parameters do not appear to be independent,
4. nevertheless the macroseismic focal depth obtained with the Sponheuer relation using both individual data points and isoseismals allow an estimation of the «error» and consequently an evaluation of the correct macroseismic magnitude range (Levret relation),
5. macroseismic estimates of magnitude are consistent with instrumental values and show comparable uncertainties (Table 3.1).

(Received June 03, 1998; accepted October, 1998)

© Copyright 1999 Elsevier Science Ltd.

PII: S1464-1895(99)00060-5.

3.3 Conclusion

L'interprétation des données macrosismiques d'un séisme permet de localiser grossièrement la source et de lui associer une magnitude. La détermination de la profondeur est plus approximative. Ces données quoique basées sur des phénomènes très difficilement quantifiables, sont les seules informations dont nous disposons pour caractériser les séismes historiques. Elles permettent de mieux connaître la sismicité d'une région. Elles sont très précieuses pour caractériser les séismes à prendre en compte dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique, dans des pays à sismicité modérée, comme la France.

Nous avons utilisé des intensités macrosismiques recueillies lors de séismes français récents et également enregistrés par des instruments sismologiques, pour valider des méthodes macrosismiques. Les magnitudes et les profondeurs que nous avons trouvées avec les données macrosismiques sont en accord avec les estimations instrumentales. Nous avons utilisé une inversion en grille nous permettant d'estimer l'erreur sur la détermination des paramètres et de tester l'unicité.

Chapitre 4

Géométrie et rupture d'un séisme mexicain à l'aide d'accélérographes

4.1 Introduction

Les deux plus gros tremblements de terre, qui se sont produits au cours de l'année 1999 au Mexique, étaient deux séismes en faille normale à l'intérieur de la plaque Cocos qui est subduite sous la plaque Amérique au niveau du sud du pays. Ces deux séismes ont eu lieu à des distances, de la côte Pacifique, très différentes. Le premier, le séisme de Tehuacán (15 Juin 1999, $H = 60 \text{ km}$, $M_W = 7.0$) était localisé à 200 km de la côte et de ce point de vue est un événement intraplaque comme il s'en produit souvent dans cette zone de subduction. Le second, le séisme de Oaxaca (30 septembre 1999, $H = 39.7 \text{ km}$, $M_W = 7.5$) s'est produit très près de la côte pacifique, juste en dessous de la zone de fort couplage entre les deux plaques.

Huit stations accélérométriques situées dans un rayon de 150 km autour de l'épicentre ont enregistré les mouvements sismiques générés par le séisme de Oaxaca (Tableau 4.1).

Nous avons considéré différentes possibilités pour la géométrie du plan de faille à partir des solutions CMT disponibles (Tableau 4.2).

Pour chacune de ces géométries nous avons inversé la distribution du glissement et la cinématique de la rupture sur la faille. Le plan de faille, correspondant au plan de la solution CMT de Harvard, qui pend dans la direction du nord-est, est la géométrie qui nous permet de trouver les meilleurs modèles en terme d'accord aux données (Figure 4.1).

Nous présentons dans le paragraphe qui suit un scénario cinématique possible pour le séisme de Oaxaca.

TAB. 4.1 – Stations de champ proche utilisées pour étudier le séisme de Oaxaca (1999).

Latitude, °N	Longitude, °E	Station	Institute
16.285	-97.820	JAMI	Ingeniería
15.948	-97.187	LANE	Ingeniería
15.668	-96.491	PANG	Ingeniería
16.014	-97.439	RIOG	Ingeniería
16.655	-96.729	SMLC	Ingeniería
16.261	-96.575	TAMA	Ingeniería
15.768	-96.108	HUIG	Geofísica
17.082	-96.723	OXIG	Geofísica

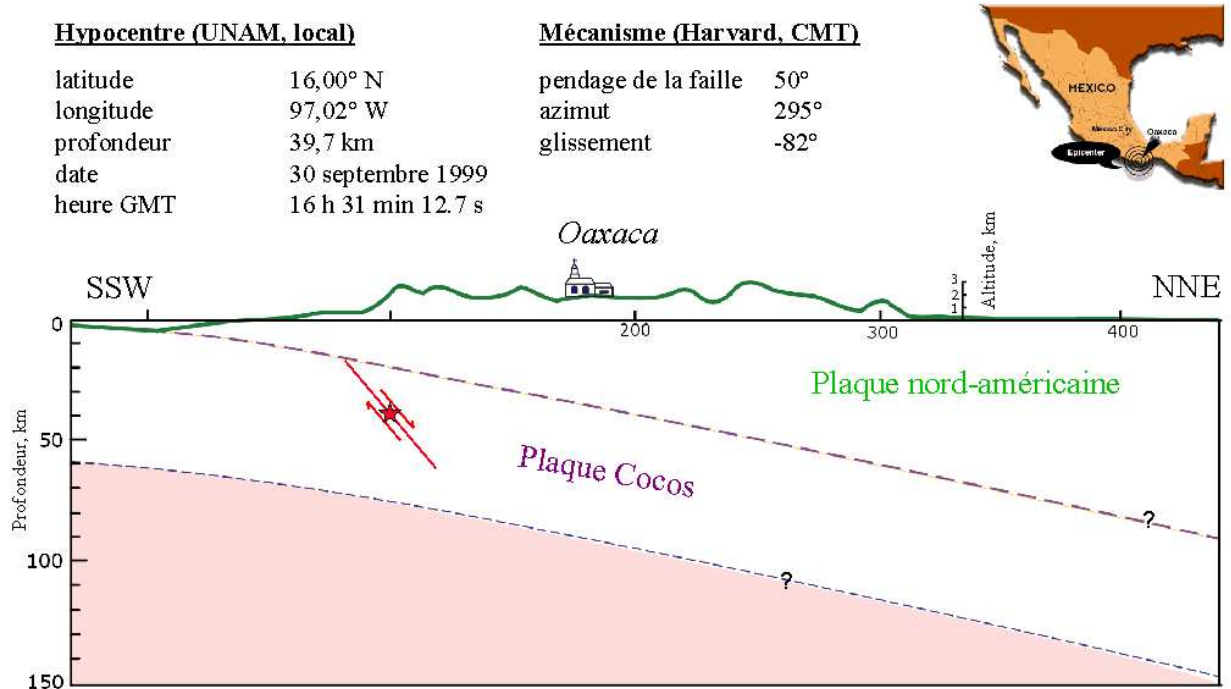


FIG. 4.1 – Coupe de la zone de subduction au sud du Mexique selon l'axe SSW-NNE. L'hypocentre du séisme de Oaxaca de 1999 est représenté par une étoile. Ce séisme est en faille normale à l'intérieur de la plaque Cocos juste au dessous de la zone de fort couplage entre la plaque Cocos et la plaque Amérique. Le pendage de l'interface entre les deux plaques est de l'ordre de 15°.

TAB. 4.2 – Paramètres de la source.

Source	Lat., °N	Lon., °E	M_0 , $10^{20}Nm$	Strike°	Dip°	Rake°	H, km
Harvard ¹	16.23	-96.97	2.0	295	50	-82	53.9
NEIC ²	16.148	-96.708	1.4	315	55	-81	53
ERI ³	16.20	-96.75	1.1	297	52.5	-91.8	45.6
Kikuchi ⁴	16.10	-96.70	1.2	307	54	-85	55
Michigan ⁵	16.10	-96.70	1.1	294	59	-101	42
Local ⁶	16.00	-97.02					39.7

¹Preliminary Harvard Centroid Moment Tensor solution (N. Maternovskaya and G. Ekstrom).

²Preliminary USGS/NEIC Centroid Moment Tensor solution.

³ERI AutoCMT solution.

⁴Teleseismic body Wave Analysis (M. Kikuchi and Y. Yamanaka) considering the NEIC epicenter location.

⁵Moment Tensor Rate Function Solution of the University of Michigan (Y. Tanioka and L. Ruff).

⁶Epicentral location and depth from near field and regional data.

4.2 La source du séisme de Oaxaca (1999)

Ce paragraphe a été soumis à Geophysical Research Letters en juin 2000 :

Rupture History of September 30, 1999 Intraplate Earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_W=7.5$) from Inversion of Strong-Motion Data

B. Hernandez, N. M. Shapiro, S. K. Singh, J. F. Pacheco, F. Cotton,

M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J. M. Gómez, L. Alcántara

Geophys. Res. Lett., soumis, juin 2000.

abstract

Near-source strong motions are inverted to estimate the rupture history of intraslab, normal-faulting September 30, 1999, Oaxaca, Mexico earthquake. Two focal mechanisms (Harvard and NEIC CMT solutions) are tested for the source geometry. The inversion with the NE dipping fault plane of the Harvard solution best matches the data. We estimated the slip distribution on the fault and the associated rupture front propagation, as well as the rise time. The inversion results show that the rupture mainly propagated from ESE to WNW and slightly downdip, with an average rupture velocity of about 3 km/s. The rise time ranges between 1 and 2 s. The slip distribution on the fault is mainly concentrated in two interconnected patches with a maximum slip of 2.5 m located about 20 km and 40 km WNW of the hypocenter. Most of the slip is released at an average depth of 45 km. A smaller area with a maximum slip of 1.5 m is also observed close to the hypocenter.

The total co-seismic moment released is equal to 1.8×10^{20} Nm.

4.2.1 Introduction

Until recently it was thought that large, normal-faulting earthquakes in the subducted Cocos plate, below Mexico, occurred downdip from the strongly-coupled part of the plate interface, at distances greater than about 150 km from the coast. An exception seemed to be the 15 January, 1931 ($M=7.8$) Oaxaca earthquake, which was located only about 65 km from the coast (Singh *et al.*, 1985). Recent earthquakes, however, suggest that intraslab earthquakes, which occur below or near the downdip edge of coupled plate interface, may be more frequent than previously thought. For example, the earthquake of 10 December, 1994 ($M_w=6.6$) was located below the downdip edge of the rupture area of the 19 and 21 September, 1985 ($M_w= 8.0, 7.6$) Michoacan earthquakes (Cocco *et al.*, 1997) and the earthquake of 11 January, 1997 ($M_w=7.3$) occurred just below the 1985 rupture area (Mikumo *et al.*, 1999; Mikumo *et al.*, 2000).

The two large earthquakes which occurred in Mexico during 1999 were both normal-faulting events: the 15 June 1999 ($M_w=7.0$) Tehuacán earthquake and 30 September 1999 ($M_w=7.5$), Oaxaca earthquake. Although both were intraplate events, there is a significant difference in their location. The Tehuacán earthquake was located about 200 km from the coast (Singh *et al.*, 1999). The Oaxaca earthquake, on the other hand, occurred below the coast (Singh *et al.*, 2000), near the downdip edge of the aftershock area of the 29 November, 1978 ($M_w=7.7$) thrust earthquake (Singh *et al.*, 1980).

Detailed studies of the source process of intraplate earthquakes are important to understand the state of stress in the Cocos plate, the dynamics of its subduction, the stress interaction between interplate thrust- and intraplate normal-faulting earthquakes, and the seismic hazard in the region. The 1999 Oaxaca earthquake is the first large intraslab event in the subducted Cocos plate to be azimuthally well-recorded by eight near-source strong-motion stations. In this paper we present rupture history of the earthquake determined from the inversion of the near-source data.

4.2.2 Data

Figure 4.2 shows the eight strong-motion stations which were located within an epicentral distance of 150 km. The accelerographs are 18-bit Etna (sampling rate 200 Hz, range 2g). All stations were equipped with GPS receivers and recorded three components of the ground acceleration. The azimuthal coverage of the stations is reasonably good. The accelerograms were first doubly integrated in the Fourier domain to obtain the particle displacements. The traces were then filtered between 0.05 and 0.4 Hz, the

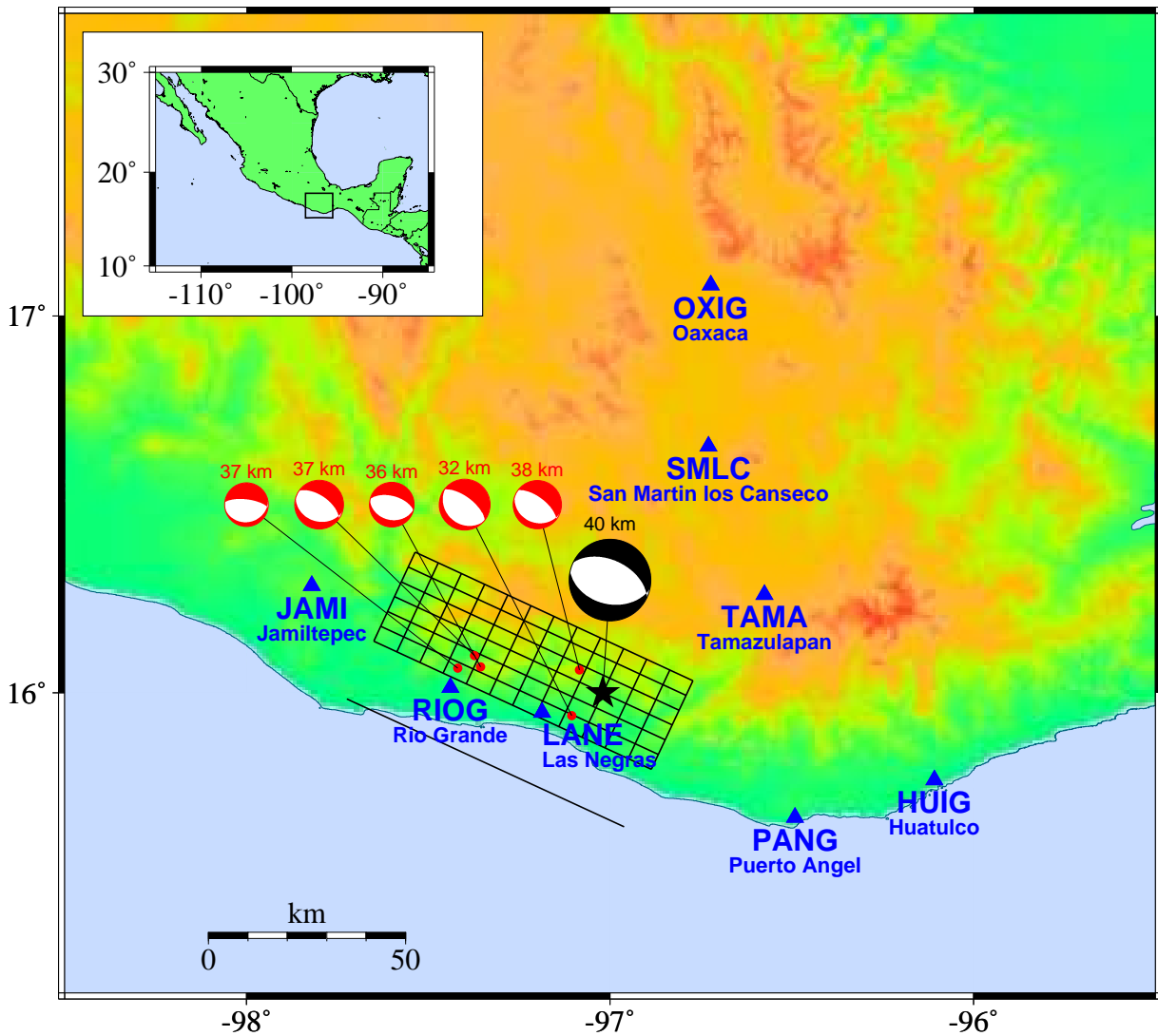


FIG. 4.2 – Location map showing the horizontal projection of the fault plane (divided into 72 square subfaults) and the eight strong-motion stations (triangles) used in this study. This model corresponds to the geometry of the Harvard CMT solution (strike= 295° , dip= 50°). The star shows the epicenter of the mainshock. The epicenters (red dots) and depth of the early larger aftershock are also displayed on this map.

frequency band used in our inversions. At lower frequencies the data are not reliable. At higher frequencies the structure is probably too complex to be adequately represented by a horizontally-layered half space, the model we use to generate synthetic seismograms.

4.2.3 Modelling

We assume the faulting to be confined to a single plane. Here we present the results based on the focal mechanism given in the Harvard CMT solution. Of the two nodal planes, we choose the one which dips NE (strike= 295° , dip= 50° , rake= -82°) as the fault plane. Inversions with the same parameterization but with the NEIC CMT solution (strike= 315° , dip= 55° , rake= -81°) lead to similar results but with a worse fit. The results obtained by choosing the second nodal plane of Harvard CMT solution as the fault plane also lead to a worse fit. The selection of NE-dipping nodal plane as the fault plane is also supported by five of the larger aftershocks (Singh *et al.*, 2000) which were located shallower and closer to the coast than the mainshock hypocenter (Figure 4.2). The fault model adopted is a rectangle with 90 km along the strike and 45 km along the dip. A visual inspection of local and regional data suggests that the rupture propagated toward the WNW (Singh *et al.*, 2000). For this reason, the fault length toward WNW of the hypocenter is taken to be greater than toward ESE. The hypocenter location (16.00°N , -97.02°E , $H=39.7\text{ km}$), obtained from local and regional data, is situated in the middle of the fault along the width and 22.5 km WNW to the ESE tip of the fault. The fault is divided into 7.5 km x 7.5 km subfaults (Figure 4.2). Each subfault is composed of 64 source points whose rupture is delayed in time by assuming a constant 2.7 km/s rupture velocity inside the subfault. The transfer functions between each subfault and each station are computed in the frequency domain using the discrete wavenumber integration method (Bouchon, 1981) in association with the reflection-transmission matrix method (Kennett, 1983). The velocity model used is shown in Table 4.3. The synthetics at each

TAB. 4.3 – *Velocity model used for the Green's function calculation.*

H, m	$V_P, m.s^{-1}$	$V_S, m.s^{-1}$	$\rho, kg.m^{-3}$	Q_P	Q_S
0.	4500.	2600.	2700.	300.	100.
1000.	5300.	3060.	2700.	300.	100.
5000.	6200.	3580.	2700.	300.	100.
15000.	6850.	3950.	2900.	300.	100.
30000.	8150.	4710.	3200.	300.	100.

station are finally obtained by adding the contribution of all the source functions delayed in time by the rupture time of the considered subfault and convolved by the corresponding

transfer function.

4.2.4 Inversion Results

We use a nonlinear least-square inversion scheme based on the work of Tarantola et Valette (1982) and discussed in detail by Cotton et Campillo (1995) and Hernandez *et al.* (1999). We minimize the difference between observed and synthetic spectra (real and imaginary parts) for all the discrete frequencies between 0.05 and 0.4 Hz and for the three components of the eight stations. We start with an homogeneous initial model. A constant 2 s rise time and a 1.3 m slip in the rake direction is assigned to each subfault. The initial rupture time of each subfault is computed with a 2.7 km/s rupture velocity. The fit between the data and the synthetics is improved iteratively perturbing the values of the rupture time, the rise time, and the slip amplitude which define the shape and the timing of the source function of each subfault. The perturbation of one parameter of the model from one iteration to the next depends not only on its initial value but also on its relative covariance. We assumed the same variance for the slip amplitude and the rise time of all the subfaults (variance=100.0). For the rupture time associated to each subfault we assumed a larger a priori variance (169.0). This means that the rupture velocity is allowed to vary significantly from its initial value. A small component perpendicular to the rake angle is allowed for the slip (variance=1.0) starting from an initial value of 0. m. We also need to define a covariance for the data which reflects their relative reliability. We gave the same weight to all the data (variance=1.0). This is reasonable because the stations are well distributed in space and the data are reliable in the frequency range considered. The data at all stations also appear to be free from significant site effects. The damping factor of the iterative inversion scheme is taken equal to 0.05.

The results of our inversion (Figure 4.3) show that the rupture mainly propagated from ESE to WNW and slightly downdip, with an average rupture velocity close to 3 km/s. The rise time (local duration of the rupture) range between 1 and 2 s. The slip distribution on the fault shows two areas of 2.5 m peak slip located about 20 km and 40 km WNW of the hypocenter at an average depth of 45 km. These two slip area are interconnected (Figure 4.3). A small area with a 2 m peak slip is observed close to the hypocenter. The synthetic seismograms calculated with the source model, described in Figure 4.3, are compared with the data in Figure 4.4. The match between synthetics and observation is about as good as can reasonably be expected (variance reduction = 48%), given the uncertainties in the velocity model. The source time function and the cumulated coseismic moment released as a function of time, corresponding to the kinematic model presented in Figure 4.3, is shown in Figure 4.5. We note that the total moment is about $1.8 \times 10^{20} N m$, in agreement with the other estimates.

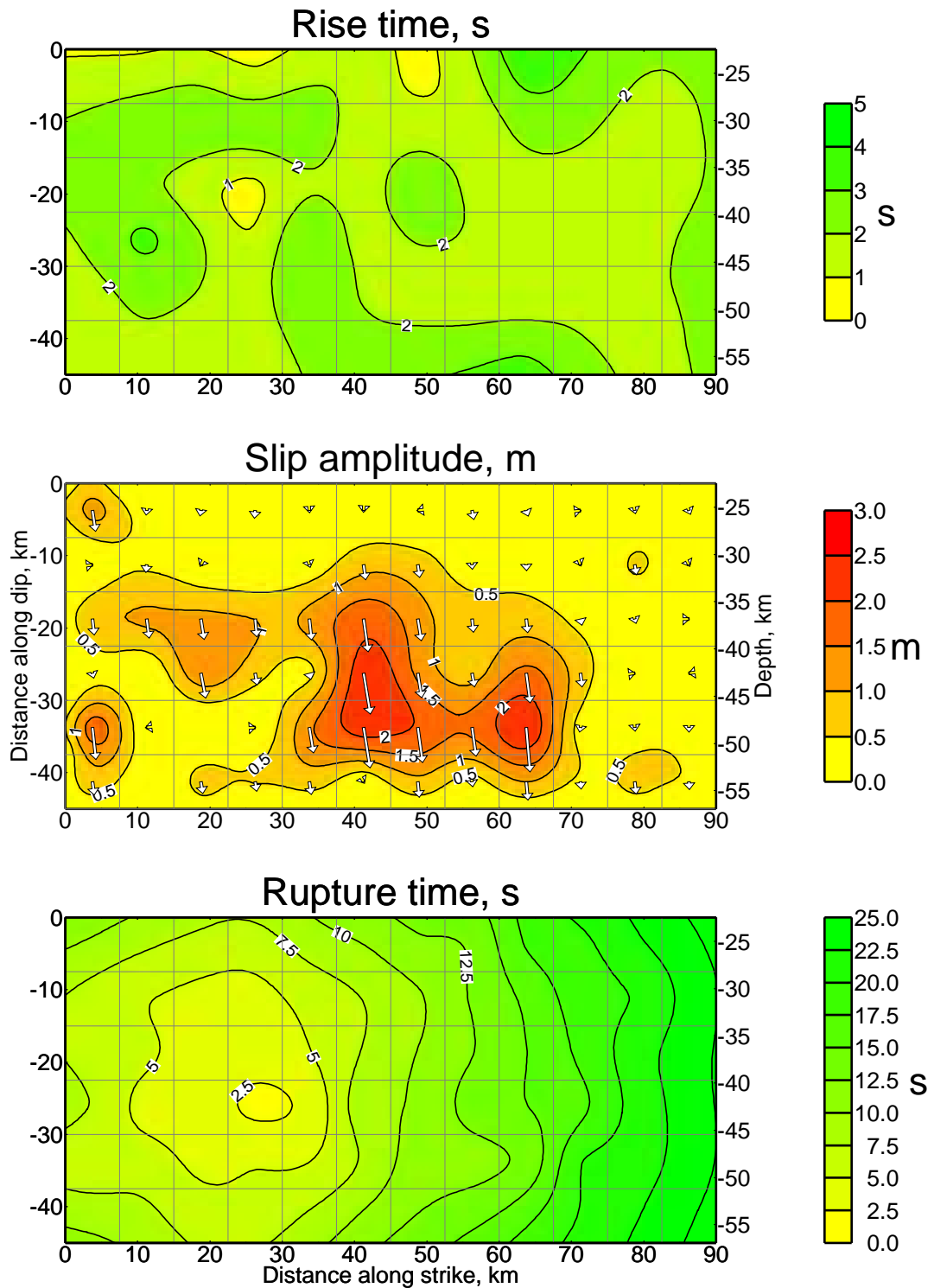


FIG. 4.3 – Maps of rise time, slip amplitude and rupture time obtained by interpolation of the results of nonlinear inversion obtained for the fault geometry corresponding to the Harvard CMT solution. The NW tip of the fault is at the top right. The arrows indicate the relative motion of the hanging wall.

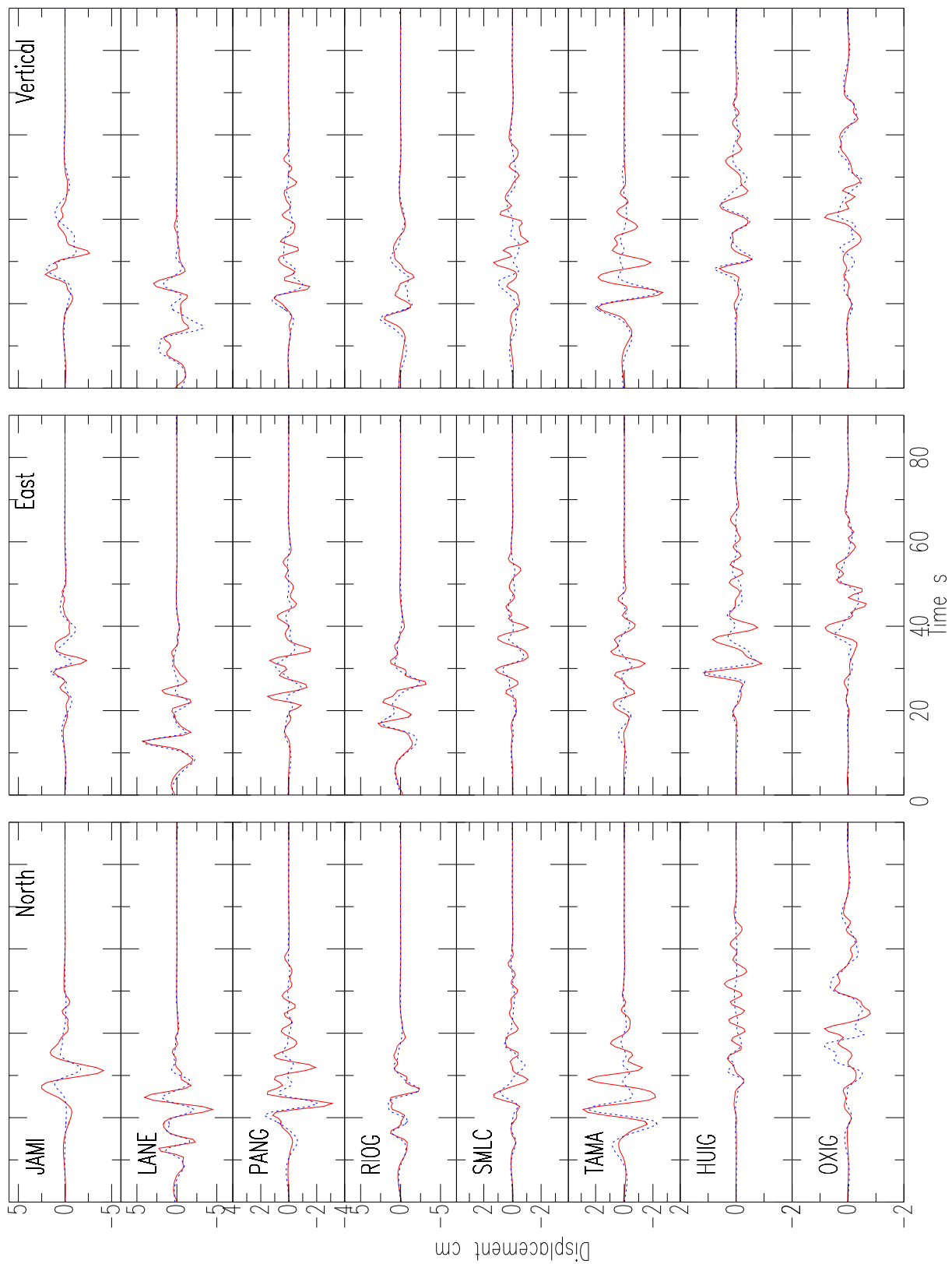


FIG. 4.4 – *Strong-motion seismograms (red solid lines) and synthetic seismograms (blue dotted lines). Synthetics and observations are plotted on the same scale. The synthetics correspond to the solution shown in Figure 4.3.*

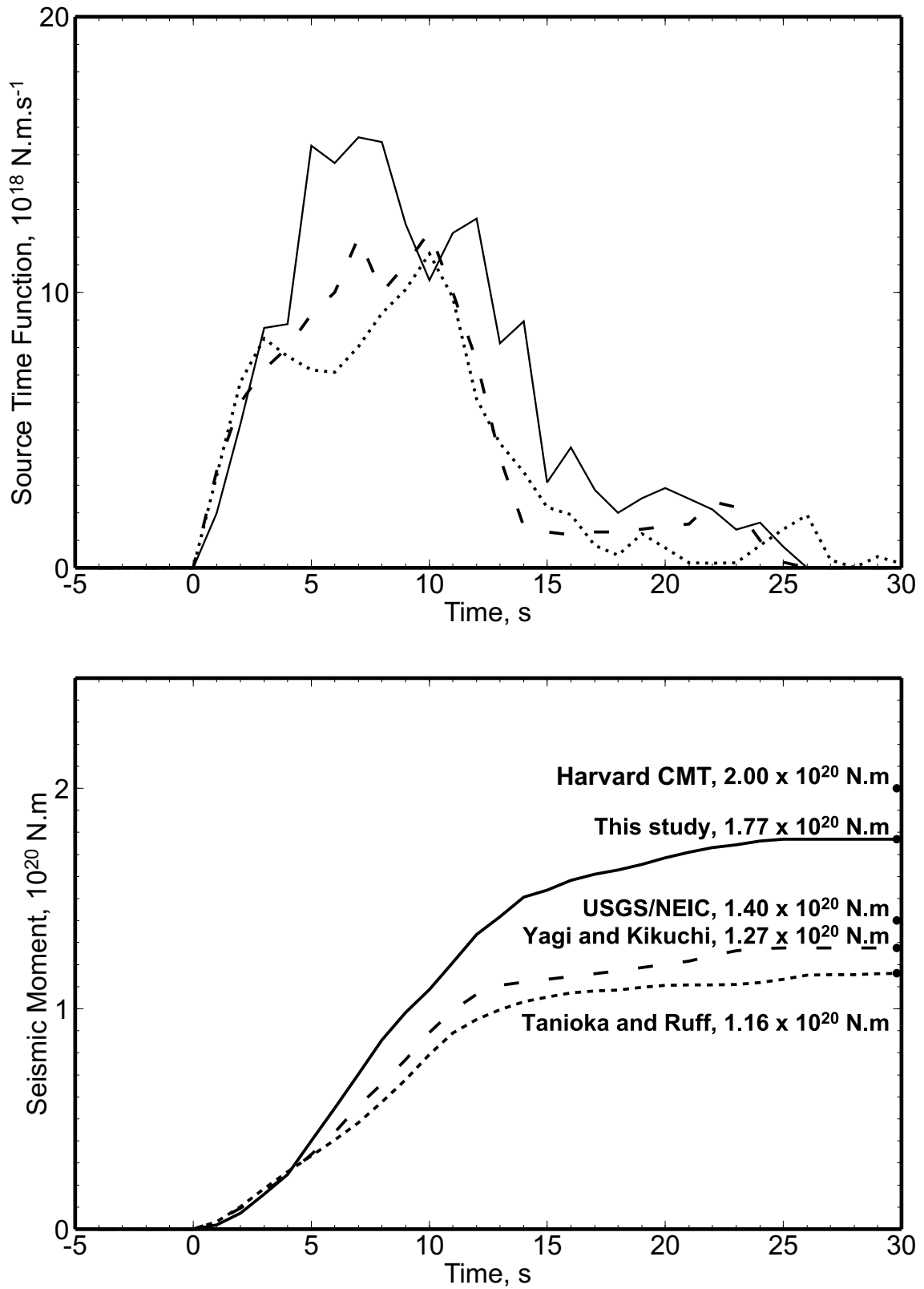


FIG. 4.5 – Source time function and cumulated moment corresponding to the model shown in Figure 4.3. The results are compared with other results based on teleseismic data.

4.2.5 Conclusion

The September 30, 1999 Oaxaca earthquake was a normal-faulting event which occurred at a depth of about 45 km in the subducted Cocos plate. Our source image, based on the low-frequency content of strong-motion data, shows that the rupture propagated from ESE to WNW and slightly downdip. A seismic moment of about $1.8 \times 10^{20} Nm$, consistent with teleseismic estimates, is found. The earthquake consisted of two main, interconnected, zones of slip located 20 and 40 km WNW of the hypocenter. Over the 15 s rupture duration the average rupture velocity was 3 km/s. The timing of the rupture is nevertheless poorly constrained due to the source depth and the problem of trade off between slip, rise time and rupture velocity in the model formulation.

The early, larger aftershocks, all normal-faulting events, were shallower (depths between 32 and 38 km) and closer to the coast than the main slip zone of the mainshock. This observation along with the rupture history of the mainshock, should give insights about the state of stress of the subducting Cocos plate (Gardi *et al.*, 2000).

The recurrence period of large thrust earthquakes in this segment of the plate boundary is about 50 years (Singh *et al.*, 1981). Since the last such event in this region occurred in 1978 (Mw=7.7), the 1999 intraslab earthquake took place roughly in the middle of the earthquake cycle. Were these two events related? The kinematic description of the source presented in this paper is a first step to study the possible stress interaction between these two events.

Acknowledgments

We are grateful to T. Mikumo for fruitful discussions. We thank M. Cocco and an anonymous reviewer for helpful comments. We thank V. Kostroglov for his help in the preparation of the figures and M. Kikuchi for providing us with the teleseismic source-time function prior to publication. The research was partly supported by CONACYT (México) projects J32308-T and G25842-T, and DGAPA (UNAM) project IN109598.

4.3 Conclusion

Le séisme de Oaxaca du 30 septembre 1999, était un séisme en faille normale qui s'est produit à l'intérieur de la plaque Cocos.

Nous avons présenté un scénario cinématique possible pour ce séisme basé sur le contenu basse fréquence des données de mouvement fort. La rupture s'est propagée du sud-est vers de nord-ouest et légèrement vers le bas. Le moment sismique estimé ($1.8 \times 10^{20} Nm$) est en accord avec les études télésismiques. La rupture a durée 15 s et s'est propagée avec une vitesse de l'ordre de 3 km/s. Le séisme est composé de deux zones de fort glissement localisées à 20 et 40 km au nord-ouest de l'hypocentre. Les différents paramètres ne sont pas indépendants et nous les avons inversés simultanément.

D'autres solutions avec une rupture un peu plus rapide et un glissement plus étendu donnent également un accord acceptable aux données. Pour résoudre ce problème, nous verrons dans la partie III que, lorsque nous disposons de données géodésiques en plus des données de mouvement fort, il est possible d'inverser les paramètres temporels et d'amplitude du glissement de façon indépendante.

Chapitre 5

Géométrie d'un séisme himalayen à l'aide de mouvements forts

5.1 Introduction

Dans ce chapitre nous utilisons des données de mouvement fort enregistrées près de la zone de rupture pour avoir des informations sur la source du tremblement de terre de Chamoli (28 mars 1999, $M_W = 6.6$). Ce séisme a eu lieu au nord de l'Inde à l'est du séisme d'Uttarkashi qui avait déjà secoué la région le 19 Octobre 1991. Ces séismes ont eu lieu dans la zone où la plaque indienne est chevauchée par la plaque eurasienne. Une description de la rupture du séisme d'Uttarkashi ($M_W = 6.8$) a été réalisée par Cotton *et al.* (1996) à l'aide de données télésismiques et de données sismologiques de champ proche. Cette étude conclut que le séisme d'Uttarkashi a probablement eu lieu sur le décollement à faible pendage correspondant à l'interface entre la croûte indienne subductée et le prisme d'accrétion continental.

Du fait de l'intérêt pour l'estimation de l'aléa sismique dans cette région (construction de barrages importants), il est utile de préciser la géométrie des failles sismogènes dans cette région. Nous avons ainsi recherché quel pendage permettait de reproduire les différences d'amplitude observées sur les trois composantes du signal sismique enregistré à une station de mouvement fort très proche du séisme de Chamoli.

5.2 Sismicité de la région de Chamoli

Le séisme de Chamoli (28 mars 1999, $M_W = 6.6$) a tué 104 personnes. Les dégâts furent très importants à Chamoli et un peu moins conséquents dans les autres villes de la région du Garhwal. Cette région du nord de l'Inde, se situe à la frontière des plaques indiennes et eurasiennes. Elle est l'une des régions les plus actives de l'Himalaya. Il s'y produit

en moyenne un séisme de magnitude supérieure à 6 tous les 8 à 9 ans. En 1803, Il s'est produit dans cette région un séisme très destructeur ayant une intensité épacentrale égale à IX. Il est très important d'étudier la sismotectonique de cette région où deux barrages importants (Tehri, 260.5 m et Pancheshwar, 288 m) sont en construction (Valdiya, 1997). Le séisme d'Uttarkashi a été le premier séisme Himalayen enregistré par des accéléromètres proches. L'histoire de la rupture du séisme d'Uttarkashi (Cotton *et al.*, 1996) semble indiquer que le séisme s'est produit sur le long du décollement situé au sommet de la plaque indienne subductée. Ce décollement plonge avec un faible pendage sous le Bas-Himalaya au sud du chevauchement de Vaikrita. Ce chevauchement marque la limite séparant la partie sismique du décollement (sur laquelle des séismes comme celui d'Uttarkashi peuvent avoir lieu) de la partie interne et plus profonde du chevauchement qui est de nature asismique.

5.3 le contexte sismotectonique

La chaîne de l'Himalaya est caractérisée par une topographie très marquée à l'échelle de la planète. Cette topographie est le résultat de la collision continentale entre la plaque indienne et la plaque eurasienne (Molnar et Tapponier, 1975; LeFort, 1975; Tapponier et Molnar, 1977; Lyon-Caen et Molnar, 1983; Ni et Baranzangi, 1984). Cette collision a commencé il y a environ 40 Ma. Cette région a un fort niveau de sismicité, en effet, environ 15 % de l'énergie sismique mondiale est relâchée dans l'Himalaya, chaque année. La collision continentale a créé au niveau de l'Himalaya de nombreuses zones de plis et de grands chevauchements. La plaque indienne glisse sous la plaque eurasienne dans la direction NNE. Au dessus de ce décollement, à pendage très faible, les roches Himalayennes sont charriées dans la direction du sud. La convergence totale entre l'Inde et l'Asie est de l'ordre de 2000 à 3000 km. Il y a environ 300 à 500 km de charriage de la croûte indienne sur elle-même. Du nord vers le sud, l'Himalaya est composé de trois zones : le Haut-Himalaya (au nord de la MCT¹), le Bas-Himalaya (de la MCT à la MBT²) et le pré-Himalaya (au sud de la MBT). Le chevauchement le plus au nord de la zone de charriage est le chevauchement Vaikrita (ou MCT-I) selon lequel les roches fortement métamorphisées du haut Himalaya sont charriées (Valdiya, 1980) à une altitude moyenne de 5 km. La zone épacentrale du séisme de Chamoli se situe juste au sud de la base des chevauchements de Vaikrita (MCT-I) et de Munsiri (MCT-II) et au nord du chevauchement du Nord Almora. La localisation de l'épicentre déterminée par l'IMD³ (30.408° N, 79.416° E, H = 21 km, 28 mars 1999, 19:05:13.4) est située à une dizaine de kilomètres au sud du chevauchement de Vaikrita (MCT-I). Le séisme d'Uttarkashi avait déjà eu lieu près de la MCT à environ

1. MCT : Main Central Thrust

2. MBT : Main Boundary Thrust

3. Indian Meteorological Department

75 km à l'est de celui de Chamoli. La localisation USGS de l'Hypocentre du séisme de Chamoli ($30.550^{\circ} N$, $79.424^{\circ} E$) est située très légèrement au nord du chevauchement de Vaikrita. La solution CMT de l'USGS (strike= 282° , dip= 9° , rake= 95°) privilégie l'hypothèse du chevauchement sur le décollement à faible pendage. Le mécanisme contraint par l'Université d'Hyderabad (strike= 285° , dip= 35° , rake= 90° ; *Rastogi communication personnelle 2000*) privilégie au contraire une rupture sur un chevauchement plus penté. Ces deux mécanismes différents donnent des pendages raisonnables d'un point de vue de la sismotectonique de la région. Il est donc nécessaire de considérer deux possibilités pour la géométrie de la source. Le premier scénario consiste à faire l'hypothèse que le séisme s'est produit sur une faille à très faible pendage (9°). Dans le second scénario, on considère que le séisme a eu lieu sur une faille chevauchante plus pentée (35°).

5.4 La géométrie de la faille

5.4.1 Les données de mouvement fort

Le tremblement de terre de Chamoli a été enregistré par 11 stations de mouvement localisées dans un rayon de 150 km autour de l'épicentre. Ces stations appartenant à l'Université de Roorkee ont enregistré les trois composantes du mouvement sismique. Trois de ces stations sont situées près de la source.

Malheureusement le manque de temps absolu, l'absence des premières phases dans les données et les incertitudes concernant la localisation de l'hypocentre et la géométrie de la source ne nous ont, pour l'instant, pas permis de trouver de modèles cinématiques donnant un accord satisfaisant aux données.

En traitant les données, nous nous sommes néanmoins aperçus que l'une des stations qui avait enregistré le séisme près de la source avait une amplitude selon la composante nord beaucoup plus importante que sur les autres composantes (Figure 5.1). Cette caractéristique va nous permettre de discriminer les deux hypothèses géométriques que nous avons citées au paragraphe précédent.

5.4.2 Modélisation du mouvement sismique

Nous considérons deux possibilités pour la géométrie de la faille. Le **scénario 1** (Figure 5.2) est basé sur la solution CMT de l'USGS. Pour ce scénario, nous faisons l'hypothèse que la faille a un azimuth de 282° par rapport au nord et que son pendage vaut 9° . Le milieu de la faille se trouve à une profondeur de 15 km. La direction du glissement dans le plan de faille est supposée être constante et vaut 95° . Le **scénario 2** (Figure 5.3) est basé sur la solution CMT de l'Université d'Hyderabad. Pour ce scénario, nous faisons

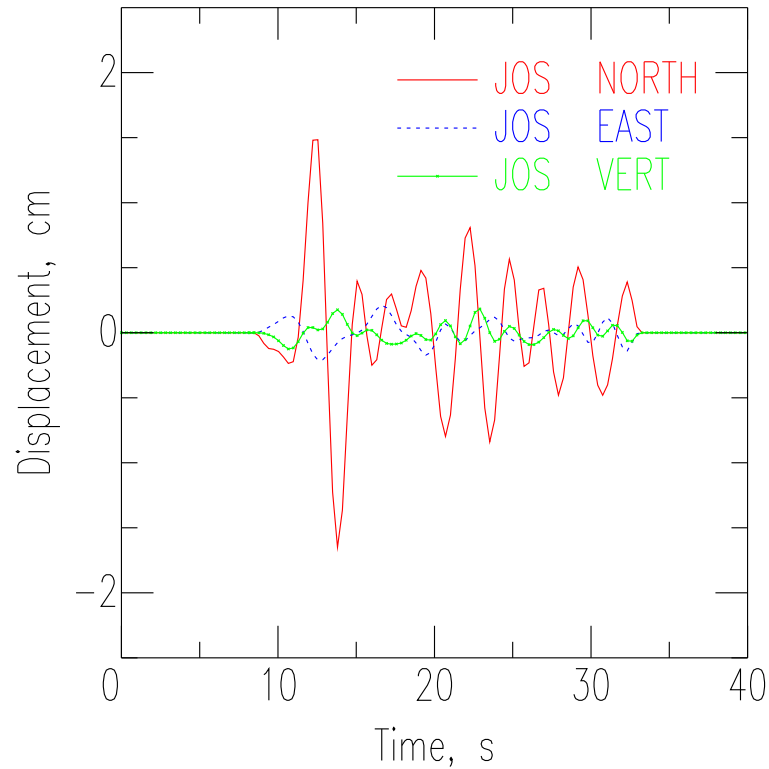


FIG. 5.1 – Données de mouvement fort enregistrées à la station JOS intégrées en déplacement et filtrées entre 0.1 et 0.6 Hz. L'amplitude du déplacement est beaucoup plus importante sur la composante Nord que sur les composantes Est et Verticale.

l'hypothèse que la faille a un azimut de 285° par rapport au nord et que son pendage vaut 35° . Le sommet de la faille est à 5 km de profondeur. La direction du glissement dans le plan de faille est supposée être constante et vaut 90° (mécanisme purement inverse). Dans les deux cas, la faille est modélisée par un rectangle de 35 km de long par 25 km de large. La faille est divisée en sous failles carrées de 5 km de côté. Chaque sous-faille est composée de 100 points sources. Nous supposons que la rupture se propage du nord vers le sud à l'intérieur de chaque sous-faille avec une vitesse de rupture de 2.7 km/s . Les fonctions de Green sont calculées pour chaque point source à l'aide de la méthode des nombres d'ondes discrets (Kennett et Kerry, 1979; Bouchon, 1981) dans un milieu à stratification plane (Tableau 5.1).

5.4.3 Information sur la source

Pour chaque scénario, nous avons calculé les sismogrammes synthétiques dus à un glissement unitaire sur chacune des sous-failles composant la source. Ces sismogrammes synthétiques filtrés entre 0.1 et 0.6 Hz montrent la contribution de chaque sous-faille au mouvement sismique à la station JOS dans le cas du scénario 1 (Figure 5.4) et du scénario 2 (Figure 5.5) L'amplitude du déplacement à la station JOS, pour un glissement unitaire

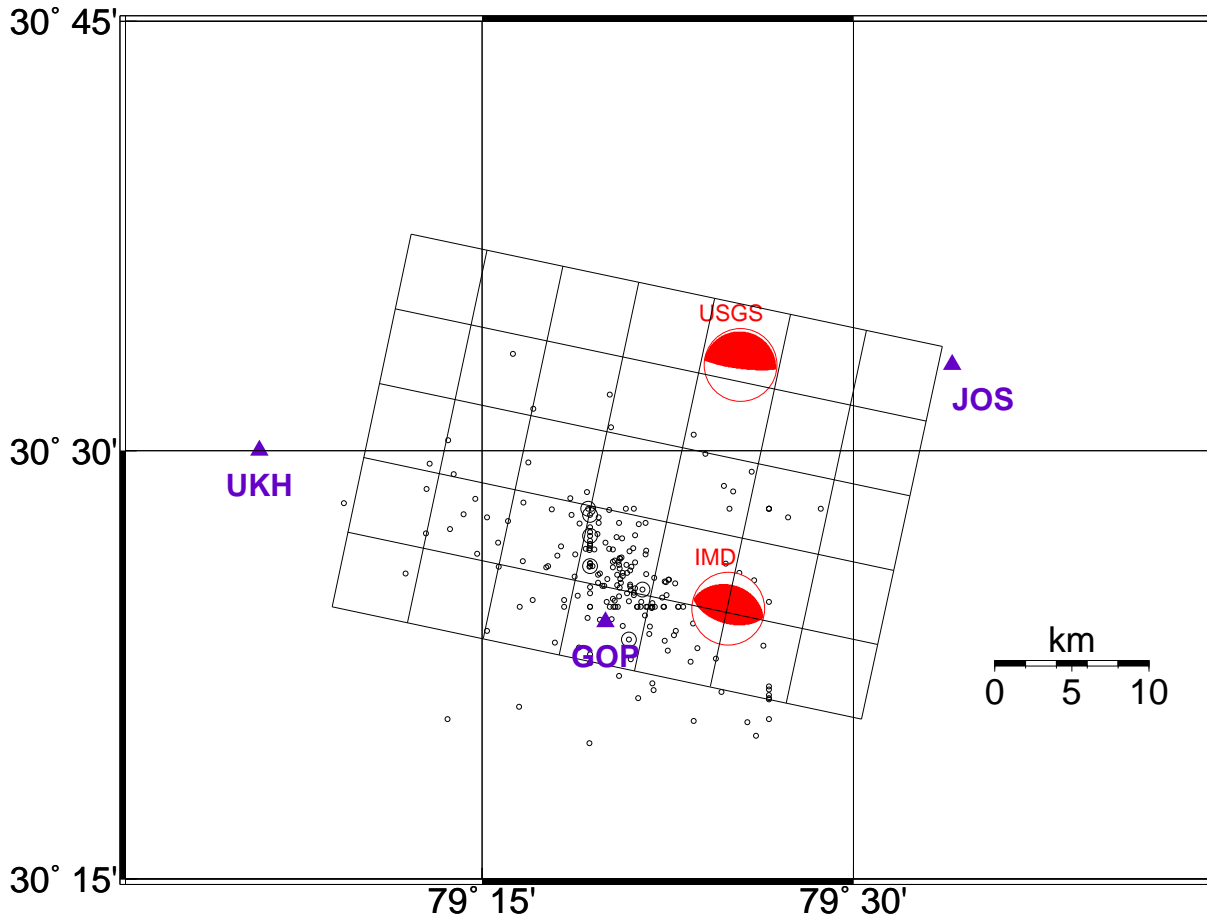


FIG. 5.2 – Géométrie de la faille ayant joué lors du séisme de Chamoli. **Scénario 1** (solution CMT de l'USGS) - pour ce scénario, nous faisons l'hypothèse que la faille a un azimuth de 282° par rapport au nord et que son pendage vaut 9° . La direction du glissement dans le plan de faille est supposée être constante et vaut 95° (mécanisme inverse avec une très légère composante dextre). Le milieu de la faille est à 15 km de profondeur. La faille est modélisée par un rectangle de 35 km de long et de 25 km de large. Elle est divisée en 35 sous-failles carrées de 5 km de côté. Les trois stations de mouvement fort les plus proches de la source du séisme de Chamoli sont représentées par des triangles. Les cercles correspondent aux répliques du séisme de Chamoli. Les mécanismes au foyer déterminés par l'USGS et l'Université d'Hyderabad et les localisations de l'hypocentre selon l'USGS et l'IMD sont également indiqués.

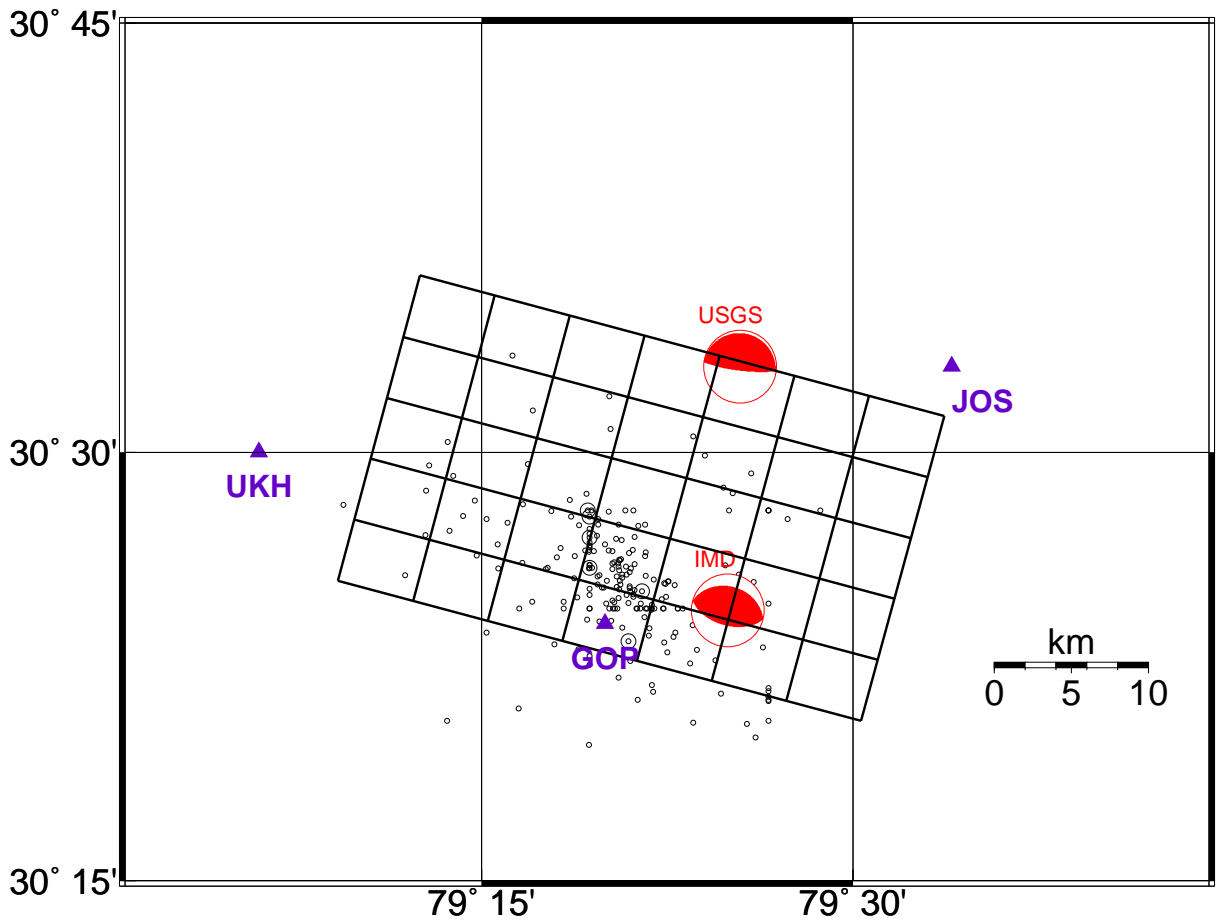


FIG. 5.3 – Géométrie de la faille ayant joué lors du séisme de Chamoli. **Scénario 2** (solution CMT de l'Université d'Hyderabad) - pour ce scénario, nous faisons l'hypothèse que la faille a un azimuth de 285° par rapport au nord et que son pendage vaut 35° . La direction du glissement dans le plan de faille est supposée être constante et vaut 90° (mécanisme purement inverse). Le sommet de la faille est à 5 km de profondeur. La faille est modélisée par un rectangle de 35 km de long et de 25 km de large. Elle est divisée en 35 sous-failles carrées de 5 km de côté.

TAB. 5.1 – Modèle de vitesse régional, utilisé pour calculer les fonctions de Green.

Profondeur, m	Vp, m/s	Vs, m/s	ρ , kg/m ³	Qp	Qs
0.	3900.	2300.	1900.	200.	100.
2000.	5500.	3000.	2600.	300.	150.
15000.	6200.	3500.	2700.	600.	400.
22000.	6800.	3900.	3000.	600.	400.
45000.	8200.	4800.	3300.	600.	400.

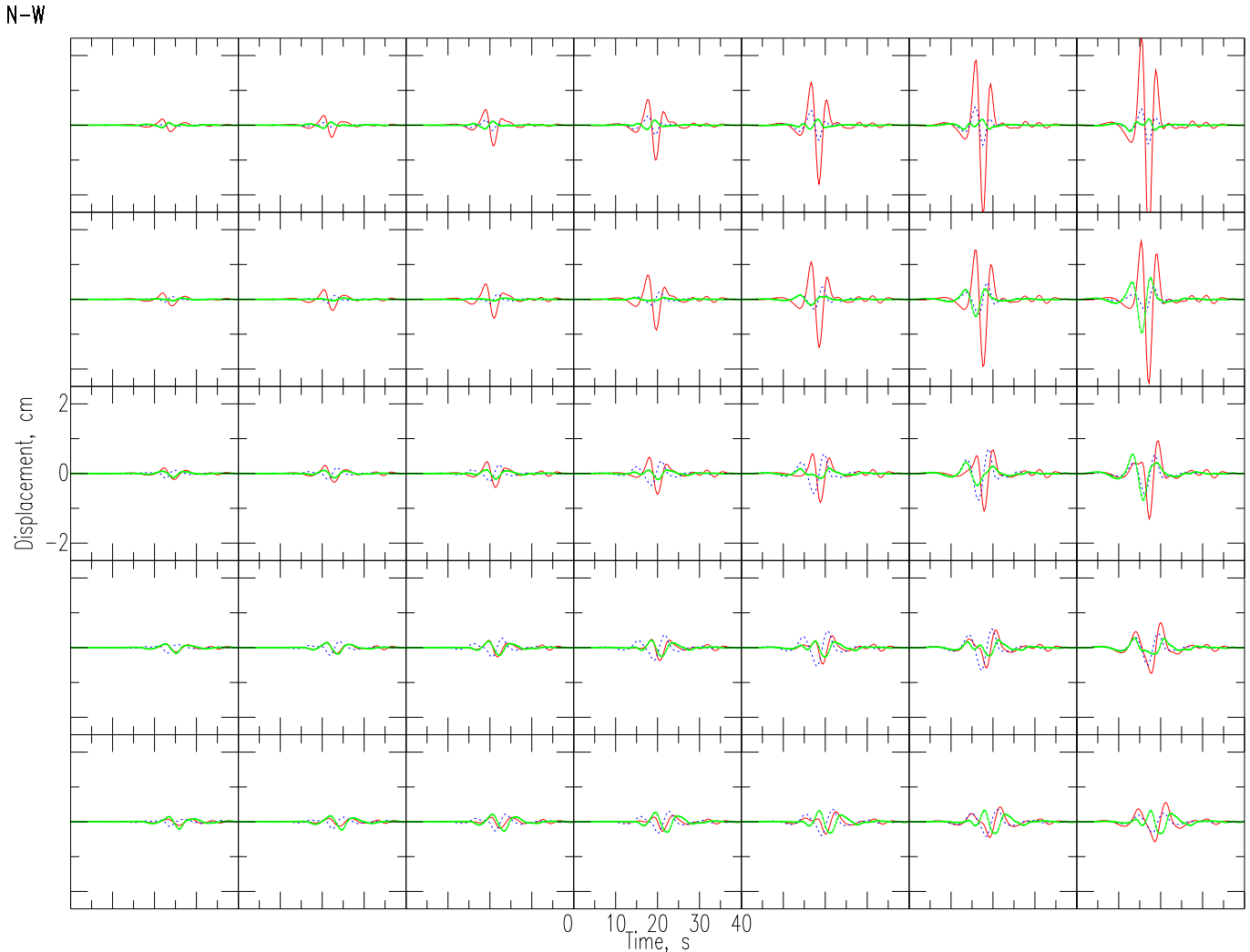


FIG. 5.4 – Contribution de chacune des 35 sous-failles à la simulation du mouvement sismique à la station JOS dans le cas du **scénario 1**. Pour ce calcul direct nous avons supposé que le temps de montée était constant et égal à 1 s, la sous-faille considérée glisse avec une amplitude de 1 m alors que les autres ne glissent pas, à l'intérieur de chaque sous-faille, la rupture se propage du nord vers le sud avec une vitesse de 2.7 km/s. L'échelle en amplitude est la même pour toutes les sous-failles et pour les trois composantes du déplacement. Les traits rouges et fins correspondent à la composante Nord, les pointillés bleus à la composante Est et les traits verts épais à la composante Verticale.

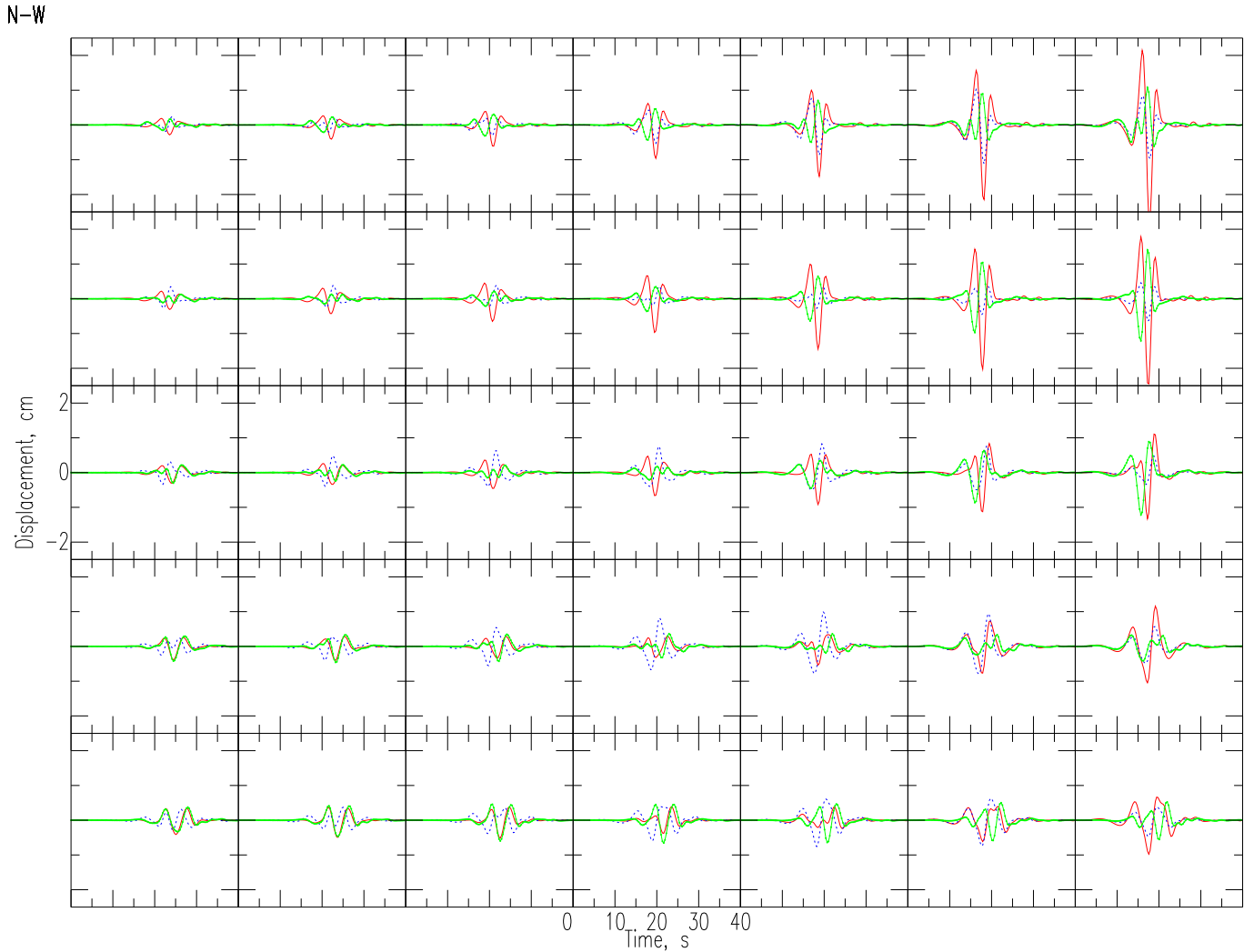


FIG. 5.5 – Contribution de chacune des 35 sous-failles à la simulation du mouvement sismique à la station JOS dans le cas du **scénario 2**. Pour ce calcul direct nous avons supposé que le temps de montée était constant et égal à 1 s, la sous-faille considérée glisse avec une amplitude de 1 m alors que les autres ne glissent pas, à l'intérieur de chaque sous-faille, la rupture se propage du nord vers le sud avec une vitesse de 2.7 km/s. L'échelle en amplitude est la même pour toutes les sous-failles et pour les trois composantes du déplacement. Les traits rouges et fins correspondent à la composante nord, les pointillés bleus à la composante est et les traits verts épais à la composante verticale.

sur une sous-faille dépend de la distance entre la sous-faille et la station. La station JOS est localisée près de la projection de l'angle NE des modèles de failles (Figures 5.2 et 5.3). Pour un glissement identique les sous-failles proches de cet angle de la faille contribuent plus à l'amplitude du signal que les autres sous-failles plus éloignées principalement à cause du terme lié à l'expansion géométrique.

Le mécanisme (azimut de la faille, pendage, direction du glissement) a également beaucoup d'influence sur le déplacement tridimensionnel observé à une station et peut dans certaines configurations géométriques faire apparaître des variations importantes d'amplitude entre les différentes composantes du signal à une même station. Nous pouvons remarquer sur la Figure 5.4 que dans le cas du scénario 1, les sous-failles localisées au nord-est génèrent un déplacement dans la direction nord beaucoup plus important que dans les directions est et verticale. Dans le cas du scénario 2, cette différence d'amplitude entre les différentes composantes n'est pas aussi marquée. Dans les données filtrées entre 0.1 et 0.6 Hz nous observons que l'amplitude du déplacement est beaucoup plus grande sur la composante nord que sur les deux autres composantes. Cette observation permet de privilégier le scénario 1 par rapport au scénario 2. Le séisme de Chamoli s'est donc vraisemblablement produit sur le décollement à faible pendage. Nous pouvons de plus observer que l'amplitude des données est très importante au début puis décroît. Ceci peut permettre d'émettre l'hypothèse que le séisme de Chamoli a pu s'initier près de la station JOS puis s'être propagé vers le sud-ouest.

5.4.4 Interprétation tectonique

Le séisme de Chamoli nous apporte des informations sur la sismicité actuelle dans la région du Garhwal. Dans cette partie de l'Himalaya, de nombreuses roches sédimentaires et métamorphiques sont charriées par des chevauchements comme par exemple le chevauchement de Muniari. Les observations faites à la station JOS, nous permettent de supposer que le séisme de Chamoli ne s'est pas produit sur l'un de ces chevauchements mais qu'il aurait plutôt eu lieu sur le décollement à faible pendage qui se situe au sud du chevauchement de Vaikrita.

Nous proposons, Figure 5.6, une coupe de la région de Chamoli résumant notre interprétation tectonique. La zone au sud du chevauchement de Vaikrita est un prisme d'accrétion continental situé entre le haut-Himalaya au nord et la croûte indienne. Le décollement à faible pendage séparant la croûte indienne et le prisme d'accrétion continental relâche une bonne partie des contraintes tectoniques lors de gros séismes tels ceux d'Uttarkashi et de Chamoli.

Au nord du chevauchement de Vaikrita la faille de décollement a probablement un plus fort pendage sous le haut-Himalaya et devient asismique.

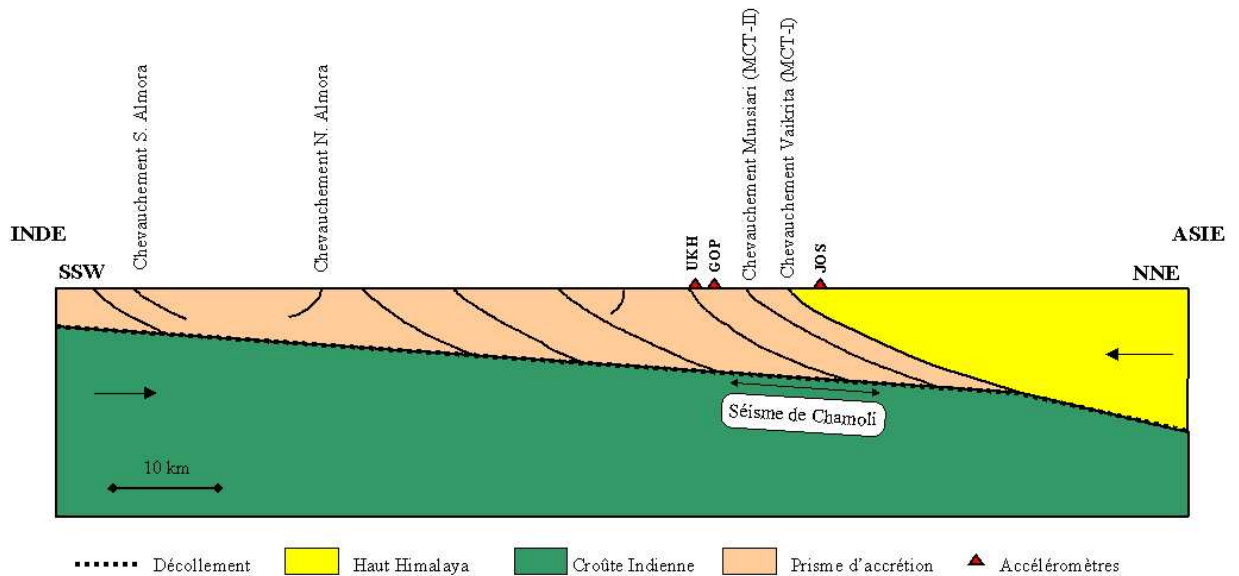


FIG. 5.6 – Coupe montrant notre interprétation tectonique de la région de Chamoli et la localisation du séisme dans son contexte tectonique.

Ces conclusions sont importantes pour estimer au mieux l'aléa sismique et plus particulièrement pour caractériser les séismes susceptibles de se produire dans cette région où se trouvent deux barrages importants.

5.5 Conclusion

La mauvaise qualité des données (absence du temps absolu et déclenchement des stations sur des phases tardives) ne nous a pas permis de trouver un modèle cinématique fiable permettant de donner un accord acceptable aux données de mouvements forts du séisme de Chamoli (Inde, 1999).

L'observation d'un déplacement plus important sur la composante nord que sur les deux autres composantes à une station très proche nous a tout de même permis de privilégier l'hypothèse d'une rupture sur le décollement à faible pendage.

Troisième partie

Imagerie cinématique de la rupture en deux étapes

Chapitre 6

Imagerie de la rupture à l'aide de données géodésiques et sismologiques

6.1 Introduction

En 1992, un séisme de magnitude 7,3 a fait trembler la Californie du sud. Vite oublié par les populations californiennes habituées aux secousses telluriques, notre intérêt pour le séisme de Landers fut motivé par plusieurs raisons (Figure 6.1). Tout d'abord, la zone de glissement a atteint la surface du sol et le décalage, entre les deux lèvres de la faille, créé par le tremblement de terre a été mesuré sur le terrain. Ensuite, ce tremblement de terre a été enregistré à l'aide de nombreux instruments sismologiques et géodésiques très précis et bien adaptés à l'étude des séismes en champ proche. Les réseaux sismologiques classiques californiens ont permis de localiser très précisément les répliques du tremblement de terre. La localisation selon une bande verticale de ces petits séismes nous permet de connaître la géométrie tridimensionnelle des failles. Enfin, le séisme de Landers s'est produit non pas sur une faille unique, mais au contraire sur plusieurs segments de failles ayant des orientations différentes. Cette dernière observation vient remettre en cause l'hypothèse du séisme «caractéristique» se répétant à l'identique sur une faille de taille bien définie. Dans le cas du séisme de Landers, la rupture a réussi à se propager sur plusieurs segments de failles et s'est arrêtée au milieu du dernier segment. Pour comprendre cette complexité, nous avons mis au point une technique d'imagerie de la rupture en deux étapes :

- La première étape consiste à utiliser des données géodésiques pour retrouver la distribution du glissement sur le plan de faille créé par le séisme. La géodésie spatiale est actuellement en plein essor. Il est désormais possible grâce au système GPS (vingtaine de satellites en orbite autour de la terre) de mesurer les déplacements entre deux stations à la surface terrestre avec une précision de quelques millimètres. Une autre technique, l'interférométrie radar par satellite permet de cartographier le champ de déformation créé par un

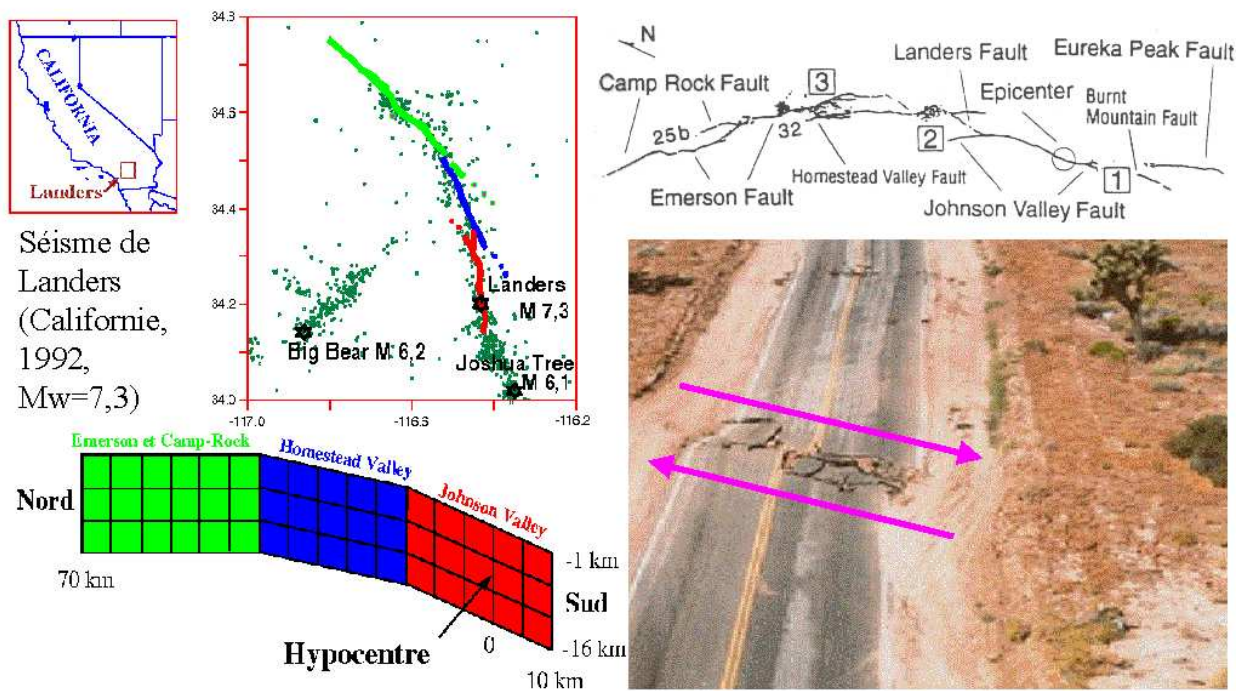


FIG. 6.1 – Lors du séisme de Landers, le glissement a atteint la surface du sol et le décalage, entre les deux lèvres de la faille, créé par le tremblement de terre a été mesuré sur le terrain. Nous avons modélisé la source du séisme de Landers à l'aide de 3 plans de faille verticaux (segment de Johnson Valley, $\Phi = N354^\circ$; segment de Homestead Valley, $\Phi = N331^\circ$; segment Emerson et Camp Rock, $\Phi = N322^\circ$). La faille est divisée en 48 sous-failles carrées de 5 km de côté. Chaque sous-faille est composée de 121 points sources. Nous inversons l'amplitude du glissement, le temps de montée et le temps de début de rupture associé à chaque sous-faille en utilisant des données géodésiques puis des enregistrements de mouvements forts.

séisme dans la direction sol-satellite avec une très bonne résolution spatiale. A partir d'un modèle direct de dislocation dans un milieu élastique à couches planes et de différentes méthodes d'inversions (algorithme génétique, moindres carrés), nous avons estimé la valeur du glissement pour chaque élément de discrétisation du modèle de faille. L'ensemble des modèles trouvés permet de calculer des déformations synthétiques en accord avec les déformations réellement observées à l'aide des satellites. Ces modèles montrent que la solution est hétérogène spatialement, c'est-à-dire que l'amplitude du glissement sismique atteint des valeurs différentes selon l'endroit où l'on se trouve sur la faille.

- Dans la deuxième étape, nous avons utilisé la distribution du glissement sur la faille estimée lors de la première étape et des données sismologiques de mouvement fort pour contraindre le développement temporel de la rupture (initiation, propagation et arrêt). Les stations dites de mouvement fort sont des accéléromètres construits pour ne pas saturer et enregistrer l'accélération du sol en fonction du temps très près de la source sismique. Le développement récent des stations de mouvement fort a permis d'analyser de façon nouvelle quelques grands séismes dans des régions bien instrumentées (Californie, Japon, Inde...). Le séisme de Landers fut ainsi enregistré par plus d'une dizaine de stations de mouvement fort dans un rayon de soixante kilomètres autour du séisme avec une bonne couverture azimutale. Nous obtenons, par inversion, l'histoire temporelle du glissement en chaque point de discrétisation de la faille.

6.2 Inversion en deux étapes du séisme de Landers

Ce paragraphe a fait l'objet d'une publication sous la référence :

**Contribution of radar interferometry to a two-step inversion
of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake**

B. Hernandez, F. Cotton, M. Campillo

J. Geophys. Res., 104, 13083-13099, 1999.

Abstract

We study the rupture process of the 1992 Landers earthquake. To limit the trade-off between slip amplitude and rupture time that affects solutions using only seismological data, we adopt a two-step approach. We first constrain the slip distribution and its uncertainty by independent geodetic data to recover in the second step the temporal details of the rupture propagation. The first step consists of an inversion of interferometric data and Global Positioning System measurements, both independently and together, to constrain slip distribution on a three-segment fault model along both strike and dip direction. We

use a genetic algorithm to test the uniqueness of the solution and a least squares formulation to find the model which best fits the data. We conclude from the results of these geodetic inversions that interferometric data are rich enough to access the slip distribution in the case of the Landers earthquake. Since the surface deformations are more sensitive to shallow slip in our configuration, the slip amplitude is better resolved near the surface than at depth. The resulting slip distribution is in agreement with geological observations at the surface and confirms the heterogeneous nature of the Landers earthquake. Most of the slip occurs at shallow depths, on the Homestead Valley fault (second segment), with a maximum value of around 7 m. Another high slip zone is observed on the Johnson Valley fault (first segment) at 8 km depth. In the second step, we invert strong motion data with the a priori final slip amplitude and its uncertainty deduced from geodetic data to constrain the time history of the rupture process. This second step emphasizes a strong variation of the temporal development of the earthquake. Fast rupture front velocities appear within high slip zones, and the rupture slows when it encounters a resistance along the fault. On average, the rupture front propagates with velocities close to the S wave velocity and terminates about 20 s after initiation. The large variations in both slip amplitude and rupture velocity suggest that the rupture process is better described by successively breaking asperities than by a pulse propagating with constant velocity.

6.2.1 Introduction

In seismology, basic problems of initiation, propagation, and healing of the rupture process are still not well understood. Since the near-field strong ground motion records of the Imperial Valley earthquake (Olson et Apsel, 1982; Hartzell et Heaton, 1983; Archuleta, 1984), rupture heterogeneity became evident. This heterogeneity is probably generated by a combination of the static prestress field due to tectonic forces, past seismicity (Kanamori et Stewart, 1978), fault geometry (Scholz, 1989; Cotton et Campillo, 1995), and the effect of the dynamic process governed by friction (Carlson et Langer, 1989; Cochard et Madariaga, 1994).

In order to understand the main origin of the rupture complexity, seismologists adopt two approaches. On the one hand, forward dynamic models are developed to describe the rupture process (Das et Kostrov, 1983; Mikumo *et al.*, 1987; Heaton, 1990; Cochard et Madariaga, 1994). On the other hand, near-field strong ground motions are inverted to estimate the slip; the relative displacement of one side of the fault with respect to the other; and the time history of the seismic process. Over the past 2 decades, kinematic models deduced from near-field data have provided insight into the spatial and temporal details of the rupture process for many earthquakes. The rupture models were derived by matching recorded data with theoretical data generated, assuming planar fault surfaces.

Recently, attempts have been made to understand the dynamic process from kinematic models (Quin, 1990; Miyatake, 1992; Fukuyama et Mikumo, 1993; Ide et Takeo, 1996; Bouchon, 1997; Olsen *et al.*, 1997). In addition to its importance to the study of the source process, the kinematic approach is used to model strong ground motion in seismic hazard.

Despite much research on kinematic models, there remain important discrepancies among rupture inversions of the same earthquake published by different authors. For example, the strong motion inversion of the Landers earthquake leads to different solutions (Cohee et Beroza, 1994b; Wald et Heaton, 1994; Cotton et Campillo, 1995). These dissimilarities can be caused by the model parameterization, the data weighting, the bandwidth of the wavefield, or the inversion procedure and are often cited as indicative of the amount of uncertainty in rupture models obtained from strong motion data. For the most part, past studies have concentrated on deriving a model that fits the strong motion data, without much emphasis on assessing the solution stability or spatial resolution. Using standard inverse methods, it is not difficult to obtain a solution that matches the data reasonably well (Cohee et Beroza, 1994a). The greater challenge lies in estimating the reliability. The knowledge of the resolution on the kinematic parameters is a result that is as important as the parameters themselves. It is also important to test the uniqueness of the solution.

Another challenge consists in finding rupture front velocities. Recently, the dynamic simulation of the 1992 Landers earthquake performed by Olsen *et al.* (1997) has shown strong variation of the rupture front velocity from subsonic to supersonic values. Such variations are not expected from kinematic inversions. Two reasons can explain why evidence of such variation of the local rupture front velocity is sparse in past inversions of seismic data. First, there is a trade-off between slip and rupture time that affects solutions based on strong motion data alone. Consequently, it is necessary to constrain the slip amplitude distribution by independent data (radar interferometry and other geodetic data) in order to recover the temporal details of the rupture propagation using seismological data (Figure 6.2). Second, a priori constraints introduced by the parameterization used in the inversions usually constrain the maximum value of the rupture front velocity. Therefore it is necessary to allow temporal parameters to vary freely (Cotton et Campillo, 1995; Hartzell *et al.*, 1996).

The June 28, 1992, Landers earthquake is the largest well-recorded earthquake in California to date. In addition to the high quality and variety of classical data, this earthquake provided the first opportunity to apply the technique of synthetic aperture radar (SAR) interferometry to detect coseismic ground displacements (Massonnet *et al.*, 1993). The interferogram produced by differencing the phase between SAR images taken before (April

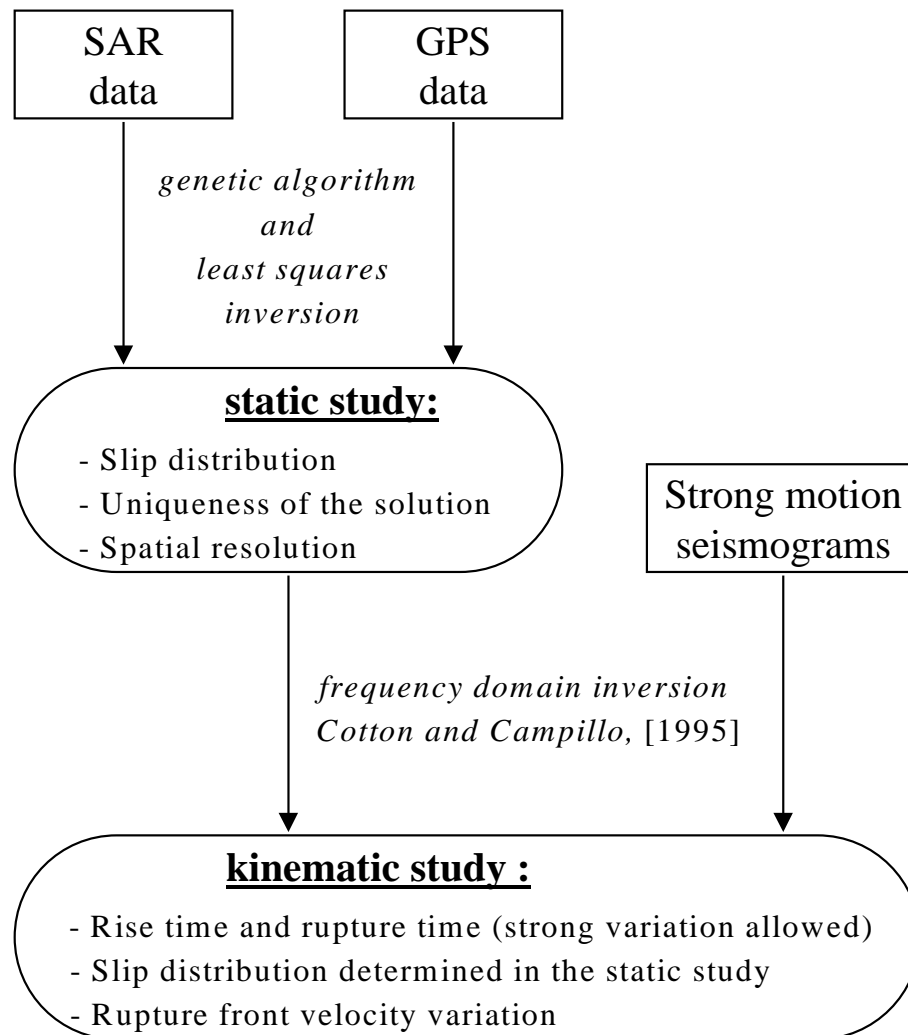


FIG. 6.2 – Flow chart of the two- steps source study of the Landers earthquake. GPS and SAR data are used in the static study. Strong motion seismic data are inverted with the a priori slip distribution and its resolution deduced from SAR and GPS combined data.

24, 1992) and after the earthquake (June 18, 1993) provides a contour map of the component of the surface displacement field parallel to the vector between the ground and the radar remote sensor. Each fringe corresponds to an interval of displacement of 28.3 mm toward the satellite or in the opposite direction (Figure 6.3). The applications of radar interferometry to changes in Earth's surface are described by Massonnet et Feigl (1998).

The main advantage of interferometric data is that they do not use instrumentation on the ground. An interferogram can be the only available near-field measurement of earthquake effects in a poorly instrumented area. This new kind of data makes it possible to have an idea of the focal mechanism (Feigl *et al.*, 1995). The high spatial density of a radar interferogram also offers the possibility to constrain the location and geometry of active faults to a greater degree than using conventional geodetic or seismic data (Ozawa *et al.*, 1997). Nevertheless, SAR data have never been used in combination with seismological and other geodetic data to constrain the rupture process.

The questions addressed in this paper are :

Are SAR data alone useful to study the static rupture process? If GPS and strong motion data are available, is it useful to use interferometric data to improve the solution? Do strong motion accelerograms combined with interferometric data constrain the temporal growth of the rupture accurately, and is it possible to have more precision on the rupture propagation than using only strong ground motion data?

To answer these questions, we estimate the rupture process of the 1992 Landers earthquake in two steps from geodetic and seismological data (Figure 6.2). In the first step, we compute the static solution by inverting the deformation field measured by radar interferometry to constrain the slip distribution on the fault. We use rich SAR data on a well-known earthquake to test our approach. Next, we invert Global Positioning System (GPS) measurements alone and also in combination with SAR data. We discuss the resolution obtained by the inversion of the different data sets. We analyze the uniqueness of the solution and the influence of a smoothing constraint.

In the second step, we study the rupture front velocity variation using strong ground motion data and the static solution and its error deduced from a combination of SAR and GPS data. This two-step inversion (Figure 6.2) limits the trade-off between parameters and allows the temporal parameter to vary freely over a wide range. The main goal of this second step is to obtain a better knowledge of the kinematic rupture process. We want to know if the rupture front propagates smoothly on the fault, or if, on the contrary, the velocity varies strongly and whether strong variations coincide with the location of asperities and barriers.

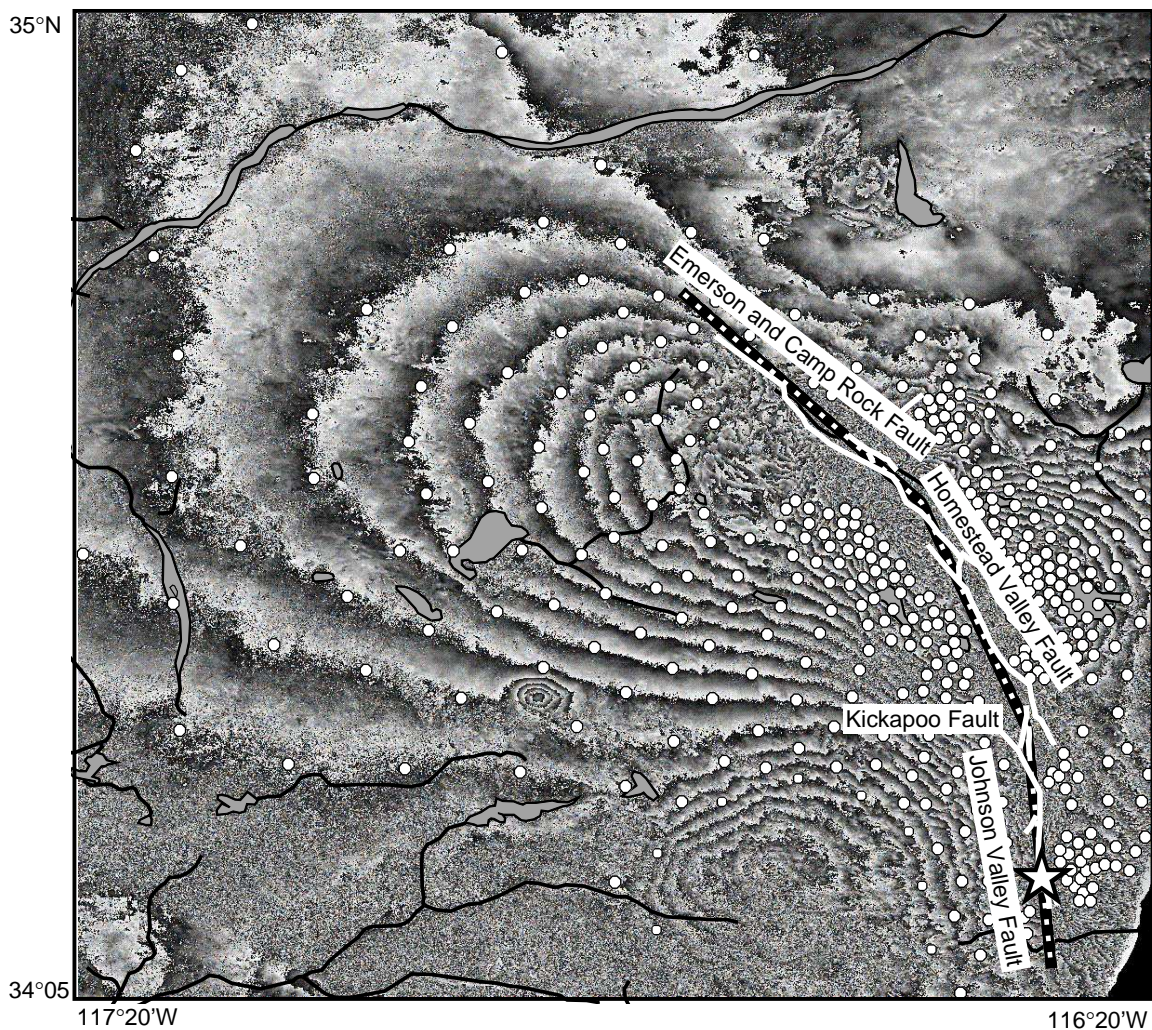


FIG. 6.3 – Observed interferogram of the June 28, 1992, Landers earthquake obtained with ERS-1 SAR data (Massonnet et al., 1993). Fringes are contour lines of equal displacement of the ground along the line of sight of satellite. One full gray-scale cycle represents 28.3 mm of surface displacement in the ground-to-satellite direction between April 24, 1992, and June 18, 1993. The average residual on the measurement is estimated to be no more than one fringe and is mainly due to atmospheric propagation heterogeneity, residual topographic contributions, and hydrographic network (dark lines) perturbations. This map also shows the fault trace offset (white lines) simplified from Hart et al., 1993, the epicenter location (star), and the surface projection of the three vertical segments of the model fault (dashed lines). To use a good quality data set, we extract several hundred points from the interferogram where the signal is not perturbed by groundwater content or post seismic deformation due to off fault aftershocks. The dots constitute the data set used (406 deformation values in the ground to satellite direction).

6.2.2 Geodetic Data

The data set is composed of GPS measurements of displacement (Hudnut *et al.*, 1994) and an interferogram of the Landers earthquake (Massonnet *et al.*, 1994).

The interferogram shows the ground deformation between April 24, 1992, and June 18, 1993. The displacement is extracted at several hundred sites from the image shown in Figure 6.3. For each data point located on an interferometric fringe, we associate a change in the ground-to-satellite distance assuming zero motion for a fringe far from the fault zone. The location of the zero fringe displacement due to the coseismic slip is well estimated thanks to a forward calculation of the ground deformation using the slip distribution deduced from strong motion inversion (Cotton et Campillo, 1995; Hernandez *et al.*, 1997). The phase values in the interferogram are converted from ambiguous cycles into absolute changes in displacement using a manual unwrapping approach. Each cycle of phase corresponds to an interval of displacement of 28.3 mm in the ground-to-satellite direction. We do not use an automatic unwrapping method because of perturbations mainly due to hydrography and local aftershocks that we do not take into account in our model. The resulting data set consists of 406 triplets containing latitude, longitude, and the static displacement in ground-to-satellite direction. We estimate that the error on the displacement is of the order of one fringe (3 cm).

These SAR data include the static deformation over more than 1 year. The deformation is mainly coseismic : the amplitude of preseismic and postseismic equivalent slip integrated over a period of 14 months is estimated to be no more than a few decimeters (Hernandez *et al.*, 1997). Post-seismic interferograms of the Landers area (Massonnet *et al.*, 1996; Peltzer *et al.*, 1996), made from images acquired 5 days after the earthquake and later suggest a postseismic slip of several centimeters, comparable to that obtained from an analysis of GPS data (Blewitt *et al.*, 1993; Shen *et al.*, 1994). Thus the preseismic and postseismic effects can be considered to be minor compared to the deformation field created by the mainshock. Moreover, we do not extract data points near large identified aftershocks not located on the faults that moved during the mainshock.

In our GPS inversion, we used only the horizontal measurements made by Hudnut *et al.* (1994) located in a 100-km-radius area around the fault zone. These surveys provided coseismic displacement data. We do not use GPS vertical measurements because of their large uncertainties.

6.2.3 Forward Modeling

For the direct modeling, we follow the frequency domain approach of Cotton et Campillo (1995) restricted to the case of zero frequency. We calculate transfer functions for a

layered half-space rather than a uniform elastic half-space in order to have a more realistic representation of the crustal deformation (Savage, 1998). The crustal model we use in this study is described by Campillo et Archuleta (1993). We divide the fault that ruptured during the Landers earthquake into three segments: the Johnson Valley fault to the south (strike 355°), where the hypocenter is located, the Homestead Valley fault (strike 339° in the central part and the Emerson and Camp Rock fault (strike 317°) to the northwest. The fault is modeled by three vertical planes (Figure 6.3), each divided into discrete 5-km-wide-square subfaults (Cotton et Campillo, 1995). The transfer functions (Kennett et Kerry, 1979; Bouchon, 1981) are calculated in the ground-to-satellite direction for SAR data and in the horizontal plane for GPS data. The ground deformation D_i at a point i (SAR or GPS data) can be represented as a linear sum of n subfaults contributions:

$$D_i(\omega = 0) = \sum_{k=1}^n G_{ki}(\omega = 0) U_k \quad (6.1)$$

where G is the transfer matrix of the deformation observed in i for a unit strike slip in k . U_k is the unknown mean slip amplitude of the k^{th} subfault. This simple parameterization, which is consistent with the fault trace observed by geologists (Figure 6.3) and the aftershocks distribution, limits the number of parameters of the model to 48 unknown slips.

6.2.4 Inversion Methods

The inverse problem consists in minimizing the difference between the observed ground deformation and that calculated with the forward modeling. It can be solved using a linear least squares inversion scheme. We assume that the forward problem is exactly solved by the linear Equation (6.1), that the results of the observations are described by a gaussian probability with expectation D and covariance matrix C_D , and that the a priori information is described by a gaussian probability with expectation m_0 and covariance C_M . We follow Tarantola's (1987) formulation to calculate the model expectation

$$m = m_0 + (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} G^t C_D^{-1} (D - G m_0) \quad (6.2)$$

the covariance operator on the model

$$C_{M'} = (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} \quad (6.3)$$

and the resolution operator.

$$R = (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} G^t C_D^{-1} G \quad (6.4)$$

The resolution matrix R measures how well the inverse problem can be solved with our data. The farther the resolution operator is from identity, the worse the solution is. If

the diagonal element of the resolution matrix corresponding to a parameter is equal to 1, the parameter is perfectly resolved by the data set. The trace of the R matrix indicates the number of parameters effectively resolved by the data. The values of the resolution are dependent on the a priori choice of C_M and C_D . For this reason, the resolution matrix in this study is used only to compare the relative resolution of different parts of the fault or to compare results obtained with different starting models but the same data and a priori variances. A smoothing constraint is introduced through the covariance matrix C_M , which describes the a priori information on the model parameters. The values of this matrix are given by

$$C_M(i, j) = \sigma_i \sigma_j \exp\left(-\frac{d^2(i, j)}{2l^2}\right) \quad (6.5)$$

where l is a correlation length and d is the distance between the i^{th} and j^{th} subfaults.

Although the least squares inversion yields a single solution with an error estimate, other solutions, perhaps within different local minima, could produce a good fit to the data. Moreover, most inversion procedures use various assumptions and restrictions that reduce the solution space, possibly excluding some reasonable solutions. For these reasons, it is necessary to explore the parameter space as extensively as possible to obtain a set of acceptable solutions. Global search methods, like the Monte Carlo technique, explore and produce multiple solutions, but become inefficient in very large parameter spaces. To solve this problem, we use a genetic algorithm (Lomax et Snieder, 1994) configured to find many acceptable solutions representing all regions of the model space with a good misfit. The misfit function to minimize is a L_2 norm measure of the residual difference between observed and simulated values. The slip is allowed to vary between 0 and 7 m and can take 64 different discrete values. This parameterization gives about 10^{86} possible models. Beginning with a random population of solutions, successive populations are created by selection, crossover, and mutation. The genetic algorithm produces a large set of solutions which sample the solution space globally and is particularly useful to illustrate the nonuniqueness of the solution.

6.2.5 Test With a Synthetic Simulation

We apply the inversion techniques initially to synthetic data to analyze the differences between the starting model and the solutions of the inversion. The initial three-asperity model is shown by thick lines in Figure 6.4. We use the same fault geometry and crustal structure for this synthetic simulation and for the actual data inversion. We compute displacement in the ground-to-satellite direction and generate a synthetic interferogram (Figure 6.5). We then invert the synthetic motions in the ground to satellite direction for the same data point used for the actual SAR data. The results of the best models found

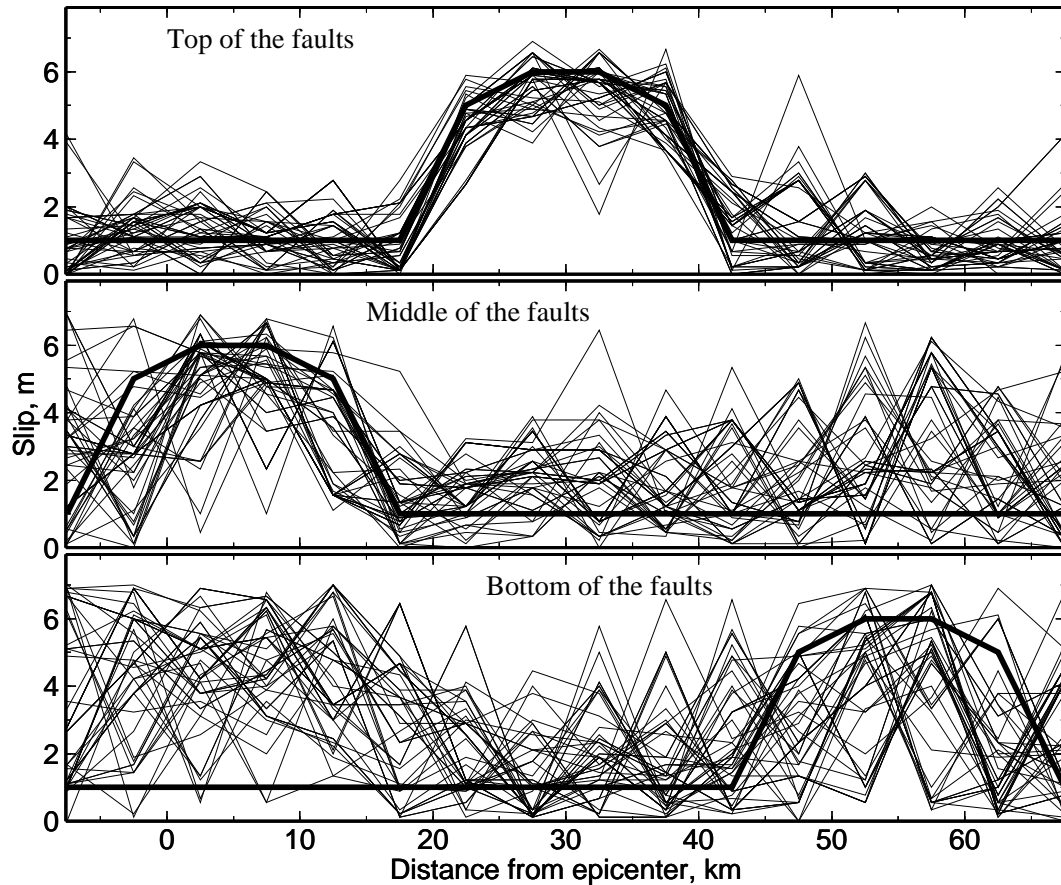


FIG. 6.4 – Results from one genetic algorithm inversion of synthetic SAR data calculated from a three-asperity model represented by thick lines. The 50 best models are plotted, and 10^5 models are tested using a population size of 200 and 500 generations. The slip is well constrained in the upper part of the fault, but the resolution decreases with depth.

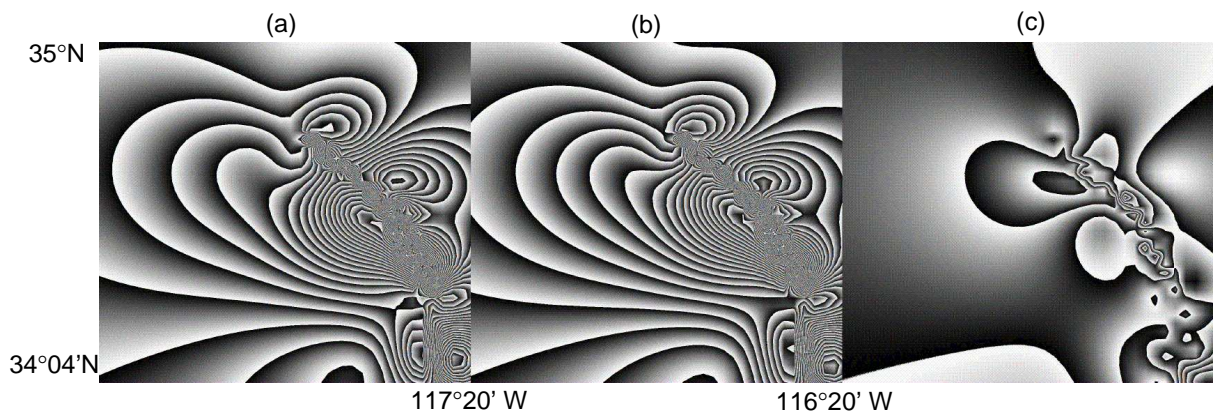


FIG. 6.5 – Misfit. (a) Interferogram constructed from the 3-asperity model (thick lines in Figure 6.4). (b) Synthetic interferogram produced using a model of the genetic algorithm inversion. (c) Interferogram obtained by phase subtraction of the synthetic model and of a genetic algorithm inversion solution.

by the genetic algorithm inversion are drawn in Figure 6.4. This synthetic test shows that the slip is well constrained in the upper part of the fault and that the resolution decreases with depth. The residual interferogram obtained by phase subtraction of the synthetic model and of the synthetic interferogram produced using an acceptable model of the genetic algorithm inversion shows residual fringes in the vicinity of the fault mostly at wavelengths shorter than our discretization of both data sampling and fault planes. With the actual data, further error can be introduced via the complexity in the fault geometry that is not modeled perfectly and the residual noise on the interferogram.

6.2.6 Application to the Landers Interferogram

In this part, we use the entire set of 406 measurements (Figure 6.3) of the ground-to-satellite component of the static displacement. Fifty models with the lowest misfit found with the genetic algorithm are plotted in Figure 6.6. The main interest of genetic inversion is that it provides a set of many acceptable solutions and then gives information about the uniqueness of the solution. It is interesting to note that even if the misfit values obtained with these 50 models are similar, the genetic inversion has found a large diversity of acceptable models. The comparison of the different models produced by the genetic algorithm gives a direct deduction of the parts of the solution that are strongly constrained by the data and the parts where parameters over a wide range are equally acceptable. The slip distribution found at the top of the fault shows a concentration of models in a range of 1 m and is in agreement with the slip measured directly by geologists in the field (Sieh et al., 1993). The models do not fit exactly the surface slip observed, especially in the southern part of the fault. This small disagreement can be explained by the fact that the slip in the model integrates the mean value for a 5-km-wide subfault, while the field measurements give information only on the superficial discontinuity. The spread of slip distribution increases with depth and spans a 4-m slip length at the bottom of the fault.

We test several correlation lengths for the least squares inversion to evaluate the effect of smoothing on the results. The solutions with various correlation lengths are represented in Figure 6.7. The heterogeneity pointed out in the inversion without smoothing is the same as the spatial discretization of the modeling, in particular at depth. This heterogeneity is probably not representative of the true slip at depth. It is not impossible that the slip variation could be very heterogeneous at depths but we are not yet able to test such hypothesis. Nevertheless, a smoothed solution of the least squares inversion (e.g., $l = 5km$) gives a good idea of the location of the main large slip areas. We note that the area of high slip at 15 km depth and 20 km north of the epicenter in Figure 6.7 is not real and results from an oscillatory solution. It disappears when the correlation length

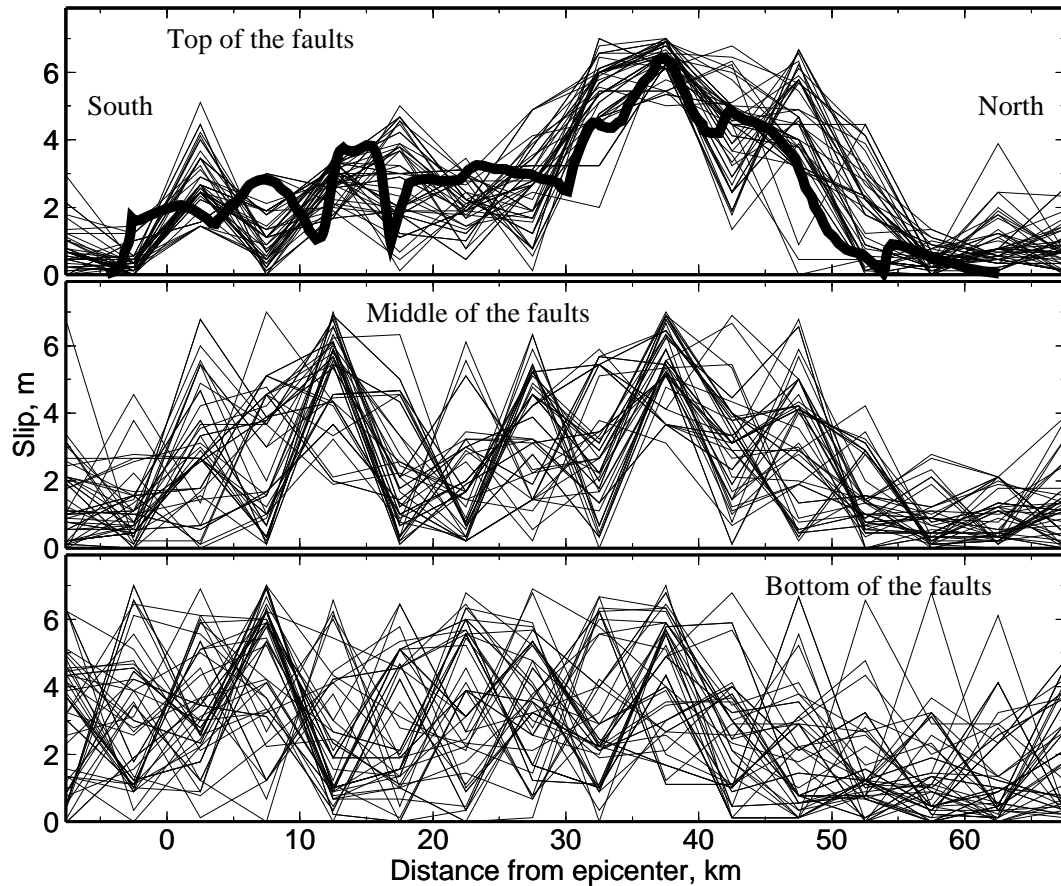


FIG. 6.6 – Results from one genetic algorithm inversion for the interferometric data points exclusively. Representative set of slip distribution on the fault. The 50 best models are plotted, and 10^5 models were tested from a model space with about 10^{30} significantly different models using a population size of 200 and 500 generations. The slip at the top of the fault is well constrained and is in agreement with geological observations (thick line). The spread of slip distribution increases with depth and spans a 3-m slip interval at the bottom of the fault.

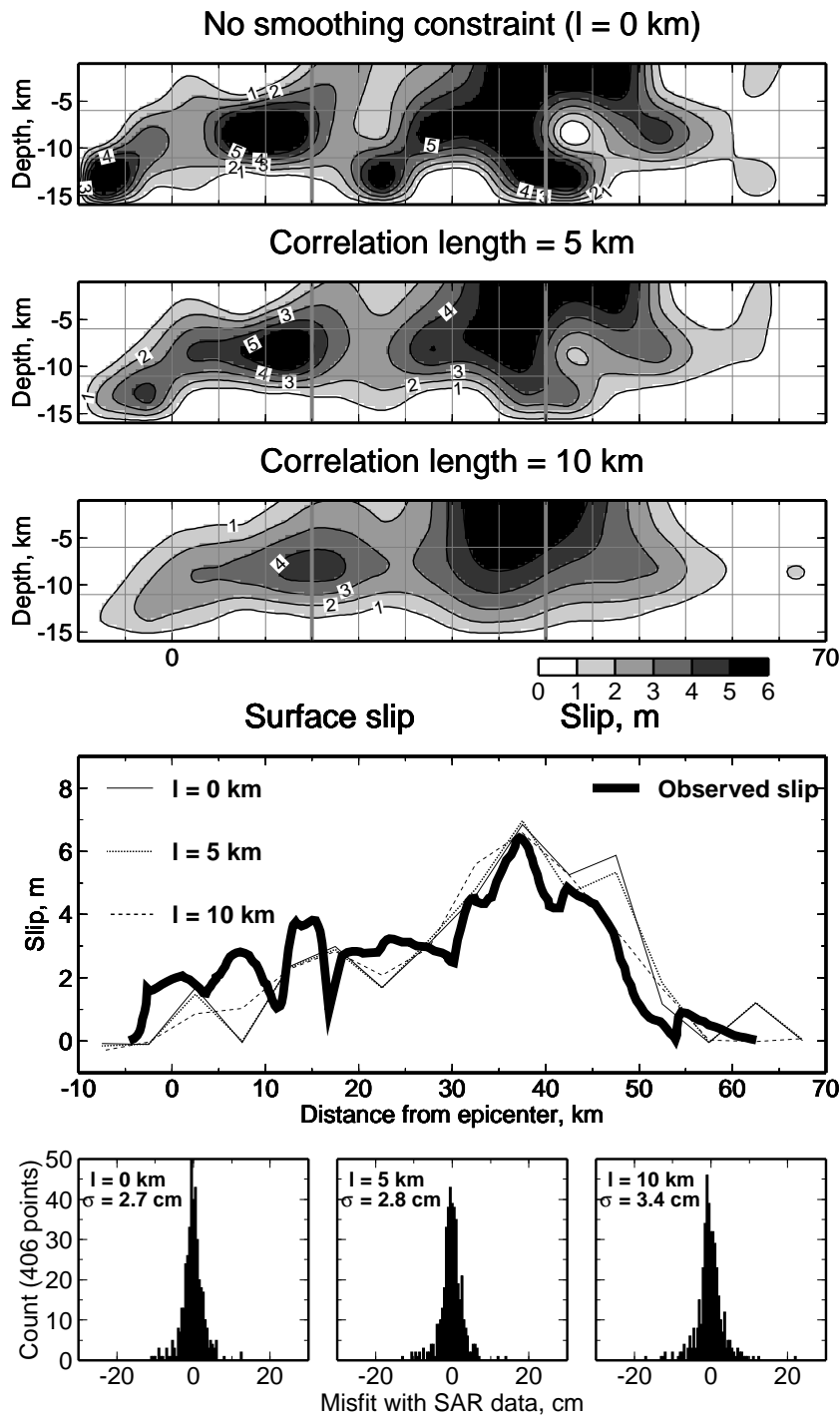


FIG. 6.7 – Cross section of the strike-slip distribution determined from least squares inversions of the SAR data points exclusively. Results with different correlation lengths are shown in the first three figures. The contour interval is 1 m, and the first contour given is 1 m. The scale bar shows the slip shading in meters. The grid represents the fault model section (northwest on left, southeast on right) displaying the subfault discretization of the three fault planes. (middle) The slip amplitude of each inversion is compared with surface measurements made on the field by geologists. (bottom) Histograms showing count as a function of the residual difference between SAR data and simulated values for the three correlation lengths.

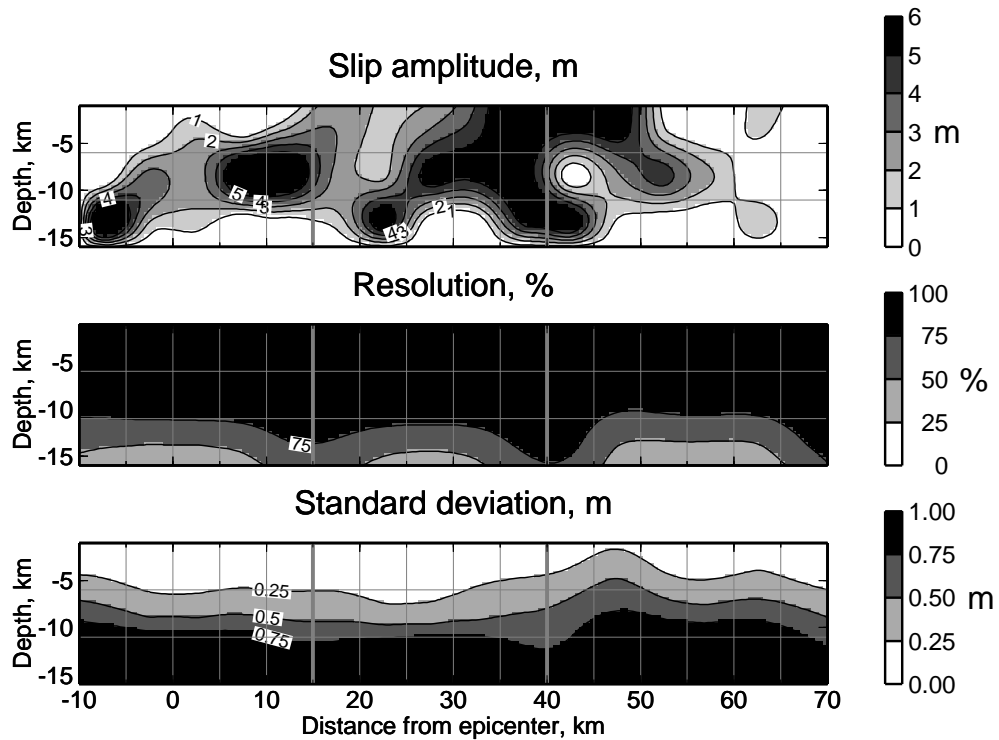


FIG. 6.8 – Cross section of the strike-slip distribution determined from least squares inversion of the SAR data points exclusively without any smoothing constraint in the inversion (top). The contour interval is 1 m, and the scale bar to the right shows the slip shading in meters. (middle) Resolution on the model parameters showing how well the parameter are resolved, the scale bar to the right shows the resolution shading in percent. The values of the resolution depend on the a priori choice of variances and allow us to compare the relative resolution of different parts of the fault. (bottom) Error estimation on the slip amplitude; the scale bar to the right shows the standard deviation on the slip amplitude shading in meters.

increases. Two main asperities appear, one located between 10 and 15 km north of the epicenter at an average depth of 8 km with a maximum slip amplitude of 5 m and a second shallower between 30 and 50 km north of the epicenter with a maximum value of around 7 m. The slip amplitude decreases to zero more than 60 km north of the fault system. There are areas where the slip changes sign, from right lateral (as expected) to left lateral, but despite of the absence of positivity constraint, the (nonphysical) negative slip remains small. The absence of positivity constraint allows us to perform a resolution analysis that we consider to be important to achieve in inversions. The resolution of the least squares inversion, shown in Figure 6.8, illustrates how well the parameters are resolved with our data in different parts of the fault. This resolution decreases with depth and confirms that the slip distribution is better resolved in the upper part of the fault than at depth. The average resolution of the least squares inversion of SAR data is of the order of 84 %.

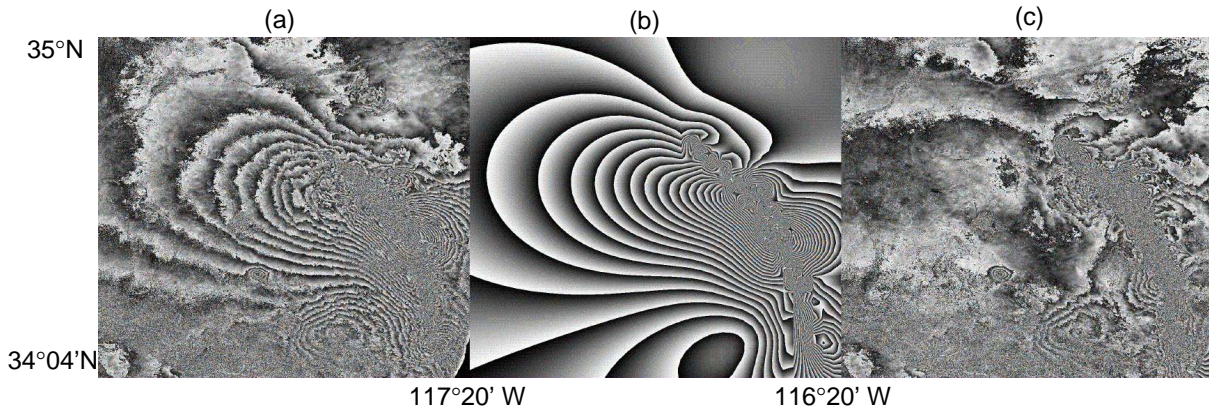


FIG. 6.9 – *Misfit.* (a) Interferogram constructed from two radar images acquired on April 24, 1992, and June 18, 1993. (b) Synthetic interferogram obtained with the model of the least squares inversion without any smoothing constraint. (c) Residual interferogram obtained by phase subtraction of the ERS-1 observation and of the synthetic interferogram.

The residual interferogram obtained by phase subtraction of the ERS-1 observation and of the synthetic interferogram produced using the model of the least squares inversion without any smoothing constraint is drawn on Figure 6.9. The misfit is about 3 cm. Far from the fault the fit is very good, but the misfit increases for points near the fault where we observe two or three residual fringes. This disparity is probably due to the planar geometry assumed in our model.

6.2.7 Inversion of GPS Data

The results of the genetic inversion of the horizontal data shown in Figure 6.10 give a spread of the model larger than the one for SAR. The solution is not unique. The spread of slip distribution increases with depth and spans a 5-m slip length at the bottom of the fault. The resolution of the GPS least squares inversion (Figure 6.11) (48 %) is poorer than the resolution provided by SAR data (84 %) because of the limited spatial sampling density of the available GPS stations. The imperfect modeling of the fault geometry and crustal structure also contributes to the error on the inversion results. The number of data points is too small compared with the number of slip parameters. As a result, the problem is underdetermined, and the resolution of the model is poor. This resolution decreases when the number of subfaults and consequently the number of unknowns increases. Therefore it is futile to use smaller subfaults to increase the accuracy of the estimated slip distribution. This problem of limited resolution can only be solved by adding other geodetic data. To avoid the influence of aftershocks like Big Bear or Eureka Peak, their effect could be estimated and removed from the observation as it was done by Wald et Heaton (1994).

The observed displacements and the ones predicted by the model resulting from the

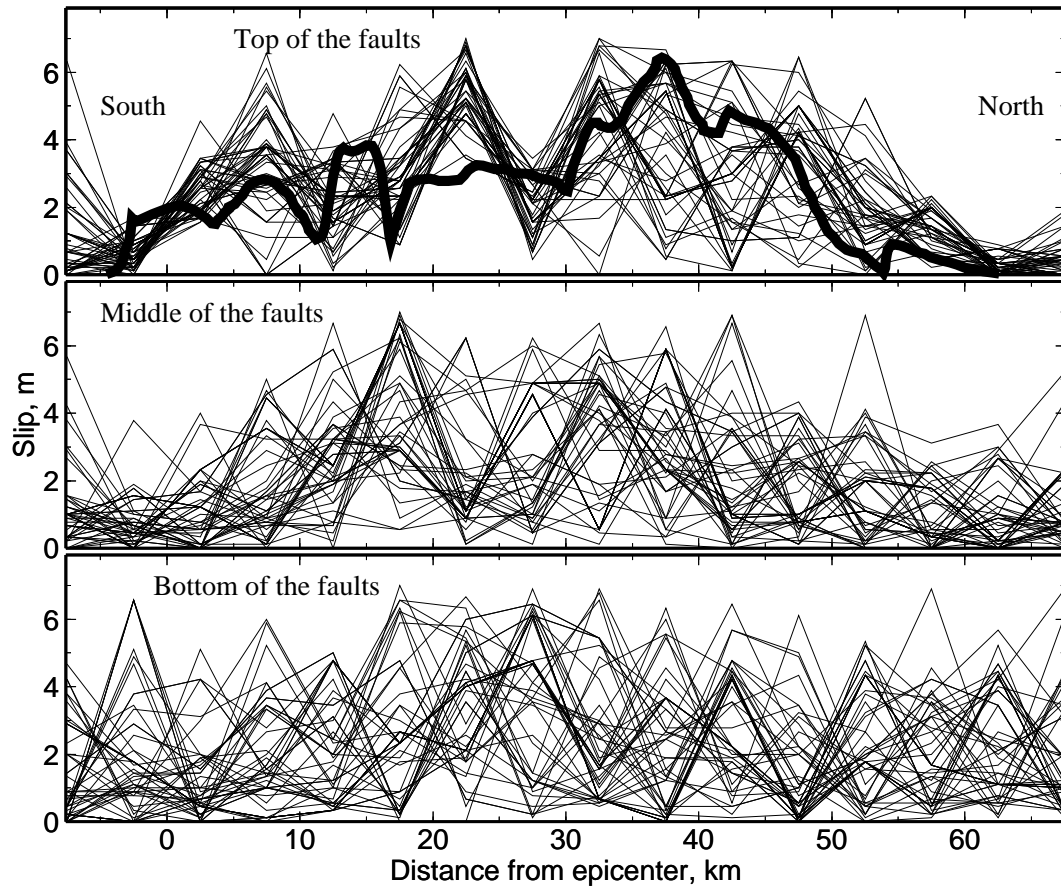


FIG. 6.10 – Results from one genetic algorithm inversion for the GPS horizontal data points exclusively. Representative set of slip distribution on the fault. The 50 best models are plotted, and 10^5 models were tested from a model space with about 10^{30} significantly different models using a population size of 200 and 500 generations. Geological observations of the surface slip are plotted in heavy line with slips solution for the subfaults located at the upper part of the fault. At the bottom of the fault, the slip is not constrained due to a lack of information in the data.

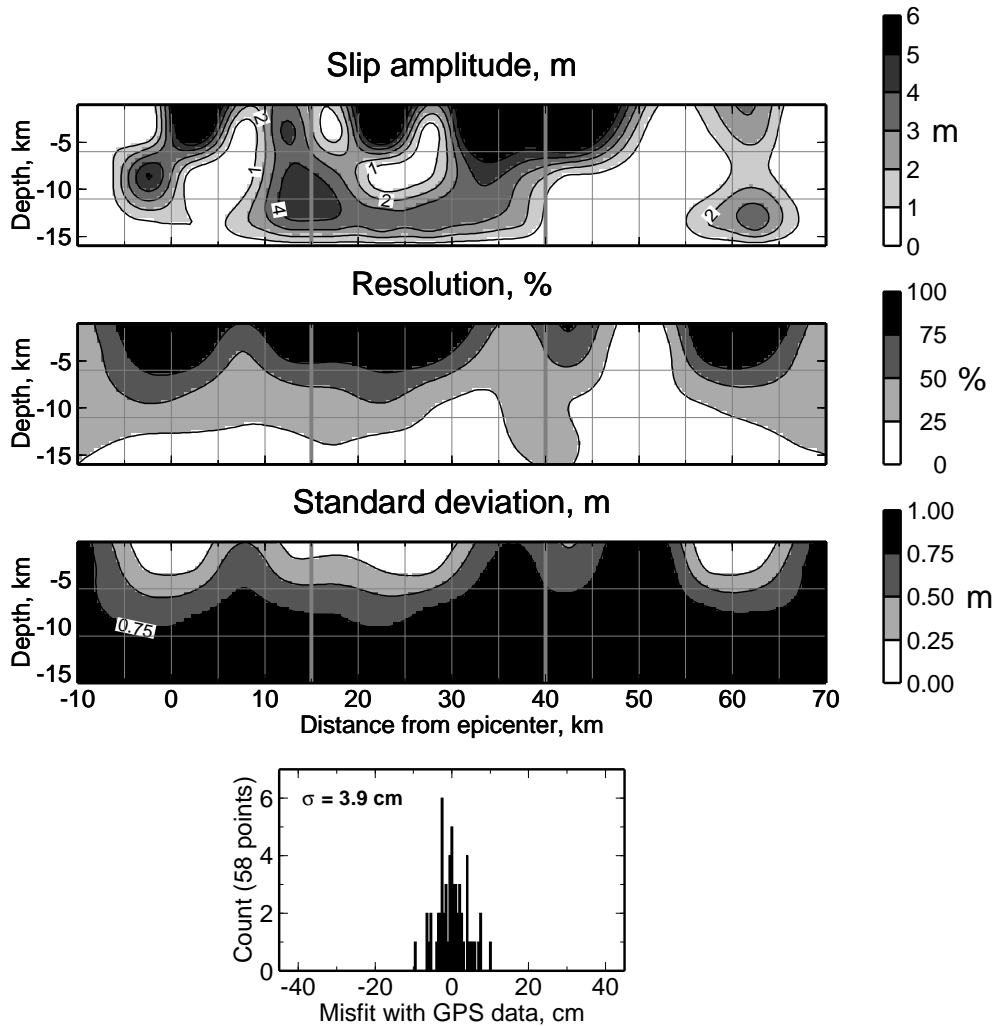


FIG. 6.11 – (top) Cross section of the strike-slip distribution determined from least squares inversion of the GPS horizontal data exclusively without any smoothing constraint in the inversion. (middle) The contour interval is 1 m, the scale bar to the right shows the slip shading in meters. Resolution on the model parameters; the scale bar to the right shows the resolution shading in percent. (bottom) Error estimation on the slip amplitude; the scale bar to the right shows the standard deviation on the slip amplitude shading in meters. Histogram showing count as a function of the residual difference between GPS measurements and simulated values.

TABLE 6.1 – *Inversions Reliability: Parameter Resolution and Error Estimation With Regard to Smoothing, Data Set, and Location on the Fault.*

Data Used	Parameters Inverted	Error Estimation, m			Resolution and Smoothing, %		
		Surface	Middle	Bottom	l=0km	l=5km	l=10km
SAR	slip	1	2.5	4	84	73	47
GPS	slip	2	3.5	5	48	44	34
SAR&GPS	slip	1	2.5	4	86	75	49

least squares inversion of the horizontal GPS data are shown by arrows in Figure 6.12. The fit is poor for the site located near the fault in the northern part of the earthquake. This is likely due to an inaccurate location of the fault model for the nearest station.

6.2.8 GPS and Interferogram Combined Inversion

GPS and SAR data do not cover the same time duration, but the coseismic is the predominant signal observed for both data sets (Hernandez *et al.*, 1997), we can test a joint. The modeling remains unchanged for the combined data set so that the number of unknown remains fixed while the number of data is increased. The main difficulty in this extension of the prior inversions is determining the relative weights, so that each data set is appropriately represented. A relative weighting factor, w , is introduced through the a priori covariance matrix of the data. The final values we adopted are $w = 1$ for SAR data and $w = 4$ for GPS data. Even with this weighting, the larger number and smaller intrinsic error of the SAR give them more influence in the inversion. The strike-slip distribution determined from SAR and GPS data combined is given in Figure 6.13. As expected, results of the combined inversion model are similar to those obtained using SAR data alone; the main asperities are observed in the same zones. Most of the slip occurs at shallow depth around 40 km north of the epicenter with a maximum value of around 7 m along the Homestead Valley fault. Another asperity is observed 15 km north of the hypocenter at 8 km depth.

The total resolution (Table 6.1) is slightly better for the joint inversion (86 % without any smoothing constraint, 75 % with a 5-km correlation length) than for the SAR models alone (84 % and 73 %, respectively). Visually, it is easy to appreciate which features in the combined dislocation model can be attributed to individual data sets. For example, in the southern part of the fault GPS have more influence due to the small number of SAR data points used in this area; the slip south of the epicentral zone is smaller in the combined inversion than with SAR data alone. We also note that in the joint inversion the slip decreases to zero at depths greater than 10 km while this was not observed with SAR

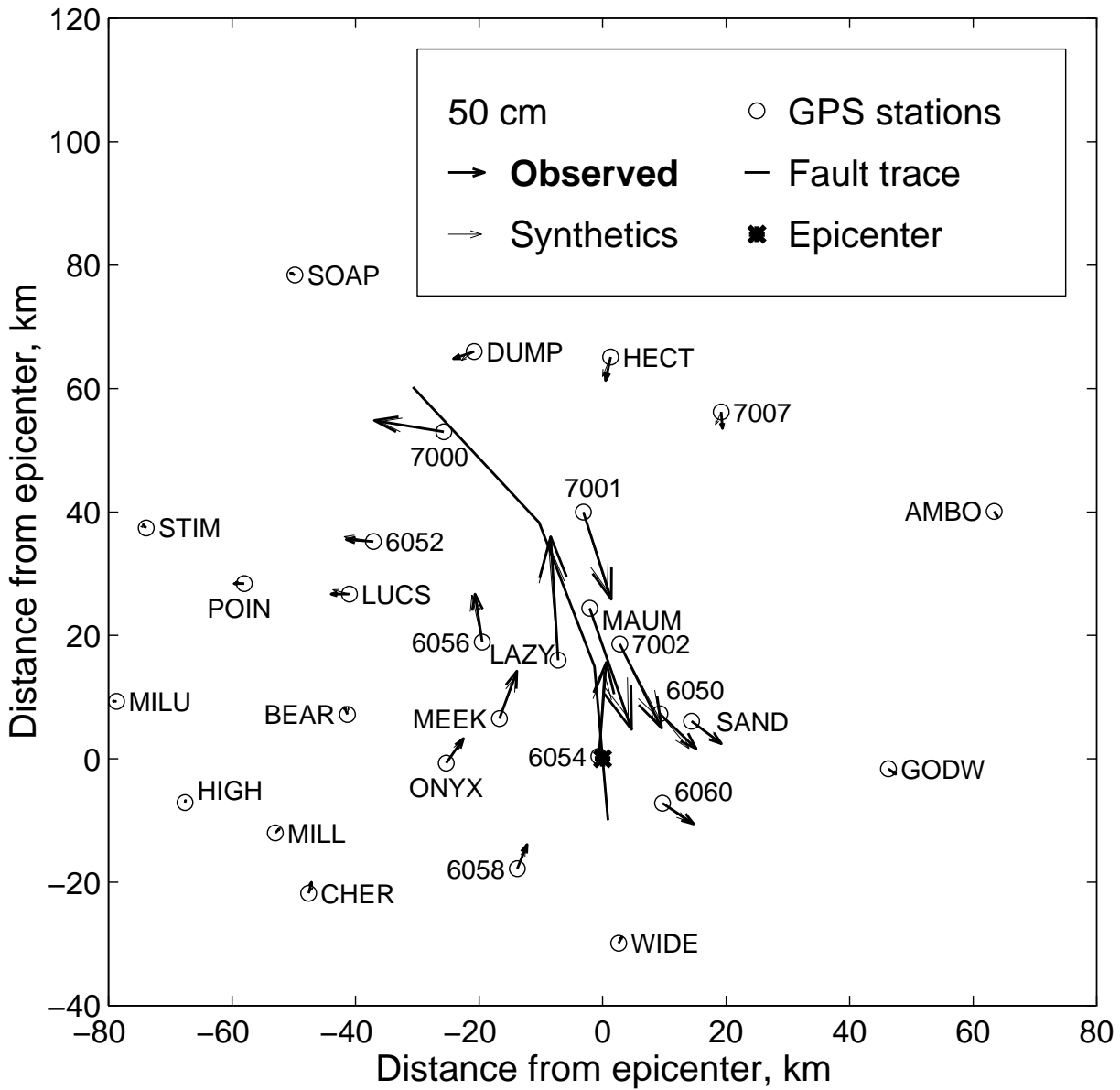


FIG. 6.12 – Location map of GPS stations used for the inversions (circle). The fault geometry used in the inversions is shown by the thin lines. The observed (thick lines) and predicted from the least squares inversion of the horizontal GPS data (thin lines) are shown by arrows, with the amplitude scaling as shown in the insert.

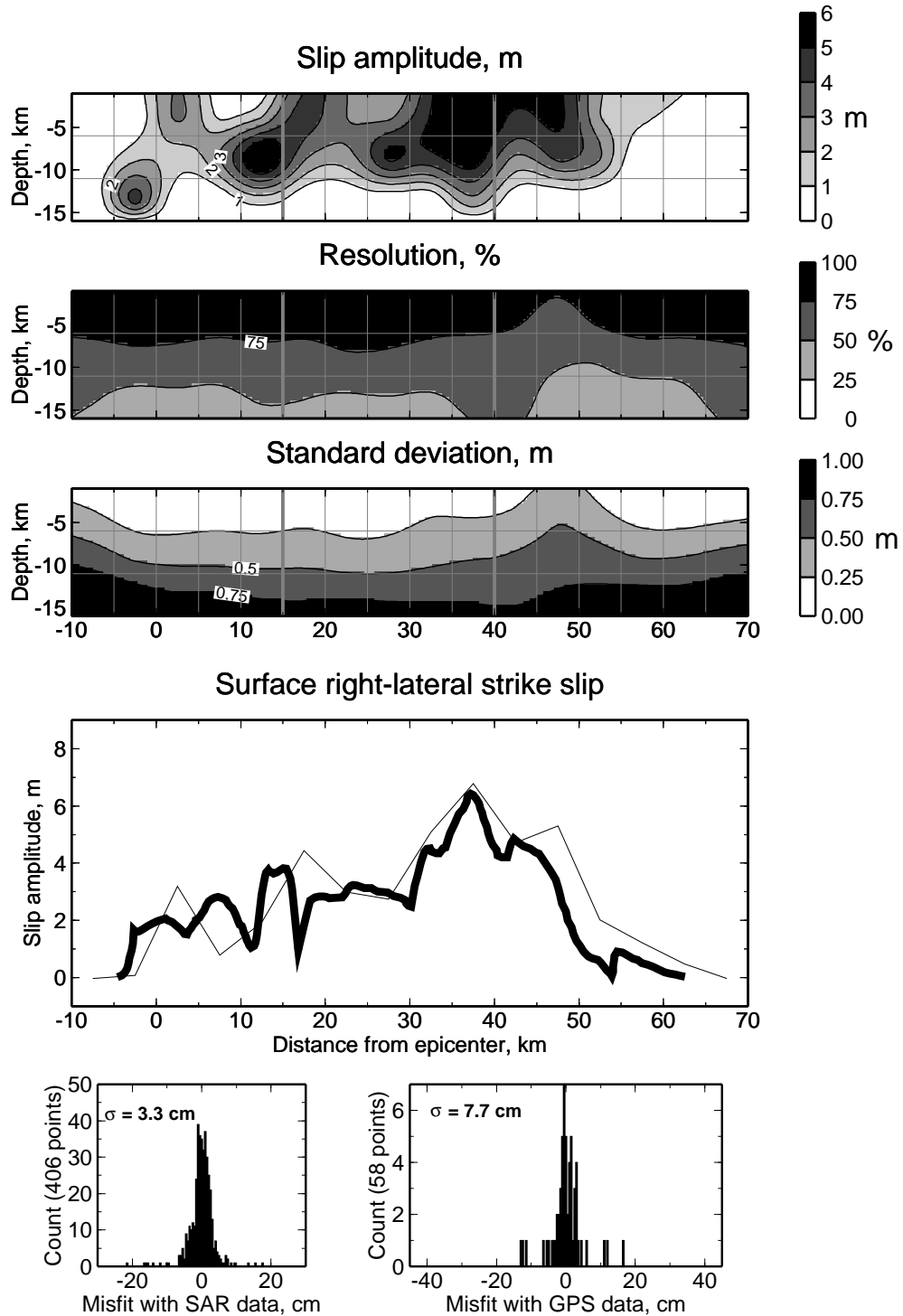


FIG. 6.13 – Cross section of the strike-slip distribution determined from GPS and SAR combined least squares inversion. The first map shows the slip distribution obtained with a 5-km correlation length. The next two images represent the spatial resolution in percent and the error estimation on the parameters, respectively. The slip amplitude is compared with surface measurements made on the field by geologists in the last graph. Histograms showing count as a function of the residual difference between observed (SAR and GPS data) and simulated values.

TAB. 6.2 – *Kinematic Inversion. Data Fit Using Different Starting Values for the Temporal Parameters.*

Starting Velocity of the Rupture Front, km/s	Initial Rise Time on Each Subfault, s	Variance Reduction %
2.5	3	70.3
3.0	3	71.1
3.5	3	69.8
3.0	2	69.5
3.0	4	70.6
3.0	5	69.3

data alone. GPS data improve the resolution and help to clarify the slip heterogeneity. The slip amplitude at the top of the fault is in agreement with geological measurements made in the field (Figure 6.13).

6.2.9 Strong Motion Data Inversion With Slip from Geodesy

Now we have a good idea of the slip distribution and its reliability from joint inversion of SAR and GPS data using semiglobal and least squares techniques. Next, we use these results to constrain temporal variations in rupture estimated from near-field accelerograms. Our approach lies in fitting the strong ground motion data by determining the best timing associated with the slip distribution constrained by SAR and GPS joint data. We use the accelerometric data and the frequency-domain inversion procedure described by Cotton et Campillo (1995). In this inversion, we estimate three source parameters: the slip amplitude, the rise time (duration of the coseismic slip on a subfault), and the rupture time (time of initiation of the rupture for each subfault). The final slip amplitude found using geodetic data is fixed through the covariance matrix of the parameters. We impose a very small standard deviation on slip parameters at the top of the fault where they are well determined by SAR and GPS. At greater depths, the slip is allowed to vary a little according to the uncertainty obtained in geodetic inversions. In contrast, the rise time and the rupture time are allowed to vary greatly by applying a large value on these temporal parameters in the a priori covariance matrix. Then we estimate the temporal parameters by inverting strong motion data using the slip distribution constrained by the results of the geodetic inversion and an a priori homogeneous rise time and a constant rupture velocity. The fit is slightly improved compared to the inversion of strong ground motion alone (Table 6.2; Cotton et Campillo, 1995).

This strong motion inversion in the frequency domain is nonlinear; as a consequence,

the final solution depends on the parameter values of the starting model. Therefore, to explore a large domain in the solution, we compare the results with different starting models. Inversions done with various temporal initial values lead to significantly different solutions (Figure 6.14), while misfit are similar (Variance Reduction in Table 6.2). Even if the number of unknowns is reduced to the minimum using wide subfaults and constraining the slip amplitude deduced from radar interferometry and GPS measurements in the first step, significant discrepancies between final models are observed which means that the solution is not unique. The resolution of the inversions on both distance (5 km) and time (1 s) is also to take into account to assess the reliability of the result.

Although the results are scattered, the rupture front velocity is clearly variable (Figure 6.14). This temporal heterogeneity was not observed in previous inversions because of the trade-off between the slip amplitude and temporal parameters as well as the too-small variation of the rupture front velocity generally allowed. The best fits to the data are obtained with an initial constant rupture velocity between 2.7 and 3 km/s. Values in this range were suggested by Cohee et Beroza (1994a). The result obtained with an initial 3 km/s rupture front velocity is shown on Figure 6.15. In this example, the rise time and the rupture time are free to vary over a wide range around initial values of 3 s and a 3 km/s respectively. The average final rise time is of the order of 3 to 4 s. The time progression of the rupture is very heterogeneous on the fault along both the strike and dip direction. The resolution of the inversion decreases with depth. The temporal parameters are also better resolved in large slip zones.

This inversion shows a strong variation of the rupture velocity during the rupture process. At the top of the fault, where parameters are better constrained, fast rupture velocities (nearly horizontal time-distance contour in Figure 6.16) coincide with a zone of high slip. The rupture front accelerates when it encounters a high-slip zone and decreases when it encounters resistance. The rupture can either go around a resistant area (e.g., the shallow resistant area located 10 km north of the epicenter between 1.5 and 6 s in Figure 6.15) or restart after a barrier (a new pulse of rupture appears on the snapshot 6-7.5 s on Figure 6.15).

Figure 6.17 presents the values of the parameters found for each subfault using an initial rupture velocity of 3.0 km/s and a rise time equal to 3 s. The rupture front initiates in the southern part of the Johnson Valley fault, and its velocity increases in the middle of the first segment, where the first high-slip zone is observed. The rupture front slows as it reaches the northern limit of the Johnson Valley fault where slip transfers to the southern Homestead Valley fault. This decrease of both slip amplitude and rupture front velocity at the junction of the two faults was also observed by Wald et Heaton (1994). The rupture front then accelerates again, within the shallow large slip zone located at around 40 km

Rupture development at the top of the faults

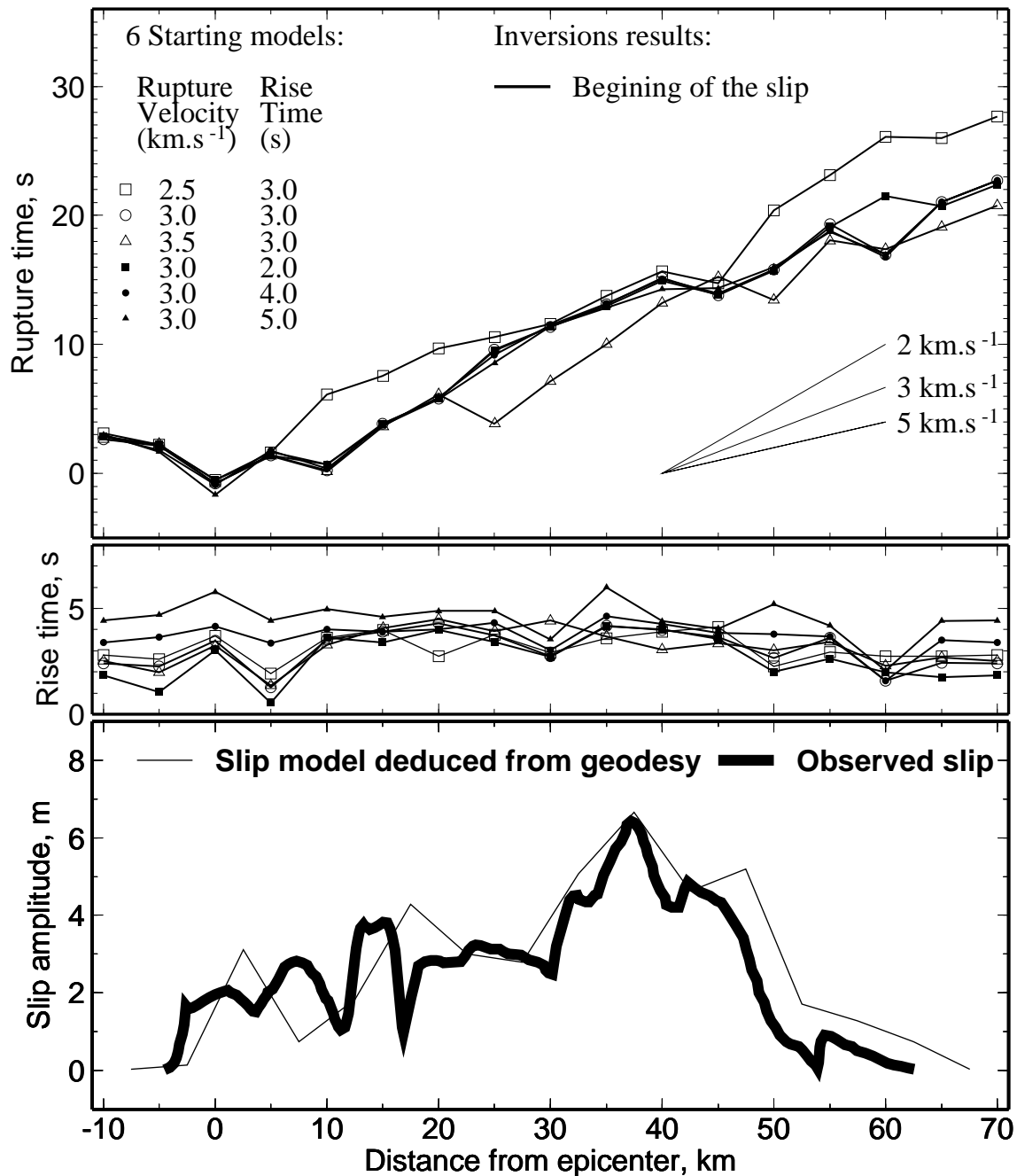


FIG. 6.14 – Final values of the (top) rupture time and the (middle) rise time for superficial subfaults obtained for six inversions with different initial temporal values. Except for the model with an initial high rupture velocity (3.5 km/s), we observe a good correlation between the rupture velocity (slope in the top graph) and the slip amplitude (bottom). The rupture front accelerates when it encounters a slip asperity and slows when a resistance occurs.

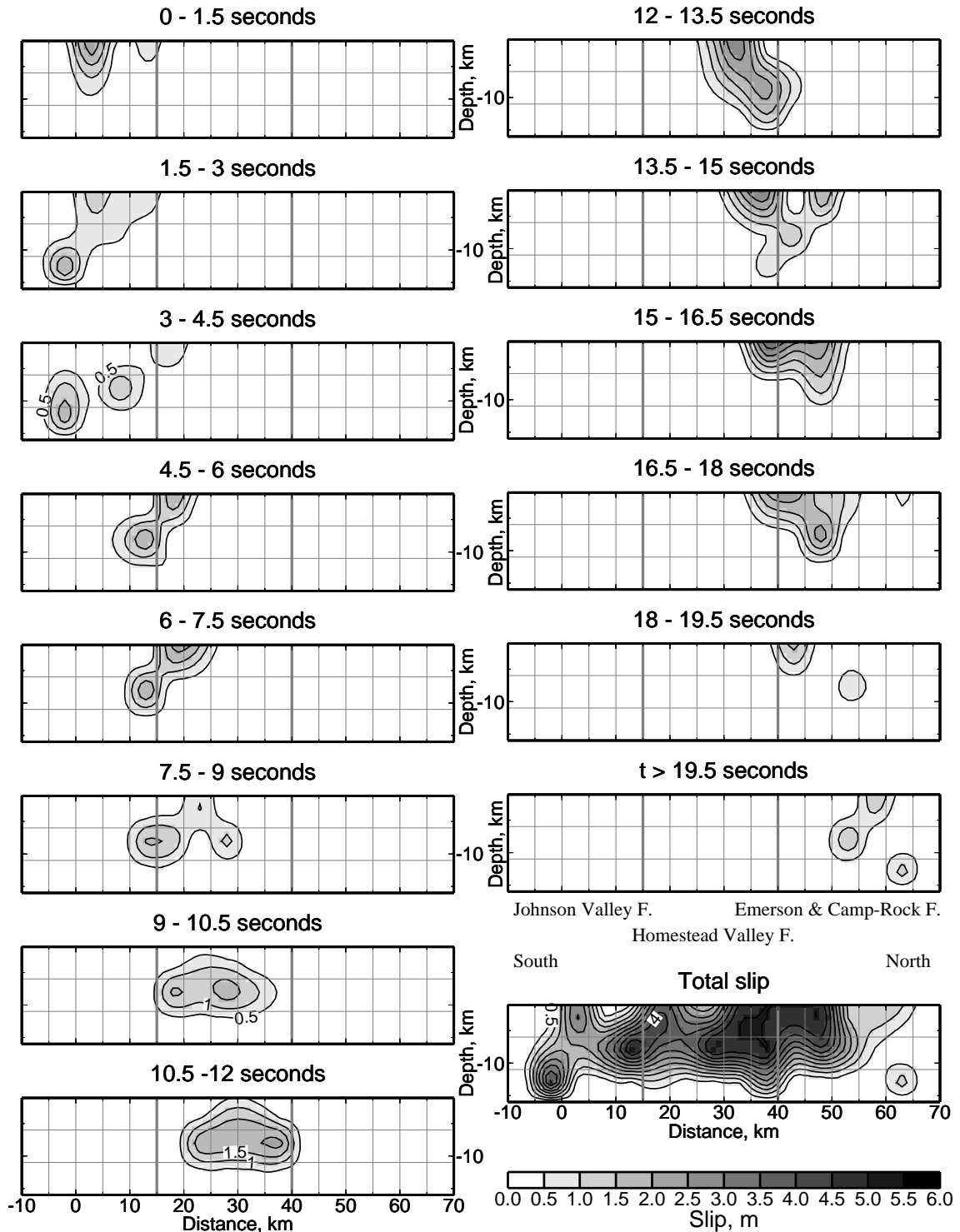


FIG. 6.15 – Time development of the Landers rupture obtained by the inversion of near field strong ground motion in the frequency domain with the *a priori* information on the slip amplitude determined with geodetic data. Model obtained using an initial rupture velocity of 3.0 km/s and a rise time equal to 3 s. The temporal parameters are free to vary over a wide range around an initial rise time equal to 3 s and a constant rupture front velocity (3 km/s). The rupture progression is given at intervals of 1.5 s as labeled. The contour interval is 0.5 m. The last snapshot shows the total slip distribution.

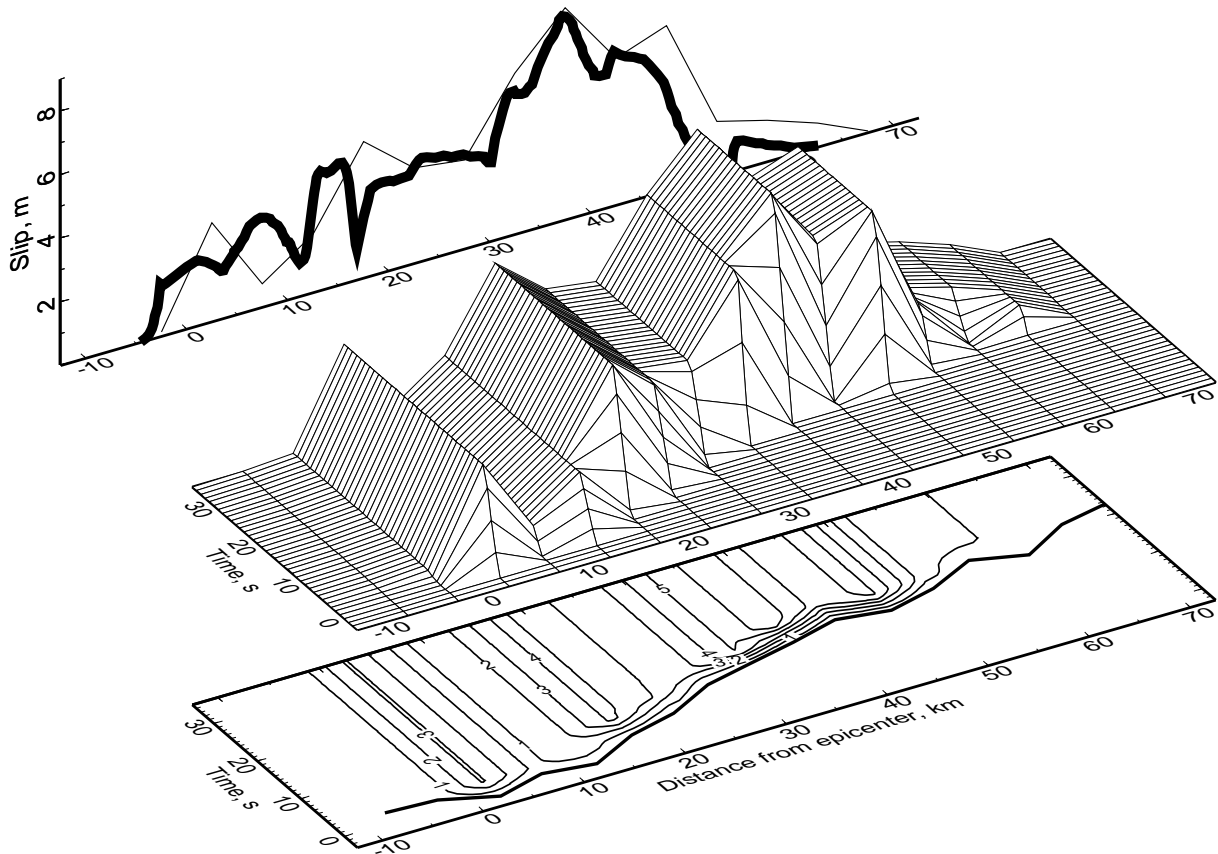


FIG. 6.16 – Model obtained using an initial rupture velocity of 3.0 km/s and a rise time equal to 3 s . three-dimensional (3-D) time- distance representation of the slip amplitude for the top subfaults. The initial rise time is equal to 3 s , and the initial rupture front velocity is constant (3 km/s). The top left 2- D graph shows the fit between the slip of the model (thin line) and the observed surface slip (thick line). The bottom 2-D graph shows the interpolated contour lines of the slip amplitude as a function of time and distance along strike direction. The thick line shows the beginning of the slip.

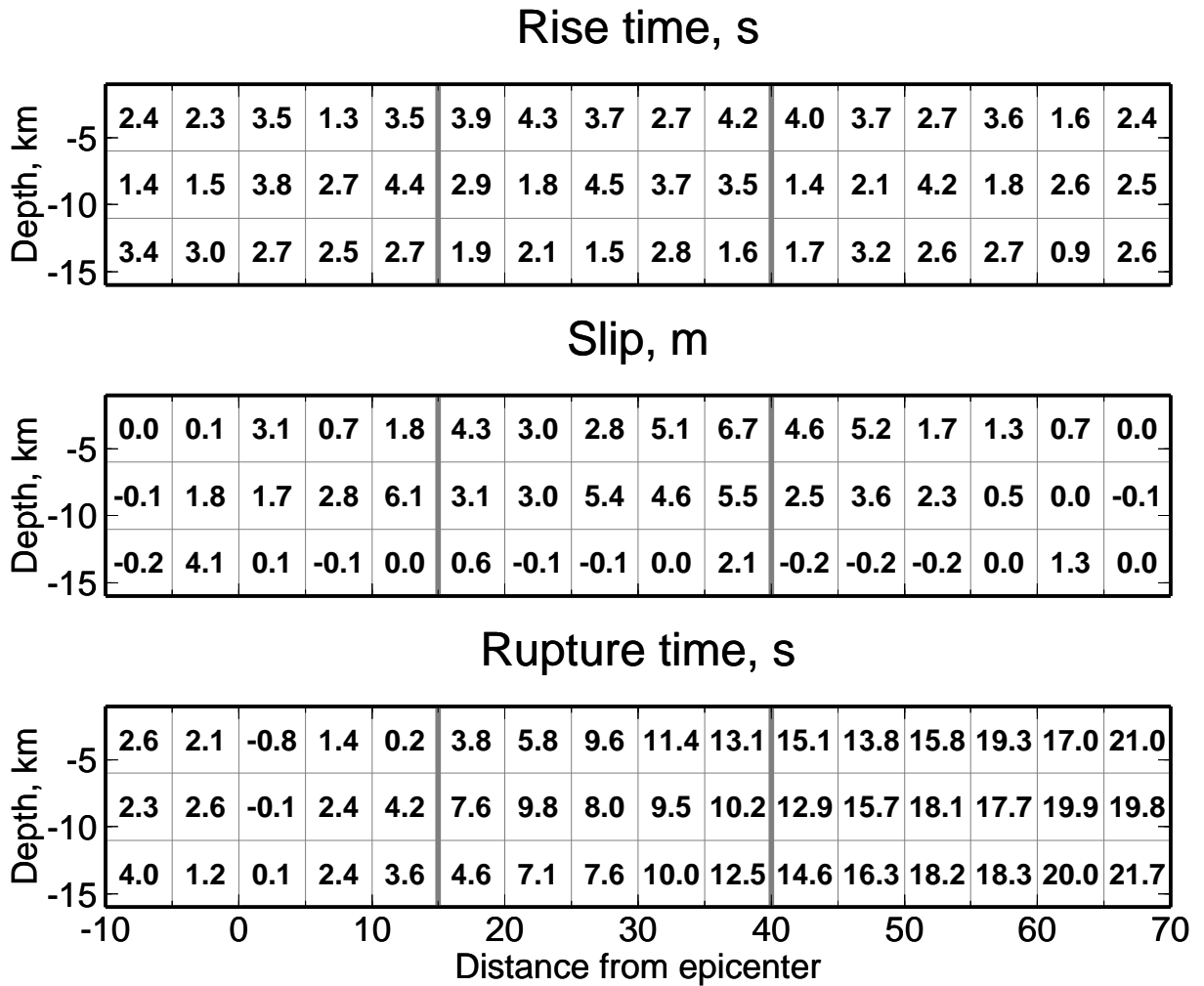


FIG. 6.17 – Values of the parameters obtained for each subfault using an initial rupture velocity of 3.0 km/s and a rise time equal to 3 s.

north of the epicenter on the Homestead Valley fault and south of the Emerson and Camp Rock faults. As far as this shallow asperity is concerned, we observe in Figure 6.15 that the rupture at first propagates along the edge of the asperity, starts to encircle it, and finally propagates inward. This phenomenon, best described using a well-known term of military strategy called the «double encircling pincer movement», is also observed by Das et Kostrov (1983) in their spontaneous rupture study of a single circular asperity. The Landers earthquake rupture finally terminates on Emerson and Camp Rock fault 20 s after initiation.

6.2.10 Discussion

The correlation between the slip amplitude and the rupture velocity is consistent with the general rupture simulation of Day (1982) in the presence of nonuniform prestress. Day found that in regions where the prestress is close to the yield stress, the rupture velocity is faster than the local S wave velocity, while in regions where the prestress is far from yield stress, the rupture velocity is slower. By analogy with Day's model, we can infer that the prestress on large slip areas was near its critical level before the main event. Strong variations of the rupture velocity are also obtained by Olsen *et al.* (1997) in their dynamic study of the Landers earthquake. From this forward modeling, they conclude that subsonic rupture velocities generally occur within and near the low-stress areas of the fault, whereas the supersonic ones dominate where the rupture resistance is relatively low. They explained the shallow supersonic rupture velocities by the free surface which promotes the generation of S to P converted head waves. Bouchon *et al.* (1998) in their stress field investigation of the Landers earthquake observe a strong spatial correlation between the local rupture front velocity and the strength excess (i.e., the difference between the static friction or the yield stress and the initial stress). Accordingly, rupture propagates at high velocity over areas of the fault where the strength excess is low and decelerates upon encountering regions where the strength excess is large. The spatial correlation we observe between the rupture velocity and the slip amplitude can be explained by the notion that an asperity probably occurs in an area with a low strength excess, where the rupture can propagate quickly without resistance. The Kickapoo fault (Figure 6.3) progressively transfers the 3-4 m of right lateral slip from the Johnson Valley fault to the Homestead Valley fault. North to the Kickapoo fault, the slip on the Southern Homestead Valley fault drops. The surface right slip increases farther north along a more northwesterly striking thrust fault. This part of the fault is referred to as the Homestead Valley "slip gap" because it bears a net slip deficiency relative to the 3 to 4 m of slip observed on the adjacent fault segments (Kanamori *et al.*, 1992; Spotilla et Sieh, 1995; Zachariassen et Sieh, 1995). This slip gap can be interpreted as distributed simple shear or

as tilted blocks (Peltzer *et al.*, 1994). This resistance at the beginning of the Homestead Valley fault associated with low rupture velocity can also be ascribed to the fault azimuth variation as suggested by Bouchon *et al.* (1998). The healing of the rupture on the Emerson and Camp Rock segment is probably due to a low prestress level and to the unfavorably oriented strand of the fault, which lies at about 65° from the regional direction of the maximum compression. Nevertheless, we observe a large slip zone in the southern part of this segment and an apparent fast velocity of the rupture front that can be triggered by the dynamic stress field generated by the rupturing of adjacent fault segments as suggested by Bouchon *et al.* (1998). Our model indicates that the slip is relatively shallow at the northern end of the rupture.

6.2.11 Conclusion

The results of SAR inversions of the Landers earthquake show that radar interferometric data alone can constrain the slip on the fault. The solution is well constrained in the upper part of the fault, while at depth the resolution is poorer, and several models with completely different characteristics can explain equally the SAR data. By using SAR data, we can constrain the asperities over the fault. The lack of resolution at depth is due to the fact that, in the case of a strike slip mechanism, the surface deformation around the fault is more sensitive to the slip near the surface than at depth. The results of the SAR inversions point out the high heterogeneity of the slip amplitude on the fault. This heterogeneity is also observed in strong motion inversions (Cohee et Beroza, 1994b; Wald et Heaton, 1994; Cotton et Campillo, 1995). Our models show a good agreement with geological studies (Sieh et al., 1993): the maximum surface slip occurred about 40 km north of the epicenter, with peak slip near 7 m. The slip distribution is very heterogeneous, and its variations can reach several meters over a few kilometers, but we cannot identify heterogeneities smaller than 5 km wide due to the limiting spatial discretization that we are obliged to use to make the problem well determined. In the SAR and GPS joint inversion, the total resolution is slightly increased. The error estimation on our parameters still decreases with depth, and several models with various values of slip at depth can explain the data.

The inversion of strong motion data, with the slip distribution and its error constrained by the results of the SAR and GPS combined inversion, shows a strong variation of the rupture velocity during the rupture. The rupture follows the weaker path depending on the prestress level, the fault geometry, and the dynamic process. The rupture area grows when the prestress and the fault orientation are favorable and decreases or disappears when it encounters a resistance. Some obstacles are overcome by contouring or jumping.

The large heterogeneities in both slip amplitude and rupture velocity variations suggest

that the rupture propagates by breaking successive asperities rather than by propagating like a pulse at constant velocity.

Acknowledgments

We are grateful to Didier Massonnet for providing a radar interferogram of the Landers earthquake. We thank Jean-Christophe Gariel who encouraged this work and Oona Scotti for helpful discussions and comments on the manuscript. The paper also benefited from the constructive reviews of Robert King, Kurt Feigl, and Raúl Madariaga.

(Received August 24, 1998; revised January 22, 1999; accepted February 26, 1999)

©Copyright 1999 by the American Geophysical Union.

Paper number 1999JB900078. 0148-0227/99/1999JB900078\$09.00

6.3 Conclusion

Les résultats de l'imagerie en deux étapes, du séisme de Landers, permettent d'obtenir un véritable film du décalage entre les deux lèvres de la faille en fonction du temps. Il a suffi de 20 secondes pour rompre du sud vers le nord 60 kilomètres de la faille et provoquer localement des décalages de plusieurs mètres. En chaque point de la faille, ce décalage s'effectue en quelques secondes (entre 2 et 4 secondes). Le front de rupture a une vitesse moyenne de l'ordre de 3 kilomètres par seconde, mais cette vitesse n'est pas constante. La distribution du glissement est hétérogène. On note la présence de 2 zones où le glissement est plus important qu'ailleurs. Ces zones sont séparées par des régions qui correspondent aux zones de relais entre les segments de failles où le glissement est moindre et où la vitesse de rupture diminue. On observe que les zones de relais s'opposent à la propagation de la rupture, mais qu'elles ne suffisent pas forcément à stopper le séisme. Ces résultats montrent qu'il est difficile d'associer une magnitude maximale à un réseau de failles segmentées.

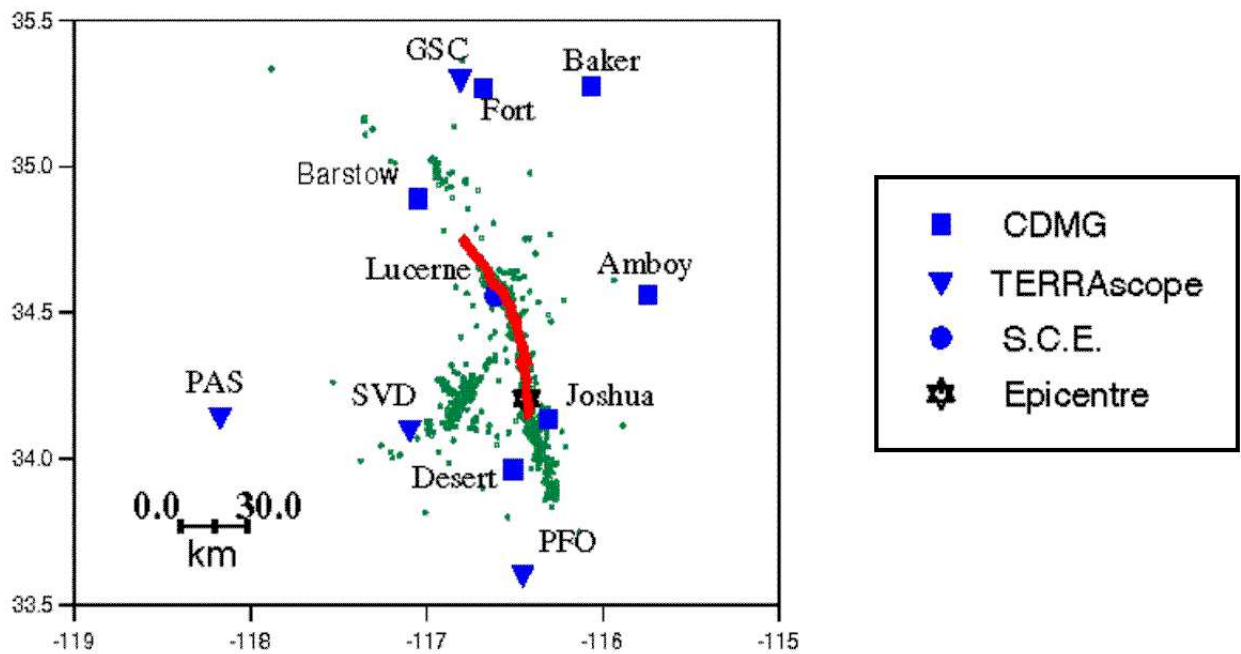


FIG. 6.18 – Localisation des 11 stations de mouvement fort utilisées dans cette étude.

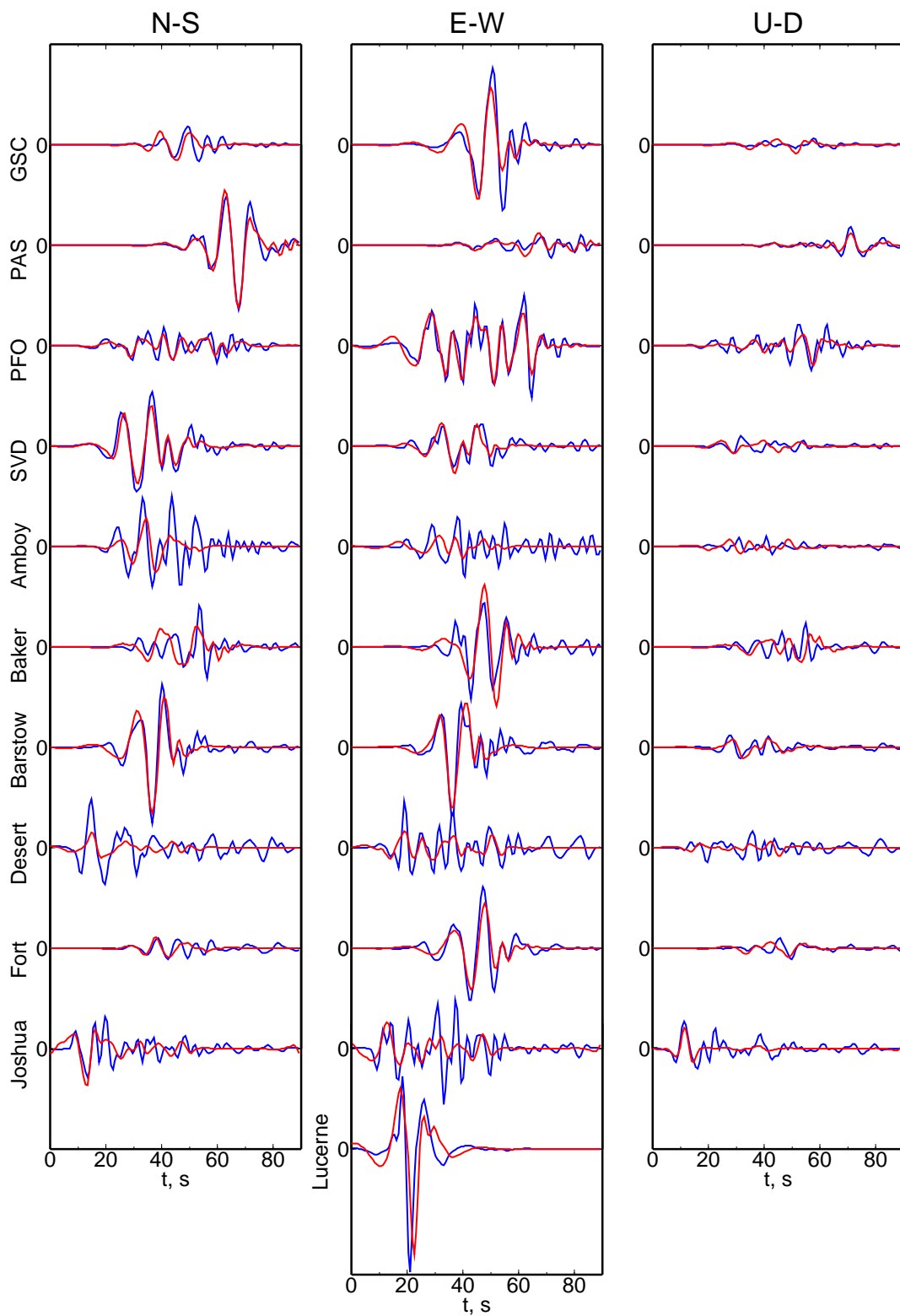


FIG. 6.19 – *Comparaison entre les données de mouvement fort enregistrées près de la source lors du séisme de Landers (bleu) et les sismogrammes synthétiques du modèle de la Figure 6.15 (rouge). Toutes les paires de sismogrammes (données et synthétiques) sont à la même échelle.*

Chapitre 7

Cinématique des sources lors d'une séquence sismique

7.1 Introduction

Les tremblements de terre qui ont frappés les régions d'Ombrie et de Marche (Italie centrale) en 1997-1998 se sont déroulés selon une crise inhabituelle. Cette zone est régulièrement secouée par des séismes mais cette séquence est assez particulière. Depuis le début de l'été 1997, les appareils avaient enregistré des secousses d'une magnitude de 3 à 3.5, habituelles tout le long des Apennins. Personne ne les avait interprétées comme précurseurs de plus gros événements. Puis, le 26 septembre 1997, a eu lieu le premier séisme fort, de magnitude $M_W = 5.7$. Cet événement a été pris pour le choc principal. A tel point que des personnes sont allées aussitôt inspecter les dégâts. Mais, quelques heures plus tard, un autre séisme, encore plus violent ($M_W = 6.0$) a fait tomber de nouveaux bâtiments. Ces doublets, en si peu de temps, sont très intrigants et il est nécessaire d'imager les sources sismiques des plus gros chocs afin de tenter de comprendre les interactions entre les différents événements.

Après les deux premiers séismes du 26 septembre 1997, le nombre et l'intensité des «répliques» n'ont pas diminué de façon régulière. Au contraire, le 14 octobre 1997 un nouveau séisme ($M_W = 5.6$) a secoué la partie sud de la région, près de Sellano (Figure 7.1).

La séquence sismique qui a secoué la région d'Assise se compose finalement de 3 séismes de magnitude supérieure à 5,6 et de plus de 2000 événements plus petits (Figures 7.2) qui ont secoué la région entre la fin 1997 et le début 1998.

Nous avons utilisé les données GPS et SAR pour préciser la localisation, la géométrie et la distribution du glissement sur les failles correspondant aux trois plus gros séismes de la séquence. Nous avons ensuite utilisé les données de mouvement fort pour décrire le déroulement de la rupture lors de ces trois événements.

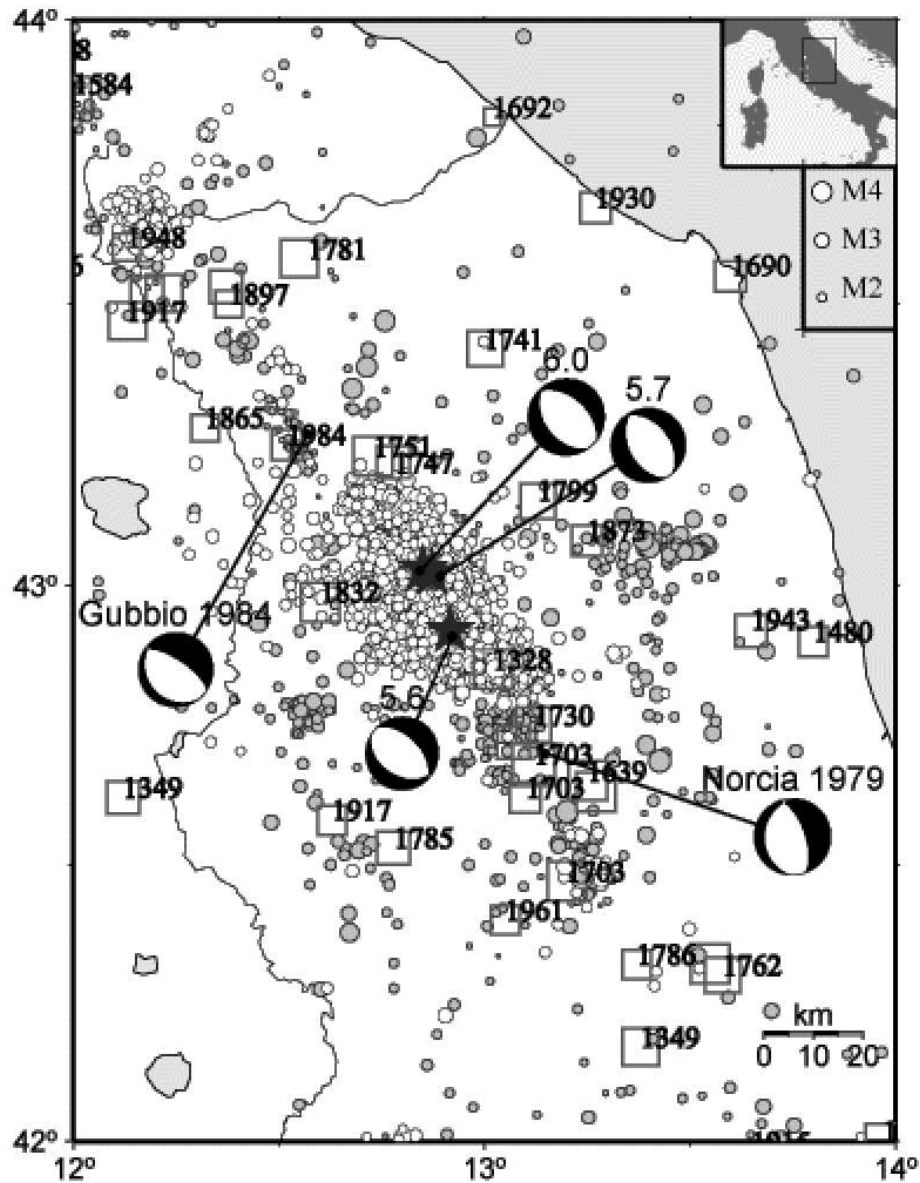


FIG. 7.1 – Localisation des trois événements principaux (étoiles) et des répliques entre le 26 septembre 1997 et le 30 décembre 1997. Les mécanismes des trois principaux événements sont indiqués (Ekström et al., 1998). Les principaux séismes historiques des 700 dernières années sont indiqués par des carrés avec leur date, la sismicité entre 1993 et 1997 est indiquée par des cercles gris. Les mécanismes au foyer des séismes de Norcia (1979) et de Gubbio-Perugia (1984) sont également représentés sur cette carte (d'après Amato et al., 1998).

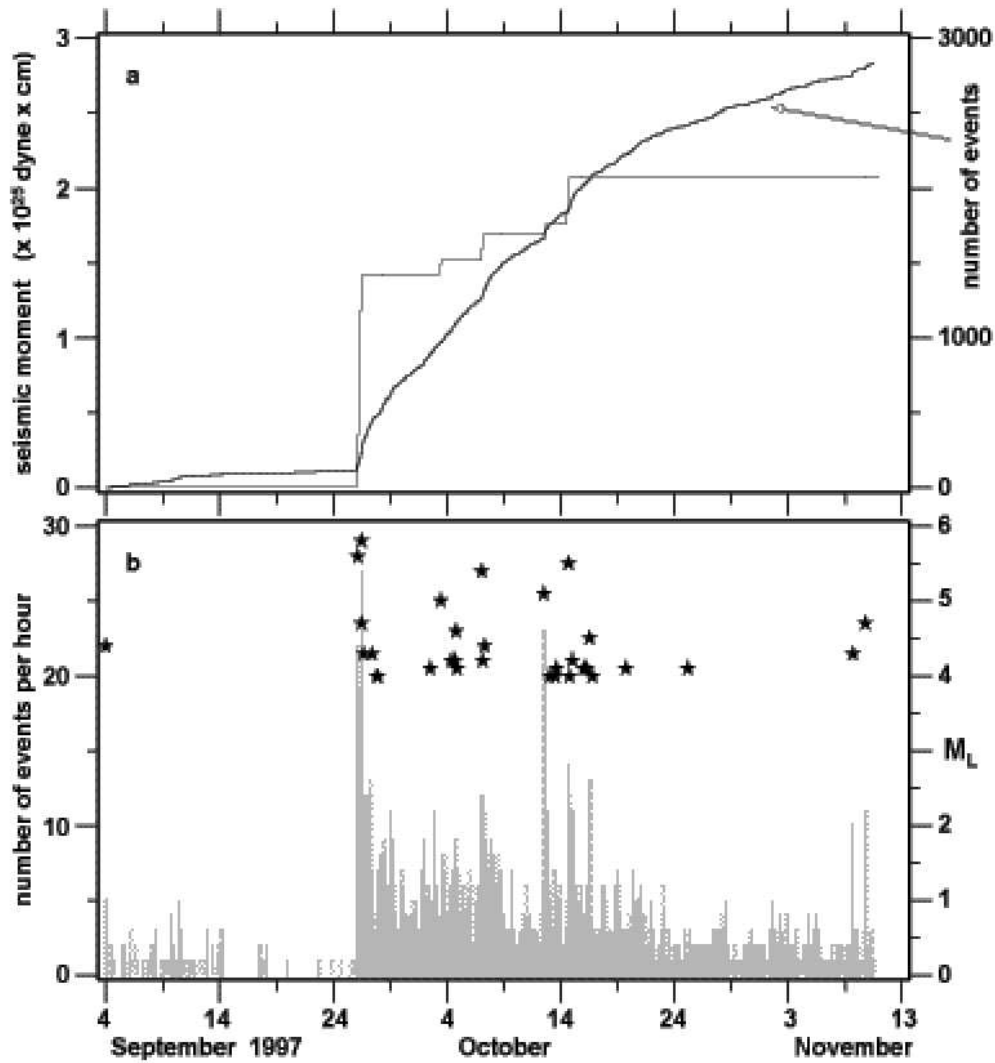


FIG. 7.2 – *Distribution temporelle de la sismicité entre le 3 septembre 1997 et le 10 novembre 1997. (a) nombre cumulé d'événements ayant une magnitude $M_L > 2.5$ et moment sismique cumulé associé (d'après Amato et al., 1998). (b) nombre de séismes par heure et magnitude des principaux événements ($M_L > 4$, étoiles noires).*

7.2 Rupture des 3 principaux séismes de la séquence de Colfiorito

Ce paragraphe est un article en préparation :

Rupture History of the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) Largest Earthquakes from Inversion of GPS, DInSAR and Near Field Seismological Data

Bruno Hernandez, Fabrice Cotton, Michel Campillo,
Françoise Courboulex, Massimo Cocco, Salvatore Stramondo

Abstract

Geodetic and seismological coseismic data are used to constrain the spatio-temporal evolution of the slip on the faults during the three largest earthquakes of the 1997-1998 Umbria-Marche (Apennines, Central Italy) seismic sequence. More than 20 events of magnitude larger than 4.5, and about 2000 smaller shocks occurred during this sequence. On September 26, 1997 two closely located earthquakes struck the Colfiorito area (00:33, $M_W = 5.7$ and 09:40, $M_W = 6.0$) and, on October 14, 1997, another event (15:23, $M_W = 5.6$) occurred in the south-eastern section of the seismogenic zone, near Sellano.

We first use GPS measurements and SAR interferograms to evaluate the coseismic slip distribution on the fault planes in a layered half space. We use different fault geometry and locations constraining the solution which provides the best fit to the data by reducing the rms misfit. We also explore the set of acceptable solutions using a genetic algorithm. We finally invert strong ground motion data to describe the time progression of the rupture.

The slip of the Colfiorito 00:33 earthquake is mainly located in the northern part of the fault near the hypocenter location. For the 09:40 event, the moment released is mainly located in the first 7 km north to the focus. For this event, the rupture initiated in the southern part of the fault and propagated toward the northeast. A second smaller asperity is observed in the upper part of the fault at about 10 km north of the nucleation zone. The October 14, 15:23 Sellano earthquake has a bilateral rupture propagation.

7.2.1 Introduction

The 1997-1998 Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence struck the northern part of the Apenninic arc and caused severe damages and several casualties. This sequence is characterised by more than 20 events of magnitude larger than 4.5 (Ekström *et al.*, 1998), and about 2000 smaller shocks (Amato *et al.*, 1998). Most of the total seismic

moment was released within the first month of the sequence but the activity in term of number of event was important until the end of the year 1998 (Deschamps *et al.*, 2000). The activity started at the beginning of September 1997 in the Colfiorito region with an event of magnitude 4.7. On September 26, 1997 two closely located earthquakes struck the Colfiorito area (00:33, $M_W = 5.7$ and 09:40, $M_W = 6.0$). The first one broke toward the south (Amato *et al.*, 1998) and the second one took place north of the foreshock activity region. The activity continued after these two main shocks and a bilateral event migration is observed along a NW-SE axis consistent with the strike angle of the mapped faults and the major event CMT solutions. On October 14, 1997, another important event (15:23, $M_W = 5.6$) occurred in the south-eastern section of the seismogenic zone, near Sellano. The focal mechanism of the main events are almost pure normal faulting (Ekström *et al.*, 1998). This mechanism is explained by a contemporaneous extensional context which can be either due to crustal extension normal to the Apenninic chain (Frepoli et Amato, 1997; Montone *et al.*, 1997) or to different process, such as pull-apart tectonics in a strike slip regime (Cello *et al.*, 1997).

The aim of this paper is to retrieve the source history of the three main shocks of September 26 and October 14, using geodetic measurements and strong ground motion seismograms (Figure 7.3).

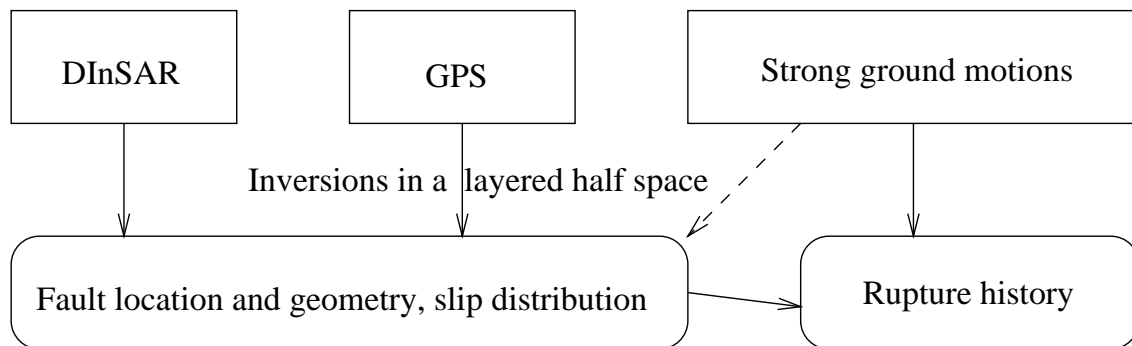


FIG. 7.3 – Flow chart of the source study of the three main shocks of the 1997-1998 Umbria-Marche seismic sequence. Geodetic and near field coseismic seismological data are inverted to constrain the main sources characteristics.

The data recorded with accuracy during this sequence by several organisms at near source distance are analysed to extract information about the static (geometrical fault characteristic and slip distribution) and the kinematic aspects (local slip duration and rupture front velocity) of the three main sources.

The interests of such a source study of moderate size events are various. From a methodological point of view, it is important to know if it is possible to study the source process of events smaller than the Kobe or the Landers earthquake using near field data. It is important to discuss the inversion limits and to quantify the results reliability. For

the seismic hazard assessment, this source study is important to understand the damage distribution and to discriminate the effects ascribed to site effects or to the source itself. It is also important in the case of such a sequence composed of several earthquakes with similar magnitude to know the fault geometry and the slip distribution to attempt to understand the interactions between events. This source study is also important for the regional tectonics interpretation, and discussions on the fault locations and the surface observations. Most of the damaging earthquakes which occurred in Europe (Irpinia, Italy, 1980; Corinth, Greece, 1983; Aigion, Greece, 1995 and Athens, Greece, 1999) were normal faulting events. Bernard *et al.* (1997) studied the main characteristics of the Aigion earthquake using GPS, SAR, teleseismic data and S-waves polarizations recorded in near-field. The inversions of such normal events are rare. For the moment the studies mainly concern strike slip events (Landers, Loma Prieta, Imperial Valley). Most of the other earthquakes studied are thrust and subduction zone events. Therefore the study of normal event is fundamental for the seismic hazard in Europe. To our knowledge it is also the first time that both near field geodetic and seismological data are inverted to study the source of normal events.

7.2.2 Data

Both dynamic and static data are inverted. As far as geodetic data are concerned we used Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR) images and Global Positioning System (GPS) measurements. To study the rupture history on the fault plane we used near field strong ground motions recorded close to the seismic sources.

DInSAR images

The SAR images were acquired by the European satellite ERS-1 and ERS-2. Raw images were processed by ING and CNR-IRECE groups to produce interferograms by differencing the phase between SAR images taken before and after one or several earthquakes of the sequence. The images obtained provide contour maps of the component of the surface displacement field parallel to the direction between the ground and the radar remote sensor. Each fringe corresponds to an interval of displacement of 28.3 mm toward the satellite or in the opposite direction. The various applications of radar interferometry to changes in Earth's surface are described by Massonnet *et al.* (1998). After the first spectacular results relative to the Landers earthquake (Massonnet *et al.*, 1993) DInSAR technique has been demonstrated to be a powerful tool to study surface deformation due to earthquakes. The main advantage of interferometric data is that they do not use instrumentation on the ground. The first interferogram obtained during the Umbria-Marche

sequence is described and interpreted by Stramondo *et al.* (1999). Salvi *et al.* (2000) performed new ascending and descending interferograms to complete the interpretation of SAR data. In the present paper we limit our study to the interpretation of 2 interferograms. The first one is obtained by a 35-day ERS2 descending image pair (Stramondo *et al.*, 1999) and covers the period between September 7 and October 12. Fringes observed in this interferogram are mainly due to the deformation field of the 2 main events of September 26. 194 points are extracted from the interferogram in areas where the coherency is good enough and the fringes can clearly be identified. The extracted points are located on the hanging wall side of the fault and indicate an increase of the distance between the earth surface and the satellite. This observation corresponds to a deflation of the ground surface above the fault consistent with the normal faulting CMT solutions and the extensional tectonic of the region. Unfortunately none SAR image was acquired between the two main events of September 26. This makes compulsory to consider the two events in a single model. We finally used a second interferogram representing the scalar deformation field in the ground to satellite axis modulo half the wave length of the radar remote sensor between August 9 and October 17. It is a ERS1-ERS2 70-day ascending interferogram (Salvi *et al.*, 2000). We used the 300 values extracted from fringes and inverted these data points relative to the Sellano region to access to the slip distribution on the fault due to the October 14 event.

GPS data

Several GPS points were set up and measured between 1992 and 1996 in Italy by the Istituto Geografico Militare (IGMI) and the stations located in the epicentral region were measured again in 1997 by the Istituto Nazionale di Geofisica (ING) during and after the sequence. The GPS networks (IGM95 and TYRGEONET) the data processing procedures and the computed displacement related to the Umbria-Marche sequence are shown and discussed by Anzidei *et al.* (2000) and modelled by Hunstad *et al.* (1999); Stramondo *et al.* (1999) and Salvi *et al.* (2000).

Strong Ground Motions

In this study we used the strong ground motion data recorded within 30 km from the epicenter of the events. We mainly used the near source accelerometric digital data recorded at Assisi (AS010) and Cerreto di Spoleto (CERT) to investigate the spatio-temporal characteristics of the source at low frequency. The S-wave polarizations and the apparent source time functions at these two stations were used by Zollo *et al.* (1999) to constrain the location of the fracture origin point, the fault geometry, the final slip distribution, size and mechanism of the two events of September, 26. In our study, we

used other stations with a lower weight and sometime with a negligible weight when the accelerograms were incomplete or perturbed by important site effects. These near field dynamic data are relevant to look at the deterministic source emissions at low frequency. The waveforms recorded close to the source are indeed very rich because each part of the fault is observed with a certain apparent mechanism while at teleseismic distance the Green's functions corresponding to different part of the fault are identical apart from one phase shift. At such a close distance to the source, Empirical Green Function approach is limited due to this apparent source pattern variation recorded by the strong ground motion sensor in time. As a consequence, the Green's functions are estimated numerically. Because of the difficulty in modelling high frequencies, the data are integrated twice to displacements. The seismograms are then band-pass filtered between 0.1 and 1.5Hz. The scattering is not taken into account in our 1-D structure model described in the next section, consequently only the beginning of the signals can be inverted. In practice, a time window is applied at the beginning of each signal. The length of the window mainly depends on the distance between the source and the considered station. Another important problem that we had to face in studying the rupture process is the lack of absolute timing in the seismological data. This time is nevertheless of crucial importance to constrain the rupture front progression and the local slip duration. To assess the absolute time for each signal we computed the theoretical arrival time of the direct P and S waves from the hypocenter to the recording sites. We picked the P wave arrival times when they are present on the unfiltered accelerograms. We generally succeeded to pick the S wave when the data may have been triggered by late wave arrivals rather than by the nucleation (this concern mainly the digitised analogical records). The error on the absolute time is of the order of 0.2 second for digital stations but can be of the order of 1 second or more for some analogical seismograms where the S arrival can not clearly be picked.

7.2.3 Investigation scheme

For consistency reasons the same crust and source parameterisation is used for both static and kinematic modelling and all the events.

Structure model

The point source Green functions are calculated for a layered velocity model using the discrete wavenumber integration method (Bouchon, 1981) associated with the reflection transmission matrix method (Kennett, 1983). The crustal model used in this study (Table 7.1) is a 3-layer model over a half space also used by Deschamps *et al.* (2000) for aftershock locations and the take-off angle evaluation on the focal sphere. In our study,

TAB. 7.1 – Tabular velocity model used for the inversion of static (GPS and DInSAR) and dynamic deformations (strong motion data) recorded during the 3 main shocks of the Umbria-Marche sequence.

Depth, m	Vp, m/s	Vs, m/s	ρ , kg/m ³	Qp	Qs	Shear modulus, Pa
0.	4800.	2666.	2600.	300.	300.	1.85×10^{10}
4000.	5500.	3055.	2800.	500.	500.	2.61×10^{10}
7000.	6300.	3500.	2900.	500.	500.	3.55×10^{10}
30000.	8000.	4444.	3100.	500.	500.	6.12×10^{10}

this model is used to compute the static deformations (DInSAR and GPS measurements) and dynamic motions (near field seismological data). The variation of the shear modulus with depth is indeed taken into account for the moment released calculation. The structure model is also used to estimate the absolute time in the data. Usually, the inversions of geodetic data are made in an homogeneous half space because the transfer functions can be computed faster using an analytical formulation. However, the calculations considering an homogeneous half space or a stratified medium lead to significantly different results as shown by Savage (1998) and Cattin *et al.* (1999) for the deformation field and Belardinelli *et al.* (1999) for the dynamic stress change in the case of the Irpinia Sequence.

Fault parameterization

The faults are divided into several square subfaults composed of point sources separated by less than 300 meters to simulate the dynamic wave field up to 1.5 Hz. This discretization corresponds to six points per shortest wavelength ($\lambda_{min} = 1800$ m). The source function associated to each subfault is chosen to be a smooth ramp described with three parameters (U_k , R_k and t_k). U_k corresponds to the average slip amplitude on the k^{th} subfault, this parameter modulate the final amplitude of the local source time function. R_k is the rise time, and corresponds to the local duration of the rupture. The rupture time t_k is the absolute time at which the rupture locally starts.

Forward modelling

In our model, the static ground deformation D_i at a point i (DInSAR or GPS measurement) is represented as a sum of n subfault contributions:

$$D_i(f = 0) = \sum_{k=1}^n G_{ki}(f = 0) U_k \quad (7.1)$$

where $G_{ki}(f = 0)$ represents the static ground deformation ($f = 0$) for a unit constant

slip on the subfault k .

In the same way, the dynamic ground motion V_i at a point i (near field seismogram) is represented as a sum of n subfault contributions:

$$V_i(f) = \sum_{k=1}^n G_{ki}(f) U_k \exp(j(2\pi f)t_k) S_k(R_k, f) \quad (7.2)$$

where $G_{ki}(f)$ represents the ground motion for a unit constant slip on subfault k for the frequency f . S_k is the source function defined in the frequency domain with a characteristic duration equal to the rise time R_k . Each subfault is only allowed to slip once smoothly. The source function S_k is modulated by the slip amplitude U_k and is shifted in time by the rupture time t_k .

Inversion procedures

The inverse problem consists in minimising the difference between the actual data and that calculated with a forward model. The unknown parameters in our model are the slip amplitude, the rise time and the rupture time associated to each subfault.

For geodetic data, the parameter vector m and the data vector d are linearly related by the operator G as $d = Gm$. The elements of d are the GPS measurements in the East, North and Vertical directions and the DInSAR deformations in the ground to satellite axis. We follow Tarantola's (1987) formulation to calculate the model expectation m .

$$m = m_0 + (G^t C_d^{-1} G + C_m^{-1})^{-1} G^t C_d^{-1} (d - Gm_0) \quad (7.3)$$

where C_m and C_d are the covariance matrix for m and d . A constant slip on all the subfault in agreement with the moment estimate is generally chosen for the initial model m_0 .

For seismological data, we used the inversion scheme proposed by (Cotton et Campillo, 1995) which is based on the non linear inversion in the frequency domain of the complete field of the strong motion records integrated in displacement. The parameter vector m and the data vector d are related by the model operator g as $d = g(m)$. The element of d are real and imaginary parts of the spectrum in displacement between 0.1 and 1.5 Hz of the selected 3 component stations. The g operator is a non-linear function of t_k and R_k . If we assume an initial parameter vector m_0 , we can get the iterative solution m_{i+1} by linearisation of g around m_0 at the first iteration and around m_i at each subsequent iteration i . Using the iterative inversion algorithm based on the work of Tarantola (1987) m_{i+1} is given by:

$$m_{i+1} = m_i + b(A_i^t C_d^{-1} A_i + C_m^{-1})^{-1} (A_i^t C_d^{-1} (g(m_i) - d_0) + C_m^{-1} (m_i - m_0)) \quad (7.4)$$

where b is a damping constant between 0 and 1 used to prevent divergence (we have chosen $b=0.05$). A_i is the Jacobian matrix of $g(m_i)$. All the derivatives are evaluated analytically in the frequency domain.

7.2.4 The two main shocks of September 26

Geodetic data inversion

GPS data of the Umbria-Marche seismic sequence are available only to model the two Colfiorito main shocks (Salvi *et al.*, 2000). The goal of this inversion of GPS and DInSAR data sets is to constrain dislocation models matching the two data sets independently or together. For DInSAR data we have extracted 194 data points from the interferogram showing the scalar deformation field in the ground to satellite axis between September 7 and October 12 to investigate the two main shocks of September 26. To each point is associated an error estimate introduced through the diagonal elements of matrix C_d . We have chosen a standard deviation equal to 3 cm for each DInSAR point. For the GPS error we refer to the error estimates of Hunstad *et al.* (1999). We assume that all the data are independent (off diagonal elements equal 0 in the C_d matrix). We also introduce a relative weight to all the data. The final values adopted are a factor 1 for DInSAR points, a factor 10 for the horizontal components of 2 GPS stations for which the displacement is significantly higher than the error ellipse (stations CROC and PENN), a factor 5 for horizontal GPS points in the fault vicinity for which the displacement is slightly larger than the error ellipse (stations COLF, CAPA and FOLI) and a negligible weight (10^{-5}) for the GPS vertical component and the others GPS stations. This weighting is chosen so that each data set is appropriately represented to optimize the complementarity and to take into account for the intrinsic error of the data sets. For the fault parameterisation, we assume that for the 00:33 event, the fault can be modelled with a 7.5 km side square fault divided into 9 subfaults. We have chosen to use a small number of subfaults because our aim is to describe the main feature of the slip distribution. This limitation is due to the rawness of the model, for example the actual faults are not perfect planar surface. Moreover we do not have enough information to precisely model the fault geometry and the medium. It is also necessary to limit the number of unknown so that the problem does not become underdetermined. The epicenter location (43.0305°N , 12.8622°E) from Ekström *et al.* (1998) is first placed at the lower West fault corner. The dip and the strike of the fault plane and the rake of the slip in this plane are first assumed to be 46° , 152° and -90° respectively. The top depth of the fault plane is equal to 1.5 km. In the same way, the 09:40 event is modelled with a 7.5 by 12.5 km rectangle divided into 15 square subfaults. For this second event the epicenter (43.0255°N , 12.8917°E) is

first located at the lower East fault corner. The dip of the fault is 42° , its strike equals 144° its top depth is at 700 m and the mechanism is a pure normal faulting. The least-square inversion results using this parameterisation and an homogeneous initial model m_0 (slip is equal to 32 cm and 57 cm for the 00:33 and the 09:40 event respectively) are shown in Figure 7.4. The least square inversion scheme (Equation 7.3) leads to model M1 using joint data, model M2 using only DInSAR points and model M3 with GPS measurements alone (Figure 7.4). The fit obtained with this parameterisation is tested and compared using several fault geometry and positions. Several inversion results are plotted in Figure 7.4. The geometrical characteristics, the final moments, the data fit as well as the resolution estimation are listed in Table 7.2. We moved the fault model in the direction perpendicular to the strike direction of each fault to observe the fit modification according to the fault location. The best fits are obtained with models M7, M8 and M9 located 1.5 km away in the south-west direction (column «Position» in Table 7.2). We also tested the influence of the dip angle (Models M13 to M18). All the inversions in Figure 7.4 shows a common pattern: the two main events are composed of a single asperity. These asperities are located close to the hypocenter locations. For the 00:33 event the slip is located in the northern part of the fault near the hypocenter location and all the inversions show a single patch generally located at a depth between 4 and 6 km and no more than 6 km South-East of the hypocenter. For the 09:40 event, the moment released is mainly located in the first 7 km north-west of the focus. A second smaller asperity appears in the upper part of the fault at about 10 km North of the nucleation point in some inversions. The best model obtained are plotted in Figures 7.6, 7.7 and 7.8 with an histogram of the difference between data and simulated displacements. The data fit of model M8 and M9 are displayed on a map in figure 7.9 for GPS measurements and in Figure 7.10 for DInSAR data points respectively. It is important to note that with the model geometry M1 the PENN GPS station is located on the hanging wall side of the fault while the measurement indicate a motion of this station in the northeast direction. This shows that the fault is either located more south or has a large dip. Assuming the same data and the same source parameterisation as model M7, the space of acceptable solutions is explored with a genetic algorithm. The slip amplitude of each subfault is allowed to vary between 0 and 1.5 m. The set of solutions found by the genetic algorithm is shown on Figure 7.11. The main interest of genetic inversion is that it provides a set of many acceptable solutions and then gives information about the uniqueness of the solution. It is interesting to note that even if the misfit values obtained with the models plotted in Figure 7.11 are similar, the genetic inversion has found a large diversity of acceptable models. The comparison of the models produced by the genetic algorithm gives a direct deduction of the parts of the solution that are strongly constrained by the data and the parts where the slip is equally acceptable over a wide range. The slip distribution found

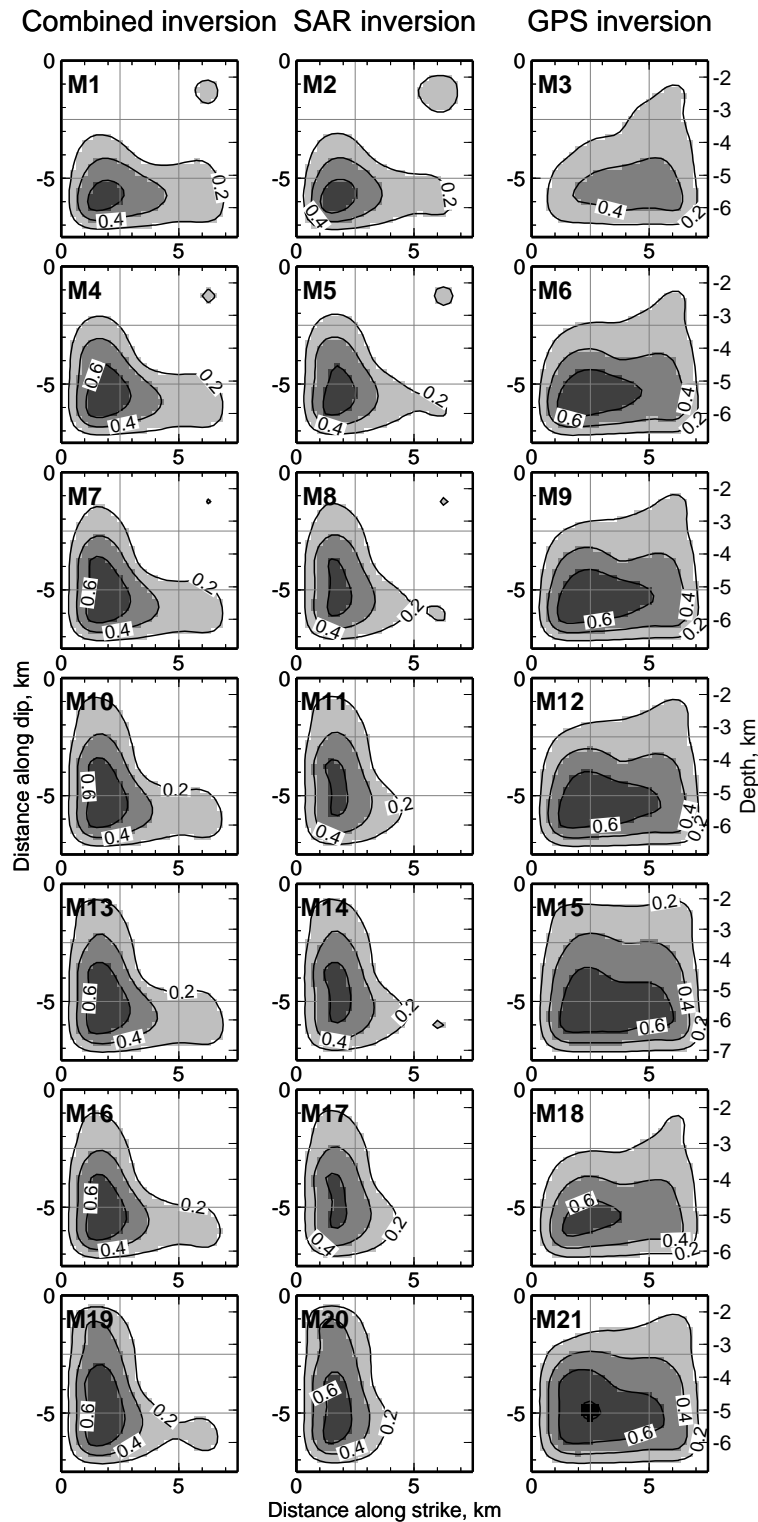


FIG. 7.4 – Slip distributions found for the 00:33 using the least-squares inversion scheme applied to DInSAR and GPS Data sets inverted jointly or independently. The location and geometry of the fault as well as the fit and the final seismic moment are described in Table 7.2. In this figure the north end of the fault is at the top left, and the south end is at the top right of each graph. Contour lines and color bar show the slip amplitude in 0.2 m intervals. The same slip amplitude scale is used in all the figure so that one can compare the pattern inferred from the different data sets. To be continued on Figure 7.5.

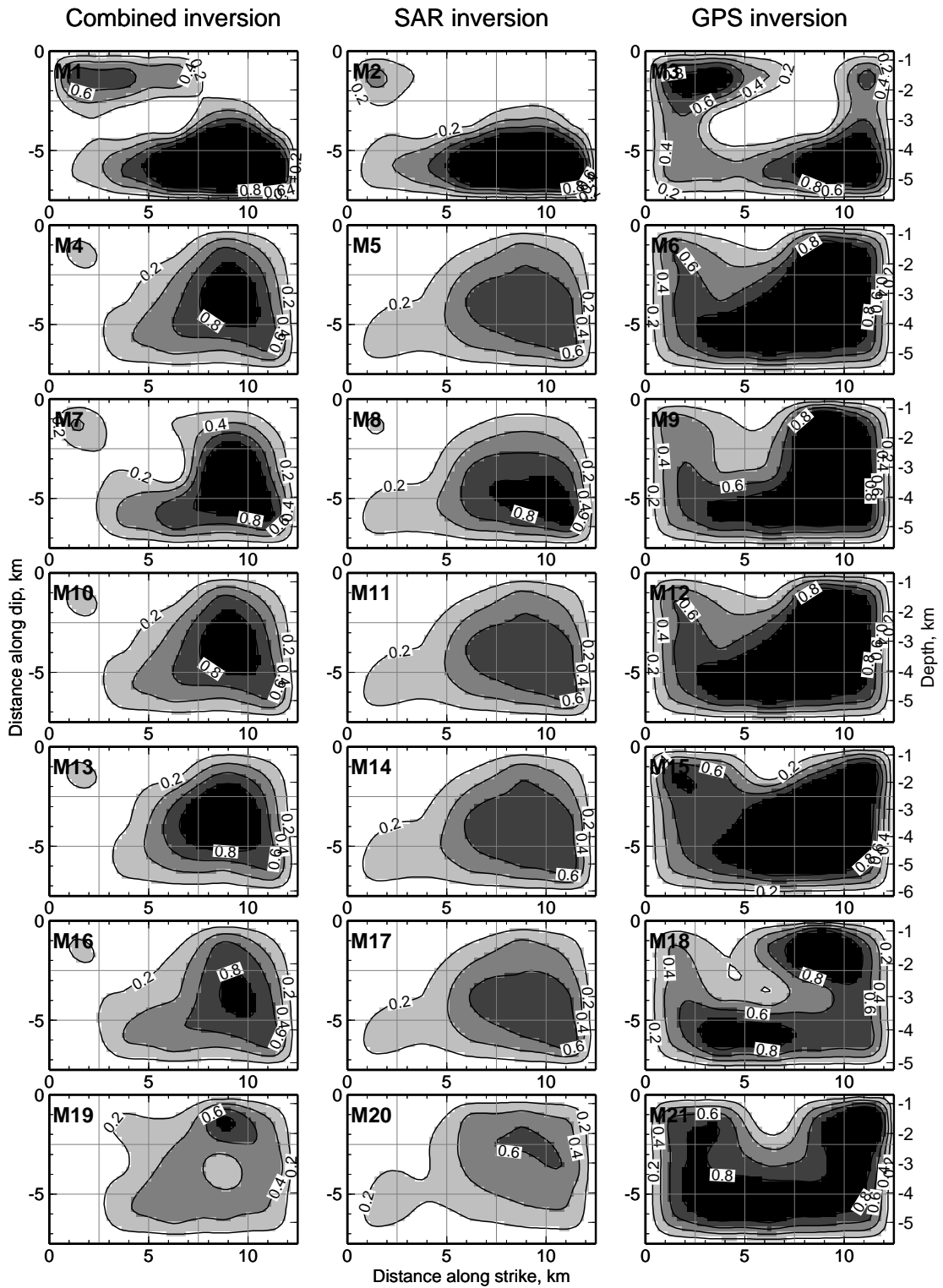


FIG. 7.5 – Same as Figure 7.4 for the 09:40 event.

TAB. 7.2 – *Least-square inversion results. GPS and DInSAR data are used to evaluate the coseismic slip distribution on the fault planes of the 00:33 and 09:40 events (these slip distribution solutions are displayed in Figure 7.4). Different fault geometry and positions are tested. For each model the data fit (rms) and the resolutions are computed.*

Models		09:40 event			00:33 event			Reliability		
ID	Data	Dip	Position	M_0	Dip	Position	M_0	rms fit, mm		Res.
M	Used	°	km	$10^{17} Nm$	°	km	$10^{17} Nm$	GPS	SAR	%
1	S+G	42	0.	12.2	46	0.	3.3	49	27	45
2	SAR	42	0.	10.0	46	0.	3.2	56	21	41
3	GPS	42	0.	11.0	46	0.	3.4	49	55	14
4	S+G	42	1.	9.8	46	1.	3.5	34	28	52
5	SAR	42	1.	8.5	46	1.	3.1	45	16	49
6	GPS	42	1.	13.6	46	1.	4.6	16	136	17
7	S+G	42	1.5	8.1	46	1.5	3.7	32	24	54
8	SAR	42	1.5	7.8	46	1.5	3.1	42	16	52
9	GPS	42	1.5	13.9	46	1.5	4.9	13	117	18
10	S+G	42	2.	7.4	46	2.	3.7	29	30	55
11	SAR	42	2.	7.2	46	2.	3.1	38	24	53
12	GPS	42	2.	14.3	46	2.	5.0	13	89	18
13	S+G	47	2.	7.3	51	2.	3.9	30	33	55
14	SAR	47	2.	7.5	51	2.	3.2	38	27	53
15	GPS	47	2.	15.1	51	2.	5.8	13	98	18
16	S+G	37	2.	7.3	41	2.	3.5	30	29	55
17	SAR	37	2.	7.1	41	2.	3.0	39	22	53
18	GPS	37	2.	12.2	41	2.	4.1	15	112	18
19	S+G	42	3.	6.4	46	3.	3.6	25	71	55
20	SAR	42	3.	5.9	46	3.	3.1	40	67	53
21	GPS	42	3.	14.1	46	3.	5.5	13	139	18

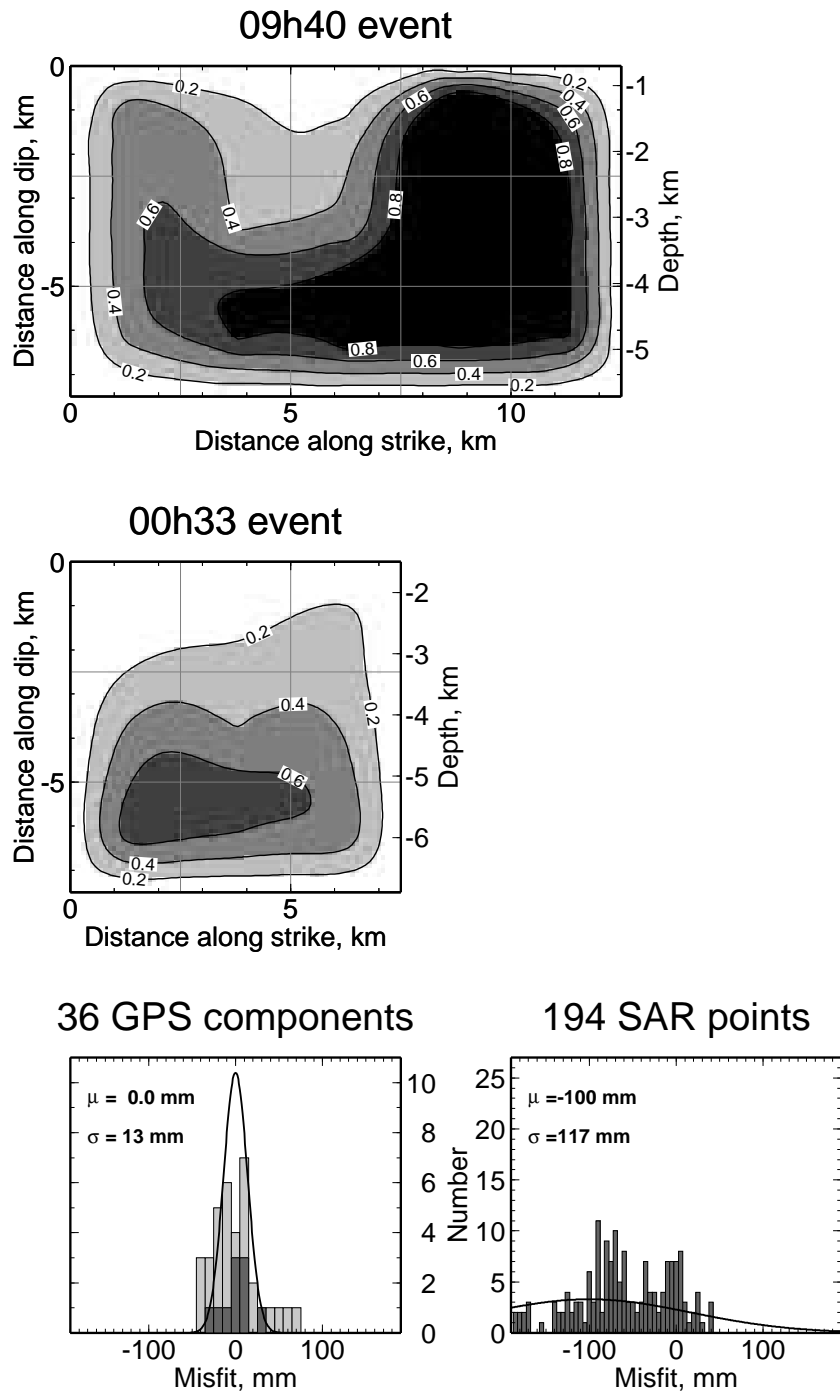


FIG. 7.6 – (top) Cross section of the dip-slip distribution determined from the least-squares inversion of the GPS data points exclusively (model M9) for both 00:33 and 09:40 events of September 26. The contour line interval is 0.2 m. The grid represents the fault model section (northwest on left, southeast on right) displaying the subfault discretization of the two fault planes. The model characteristics are described in Table 7.2 and the map projection of the fault model as well as the GPS fit is shown in Figure 7.9. (bottom) Histograms showing count as a function of the residual difference between data and Synthetics for each data set. In the first histogram the dark bars correspond to the GPS point having a high weight in the inversion and the light ones to the GPS measurements not used in the inversion.

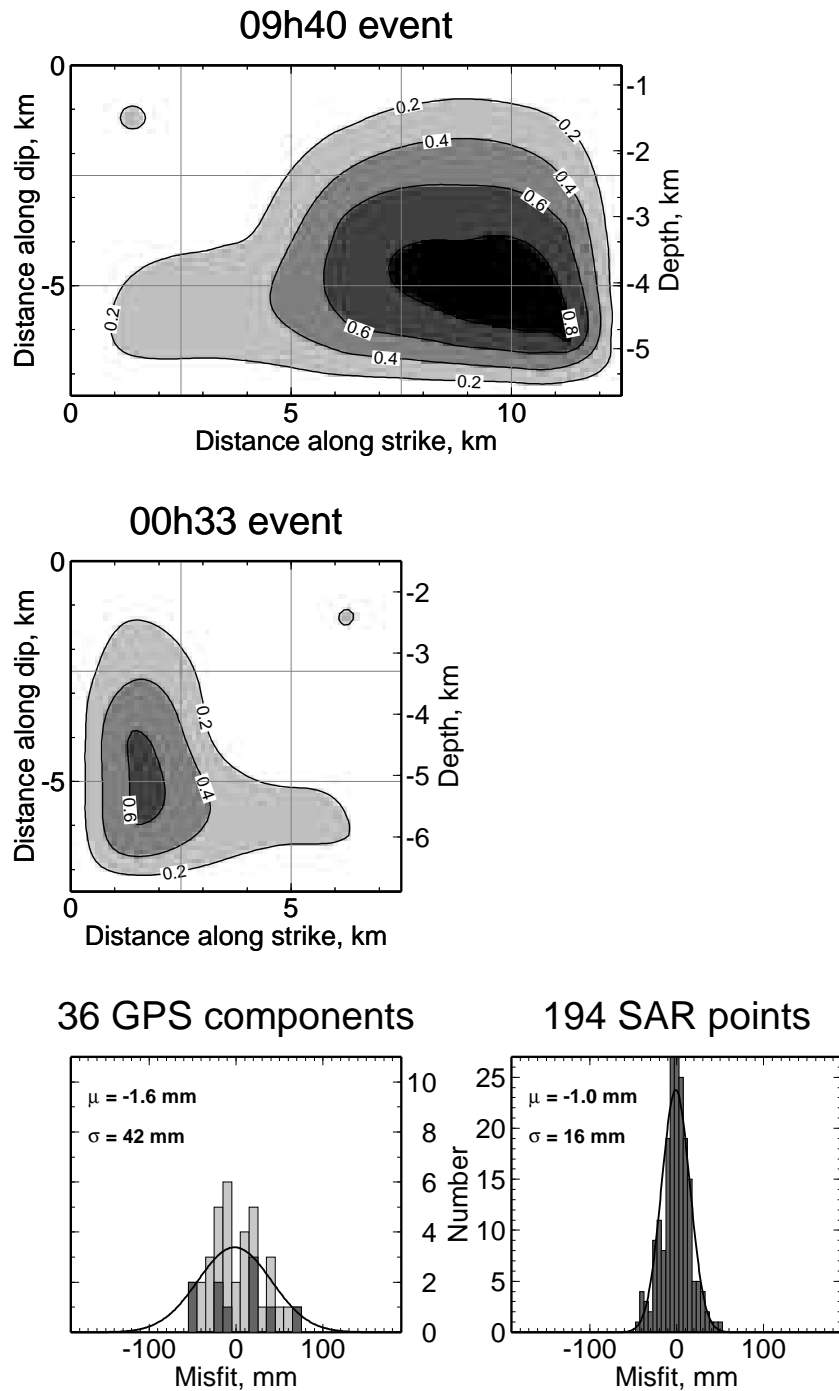


FIG. 7.7 – (top) Slip distribution for the 00:33 and the 09:40 events from the inversion of DInSAR points (M8 model). (bottom) Histograms showing count as a function of the residual difference between data and synthetics for each data set.

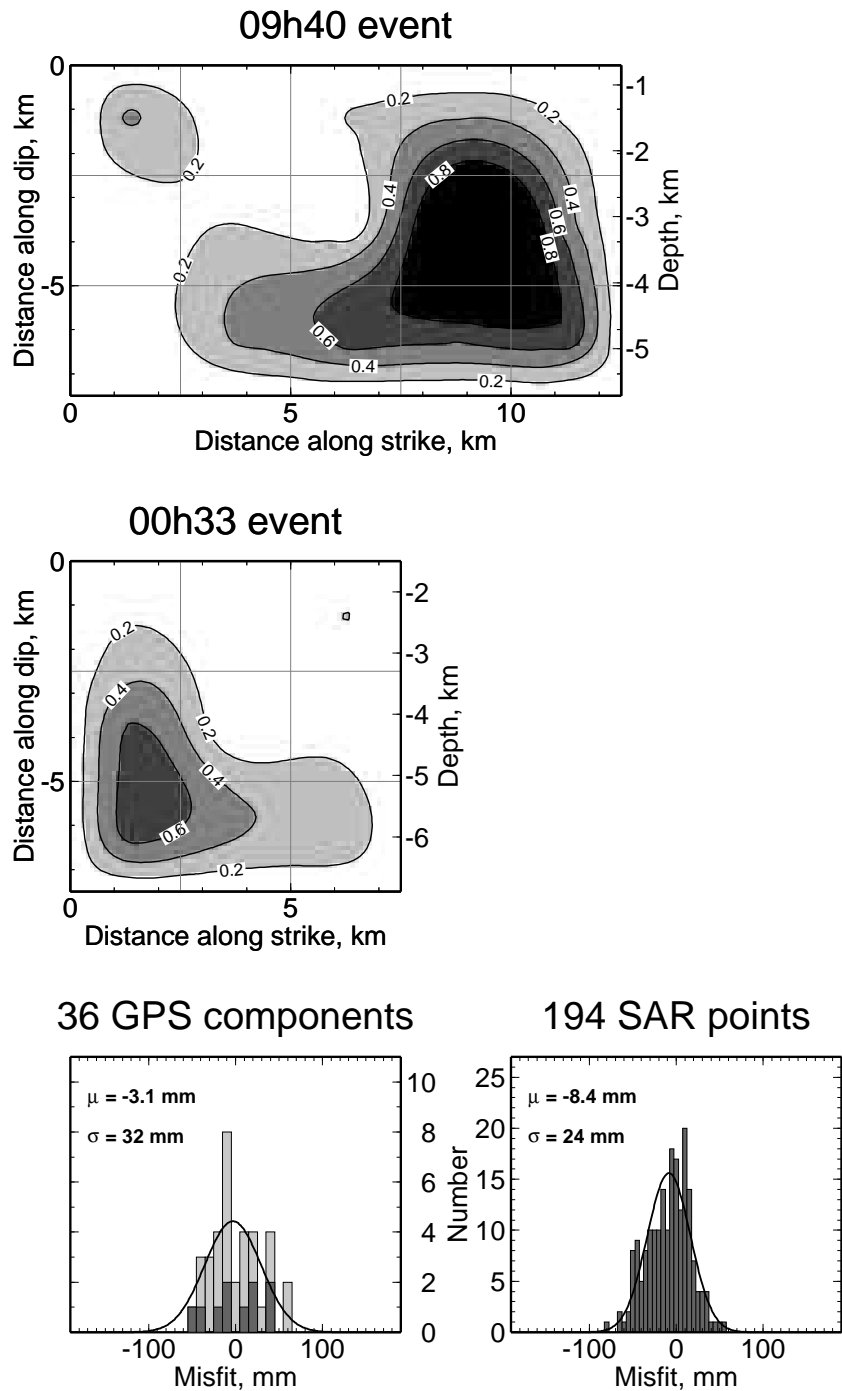


FIG. 7.8 – (top) Slip distribution for the 00:33 and the 09:40 events from the inversion of joint DInSAR points and GPS data (M7 model). (bottom) Histograms showing count as a function of the residual difference between data and synthetics for each data set.

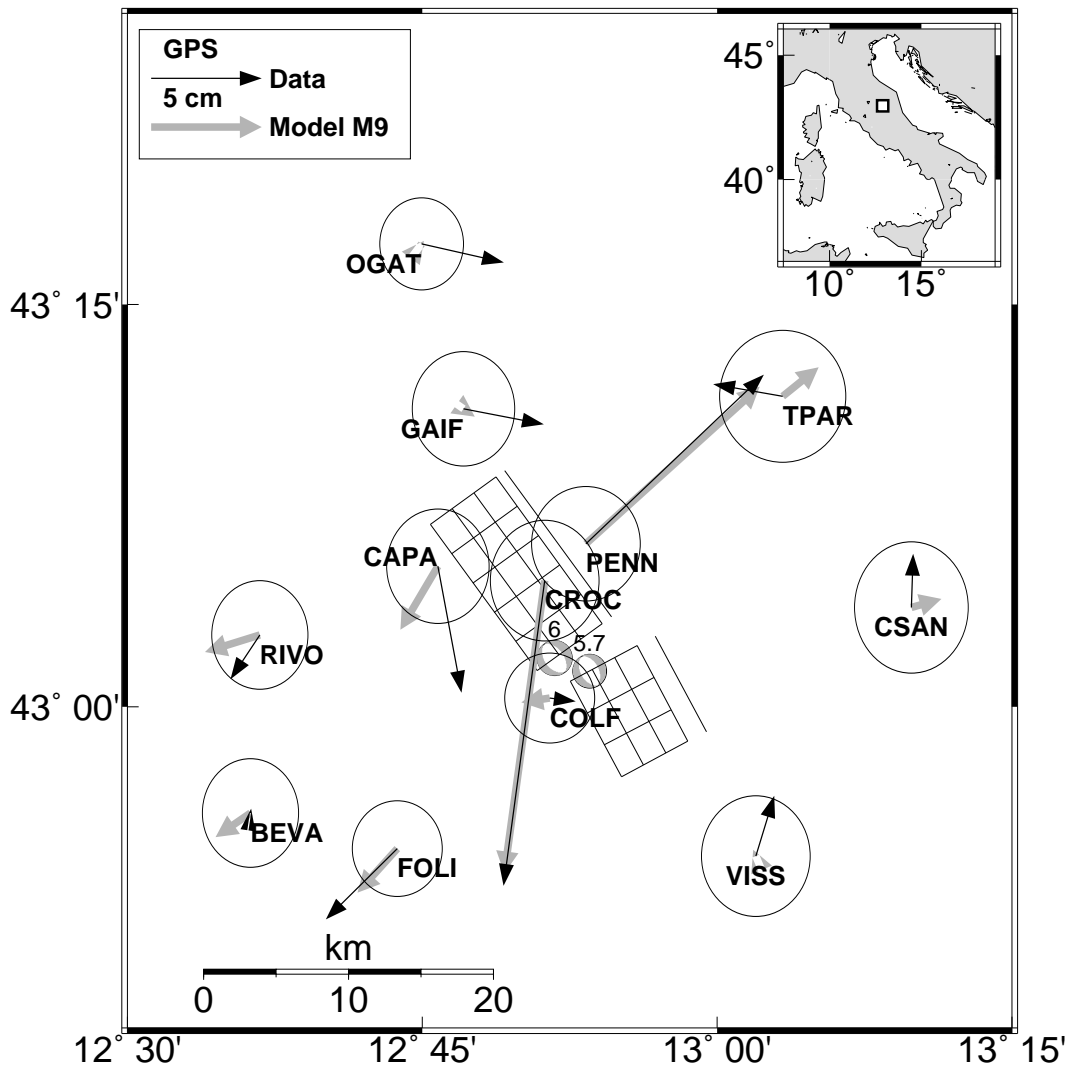


FIG. 7.9 – GPS stations location and surface projection of the fault model (M9). The lines parallel to the faults are the intersections between the surface and the fault plane prolongation.. The observed (thin lines) and synthetic data (thick lines) derived from M9 model displayed in Figure 7.6 are shown by arrows, with the amplitude scaling as shown in the insert.

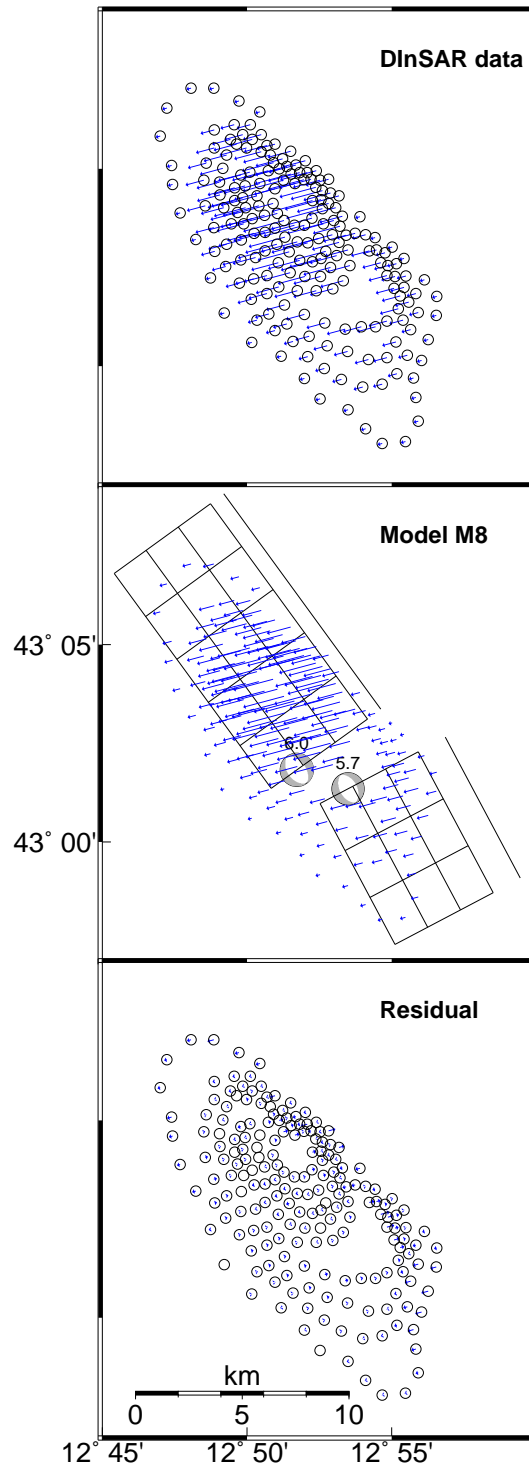


FIG. 7.10 – (top) *DInSAR* extracted points and associated displacements represented by arrows which length is proportional to the scalar displacements in the ground to satellite direction (2D representation). The circle radius length is equal to 3 cm and is the error associated to point of the *DInSAR* data set. (middle) Synthetic deformations derived from M8 model displayed in figure 7.7 and surface projection of the fault model (M8) the lines parallel to the faults are the intersections between the surface and the fault plane prolongation. (bottom) Residuals deformation between data and synthetics.

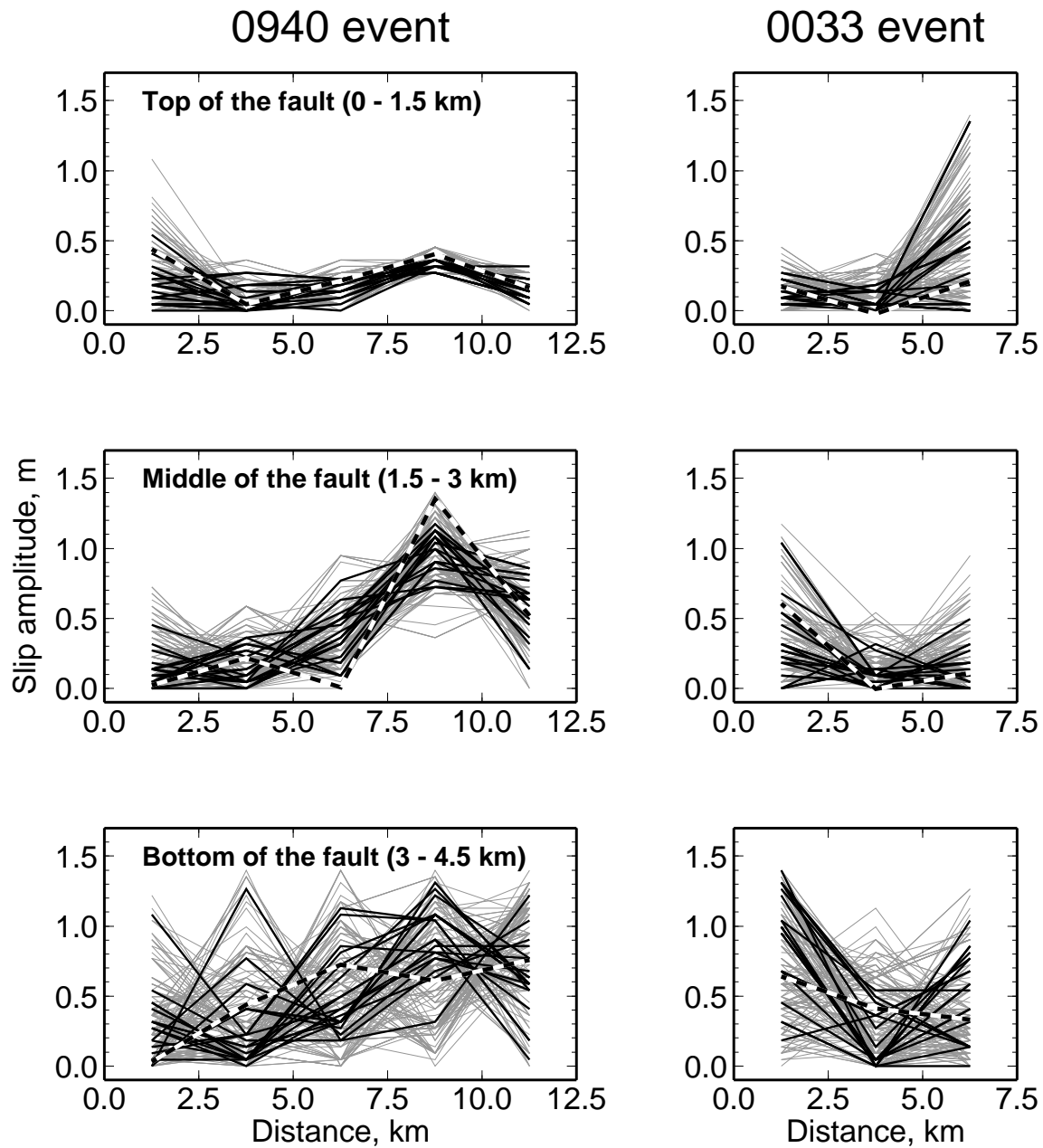


FIG. 7.11 – Slip distribution results from one genetic algorithm inversion for the DInSAR and GPS data. 10^5 models were tested from a model space with about 10^{20} significantly different models using a population size of 200 and 500 generations. From the 10^5 models that are tested, the best 20 are plotted in thin black lines, the next 180 acceptable models found with the genetic algorithm are plotted in thin grey lines, the solution found with the least-squares formulation is plotted in thick dashed lines.

at the top East of the 09:40 fault shows a concentration of models in a range of 15 cm. The spread of slip distribution increases with depth and spans a 50 cm slip interval at the bottom of the fault. This indicates that the slip is better constrained at shallow depth probably due to higher sensitivity of the model at shallow depth for a given slip amplitude and the higher data number above the southern part of the fault. Nevertheless, Figure 7.11 shows that the genetic algorithm is in agreement with the least square inversion displayed on figure 7.8 (represented by dashed lines on Figure 7.4). The maximum slip zone found with the genetic algorithm is indeed observed in the middle and the bottom of the fault close to the hypocenter location (south-eastern part of the fault). For the 00:33 event the mirror pattern is observed. The maximum slip is located at the bottom West of the fault and the slip amplitude is better resolved in the northern part of the fault probably due to the poor data coverage in the South one can notice on Figures 7.9 and 7.10.

Seismological inversion of the 00:33 event

Now we have an idea of the slip distribution and its reliability from DInSAR and GPS data inversions using a genetic algorithm and a least square scheme. Next, we use these results and near field strong ground motion data to constrain the temporal parameters of the rupture. The strong ground motion used in this study are listed in Table 7.3. The station location is displayed in Figure 7.12.

We start with the slip model which gives the best fit to both GPS and DInSAR data (M7 model). We assume a constant 2.6 km/s rupture velocity for the starting model and a constant rise time equal to 1 second. In this part the important parameter to reproduce is the time at which each subfault ruptures, we chose to give a greater weight to the rupture time through the covariance matrix. After several tests to find the best convergence we chose a smaller a priori variance for the rise time ($C_m = 10.$) and the slip amplitude ($C_m = 49.$) than for the rupture time ($C_m = 100.$). We assume a small variance on the data to match the reliable ones the best as possible. For this event, only the three components of stations AS010, MTL, and CERT, for which a layer model is an acceptable assumptions, are inverted. In our inversion we gave a greater weight to the digital stations AS010 and CERT which have acquisition system of higher dynamics by giving smaller variances ($C_d = 1/16.$) compared to station MTL ($C_d = 0.25$) which did not recorded the beginning of the signal. After several trial and errors we decided to give no weight to the other stations ($C_d = 10^6$) because of their lack of reliability or complex site effects. The iterative procedure (Equation 7.4) converges to a kinematic model which matches the near field displacements between 0.1 and 1.5 Hz. The inversion results are displayed on Figure 7.13. The initial slip distribution is significantly modified, however the main slip zone is still located on the north part of the fault but slightly shallower than with

TAB. 7.3 – *Strong motion stations. * GA & ING: Géoscience Azur and Istituto Nazionale di Geofisica temporal network.*

Station	Longitude °E	Latitude °N	Network
ANNI	12.8524	43.0595	GA & ING*
AS010	12.6069	43.0750	SSN
BVG	12.6111	42.9317	ENEL
CERT	12.9150	42.8144	ENEA
CLF	12.9211	43.0367	ENEL
COLF	12.8846	43.0188	GA & ING*
CSA	12.5911	43.0069	ENEL
CSC	13.0133	42.7189	ENEA
FOL	12.7036	42.9550	ENEA
GBP	12.5889	43.3125	ENEL
MTL	13.0069	43.2494	ENEL
NCR	12.7844	43.1111	ENEL
NORA	13.0911	42.7969	ENEA

September 26, 00:33 event		
Station	P arrival, s	Duration, s
AS010	4.7	22
BVG	4.8	19
CERT	4.5	16
CLF	1.2	7
CSA	4.8	16
GBP	7.3	26
MTL	5.2	17
NCR	2.8	13
September 26, 09:40 event		
Station	P arrival, s	Duration, s
AS010	4.2	18
BVG	4.5	17
CERT	4.7	24
CLF	1.3	8
CSA	4.4	15
GBP	7.0	20
MTL	5.2	17
NCR	2.3	12
October 14, 15:23 event		
Station	P arrival, s	Duration, s
ANNI	3.4	14
AS010	5.8	20
CERT	2.5	14
COLF	2.5	12
CSC	4.6	18
FOL	3.8	19
NORA	3.8	15

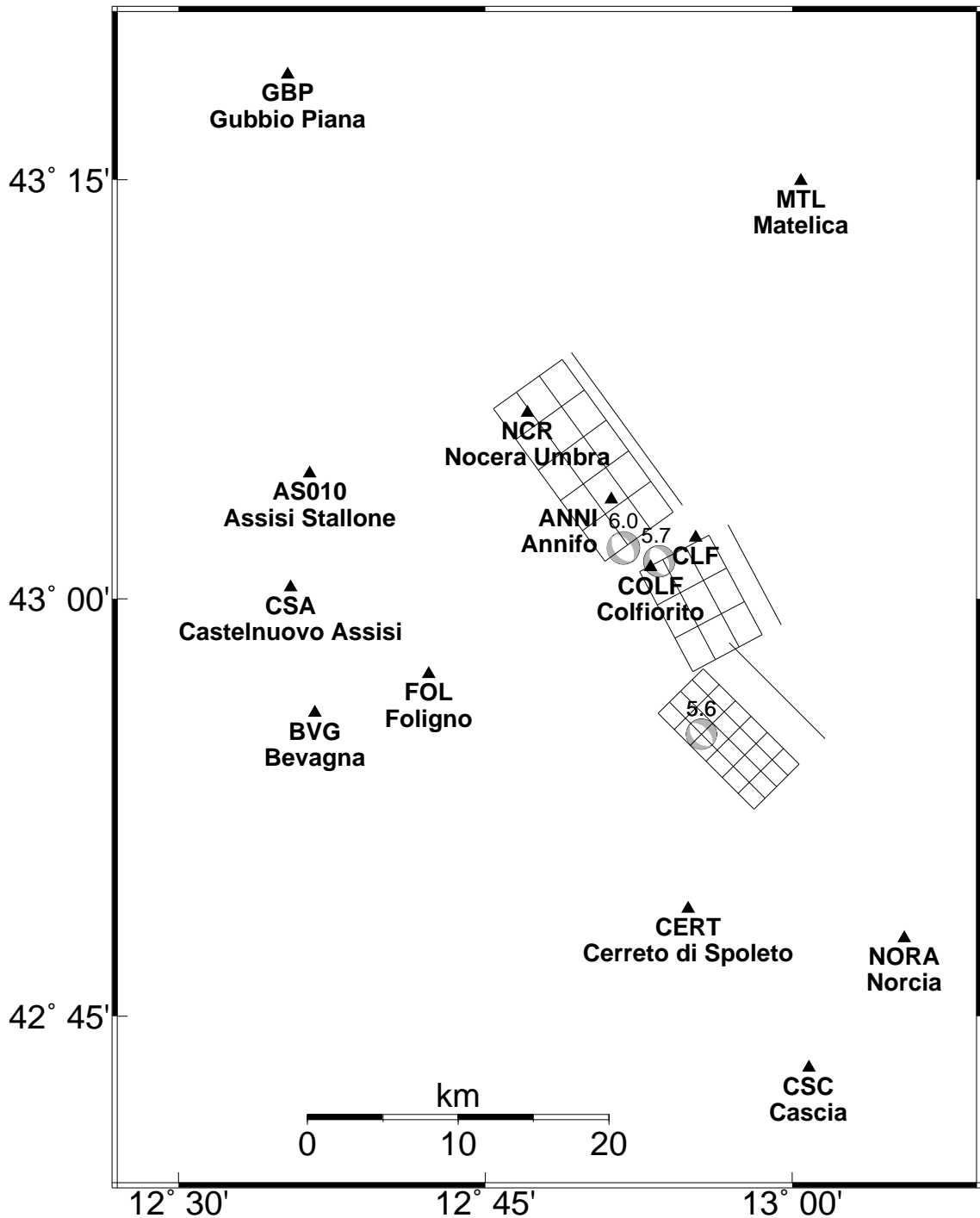


FIG. 7.12 – Location map displaying strong motion stations used in this study and surface projection of the fault model. The lines parallel to the fault models are the intersection of the fault plane prolongation with the surface. Accurate complete digital seismograms are available for the three main events at stations AS010 and CERT.

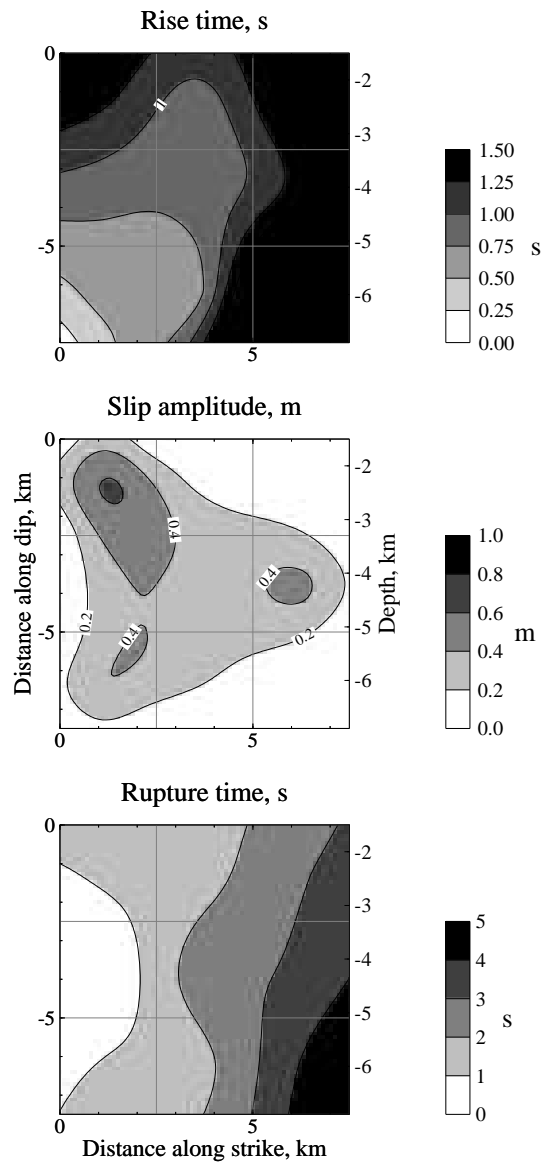


FIG. 7.13 – Maps of the rise time, slip, and rupture time obtained by interpolation of the results found by the iterative local inversion of the near field seismological data for the 00:33 event.

geodetic data. The fit in time between data and synthetics is shown in Figure 7.14. The total variance reduction (cf. Cohee et Beroza, 1994b) for this inversion is 49 % and the solution is found after 48 iterations. The quality of the match between synthetics and observations is about as good as can reasonably be expected, given the uncertainties in the velocity model and the missing triggering time of the strong motion data. At some stations not used in the inversion, synthetic motions generally underestimate actual signal. This underestimation in most of the case can be interpreted in term of site effects that were not modelled or taken into consideration in the direct modeling. For example signals recorded at BVG and CSA are probably amplified due to the soft soil condition. The cumulated moment and the source time function corresponding to the model shown in Figure 7.13 is plotted in Figure 7.15.

The final moment found is $3.5 \times 10^{17} Nm$ and this value is slightly less than the ones found using farther records ($M_0 = 4.0 \times 10^{17} Nm$: Ekström *et al.*, 1998 and $M_0 = 3.8 \times 10^{17} Nm$: Dziewonski *et al.*, 2000).

Seismological inversion of the 09:40 event

For the 09:40 event, we also start with the slip model which gives the best fit to both GPS and DInSAR data (M7 model). We assume an initial 2.6 km/s rupture velocity and a constant rise time equal to 1 second. We used the same value for the covariance on the parameters of the models as the ones used for the 00:33 event. We used the same three stations used for the 00:33 event and the same weight. For this event study we also used NCR station ($C_d = 0.25$) which is located on the hanging wall just above the fault. The inversion results are displayed on Figure 7.16.

The initial slip distribution is also significantly modified for the 09:40 event. The main slip zone is still located on the south part of the fault and slightly shallower than with geodetic data. A second asperity appears in the top northern part of the fault. The fit in time between data and synthetics is shown in Figure 7.18. The total variance reduction for this inversion is 37 % and the solution is found after 21 iterations. The cumulated moment and the source time function corresponding to the model shown in Figure 7.16 is plotted in Figure 7.17.

The final moment found is $8.2 \times 10^{17} Nm$ and this value is slightly less than the ones found using regional and teleseismic data ($M_0 = 12.0 \times 10^{17} Nm$: Ekström *et al.*, 1998 and $M_0 = 11.4 \times 10^{17} Nm$: Dziewonski *et al.*, 2000). The absolute source time function is composed of a single pulse. Its shape and its duration (7 s) are in agreement with the source time function of Olivieri et Ekström (1999). Pino *et al.* (1999) derived the relative moment rate function using an empirical Green function method and also observe a second smaller pulse at the AQU MedNet station located South of the region. The Southward

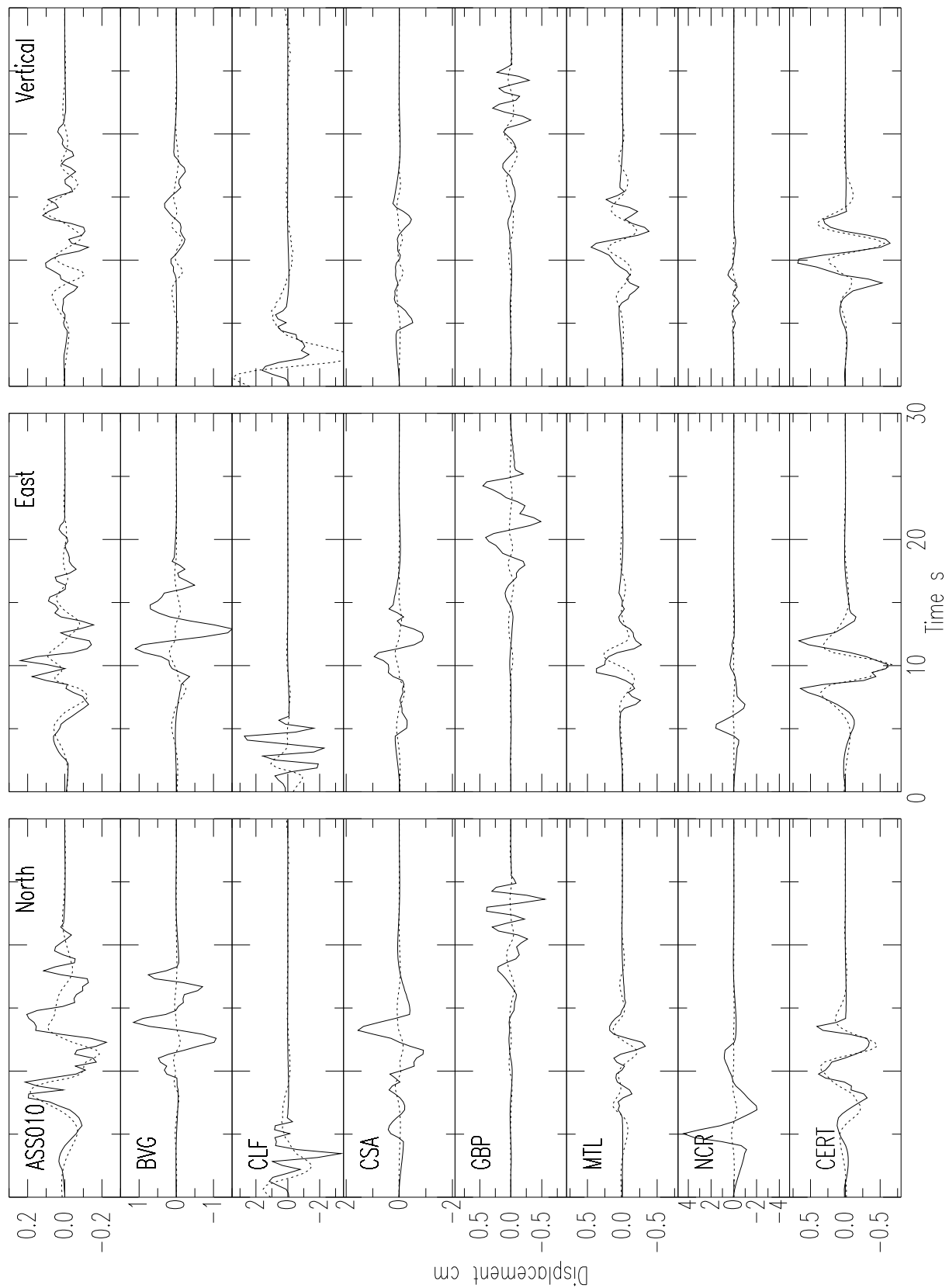


FIG. 7.14 – Strong motion seismograms of the 00:33 earthquake (solid line) compared with synthetic seismograms (dashed line) calculated using the model displayed on Figure 7.13. For each station the 3 components of both actual and theoretical seismograms are plotted at the same amplitude scale detailed on the right of the graphs.

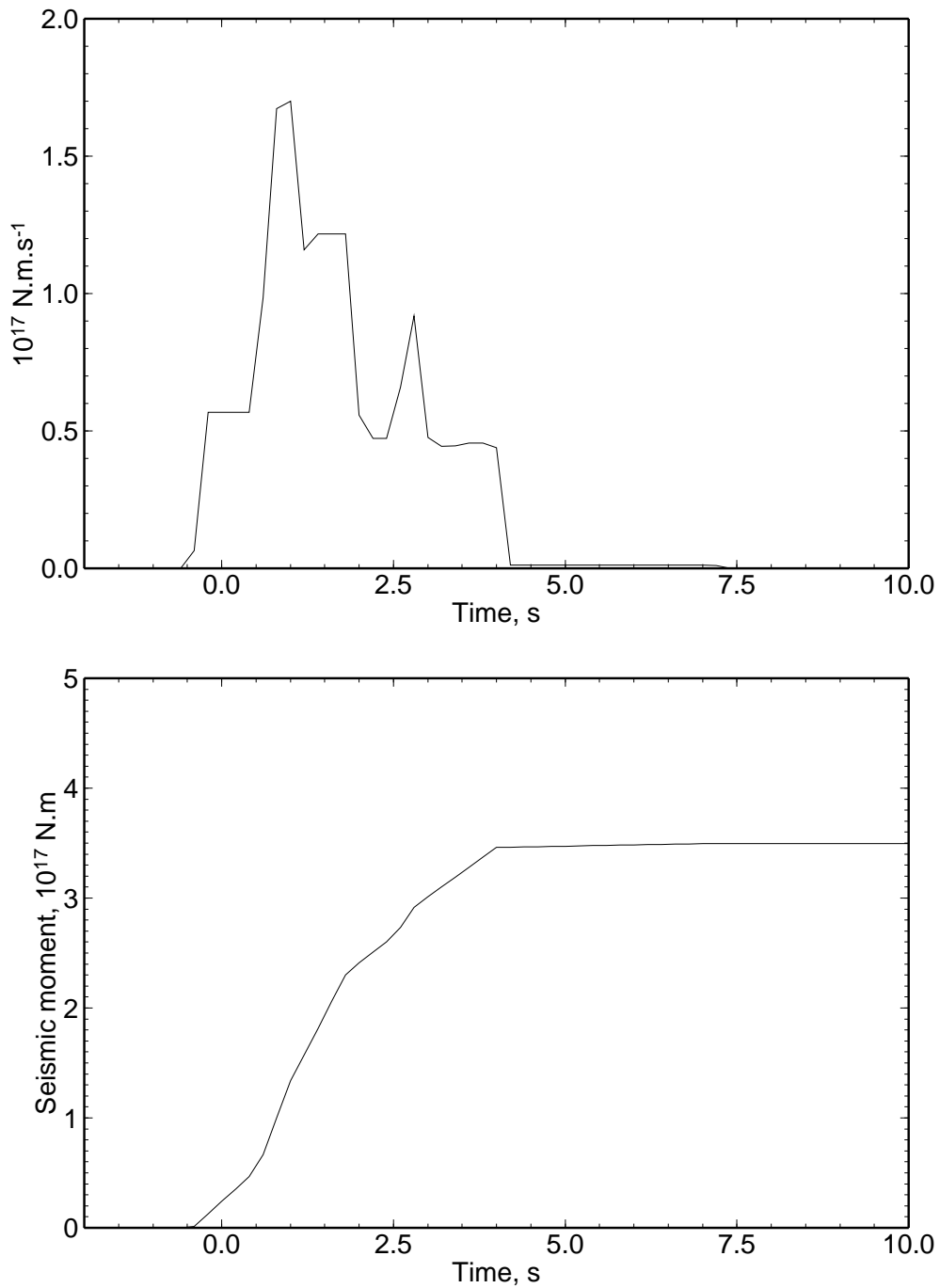


FIG. 7.15 – *Cumulated seismic moment. Integration on the fault of the scenario displayed in figure 7.13 multiplied by the local shear modulus (Table 7.1) as a function of absolute time of the 00:33 event (bottom) and its derivation, the «absolute source time function» (top).*

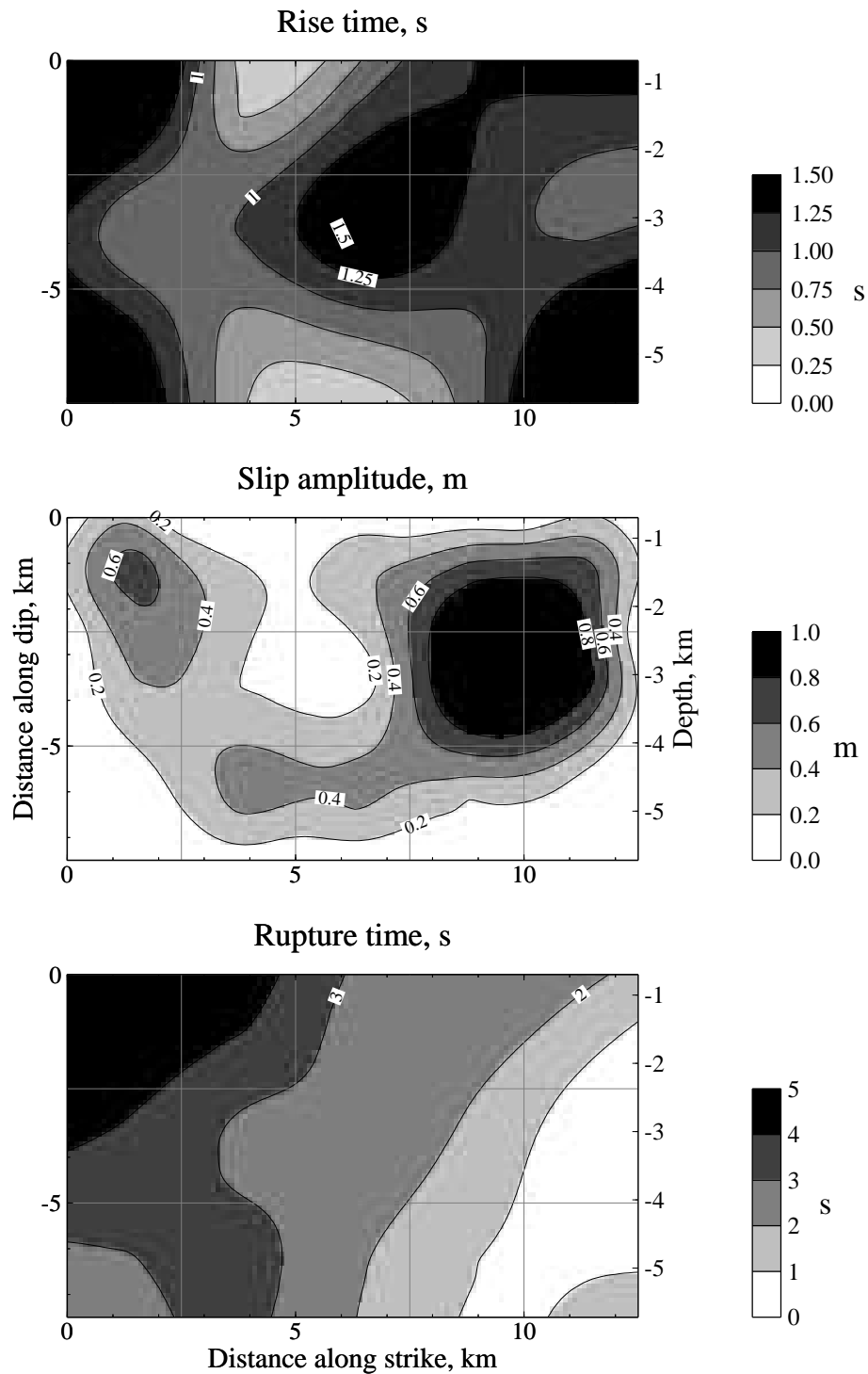


FIG. 7.16 – Maps of the rise time, slip, and rupture time obtained by interpolation of the results found by the iterative local inversion of the near field seismological data for the 09:40 event.

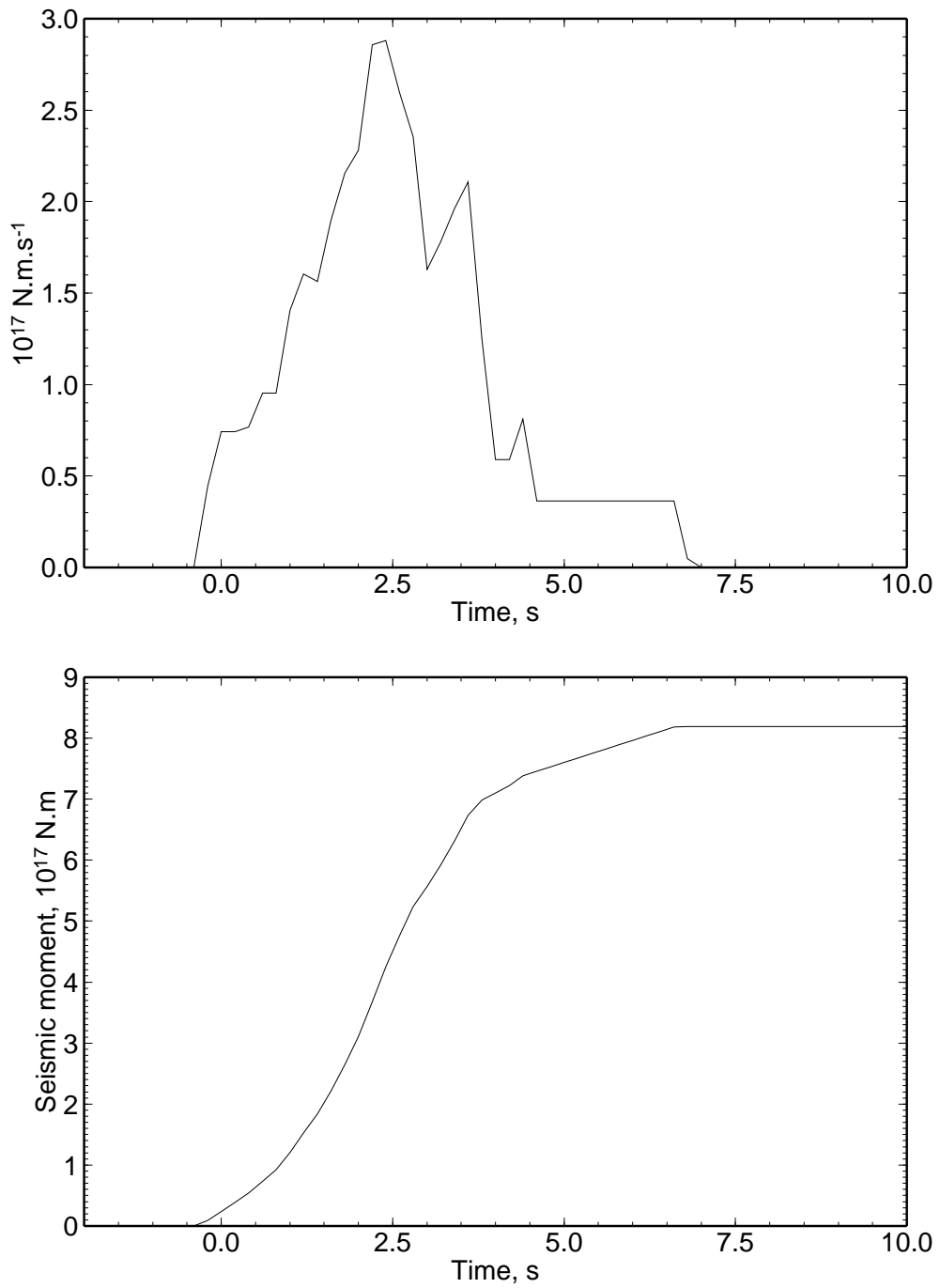


FIG. 7.17 – *Cumulated seismic moment corresponding to the scenario displayed in figure 7.16 (Table 7.1) of the 09:40 event (bottom) and the absolute source time function (top).*

directivity of the 00:33 event and the Northward directivity of the 09:40 event is clear in Figure 7.14 and in Figure 7.18 comparing the waveform amplitude and duration of both events at stations CERT and AS010 located at the southern and the northern edge of the fault respectively.

7.2.5 The October 14, 15:23 event

DInSAR inversion

For the Sellano earthquake of October 14, the sparse configuration of the GPS network did not allow to measure significant displacements (Salvi *et al.* (2000)). The DInSAR data set used for this event is composed of 300 points extracted from the interferogram between August 9 and October 17. It is not necessary to consider a larger data set because the information redundancy would involve, in this case, singularity problems using the least-square inversion scheme. We have chosen a standard deviation equal to 3 cm for each point. This estimated value is mainly ascribed to the ambiguous relationship between the phase difference measured with the satellite and the absolute displacement modelled. For the fault parameterisation, we used the parameters of model Mod4 of Salvi *et al.* (2000). The strike, the dip and the rake of the fault are equals to 135° , 45° and -90° respectively. We first modelled the fault with a rectangle which is 6 km wide along the dip and 9 km long along the strike. The fault is divided into 24 square subfaults. The hypocenter (42.9190°N , 12.9260°E) is located 3 km from the north edge of the fault along the strike and 4.5 km along the dip from the top of the fault located at a depth of 2.4 km. The least-square inversion using this parameterisation and an homogeneous initial model m_0 (slip is equal to 30 cm to have an initial moment consistent with the one found by Ekström *et al.* (1998)) is shown in Figure 7.19.

The slip is located in the north bottom part of the fault. The slip resolution is better at shallow depth probably due to the higher surface sensitivity to shallow slip (Hernandez *et al.*, 1999). This model fits extremely well the DInSAR data. Less than one third of a fringe remains unexplained for all the data set on average. The slip is allowed to vary over a larger fault in a second inversion. The influence of the initial fault size and the resolution modification are tested introducing new parameters. The same parameterisation is adopted except one more subfault all around the first fault model. The number of subfaults is now equal to 48. The result of the inversion with this new fault size with the same initial slip amplitude is plotted on Figure 7.20.

The inversion also shows a single asperity located almost at the same place but with less amplitude and more spread on the fault plane. Surprisingly the total data fit is not improved and remain the same while the number of parameters is twice. This can be ex-

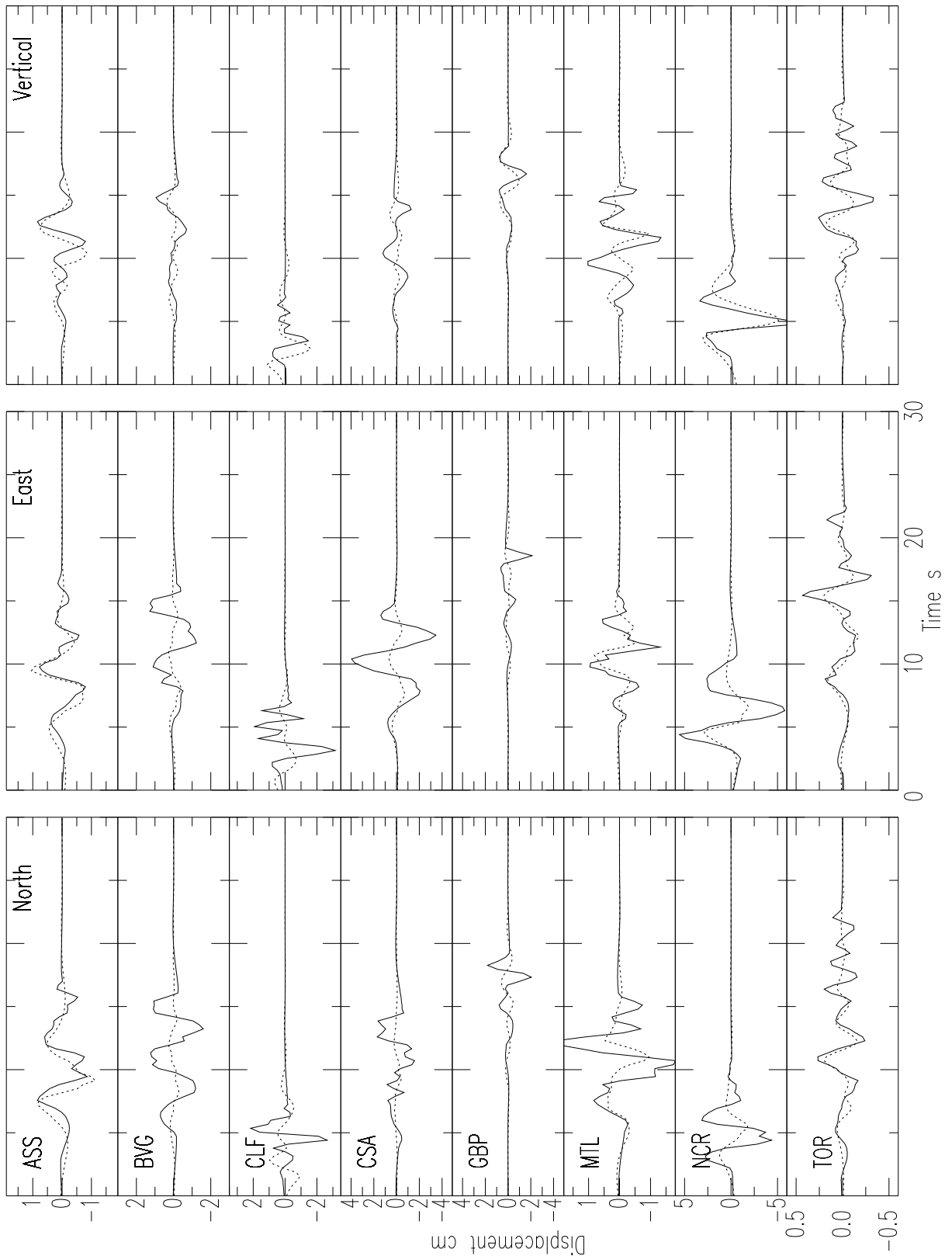


FIG. 7.18 – Strong motion seismograms of the 09:40 earthquake (solid line) compared with synthetic seismograms (dashed line) calculated using the model displayed on Figure 7.13. For each station the 3 components of both actual and theoretical seismograms are plotted at the same amplitude scale detailed on the right of the graphs.

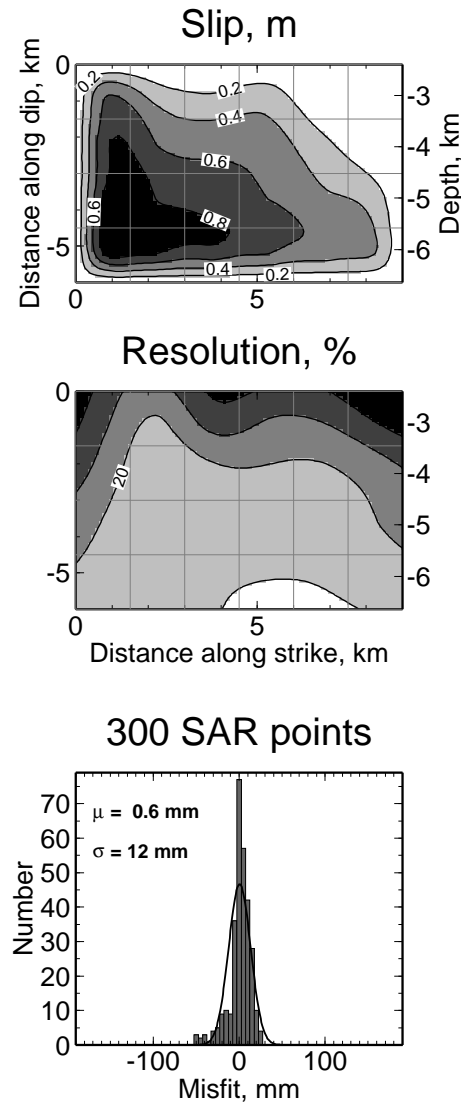


FIG. 7.19 – (top) Cross section of the dip-slip distribution determined from the least-squares inversion of the DInSAR data points of the October, 14 event. The fault is composed of twenty four 1.5km side square subfaults. The contour line interval is 0.2 m. The grid represents the fault model section (northwest on left, southeast on right) displaying the subfault discretization. (middle) Resolution on the model parameters showing how well a slip in a precise area on the fault is resolved compared to an other slip area, the resolution is in percent and the contour line interval is 10 %. (bottom) Histograms showing count as a function of the residual difference between DInSAR data points and Synthetics.

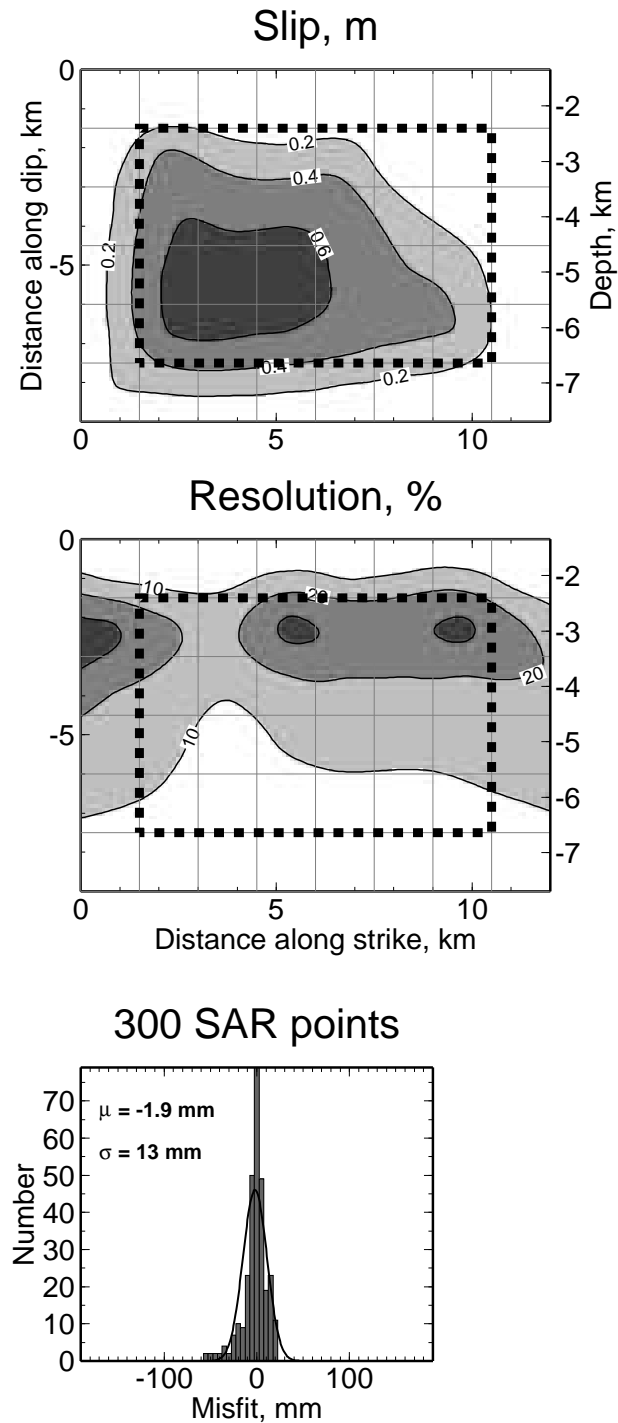


FIG. 7.20 – Same as in Figure 7.19 but in this case the fault plane surface is twice and the fault is composed of forty eight 1.5 km side square subfaults. The fault size of Figure 7.19 is delimited with dashed lines.

plained by the fact that, the number of unknown has increased allowing more freedom for the data fit but in the same way the sensitivity of each parameter decreased (Figure 7.19). These problems of uniqueness and resolution are discussed by Cotton et Campillo (1995) in the case of the Landers earthquake.

Strong motion inversion

The initial model is chosen using simple criterions. We start with the slip model displayed on Figure 7.19 which matches DInSAR data. We assume a constant 2.6 km/s rupture velocity for the starting model and a constant rise time equal to 1 second. The three components of stations ANN, COL, AS010, and CERT, are inverted. All these data are digital and have recorded the entire strong motion. In our inversion we gave a larger weight to the station CERT located south of the event ($C_d = 1/16.0$) and less weight to the others stations located north of the event ($C_d = 1/9.0$). The inversion results are displayed on Figure 7.21 and the fit in time between data and synthetics is shown in Figure 7.22.

The total variance reduction for this inversion is -48 % and this solution which does not really match the data is found after 13 iterations. The bad quality of the match is probably due to our important uncertainty on the absolute time in the data.

7.2.6 Summary of the results and Conclusive remarks

Using both geodetic and near field strong ground motion data, we have obtained the following results:

The September 26, 1997 0:33 event is composed of a single asperity located close to the hypocenter at a depth ranging between 3 and 6 km, the rupture propagation is unilateral toward the southeast direction.

The September 26, 1997 9:40 event has broken in the opposite direction (toward the northwest). The two events have not ruptured in an unique earthquake probably because they are located on two distinct faults. The 0:33 event is located slightly more to the northeast, and the strike direction of the faults are different. The horizontal distance between the two faults is of the order of 1 km. This offset as well as a variation of the strike are sufficient to play the role of a barrier. Some geodetic inversions show that the 9:40 event is composed of two subevents. There is a main asperity located close to the epicenter. A second smaller asperity can be seen shallower and northeast of the hypocenter. The strong motion inversion also leads to a double asperity event but the second asperity can be an artifact of the inversion scheme. Some secondary waves can indeed be interpreted as coming from the source while they are reflected by heterogeneities not modeled. Pino

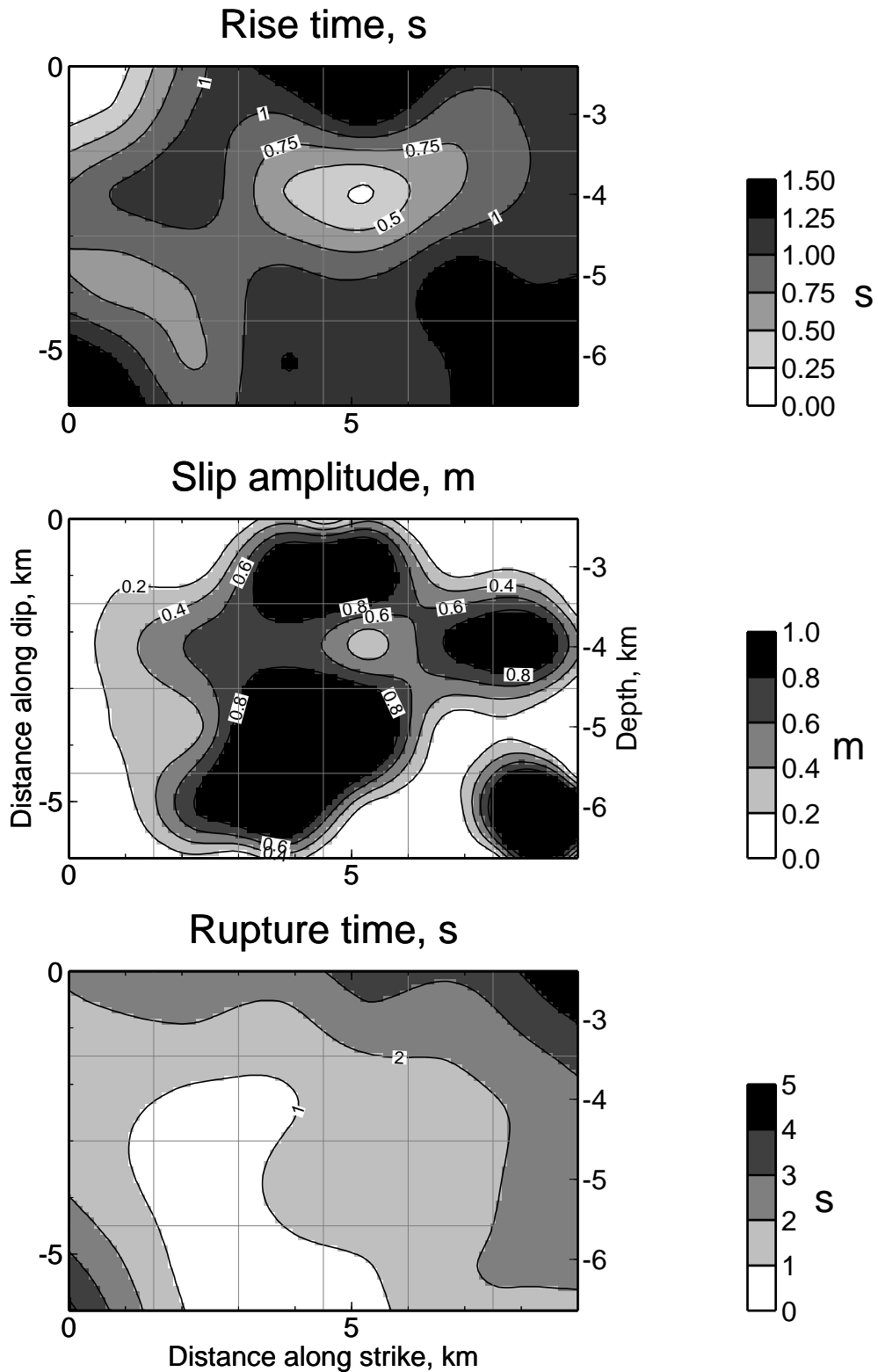


FIG. 7.21 – Maps of the rise time, slip amplitude, and rupture time obtained by interpolation of the results found by the iterative local inversion of the near field seismological data for the October 14, 15:23 event.

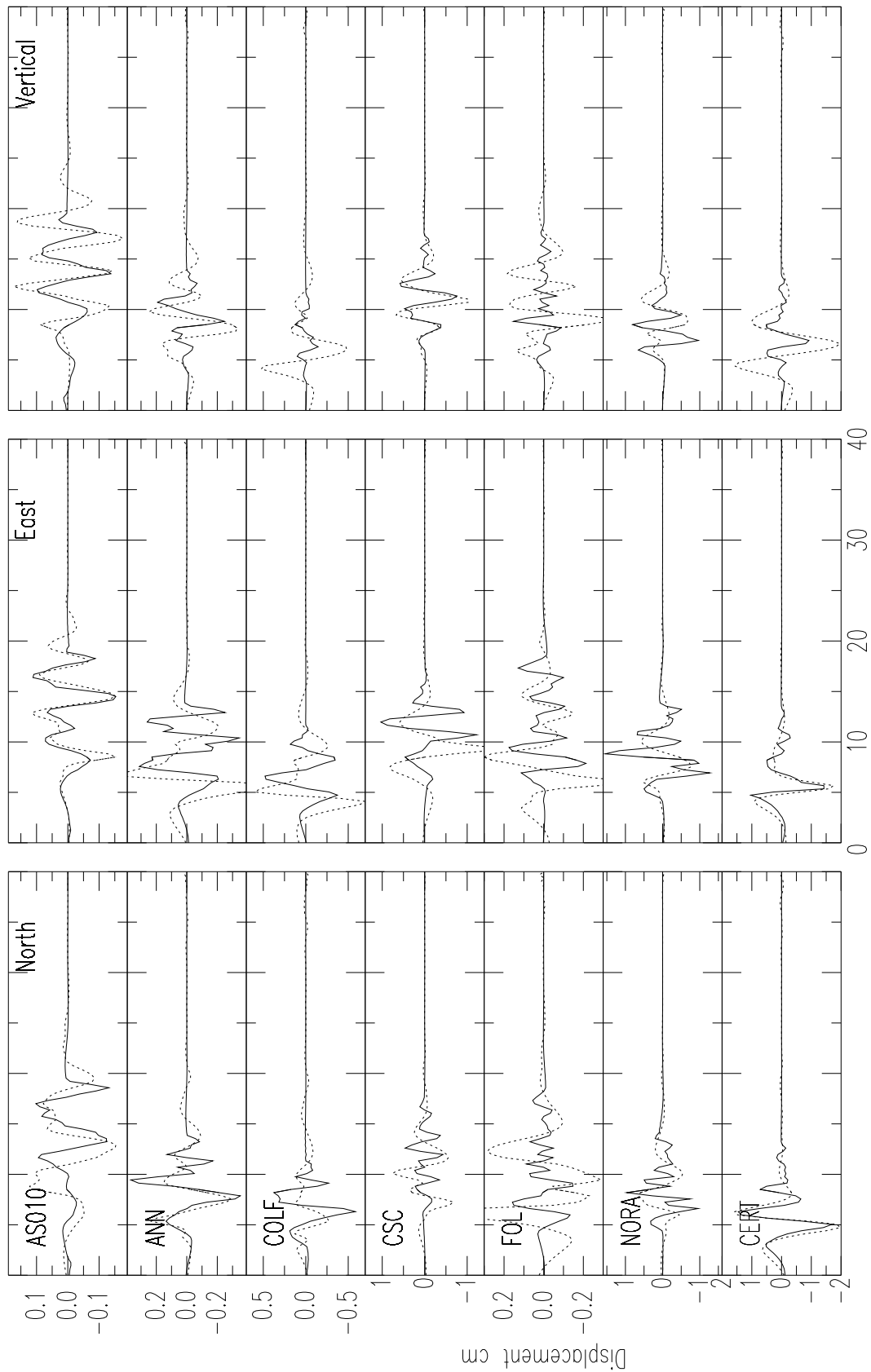


FIG. 7.22 – *Strong motion seismograms of the October 14, 15:23 earthquake (solid line) compared with synthetic seismograms (dashed line) calculated using the model displayed on Figure 7.13. For each station the 3 components of both actual and theoretical seismograms are plotted at the same amplitude scale depicted on the right label.*

et Mazza (2000) also observed a double source time function at a regional station located South of the region so the source is perhaps composed of two asperities, the second one being smaller.

The October 14, 1997 15:23 event occurred where the rupture of the first one had stopped. This event has a bilateral rupture propagation.

Cocco *et al.* (2000) assuming an homogeneous slip distribution for these events showed that the Coulomb stress change produced by the previous events favored the occurrence of the next one. Heterogeneous slip distributions lead to the same conclusions (Hernandez *et al.*, 2000).

For the three main shocks of the Umbria-Marche seismic sequence, the slip patches found using strong motion data are slightly shallower than using geodetic data. However there are no important slip at shallow depth and this is consistent with the few surface discontinuities observed on the field (Cinti *et al.*, 1999).

The amplitude of the data waveform is higher than the amplitude of the synthetics at stations BVG and CSA not used in the inversion. This amplification can be explained by site effects at these stations.

The quality of the match between synthetics and observations is about as good as can reasonably be expected, given the uncertainties in the velocity model and the error on the data. The errors in DInSAR data mainly remain in the circular ambiguity in the relation between the phase and the displacement. As far as GPS measurements are concerned the signal amplitude is significantly higher than the error at only two stations and one can have a false measurement. For the strong motion data the unknown triggering time, the data incompleteness at some stations and the model simplicity limit our vision of the source to the low frequency part of the spectrum. To investigate such small earthquakes we have been obliged to look at the source radiation up to 1.5 Hz. Our approach is completely deterministic. We need indeed to locate the data and describe the models both in time and space. As a conclusion we attained in this paper the limit of applicability of our method because beyond 1.5 Hz a deterministic approach became inefficient and it is necessary to adopt a stochastic approach.

Acknowledgements

We thank ENEL, ENEA, SSN and IRECE-CNR for providing data.

7.3 Conclusion

Nous avons précisé la géométrie et la localisation des failles et nous avons imagé la rupture des trois principaux événements de la séquence sismique d'Ombrie-Marche (1997-1998) à l'aide de données de champ proche (GPS, SAR, mouvements forts).

Cette étude a été délicate pour plusieurs raisons :

- Ces séismes font partie d'une séquence sismique et certaines données géodésiques sont dues à plusieurs séismes. En revanche, les données de mouvement fort nous ont permis d'étudier les séismes de façon indépendante.
- Les séismes sont modérés et leur durée est de quelques secondes, ce qui rend l'inversion des mouvements forts limitée en résolution car notre approche déterministe ne nous permet pas de considérer les fréquences supérieures à 1.5 Hz . Il est important, à ce propos, de souligner que les temps de montée sont très mal contraints.
- Les données de mouvement fort des stations permanentes ne possèdent pas le temps absolu, ce qui rajoute des inconnues au problème. De plus, certaines stations ont déclenché sur les ondes S et n'ont pas enregistré le début du signal.
- De nombreuses stations de mouvement fort étaient localisées là où des effets de sites sont très importants. A ces stations les effets dûs à la propagation des ondes dans le milieu sont plus importants que les termes de source.

Malgré ces difficultés et grâce, principalement, à l'apport précieux de l'interférométrie radar, nous avons pu préciser la géométrie, la localisation et la distribution du glissement des trois événements principaux de la séquence. Nos résultats montrent que les plus gros séismes sont principalement constitués d'aspérités uniques et que le glissement est surtout concentré entre 3 et 6 km de profondeur, ce qui est en accord avec le nombre faible de ruptures observées en surface.

Quatrième partie

Caractérisation du mouvement sismique proche

Chapitre 8

Radiations hautes fréquences de la source sismique

8.1 Introduction

Les études que nous avons réalisées dans les chapitres précédents concernent l'aspect statique (localisation, géométrie, distribution du glissement sur la faille) et la cinématique des sources à basse fréquence ($< 1 \text{ Hz}$). L'imagerie basse fréquence donne une vision lissée du processus de rupture, elle permet de localiser les aspérités majeures et de décrire la progression de la rupture sur la faille. Considérer la partie basse fréquence permet d'utiliser une approche déterministe mais induit une perte d'information importante.

Il est important de savoir où sont émises les hautes fréquences par rapport aux zones de fort glissement où sont relâchées les contraintes statiques. La localisation de ces émissions hautes fréquences devrait permettre de mieux comprendre l'aspect dynamique de la rupture car elles apportent des renseignements sur le caractère impulsif de la rupture.

En ce qui concerne les applications dans le domaine de l'aléa sismique, les ingénieurs du génie civil ont besoin pour dimensionner leurs structures des caractéristiques du mouvement sismique sur un intervalle de fréquence allant bien au delà de 1 Hz . Il est donc nécessaire d'étudier ces radiations pour savoir où et comment elles sont générées.

8.2 Imagerie des radiations hautes fréquences

Pour étudier la propagation des ondes hautes fréquences, les milieux simples que nous avons utilisés pour réaliser les inversions à basse fréquence sont insuffisants. En effet, il faut décrire très finement le milieu et prendre en compte les petites hétérogénéités et l'anisotropie. Malheureusement, il est très souvent difficile, voire impossible, d'un point de vue pratique, d'avoir accès à ces données. De plus, si ces données étaient disponibles,

une approche déterministe ne serait pas envisageable à cause de l'incohérence des ondes sismiques hautes fréquences. Pour contourner ces difficultés plusieurs études proposent d'utiliser l'enveloppe des sismogrammes sans tenir compte des informations de phase.

Cocco et Boatwright (1993) proposent une technique de déconvolution du carré de l'enveloppe en accélération d'un séisme par le carré de l'enveloppe en accélération d'une réplique. Ils obtiennent un taux de puissance libérée au cours du temps¹. Ils appliquent cette technique au séisme du Frioul ($M_L = 5.9$) en utilisant une réplique de magnitude 4 enregistrée à la même station. Le maximum de la fonction taux de puissance libérée est décalé de 0.1 s après le maximum de la fonction taux de contrainte libérée. Ils en concluent que le maximum de la radiation haute fréquence correspond à la phase d'arrêt de la rupture.

Kakehi et Irikura (1996) imagent les zones de radiation hautes fréquences ainsi que le temps de rupture sur le plan de faille en utilisant également des répliques. Ils inversent l'intensité de radiation en accélération. L'imagerie est basée sur l'hypothèse que la radiation du séisme est obtenue en sommant la contribution de sous-failles ayant la taille de la réplique. Ils observent, dans le cas du séisme de Koshiro-Oki ($M_W = 7.6$, Japon, 1993) que le maximum d'émission de hautes fréquences (2.0 – 10.0 Hz) est rayonné à la périphérie de la région où sont générées les basses fréquences (0.05 – 0.2 Hz).

Dans le cas du séisme de Kobé ($M_{JMA} = 7.2$, Japon, 1995), une source haute fréquence est localisée sous la ville de Kobé (Kakehi *et al.*, 1996). Cette source correspond à la phase d'arrêt de la rupture au nord-est. Elle se situe dans la région où les dégâts ont été les plus importants. Les ondes hautes fréquences émises près de la ville sont certainement responsables des énormes dégâts sur les structures de petite taille.

Hartzell *et al.* (1996) inversent l'enveloppe en accélération en utilisant des fonctions de Green empiriques et un algorithme hybride (Liu *et al.*, 1995) pour imaginer l'intensité des radiations hautes fréquences et le temps de rupture sur la faille. Ils appliquent cette méthode au séisme de Northridge ($M_W = 6.7$, Californie, 17 janvier 1994) en utilisant 16 stations et 3 répliques. Leurs résultats suggèrent, que dans le cas du séisme de Northridge, les hautes fréquences (1.0 – 15.0 Hz) sont émises au bord des régions où sont émises les basses fréquences. Ils imagent deux sources hautes fréquences. La première est proche de l'hypocentre et correspond à l'initiation de l'aspérité à forte chute de contrainte. La seconde se situe près de la zone d'arrêt de la rupture.

Les études citées précédemment ont utilisé des sismogrammes de petits séismes comme fonctions de Green. Zeng *et al.* (1993) inversent le carré des enveloppes en déplacement dans le cas du séisme de Loma Prieta ($M_W = 7.1$, Californie, 17 octobre 1989). Ils utilisent un modèle de vitesse lisse pour calculer théoriquement les fonctions de Green. La

1. «power rate function» en anglais

distribution des sources de radiations hautes fréquences sur la faille donne une image complètement différente de celle de la distribution du glissement (Figure 8.1). L'énergie haute fréquence est rayonnée à la frontière des zones de fort glissement. Elle est générée lors des phases d'arrêt et dans des régions avec une importante variation de l'amplitude du glissement.

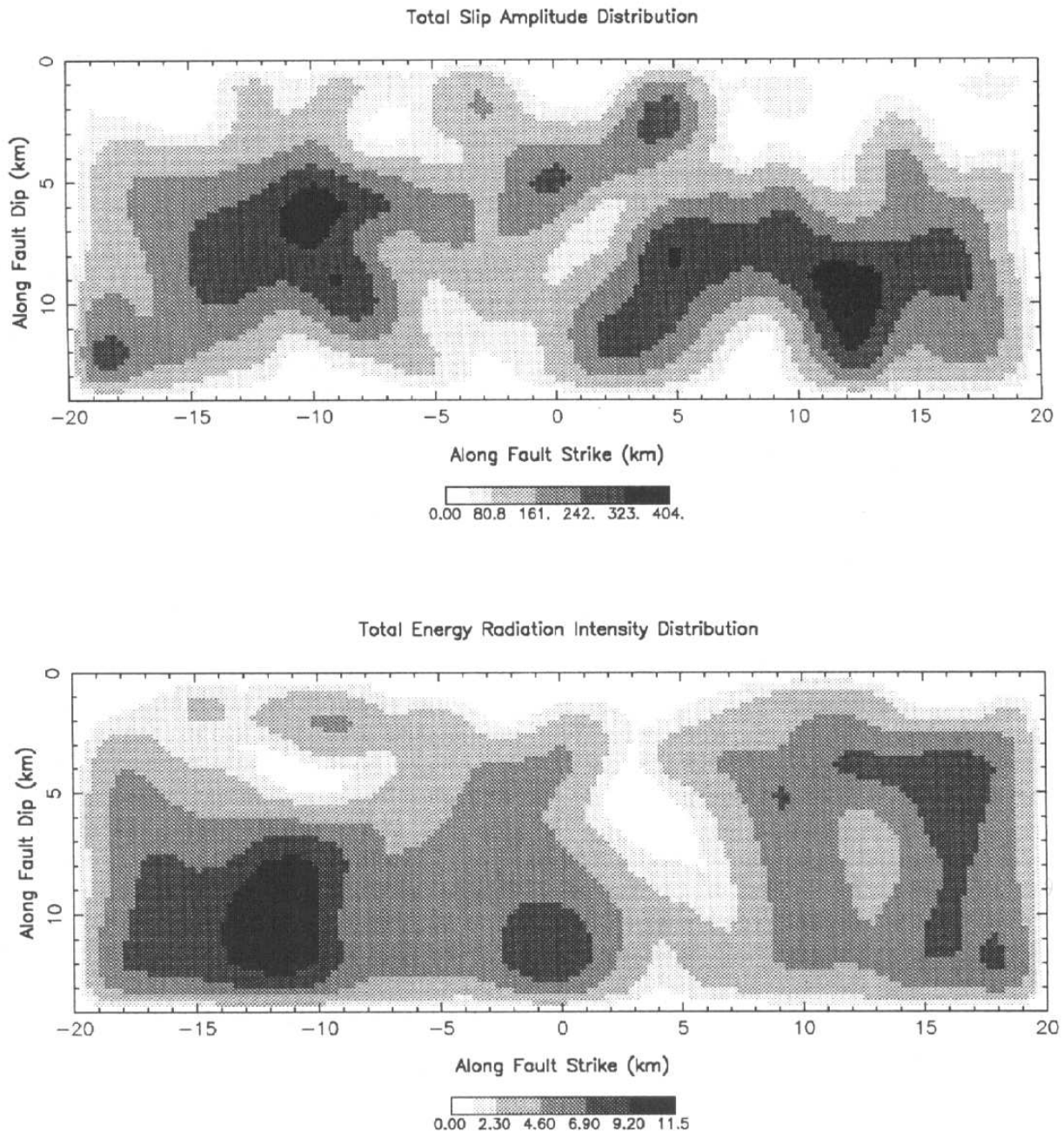


FIG. 8.1 – Séisme de Loma Prieta ($M_W = 7.1$, Californie, 17 octobre 1989). (haut) distribution de l'amplitude du glissement sur le plan de faille en centimètres. (bas) distribution de l'intensité des radiations hautes fréquences (cm km). L'hypocentre est localisé à la position 0 km selon la longueur de la faille et à la position 14 km selon la largeur de la faille (Zeng et al., 1993).

Nakahara *et al.* (1998) calculent l'enveloppe des fonctions de Green, coda comprise, à l'aide de la théorie du transfert radiatif en milieux diffus (Sato *et al.*, 1997) pour plusieurs bandes de fréquence d'une octave (1.0 – 2.0 Hz, 2.0 – 4.0 Hz, 4.0 – 8.0 Hz, 8.0 – 16.0 Hz). Pour chacune de ces bandes de fréquence ils imagent sur le plan de faille les radiations hautes fréquences du Séisme de Sanriku ($M_W = 7.7$, Japon, 28 décembre 1994). Les hautes fréquences sont principalement générées lors de l'arrêt de la rupture (Figure 8.2).

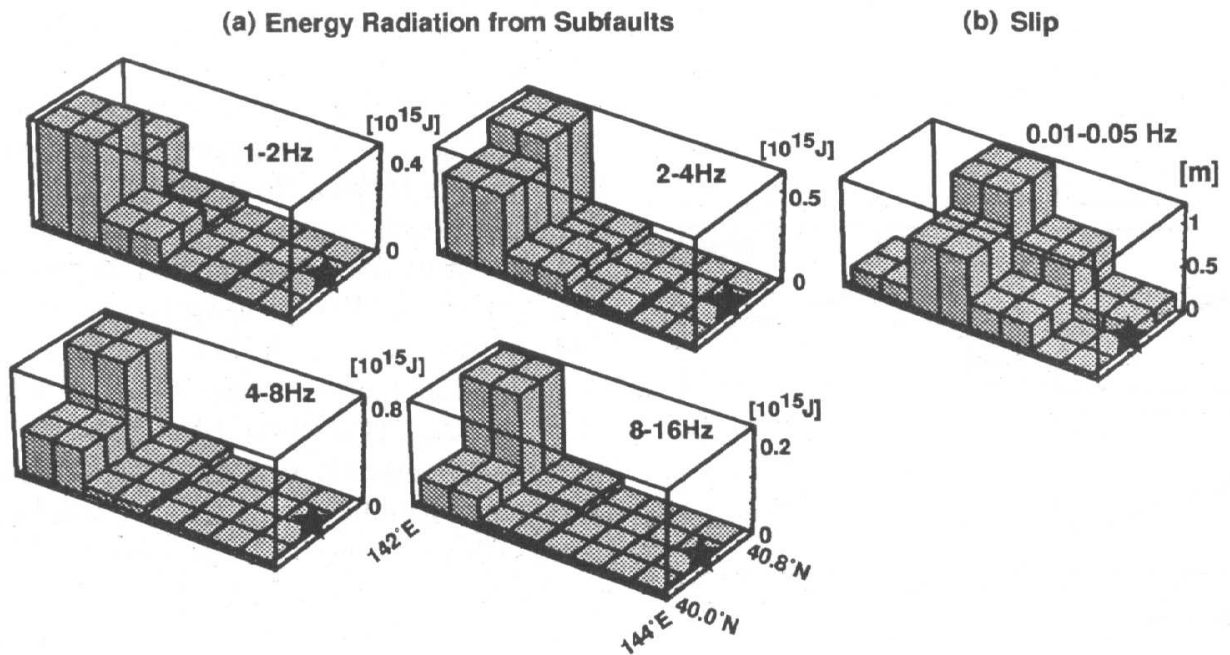


FIG. 8.2 – Séisme de Sanriku ($M_W = 7.7$, Japon, 28 décembre 1994). (a) radiation de l'énergie dans 4 gammes de hautes fréquences. la taille des sous-failles est d'environ $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$) (b) distribution de l'amplitude du glissement sur la faille. L'étoile indique le point où s'initie la rupture (Nakahara *et al.*, 1998).

8.3 Observations

En traitant les données sismologiques du séisme de Landers et plus particulièrement en analysant dans l'espace temps-fréquence les enregistrements près du séisme, nous nous sommes aperçus que les signaux n'étaient pas synchrones à toutes les fréquences et que la durée du signal variait en fonction de la gamme de fréquences considérées. Une partie de cette dispersion est due au fait que les ondes sismiques se propagent avec des vitesses différentes selon le type de vibration (longitudinales ou transversales) et que leur contenu fréquentiel est différent. La propagation dans le milieu modifie également la forme des signaux. Ces perturbations affectent plus particulièrement les ondes hautes fréquences qui sont sensibles aux hétérogénéités de faible taille.

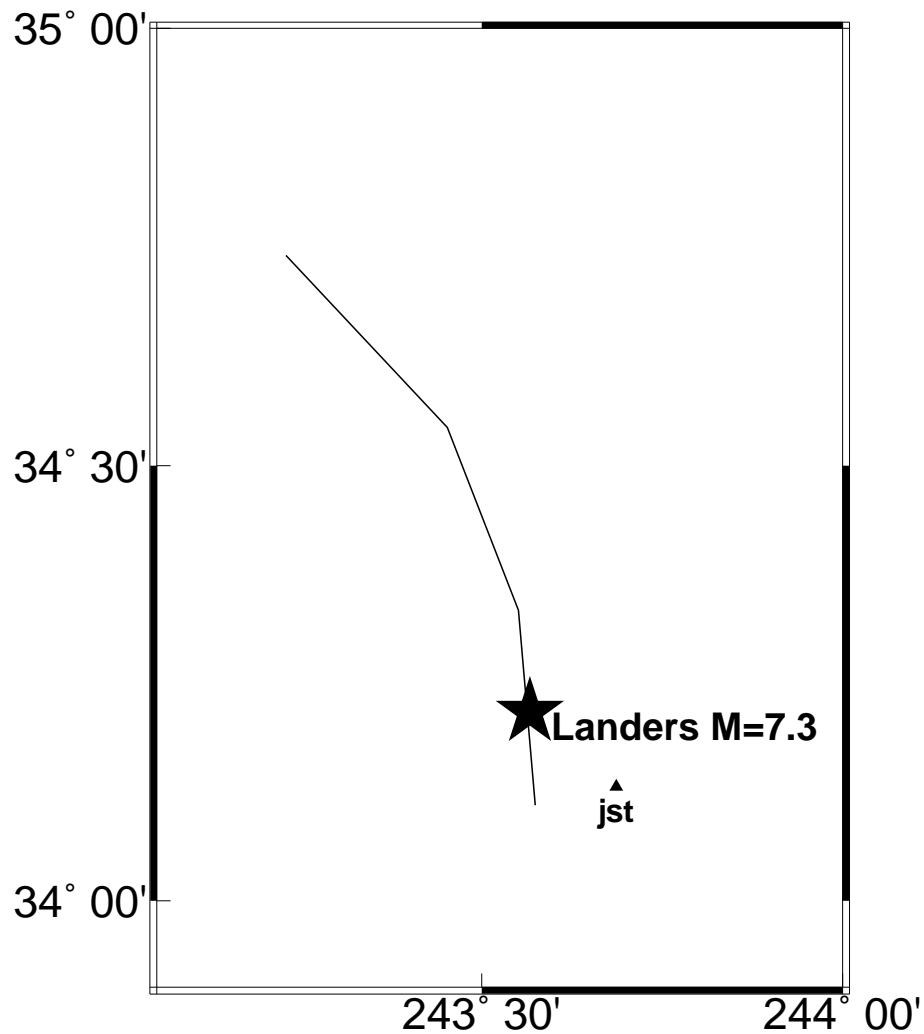


FIG. 8.3 – Localisation du séisme de Landers et de la station de Joshua Tree (*jst*). L'étoile situe la position de l'épicentre et les lignes noires représentent schématiquement la trace de la faille en surface. La rupture s'est propagée du sud vers le nord. La station de Joshua Tree est anti-directive et permet donc d'observer en détail les ondes générées par la source. Bien sûr les signaux observés sont également modifiés lors de la propagation dans le milieu.

Dans le cas du séisme de Landers, où le milieu est assez simple et pour lequel nous avons des stations de mouvement fort très près de la source, des caractéristiques concernant l'émission à la source peuvent être directement observées sur les sismogrammes. La Figure 8.3 montre la localisation de la station de Joshua Tree qui a enregistré le séisme de Landers en 1992. Comme nous l'avons montré au chapitre 6, le séisme de Landers s'est propagé du sud vers le nord avec une vitesse de rupture de l'ordre de 2.7 km s^{-1} . La station de Joshua Tree est idéalement placée (anti-directive) pour observer en détail les ondes générées par la source. Le séisme de Landers est composé principalement de 2 zones de fort glissement séparées de 25 à 30 km. Ces deux aspérités majeures sont clairement visibles dans les données enregistrées à la station de Joshua Tree (Figures 8.4, 8.5, 8.6) pour des

fréquences inférieures à 1 Hz . La durée apparente séparant ces deux principales arrivées basse fréquence est légèrement inférieure à 20 s . Cette durée est cohérente avec la distance entre les deux zones principales de fort glissement imagées au chapitre 6. On peut observer que le premier pulse basse fréquence est précédé par des ondes plus hautes fréquences (supérieures à 1 Hz) cette caractéristique est particulièrement visible sur la composante est (Figure 8.4). Par contre, en ce qui concerne le second pulse basse fréquence, nous observons la caractéristique inverse. Il apparaît que le second pulse basse fréquence est suivi d'arrivées d'ondes plus hautes fréquences. Cette observation peut être due au fait que, lors de l'initiation et de l'arrêt du séisme la vitesse de rupture varie énormément et cette variation génère des radiations hautes fréquences. Par contre dans les zones de fort glissement, la vitesse de rupture varie probablement de façon plus continue et les ondes émises sont surtout des basses fréquences correspondant à la forte chute de contrainte statique. Ces interprétations directes à partir de l'observation des données sont très délicates car des effets dus à la propagation des ondes jusqu'au récepteur, viennent se superposer à l'émission des ondes sur la faille. Cette interprétation est néanmoins en accord avec des modèles dynamiques et quasi-dynamiques (Madariaga, 1976; Madariaga, 1977; Campillo, 1983) qui montrent que des ondes hautes fréquences sont radiées à l'initiation et à l'arrêt de la rupture et lorsque la vitesse de rupture change brutalement.

Nous pouvons également remarquer, que la radiation haute fréquence ($> 5\text{ Hz}$) dure plus longtemps sur la composante verticale (Figure 8.6) que sur les composantes horizontales (Figure 8.4, 8.5). Cette observation est peut-être explicable par la complexité de la rupture à petite échelle comme par exemple des mouvements normaux à la faille.

Un modèle analogique en mousse, a permis de mettre en évidence des mouvements normaux à la faille (Brune *et al.*, 1990). L'excédent d'ondes P hautes fréquences observé sur des accélérogrammes du réseau de Guerrero peut être expliqué par des mouvements normaux à la faille (Castro *et al.*, 1991).

Les observations du séisme de Landers faites à la station de Joshau Tree confirment que les radiations hautes fréquences ne sont pas générées comme les basses fréquences. Localiser les zones où sont rayonnées les hautes fréquences par rapport aux régions où sont relâchées les contraintes statiques, analyser ce rayonnement hautes fréquences devrait permettre de mieux comprendre comment se développe la rupture sur la faille.

Il faut néanmoins remarquer que tous les séismes ne se développent pas forcément avec les mêmes caractéristiques. La complexité de la rupture sismique est probablement conditionnée par le contexte tectonique, le champ de contrainte initial, la géométrie de la faille, les propriétés du milieu et le frottement.

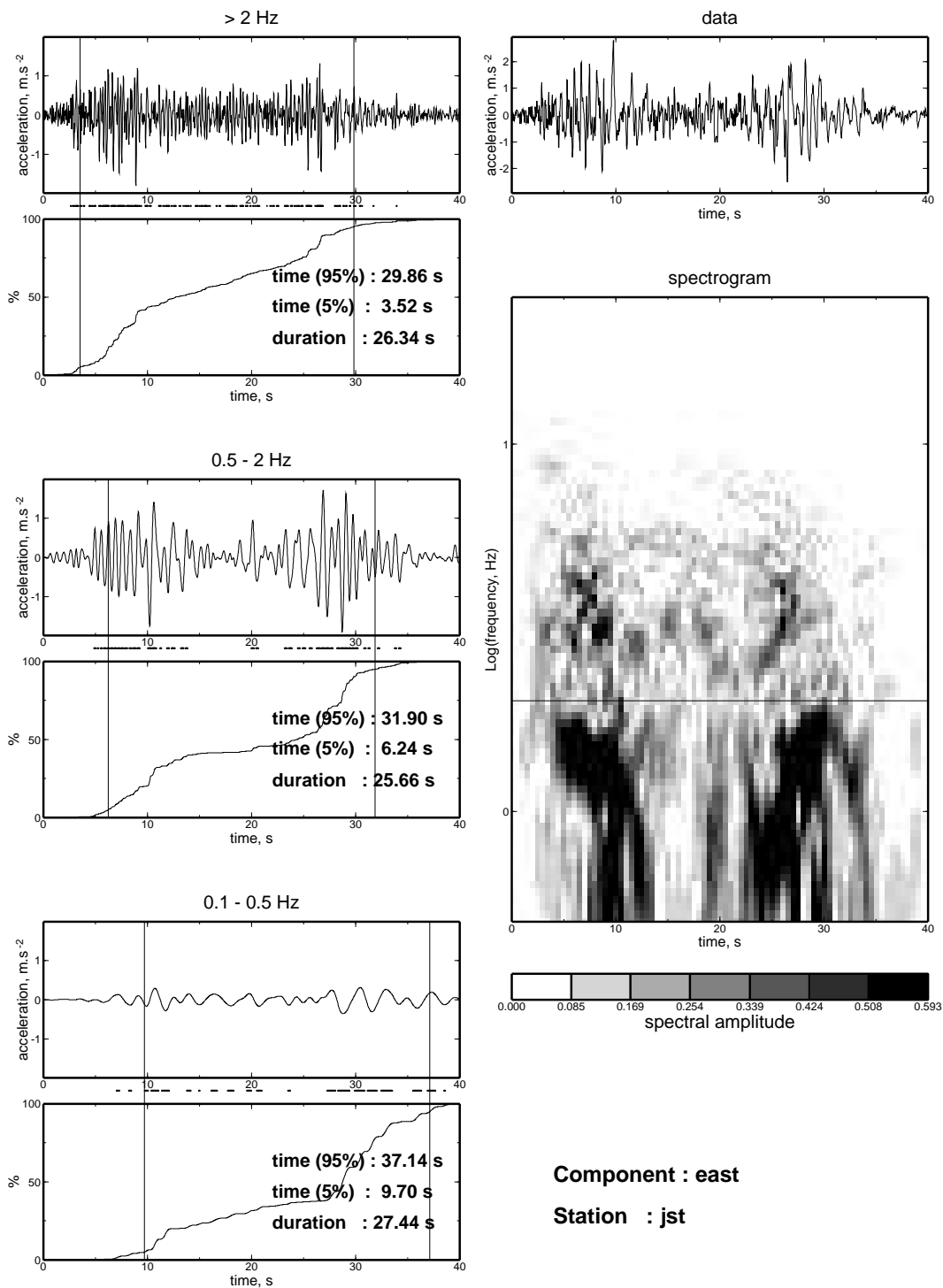


FIG. 8.4 – Représentation dans l'espace temps-fréquence de l'accélération du sol enregistrée à la station Joshua Tree, lors du séisme de Landers selon la composante Est. (figures de gauche) - accélérogrammes filtrés dans trois bandes de fréquence et intégrale normalisée de l'accélération au carré permettant de définir une durée d'émission. (figures de droite) - accélérogramme non filtré et spectrogramme (la ligne horizontale dans le spectrogramme se situe à 2 Hz).

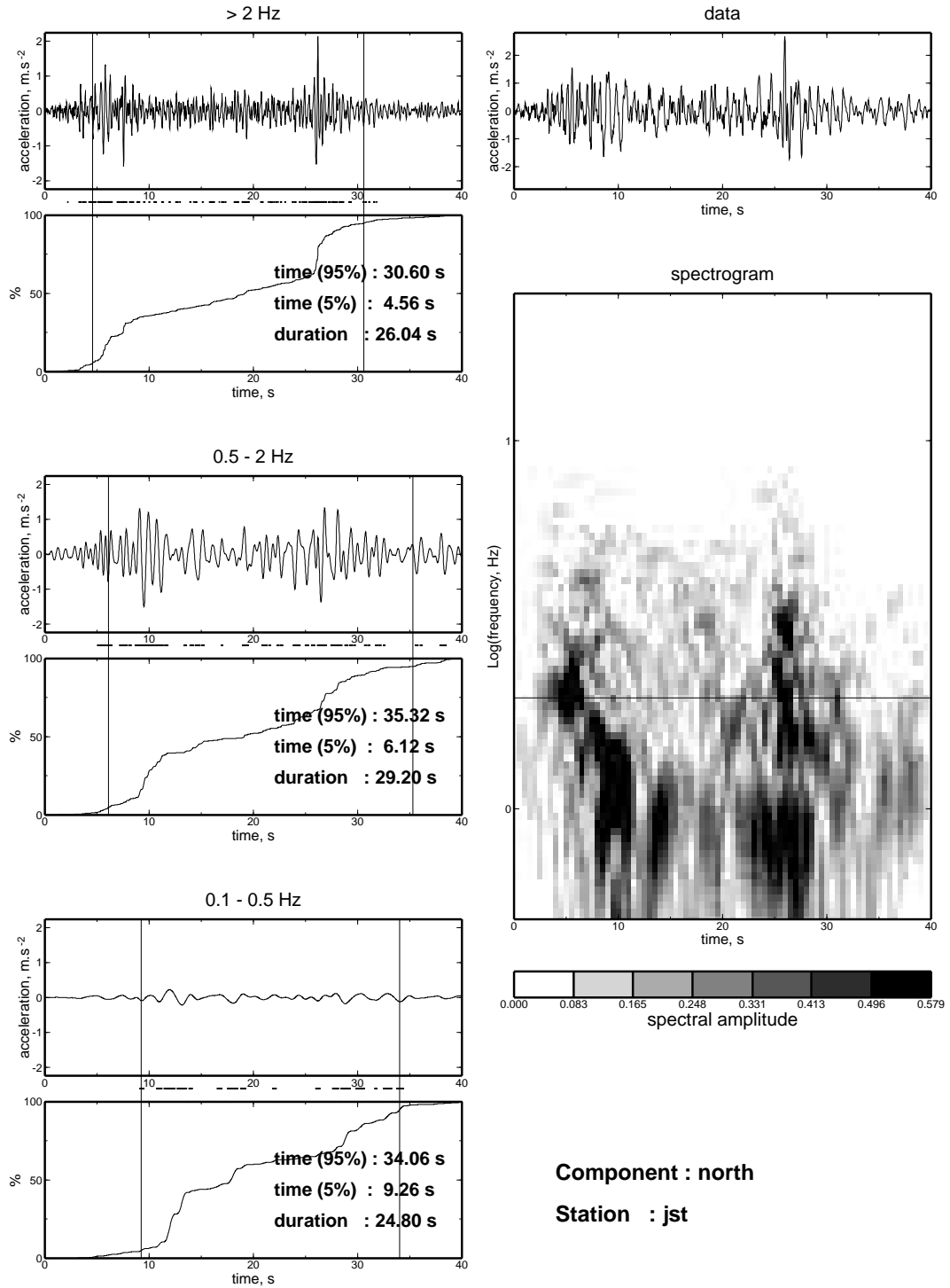


FIG. 8.5 – Figure identique à la précédente pour la composante Nord.

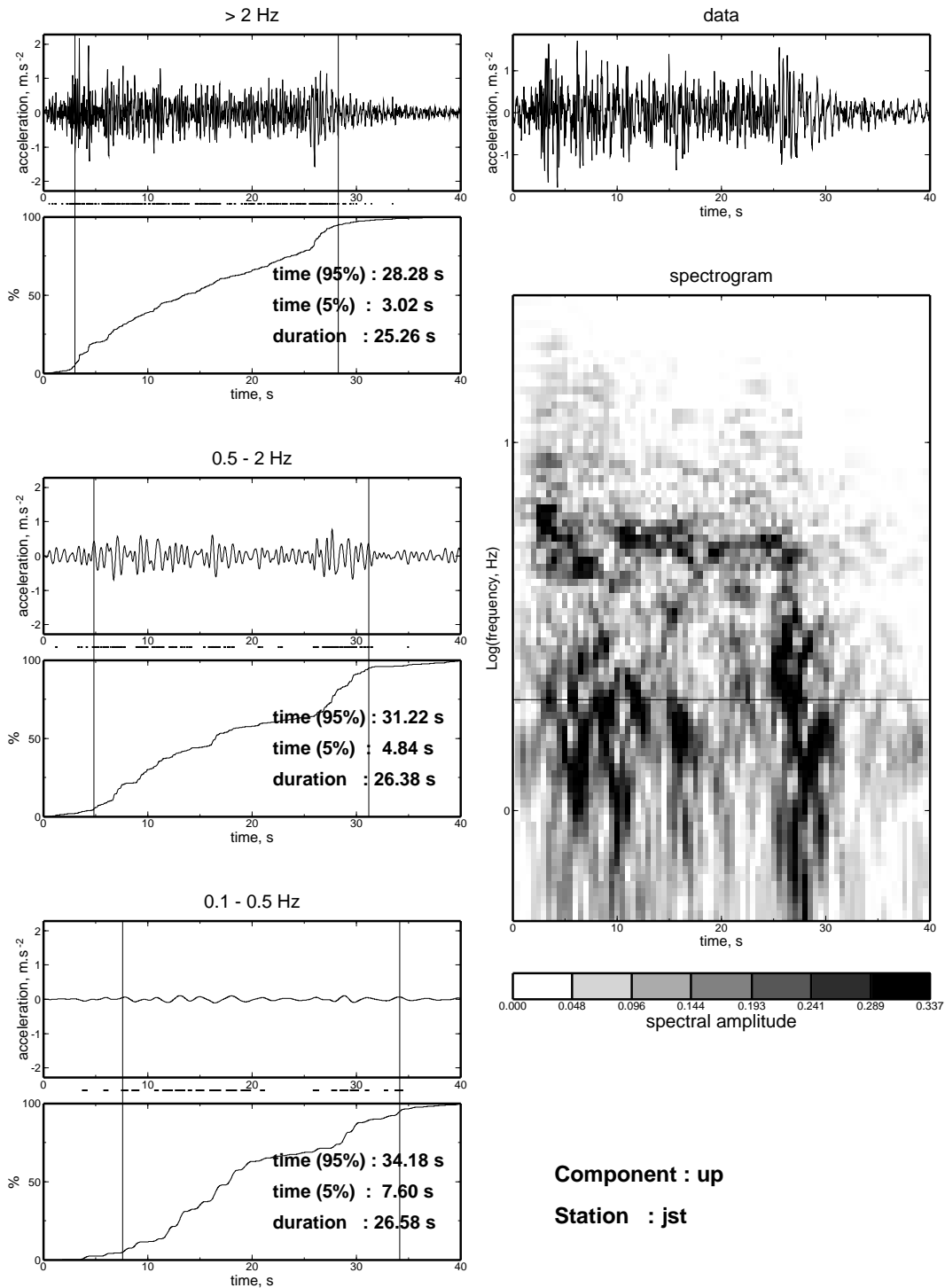


FIG. 8.6 – Figure identique à la précédente pour la composante Verticale.

8.4 Conclusion

La localisation des radiations hautes fréquences n'est pas aisée car à l'émission de la source viennent s'ajouter les perturbations dues au milieu. Néanmoins, nos observations, les modèles théoriques et la plupart des inversions des radiations hautes fréquences citées dans ce chapitre permettent de conclure que les fortes variations de la vitesse de rupture (par exemple l'initiation et l'arrêt) génèrent des radiations hautes fréquences. Il est également possible de générer des radiations hautes fréquences avec une cinématique simple et de fortes hétérogénéités de glissement sur le plan de faille. Malheureusement le manque de résolutions spatiales et temporelles des inversions statiques et cinématiques du glissement sur le plan de faille (voir partie III) ne permettent pas d'accéder aux causes de la complexité des radiations hautes fréquences. Il est possible qu'il se produise à petite échelle des mouvements normaux à la faille. La durée de la sollicitation sismique dépend de la bande de fréquence considérée. Donc pour les études de durée (voir chapitre 9), il faut filtrer le signal dans la bande utile pour les ingénieurs des structures ($0.5 - 10 \text{ Hz}$).

Chapitre 9

Caractérisation du mouvement sismique

9.1 Introduction

Après la caractérisation des séismes susceptibles de se produire près d'un site donné, la seconde étape de l'évaluation de l'aléa sismique pour les installations critiques, consiste à caractériser le mouvement sismique. Il existe actuellement différents moyens pour estimer les mouvements sismiques probables, produits par un séisme de taille donnée survenant à une certaine distance d'un site considéré. On peut les classer selon trois types d'approches : empirique, semi-empirique et théorique. L'approche empirique repose sur des lois d'atténuation reliant les grandeurs caractéristiques des mouvements du sol à la magnitude et à la distance. Ces lois sont définies à partir de bases de données d'accélérométrie. Cette approche présente un certain nombre d'inconvénients comme la prise en compte grossière des conditions de site et l'obtention d'estimations peu fiables en champ proche. La méthode théorique est basée sur des développements purement numériques et suppose une bonne connaissance des conditions de site. L'approche semi-empirique consiste à simuler un gros séisme, en un lieu donné, à partir d'enregistrements d'un ou de plusieurs événements plus petits (fonctions de Green empiriques) situés au même endroit.

9.2 Les modèles théoriques et semi-empiriques

Les modèles cinématiques simples ne permettent pas de générer le contenu haute fréquence des sismogrammes. Pour palier à ce défaut des modèles prenant en compte la complexité du développement de la rupture ont été développés. La complexité des enregistrements réels peut être due à la cinématique très changeante du front de rupture (Campillo *et al.*, 1989). Des modèles composites formés d'un agrégat de sources secondaires

(hypothèse de self-similarité) permettent aussi de générer des signaux réalistes.

Parmi ces modèles composites, on citera les modèles à aspérité (Lay et Kanamori, 1985), et à barrières (Papageorgiou et Aki, 1983) pour lesquels l'hétérogénéité de la rupture se développe grâce à des zones de résistance au glissement, ou au contraire des zones de forte accumulation de contrainte.

De nombreux modèles, basés sur l'utilisation de fonctions de Green empiriques (enregistrement de petits séismes ayant lieu au même endroit que le séisme à simuler) ou utilisant des fonctions de Green purement numériques, ont été développés.

L'approche purement numérique nécessite une très bonne connaissance du mécanisme à la source du séisme et de la structure géologique de la zone étudiée. Ces données sont parfois difficilement accessibles.

Zeng *et al.* (1994) utilisent des fonctions de Green numériques et des sous-événements ayant une distribution de taille qui suit une loi puissance, répartis aléatoirement sur la faille (Figure 9.1).

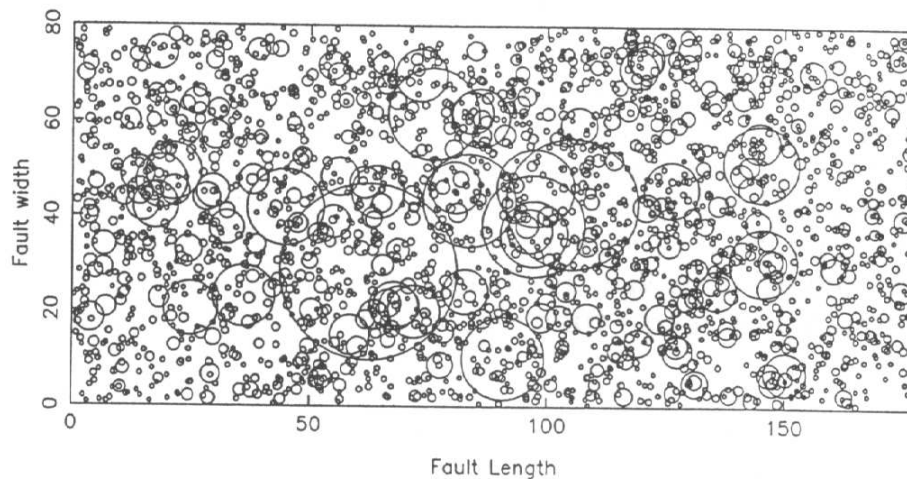


FIG. 9.1 – *Modèle composite permettant de générer des mouvements forts (amplitude, durée, spectre de Fourier) réalistes. La figure montre la distribution de 10 % des sous-événements sur la faille pour une simulation. La distribution de taille des sous-événements suit une loi puissance. Chaque sous-événement génère un pulse de Brune à un temps déterminé par une vitesse de rupture constante à partir de l'hypocentre (Zeng et al., 1994).*

Herrero et Bernard (1994), ont proposé de décrire la rupture sur la faille avec un modèle dont l'amplitude du spectre du glissement sur le plan de faille décroît en k^{-2} (k étant le nombre d'onde spatial). Ce modèle (Figure 9.2) produit une décroissance en ω^{-2} du spectre en déplacement à haute fréquence. Bernard *et al.* (1996) ont étudié les effets de directivité liés aux variations de la vitesse de rupture. Berge-Thierry *et al.* (1998) ont fait une simulation du séisme de Kobé à l'aide d'un modèle de source en k^{-2} , d'un

demi-espace à stratification plane et ont pris en compte les effets non-linéaires près du site.

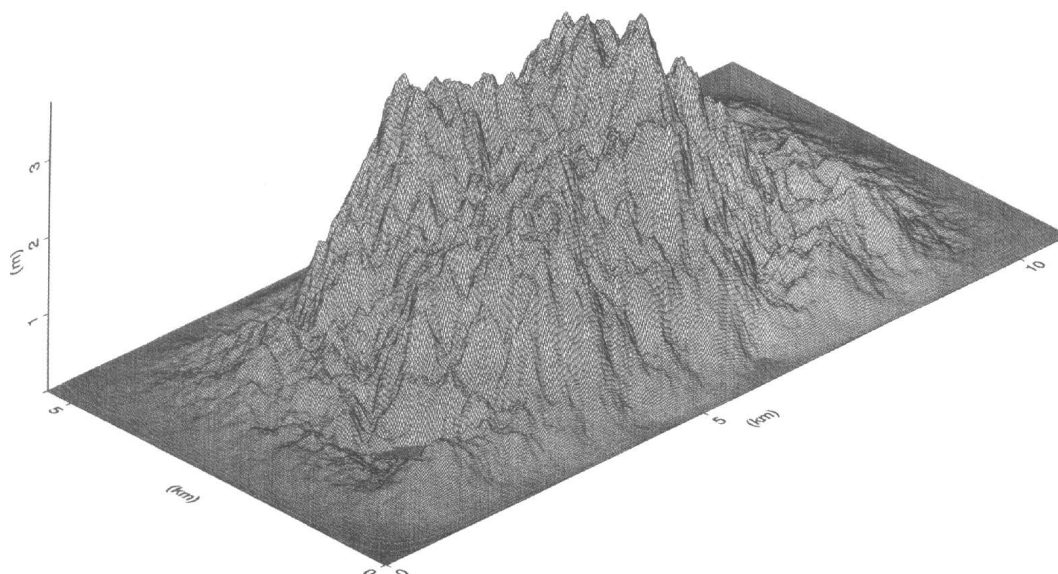


FIG. 9.2 – Exemple de distribution de glissement satisfaisant le modèle en k^{-2} . Ce modèle, associé à une rupture cinématique simple permet de générer un spectre en déplacement ayant une décroissance en ω^{-2} (Herrero et Bernard, 1994).

L'approche semi-empirique, permet d'exploiter les informations contenues dans l'enregistrement de petits séismes pour modéliser des mouvements plus forts. Cette méthode, dite des fonctions de Green empiriques, a été proposée par Hartzell (1978). Elle présente l'avantage d'utiliser des fonctions de Green qui contiennent déjà l'information de la réponse du sol, ainsi que la propagation des ondes entre la source et le récepteur. Il ne reste ensuite plus qu'à simuler le gros séisme à partir d'un ou de plusieurs événements plus petits en se basant sur des hypothèses de self-similarité.

Pour qu'un petit séisme puisse être utilisé comme une fonction de Green empirique, il faut qu'il se trouve sur le plan de faille du séisme à simuler et qu'il ait le même mécanisme. Le principal défaut de cette approche est dû au fait que la fonction de Green est déplacée sur le plan de faille, sans correction du diagramme de radiation qui varie fortement en champ proche.

Irikura (1983) utilise des fonctions de Green empiriques pour simuler les mouvements forts lors de gros séismes.

Pavic *et al.* (2000) ont effectué une étude de sensibilité afin de tester la validité de la méthode des fonctions de Green empiriques.

9.3 Les lois d'atténuation

Les bases de données d'accélérométrie permettent de définir des lois empiriques. Ces lois relient des grandeurs caractéristiques du mouvement du sol à la magnitude du séisme et à la distance source-site. Parmi les nombreuses lois empiriques publiées, reliant le spectre de réponse à la distance et à la magnitude, on peut citer Caillot et Bard (1993), Ambraseys *et al.* (1996a), Abrahamson et Silva (1997), Boore *et al.* (1997), Campbell (1997) et Cotton *et al.* (1999).

Ces lois, même si elles ne permettent pas de donner de façon précise la forme du mouvement sismique, fournissent néanmoins, par le biais d'écart-type autour des courbes moyennes, des enveloppes raisonnables. Ces lois empiriques sont actuellement utilisées pour caractériser le mouvement sismique à prendre en compte pour l'évaluation de l'aléa sismique des installations critiques.

9.4 Détermination empirique de la durée du mouvement sismique

La durée apparente d'un séisme en un lieu donné est un paramètre qui est de plus en plus demandé par les ingénieurs pour dimensionner les structures qu'ils étudient (calculs dynamiques non-linéaires). En effet pour ces calculs il faut non seulement prendre en compte l'amplitude de la sollicitation sismique qui est fournie par le spectre de réponse, mais aussi la durée de cette sollicitation.

A partir de bases de données européennes et californiennes, il nous est possible par simple régression d'estimer la durée d'un sismogramme pour une distance et une magnitude donnée. La dispersion des données enregistrées près de la source pour des événements de forte magnitude est grande et l'estimation de la durée difficile. Pourtant, le fort séisme proche est un séisme très pénalisant que l'on est souvent amené à prendre en compte dans l'évaluation de l'aléa sismique.

En champ proche, les effets dus à l'orientation des failles et au développement dynamique de la rupture sur celles-ci (directivité, radiation haute fréquence) influent énormément sur la forme et la durée du signal. Les enregistrements de champ proche montrent une grande variabilité (amplitude, durée) et de simples régressions ne permettent pas de les décrire. Il faut donc étudier les phénomènes physiques qui ont une influence sur le contenu fréquentiel et la durée des signaux de champ proche, afin de faire des simulations, pour ensuite considérer les cas les plus pénalisants.

Empirical determination of the ground shaking duration due to an earthquake using strong motion accelerograms for engineering applications

B. Hernandez, F. Cotton

2254/4/A, 12th World Conference on Earthquake engineering, 2000.

Summary

Strong motion duration is an important parameter for failure of construction under the load of a seismic solicitation. As a consequence, the seismic hazard assessment requires the prediction of the ground shaking duration. We present, in this proceeding, a preliminary empirical model for strong motion duration derived from a Californian and Italian horizontal accelerometric database. This model predicts the mean ground motion duration as a function of earthquake magnitude, distance and soil category. The relationship is empirical and the complexity of the source process is not taken into account. As a consequence this model can not be used for source-site distance less than the fault length. In near-field, and also when the medium is very complex, only a good knowledge of the fault geometry and a direct model approach is efficient to take into account the directivity and in some cases the non linear effects, as shown by Berge-Thierry *et al.* (1998) for the 1995 Kobe earthquake. However, in the far field approximation (when the source to site distance is greater than the fault length) we can use this empirical relationships to predict the mean values of the ground shaking which is an important parameter for seismic hazard assessment.

9.4.1 Introduction

Apparent seismic duration for the French Fundamental Safety Rule

The French Fundamental Safety Rule (Rapport DES, 1998) for the standard nuclear installation design is deterministic. The analysis mainly based on historical seismicity and seismotectonic consists to determine the most aggressive probable earthquakes. The spectra associated to these earthquakes are computed using attenuation laws (Caillot et Bard, 1993; Ambraseys *et al.*, 1996a; Ambraseys *et al.*, 1996b; Campbell, 1997; Boore *et al.*, 1997). Recent research results, concerning paleoseisms or duration of the strong ground motion for example, are now included in the new French Fundamental Safety Rule. As far as the ground shaking duration is concern, it is important to be aware that there are a number of situations in which the response of the installation depends very strongly not only on the amplitude of the ground acceleration but also the number of cycles. As a consequence, in addition to the response spectra, it is necessary to give to

the structural engineers the effective duration of an earthquake at the considered site to allow complete structural studies.

Duration estimation from strong motion

The effective duration evaluation for a given magnitude and distance between the source and the site is not easy. Therefore, this parameter is not yet taken into account in most of the seismic safety codes. The number of available data is now increasing and offers the possibility to study the strong ground motion duration for various tectonic contexts. In this paper, we present a preliminary empirical model for strong ground motion duration derived from horizontal Californian and Italian strong motion data. This empirical model predicts the mean value of the duration as a function of source magnitude and distance and soil conditions and can be used for the seismic hazard assessment. It is important to be aware that in near-field, this simple model is useless, and only a good knowledge of the fault geometry and a complete direct model is efficient to take into account the complex source radiation pattern and directivity. The 3-D complexity of the media, between the earthquake source and the site, also perturbs the ground motion duration and needs the use of more complete and deterministic models.

9.4.2 Strong ground motion database

Seismotectonic context

The first step of our empirical model consists in selecting the data. In France, the low seismic activity does not allow to derive empirical laws using too rare strong motion records, so that we considered a mixed American and Italian strong motion database. Considering data from other countries was the unique possibility to obtain a quite homogeneous distribution of earthquakes in terms of magnitude and site to event distance. In the future with the increase of strong motion networks and the opening of several database to public we plan to use more data coming from European shallow earthquake (more in accordance with the seismotectonic context we have to consider in France).

Data selection

In order to get a good (Magnitude, Distance) distribution of events, we mixed different data sets. Nevertheless, to avoid any bias due to very particular geodynamical condition, we systematically excluded events whose depth was greater than 30 km (the French metropolitan seismicity is shallow). The magnitude used is the local magnitude for magnitude less than 6 events and the surface wave magnitude for the larger earthquakes

because the local magnitudes saturate for moment magnitudes larger than 6.5. The distance considered is the closest distance between the fault and the site. The (Magnitude, Distance) couples of the Californian and Italian horizontal accelerograms used are listed in Table 9.1.

9.4.3 Definition of strong ground motion duration

Generic definitions

There is no universal accepted definition for apparent strong ground motion duration due to an earthquake. A large number of researchers have proposed definitions of earthquake strong ground motion duration over the last three decades. These definitions are reviewed in chronological order by (Bommer et Martinez-Pereira, 1999) and classified according to four generic groups («bracketed duration», «uniform duration», «significant duration» and definitions based on the response of structure to earthquake loading).

Definition based on Arias Intensity

In our study, the apparent duration calculation is based on the accumulation of energy in the accelerogram represented by the integral of the square of the ground acceleration. This definition is related to the Arias intensity, (Arias, 1970) and is classified in the «significant duration» group. As shown in Figure 9.3, the data are first band pass filtered between 0.5 and 10 Hz. At lower frequency, sites effect can modify the expected duration and at higher frequencies we can observe some scattering. This frequency range, is also, the one considered for engineering applications. The significant duration is defined as the interval between the times at which 5 % and 95 % of the Arias intensity is attained (Trifunac et Brady, 1975; Dobry *et al.*, 1978). This definition has the advantage that it considers the entire accelerogram and defines a continuous time windows in which the motion can be considered as being strong.

9.4.4 Empirical model for strong motion duration

Influence of the rupture process development on the apparent duration

The fault geometry (length, width, dip and strike) and the spatio-temporal development of the rupture (slip rake, rupture velocity, directivity and rise time) are generally complex and a priori unknown. Unfortunately, these parameters have a strong influence on the ground motion shape and duration especially close to the source. The near field data may be used precisely to study the kinematic development of the source process (Hernandez *et al.*, 1999). It is very difficult to incorporated these kinematic effects in a

TAB. 9.1 – *List of the 272 accelerograms used in this study. For each couple (earthquake, station) we use the 2 horizontal components of the strong ground motion stations. These data come from California (163 records) an Italy (109 accelerograms). *For these couples only one horizontal component is available or used.*

California			California			Italy		
Earthquake	M	D, km	Earthquake	M	D, km	Earthquake	M	D, km
Petrolia	7.1	1.0	Loma Prieta	6.9	25.4	Friuli	5.0	20.0
Coyote lake	5.8	9.1	Loma Prieta	6.9	27.8	Friuli	6.0	17.0
Loma Prieta	6.9	10.5	Loma Prieta	6.9	42.4	Friuli	6.0	13.0
Loma Prieta	6.9	42.7	Loma Prieta	6.9	56.3	Friuli	6.0	13.0
Loma Prieta	6.9	29.9	Loma Prieta	6.9	20.0	Friuli	5.4	10.0
Loma Prieta	6.9	67.6	Loma Prieta	6.9	46.4	Basso	5.6	31.0
Landers	7.3	51.3	Loma Prieta	6.9	6.9	Campano*	6.8	44.0
Landers	7.3	41.9	Loma Prieta	6.9	50.9	Campano	6.8	51.0
Petrolia	7.1	35.8	Loma Prieta	6.9	36.1	Campano	3.8	42.0
Petrolia	7.1	13.7	Loma Prieta	6.9	61.6	Campano*	4.4	32.0
Petrolia	7.1	1.0	Loma Prieta	6.9	49.9	Umbria	5.0	34.0
Petrolia	7.1	32.6	Loma Prieta	6.9	27.0	Lazio	5.1	46.0
Parkfield*	6.1	6.6	Loma Prieta	6.9	8.6	Lazio	5.1	33.0
Parkfield	6.1	9.3	Loma Prieta	6.9	1.0	Lazio	5.1	55.0
Parkfield	6.1	13.0	Loma Prieta	6.9	12.1	Lazio*	5.0	22.0
Parkfield	6.1	17.3	Loma Prieta	6.9	14.0	Lazio	5.1	26.0
Parkfield	6.1	16.1	Loma Prieta	6.9	15.8	Friuli*	4.1	11.0
San Fernando	6.6	25.7	Loma Prieta	6.9	11.7	Friuli	6.0	17.0
San Fernando	6.6	19.6	Loma Prieta	6.9	21.7	Basso	5.6	40.0
San Fernando	6.6	17.1	Loma Prieta	6.9	19.6	Basso	5.6	27.0
San Fernando	6.6	60.7	Loma Prieta	6.9	24.3	Norcia	5.5	7.0
Coyote Lake	5.8	5.3	Loma Prieta	6.9	57.7	Campano	6.8	27.0
Coyote Lake	5.8	3.7	Loma Prieta	6.9	31.4	Campano*	6.8	38.0
Coyote Lake	5.8	1.2	Loma Prieta	6.9	12.5	Campano	4.7	15.0
Imperial Valley	6.5	1.3	Loma Prieta	6.9	63.2	Campano	3.9	13.0
Imperial Valley	6.5	7.5	Loma Prieta	6.9	13.2	Campano*	3.9	18.0
Imperial Valley	6.5	14.0	Loma Prieta	6.9	38.7	Campano	4.7	15.0
Imperial Valley	6.5	18.0	Landers	7.3	37.7	Campano	3.9	13.0
Imperial Valley	6.5	23.0	Landers	7.3	65.0	Campano	4.7	16.0
Imperial Valley	6.5	22.0	Landers	7.3	22.5	Campano	4.7	16.0
Imperial Valley	6.5	26.0	Landers	7.3	54.9	Campano*	3.9	15.0
Imperial Valley	6.5	2.6	Landers	7.3	11.3	Campano	4.7	16.0
Imperial Valley	6.5	8.5	Landers	7.3	27.7	Campano	3.9	15.0
Imperial Valley	6.5	10.6	Landers	7.3	26.3	Campano	3.2	30.0
Imperial Valley	6.5	22.0	Italy			Campano	4.4	29.0
Imperial Valley	6.5	16.0	Earthquake	M	D, km	Campano	3.2	30.0
Imperial Valley	6.5	6.8	Ancona*	4.7	19.0	Campano*	4.4	29.0
Imperial Valley	6.5	4.0	Ancona	4.2	23.0	Campano	4.6	10.0
Imperial Valley	6.5	0.6	Ancona	4.0	27.0	Campano	4.6	11.0
Imperial Valley	6.5	3.8	Friuli	5.3	10.0	Campano	4.7	15.0
Imperial Valley	6.5	8.5	Friuli	5.3	13.0	Campano*	5.0	17.0
Imperial Valley	6.5	12.6	Friuli	4.1	16.0	Umbria	5.0	31.0
Imperial Valley	6.5	5.1	Friuli	4.1	11.0	Umbria	5.0	19.0
Kern County	7.4	109.0	Friuli*	4.5	44.0	Umbria	5.0	20.0
Kern County	7.4	42.0	Friuli	4.0	23.0	Lazio	5.1	17.0
Kern County	7.4	85.0	Friuli	4.6	9.0	Lazio	5.0	11.0
Kern County	7.4	107.0	Friuli	4.6	12.0	Lazio	4.3	12.0
Loma Prieta	6.9	27.5	Friuli	6.0	11.0	Lazio	4.2	20.0

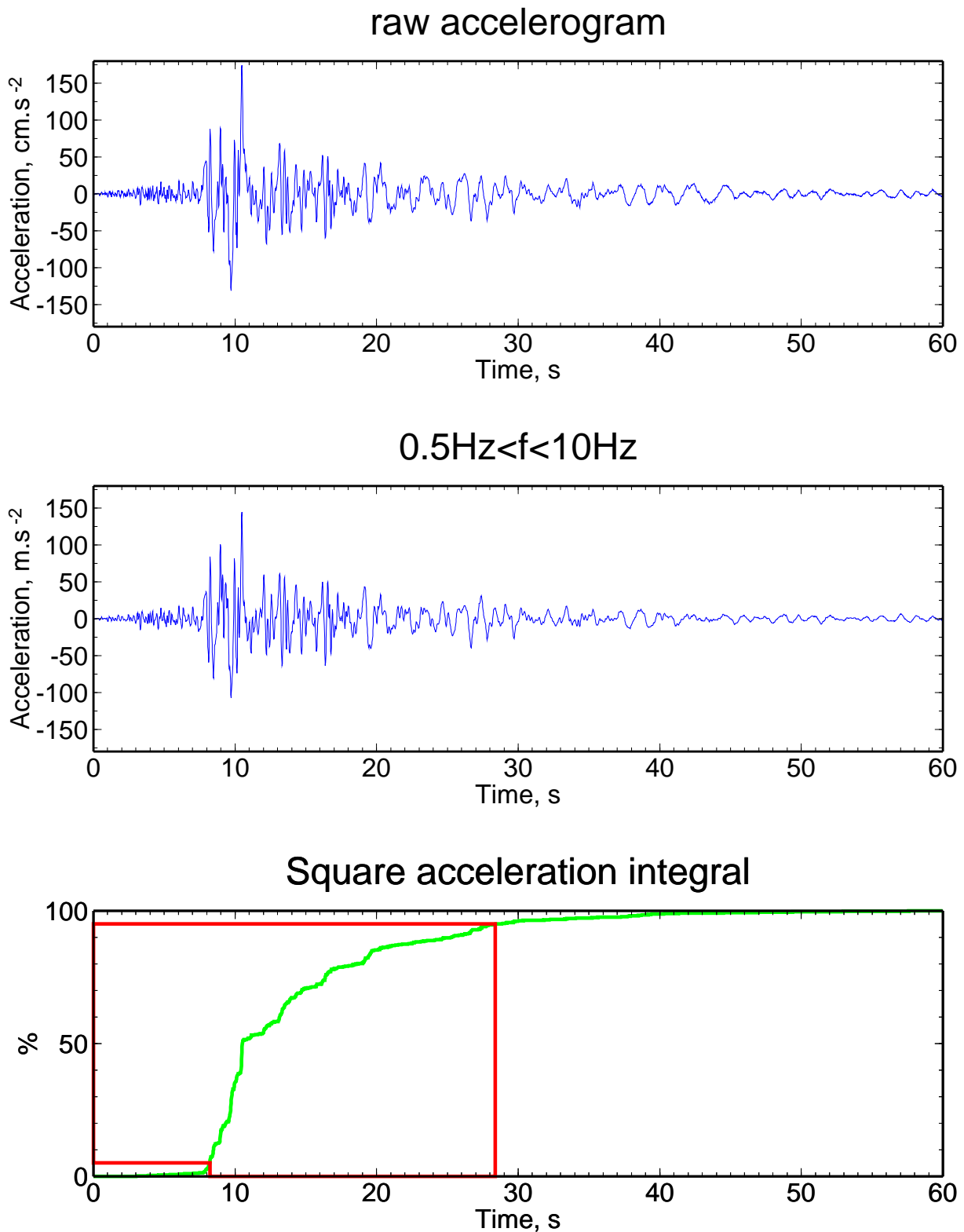


FIG. 9.3 – Duration calculation: The raw strong ground motions are first band pass filtered between 0.5 Hz and 10 Hz. The Duration is defined as the interval between the time at which 5 % and 95 % of the total integral of acceleration squared is attained.

simple model, as a results, the empirical relationship, we chose depends only on magnitude and site distance and site condition.

Duration versus magnitude distance and soil type

The duration of the earthquake signal grows with distance due to different wave propagation velocities and multiply reflected and refracted arrivals, and this is reflected in the duration distribution of the data as a function of distances represented by dots in Figure 9.4. The duration of the strong ground motion is closely related to the duration of the fault rupture. If a constant rupture velocity is assumed, and if the rise time is neglected, the moment magnitude is proportional to the logarithm of the size of the fault on which the rupture progression is linear. As a consequence we can derive a proportionality between rupture duration and moment magnitude. The site condition are incorporating through a dichotomous variable (rock or soil) as in (McGuire et Barnhard, 1979; Papazachos *et al.*, 1992). The general form of the empirical model used in this present study is:

$$\log(\textit{Duration}) = a + b \textit{Magnitude} + c \log(\textit{Distance}) + d \textit{Soil} \quad (9.1)$$

where \log is the natural logarithm; *Duration* is the significant duration in seconds; *Magnitude* is the local magnitude for magnitude less than 6 events and the surface wave magnitude for the greater events; *Distance* is the closest distance between the fault and the site; and *Soil* is equal to 1 if the S-wave velocity of the site is less than 750 m/s and 0 if it is a rock site. a , b , c and d are the empirical coefficient of the model for the frequency range (0.5 - 10 Hz). Some studies, such as Trifunac et Brady (1975) considered three categories (rock and stiff and soft soils). Caillot (1992) studied the influence of site effects on duration in different frequency bands.

Values of the model parameters

The parameters a , b , c , and d are constrained using an ordinary one step multilinear least-squares inversion scheme. The values of the model parameters are given in Table 9.2. The data and the model's predictions are shown in Figure 9.4 (dots for the duration derived from data and stars for the corresponding duration predicted (Equation refwcee:e1) with the empirical model). The d value is positive, as a consequence the soil increase the duration of the strong ground motion.

Error estimation on the duration prediction

Close to the source, there is a large discrepancy between the empirical model and the data mainly ascribed to the fault geometry and the rupture directivity effects which

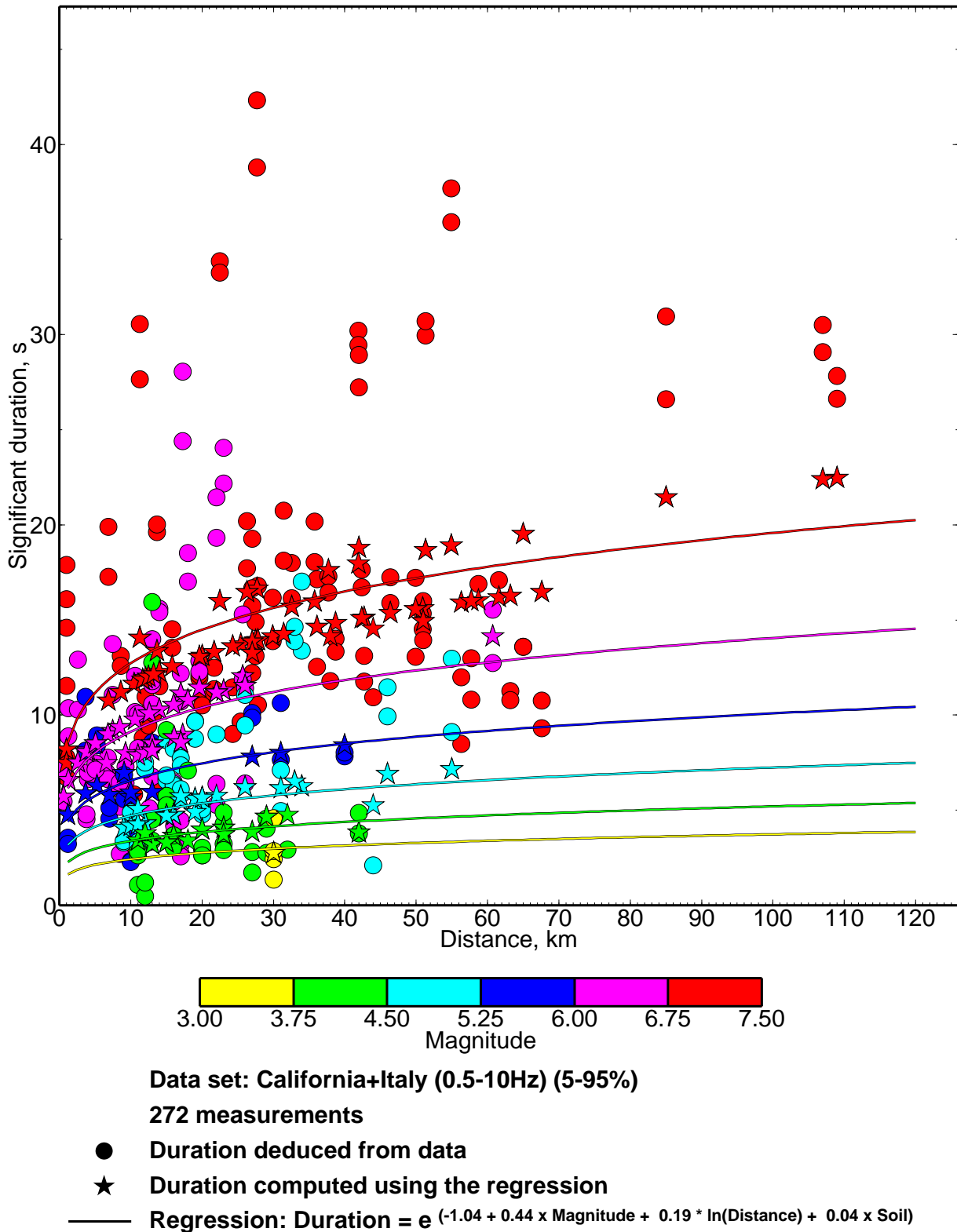


FIG. 9.4 – Empirical model for Strong Ground Motion Duration. The lines correspond to the graphic representation of the empirical relationship (duration versus distance) corresponding to the magnitude of the middle of the colour bar classes. The dots corresponds to the duration derived from data. The stars corresponds to the duration computed using the empirical model (Equation 9.1) and magnitude and distance of the data (Table 9.1).

TAB. 9.2 – *Model parameters of the empirical model (Equation 9.1) derived from the 272 Italian and Californian accelerograms, and standard deviation of the relationship.*

Frequency band	a	b	c	d	σ
0.5 - 10 Hz	-1.04	0.44	0.19	0.04	0.48

are not taken into account in the empirical relationship. The standard deviation of the regression (last column in Table 9.2) is of the order of the influence of one order in magnitude on the predicted duration. The standard deviation on the duration computed for the 272 data is equal to 5.4 s. This scatter is due to the simplicity of the model used which only take into account magnitude, and site distance and conditions. Nevertheless this relationship predict an average value of the expected duration due to an earthquake for which we know the magnitude and the site distance and conditions; and thus can be used as an element of the seismic hazard assessment.

9.4.5 Conclusions

We have presented the preliminary results of an empirical duration empirical model based on a mixed Californian and Italian strong motion database. This empirical relationship can be used to predict the average ground shaking duration due to an earthquake, giving the magnitude and the site distance and conditions. The kinematic of the rupture have not been taken into account indeed the duration can vary strongly depending on the rupture directivity especially close to the source. Nevertheless, our relationship predicts an average value of the expected duration due to an earthquake and can be used as an element of the seismic hazard assessment. Close to the source only a good knowledge of the fault geometry and a direct model approach is efficient to take into account the directivity and in some cases the non linear effects, as shown by Berge-Thierry *et al.* (1998) for the 1995 Kobe earthquake. It is also important to notice that for equal energy, short shaking duration (directive sites) present a greater hazard than long ground acceleration duration (anti directive sites). This preliminary model is to be improved. We shall collect more data to have a more homogeneous (distance, magnitude distribution) and in order to be more in accordance with the French seismotectonic context. We shall test the sensitivity of the results using different inversion techniques (global inversion, L1 norm minimisation instead of the classical least squares one). We also plan to use a two step regression (Joyner et Boore, 1981; Fukushima et Tanaka, 1992) in order to avoid the dependence between the magnitude and the distance.

Acknowledgements

We particularly thank Frédéric Moinet and Jean-Christophe Gariel for the construction of the mixed Californian and Italian database.

9.5 Conclusion

Actuellement la caractérisation des mouvements sismiques à prendre en compte, pour les installations à risque, repose sur des lois d'atténuation. Ces lois empiriques sont définies à partir de bases de données d'accélérométrie. Outre le spectre de réponse, les ingénieurs ont besoin de la durée du mouvement sismique pour tester les structures.

Les modélisations purement numériques (Zeng *et al.*, 1994; Herrero et Bernard, 1994; Berge-Thierry, 1997) ou à l'aide de fonctions de Green Empiriques (Bour, 1993; Lachet, 1996) sont des alternatives à ces lois d'atténuation. Ces méthodes permettent de produire une simulation du mouvement sismique susceptible d'être enregistré dans l'éventualité d'un fort séisme.

Conclusion générale

Le lecteur pourra se reporter aux différents chapitres pour lire les conclusions relatives à chacune des études.

Résumé des principaux résultats

Nous avons développé et utilisé des méthodes permettant de caractériser la source sismique et d'imager la rupture sur la faille à l'aide de données de champ proche (intensités macrosismiques, mesures géodésiques et données de mouvement fort).

Caractérisation des séismes historiques

Nous avons utilisé des intensités macrosismiques, recueillies lors de séismes français récents et également enregistrés par des instruments sismologiques, pour valider des méthodes macrosismiques (chapitre 3). Les magnitudes et les profondeurs que nous avons trouvées avec les données macrosismiques sont en accord avec les estimations instrumentales. Nous avons utilisé une inversion en grille nous permettant d'estimer l'erreur sur la détermination des paramètres.

Ces méthodes macrosismiques sont les seuls outils qui nous permettent de caractériser les séismes historiques.

Etude des sources bien instrumentées en champ proche

Pour imager la distribution du glissement et déterminer ses variations spatio-temporelles sur la faille, nous avons utilisé des mesures géodésiques et des données de mouvement fort.

Huit stations de mouvement fort nous ont permis d'imager les variations spatio-temporelles du glissement sur le plan de faille lors du séisme mexicain de Oaxaca en 1999 (chapitre 4). Lors de ce séisme, la rupture a cassé deux aspérités principales à l'intérieur de la plaque Cocos.

La mauvaise qualité des enregistrements ne nous a pas permis de trouver un modèle cinématique fiable pour le séisme indien de Chamoli de 1999. L'observation des données enregistrées à une station très proche nous a tout de même permis de privilégier l'hypothèse d'une rupture sur une faille à faible pendage (chapitre 5).

Nous avons ensuite réalisé des inversions en deux étapes. Les données géodésiques sont tout d'abord utilisées pour estimer la distribution du glissement. Les données de mouvement fort permettent ensuite de contraindre le développement temporel de la rupture de façon indépendante. Dans le cas du séisme californien de Landers (1992), nous avons été capable d'imager précisément la propagation de la rupture sur la faille (chapitre 6, Hernandez *et al.*, 1997, Hernandez *et al.*, 1999). Dans le cas de la séquence italienne de Colfiorito (1997-1998) l'étude se révèle plus difficile à cause de la taille modérée des événements (chapitre 7, Hernandez *et al.*, 2000). L'interférométrie radar est une donnée récente que nous avons introduit dans les études d'imagerie de la source. Dans les cas étudiés, l'apport de l'interférométrie radar est important. Ces données nouvelles nous fournissent des informations précieuses sur les caractéristiques statiques de la source. Dans le cas des séismes italiens de Colfiorito l'interférométrie radar nous a donné beaucoup d'informations sur la localisation et la géométrie des principaux événements. Les données GPS sont complémentaires des données d'interférométrie radar. En effet les mesures GPS ont en général une meilleure précision selon les composantes horizontales alors que l'interférométrie radar nous permet d'accéder au champ de déformation dans l'axe sol-satellite qui dans le cas des satellites ERS-1 et ERS-2 fait un angle de 23° par rapport à la direction verticale. Des inversions génétiques nous ont permis de tester l'unicité des solutions de la distribution du glissement sur le plan de faille des séismes de Landers et de ceux d'Italie. Les résultats de ces inversions indiquent que la distribution du glissement, obtenue par inversion des données géodésiques est mieux contrainte en surface qu'en profondeur. Ceci est dû au fait que les données sont des mesures de déformations superficielles qui sont par nature plus sensibles aux sources proches donc peu profondes.

Caractérisation du mouvement sismique

Pour accéder aux détails du processus de rupture il faut localiser les radiations hautes fréquences et les caractériser. Une simple observation dans l'espace temps-fréquences des sismogramme acquis à la station de Joshua Tree lors du séisme de Landers montre que basses et hautes fréquences sont découplées (chapitre 8). La caractérisation du mouvement sismique sur une large bande de fréquences (spectres de réponses, durée ...) est utile pour les ingénieurs. Dans cette thèse, nous avons dérivé une telle loi empirique reliant la durée, la magnitude et la distance source-site. Nous montrons que cette loi n'est pas valable à courte distance. Près de la source, il faut utiliser des modèles qui tiennent compte de la

propagation de la rupture sur la faille et de sa complexité (chapitre 9).

Aspects méthodologiques

Une méthode cohérente utilisant plusieurs types de données

En général, les géodésiens et les sismologues font des études séparées des séismes avec les données provenant de leur discipline. Par ailleurs, les rares études, utilisant divers types de données, mélangent toutes les informations qu'elles contiennent pour les interpréter simultanément.

Dans cette thèse une approche différente est adoptée, elle est cohérente et couple tous les types de données de champ proche. Cette méthode est innovante car elle est en deux étapes et utilise des données d'interférométrie radar (SAR). Les données géodésiques (SAR, GPS) sont tout d'abord utilisées pour contraindre les paramètres statiques permettant de décrire la source (position, géométrie et distribution du glissement sur la faille). Les données de mouvement fort nous permettent ensuite d'accéder à la description temporelle de la rupture et d'observer la rupture se faulant entre les barrières. Ces paramètres temporels étant estimés indépendamment de l'amplitude du glissement, cette approche nous permet d'accéder aux variations de la vitesse du front de rupture sans de trop fortes contraintes a priori. Pour des raisons de cohérence, les réponses statiques (pour les données géodésiques) et dynamiques (pour les données de mouvement fort) sont calculées en utilisant la même formulation et le même milieu.

Pour imager la rupture à l'aide des données de mouvement fort nous avons utilisé une méthode d'inversion dans le domaine des fréquences (Cotton, 1995). Les basses fréquences sont résolues indépendamment des fréquences plus élevées. La limite basse fréquence de l'inversion dépend des données, il est important de noter que les instruments de mouvement fort récents sont de plus en plus large bande et vont permettre de faire des inversions jusqu'à la fréquence zéro qui correspond à la déformation statique mesurée par la géodésie (c'est le cas de notre étude au Mexique). La limite haute fréquence est due à l'approche déterministe choisie qui ne permet pas d'étudier la source au delà de 1 Hz environ. Pour étudier les radiations hautes fréquences, il faut adopter une approche stochastique et tenir compte de la diffusion dans le milieu (coda).

Un contrôle de la qualité et de l'unicité de l'inversion

Trouver une solution à un problème en sismologie, n'est pas une fin en soi. En effet, il est souvent assez facile de trouver un modèle donnant un bon accord aux données. On peut par exemple introduire un nombre très important de paramètres pour augmenter le

nombre de degrés de liberté du problème. Malheureusement, en procédant de la sorte, les données ne sont plus en nombre suffisant pour résoudre, de façon fiable, le modèle. Le problème est alors sous-déterminé et la solution non-unique.

Nous avons, au cours de cette étude utilisé une paramétrisation permettant de décrire la rupture avec un nombre réduit de paramètres par sous-faille et un nombre total d'inconnues en relation avec le nombre de données et la redondance de l'information qu'elles contiennent. Nous avons utilisé des méthodes d'inversion permettant de tester l'unicité de la solution (familles de modèles) et d'estimer l'erreur sur les paramètres inversés (résolution, écart-types). Nous avons également représenté, l'accord entre les données et les synthétiques calculés avec les modèles proposés, par des graphiques et des calculs de résidus. Ces tests sont indispensables pour pouvoir évaluer ce qui vient des données et ce qui n'est pas contraint.

Une méthode souple et innovante

L'inversion développée est souple d'utilisation. Selon la quantité et la qualité des données disponibles l'information va venir de la géodésie (Colfiorito, Italie), de la sismologie (Oaxaca, Mexique) ou à la fois des données statiques et dynamiques (Landers, Californie). Notre approche n'est pas systématique, il faut tout d'abord analyser les signaux. Lorsque leur qualité ne permettent pas une inversion (Chamoli, Inde), l'examen attentif des données peut donner des indications. Là où de bons réseaux ont été installés et où les données sont rapidement récupérables, nous sommes capables d'obtenir des résultats fiables dans le ou les quelques mois qui suivent le séisme, comme ce fut le cas pour le séisme de Oaxaca. Avec le développement des réseaux accélérométriques, de plus en plus d'inversions vont pouvoir être réalisées. Sans données instrumentales, la macrosismicité donne tout de même quelques informations si on utilise les mêmes principes pour les interpréter (analyse de résolution et test d'unicité).

Résultats relatifs à la connaissance des séismes

L'imagerie de la source : une donnée pour d'autres études

La connaissance de la géométrie de la faille et de la distribution du glissement sur celle-ci est maintenant une donnée de base nécessaire à un grand nombre d'analyses. Dans certains cas la localisation de la source et le mécanisme au foyer ne suffisent plus. Une description précise de la source est utile pour modéliser les effets de site en champ proche. Les études concernant les transferts de contraintes et les interactions statiques ou dynamiques entre séismes sont basées sur la connaissance de la cinématique de la

rupture. L'estimation de l'histoire des variations de contraintes sur le plan de faille requiert également ce type de résultats. Trouver la distribution du glissement et son évolution temporelle est donc essentielle. Nous pensons que la méthode proposée peut devenir une méthode standard qui permettra d'estimer rapidement des modèles cinématiques pour les gros séismes instrumentés.

Hétérogénéité de la rupture

L'étude du séisme de Landers a permis de mettre en évidence des vitesses de rupture très rapides et pouvant même localement être plus rapides que la vitesse des ondes S du milieu (dans les zones de fort glissement). Ces observations sont en accord avec des modèles dynamiques (Olsen *et al.*, 1997) et des expérimentations de laboratoire (Rosakis *et al.*, 1999). Nos résultats ont confirmé qu'en général la rupture sismique est hétérogène. Nous avons observé dans le cas d'une grande faille dans un contexte décrochant (Landers) que la rupture s'est développée en cascade. Plusieurs aspérités sont séparées par des barrières. Dans le cas des séismes de la séquence de Colfiorito (contexte en failles normales), chaque événement est constitué d'une aspérité principale. Dans ces deux cas ce sont les barrières géométriques qui délimitent la taille des aspérités (Landers) ou celle des séismes (Colfiorito). Dans le cas des séismes de Colfiorito, les données SAR sont essentielles là où les données accélérométriques et GPS sont de qualité médiocre ou peu nombreuses. Les ruptures italiennes sont localisées en profondeur d'après nos inversions.

Enseignements pour l'évaluation de l'aléa sismique

Segmentation des failles et taille des séismes

Dans un contexte sismotectonique comparable à celui de la France (Landers), un séisme peut franchir des barrières. Lors du séisme de Landers la rupture a en effet réussi à se propager sur trois segments de faille, la segmentation a perturbé la cinématique de la rupture sismique mais les barrières n'ont pas été suffisantes pour l'arrêter. Dans le cas de Colfiorito en revanche les aspérités ont cédé les unes après les autres sous la forme de plusieurs événements. Ces observations mettent en évidence deux problèmes concernant l'aléa sismique. Premièrement, il est très délicat de définir une taille de séisme maximal connaissant la segmentation des failles dans une région donnée car un séisme est capable de casser des barrières. Le deuxième problème concerne la prédiction de la localisation des répliques et quelquefois de séismes de taille égale voire supérieure au premier événement. Il faut être très prudent après un séisme car une autre secousse d'importance comparable peut survenir quelques secondes (Irpinia) ou plusieurs heures (Colfiorito) après et provo-

quer des pertes de vies humaines évitables comme ce fut malheureusement le cas à Assise, où des experts ont été tués par le deuxième choc qui a eu lieu seulement 9 heures après le premier.

Caractérisation du mouvement sismique

Nous avons observé sur les signaux du séisme de Landers enregistré à la station de Joshua Tree que la durée de la sollicitation sismique dépend de la bande de fréquences considérée. Il faut donc des régressions de la durée dans la bande de fréquence intéressante pour le génie parasismique ($0.5 - 10 Hz$). Nous avons dérivé une telle loi qui donne aux ingénieurs des informations complémentaires à celles traditionnellement fournies par le spectre de réponse. Cependant il faut être conscient que les lois d'atténuation sont basées sur les lois empiriques pour lesquelles la source est en général réduite à un point. Dans le cas de fortes magnitudes, en champ proche, nous montrons que de telles relations empiriques ne sont pas utilisables, il est alors nécessaire d'utiliser des modèles de source permettant de générer des sismogrammes réalistes (durée, amplitude, spectre).

Perspectives

Interpréter des données de plus en plus nombreuses

Avant 1950, les études de source étaient basées sur les données macrosismiques (localisation, taille). La période entre 1950 et 1990 correspond à l'âge d'or des données mondiales et régionales (localisation, mécanisme au foyer, fonction source). Depuis dix ans environ, nous sommes rentrés dans l'ère des instruments haute précision de champ proche (imagerie du développement de la rupture sur le plan de faille).

L'interférométrie radar nous apporte des informations précieuses et permet d'avoir des données de champ proche dans les zones non instrumentées.

Les données de mouvement fort sont intrinsèquement les données sismologiques les mieux adaptées à l'imagerie de la rupture. En effet, pour les données sismologiques plus lointaines, la variation des fonctions de Green provenant des différentes parties de la faille est simplement une différence de phase.

L'augmentation du nombre de données nécessite de faire évoluer notre méthode d'imagerie. Il faudra calculer un nombre de fonctions de Green plus important et inverser des matrices plus grandes. Il est donc nécessaire de trouver des méthodes de calcul plus rapides.

De nouvelles données de champ proche vont certainement apparaître dans les prochaines années. En géodésie spatiale, par exemple, une technique d'intercorrélation d'images satellites permet d'accéder au déplacement perpendiculaire à l'axe de visée du capteur (Michel *et al.*, 1999). De nouvelles techniques de ce genre vont certainement se développer et la précision des données va aussi s'améliorer.

Ces données nouvelles pourront facilement être interprétées avec les techniques présentées dans cette thèse. En effet, nous possédons des outils permettant de calculer les réponses statiques et dynamiques en tout point d'observation possible et donc applicables sur diverses données.

Mieux prendre en compte la complexité du milieu

Les modèles à stratifications planes que nous utilisons pour calculer les fonctions de Green ne prennent pas en compte les effets des structures hétérogènes. Certaines ondes peuvent être interprétées comme des termes de source alors qu'elles sont dues en réalité à des réflecteurs près de la source ou à des effets de site. Pour limiter ces effets nous avons limité nos études aux basses fréquences et nous n'avons pas inversé les ondes tardives dans les sismogrammes.

Nous avons cependant la possibilité de mieux tenir compte de la propagation dans le milieu. S'il est bien caractérisé, les fonctions de Green peuvent être calculées avec des codes de calculs tridimensionnels. Sinon lorsque des petits événements sont enregistrés au même endroit que le choc principal ils peuvent être utilisés comme fonctions de Green empiriques. Nous avons cependant remarqué que cette approche comportait des limitations importantes dues aux lois d'échelles et au diagramme de radiations très variables en champ proche.

Utiliser d'autres techniques d'inversion

Nous pouvons tester d'autres algorithmes d'inversions que ceux présentés dans cette thèse, comme par exemple des inversions hybrides qui combinent des algorithmes globaux, et des techniques qui convergent vers une solution locale.

Localiser les radiations hautes fréquences sur la faille

Il est important de savoir où sont émises les radiations hautes fréquences par rapport aux zones de fort glissement où sont relâchées les contraintes statiques. La localisation de ces émissions hautes fréquences devrait permettre de mieux comprendre l'aspect dynamique de la rupture car elles apportent des renseignements sur le caractère impulsif de la rupture.

Cette étude nécessite une approche stochastique à cause de la nature incohérente des radiations hautes fréquences. Ce problème important pour la rupture sismique est délicat car les données (enveloppes énergétiques) sont peu riches et il faut tenir compte de la diffusion des ondes dans le milieu.

Bibliographie

Abrahamson, N. A., et Silva, W. J., 1997, Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes: *Seismol. Res. Lett.*, **68**, 94–126.

Ahorner, L., 1983, Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif: in K. Fuchs et al. (eds), *Plateau Uplift*, Springer, Berlin, pages 198–221.

Aki, K., et Richards, P., 1980, Quantitative seismology: Theory and methods: W. H. Freeman and Co.

Amato, A., Azzara, R., Chiarabba, C., Cimini, G. B., Cocco, M., Di Bona, M., Margheriti, L., Mazza, S., Mele, F., Selvaggi, G., Basili, A., Boschi, E., Courboux, F., Deschamps, A., Gaffet, S., Bittarelli, G., Chiaraluce, L., Piccinini, D., et Ripepe, M., 1998, The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2861–2864.

Ambraseys, N. N., Simpson, K., et Bommer, J. J., 1996a, Prediction of horizontal response spectra in Europe: *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **25**, 371–400.

Ambraseys, N. N., Simpson, K., et Bommer, J. J., 1996b, Prediction of vertical response spectra in Europe: *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **25**, 401–412.

Ambraseys, N., 1985, Intensity attenuation and magnitude-intensity relationships for Northwest European earthquakes: *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **13**, 733–788.

Anzidei, M., Baldi, P., Galvani, A., Hunstad, I., Pesci, A., et Boschi, E., 2000, Coseismic displacement of the 27th September 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquakes detected by GPS: campaigns and data: *J. Seismol.*

Archuleta, R. J., 1984, A faulting model for the 1979 Imperial Valley, California earthquake: *J. Geophys. Res.*, **89**, 4559–4585.

Arias, A., 1970, A measure of earthquake intensity Seismic Design for Nuclear Power Plants: Hansen, R. , MIT Press, Cambridge, Massachusetts, pages 438–483.

- Belardinelli, M. E., Cocco, M., Coutant, O., et Cotton, F., 1999, Redistribution of dynamic stress during coseismic ruptures: Evidence for fault interaction and earthquake triggering: *J. Geophys. Res.*, **104**, 14925–14945.
- Benioff, H., 1934, The physical evaluation of seismic destructiveness: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **24**, 398–403.
- Berge-Thierry, C., Lussou, P., Hernandez, B., Cotton, F., et Gariel, J.-C., 1998, Computation of the strong motion during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, combining the k-square spectral source model and the discrete wavenumber technique: *Second International Symposium on The Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Simultaneous Simulation for Kobe, Yokohama, Japan*, **SS14**, 109–118.
- Berge-Thierry, C., 1997, Modélisation haute-fréquence des sources sismiques, applications au risque sismique: Thèse, Université Paris VII, France.
- Bernard, P., Herrero, A., et Berge, C., 1996, Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1149–1160.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez-Gonzalez, J.-M., Tiberi, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., et Veis, G., 1997, The $M_S=6.2$, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift: *J. Seismol.*, **1**, 131–150.
- Blewitt, G., Heflin, B. H., Hurst, K. J., Jefferson, D. C., Webb, F. H., et Zumberge, J. F., 1993, Absolute far-field displacements from the 28 June 1992 Landers earthquake sequence: *Nature*, **361**, 340–342.
- Bommer, J. J., et Martinez-Pereira, A., 1999, The effective duration of earthquake strong motion: *Journal of Earthquake Engineering*, **3**, 127–172.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., et Fumal, T. E., 1997, Equation for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western north America earthquakes: a summary of recent works: *Seismological Research Letters*, **68**, 128–153.
- Bouchon, M., Campillo, M., et Cotton, F., 1998, Stress field associated with the rupture of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications concerning the fault strength at the onset of the earthquake: *J. Geophys. Res.*, **103**, 21,091–21,097.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's function for layered media: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 959–971.

- Bouchon, M., 1997, The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data: *J. Geophys. Res.*, **102**, 11,731–11,744.
- Bour, M., 1993, Simulation des mouvements forts par la méthode des fonctions de Green empiriques: Thèse, Université de Strasbourg, France.
- Brune, J. N., Johnson, P. A., et C., S., 1990, Nucleation, predictability and rupture mechanism in foam rubber models of earthquake: *J. Himalayan Geol.*, **1**, 155–166.
- Caillot, V., et Bard, P.-Y., 1993, Magnitude distance and site dependent spectra from Italian accelerometric data: *European Earthquake Engineering*, **1**, 37–48.
- Caillot, V., 1992, Quantification statistique et étude expérimentale de mouvements sismiques: application à l'évaluation du risque: Ph.D Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble I, in French.
- Campbell, K. W., 1997, Empirical new source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo absolute acceleration response spectra: *Seismol. Res. Lett.*, **68**, 154–179.
- Campillo, M., Gariel, J.-C., Aki, K., et Sanchez-Sesma, F. J., 1989, Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path and site effects during the Great 1985 Michoacan earthquake: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **79**, 1718–1735.
- Campillo, M., et Archuleta, R. J., 1993, A rupture model for the 28 June 1992 Landers, California earthquake: *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 647–650.
- Campillo, M., 1983, Numerical evaluation of near-field, high-frequency radiation from quasi-dynamic circular faults: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**, 723–734.
- Carlson, J. M., et Langer, J. S., 1989, Mechanical model of an earthquake fault: *Phys. Rev. A*, **40**, 6470–6484.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., et Brune, J. N., 1991, Origin of high P/S spectral ratios from the Guerrero accelerograph array: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 2268–2288.
- Cattin, R., Briole, P., Lyon-Caen, H., Bernard, P., et Pinettes, P., 1999, Effects of superficial layers on coseismic displacements for dip-slip fault and geophysical implications: *Geophys. J. Int.*, **137**, 149–158.
- Cello, G., Mazzoli, S., Tondi, E., et Turco, E., 1997, Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy: *Tectonophysics*, **272**, 43–68.

- Cinti, F. R., Cucci, L., Marra, F., et Montone, P., 1999, The 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence: relationship between ground deformation and seismogenic structure: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 895–898.
- Cocco, M., Pacheco, J. F., Singh, S. K., et Courboux, F., 1997, The Zihuatanejo, Mexico earthquake of December 10, 1994 ($M = 6.6$): source characteristics and tectonic implications: *Geophys. J. Int.*, **131**, 135–145.
- Cocco, M., Nostro, C., et Ekström, G., 2000, Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence: *J. Seismol.*
- Cocco, M., et Boatwright, J., 1993, The envelopes of acceleration time histories: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1095–1114.
- Cochard, A., et Madariaga, R., 1994, Dynamic faulting under rate-dependent friction: *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 419–445.
- Cohee, B. P., et Beroza, G. C., 1994a, A comparison of two methods for earthquake source inversion using strong motion seismograms: *Annali di geofisica*, **37**, 1515–1538.
- Cohee, B. P., et Beroza, G. C., 1994b, Slip distribution of the 1992 Landers earthquake and its implications for earthquake source mechanism: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 692–712.
- Cotton, F., Campillo, M., Deschamps, A., et Rastogi, B. K., 1996, Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake: *Tectonophysics*, **258**, 35–51.
- Cotton, F., Berge-Thierry, C., Maistre, F., et Fukushima, Y., Méthode de détermination des spectres adaptés au site dans le cadre de la modification de la RFS I.2.c.; Rapport ipnsn-dpre-sergd 99-32, Bureau d'évaluation des risques sismiques pour la sûreté des installations nucléaires, 1999.
- Cotton, F., et Campillo, M., 1994, Application of seismogram synthesis to the study of earthquake source from strong motion records: *Annali di Geofisica*, **37**, 1539–1564.
- Cotton, F., et Campillo, M., 1995, Inversion of strong ground motion in the frequency domain: Application to the 1992 Landers, California earthquake: *J. Geophys. Res.*, **100**, 3961–3975.
- Cotton, F., 1995, Imagerie de la source sismique par inversion des mouvements forts et étude des variations de contraintes associées aux séismes: Thèse, Université Grenoble I, Grenoble, France.

- Coutant, O., 1989, Programme de simulation numérique Axitra: LGIT, Grenoble.
- Das, S., et Aki, K., 1977, Fault plane with barriers: a versatile earthquake model: *J. Geophys. Res.*, **82**, 5658–5670.
- Das, S., et Kostrov, B. V., 1983, Breaking of a single asperity: rupture process and seismic radiation: *J. Geophys. Res.*, **88**, 4277–4288.
- Das, S., et Kostrov, B. V., 1990, Inversion for seismic slip rate and distribution with stabilizing constraints: Application to the 1986 Andeanof Islands earthquake: *J. Geophys. Res.*, **95**, 6899–6913.
- Das, S., et Kostrov, B. V., 1994, Diversity of solutions of the problem of earthquake faulting inversion. Application to SH waves for the great 1989 Macquarie Ridge earthquake: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **85**, 293–318.
- Das, S., et Suhadolc, P., 1996, On the inverse problem for earthquake rupture: The Haskell-type source model: *J. Geophys. Res.*, **101**, 5725–5738.
- Day, S. M., 1982, Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: The effect of nonuniform prestress: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1881–1902.
- Deschamps, A., Courboulex, F., Gaffet, S., Lomax, A., Virieux, J., Amato, A., Azzara, A., Castello, B., Chiarabba, C., Cimini, G. B., Cocco, M., Di Bona, M., Margheriti, L., Mele, F., Selvaggi, G., Buittarelli, G., Chiaraluce, L., Piccini, D., et Ripepe, M., 2000, Spatio-temporal distribution of seismic activity during the Umbria-Marche crisis, 1997: *J. Seismol.*
- Dobry, R., Idriss, I. M., et Ng, E., 1978, Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1487–1520.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., et Maternovskaya, N., 2000, Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1997: *Phys. Earth Planet. Inter.*
- Ekström, G., Morelli, A., Boschi, E., et Dziewonski, A. M., 1998, Moment tensor analysis of the central Italy earthquake sequence of September-October 1997: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1971–1974.
- Favreau, P., Ionescu, I. R., et Campillo, M., 1999a, On dynamic sliding with rate- and state-dependent friction laws: *Geophys. J. Int.*, **139**, 671–678.
- Favreau, P., Campillo, M., et Ionescu, I. R., 1999b, Initiation of In-Plane shear instability under slip-dependant friction: *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**, 1280–1295.

- Feigl, K. L., Sargent, A., et Jacq, D., 1995, Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: Application to the December 4, 1992 Landers aftershock: *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1037–1048.
- Fréchet, J., Thouvenot, F., Jenatton, L., Hoang Thong, P., et Frogneux, M., 1996, Le séisme du Grand Bornand (Haute Savoie) du 14 décembre 1994: un coulissage dextre dans le socle subalpin: *C.R. Acad. Scie. Paris*, **323**, 517–524.
- Frepoli, A., et Amato, A., 1997, Contemporaneous extension and compression in the North Apennines from earthquake fault plane solutions: *Geophys. J. Int.*, **129**, 368–388.
- Fukushima, Y., et Tanaka, T., 1992, Revised attenuation relation of peak horizontal acceleration by using a new data base: *Program and abstracts the Seim. Soc. Japan*, **2**, 116.
- Fukuyama, E., et Mikumo, T., 1993, Dynamic rupture analysis: inversion for the source process of the 1990 Izu-Oshima, Japan, earthquake (M=6.5): *J. Geophys. Res.*, **98**, 6529–6542.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haesler, H., et Modiano, T., 1982, The pyrenean earthquake of February 29, 1980: an example of complex faulting: *Tectonophysics*, **85**, 273–290.
- Gardi, A., Cocco, M., Negredo, A., Sabadini, R., et Singh, S. K., 2000, Dynamic Modeling of the subduction zone of Central Mexico: *Geophys. J. Int.*, **Accepted**.
- Geist, E. L., et Dmowska, R., 1999, Local tsunamis and distributed slip at the source: *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 485–512.
- Godefroy, P., Lambert, J., Levret, A., et Vaskov, P., 1990, The French macroseismic database «SIRENE»: 22nd General Assembly of the ESC, Barcelona.
- Godefroy, P., et Levret, A., 1992, Creation and management of a database dedicated to historical and contemporary macroseismicity in France: various applications in earthquake engineering, in *Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics*: Ouest Editions, Presses Académiques.
- Haak, H. W., van Bodegraven, J. A., Sleeman, R., Verbeiren, R., Ahorner, L., Meidow, H., Grunthal, G., Hoang Trong, P., Musson, R. M., Henni, P., Schenkova, Z., et Zimova, R., 1995, The macroseismic map of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands: *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 2-4, 265–270.
- Hanks, T. C., et Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348–2350.

Hart, E. W., Bryant, W. A., et Treiman, J. A., 1993, Surface faulting associated with the June 1992 Landers earthquake, California: *Calif. Geol.*, **46**, 10–16.

Hartzell, S. H., Liu, P., et Mendoza, C., 1996, The 1994 Northridge, California, earthquake: Investigation of rupture velocity, rise time, and high-frequency radiation: *J. Geophys. Res.*, **101**, 20091–20108.

Hartzell, S. H., et Heaton, T. H., 1983, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**, 1553–1583.

Hartzell, S. H., 1978, Earthquake aftershocks as Green's functions: *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1–4.

Heaton, T. H., 1990, Evidence for and implications of self-healing slip pulses in earthquake rupture: *Phys. Earth and Planet. Int.*, **64**, 1–20.

Hernandez, B., Cotton, F., Campillo, M., et Massonnet, D., 1997, A comparison between short term (co-seismic) and long term (one year) slip for the Landers earthquake: Measurements from strong motion and SAR interferometry: *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1579–1582.

Hernandez, B., Cotton, F., et Campillo, M., 1999, Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake: *J. Geophys. Res.*, **104**, 13083–13099.

Hernandez, B., Cotton, F., Campillo, M., Courboux, F., Cocco, M., Stramondo, S., et Scotti, O., 2000, Rupture history of the 1997 Umbria-Marche (central Italy) largest earthquakes from inversion of GPS, DInSAR and strong motion data: 17-23 June 2000, International school of Geophysics, 17th Course: Fault interaction by stress transfer: new horizons for understanding earthquake occurrence, Erice-Sicily, poster.

Herrero, A., et Bernard, P., 1994, A kinematic self-similar rupture process for earthquakes: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1216–1228.

Hoang Trong, P., et Rouland, D., 1971, Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées-Atlantiques: *C.R. Acad. Sc. Paris*, **t.272**.

Housner, G. W., 1941, Calculating the response of an oscillator to arbitrary ground motion: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **31**, 143–149.

Hudnut, K. W., Bock, Y., Cline, M., Fang, P., Feng, Y., Freymueller, J., Ge, X., Gross, W. K., Jackson, D., Kim, M., King, N. E., Langbein, J., Larsen, S. C., Lisowski, M.,

- Shen, Z. K., Svarc, J., et Zhang, J., 1994, Co-seismic displacements of the 1992 Landers earthquake sequence: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 625–645.
- Hunstad, I., Anzidei, M., Cocco, M., Baldi, P., Galvani, A., et Pesci, A., 1999, Modelling coseismic displacement during the 1997 Umbria - Marche earthquake (central Italy): *Geophys. J. Int.*, **139**, 283–295.
- Ide, S., et Takeo, M., 1996, The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-Oki earthquake: *J. Geophys. Res.*, **101**, 5661–5675.
- Irikura, K., 1983, Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquake: *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, 63–104.
- Joyner, B., et Boore, M., 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2011–2038.
- Takehi, Y., Irikura, K., et Hoshiha, H., 1996, Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane of the 1995 Hyogo-ken Nambu earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms: *J. Phys. Earth*, **44**, 505–517.
- Takehi, Y., et Irikura, K., 1996, Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane by the envelope inversion of acceleration seismograms: *Geophys. J. Int.*, **125**, 892–900.
- Kanamori, H., Thio, H. K., Dreger, D., Hauksson, E., et Heaton, T., 1992, Initial investigation of the Landers California earthquake of 28 June 1992 using Terrascope: *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2267–2270.
- Kanamori, H., et Given, J. W., 1981, Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake source parameters: *Phys. Earth Planet. Interiors*, **27**, 8–31.
- Kanamori, H., et Stewart, G. S., 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976: *J. Geophys. Res.*, **83**, 3427–3434.
- Kárník, V., 1969, Seismicity of the European Area: D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Kawakatsu, H., 1995, Automated near-realtime CMT inversion: *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2569–2572.
- Kennett, B. L., et Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in a stratified half space: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 557–583.

- Kennett, B. L., 1983, Seismic wave propagation in stratified media: Cambridge University Press, New York.
- Kostrov, B. V., et Das, S., 1988, Principles of earthquake source mechanics: Cambridge University Press, New York.
- Kostrov, B. V., 1966, Unsteady propagation of longitudinal shear cracks: *J. Appl. Math. Mech.*, **30**, 511–519.
- Kövesligethy, R., 1907, Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben: *Gerlands Beitr. Geoph.*, **8**.
- Lachet, C., 1996, Observation des séismes en milieux urbains: Méthodes simples d'étude des effets de site et de simulation des mouvements forts: Thèse, Université de Grenoble, France.
- Lambert, J., Bernard, P., Czitrom, G., Dubié, J.-Y., Godefroy, P., et Levret-Albaret, A., 1997, Les tremblements de terre en France. Hier, aujourd'hui, demain: Editions BRGM, France.
- Lambert, J., et Levret-Albaret, A., 1996, Mille ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres: paramètres et références: Ouest Editions, Presses Académiques, Nantes.
- Lay, T., et Kanamori, H., 1985, An asperity model of great earthquake: *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series*, **4**, 579–592.
- Lay, T., et Wallace, T. C., 1995, Modern global seismology: Academic press, San Diego.
- LeFort, P., 1975, Himalaya: The collided range. Present knowledge of the continental arc: *Am. J. Sci.*, **245-A**, 1–44.
- Levret, A., Backe, J. C., et Cushing, M., 1994, Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics: *Natural Hazards*, **10**, 19–46.
- Liu, P. C., Hartzell, S., et Stephenson, W., 1995, Nonlinear multiparameter inversion using a hybrid global search algorithm: Application in reflection seismology: *Geophys. J. Int.*, **122**, 991–1000.
- Lomax, A., et Snieder, R., 1994, Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe: *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2617–2620.
- Lyon-Caen, H., et Molnar, P., 1983, Constraints on the structure of the Himalayas from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of lithosphere: *J. Geophys. Res.*, **88**, 8171–8191.

- Ma, K. F., Kanamori, H., et Satake, K., 1999, Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data: *J. Geophys. Res.*, **104**, 13153–13167.
- Madariaga, R., 1976, Dynamic of an expanding circular fault: *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 639–666.
- Madariaga, R., 1977, High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **51**, 625–651.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. L., et Rabaut, T., 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry: *Nature*, **364**, 138–142.
- Massonnet, D., Feigl, K. L., Rossi, M., et Adragna, F., 1994, Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake: *Nature*, **369**, 227–230.
- Massonnet, D., Thatcher, W., et Vadon, H., 1996, Detection of postseismic fault-zone collapse following the Landers earthquake: *Nature*, **382**, 612–616.
- Massonnet, D., et Feigl, K. L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface: *Rev. Geophys.*, **36**, 441–500.
- McGuire, R. K., et Barnhard, T. P., 1979, The usefulness of ground motion duration in prediction of severity of seismic shaking: *Second US National Conference on Earthquake Engineering, Stanford*, pages 713–722.
- Medvedev, S., Sponheuer, E., et Karnik, V., 1963, Intensity scale of earthquake: International Union of Geodesy and Geophysics, XIII Conference, Berkeley.
- Meidow, H., et Ahorner, L., 1995, Macroseismic effects in Germany of the 1992 Roermond earthquake and their interpretation: *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 2-4, 271–289.
- Mendoza, C., Hartzell, S., et Monfrey, T., 1994, Wide-band analysis of the 3 march 1985 Central Chili earthquake : overall source process and rupture history: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**, 655–669.
- Michel, R., Avouac, J.-P., et Taboury, J., 1999, Measuring ground displacements from SAR amplitude images : application to the Landers earthquake: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 875–878.
- Mikumo, T., Hirahara, K., et Miyatake, T., 1987, Dynamical fault rupture processes in heterogeneous media: *Tectonophysics*, **144**, 19–36.

Mikumo, T., Singh, S. K., et Santoyo, M. A., 1999, A possible stress interaction between large thrust and normal-faulting earthquakes in the Mexican subduction zone: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 1418–1427.

Mikumo, T., Santoyo, M. A., et Singh, S. K., 2000, Dynamic rupture and stress change in a normal faulting earthquake in the subducting Cocos plate: *Geophys. J. Int.*, **140**, 611–620.

Miyatake, T., 1992, Reconstruction of dynamic rupture process of an earthquake with constraints of kinematic parameters: *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 349–352.

Molnar, P., et Tapponier, P., 1975, Tectonics of Asia: Consequences and implication of a continental collision: *Science*, **189**, 419–426.

Montone, P., Amato, A., Frepoli, A., Mariucci, M. T., et Cesaro, M., 1997, Crustal stress regime in Italy: *Annali di Geofisica*, **XL,3**, 741–757.

Nakahara, H., Nishimura, T., Sato, H., et Ohtake, M., 1998, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 19994 far east off Sanriku earthquake, Japan: *J. Geophys. Res.*, **103**, 855–867.

Ni, J., et Baranzangi, M., 1984, Seismotectonics of the himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting indian plate beneath the Himalaya: *J. Geophys. Res.*, **89**, 1147–1163.

Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.

Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.

Olivieri, M., et Ekström, G., 1999, Rupture Depths and Source Processes of the 1997–1998 Earthquake Sequence in Central Italy: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 305–310.

Olsen, K. B., Madariaga, R., et Archuleta, R. J., 1997, Three-dimensional dynamic simulation of the 1992 Landers earthquake: *Science*, **278**, 824–838.

Olson, A. H., et Anderson, J. G., 1988, Implications of frequency-domain inversion of earthquake ground motion for resolving the space-time dependence of slip on an extended fault: *Geophys. J.*, **94**, 443–455.

Olson, A. H., et Apsel, R. J., 1982, Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1969–2001.

- Ozawa, S., Murakami, M., Fujiwara, S., et Tobita, M., 1997, Synthetic aperture radar interferogram of the 1995 Kobe earthquake and its geodetic inversion: *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2,327–2,330.
- Papageorgiou, A. S., et Aki, K., 1983, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, Part I: Description of the model: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**, 693–722.
- Papazachos, B. C., Papaianou, C. A., Margars, V. N., et Theodulidis, N., 1992, Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration: *Tenth World Conference on Earthquake Engineering, Madrid*, **2**, 425–430.
- Pavic, R., Koller, M. G., Bard, P.-Y., et Lacave-Lachet, C., 2000, Ground motion prediction with the empirical Green's function technique: An assessment of uncertainties and confidence level: *J. Seismol.*, **4**, 59–77.
- Peltzer, G., Hudnut, K. W., et Feigl, K. L., 1994, Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry: New insights into the Landers earthquake: *J. Geophys. Res.*, **99**, 21,971–21,981.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., et Hudnut, K. W., 1996, Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow: *Science*, **273**, 1202–1204.
- Pino, N. A., Mazza, S., et Boschi, E., 1999, Rupture directivity of the major shocks in the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) sequence from regional broadband waveforms: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2101–2104.
- Pino, N. A., et Mazza, S., 2000, The Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes: relation between rupture directivity and sequence evolution for the $M_W > 5$ shocks: *J. Seismol.*
- Quin, H., 1990, Dynamic stress drop and rupture dynamics of the October 15, 1979 Imperial Valley, California, earthquake: *Tectonophysics*, **175**, 93–117.
- Rapport DES, 1998, Proposition de modification de la règle fondamentale de sûreté 1.2.c relative à la détermination des mouvements sismiques à prendre en compte pour la sûreté des tranches nucléaires comportant un réacteur à eau sous pression, applicable à l'ensemble des installations nucléaires de base: Institut de Protection et de Sûreté, Fontenay-aux-Roses.
- Richter, C. F., 1958, Elementary seismology: Freeman and Co, San Francisco.
- Rigo, A., Pauchet, H., Souriau, A., Gresillaud, A., Nicolas, M., Olivera, C., et Figueras, S., 1997, The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results: *J. Seismol.*, **1**, 3–14.

Rosakis, A. J., Samudrala, O., et Coker, D., 1999, Cracks faster than the shear wave speed: *Science*, **284**, 1337–1340.

Salvi, S., Stramondo, S., Cocco, M., Sansosti, E., Hunstad, I., Anzidei, M., Briole, P., Baldi, P., Tesauro, M., Lanari, E., Doumaz, F., Pesci, A., et Galvani, A., 2000, Modeling coseismic displacements resulting from SAR interferometry and GPS measurements during the 1997 Umbria-Marche seismic sequence: *J. Seismol.*

Satake, K., et Tanioka, Y., 1999, Sources of Tsunami and Tsunamigenic earthquakes in subduction zones: *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 467–483.

Sato, H., Nakahara, H., et Ohtake, M., 1997, Synthesis of scattered energy density for nonspherical radiation from a point shear-dislocation source based on the radiative transfer theory: *Phys. Earth planet. Inter.*, **104**, 1–13.

Savage, J. C., 1998, Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space: *J. Geophys. Res.*, **103**, 2439–2446.

Scholz, C., 1989, *The Mechanics of Earthquake and Faulting*: Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Scotti, O., Levret, A., et Hernandez, B., 1999, Verification of macroseismic methods on five $M_L > 5$ instrumental earthquakes in France: *Phys. Chem. Earth*, **24**, 495–499.

Scotti, O., 1998, *Mechanics of the Vuache fault (French Alps) based on historical and instrumental data*: European Geophysical Society, Nice.

Shen, Z. H., Jackson, D. D., Feng, Y., Cline, M., Kim, M., Fang, P., et Bock, Y., 1994, Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 780–791.

Sieh, K., et al., 1993, Near field investigation of the Landers earthquake sequence, April to July 1993: *Science*, **260**, 171–176.

Singh, S. K., Havskov, J., McNally, K., Ponce, L., Hearn, T., et Vassiliou, M., 1980, The Oaxaca, Mexico earthquake of 29 November 1978: a preliminary report on aftershocks: *Science*, **207**, 1211–1213.

Singh, S. K., Havskov, J., et Astiz, L., 1981, Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 827–843.

- Singh, S. K., Suárez, G., et Domínguez, T., 1985, The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: lithosphere normal-faulting in the subducted Cocos plate: *Nature*, **317**, 56–58.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Pacheco, J. F., Quaas, R., Alcantara, L., Alcocer, S., Gutierrez, C., Meli, R., et Ovando, E., 1999, A preliminary report on the Tehuacan, Mexico earthquake of June 15, 1999 ($M_W=7.0$): *Seism. Res. Lett.*, **70**, 489–504.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Alcantara, L., Shapiro, N., Kostoglodov, V., Pacheco, J. F., Alcocer, S., Gutierrez, C., Quaas, R., Mikumo, T., et Ovando, E., 2000, The Oaxaca earthquake of September 30, 1999 ($M_W=7.5$): A normal-faulting event in the subducted Cocos plate: *Seism. Res. Lett.*, **71**, 67–78.
- Sipkin, S., 1994, Rapid determination of global moment-tensor solutions: *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1667–1670.
- Sponheuer, W., 1960, Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik: *Freiberger Forschungsh.*, **C.88**.
- Spotilla, J. A., et Sieh, K., 1995, Geologic investigation of a «slip gap» in the surficial ruptures of the 1992 Landers earthquake, southern California: *J. Geophys. Res.*, **100**, 543–560.
- Stramondo, S., Tesauro, M., Briole, P., Sansosti, E., Salvi, S., Lanari, R., Anzidei, M., Baldi, P., Fornaro, G., Avallone, A., Buongiorno, M. F., Franceschetti, G., et Boschi, E., 1999, The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 883–886.
- Tapponier, P., et Molnar, P., 1977, Active faulting and Cenezoic tectonics in China: *J. Geophys. Res.*, **82**, 2945–2969.
- Tarantola, A., et Valette, B., 1982, Generalized nonlinear inverse problem solved using the least squares criterion: *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 219–232.
- Tarantola, A., 1987, Inverse problem theory: Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A., et Hatzfeld, D., 1998, The M_L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache fault: *Geophysical Journal International*, **135**, 876–892.
- Trifunac, M. D., et Brady, A. G., 1975, A study on the duration of strong earthquake ground motion: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 581–626.

- Valdiya, K. S., 1980, The two intracrustal boundary thrusts of the Himalaya: *Tectonophysics*, **66**, 323–348.
- Valdiya, K. S., 1997, High Dams in central Himalaya in context of active faults seismicity and societal problems: *J. Geological Society of India*, **49**, 479–494.
- Voisin, C., Campillo, M., Ionescu, I. R., Cotton, F., et Scotti, O., 2000, The 23 November, 1980 Irpinia earthquake: new constraints on the friction law parameters: *J. Geophys. Res.*, **in press**.
- Wald, D. J., et Heaton, T. H., 1994, Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 668–691.
- Zachariassen, J., et Sieh, K., 1995, The transfer of slip between two en echelon strike-slip faults: A case study from the 1992 Landers earthquake, southern California: *J. Geophys. Res.*, **100**, 15,281–15,302.
- Zeng, Y., Aki, K., et Teng, T.-L., 1993, Mapping the high-frequency source radiation for the Loma Prieta earthquake, California: *J. Geophys. Res.*, **99**, 11981–11993.
- Zeng, Y., Anderson, J. G., et Yu, G., 1994, A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions: *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 725–728.
- Zollo, A., Marcucci, S., Milana, G., et Capuano, P., 1999, The 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquake sequence: Insights on the mainshock ruptures from near source strong motion records: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3165–3168.

Index

A

aléa sismique.....21, 53
 algorithme génétique 47, 99, 130
 Annecy57
 Apennins.....121
 archéosismicité.....22
 Arette 57
 Arudy 57
 Asie 75
 aspérité.....74, 96, 157, 174
 Assise 121
 azimuth 33

B

barrage75
 barrière 96, 157, 174

C

Californie 89, 164, 178
 Chamoli 75
 charriage 76
 chevauchement 34, 75, 76
 Colfiorito.....121
 collision continentale.....76
 convergence.....76

D

décollement.....76
 décrochement 35
 dextre35, 89
 senestre.....35
 direction du glissement.....34
 données géodésiques 29, 96
 données télésismiques 28

durée du mouvement sismique.....177

E

effet de site..... 22

F

faille.....34
 décrochante35
 inverse 34, 75
 normale 34, 63, 121
 faille du Vuache.....57
 Faverge57
 FGE 173
 fonction de Green empirique 173
 Frangy 57
 Frioul 164

G

génie parasismique..... 23
 géomorphologie 23
 Géoscope 28
 Garhwal 75
 glissement 36
 GPS 29, 89, 96, 102, 106, 127
 Grand-Bornand57
 gravimétrie 29

H

hautes fréquences 163
 Himalaya 75
 Hyogo-ken-Nambu 174

I

inclinométrie.....29
 Inde 75

- intensité macrosismique 28, 51, 54
inversion 41
 en grille 46
 globale 46
 hybride 47
 locale 46, 98, 130
 semi-globale 47, 99, 130
IRIS 28
isoséistes 57
Italie 121, 164, 178
- J**
- Japon 165, 174
- K**
- Kobé 174
Koshiro-Okii 164
- L**
- Landers 89, 163, 166
lois d'atténuation 23, 173
Loma Prieta 164
- M**
- méthode macrosismique 51
méthodes d'inversion 46
magnitude 35, 60
Marche 121
MBT 76
MCT 76
Mexique 63
modèle
 Axitra 41
 cinématique 35
 composite 174
 dynamique 35
 en k^{-2} 174
 Okada 41
modèle de Haskell 37
modèle de source 173
moment sismique 35, 39
mouvements forts ... 30, 66, 77, 110, 127
MSK 28
Munsiari 76
- N**
- néotectonique 22
Northridge 164
- O**
- Oaxaca 63
Ombrie 121
- P**
- paléosismicité 22
pendage 33, 76
plaque Amérique 63
plaque Cocos 63
plaque eurasiennne 75
plaque indienne 75
plaque lithosphérique 22
problème inverse 41
profil de nivellement 29
- R**
- répliques 32, 121
résolution 117
recuit simulé 47
relation de Levret 55
relation de Sponheuer 54
risque sismique 21
rupture en surface 32, 89
- S**
- séismes historiques 22, 51
séquence sismique 121
Saint-Paul-de-Fenouillet 57
Sanriku 165
SAR 29, 89, 96, 101, 106, 126
satellite 29

segmentation des failles	24
segments de faille	89
Sellano	121
SIRENE	22, 51
sismicité instrumentale	22
source sismique	21, 27
spectre de réponse	23
spectrogramme	166
subduction	63

T

téledétection	29
Tehuacán	63
temps de montée	36
théorème de représentation	40
topographie	76
triangulation	29
tsunamis	33

U

Uttarkashi	75
------------------	----

V

Vaikrita	76
vitesse de rupture	36, 69
vulnérabilité	21

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I

Bruno HERNANDEZ

Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, Fontenay-aux-Roses
Bureau d'Evaluation des Risques Sismiques pour la Sûreté des Installations Nucléaires
et
Observatoire de Grenoble
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

Apport des mouvements forts et de la géodésie à l'étude de la physique de la rupture sismique : application à l'analyse de l'aléa sismique

Résumé - Ce travail est consacré à l'étude de la source sismique en utilisant des données de champ proche. Selon la quantité et la qualité des données disponibles, nous avons appliqué différentes méthodes pour caractériser la rupture sismique. Nous avons, tout d'abord, validé des méthodes macrosismiques sur des séismes français récents. Ces données permettent d'estimer la localisation et la taille des séismes historiques et sont utilisées pour caractériser les séismes à prendre en compte lors de l'évaluation de l'aléa dans des régions à sismicité modérée. Les données géodésiques (SAR, GPS) nous ont permis d'estimer la distribution du glissement sur la faille lors du séisme californien de Landers (1992). Ces données nous ont permis de préciser la localisation et la géométrie des failles ayant joué lors des principaux événements de la séquence sismique italienne de Colfiorito (1997). Enfin les données de mouvement fort nous ont permis d'estimer le pendage de la faille ayant rompu lors du séisme indien de Chamoli (1999). Nous avons utilisé des données de mouvement fort pour contraindre le développement de la rupture lors du séisme mexicain de Oaxaca (1999). Les données de mouvement fort ont été utilisées en association avec des données géodésiques pour remonter au développement temporel de la rupture lors du séisme de Landers et de la séquence sismique de Colfiorito. En ce qui concerne le séisme de Landers, la qualité et la complémentarité des données nous ont permis d'obtenir un véritable film du glissement. La rupture est hétérogène. On note la présence de zones où le glissement est plus important qu'ailleurs. Ces zones sont séparées par des régions qui correspondent aux zones de relais entre les segments de faille où le glissement est moindre et où la vitesse de rupture diminue.

Mots-clés - Source sismique, Aléa sismique, Intensités, SAR, GPS, Mouvements forts, Inversion, Landers, Oaxaca, Chamoli, Colfiorito.

Seismic rupture study using near-source data : Application to seismic hazard assessment

Abstract - This work presents seismic source studies using near-field data. In accordance with the quality and the quantity of available data we developed and applied various methods to characterize the seismic source. Macroseismic data are used to verify if simple and robust methods used on recent instrumental earthquakes may provide a good tool to calibrate historical events in France. These data are often used to characterize earthquakes to be taken into account for seismic hazard assessment in moderate seismicity regions. Geodetic data (SAR, GPS) are used to estimate the slip distribution on the fault during the 1992, Landers, California earthquake. These data are also used to precise the location and the geometry of the main events of the 1997, Colfiorito, central Italy, earthquake sequence. Finally, the strong motions contain the most complete information about rupture process. These data are used to discriminate between two possible fault planes of the 1999, north India, Chamoli earthquake. The strong motions recorded close to the 1999, Mexico, Oaxaca earthquake are used to constrain the rupture history. Strong motions are also used in combination with geodetic data to access the rupture history of the Landers earthquake and the main events of the Colfiorito seismic sequence. For the Landers earthquake, the data quality and complementarity offered the possibility to describe the rupture development with accuracy. The large heterogeneities in both slip amplitude and rupture velocity variations suggest that the rupture propagates by breaking successive asperities rather than by propagating like a pulse at constant velocity. The rupture front slows as it encounters barriers and accelerates within main asperities.

Keywords - Seismic source, Seismic hazard, Intensities, SAR, GPS, Strong motions, Inversion, Landers, Oaxaca, Chamoli, Colfiorito.