



**HAL**  
open science

# Caractérisation de la source sismique à partir des données en champ proche. Application aux séismes de Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie)

Fethi Semmane

► **To cite this version:**

Fethi Semmane. Caractérisation de la source sismique à partir des données en champ proche. Application aux séismes de Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00009839

**HAL Id: tel-00009839**

**<https://theses.hal.science/tel-00009839>**

Submitted on 26 Jul 2005

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

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

Université Joseph Fourier, Grenoble I  
Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble  
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

Thèse de Doctorat

Présentée par

**Fethi SEMMANE**

En vue de l'obtention du titre de

Docteur de l'université Joseph Fourier, Grenoble I

Spécialité : Géophysique

**Caractérisation de la source sismique à partir des  
données en champ proche. Application aux séismes de  
Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie).**

Thèse soutenue le 30 mai 2005, devant le jury composé de :

Isabelle MANIGHETTI.....	Président
Anne DESCHAMPS.....	Rapporteur
Jacques DÉVERCHÈRE.....	Rapporteur
Karim YELLES.....	Examineur
Hideo AOCHI.....	Examineur
Michel CAMPILLO.....	Directeur de Thèse
Fabrice COTTON.....	Directeur de Thèse



## **Avant Propos**

Je tiens à remercier Michel Campillo (Directeur du LGIT à l'époque) pour m'avoir donné l'occasion d'effectuer ce travail au sein du LGIT et d'avoir accepté de diriger ma thèse avec Fabrice Cotton que je ne remercierais jamais assez pour m'avoir patiemment guidé et conseillé.

Mes remerciements vont aussi à tous les gens qui forment le LGIT : les chercheurs, les thésards, les informaticiens et ingénieurs, les secrétaires, les bonnes femmes qui nous assurent un environnement sain et propre pour bien travailler, avec tous ces gens là, j'ai passé d'agréables moments. Merci à toutes et à tous pour l'environnement humain et scientifique.

Je n'oublierai pas Mesdames Le Proux et Péna et Mademoiselle Marouani du Service « Accueil Étudiants Étrangers » du CROUS de Grenoble, pour leur disponibilité permanente et leur patience.

De l'autre rive de la méditerranée, je remercie Karim Yelles, le directeur du CRAAG, pour m'avoir donné cette occasion de se former dans une discipline où spécialement l'Algérie est en manque flagrant de spécialistes.

Je remercie Anne Deschamps et Jacques Déverchère d'avoir accepté de rapporter ce mémoire, Hideo Aochi et Karim Yelles d'avoir accepté d'examiner mon travail et Isabelle Manighetti de présider le Jury.

Enfin et bien sûr un grand merci à toute ma famille et mes amis qui n'ont pas cessé de m'encourager tout au long de cette période.



# Résumé

---

## **Caractérisation de la source sismique à partir des données en champ proche. Application aux séismes de Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie).**

Les deux séismes que nous avons choisis d'étudier se sont tous les deux produits sur des failles cachées et ignorées. Nous avons utilisé toutes les données disponibles pour préciser la localisation et la géométrie des failles ayant joué lors des deux séismes.

Le séisme de Tottori s'est produit sur une faille en décrochement, le glissement est superficiel mais aucune trace claire n'a été observée en surface. Tous les modèles inversés montrent un glissement au sommet de la faille contredisant ainsi les observations en surface. Nous avons testé plusieurs modèles enterrés (compatibles avec les observations en surface) à différentes profondeurs. Les résultats montrent que lorsque le glissement est autorisé à se produire près de la surface, l'accord aux données est sensiblement amélioré. Ces tests confirment que le glissement s'est produit près de la surface. La projection des répliques sur le plan de faille montre que la distribution du glissement sur la faille est contrôlée par une variation des propriétés de la faille avec la profondeur. La rupture lors de ce séisme semble s'arrêter à l'intersection avec un segment de faille perpendiculaire. Le même phénomène (arrêt de la rupture) est observé pendant le séisme de Boumerdes. La localisation précise de la faille lors de cet événement est possible grâce aux données GPS. La position de faille proposée explique bien les observations. La distribution du glissement sur la faille après inversion en deux étapes, montre que la rupture est bilatérale avec deux zones de large glissement. Le calcul de la variation de contraintes de Coulomb, montre un chargement de la partie NW de la faille de Thénia, supposée jouer un rôle dans l'arrêt de la rupture.

---

### **Mots-clés**

Sismologie, source sismique, mouvements-forts, GPS, inversion cinématique, contrainte de Coulomb, faille cachée, arrêt de la rupture, Tottori, Boumerdes.



# Abstract

---

## **Seismic source characterization using near-field data. Application to the Tottori (Japan) and Boumerdes (Algeria) earthquakes.**

The two earthquakes, which we chose to study in this thesis, are all the two produced on hidden and ignored faults. We used all the data available to specify the localization and the geometry of the faults having played at the time of the two earthquakes.

The Tottori earthquake occurred on a strike-slip fault, the slip is superficial but no clear trace was observed on the surface. All the inversed models show a slip at the top of the fault thus contradicting the observations on the surface. We tested several models buried (compatible with the observations on the surface) at various depths. The results show that when the slip is authorized to occur close to surface, the agreement with the data is appreciably improved. These tests confirm that the slip occurred near to surface. The projection of the aftershocks on the fault plane shows that the distribution of the slip on the fault is controlled by a variation of the properties of the fault with the depth. The rupture during this earthquake seems to stop when meeting a perpendicular segment of fault. The same phenomenon (stopped rupture) is observed during the earthquake of Boumerdes. The localization of the fault of this event is possible due to GPS data. The position of fault suggested in this study, explains the observations well. The distribution of the slip on the fault after a two-step inversion shows that the rupture is bilateral with two zones of large slip. The calculation of the Coulomb stress variations shows a loading of the NW part of the Thénia fault, which is supposed to play a role in the stop of the rupture.

---

### **Key-words:**

Seismology, seismic source, strong-motions, GPS, kinematics inversion, Coulomb stress, hidden fault, inhibited rupture, Tottori earthquake, Boumerdes earthquake.





## Table des matières

Avant Propos	3
Résumé	5
Abstract	7
Introduction générale	13
<b>Chapitre I : Inversion cinématique de la source sismique: état de l'art</b>	
Introduction	19
1. Problème direct et problème inverse	20
2. Solution du problème inverse, diverses méthodes	20
3. Enjeux des inversions cinématiques	26
Hétérogénéité du glissement sur le plan de faille	26
Explication des formes d'ondes à basses fréquences (<1.0 Hz)	28
Effet de directivité	30
Vitesse de rupture	32
Inversion à hautes fréquences (> 1 Hz)	37
Résolution	42
4. Les images cinématiques comme données de base	43
Lois d'échelles	43
Sismicité déclenchée	45
Dynamique de la source	46
Conclusion	46
<b>Chapitre II : Méthodologie</b>	
1. Les données en champ proche	51
Mouvements forts	51
Que peut-on tirer comme information d'un accélérogramme?	52
Géodésie	55
Distribution 3D des répliques	57
2. Méthode utilisée	58
Paramétrisation	58
Procédure d'inversion	60
Analyse de l'erreur et de la résolution	61
Le lissage	62
Contrainte et approximation	63
3. Modèles de croûte et modélisation des mouvements statiques	63
<b>Chapitre III : Le séisme de Tottori (Japon), 06/10/2000</b>	
<b>I/ Le séisme de Tottori : un fort séisme superficiel sans trace de rupture en surface.</b>	69
<u>Article</u> : The 2000 Tottori earthquake: A shallow earthquake with no surface rupture and slip properties controlled by depth:	
Abstract	70
1. Introduction	71
2. Data	72
Strong motion data	73
Data selection and site effects analysis	73
Data processing and weighting	76
Geodetic data	76

3. Waveform inversion methodology	76
Inversion method	76
Crustal structure model and Green's functions	79
Origin time	80
Fault-plane geometry	80
4. Results	80
Fault-plane geometry selection	80
GPS inversion	81
Strong-motions inversion	82
Data and subfault size choices	84
Boreholes records and large subfaults parameterization	84
Boreholes records and small subfaults parameterization	84
Surface records and large subfaults parameterization	84
Surface records and small subfaults parameterization	86
Two-step inversion with slip allowed at the surface	86
Two-step inversion model with no slip at the surface	86
5. Discussion and conclusions	89

<b>II/ Variation de contraintes statique et dynamique de Coulomb</b>	<b>95</b>
<u>Article</u> : Fault interaction and triggering by dynamic and static stress changes: application to the 2000 Tottori (Japan) earthquake.	95
Abstract	95
1. Introduction	96
2. Static stress changes after the 2000 Tottori earthquake	99
Description of the 2000 Tottori earthquake	99
Static Coulomb stress changes calculations	100
3. Dynamic stress changes after the 2000 Tottori earthquake	102
Input parameters	102
Results on the fault plane of the largest aftershocks	104
4. Estimates of $D_c$ of the largest aftershock	108
Description of the model	109
Triggering delay as a function of the critical slip $D_c$	111
5. Discussion	111
Friction law and aftershock triggering	111
Value of $D_c$ for the largest aftershock	113
Implications for seismic hazard	114
6. Conclusions	114
References	115

<b>Chapitre IV : Le séisme de Boumerdes (Algérie), 21/05/2003</b>	<b>123</b>
---	------------

<b>I/ Localisation de la faille et processus de rupture</b>	<b>124</b>
---	------------

Article: Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria earthquake inferred from geodetic and strong motion data

Abstract	124
1. Introduction	125
2. Geodetic data	126
3. Strong-motions data and velocity structure model	127
4. The Boumerdes earthquake source process	128
Static displacement and fault location	128

Strong-motions inversion	130
5. Discussion and conclusion	132
<b>II/ Variations des contraintes statique et dynamique de Coulomb sur la faille de Thénia suite au séisme de Boumerdes.</b>	<b>134</b>
1. Introduction	134
2. Calcul statique	135
3. Calcul dynamique	139
<b>III/ Contribution à la compréhension des dégâts causés par le séisme de Boumerdes. Calcul de l'Intensité d'Arias.</b>	<b>142</b>
<b>IV/ Éléments de discussion sur le risque sismique à Alger</b>	<b>145</b>
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b>	<b>153</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>161</b>



# Introduction générale

Les dégâts causés par les tremblements de Terre incitent les scientifiques à comprendre les phénomènes en œuvre lors des séismes pour réduire leurs effets destructeurs. Ces effets sont de plus en plus meurtriers du fait de l'urbanisation galopante de certaines villes, en particulier dans les pays en développement.

Aujourd'hui nous savons que la source d'un séisme est liée à une rupture dans la roche. Les ondes que nous ressentons en surface sont émises par le glissement d'un compartiment de roche par rapport à l'autre, sur un plan de faille. Étant donné que la rupture s'initie, se développe et s'arrête à l'intérieur de la Terre solide (parfois sans atteindre la surface), le sismologue n'a pas les moyens d'étudier d'une manière directe ce phénomène, il ne peut qu'observer ses effets en surface. Il peut alors comparer les observations (quand elles sont disponibles) aux modèles analogiques, théoriques ou numériques. Cette comparaison permet essentiellement d'écarter les hypothèses n'expliquant pas la réalité.

L'étude des tremblements de Terre est devenue, en l'espace de quelques décennies, une véritable science. Elle regroupe plusieurs disciplines, physique, mathématiques, mécanique, géologie etc... Cette science a fait un progrès significatif dans la compréhension de la physique de base des tremblements de Terre. Dans le domaine particulier de l'étude de la source sismique, de plus en plus d'observations précises et abondantes sont disponibles pour étudier le phénomène à l'origine des ondes sismiques.

Parmi ces enregistrements, les accélérogrammes sont particulièrement riches en information relative à la source. Ce type d'observation n'est possible qu'en champ proche, dans un rayon de quelques longueurs de failles. Les accéléromètres enregistrent, en effet, l'accélération du sol à très hautes fréquences (petites longueurs d'ondes). Ces dernières sont rapidement atténuées par la propagation entre la source et la station. De plus en plus de failles sont surveillées par ce type d'instrument.

Cette thèse participe à l'effort de compréhension de la source sismique. L'histoire du déplacement en tout point sur le plan de la faille peut être reconstituée en inversant

les observations proches de la zone de rupture. En champ proche, la fonction de Green varie beaucoup en fonction de la position sur le plan de faille. C'est ce qui permet d'imager en détail la distribution spatio-temporelle du glissement.

L'inversion cinématique à basse fréquence reste d'actualité parce que les enjeux de telles inversions sont forts : leur résultats servent de données de base pour d'autres approches pour la compréhension de la source sismique (mécanique de la rupture) ou pour la réduction du risque sismique (scénarii de séismes).

**Les objectifs de la thèse ont été:**

- 1/ Inverser des données en champ proche pour "imager" la rupture sismique de deux séismes qui se sont produits sur des failles non connues,
- 2/ Analyser les causes possibles de l'arrêt de la propagation de la rupture,
- 3/ Étudier la répartition des principales répliques,
- 4/ Préciser les limites et potentialités des méthodes d'inversion à deux différents cas,
- 5/ Donner quelques éléments de réflexion sur le risque sismique à Alger.

Après un état de l'art de l'inversion cinématique et de ses enjeux (chapitre I), nous présentons la méthode d'inversion que nous avons utilisée et les données en champ proche pour l'étude de la source sismique (chapitre II). Cette méthode est utilisée dans les chapitres III et IV de ce manuscrit, où nous nous sommes intéressés à deux séismes quasiment identiques en magnitude, mais dont le mécanisme, le nombre d'observations et surtout le nombre de victimes causées sont très différents.

Dans le chapitre III du manuscrit, nous avons choisi d'étudier l'un des séismes les plus instrumentés, le séisme de Tottori qui a eu lieu en 2000 au Japon. L'abondance des observations et la bonne couverture azimutale sont deux facteurs en faveur d'une bonne contrainte de l'histoire de la rupture de ce séisme.

Le séisme de Tottori est un séisme superficiel d'une assez forte magnitude ( $M_w=6.8$ ). D'après les études géologiques, aucune trace de rupture sérieuse n'a été observée en surface même si (d'après nos travaux) l'endroit de fort glissement sur la faille est très superficiel ( $\sim 5$  km). Le grand nombre et la bonne qualité des données, associés à ce séisme, nous ont permis de bien l'étudier. Nous montrons comment des répliques bien localisées sont d'une grande utilité pour la localisation des failles actives cachées ou autres segments de failles pouvant jouer un rôle dans l'arrêt de la

rupture. Des stations sismologiques proches de la faille aident aussi à mieux contraindre le plan de faille. Nous étudions, bien sûr, le problème connu de ce séisme relatif à la profondeur du glissement, nous discutons les conséquences de ce type de séisme (superficiel sans trace de surface) sur l'estimation de la période de retour et la prédiction des mouvements-forts. Enfin nous terminons l'étude de ce séisme par le calcul statique et dynamique de la variation de contrainte de Coulomb suite au choc principal.

L'autre séisme que nous avons étudié dans le chapitre IV de ce manuscrit, est presque de même magnitude que le précédent. Malheureusement, ce séisme a fait beaucoup plus de victimes humaines et de dégâts matériels, il s'agit du séisme de Boumerdes (Algérie) en 2003. Ce séisme s'est produit à mi-parcours du déroulement de cette thèse. Il n'est pas facile d'étudier un séisme qui se produit dans un pays en développement (les failles sont beaucoup moins instrumentées) lorsqu'on vient d'étudier un séisme qui s'est produit en Californie ou au Japon (comme par exemple Tottori). Malgré tout nous avons eu la chance d'avoir eu à notre disposition quasiment toutes les observations disponibles du choc principal, les données accélérométriques grâce au CGS (Centre de recherche appliquée en Génie Parasismique), Alger, les mesures du soulèvement de la côte dans la région épiscopale qui ont été mesurées, traitées et mises à la disposition des intéressés par Mustapha Meghraoui de l'IPG de Strasbourg, enfin les données des vecteurs horizontaux du déplacement cosismique (GPS), qui étaient nécessaires pour contraindre la position de la faille dans sa partie SW. Ces données, traitées par Eric Calais de l'université de Purdue, nous ont été fournies par le CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique), Alger.

La particularité du séisme de Boumerdes est liée à sa localisation en mer sur une faille non connue avant le séisme. La pauvre couverture azimutale des observations ne facilite pas la tâche ni pour la localisation de la faille ni pour la contrainte du glissement sur la faille. Nous verrons comment la partie SW de la faille (position de la faille et glissement) est mieux contrainte que la partie NE grâce aux données GPS. Nous montrons comment les mouvements verticaux (soulèvement de la côte et nivellements) peuvent être bien expliqués sans contraindre la position de la faille. Nous verrons, comme c'était le cas à Tottori, comment la position d'une faille proche de l'événement, défavorable à la propagation de la rupture peut jouer un rôle dans l'arrêt de celle-ci. Enfin, nous calculons la variation des contraintes statiques et



dynamiques de Coulomb sur cette faille qui est la plus grande faille (connue) proche de la capitale Alger et se trouvant non loin de l'événement du 21 mai 2003.

# Chapitre Premier



# Inversion cinématique de la source sismique aujourd'hui : état de l'art.

## Introduction

Des observations directes permettant de décrire le déroulement d'un tremblement de Terre ne sont pas possibles à cause de deux obstacles majeurs : le premier est lié à la grande profondeur à laquelle le séisme s'initie et aussi, souvent, y prend fin. Le second est dû à la très courte durée de l'événement. Le seul moyen existant pour reconstituer le court instant d'un tremblement de Terre est donc la modélisation et l'inversion de données sismologiques.

Les premières tentatives de construction d'un modèle de rupture ont été basées sur des procédures d'essai et erreur. Archuleta (1982) avait obtenu à cet effet un très bon accord avec les données du séisme d'Imperial Valley de 1979. A la même époque, Olson et Apsel (1982) ont proposé l'utilisation de méthodes inverses. Aujourd'hui, on trouve une classe importante de méthodes d'inversion basée sur l'optimisation de modèle de rupture par rapport aux séries temporelles (sismogrammes) avec différentes implémentations (Hartzell et Heaton, 1983 ; Fukuyama et Irikura, 1986 ; Beroza et Spudich, 1988 ; Das et Kostrov, 1990). Une autre approche consiste à optimiser le modèle par rapport au spectre complexe des sismogrammes (Cotton et Campillo, 1995).

Le théorème de représentation constitue la base théorique de l'imagerie de la source sismique. Le déplacement en un point localisé en espace et en temps par le couple  $(\vec{x}, t)$  dans la direction  $i$ , peut être représenté de la manière suivante :

$$u_i(\vec{x}, t) = \int_0^t dt \iint_{\Sigma} G_{ij,k}(\vec{x}, t; \vec{y}, \tau) M_{jk}(\vec{y}, \tau) d\Sigma \quad (1)$$

$u_i(\vec{x}, t)$  est la composante  $i$  du déplacement au point  $(\vec{x}, t)$ ,  $M_{jk}(\vec{y}, \tau)$  est un tenseur de densité de moment et  $G_{ij,k}(\vec{x}, t; \vec{y}, \tau)$  est la fonction de Green traduisant la réponse

impulsionnelle du milieu au point d'observation  $(\vec{x}, t)$  dans une direction  $i$  due à une dislocation au point source  $(\vec{y}, \tau)$  dans la direction  $j$ . Si on connaît la réponse impulsionnelle du milieu et le déplacement enregistré en surface, une estimation du glissement  $a_i(x, t)$  sur le plan de faille ( $\Sigma$ ) est possible.

### 1. Problème direct et problème inverse

En général, il est plus facile de calculer l'effet d'une cause que d'estimer la cause d'un effet. On connaît en général le raisonnement mathématique ou physique à utiliser pour décrire les observations si les conditions, structure et propriétés de la Terre, sont bien connues. Ce type de calcul constitue le problème direct.

Le problème direct est généralement formulé par l'expression  $d = G(m)$  où  $m$  est la fonction décrivant les paramètres du modèle et  $d$  un nombre fini de données,  $m$  et  $d$  sont tous deux des vecteurs.  $G$  est l'opérateur ou le noyau (physique, géométrie du milieu, etc). Si  $G$  est inversible alors  $m = G^{-1}(d)$  est le problème inverse. En d'autres termes, le problème direct considère les paramètres du modèle et les transforme (à travers  $G$ ) en observation. En revanche, le problème inverse considère les données et les transforme (à travers  $G^{-1}$ ) en paramètres de modèle (Figure 1) capable de générer un enregistrement proche de l'observation.

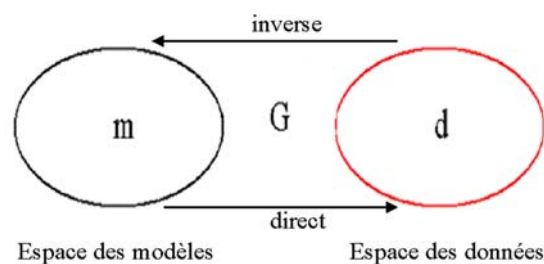


Figure 1. Problème direct et problème inverse

### 2. Solution du problème inverse

Mathématiquement parlant, le problème inverse consiste à minimiser l'écart, que l'on appelle fonction coût, entre le sismogramme synthétique, calculé avec la modélisation directe, et le sismogramme réel. La fonction coût ( $C$ ) est une fonction permettant d'évaluer la « différence » entre les données et le modèle. Elle peut être linéaire ou non linéaire et selon le cas, différents types de programmation sont

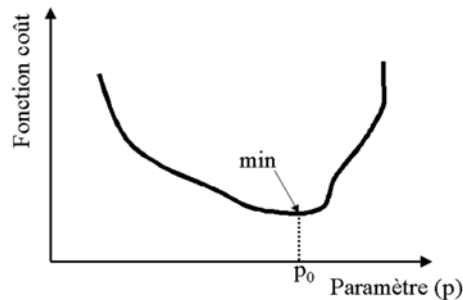
appliqués. On ne peut pas donner n'importe quelle forme à  $C$ . Si l'espace des erreurs  $e = (e_1, e_2, \dots, e_N) = (d_1 - m_1, d_2 - m_2, \dots, d_N - m_N)$  :

$C(e) = \sum_i e_i$ , ne convient pas car les erreurs peuvent se compenser. En revanche

$C(e) = \sum_i |e_i|^2 = \sum_i |d_i - m_i|^2$  convient, et est appelé critère des moindres carrés (norme

L2),  $C(e) = \sum_i |e_i| = \sum_i |d_i - m_i|$  convient aussi, et est appelé critère des moindres modules (norme L1).

Pour minimiser «  $C$  » on peut utiliser une recherche en grille (inversion en grille) qui a l'avantage d'explorer d'une manière homogène l'espace des paramètres. Pour ceci, on discrétise l'espace des paramètres en un nombre fini de solutions possibles. Toutes ces solutions seront testées pour qu'enfin le modèle minimisant le mieux la fonction «  $C$  » soit retenu. Par exemple si un modèle est composé d'un seul paramètre, le paramètre  $p_0$  pour lequel la fonction coût est minimum (Figure 2) est choisi.



**Figure 2.** La fonction coût est minimale au point  $p$  optimal.

Lorsque le problème est de dimension plus importante, il peut être résolu en utilisant une inversion linéaire au sens des moindres carrés (Tarantola et Valette, 1982) où la matrice de covariance sur les données ( $d$ ) est notée  $C_D$  et la matrice de covariance sur le modèle de départ ( $m_0$ ) est notée  $C_M$ . Le système  $d = G(m)$  peut être écrit sous forme matricielle  $d = Gm$ . Pour simplifier le problème, nous supposons que les erreurs sont gaussiennes, le résultat de l'inversion est donné par l'expression (d'après Tarantola, 1987),

$$m = m_0 + (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} G^t C_D^{-1} (d - G m_0) \quad (2)$$

Pour les problèmes non-linéaires, la mise sous forme matricielle ( $d=Gm$ ) n'est plus possible et donc il n'existe pas de solution directe, d'où la nécessité d'utiliser une méthode itérative qui, souvent, ne peut converger qu'après un grand nombre d'itérations.

Une recherche aléatoire (Monte-Carlo) du modèle qui explique le mieux les données peut être utilisée si le nombre de paramètres est restreint. Afin de s'assurer que l'espace des modèles a été suffisamment exploré, un très grand nombre de modélisations directes est nécessaire (inversion globale). Ce type d'inversion n'est donc réaliste que pour un nombre limité de paramètres à inverser (<10). L'avantage de cette approche est de détecter les non-unicités. Il va sans dire que ce type d'algorithme peut être très coûteux en temps de calcul.

Un algorithme de minimisation, par le critère des moindres carrés généralisés, résolu par une méthode de gradient est bien adapté pour réduire les écarts (fonction coût) entre les simulations et les observations. Le principe de cette méthode est le suivant : on fait l'hypothèse que la solution initiale est proche de la solution optimale. Il s'agit d'une linéarisation du problème autour de sa solution. On suppose aussi de pouvoir définir pour chaque itération une direction de descente vers le minimum de la fonction coût, ainsi qu'un pas de descente le long de cette direction.

Principe de la méthode du gradient : Cette méthode itérative est l'une des plus utilisées. Pour un modèle à un paramètre (illustration simple), l'algorithme est donné par la relation :

$$p_{(i+1)} = p_{(i)} - \lambda \cdot (dC/dp)_{p=p_{(i)}} \quad (3)$$

C est la fonction coût,  $\lambda$ , est un nombre (réel) positif choisi de manière à minimiser la fonction coût. Si  $p < p_{\text{optimal}} \quad dC/dp < 0 \rightarrow p_{(i+1)} > p_{(i)}$ , Si  $p > p_{\text{optimal}} \quad dC/dp > 0 \rightarrow p_{(i+1)} < p_{(i)}$ .

Dans le cas de deux ou plusieurs paramètres on prend en compte la pente (direction de descente) du relief et on suit la plus grande pente suivant laquelle on descend d'un pas  $\lambda$ .  $C' = dC/dp$ , est le vecteur gradient.

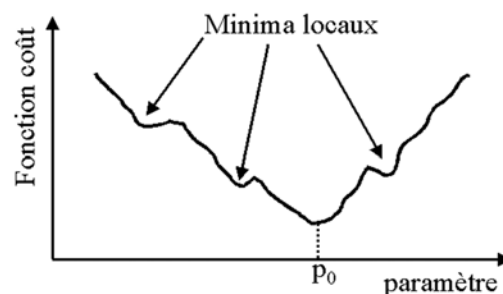
Principe de la méthode de Newton : La méthode de Newton est une autre méthode itérative très utilisée. L'algorithme est donné par l'expression suivante pour le cas d'un seul paramètre:

$$P_{(i+1)} = p_{(i)} - [C'(p) / C''(p)]_{p=p_i} \quad (4)$$

$C'$  et  $C''$  sont les dérivées première et seconde de  $C(p)$ . Dans le cas de deux ou plusieurs paramètres, on applique le même principe :  $P_{(i+1)} = p_{(i)} - \mu[C''(p)]^{-1} \cdot C'(p)$ .  $C''$  est une matrice (Le Hessien) qu'il faut inverser,  $C'$  est la dérivée première de  $C(p)$ ,  $\mu$  est un nombre réel et positif inférieur à un.

Notons qu'il existe une autre méthode d'optimisation, dite la méthode du SIMPLEX (Nelder-Mead, 1965). La méthode du simplex est une procédure itérative permettant d'effectuer une exploration dirigée de l'ensemble des solutions.

Ces différentes méthodes font, cependant, face à un problème : celui des minima locaux. La fonction coût,  $C$ , ne possède qu'un seul minimum, celui que l'on cherche. Les fonctions coût peuvent avoir plusieurs minima comme montré dans la Figure 3. Dans cette situation, selon le paramètre de départ, on peut atteindre ou non la valeur optimale du paramètre.



**Figure 3.** La fonction coût peut avoir plusieurs minima locaux.

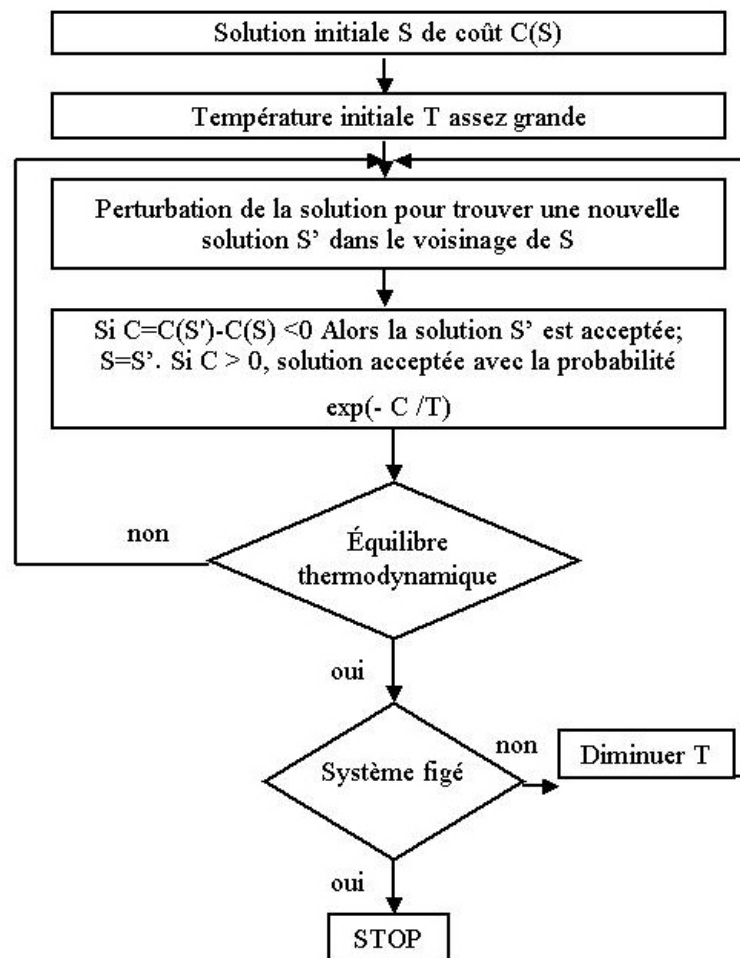
Pour résoudre ce problème de minimum local, d'autres types de méthodes ont été proposés. Les méthodes semi-globales par exemple font intervenir la notion de hasard. On les compare souvent à un aveugle qui tâtonne pour trouver son chemin. Dans cette revue, nous citerons deux exemples bien connus de telles méthodes : l'algorithme du recuit simulé "simulated annealing" et l'algorithme génétique. L'avantage de ces deux algorithmes est de trouver un minimum global à un problème de minimisation et de ne pas rester "coincé" dans un minimum local.



Principe de l'algorithme du recuit simulé ou simulated annealing (Metropolis et al. 1953) :

L'idée d'appliquer le principe du recuit aux problèmes d'optimisation combinatoire est due à Kirkpatrick et al. (1983). Cette idée tire ses origines de la thermodynamique et de la métallurgie. En métallurgie, le refroidissement lent d'une pièce de métal lui confère une structure cristalline d'énergie minimum. Le même principe peut être appliqué aux problèmes d'optimisations. La Figure 4 montre les différentes étapes (algorithme) de la technique.

Pour appliquer le recuit simulé, on doit déterminer quelques paramètres choisis expérimentalement : la température initiale  $T_0$ , la solution initiale  $S_0$ , la règle de transformation permettant de passer d'une solution à une autre, la durée de relaxation (i.e. : le nombre d'itérations de la transformation par palier de température), la loi de décroissance de la température, et le(s) critère(s) d'arrêt.

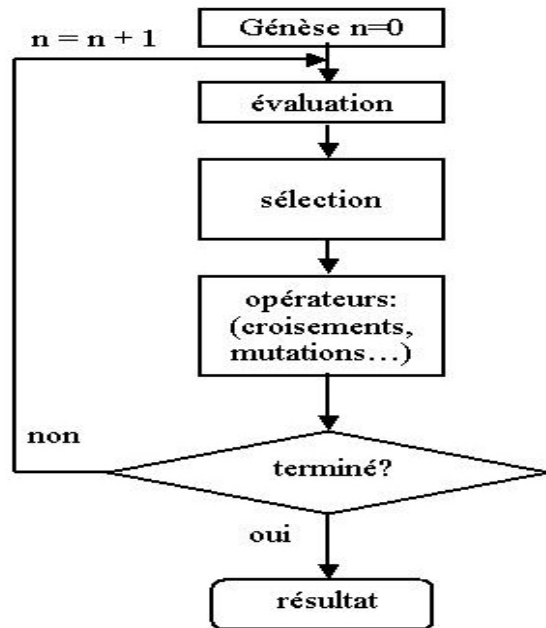


**Figure 4.** Schéma de l'algorithme de l'inversion selon la méthode du recuit simulé.

Comme toute technique, la méthode du recuit simulé a ses avantages et ses inconvénients. Parmi les avantages, on peut citer : la bonne qualité de la solution, la facilité de programmation, une souplesse d'emploi (de nouvelles contraintes peuvent être facilement incorporées). Parmi les inconvénients, il faut noter : le nombre important de "méta-paramètres" (température, solution initiales...) à choisir expérimentalement et le temps de calcul qui est excessif pour certaines applications.

#### Principe de l'algorithme génétique:

Les algorithmes génétiques, qui s'inspirent de la biologie, ne permettent pas d'obtenir assurément une solution optimale exacte, mais plutôt une solution de qualité avec peu d'efforts de calcul. L'algorithme génétique (résumé sur la Figure 5) part de plusieurs solutions possibles (population initiale) générées aléatoirement. Puis vient l'étape de l'évaluation et de la sélection en favorisant la « survie » des modèles donnant les simulations les plus proches des observations. Ceux-ci peuvent alors se reproduire (croisement...) et donnent naissance à une nouvelle génération. Pour favoriser la diversité, l'algorithme crée des mutations de façon aléatoire au moment de la reproduction, ce qui provoque l'apparition de « mutants » issus des meilleurs parents. Les mutants sont placés dans la population. Si la nouvelle population n'est pas satisfaisante, on effectue une autre sélection et on recommence. Ainsi les générations successives deviennent de mieux en mieux adaptées à la résolution du problème. L'avantage de cet algorithme est de produire une population de solutions acceptables à partir de laquelle on peut évaluer la variance des paramètres ou détecter des solutions multiples comme plusieurs « groupes » dans la population adaptée. Un algorithme génétique est capable de résoudre des problèmes dont on ne connaît pas de méthode de résolution ou dont la solution exacte est trop complexe pour être calculée en un temps raisonnable.



**Figure 5.** Schéma de l’algorithme génétique.

Une fois que la solution du problème inverse est déterminée, des tests de stabilité sont effectués pour mesurer le degré de robustesse. Une solution est dite instable quand elle devient sensible aux petites variations dans les données.

### 3. Enjeux des inversions cinématiques

#### 3.1. Hétérogénéité du glissement sur le plan de faille

Comprendre la distribution spatio-temporelle du glissement sur le plan de faille pendant les séismes est une étape fondamentale pour la simulation des mouvements-forts et la compréhension du cycle sismique.

Avec la multiplication des réseaux sismologiques et autres géodésiques, il est possible aujourd’hui d’avoir une image de la distribution du glissement sur le plan de faille et de l’histoire de la rupture en inversant les formes d’ondes enregistrées. Le retour d’expérience montre que la distribution du glissement est très hétérogène dans l’espace et dans le temps comme il est montré dans des dizaines de modèles cinématiques. Cependant, la plupart de ces inversions ont été effectuées à basses fréquences (<0.5-1.0 Hz) à cause de la difficulté de modéliser les formes d’ondes plus hautes fréquences qui sont très complexes. Cette difficulté est due à la complexité du processus de la source et aux phénomènes de diffraction des ondes dans la croûte. A basses fréquences, seules les aspérités de grande taille sont imagées. On peut donc s’attendre à une distribution du glissement plus complexe si

les hautes fréquences sont prises en considération lors de l'inversion. Il est connu que l'aspérité au passage du front de rupture produit une onde d'une période caractéristique proportionnelle à sa taille : plus l'aspérité est petite, plus la fréquence coin du spectre est grande, i.e., la gamme des fréquences émises en déplacement est plus large (voir par exemple le spectre de Haskell).

La distribution du glissement devient de plus en plus hétérogène quand on augmente la fréquence maximale inversée. En comparant un modèle de glissement obtenu par inversion de données géodésiques (mesures du champ statique à la fréquence nulle) et un modèle obtenu par inversion de données sismologiques, pour un même séisme, le nombre de petites aspérités augmente considérablement (voir par exemple Fig. 4 dans Wald et al., 1996).

Ces deux dernières décennies plusieurs grands séismes comme par exemple, Landers, Northridge, Kobé ou Chi-Chi, ont été bien étudiés et des images du glissement sur le plan de faille, obtenues par inversion des données sismologiques et/ou géodésiques, ont donné une idée sur les détails du processus de rupture en espace et en temps à basses fréquences. Malgré les progrès faits dans les moyens de calculs, la programmation, et la qualité des enregistrements sismologiques, les différentes solutions trouvées, pour un même séisme, sont parfois loin de se ressembler. Nous citons comme exemple les modèles de source trouvés pour le séisme d'İzmit en 1999 (Sekiguchi et Iwata, 2002; Gülen et al., 2002; Li et al., 2002; Delouis et al., 2002; Bouchon et al., 2002 ; Yagi et Kikuchi, 2001). Ces exemples illustrent la nécessité de disposer d'un nombre suffisant d'enregistrements pour réaliser des inversions crédibles. L'analyse de résolution est par ailleurs importante pour évaluer le degré de confiance que l'on peut attribuer à un résultat.

En se basant sur les travaux de ces 20 dernières années, nous pouvons conclure que la distribution du glissement est très hétérogène et que parfois la variation en amplitude peut atteindre plusieurs mètres sur quelques kilomètres seulement.

L'hétérogénéité de la distribution du glissement est probablement générée par la combinaison du champ de contraintes statiques préexistant dû aux forces tectoniques et aux séismes précédents, à la sismicité historique, à la géométrie de la faille et à l'effet du processus dynamique régi par la friction.

Depuis peu, il est même possible de comparer la distribution de glissement de séismes successifs sur la même faille. Pour certains grands séismes, les images de la distribution du glissement sur le plan de faille de l'événement et de l'événement qui lui succède (sur le même plan de faille) sont significativement différentes. Nous pouvons citer deux exemples : le séisme des Iles Aléoutiennes en 1996,  $M_w=7.9$  (Tanioka et Gonzalez, 1998) pendant lequel la rupture s'est produite sur la partie qui n'a pas totalement cassé pendant le séisme de 1986. Le séisme de Tokachi-oki en 1968 et le séisme de Sanriku-oki ( $M_w=7.7$ ) en 1994 est un autre exemple de deux séismes qui ont eu une distribution du glissement différente bien que les zones des répliques se chevauchent (Tanioka et al., 1996). Ces observations vont à l'encontre de l'idée que la distribution du glissement pendant des événements caractéristiques est presque identique (Schwartz et Coppersmith, 1984).

### **3.2 Explication des formes d'ondes à basses fréquences (<1.0 Hz)**

Dans le but de retracer l'histoire de la rupture sismique, une inversion des formes d'ondes s'impose. Malheureusement, il n'est pas possible, aujourd'hui, de retrouver tous les détails de la rupture à cause de la complexité des enregistrements. En supposant que la vitesse de rupture sur le plan de faille soit constante, plus la taille de la zone de glissement est petite, plus les vibrations émises sont hautes fréquences. Si une multitude d'aspérités de même taille glissent en même temps, l'opération de « démêlage » sur l'enregistrement devient très difficile. De plus, la modélisation de sismogramme hautes-fréquences n'est pas possible aujourd'hui parce que le milieu entre la source et le sismomètre est très hétérogène et donc le calcul de la fonction de Green théorique est compliqué à effectuer.

En revanche, les ondes longues périodes sont peu influencées par les hétérogénéités de petite taille de la croûte et donc relativement plus faciles à modéliser. Un filtrage passe-bas permet de « filtrer » les petites aspérités et seules les grosses aspérités subsistent. En quelque sorte le filtre en fréquence se transforme en filtre spatial. La limite supérieure de la fréquence diffère d'une étude à une autre, d'un séisme à un autre, elle dépend aussi de la qualité des données à expliquer. Dans la plupart des études elle est inférieure à 1 Hz. Selon les séismes, le nombre et la qualité des enregistrements varient énormément. Ainsi un grand séisme qui se produit au Japon ou en Californie apporte plus d'informations que celui qui se produit là où peu d'instrumentation géophysique existe.

Sur les vingt dernières années, plusieurs inversions ont été effectuées dans le but d'obtenir des modèles expliquant les différents types de données de plus en plus abondantes et dont la qualité ne cesse de s'améliorer au fil des années. Pour les séismes bien instrumentés, plusieurs inversions ont été réalisées dans la bande de fréquence [0-0.5] Hz, par exemple, Wald et Heaton (1994) pour le séisme de Landers; Hernandez et al. (2001) pour le séisme de Oaxaca en 1999 au Mexique. D'autres études ont été réalisées dans une bande fréquentielle plus large ( $\leq 1$ Hz), par exemple, Delouis et al., (2002) pour le séisme d'İzmit; Ji et al., (2002) pour le séisme d'Hector Mine. Mais d'autres, comme Beroza (1991), ont choisi d'inverser des données de mouvements-forts jusqu'à 2 Hz pour le séisme de Loma Prieta en 1989. Ces modèles ont été obtenus en utilisant les méthodes décrites dans les sections précédentes. Les modèles, obtenus en inversant des signaux basses-fréquences, ne nous donnent qu'une idée générale de la position du fort glissement sur le plan de faille. La conséquence en est l'absence de la description des échelles plus petites pourtant génératrices des hautes fréquences qui intéressent la sismologie de l'ingénieur parce qu'elles sont la cause des dommages causés aux différentes constructions suite à un séisme.

Souvent, on trouve plusieurs modèles qui expliquent quasiment de la même façon le même ensemble de données. On dit que la solution est non-unique, dans le sens où il est difficile de dire lequel des modèles est « la bonne solution » en se limitant aux observations sismologiques. Nous avons vu dans une partie antérieure que, par exemple, les méthodes d'inversions semi-globales proposent un ensemble de bons modèles qui ne sont pas très différents les uns des autres si la solution est unique. Que faire dans ce cas là ? Il est préférable de ne retenir que les caractéristiques générales (régions à fort glissement, vitesse de rupture moyenne...) de la rupture qui reviennent systématiquement pour chacun des modèles sélectionnés.

Parmi les méthodes d'inversion qui sont utilisées pour expliquer les données sismologiques, peu d'entre elles donnent une estimation quantitative de l'accord entre les données observées et les données théoriques, par conséquent, une comparaison entre deux modèles trouvés est quasiment impossible. La méthode que nous avons utilisée dans cette thèse donne l'opportunité de comparer quantitativement les enregistrements théoriques et observés par le calcul de la réduction de variance (Cohee et Beroza, 1994). Cotton et Campillo (1995) ont pu

expliquer les enregistrements du séisme de Landers avec une réduction de variance approchant les 70 %. Semmane et al. (2005b) sur certains modèles du séisme de Tottori, à un peu plus haute fréquence et avec un nombre supérieur de données, ont atteint un niveau équivalent.

### **3.3. Effet de directivité**

Lorsqu'une rupture se propage dans une direction, l'observateur se trouvant dans la direction de la rupture verra un pulse plus court que celui vu par un observateur placé dans la direction opposée. Cette dépendance azimutale est appelée directivité. Cet effet a été décrit par Beniof (1955) et baptisé directivité par Ben-Menahem (1961).

#### Dépendance fréquentielle

L'effet de directivité n'est ni systématiquement ni simplement identifiable sur les enregistrements de mouvements-forts. Les travaux de Boatwright et Boore (1982) ont été les premiers à mettre en évidence et à montrer l'effet de directivité sur les accélérations hautes fréquences, plus précisément dans la bande fréquentielle qui intéresse la sismologie de l'ingénieur [1-10] Hz (analyse des données des mouvements-forts du séisme de Livermore Valley en 1980). La variation azimutale de l'accélération du sol, corrigée des effets de l'atténuation et de l'expansion géométrique, durant ce séisme, a atteint un facteur de 10. Cette valeur peut être obtenue dans le cas où, par exemple, une onde S se propage dans la direction de propagation de la rupture ( $\theta = 0$ ) avec une vitesse de rupture  $V_r = 90\%V_s$ .

Campillo (1983) travaillant à des fréquences entre [0-5] Hz, a montré la forte dépendance azimutale de la forme et de l'amplitude du signal. Il a montré aussi que pour des observations proches de l'azimut (faibles  $\theta$ ) les accélérations sont caractérisées par de plus grandes amplitudes par rapport aux observations loin du plan de faille ( $\theta$  grands), et le nombre de pulses dans ce dernier cas ( $\theta$  grands) est plus important.

D'autres travaux ont été effectués sur l'effet de directivité à hautes fréquences (par exemple, Joyner, 1991 ; Bernard et al., 1996).

### Dépendance de l'angle du vecteur glissement (rake)

Aagaard et al. (2004) ont étudié l'effet de quelques paramètres de la source (pendage du plan de faille et angle du vecteur glissement) sur la vitesse et le déplacement du sol près de la source. Ils ont montré que pour qu'une forte directivité soit observée lors d'un grand séisme, deux conditions sont nécessaires : 1) la station sismique doit être dans la direction de propagation de la rupture, 2) la rupture doit se propager parallèlement à la direction du vecteur glissement. Leurs résultats expliquent pourquoi on n'a pas eu une très forte directivité lors du séisme de Chi-Chi malgré une magnitude élevée ( $M_w=7.6$ ). Lors de ce séisme, la rupture s'est propagée suivant l'azimut de la faille (vers le nord) alors que le vecteur glissement est perpendiculaire au strike (au moins sur la surface à plus fort glissement). En résumé, cette étude a montré que l'effet de directivité est plus sévère lorsque : la rupture est unilatérale et se fait parallèlement au vecteur glissement (mode II) et enfin lorsque le plan de faille est à très fort pendage (presque vertical). L'effet de directivité est faible ou absent lorsque la rupture est bilatérale et se propage perpendiculairement au vecteur glissement sur un plan de faille à faible pendage (l'exemple type du séisme de Chi-Chi).

### Conclusion

A priori, il n'y a pas eu beaucoup d'observation de large effet de directivité. La raison réside, en partie, dans le fait qu'il est difficile de séparer l'effet de directivité de, par exemple, l'effet des conditions de site ou de la propagation d'onde dans un milieu complexe. Ce manque d'observation peut être dû aussi au fait qu'un effet de directivité important est observable uniquement pour des valeurs faibles de  $\theta$  (Joyner, 1991). Par conséquent, seuls les séismes bien instrumentés peuvent offrir l'opportunité d'étudier l'effet de directivité.

L'effet de directivité a pour conséquence la variation spatiale de l'amplitude et de la durée du mouvement du sol autour de la faille. Par exemple, Somerville et al. (1997) ont montré, lors du séisme de Landers, que pour les longues périodes (déplacement et vitesse) il existe une grande différence entre l'amplitude du mouvement du sol s'opérant perpendiculairement à la direction azimutale (strike-normal) et l'amplitude du mouvement du sol s'opérant parallèlement à la direction azimutale (strike-parallel). Cette différence n'apparaît pas à courtes périodes (accélération).



### 3.4. Vitesse de la rupture

#### Introduction

Du fait de l'importance des effets de directivité potentiels sur l'amplitude des mouvements forts il est important de connaître à quelle vitesse une faille rompt lors d'un grand tremblement de Terre. Les études passées ont montré une grande variabilité de cette vitesse. Pour le séisme de Nicaragua en 1992, une très faible vitesse de rupture a été rapportée par Kikuchi et Kanamori (1995). Nous verrons plus bas que des vitesses supersoniques ont par ailleurs été trouvées par d'autres auteurs. Le résultat a des implications directes sur le calcul des mouvements forts (pour l'évaluation de l'aléa sismique) et aussi sur la compréhension de la physique des tremblements de Terre. La vitesse de la rupture est un paramètre physique très important qui contrôle l'émission des radiations hautes fréquences lors de la rupture sismique (Madariaga, 1977 ; Spudich et Frazer, 1984). Ce type de radiation pourrait être la cause principale des sérieux dégâts causés sur les constructions dont la fréquence de résonance est supérieure à 1Hz. Malheureusement, ce paramètre est peu contraint lors de l'inversion cinématique de la rupture sismique à cause du couplage qui existe avec le temps de montée (Cotton, 1995 ; Vallée, 2003) par conséquent les valeurs calculées sont souvent peu résolues.

#### Retour d'expérience des études théoriques ou expérimentales.

Les premières études théoriques de la dynamique de la fracture ont suggéré que la limite supérieure de la vitesse de rupture sur un plan dans un milieu homogène, linéaire et élastique, est égale à la vitesse des ondes de Rayleigh en mode II où le glissement est parallèle à la direction de propagation de la rupture. Des résultats numériques (par exemples : Day, 1982) ont montré que la vitesse de rupture pour le « shear-crack » de mode II, qui est le cas de la majorité des mécanismes en décrochement (c.f. section suivante), peut être soit inférieure à la vitesse des ondes de Rayleigh ( $V_r < V_R$ ), soit intersonique ( $\beta < V_r < \alpha$ ). Das et Aki (1977) mais aussi Andrews (1976); Burridge (1973) parmi d'autres ont montré que suite à des études théoriques et/ou numériques la vitesse de rupture peut être supersonique ou même atteindre la vitesse des ondes P. Rosakis et al. (1999) et Xia et al. (2004) montrent dans un travail expérimental qu'une fois les conditions d'équilibre atteintes, la

fissure en cisaillement ou « shear-crack » peut se propager avec une vitesse proche de  $\sqrt{2}$  fois la vitesse de cisaillement (vitesse d'Eshelby).

#### Retour d'expérience des études cinématiques.

Une vitesse de rupture élevée a été observée lors des événements suivants :

Imperial Valley en 1979: Archuleta (1984) en inversant par une méthode d'essai-erreur des accélérogrammes enregistrés suite au séisme de Imperial Valley en 1979 a montré que la rupture peut atteindre, localement, la vitesse des ondes de compression dans le manteau supérieur (>8 km/s). Ce résultat a été soutenu par des observations faites par Spudich et Cranswick (1984) sur le même séisme.

Landers en 1992: Wald et Heaton (1994) ont suggéré un modèle de glissement pour le séisme de Landers en 1992 où la rupture varie significativement du début à la fin. Pendant 2 à 3 s (de 15 à 17.5 s du temps de rupture) la vitesse de rupture a été estimée à 4 km/s. Cette valeur est plus importante que la vitesse des ondes S la plus rapide (3.52 km/s) considérée lors de l'inversion. Olsen et al. (1997) ont montré suite à une modélisation dynamique 3D que la vitesse de rupture varie de la vitesse subsonique à la vitesse supersonique. La vitesse supersonique généralement (au cours de leur modélisation) a eu lieu dans les endroits à forte concentration de contraintes où la résistance à la rupture est relativement basse. Enfin, Hernandez et al., (1999) ont remarqué que dans les régions à fort glissement, la vitesse du front de rupture semble être très rapide et le contraire quand la rupture rencontre une résistance le long de la faille. D'autres aussi ont noté une vitesse de rupture élevée, par exemple, Campillo et Archuleta (1993).

İzmit et Düzce en 1999: Ellsworth et Celebi (1999) ont suggéré une vitesse de rupture supersonique pour mieux expliquer les enregistrements à la station SKR (située tout près de la faille en décrochement) lors du séisme d'İzmit.

Bouchon et al. (2000, 2001 et 2002) ont rapporté que pendant les séismes d'İzmit et de Düzce (ce dernier est survenu 3 mois seulement après le premier) la rupture s'est propagée beaucoup plus rapidement vers l'est que vers l'ouest. Ils ont montré, par des observations et des simulations, que la rupture s'est propagée vers l'est avec une vitesse localement approchant les 5 km/s.

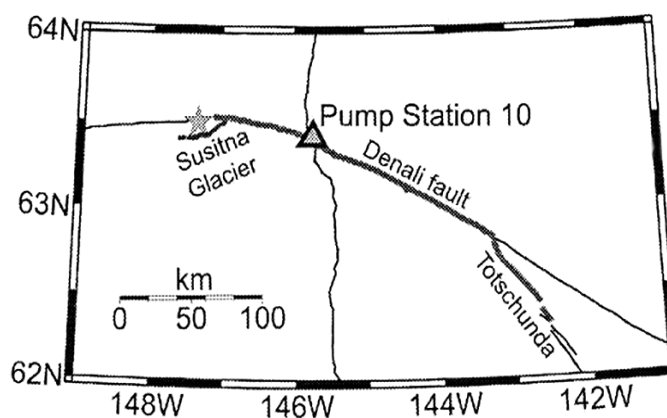
D'autres auteurs, pour expliquer le déphasage entre les données observées et les données synthétiques à la station située à l'est de l'épicentre, ainsi que la courte différence en temps d'arrivées de l'onde S et de l'onde P (S-P) à la station SKR, donnent un autre argument que celui d'une vitesse de rupture supersonique. Anderson et al. (2000) suggèrent ainsi (par le biais d'un modèle de rupture où une vitesse de rupture subsonique a été considérée lors de leur modélisation) qu'une aspérité à faible profondeur et proche de la station SKR (à peu près 40 km à l'Est de l'épicentre) a été déclenchée par le passage d'une onde P provenant de la région hypocentrale. Sekiguchi et Iwata (2002), en procédant à une série d'inversions cinématiques où plusieurs intervalles de vitesses de rupture ont été testés, ont confirmé que la vitesse de propagation de la rupture est différente selon que l'on se dirige vers l'est de l'hypocentre ou vers l'ouest. Ils trouvent une vitesse de rupture de 5.8 km/s (proche de la vitesse des ondes P) à l'est de l'hypocentre (jusqu'à la station SKR) et 3 km/s ailleurs. Ces derniers auteurs préfèrent l'argument du déclenchement par une onde P (Anderson et al., 2000) que celui d'une vitesse supersonique tout en reconnaissant qu'il est difficile de distinguer entre ces deux arguments (déclenchement par une onde P, vitesse de rupture supersonique ou même un troisième argument qui consiste en une combinaison des deux). Une autre étude menée par Delouis et al. (2002) sur ce même séisme d'İzmit (inversion conjointe de données géodésiques, télésismiques et mouvements forts), n'a pas éprouvé le besoin d'une vitesse de rupture supersonique pour pouvoir expliquer les enregistrements à la station SKR. Une vitesse de rupture proche de celle des ondes de Rayleigh (~3.2 km/s) a été déterminée lors de cette étude.

Sakhalin en 1990 : Kuge (1994), en analysant le séisme profond de Sakhalin avec des données télésismiques et régionales, a montré que ce séisme est composé de deux sous-événements assez distants qui se seraient produits en un temps très court. Cette étude conclut qu'une vitesse de rupture supersonique est nécessaire pour expliquer ces données.

Kunlunshan en 2001 : Ce séisme aurait produit la plus longue rupture en surface, près de 400 km, qui n'a jamais été observée à terre (Lin et al., 2002 ; Xu et

al., 2002). Antolik et al. (2004) ont étudié le processus de rupture de ce séisme en utilisant des données télésismiques. Le modèle qui explique le mieux les données est obtenu avec une vitesse de rupture, supersonique, fixée à 3.6 km/s. Bouchon et Vallée (2003) ont montré qu'en utilisant des enregistrements régionaux, on peut observer d'une manière précise la vitesse à laquelle la faille a cassé durant ce grand tremblement de Terre. Cette étude montre que la rupture s'est propagée sur une longueur de faille de près de 400 km avec une vitesse moyenne de 3.7 à 3.9 km/s et qui aurait même approché 5 km/s localement.

Denali en 2002 : un autre grand séisme complexe ( $M_w=7.9$ ) s'est produit sur une faille inverse (Susitna Glacier) avant de « sauter » sur la faille de Denali, un décrochement dextre presque vertical d'après les observations géologiques. La rupture s'est enfin branchée sur un troisième segment de faille dit Totschunda, au sud-est de Denali (Figure 6). Un peu comme lors du séisme d'İzmit, une seule station (PS10) située à 70 km à l'est de l'épicentre mais à 3 km seulement au nord du plan de faille de Denali était localisée à proximité du plan de faille. Cette station a enregistré, au passage de la rupture, une intéressante série de pulses de mouvements forts que les modèles cinématiques n'ont pu expliquer. Dunham et Archuleta (2004) en analysant les enregistrements à la station PS10, ont conclu que seule une vitesse supersonique ( $\sim 1.5 V_s$ ) pourrait expliquer ces pulses (les deux premiers). Cette synthèse récapitule les seuls cas où on a observé une vitesse de rupture qui dépasse la vitesse des ondes S ( $V_s$ ), probablement par manque de données pour certains autres séismes plus anciens.



**Figure 6.** Le séisme de Denali 2002, Alaska (d'après Dunham et Archuleta, 2004).

Les autres études du processus de rupture des grands tremblements de Terre superficiels par inversion des ondes sismiques, ont plutôt montré que la vitesse (moyenne) de propagation du front de rupture est subsonique, souvent entre 70%-90% de  $V_s$  à la profondeur à laquelle s'est produite la plus grande amplitude du glissement.

### Conclusion

Nous avons vu, à travers cette section sur la vitesse de propagation du front de rupture sur le plan de faille lors d'un grand tremblement de Terre, qu'il n'est pas facile de bien contraindre ce paramètre, très important, de la rupture sismique avec les données (en nombre et en genre) qui existent aujourd'hui. Malheureusement, il existe peu ou pas d'événements sismiques offrant l'opportunité de mener des discussions sur les limites de la vitesse de rupture (bien contrainte) avec un nombre suffisant de données. En effet, avant les séismes d'İzmit, Düzce, Kunlunshan et Denali, qui se sont produits en un temps relativement court, les seuls cas de séismes connus pour avoir cassé, à un certain moment de la rupture, avec une vitesse de rupture supersonique sont les séismes d'Imperial Valley en 1979 et de Landers en 1992. Mis à part les travaux de Andrews (1976) qui y sont antérieurs, ces deux séismes n'avaient pas réussi à provoquer un débat sur la limite de la vitesse de rupture. On a attendu donc les événements survenus 20 ans après Imperial Valley, pour que les sismologues et autres mathématiciens commencent à s'intéresser aux conditions qui mèneraient à une vitesse supersonique, par exemple, Weertman (2002), Fukuyama et Olsen (2002), Dunham et al. (2003), et aussi les conséquences potentielles en terme de risque sismique (Somerville et al., 1997).

Parmi les séismes que je viens de citer, tous partagent, au moins, un point en commun (en plus de la vitesse de rupture supersonique) : un mécanisme en décrochement. Le séisme de Sakhalin en 1990, constitue l'exception de cette liste : il s'agit d'un séisme profond (+600 km,  $M_w=7.1$ ), pour lequel, il est, souvent, difficile d'estimer correctement la vitesse de rupture, à cause de l'absence de données proches. Notons par ailleurs que le séisme de Bolivie en 1994 ( $M_w=8.3$ ), le plus important séisme profond (635 km) jamais enregistré, a été caractérisé par une très faible vitesse de rupture ( $V_r=20\%$  de  $V_s$ ) avec une étude de bonne résolution (Kikuchi et Kanamori, 1994). On serait finalement tenté de penser qu'une vitesse supersonique est intrinsèque aux grands séismes superficiels en décrochement.

### **3.5. Inversion à hautes fréquences (> 1 Hz)**

Hernandez dans sa thèse (Hernandez, 2000) avait présenté l'état de l'imagerie des radiations hautes-fréquences en citant les premières tentatives "courageuses" effectuées pour imager les sources de radiation haute-fréquence sur le plan de faille lors de la rupture sismique. Ces méthodes utilisent l'enveloppe des accélérogrammes au lieu de la phase du fait de la complexité de cette dernière dans la bande de fréquence 1-10Hz. L'utilisation des enveloppes reste aujourd'hui l'unique méthode développée pour arriver à comprendre le processus de radiation haute-fréquence.

Dans ce manuscrit, nous rappelons les résultats des travaux théoriques, nous citons aussi les quelques résultats publiés et enfin nous discutons la fiabilité de cette approche (inversion de l'enveloppe des sismogrammes).

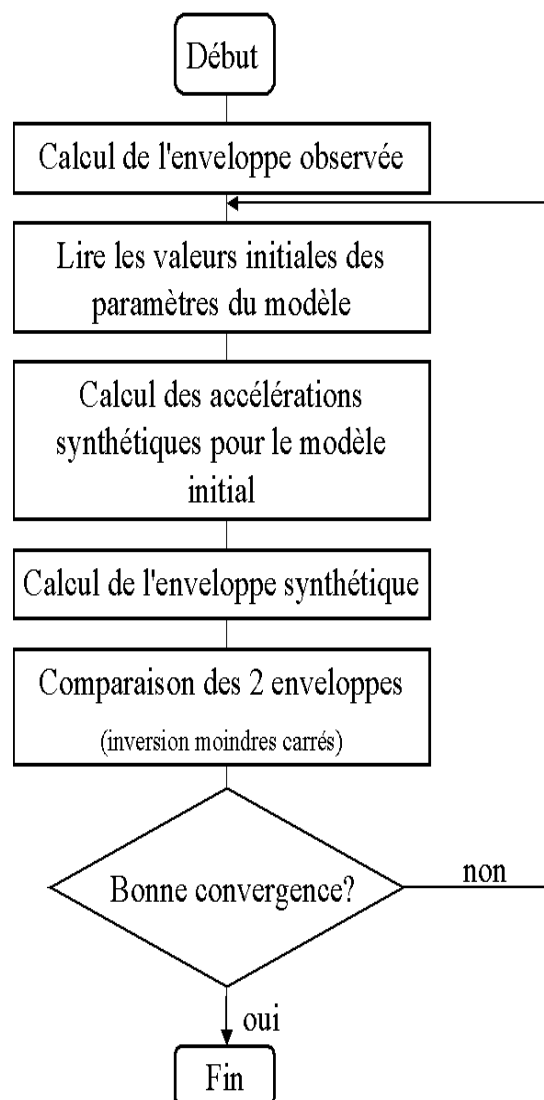
Das and Aki (1977); Madariaga (1977), et d'autres, ont montré, à travers des études théoriques, que les radiations hautes-fréquences sont plus sensibles à la dynamique de la source du séisme, à l'accélération et la décélération de la rupture ou à un changement rapide dans l'amplitude du glissement. Ces conditions ont souvent lieu à l'initiation, à l'arrêt de la rupture ou dans les régions à fort glissement. Campillo (1983) en calculant les radiations hautes-fréquences en champ proche d'un crack circulaire, a montré que la cinématique du front de rupture joue un rôle important dans la radiation haute-fréquence, et que les grands pics d'accélération peuvent être associés aux changements brusques de la vitesse de rupture. Zeng et al. (1993) ont montré, plus récemment, que pour le séisme de Loma Prieta de 1989, la région hypocentrale a été le théâtre d'une forte radiation à hautes-fréquences. Selon Hartzell et al. (1996) la même chose s'est produite lors du séisme de Northridge en 1994. Lors des 3 premières secondes du processus de rupture de ce séisme, la vitesse de rupture a varié de 2.8 km/s à 3 km/s. Cette variation de la vitesse de rupture s'est accompagnée d'une radiation à haute-fréquence significative. La radiation haute-fréquence est due non pas au fait que la rupture s'est propagée à 3 km/s, qui est, en fait, une valeur typique des vitesses de rupture rencontrées dans la plupart des tremblements de Terre, mais à l'accélération de la vitesse de propagation de la rupture.

Pour imager les sources de radiation haute-fréquence, l'approche déterministe n'est, malheureusement, pas possible à cause de l'incohérence à l'émission des ondes sismiques hautes-fréquences et l'absorption rapide dans les milieux de ces ondes haute-fréquence.

L'inversion des formes d'onde des mouvements-forts à basses fréquences ( $< 1.0$  Hz) pour imager la distribution spatio-temporelle du glissement sur le plan de faille est aujourd'hui largement utilisée. En revanche, à plus hautes-fréquences il est difficile, voire impossible, d'expliquer les phases d'ondes du fait surtout de la difficulté à calculer la fonction de Green théorique. Ces difficultés proviennent de la complexité de la propagation d'onde et des effets de site. Zeng et al. (1993), Cocco et Boatwright (1993), et d'autres aussi, au lieu de considérer les phases complexes des ondes, se sont aussi intéressés à l'enveloppe des accélérogrammes pour obtenir une image des endroits générant les radiations hautes-fréquences sur le plan de faille. L'idée est résumée dans la Figure 7. L'enveloppe peut être calculée en utilisant la définition de Farnbach (1975) :  $E[\ddot{u}(t)] = \sqrt{(\ddot{u}^2(t) + H^2[\ddot{u}(t)])}$ , où  $H[\ddot{u}(t)]$  est la transformée de Hilbert de la série temporelle  $\ddot{u}(t)$  (accélération du sol lors du séisme) et  $E[\ddot{u}(t)]$  est l'enveloppe du signal. Le calcul synthétique est réalisé en utilisant les fonctions de Green empiriques et enfin le problème inverse est résolu par la méthode des moindres carrés. Les résultats de ces inversions, i.e., la distribution, sur le plan de faille, de l'intensité de l'accélération ont été conformes aux résultats théoriques. Ces sources d'énergie haute fréquence sont, en effet, localisées le long ou près des zones à fort glissement pour le séisme de Loma Prieta (Zeng et al., 1993). Un résultat similaire a été obtenu pour le séisme de Kushi-Oki en 1993 (Takehi et Irikura, 1996) : l'origine des ondes hautes-fréquences se situe à la périphérie du plan de faille ou à la limite de la zone à fort glissement. D'autres études ont aussi montré que les régions d'où émanent les radiations hautes-fréquences sont situées aux bords de la faille pour le séisme de Tokachi-Oki en 1968 (Mori et Shimazaki, 1984), au niveau des discontinuités du plan de faille pour le séisme de Hokkaido-Nansei-Oki en 1993 (Takehi et Irikura, 1997) ou aussi au niveau de la zone de rupture en surface (faille de Nojima, séisme de Kobé en 1995, voir Figure 8b) qui a émis des radiations basses et hautes-fréquences (Takehi et al., 1996).

Ide (1999) a comparé des modèles obtenus en inversant des données de mouvements-forts à basse-fréquence (en utilisant des fonctions de Green théoriques) et à haute-fréquence (en utilisant des fonctions de Green empiriques). La zone de glissement dans les modèles hautes-fréquences est, là encore, située aux bords de la zone de glissement dans les modèles à basses-fréquences.

Aguirre et Irikura (2003) ont aussi utilisé l'enveloppe des accélérogrammes pour étudier les radiations hautes-fréquences de la source. Il s'agit, à ma connaissance, de la seule publication où on trouve des tests de résolution sur l'imagerie des radiations hautes-fréquences. Ces auteurs ont utilisé une approche semblable pour inverser les sismogrammes hautes-fréquences du séisme de Kobe en 1995. Des répliques ont été utilisées comme fonctions de Green empiriques. La fiabilité de l'inversion de l'enveloppe des hautes-fréquences est influencée par le nombre de paramètres inconnus qui, à son tour, dépend de la taille des sous-failles.



**Figure 7.** Organigramme de la méthode d'inversion de l'enveloppe.



La résolution dépend aussi du nombre de stations. En comparant le meilleur modèle de radiation hautes-fréquences avec les modèles de distribution du glissement à basses-fréquences obtenu notamment par Sekiguchi et al., (2000), ces auteurs retrouvent les caractéristiques trouvées par les autres travaux : les sources de radiation hautes-fréquences sont localisées là où commence la rupture, à la limite de zones à fort glissement et enfin à la bifurcation géométrique du plan de faille située sous la ville de Kobe, là où les dégâts ont été les plus importants.

Pour conclure, nous avons choisi quatre résultats pour comparer les modèles de sources de radiation haute-fréquence avec le modèle de glissement à basse-fréquence) de quatre séismes différents (Table 1).

**Table 1:**

Référence	Séisme étudié	Modèle de glissement B.F. utilisé
Kakehi et Irikura, 1996	Kushiro-Oki, 1993	Takeo et al., 1993
Aguirre et Irikura, 2003	Kobe, 1995	Sekiguchi et al., 2000
Nakahara et al., 1998	Sanriku, 1994	Nakahara et al., 1998
Zeng et al., 1993	Loma Prieta, 1989	Zeng et al., 1993

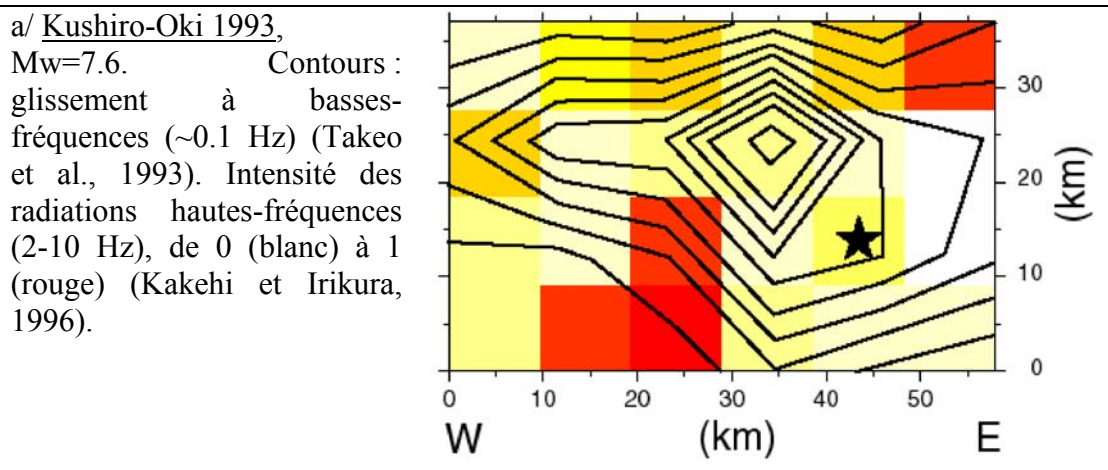
Sur la Figure 8, nous avons regroupé quatre modèles de distribution de radiation haute fréquence, obtenus dans des études différentes pour quatre séismes différents. L'intensité des radiations hautes-fréquences varie de 0 (en blanc) à 1 (en rouge). Ces modèles de radiation haute fréquence sont ensuite comparés aux modèles de distribution du glissement à basses fréquences. Nous pouvons voir sur la Figure 8-a que deux endroits sur le plan de faille sont principalement émetteurs de radiation haute fréquence : au SW de l'hypocentre, là où la rupture a du mal à se propager et au sommet de la faille là où le glissement est très faible. En résumé, le maximum de radiation haute-fréquence et le maximum du glissement à basse-fréquence sont bien distincts pour le séisme de Kushiro-Oki, 1993. Sur la Figure 8-b nous pouvons voir que, de part et d'autre de l'hypocentre, existent des sources de radiations haute fréquence coïncidant avec les extrémités des segments de failles et aussi de la trace de rupture en surface (faille de Nojima). D'autres sources de moindre importance existent sous la ville de Kobe en haut et en bas de la faille. Pour le séisme de Sanriku, les sources de radiations haute fréquence se situent à la phase d'arrêt de la rupture (Fig. 8-c, à gauche) là où l'amplitude du glissement se réduit considérablement (Fig. 8-c, à droite). Enfin, l'exemple du séisme de Loma Prieta où

on remarque que les sources de radiations hautes-fréquences sont à la limite des régions à fort glissement (Fig. 8-d).

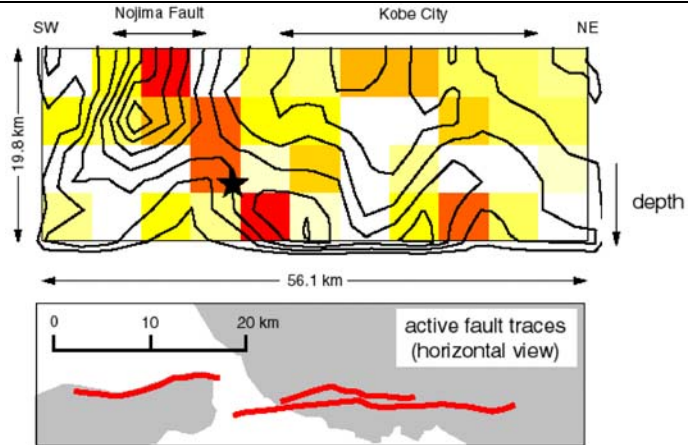
### Conclusion

Au terme de cette section et suite aux différents travaux théoriques et numériques, nous pouvons conclure que :

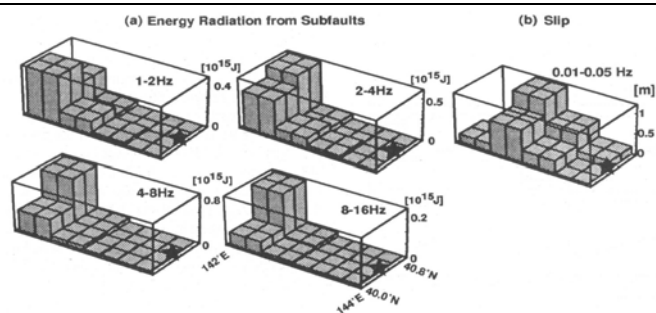
- 1/ l'image de la source sismique est différente selon que l'on est à basse fréquence (< 1 Hz) ou à haute-fréquence (1-10) Hz (Ide, 1999).
- 2/ les radiations hautes-fréquences semblent provenir des limites des zones à fort glissement, mais pas systématiquement (par exemple Zeng et al., 1993).
- 3/ les discontinuités sur le plan de faille peuvent être une source de radiation haute-fréquence (Aguirre et Irikura, 2003).
- 4/ le changement brusque de la vitesse de rupture est aussi une source de radiation haute-fréquence (Hartzell et al., 1996).
- 5/ tous les modèles hautes-fréquences sont assez semblables bien que différentes fonctions de Green empiriques ont été utilisées (Ide 1999).



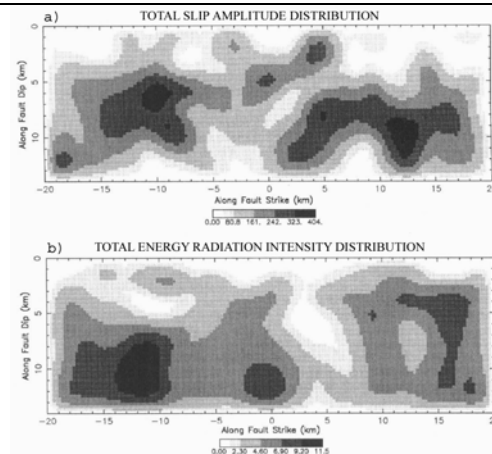
b/ Kobe, 1995, Mw=6.9.  
 Contours : glissement à basses- fréquences (0.1-0.5 Hz) (Sekiguchi et al., 1996).  
 Intensité des radiations hautes-fréquences (2-10 Hz), de 0 (blanc) à 1 (rouge).



c/ Sanriku, 1994, Mw=7.7. A gauche, radiation haute-fréquence dans 4 gammes de hautes-fréquences. A droite, distribution de l'amplitude du glissement sur la faille. L'étoile indique l'hypocentre (Nakahara et al., 1998).



d/ Loma Prieta, 1989, Mw=7.1. a) amplitude du glissement sur le plan de faille. b) intensité des radiations HF.



**Figure 8.** Sources de radiation haute fréquence et distribution du glissement à basses-fréquences sur le plan de faille.

### 3.6. Résolution

Le fait de trouver un modèle de source expliquant bien les différentes observations ne garantit pas que cette solution est proche de la réalité. A chaque grand séisme bien instrumenté, par exemple, Landers, Kobé, ou Chi-Chi, des modèles de source sont proposés par plusieurs auteurs utilisant des méthodes d'inversion différentes. Ces modèles expliquent tous assez bien les données et souvent sont assez proches. Lorsqu'un séisme n'est pas très bien instrumenté, ce qui est le cas du séisme d'Izmit,

les modèles de source peuvent tous expliquer les données peu nombreuses mais la ressemblance entre modèles n'est pas garantie. Le défi est donc, d'accompagner les modèles proposés par des tests de résolution et d'unicité, montrant quelle est la partie de la distribution du glissement sur la faille qui est bien résolue ou au contraire peu résolue. Das et Kostrov (1990, 1994) devant ce problème de non-unicité de la solution, ont choisi de montrer les caractéristiques de la rupture communes aux différentes solutions. Par exemple, le glissement maximum se trouve souvent au même endroit de la faille, et la valeur moyenne de la vitesse de rupture persiste dans les différentes solutions. Dans l'analyse de confiance traditionnelle, un paramètre est bien résolu par l'ensemble de données utilisé, si la barre d'erreur a posteriori est très inférieure à la barre d'erreur a priori. Si les densités de probabilité à priori et a posteriori sont les mêmes alors le paramètre n'est pas résolu (Tarantola, 1987). Les inversions présentées dans cette thèse seront accompagnées d'une discussion sur la résolution.

#### **4. Les images cinématiques comme données de base**

L'objectif de ce paragraphe est de montrer les utilisations potentielles des résultats des inversions cinématiques.

##### **4.1. Lois d'échelle**

Les inversions cinématiques sont très utiles pour la compréhension du phénomène des tremblements de Terre et pour l'élaboration de scénarii de séismes. Le nombre important de séismes étudiés depuis des années a permis notamment l'établissement de lois (ou modèles) statistiques de la rupture sismique. Ces lois sont dites relations d'échelles. Le moment sismique (et donc la magnitude de moment) est le paramètre de source, peut-être, le mieux représentatif de la taille du séisme. Les relations reliant ce paramètre à d'autres paramètres, permet d'établir toutes les caractéristiques d'un séisme à partir de la connaissance de la seule magnitude de moment. Les lois d'échelle nous permettront de dire par exemple si un événement de magnitude 9 peut avoir lieu en Méditerranée ou pas. Ces lois montrent que pour une telle magnitude puisse avoir lieu, une faille de longueur de 800 km ou plus est nécessaire. Or en Méditerranée, on ne connaît pas pour l'instant de faille d'une telle longueur.

Ces relations d'échelles existent pour les deux types de paramètres de la source, statiques et dynamiques. Les inversions cinématiques de la source sismique ont contribué à mettre en évidence certaines lois statistiques de la rupture sismique. Par

exemple la relation entre le moment sismique et la durée de la source,  $M_0 \propto \tau^3$  (Kanamori et Anderson, 1975 ; Kanamori et Brodsky, 2004) ou encore la relation entre le moment sismique et la surface de la faille  $M_0 \propto S^{3/2}$  (Kanamori et Brodsky, 2004). La comparaison de ces deux relations suggère que la durée de la source ( $\tau$ ) est proportionnelle à la racine carrée de la surface de la faille ( $\sqrt{S}$ ). Kanamori et Brodsky (2004) définissent l'échelle de longueur d'une faille par  $\tilde{L} \equiv \sqrt{S}$ , la surface de la faille peut être donc représentée par un seul paramètre ( $\tilde{L}$ ), d'où le moment sismique qui est proportionnel au cube de la longueur de la zone de rupture ( $\tilde{L}$ ). Par exemple, pour le cas d'une rupture circulaire d'une chute de contrainte  $\Delta\sigma$  et de rayon  $r$ , le moment  $M_0$  est égal à  $(16/7)\Delta\sigma r^3$ . Cependant, différents rapports de faille ( $L/W$ ) peuvent exister. Scholz (2002), pour les grands séismes crustaux, résume les régimes d'échelle en trois groupes (Table 2). Le rapport ( $\bar{D}/\tilde{L}$ ) entre le glissement et la longueur de la rupture varie peu malgré la large gamme de valeurs que peuvent prendre ces deux paramètres.

Taille	$L < W$	$W < L < 10W$	$L \geq 10W$
Échelle Moment	$M_0 \propto L^3$	$M_0 \propto L^2W$	$M_0 \propto LW^2$

**Table 2.** Relations d'échelle (Scholz, 2002).

Des lois d'échelle basées sur les modèles de glissement ont été développées par Mai et Beroza (2000). Ces relations d'échelle suggèrent une relation non-linéaire entre le déplacement moyen sur la faille et la longueur de la faille pour les séismes en décrochement (strike-slip). En revanche, pour les événements à pendage (dip-slip) une auto-similarité a été constatée. Manighetti et al. (2005) ont montré l'auto-similarité de la forme triangulaire des profils du glissement (cumulé ou sismique) à partir des modèles de distribution du glissement. Somerville et al. (1999) ont développé des relations d'échelle entre les propriétés du glissement sur la faille (nombre et taille des aspérités, glissement moyen, longueur et largeur de la faille, la durée du glissement...) avec le moment sismique. Ces lois d'échelle sont utilisables pour l'élaboration de scénario de séisme dans le but de prédire les mouvements-forts.

Dans cette thèse, nous utiliserons nos inversions cinématiques pour contrôler la validité de ces lois d'échelles.

#### **4.2. Sismicité déclenchée**

Les inversions cinématiques sont aussi nécessaires pour comprendre l'interaction entre séismes.

Les répliques se produisent autour de la faille de manière dispersée. Cette dispersion est plus prononcée dans le cas d'un événement en dip-slip que dans le cas d'un événement en strike-slip (Scholz, 1990). Sur le plan de faille lui-même, Das et Henry (2003) ont montré qu'il n'existe pas de relation universelle entre distribution du glissement et la distribution des répliques. Smith et Van de Lindt (1969) avaient suggéré que les répliques qui se sont produites en dehors du plan de faille suite au séisme de Borrego Mountain (Californie) en 1968 étaient dues à l'augmentation de contraintes dans ces régions (un chargement suite au choc principal). Suite aux travaux de Kostrov et Das (1982) il a été montré que les contraintes en dehors du plan de faille augmentent pour un modèle théorique de fissure en cisaillement. La suggestion de Smith et Van de Lindt (1969) a été, finalement acceptée lorsque Das et Scholz (1981) ont expliqué les répliques produites en dehors du plan de faille comme étant le résultat d'une augmentation de contraintes à ces endroits. Cette augmentation de contraintes, en dehors du plan de faille, d'après Kostrov et Das (1982) est très faible et ne représente qu'un faible pourcentage de la chute de contrainte pendant le choc principal. Par conséquent, seuls les plans de failles favorablement orientés et à la limite de l'instabilité peuvent être déclenchés.

La distribution du glissement sur le plan de faille est utilisée pour calculer le champ de contrainte associé au séisme principal. La distribution du glissement permet ainsi de connaître les déformations dans le milieu et d'en déduire l'état des contraintes sur les plans de failles voisines. D'après des études réalisées par King et al. (1994), le changement de contraintes a une géométrie complexe. Ces auteurs ont montré que la majorité des répliques sont produites dans les endroits (lobes) où la contrainte de Coulomb a augmenté suite au séisme. D'autres résultats intéressants ont été trouvés à l'aide de ce genre d'études. Par exemple, la migration de la sismicité sur la faille Nord-anatolienne (Stein et al., 1996). Toutefois, d'autres travaux (par exemple, Voisin et al., 2004) montrent que des séismes se sont aussi produits dans des zones

défavorisées par le choc principal. Nous verrons un exemple dans le chapitre III (séisme de Tottori) de cette thèse.

### **4.3. Dynamique de la source**

Les résultats des inversions cinématiques servent aussi de données de base pour l'inversion dynamique. D'abord, les contraintes sur le plan de faille sont déterminées (par exemple Ripperger et Mai, 2004) ensuite à l'aide des paramètres de friction (Campillo et Madariaga, 2001), l'histoire dynamique de la rupture est reconstituée. Par exemple, l'image cinématique du séisme de Tottori obtenue dans le chapitre III a été utilisée pour étudier la variation de contrainte engendrée par le glissement sur la faille (stage M2R Sébastien Hok).

### **Conclusion**

Les résultats de l'inversion dépendent de plusieurs facteurs : (1) du choix de la méthode d'inversion elle-même ; (2) des contraintes choisies afin assurer un sens physique à la solution et pour la stabiliser par exemple le choix d'une vitesse de rupture constante; (3) de la paramétrisation ; (4) du mécanisme au foyer et de la profondeur de l'hypocentre ; (5) de la géométrie de la faille ; (6) de la structure de la croûte; (7) du choix du lissage ; (8) du choix de contrainte assurant une cohérence entre le modèle inversé et le glissement observé en surface (par exemple Hernandez et al., 1999) ; (9) du choix d'approximer l'intégrale dans le théorème de représentation par une somme. Toutes ces contraintes conditionnent le résultat final.

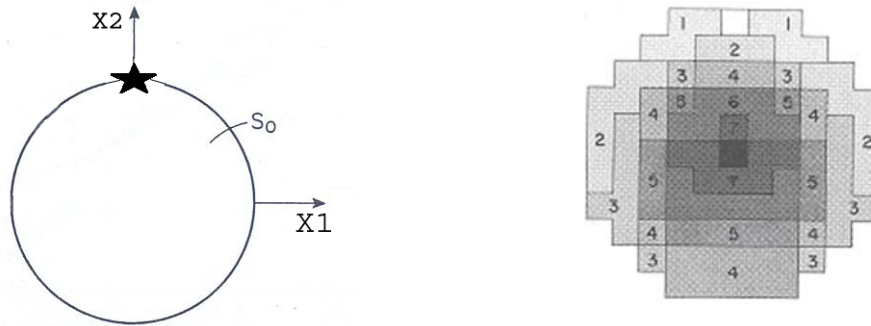
Il existe des limites à l'inversion cinématique. Les limites de l'imagerie de la source sismique se résument aujourd'hui à deux facteurs majeurs. Le premier, est lié à la difficulté d'estimer les fonctions de Green. Dans la plupart des cas, on utilise la simulation numérique pour décrire la réponse du milieu. Vu l'hétérogénéité de la croûte, souvent mal connue, il est très difficile voire impossible de simuler complètement un sismogramme pour des fréquences supérieures à 1 Hz (dans un sismogramme de champ proche on peut trouver des fréquences jusqu'à 100 Hz). L'autre aspect limitatif est lié à la méconnaissance de la géométrie détaillée des failles. Pour les forts séismes ( $M > 6.5$ ) des traces de rupture apparaissent en surface. Ces traces montrent que le glissement se produit non pas sur un seul plan de faille mais sur un ensemble de segments de failles. Aussi, les grandes failles sont marquées par une zone de broyage de plusieurs dizaines de mètres de large. Jusqu'à

quelle profondeur de la faille retrouve t-on cette caractéristique? Il est difficile de répondre à cette question d'autant qu'une faille peut se prolonger sur une quinzaine de km de profondeur en domaine continental et qu'à ces grandes profondeurs, il n'existe aucun moyen d'observation directe.

Un autre défi difficile consiste à trouver l'origine de la variabilité de la vitesse du front de rupture. Aujourd'hui on ne peut déterminer la raison pour laquelle la rupture change de vitesse au cours d'un tremblement de Terre particulier. On connaît, en revanche, les conséquences de ce changement de vitesse de la rupture qui est la radiation haute fréquence et l'effet de directivité.

Une des raisons pour lesquelles les variations de la vitesse du front de rupture ne sont pas détectées lors des inversions des données sismologiques est liée au couplage entre le glissement et le temps de rupture qui affecte les solutions obtenues à partir des enregistrements du champ d'onde dynamique. Une des solutions pour remédier à ce couplage est de contraindre la distribution et l'amplitude du glissement (Hernandez et al., 1999) en utilisant d'autres types de données (SAR, GPS). Ainsi, des détails du temps de rupture peuvent être déterminés. Cette stratégie sera utilisée dans cette thèse et dans l'inversion cinématique proposée par Semmane et al., (2005b, séisme de Tottori), deux aspérités situées à 5 km de profondeur et à une distance de 10 et 15 km suivant l'azimut de la faille (Figure 10 du chapitre IV) seront localisées. Le front de rupture semble aborder ces aspérités par un mouvement de double encerclement. Ce double-encerclement a déjà été simulé numériquement par Das et Kostrov (1983). La rupture aborde l'aspérité circulaire à la case blanche (étoile sur Figure 9) puis elle suit les bords de l'aspérité des deux côtés avec une légère propagation radiale vers l'intérieur. Une fois que l'aspérité est totalement encerclée, l'intérieur casse. Intuitivement, on admet que la rupture sur le plan de faille emprunte les chemins sur lesquels la résistance est moindre. Les résistances de petites tailles peuvent alors être contournées ou même « sautées » par la rupture. Cette résistance peut se matérialiser par, entre autres, un très fort ou très faible champ de contrainte préexistant, un système de faille complexe (par exemple segments de faille perpendiculaires à la direction de propagation de la rupture) ou des propriétés mécaniques défavorables à la rupture.





**Figure 9.** a) La géométrie circulaire de l'aspérité ( $S_0$ ) dans le plan ( $x_1, x_2$ ), le point d'initiation de la rupture est marqué par une étoile, b) évolution de la rupture en fonction du temps. L'initiation de la rupture se fait à la case blanche, la dernière case à glisser est la case noire (d'après Das et Kostrov 1983). Une vitesse de rupture très lente au centre, beaucoup plus rapide sur les bords.

# Chapitre Second



# Méthodologie

Dans ce chapitre, nous décrivons tout d'abord les différentes données que nous avons utilisé pour étudier la source sismique. Ensuite, nous expliquons la méthode utilisée pour inverser les données. Enfin, nous comparons et discutons les méthodologies pouvant être utilisées pour le calcul des déformations statiques. Cette discussion est notamment importante pour inverser les données géodésiques.

## **I/ Les données en champ proche**

### **1. Les mouvements-forts**

#### **1.1. Introduction**

Après chaque grand séisme, les secousses fortes du sol causent d'énormes dégâts matériels et malheureusement souvent humains surtout lorsque le séisme se produit dans des villes à forte urbanisation comme c'était le cas pour les séismes de Mexico en 1985, Kobe en 1995 ou de Bam et Boumerdes en 2003.

Pour qu'un mouvement du sol puisse être appelé mouvement fort, son amplitude doit dépasser un certain seuil d'accélération, qui est difficile à définir aujourd'hui car les accéléromètres actuels sont sensibles à des accélérations de moins de  $1 \text{ mm/s}^2$ . Notons qu'il a été mesuré des pics d'accélération se situant entre  $1g$  et  $2g$  ( $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ) et généralement des dégâts sont observés à partir d'une accélération de  $(0.05-0.1)g$ .

Les mouvements forts du sol proche de la source d'un séisme majeur représentent les forces qui menacent les constructions et autres ouvrages. En même temps, ces mouvements forts contiennent des détails concernant le processus de rupture de la source sismique (car proches de la source, le contenu fréquentiel est conservé) qu'on ne trouve pas dans les autres données (télésismiques). Les enregistrements des mouvements forts intéressent donc particulièrement les spécialistes des structures pour les amplitudes et les sismologues de la source pour les fréquences. Cependant, les deux groupes ont tendance à regarder l'enregistrement différemment. Par exemple, les spécialistes des structures, contrairement aux sismologues de la source,

ne se soucient pas du temps de début de la rupture. Ils ont comme souci, comme on va le voir ci-après, de caractériser le mouvement fort du sol (amplitude, contenu en fréquence, durée...) pour bien dimensionner leurs structures. Tous néanmoins s'intéressent à la forme d'onde, l'enregistrement des mouvements forts étant la meilleure source d'information sur les radiations hautes fréquences.

Les premiers accélérographes ont été développés dans les années 1930. A cette époque très peu de régions sismogènes sont équipées de ce type d'instruments. Les premiers séismes historiques enregistrés par ce type d'appareil sismologique sont El-Centro en 1940, Parkfield en 1966 puis San Fernando en 1971. Avec l'avènement du numérique, l'accélérométrie s'est développée.

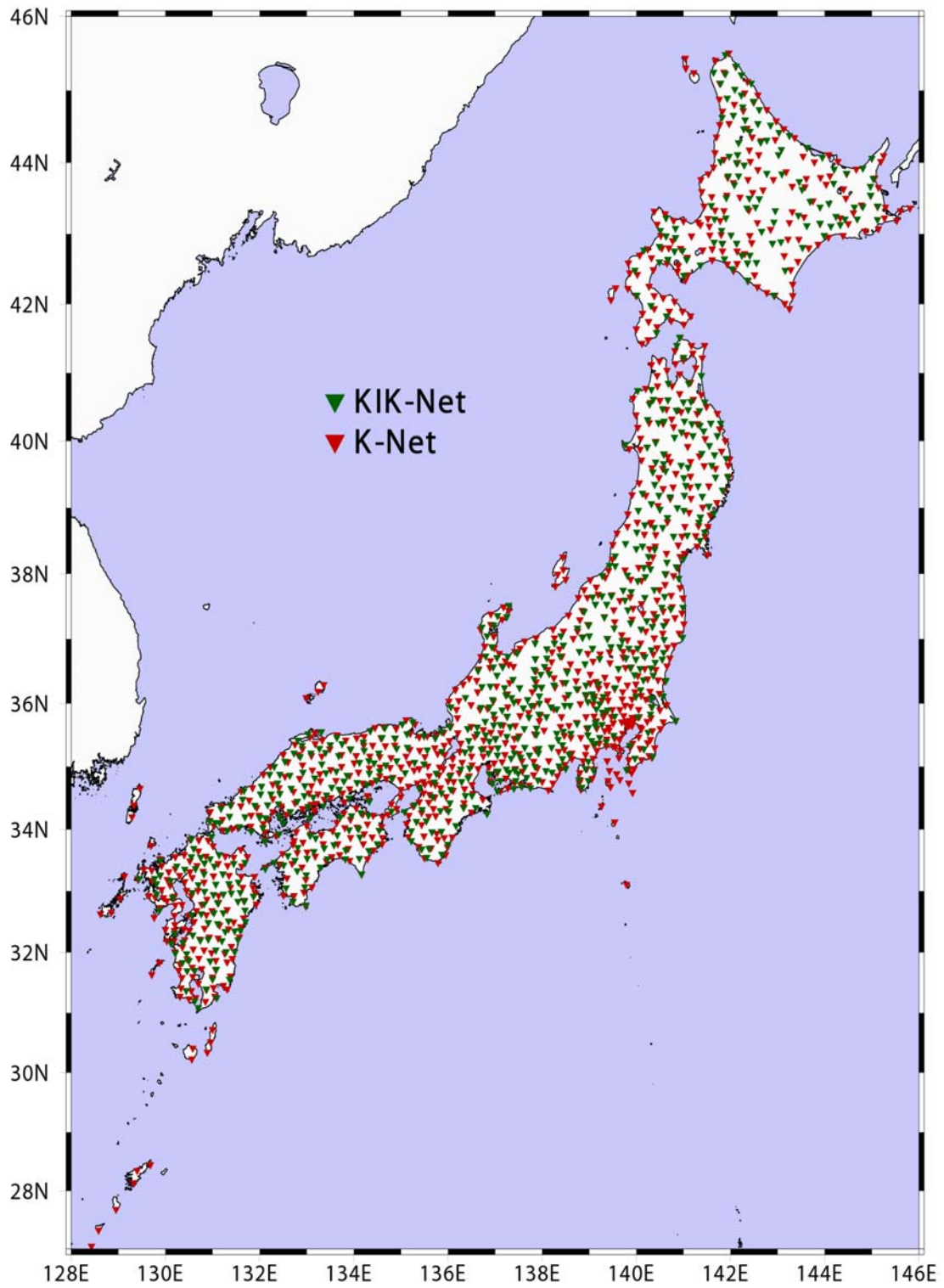
Parmi les réseaux accélérométriques particulièrement efficaces par leur qualité de données et la rapidité de mise à la disposition de la communauté scientifique, nous citons l'exemple des deux plus grands réseaux accélérométriques japonais qui sont le K-Net et le KIK-Net.

K-Net ou Kyoshin-Net (kyo=fort et shin=séisme en japonais) est un large réseau de mouvements forts constitué de plus de 1000 stations accélérométriques (Figure 1) installées en surface en champ libre et couvrant tout le territoire japonais. La plupart des stations K-Net sont localisées sur des sites à sédimentation épaisse dans des zones urbaines. La distance moyenne entre deux stations est de 25 km (Kinoshita, 1998). L'accélération maximale mesurable est de 2000 gals (2000 gals $\approx$ 2g). A chaque site, des informations comme les conditions de site ou le modèle de vitesses en ondes P et S, obtenus par des mesures lors de forages, sont disponibles.

Kik-Net ou « Kiban Kyoshin-Net » est aussi un large réseau de mouvements forts de plus de 600 stations (Figure 1). Chaque station consiste en deux accéléromètres tri-composantes l'un en profondeur en puits et l'autre en surface. La profondeur minimale des puits est de 100 m, le maximum est de 2 km. Les stations Kik-Net sont principalement installées sur du rocher sinon sur des sites dont la couche sédimentaire est mince (une dizaine de mètres).

## **1.2. Que peut-on tirer comme information à partir d'un accélérogramme ?**

Le mouvement du sol enregistré à une station accélérométrique donnée suite à un séisme, est en général influencé (cette influence se traduit par un changement de la forme d'onde) par quatre facteurs : L'effet de la source (taille, mécanisme,



**Figure 1.** Localisation des stations K-Net et KIK-Net.

directivité, nombre d'aspérités...), l'effet de la propagation d'onde (impact de l'hétérogénéité de la croûte terrestre sur les ondes générées par la dislocation, et qui se propagent dans le volume entre la source et la station), l'effet des conditions de site local (les premières centaines de mètres du sol et/ou la topographie) et enfin l'effet de l'instrument lui-même.

De plus en plus, des données de mouvements forts seront enregistrées suite à des séismes se produisant sur des failles bien connues (par exemple, Chi-chi, Parkfield...) et donc bien instrumentées. Ces données, parfois combinées à d'autres types de données comme les données géodésiques ou télésismiques par exemple, nous fournissent d'importantes informations sur le processus de rupture des séismes. En effet, les données en champ proche (mouvements forts) sont peu contaminées par l'effet de propagation et sont plutôt dominées par l'effet de la source, à l'aide de ce genre de données, le glissement sur le plan de faille est mieux contraint pour les basses fréquences ( $f < 1.5$  Hz). L'accélération du sol est très complexe et difficile à déchiffrer, alors on utilise soit la vitesse qui caractérise les détails de premier ordre de la rupture soit le déplacement qui est beaucoup plus simple à expliquer. En sismologie de l'ingénieur, les informations directes suivantes sont systématiquement lues sur un accélérogramme:

Le pic d'accélération: c'est la plus grande valeur (en absolue) de l'amplitude lue sur une des composantes horizontales d'un accélérogramme. Cette valeur est appelée le PHA (Peak horizontal acceleration). Le PHA est important pour les spécialistes des structures parce qu'il est utilisé dans les cartes d'aléa sismique probabiliste (e.g., Trifunac et Brady, 1975a). Ce paramètre seul n'est pas suffisant pour bien caractériser le mouvement du sol. À des fréquences intermédiaires on utilise plutôt le PHV (vitesse) au lieu du PHA pour caractériser l'amplitude du mouvement du sol. Le paramètre PHA (ou PHV) nous informe sur l'amplitude du mouvement. D'autres paramètres sont préférés parce qu'ils nous renseignent sur d'autres caractéristiques du mouvement fort. Par exemple l'accélération rms (voir chapitre IV) nous informe à la fois sur l'amplitude ainsi que sur le contenu fréquentiel.

Durée des secousses: La durée de la secousse dépend du temps nécessaire à la rupture pour casser toutes les parties instables sur le plan de faille et de la

propagation. Plus la surface de la faille est grande, plus la magnitude du séisme est grande et plus le temps de rupture est important. Le résultat est que la durée du mouvement fort augmente avec la magnitude du séisme. Il faut noter que si la rupture est bilatérale la durée est moins importante que si la rupture était unilatérale. En sismologie de l'ingénieur on utilise souvent la durée encadrée (« bracketed duration »), i.e., le temps entre le premier et le dernier dépassement d'un certain seuil d'accélération, souvent égal à 0.05g (Bolt, 1969).

Le contenu fréquentiel: la réponse dynamique d'une structure (bâtiment, pont...) est très sensible aux fréquences proches ou égales à sa fréquence propre. Le contenu fréquentiel montre comment l'amplitude du mouvement du sol est distribuée parmi les différentes fréquences. La bande fréquentielle dans un enregistrement de séisme est très variable. Puisque les effets (négatifs) d'un mouvement sismique dépendent fortement de son contenu fréquentiel, le paramètre "contenu fréquentiel" du mouvement sismique est très important.

## **2. Géodésie (GPS, Uplifts, Nivellement...)**

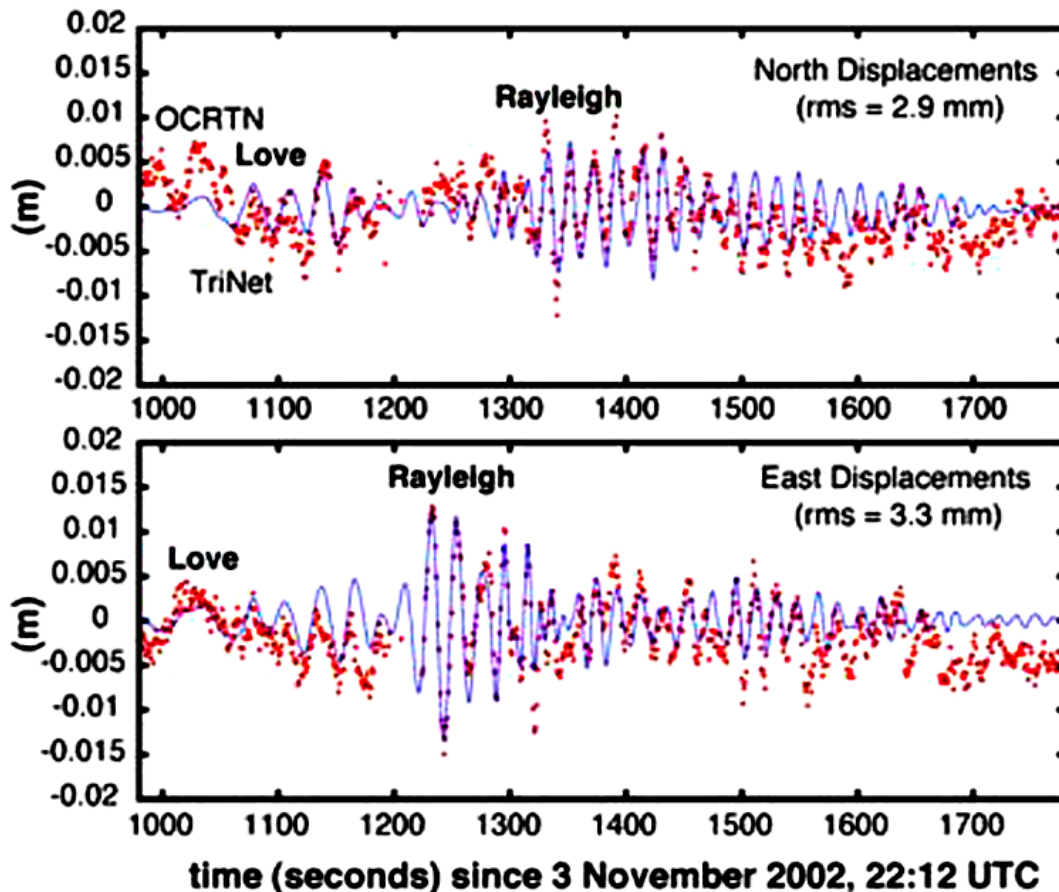
Pour mieux comprendre le processus de rupture des séismes il est nécessaire d'intégrer plusieurs types de données autres que les données sismologiques ; par exemple les données macrosismiques, les données géodésiques (GPS, SAR, uplifts, leveling) et autres.

Les données géodésiques constituent la composante très longue période (statique) des mouvements du sol. De plus en plus de stations GPS sont installées de part le monde pour observer la déformation de la surface terrestre et pour estimer les mouvements horizontaux aux frontières de plaques (e.g., Walpersdorf et Vigny, 1998). Le système GPS est basé sur les temps de propagation d'un signal radioélectrique émis par chacun des satellites de la constellation GPS qui ne compte pas moins de 24 satellites. La répartition de ces satellites est faite d'une manière à ce que tout point sur Terre à tout moment puisse être observé par un minimum de 4 satellites nécessaires pour le positionnement. Avec ce type de système, il est possible de mesurer les déplacements horizontaux entre deux stations à la surface de la Terre avec une précision de l'ordre du millimètre. L'interférométrie radar par satellite est utilisée pour imager les déformations du sol sur une grande surface de façon continue, c'est une technique basée sur la répétition d'une mesure par exemple avant



et après un grand séisme. Bientôt nous pourrions utiliser pour l'imagerie de la source (entre-autres) des sismogrammes GPS. Ces stations GPS qui, d'ordinaire mesurent le déplacement statique du sol causé par un séisme, peuvent en effet aussi enregistrer les secousses dynamiques causées par un grand tremblement de Terre à condition que l'échantillonnage des données soit suffisant. La technique a été proposée pour la première fois par Nikolaidis et al. (2001) mais ce n'est que suite au séisme de Denali en 2002 que les premiers enregistrements ont été publiés. Larson (2003) a montré que l'enregistrement du déplacement, par la station GPS, en fonction du temps (ou le sismogramme GPS) peut être corrélé clairement avec l'enregistrement le plus proche par un sismomètre. Bock et al., (2004) pour le compte du même séisme ont mis en évidence des ondes de surface (Figure 2) en utilisant les enregistrements d'un réseau dense de GPS en Californie.

Si un séisme se produit sur une faille inconnue et si la rupture n'atteint pas la surface de la Terre, les composantes horizontales de la déformation statique du sol, pour un séisme superficiel, sont très sensibles à la position et la géométrie de la faille. Il est alors possible de contraindre la position et la géométrie de la faille à condition que la région soit couverte d'un nombre suffisant de mesures géodésiques avec une bonne répartition azimutale. Pour ces raisons il faut que les stations soient installées assez près de la faille. Au chapitre IV, nous discuterons ce point avec l'exemple de la faille de Boumerdes. En outre, à partir des mesures géodésiques nous pouvons imager le glissement sur le plan de faille. Hernandez et al., (1999) ont ainsi utilisé des données géodésiques (GPS et SAR) et des données de mouvements forts pour imager la rupture du séisme de Landers et ceci en deux étapes : la première étape consiste à utiliser des données géodésiques pour retrouver la distribution du glissement sur le plan de faille créée par le séisme. Dans la seconde étape, la distribution du glissement sur la faille obtenue lors de la première étape a été utilisée comme modèle de départ pour inverser les données sismologiques de mouvements forts afin de contraindre le développement temporel de la rupture. Delouis et al., (2002) ont utilisé les données géodésiques (SAR et GPS) et sismologiques (télésismique et mouvements forts) conjointement pour retrouver la distribution spatio-temporelle du glissement sur le plan de faille lors du séisme d'İzmit en 1999.



**Figure 2.** Comparaison du déplacement à la station GPS appelée OEOC (en pointillés rouges) et à la station large bande PLS la plus proche (trait bleu). Sur l'axe des abscisses sont figurées les secondes après le séisme de Denali (3 Nov 2002, 22 :12). L'axe des ordonnées montre le déplacement en mètres. (d'après Bock et al., 2004)

### 3. Distribution 3D des répliques

Les répliques sont les séismes qui surviennent après le séisme principal à proximité du choc principal. On considère classiquement que les répliques sont le résultat d'un réajustement des contraintes sur le plan de faille suite au choc principal. Quand la rupture n'atteint pas la surface de la Terre, la distribution des répliques est d'une très grande utilité puisqu'elle contribue à identifier et bien contraindre le plan de faille (par exemple voir chapitre III) levant ainsi l'ambiguïté entre les deux plans nodaux. Aussi, à l'aide de la distribution 3D des répliques on peut confirmer l'orientation ou les paramètres de la faille obtenus par inversion des données télésismiques par exemple, à savoir l'azimut (strike) et le plongement (dip). Toutefois, nous verrons dans la discussion relative au séisme de Boumerdes que la position précise du plan de faille ne peut pas être facilement déterminée même si la localisation des répliques

est très précise. Ceci est dû au fait que les répliques ne se produisent pas uniquement sur le plan de faille mais aussi en dehors.

## **II/ La Méthode utilisée**

Pour reconstruire l'évolution spatio-temporelle du glissement nous avons utilisé la méthode d'imagerie de la source sismique à l'aide des données de champ proche développée par Cotton et Campillo (1995) et Hernandez et al., (1999). Cette approche permet, entre autres, d'explorer de manière explicite la résolution en fonction de la fréquence considérée. Dans le but de limiter le nombre de paramètres du modèle, il est pratique de choisir *a priori* une description fonctionnelle du glissement sur la faille, ce qui, dans notre cas, nous autorise à décrire l'histoire du glissement par trois grandeurs (paramètres) en chaque point : le temps de début de la rupture, la durée de la rupture et l'amplitude du glissement final. Ce dernier paramètre est, en fait, résolu selon les deux directions de la faille (strike et dip). Le problème d'optimisation à résoudre n'est pas strictement linéaire ; il est donc nécessaire de mettre en œuvre des méthodes de linéarisation itératives.

La méthode utilise l'algorithme de minimisation par le critère des moindres carrés généralisés résolu par une méthode de gradient. Cette technique a été utilisée pour étudier les séismes suivants : Landers (Cotton et Campillo, 1994; Cotton et Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999), Northridge (Cotton et Campillo, 1996) Uttarkashi (Cotton et al., 1996), Oaxaca (Hernandez et al., 1999) la séquence de Colfiorito (Hernandez et al., 2004), Tottori (Semmane et al., 2005b) et Boumerdes (Semmane et al., 2005a).

### **2.1. Paramétrisation**

La paramétrisation que nous avons utilisé permet de décrire la rupture avec un nombre faible de paramètres par sous-faille. Dans cette méthode le plan de faille est discrétisé en plusieurs sous-failles carrées de même taille (Figure 3). Des sous-failles de petites tailles permettent d'obtenir une meilleure résolution mais accroissent le temps de calcul. Le mouvement du sol enregistré à une station  $i$  et à une fréquence  $\omega$  peut être représenté par une somme linéaire de la contribution de  $n$  sous-failles ; chacune des sous-failles a son temps de début de rupture propre pour prendre en considération la propagation du front de rupture :

$$V_i(\omega) = \sum_{k=1}^n G_{ki}(\omega) U_k \exp[-i\omega t_k] S_k[\tau_k, \omega], \quad (1)$$

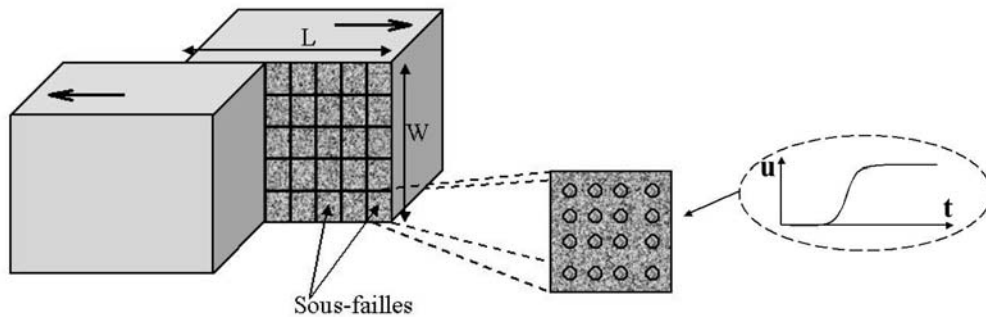
Avec  $G_{ki}(\omega)$  représentant le mouvement du sol pour un déplacement unitaire constant sur la sous-faille  $k$  pour la fréquence  $\omega$ ,  $S_k$  est la fonction source définie dans le domaine fréquentiel avec une durée caractéristique égale au temps de montée  $\tau_k$ . La fonction source  $S_k$  est modulée par le glissement  $U_k$  et décalée dans le temps par le temps de rupture  $t_k$ .

La fonction source utilisée dans nos différentes inversions consiste en une fonction rampe lisse, une fonction tangente hyperbolique (Cotton et Campillo, 1995 ; Hernandez et al., 1999) et est donnée par l'expression (2)

$$S(t) = 0.5 \left\{ 1 + \tanh \left[ \frac{(t + \tau/2)}{(\tau/2)} \right] \right\} \quad (2)$$

$\tau$  est le temps de montée.

D'un point de vue pratique, chacune des sous-failles est représentée par un ensemble de points sources afin d'assurer la représentation d'une rupture continue. Les points-source sont séparés, pour garantir un calcul correct de la radiation, d'une distance  $d \leq \lambda_0/6$ ,  $\lambda_0$  étant la plus petite longueur d'onde dans le modèle de vitesse considérée. Une distance beaucoup plus petite augmentera significativement le temps de calcul et ne donnera pas forcément de meilleurs résultats.



**Figure 3.** Paramétrisation de la source.

La contribution de chaque sous-faille est obtenue en additionnant les réponses de ces points sources soigneusement retardés dans le temps dans le but d'introduire la différence en temps de parcours due à la propagation du front de rupture dans chacune des sous-failles. Une vitesse de rupture locale (constante) est considérée pour l'intégration sur une sous-faille. Cette vitesse de rupture locale ne changera pas durant le processus d'inversion.

La fonction de Green est calculée entre chaque point source et chaque point d'observation en considérant un modèle de vitesse à couches planes, en utilisant la méthode d'intégration du nombre d'onde discret (Bouchon, 1981) et en utilisant le code AXITRA (Coutant, 1989).

Dans cette technique le temps de rupture, le temps de montée et l'amplitude du glissement (suivant le strike et suivant le dip) sont inversés simultanément en utilisant la composante spectrale des enregistrements à différentes stations proches de la faille selon la procédure d'inversion décrite ci-dessous.

## 2.2. Procédure d'inversion

Le vecteur paramètre  $p$  et le vecteur de données  $d$  sont reliés par la fonction  $d=g(p)$ . Les composantes du vecteur  $p$  sont constituées de  $U_k$ ,  $t_k$  et  $\tau_k$  déjà vu dans l'expression (1). Les éléments de  $d$  consistent en les composantes réelle et imaginaire du spectre complexe en déplacement filtré dans la bande de fréquence qui nous intéresse pour chacune des trois composantes de toutes les stations. La fonction  $g$  est une fonction non linéaire de  $t_k$  et  $\tau_k$ . Si nous considérons un vecteur initial de paramètre  $p_0$  nous pouvons obtenir la solution itérative  $p_{i+1}$  par linéarisation de  $g$  autour de  $p_0$  à la première itération et autour de  $p_i$  à chaque itération  $i$  suivante. En utilisant le vecteur des données observées  $d_0$  et l'algorithme d'inversion basé sur les travaux de Tarantola et Valette (1982)  $p_{i+1}$  est donnée par :

$$p_{i+1} = p_i + b(A_i^t C_d^{-1} A_i + C_p^{-1})^{-1} [A_i^t C_d^{-1} (g(p_i) - d_0) + C_p^{-1} (p_i - p_0)] \quad (3)$$

$A_i$  étant la matrice du Jacobien de  $g(p_i)$ ,  $b$  est un facteur d'amortissement entre 0 et 1 utilisé pour empêcher la divergence, enfin les matrices  $C_p$  et  $C_d$  sont les matrices de covariance pour  $p$  et  $d$ . Nous considérons que le glissement se produit selon une

fonction donnée, toutes les dérivées sont alors obtenues analytiquement. Dans la mesure où le problème est intrinsèquement non-linéaire le résultat final dépend du modèle de départ choisi *a priori*. Nous utilisons ici une approche linéarisée en supposant que notre modèle de départ (fondé sur les données télésismiques, les répliques...) est suffisamment proche de la réalité.

### 2.3. Analyse de l'erreur et de la résolution

La qualité de l'image de l'inversion est contrôlée en estimant quantitativement l'accord entre le sismogramme synthétique et le sismogramme observé en évaluant la réduction de variance à chaque itération et enfin en spécifiant les paramètres résolus par l'inversion.

L'accord aux données à chaque itération  $i$  est estimé en utilisant la fonction misfit  $S$  (Tarantola et Valette, 1982),

$$S(p_i) = \frac{1}{2} \left[ (g(p_i) - d_0)^t C_d^{-1} (g(p_i) - d_0) + (p_i - p_0)^t C_p^{-1} (p_i - p_0) \right] \quad (4)$$

Aussi suivant Cohee et Beroza(1994) nous avons évalué la réduction de variance entre les sismogrammes théoriques et les sismogrammes observés comme :

$$\Delta\sigma^2 = 1 - \frac{[d_0 - g(p_i)]^t C_d^{-1} [d_0 - g(p_i)]}{d_0^t C_d^{-1} d_0} \quad (5)$$

Cette réduction de variance peut être calculée pour toutes les données mais aussi pour chaque fréquence et à chaque station.

L'analyse des résultats de l'inversion ne sera pas complète si une étude de résolution des paramètres que nous inversons n'est pas réalisée.

Parmi les avantages d'utiliser la méthode du gradient figure la possibilité d'obtenir une « mesure » de la résolution en calculant la matrice de résolution. Ceci, par exemple, n'est pas possible pour la méthode du recuit simulé. La matrice de résolution (*Res*) montre comment le problème inverse peut être résolu avec nos données :

$$Res = \left( A_i^t C_d^{-1} A_i + C_p^{-1} \right)^{-1} A_i^t C_d^{-1} A_i \quad (6)$$

Plus l'opérateur de résolution est loin de la matrice unité plus la résolution est mauvaise. En revanche, si les éléments de la diagonale de la matrice de résolution correspondant à un paramètre sont égaux à 1 ( $R=I$ , matrice identité), ce paramètre est alors parfaitement résolu par l'ensemble des données (minimum global atteint). La trace de  $Res$  est interprétée par Tarantola (1987) comme le nombre de paramètres effectivement résolus par l'ensemble des données. Les valeurs de la résolution dépendent du choix *a priori* de  $C_p$  et  $C_d$ . Pour cette raison la matrice de résolution dans notre méthode est utilisée à titre comparatif, i.e., comparer la résolution relative des différentes parties de la faille ou bien comparer les résultats obtenus pour différents modèles de départ mais avec la même variance pour les paramètres.

#### 2.4. Le lissage

Une contrainte de lissage (smoothing) peut être introduite à travers le concept de la longueur de corrélation ; celle-ci donne l'échelle de longueur sur laquelle le modèle est lisse. Si la longueur de corrélation est égale à zéro, la solution obtenue est brute, c'est-à-dire que deux sous-failles adjacentes peuvent avoir deux valeurs très différentes du glissement ou d'un autre paramètre. Par contre si la longueur de corrélation est très grande, comparativement à la taille des sous-failles, la solution est très lisse. Dans ce cas, par expérience, l'accord entre les données observées et les données calculées est moins bon. Les valeurs de la matrice de covariance  $C_M$ , qui décrit les informations *a priori* sur les paramètres du modèle sont données par :

$$C_{M,ij} = \sigma_i \cdot \sigma_j \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{d_{ij}^2}{\Delta l^2}\right) \quad (7)$$

Avec  $l$ , la longueur de corrélation et  $d$ , la distance entre deux sous-failles ( $i$  et  $j$ ) et  $\sigma$  est la variance du paramètre du modèle *a priori* qui est la même pour toutes les sous-failles. Dans cette thèse, le lissage n'est pas introduit sur le temps de rupture. Nous laissons le paramètre du temps de rupture varier librement pour détecter les éventuelles fortes variations de la vitesse du front de rupture.

## **2.5. Contraintes et approximations**

Pour qu'une solution à un problème inverse soit acceptable elle doit satisfaire aux trois conditions suivantes: 1) la solution doit expliquer les données, 2) la solution doit être physiquement raisonnable et 3) si plusieurs solutions expliquent les données (non-unicité) d'autres informations doivent être incluses pour définir quelle est la solution la plus plausible.

Comme dans toute méthode d'inversion des données de mouvements forts, pour que la solution soit physiquement acceptable nous introduisons, au besoin, les trois contraintes physiques suivantes :

- 1/ contrainte de positivité (le glissement dans le même sens à tous les points et à tous les temps),
- 2/ chaque sous-faille est autorisée à glisser une seule fois seulement,
- 3/ le lissage.

### **III/ Modèles de croûte et modélisation des mouvements statiques**

Depuis quelques années la qualité et le nombre des données sismologiques et géodésiques ne cessent de s'améliorer au fil du temps et la déformation de la croûte est de plus en plus mesurable avec une grande précision. La solution analytique d'une déformation à la surface de la Terre créée par une dislocation dans un demi-espace élastique homogène a été développée par Chinnery (1961, 1963) ; Rybicki (1973) ; Okada (1985 , 1992) et a été largement utilisée depuis. Cependant, un demi-espace homogène est une représentation trop simple de la structure de la Terre et la solution de la modélisation peut être mal estimée (Freund et Barnett, 1976 ; Savage 1980 ; Ruegg et al., 1996), par conséquent les caractéristiques du milieu élastique dans lequel se trouve la dislocation devraient refléter le minimum de réalité, à savoir la stratification de la croûte terrestre. Savage (1998), Cattin et al. (1999) par exemple ont montré qu'on peut améliorer le résultat en utilisant un modèle de croûte plus réaliste. Campillo et Archuleta (1993) ont montré aussi l'effet d'une couche superficielle à faible vitesse sur la génération des ondes de Love lors du séisme de Landers. Bernard et al., (1997) ont remarqué que pour mieux expliquer les données géodésiques enregistrées suite au séisme de Aigion ( $M_s=6.2$ ) en 1995, une couche de faible rigidité surmontant le demi-espace homogène était nécessaire.



Durant ces vingt dernières années, plusieurs auteurs ont étudié l'effet du modèle de croûte sur le déplacement en surface généré par une faille qui joue soit en strike-slip ou en dip-slip par exemple : Sato 1971 ; Ma et Kusznir 1994; Savage 1998 ; Cattin et al., 1999 ; Hernandez 2000 ; He et al., 2003). La plupart de ces études comparent les résultats obtenus en considérant un demi-espace surmonté par une seule couche superficielle à plus faible vitesse aux résultats obtenus en utilisant un demi-espace homogène (Okada, 1985, 1992). Généralement, il est trouvé qu'en utilisant un demi-espace homogène surmonté par une ou plusieurs couches, le déplacement du sol peut être plus important (quelques pourcents) ou moins important que le déplacement obtenu en utilisant un demi-espace homogène, selon que la rigidité respectivement augmente ou diminue avec la profondeur (Ma et Kusznir, 1994). Des tests numériques faits par Ji et al., (2001) ont montré que dans le cas d'une faille inverse pure qui plonge d'un angle de  $30^\circ$  la réponse obtenue, en considérant un demi-espace homogène plutôt qu'un espace stratifié, peut sous-estimer le déplacement en surface de 10% si la station est localisée sur le bloc supérieur (hanging-wall) et peut surestimer le déplacement jusqu'à 30% si la station est située sur le bloc inférieur (foot-wall). Par conséquent, quand il s'agit de modéliser des données géodésiques il est préférable de considérer un modèle de Terre stratifié plus réaliste (Hernandez, 1999).

Cattin et al., (1999) ont analysé analytiquement et numériquement l'effet d'une couche superficielle sur une faille normale à faible pendage. Ils concluent que si un demi-espace homogène est considéré pour expliquer le déplacement cosismique, la position de la faille est trouvée moins profonde que dans la réalité dans tous les cas (plusieurs cas ont été essayés). Le glissement est surestimé de 10% à 20% sur la composante horizontale quand elle est considérée seule (quand les deux composantes, horizontale et verticale, sont considérées en même temps, le demi-espace homogène n'arrive pas à expliquer les deux composantes ensemble).

He et al., (2003) ont par ailleurs cherché quelle différence sur les résultats de l'inversion engendrait l'utilisation d'un modèle homogène plutôt qu'un modèle à couches planes. Ils ont trouvé que pour une source en décrochement ou inverse le paramètre le plus sensible est la profondeur de l'hypocentre. Ignorer la stratification, surtout les couches superficielles à plus faibles vitesses, conduit à une sous-

estimation de la profondeur (Cervelli et al. 2002). Pour une faille verticale ou presque, l'effet de la stratification du modèle de la croûte est négligeable.

En conclusion, dans la plupart des cas si on ne prend pas en compte la stratification de la structure de la Terre et spécialement les couches superficielles à faibles vitesses on peut sous-estimer la profondeur de la source lorsqu'on inverse des données géodésiques.



# Chapitre Troisième



## **Le séisme de Tottori, Japon, du 06/10/2000.**

Dans ce chapitre, nous étudions la source sismique de l'un des séismes les mieux instrumentés, le séisme de Tottori. Les données disponibles sont abondantes et peuvent donc être soigneusement sélectionnées, ensuite le plan de faille responsable de l'événement est contraint à l'aide de la distribution des répliques et des stations sismologiques proches. L'histoire spatio-temporelle de la rupture est alors reconstituée. Le problème du glissement proche de la surface est discuté. Finalement, un calcul de la contrainte de Coulomb statique et dynamique est effectué sur le plan de faille de la plus grande réplique et une discussion est menée sur l'intérêt de ce type de calcul pour contraindre la loi de friction ( $D_c$ ).

### **I/ Le séisme de Tottori : un fort séisme superficiel sans trace de rupture en surface**

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

Semmane, F., F. Cotton, and M. Campillo (2005),

#### **The 2000 Tottori earthquake: A shallow earthquake with no surface rupture and slip properties controlled by depth,**

J. Geophys. Res., 110, B03306, doi:10.1029/2004JB003194.

### **Résumé**

Le tremblement de Terre de Tottori ( $M_w 6.8$ ), Japon, ne montre aucune trace de rupture claire en surface mais il est particulièrement bien instrumenté. Des enregistrements de mouvements-forts en déplacement et des données GPS co-sismiques sont utilisés pour contraindre l'évolution du glissement sur le plan de faille en temps et en espace. Nous adoptons dans cette étude une géométrie de faille à deux plans basée sur la distribution spatiale des répliques et l'analyse de l'enregistrement à une station proche du plan de faille. Dans une première étape, notre inversion a autorisé le glissement en surface. Le modèle obtenu a un glissement superficiel significatif, contredisant ainsi l'absence de trace claire en surface rapportée par les géologues. Dans une deuxième étape, des modèles sans glissement en surface (failles enterrées), compatibles avec les observations géologiques, ont été

examinés. Les essais à différentes profondeurs de faille montrent que lorsqu'on autorise le glissement à se produire près de la surface, l'accord aux données sismologiques et aux données géodésiques est sensiblement amélioré. Ces essais confirment que le glissement s'est réellement produit à faible profondeur. En dépit de la non-unicité de la solution, tous les modèles de source inversés montrent (1) une région à fort glissement à une profondeur d'environ 4-5 kilomètres et (2) un glissement relativement faible dans la zone hypocentrale. La vitesse de rupture est d'environ 2750 m/s dans la région à fort glissement. La durée totale de la rupture est d'environ huit secondes, la distribution du glissement semble être contrôlée par la variation des propriétés de la faille avec la profondeur. Un autre effet capable de contrôler la rupture de ce tremblement de Terre est un plan de faille presque perpendiculaire à la faille principale au NW de l'épicentre, qui empêche, apparemment, la rupture de se propager davantage.

### **Abstract**

The  $M_w$ 6.8 Tottori earthquake, Japan, does not exhibit any surface trace but was particularly well instrumented. Strong motion displacement records and GPS coseismic data are used to constrain the evolution of the slip on the fault plane in time and space. We adopt in this study a two-plane fault geometry based on aftershocks distribution and close station records analysis. In a first step, our inversion did allow surface slip. The obtained model has a significant surface slip, which does not comply with the absence of clear surface slip reported by geologists. In a second step, models with no slip at the surface (buried faults), compatible with geological observations, have been tested. The tests with different fault-depths show that when slip is allowed to occur close to the surface the fit to seismological and geodetic data is increased. These tests confirm that slip actually occurred at shallow depth.

Despite the non uniqueness of the solution, all the inverted source models show: 1) a large slip amplitude patch at a depth of about 4-5 km, 2) a relatively small slip in the hypocentral area. The rupture velocity is about 2750 m/s in the asperity region. The total rupture duration is about 8 seconds. The slip distribution seems to be controlled by the variation of fault properties with depth. Another feature that could control the rupture of this earthquake is a fault plane almost perpendicular to the main fault NW of the epicenter, which apparently inhibits further rupture propagation.

## 1. Introduction

The Tottori, Japan, earthquake ( $M_w=6.6\sim 6.8$ ) occurred on 6 October 2000 at 13:30:18.07 local time. The epicenter is located at  $35.269^\circ\text{N}$  and  $133.357^\circ\text{E}$  (Iwata and Sekiguchi, 2002). The 2000 Tottori earthquake was the first important earthquake recorded by the KIK-net network (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), and thus provides a unique set of near field data (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik>). This accelerometer network, installed after the 1995 Kobe earthquake, consists of sensors located both at the surface and at depth (100 m and more). These data provide the opportunity to compare inversions performed with ground records at the surface and at depth. The borehole records allow the evaluation of possible site effects that can contaminate surface records and introduce a bias in the source inversion process. In this study, we evaluate the site-effect bias by comparing the kinematic models of the 2000 Tottori earthquake derived from borehole records and from surface records, respectively.

The 2000 Tottori earthquake is an almost pure left-lateral strike-slip event for which different focal depths have been proposed. The different published CMT solutions also give significantly different moments and origin times (Table 1). Furthermore, since there is no clear surface expression of this earthquake, it is almost impossible to derive fault geometry from geological arguments. The first goal of this paper is to better constrain the fault geometry and origin time of this earthquake using data from close strong motion stations.

So far, few studies of the rupture of the 2000 Tottori earthquake have been carried out (e.g., Yagi and Kikuchi, 2000; Iwata and Sekiguchi, 2002; Peyrat and Olsen, 2004). The second goal of this paper is to retrieve the source kinematics using a frequency domain inversion procedure (Cotton and Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999). We use both geodetic and strong motion data to better constrain the source properties.

Many moderate earthquakes ( $M_w=6-7$ ) have produced little or no surface trace like the 1984 Morgan Hill (Hartzell and Heaton, 1986), the 1989 Loma Prieta (Uhrhammer and Bolt, 1991), the 1992 Joshua Tree, and the northern part of the 1995 Kobe earthquakes (Sekiguchi et al., 2000). However, even if several recent earthquakes show that large shallow rupture can take place not only on faults that cut



the earth's surface but also on hidden faults, there is a lack of information on how shallow the large slip asperities are. In the present study, we will discuss the minimum depth of the Tottori earthquake's slip area, searching for a rupture model that satisfies near field records and complies with the absence of clear surface slip observations.

**Table 1:** CMT solutions and inversions

CMT/Inversion	Moment ( $10^{18}$ ) Nm	Magnitude ( $M_w$ )	Origin Time (LT)	Hypo. depth (Km)	Data Type used
ERI	2.93	6.2	0430	31.3	Ts*
USGS	7.4	6.5	0430:23,37	12	Ts
Harvard	11	6.66	0430:25,8	19.9	Ts
Yagi & Kikuchi	11	6.6	?	11	Ts+SM**
Iwata & Sekiguchi	19	6.8	0430:18,07	7.8	SM
This study	14.7	6.74	0430:18,07	14.5	SM

**Ts:** Teleseismic. **SM:** Strong Motions. **CMT:** Centroid Moment Tensor. **ERI:** Earthquake Research Institute (Japan). **USGS:** US Geological Survey.

The 2000 Tottori earthquake caused relatively moderate damage: 182 people were injured and about 400 buildings destroyed. This low impact is largely due to the fact that the epicenter was located in a mountainous area. Nevertheless earthquakes of this magnitude can be very destructive, like the Kobe earthquake. According to Kagawa et al. (2004), ground motions generated by buried fault are larger than ground motions generated by earthquakes that rupture the surface. It is therefore essential to better constrain the source properties (rupture velocity, sub-event size), as knowledge of them is required for strong ground motions simulations for earthquakes scenarios. For this reason, our results will be compared and discussed with the predictions of recent empirical relations between moment magnitude and source properties (Somerville et al., 1999).

## 2. Data

Both seismic waveforms and GPS data are used to constrain the fault model. Strong motion waveforms are inverted alone at first and, in a second step, with the a priori slip distribution deduced from GPS data inversion, as proposed by Hernandez et al. (1999).

## 2.1 Strong motion data

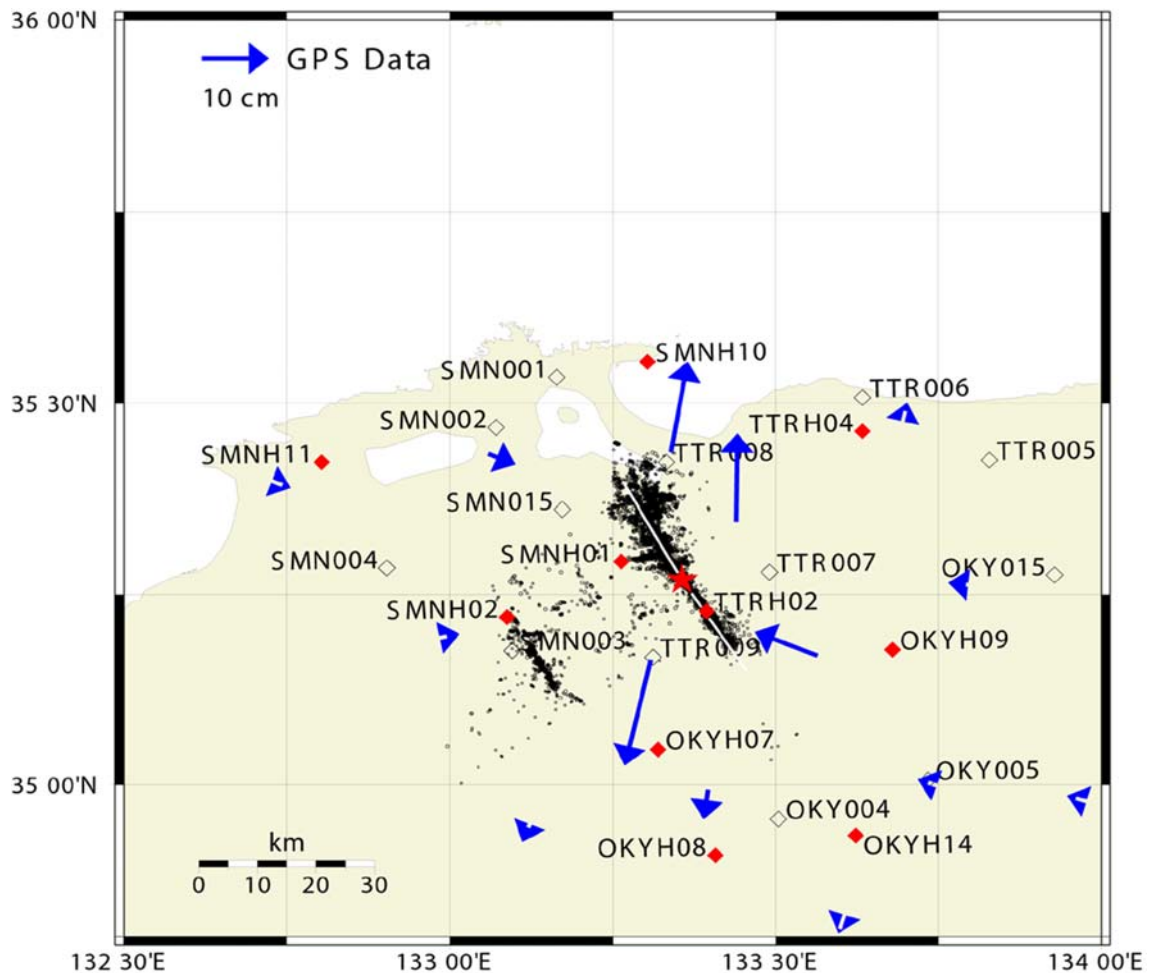
### 2.1.1 Data selection and site effects analysis

To study the general characteristics of the slip history of the 2000 Tottori earthquake, strong motion data from 10 KIK-net stations and 13 K-net stations ([www.kik.bosai.go.jp](http://www.kik.bosai.go.jp)) are considered. The station locations are plotted in Fig. 1 and listed in Table 2. A particularity of the KIK-net data is that they provide the opportunity to compare, in the frequency range of kinematics inversions [0.1-1.0] Hz, seismograms collected at depth (100-400 m) and at the surface. This comparison shows that surface motions are in general very similar to motions recorded at depth in this frequency range (Fig. 2). However, some stations show great discrepancies on one, two or three components. We have observed the following:

**Table 2:** Stations and records used in this study

Station	Epicen. dist. (km)	Components			Affiliation	Surf. Rec.	Borehole Rec. Set
		ns	ew	ud			
SMNH01	08	+	+	+	KIK-net	+	+
SMNH02	24	+	+	+	KIK-net	+	+
SMNH10	31	-	-	-	KIK-net	-	-
SMNH11	52	-	-	-	KIK-net	-	-
TTRH02	07	+	+	-	KIK-net	-	+
TTRH04	33	+	+	-	KIK-net	+	+
OKYH07	26	+	+	+	KIK-net	+	+
OKYH08	41	+	+	+	KIK-net	+	+
OKYH09	32	+	+	+	KIK-net	+	+
OKYH14	45	+	+	-	KIK-net	+	+
SMN001	33	-	-	-	K-net	-	-
SMN002	33	-	-	-	K-net	-	-
SMN003	25	+	+	-	K-net	+	-
SMN004	40	+	+	-	K-net	+	-
SMN015	19	+	+	+	K-net	+	-
TTR005	47	+	+	-	K-net	+	-
TTR006	37	+	+	-	K-net	+	-
TTR007	13	+	+	+	K-net	+	-
TTR008	16	+	+	+	K-net	+	-
TTR009	13	+	+	+	K-net	+	-
OKY004	38	+	+	+	K-net	+	-
OKY005	46	+	+	+	K-net	+	-
OKY015	53	+	+	+	K-net	+	-

- The two stations located in the north of the seismogenic area, SMNH11 and SMNH10, have late arrivals that could be explained by surface waves generated in the sediments close to the sea shore. These two stations are not included in the inversion.
- The two horizontal surface records from station TTRH02 show evidence of a site effect in the frequency range considered. This site effect has been confirmed by other studies and involves non-linear soil response (e.g. Bonilla et al., 2003). The same effect (non linear site effect) is observed at station OKYH07 on the two horizontal components and on the EW component of station SMNH02.

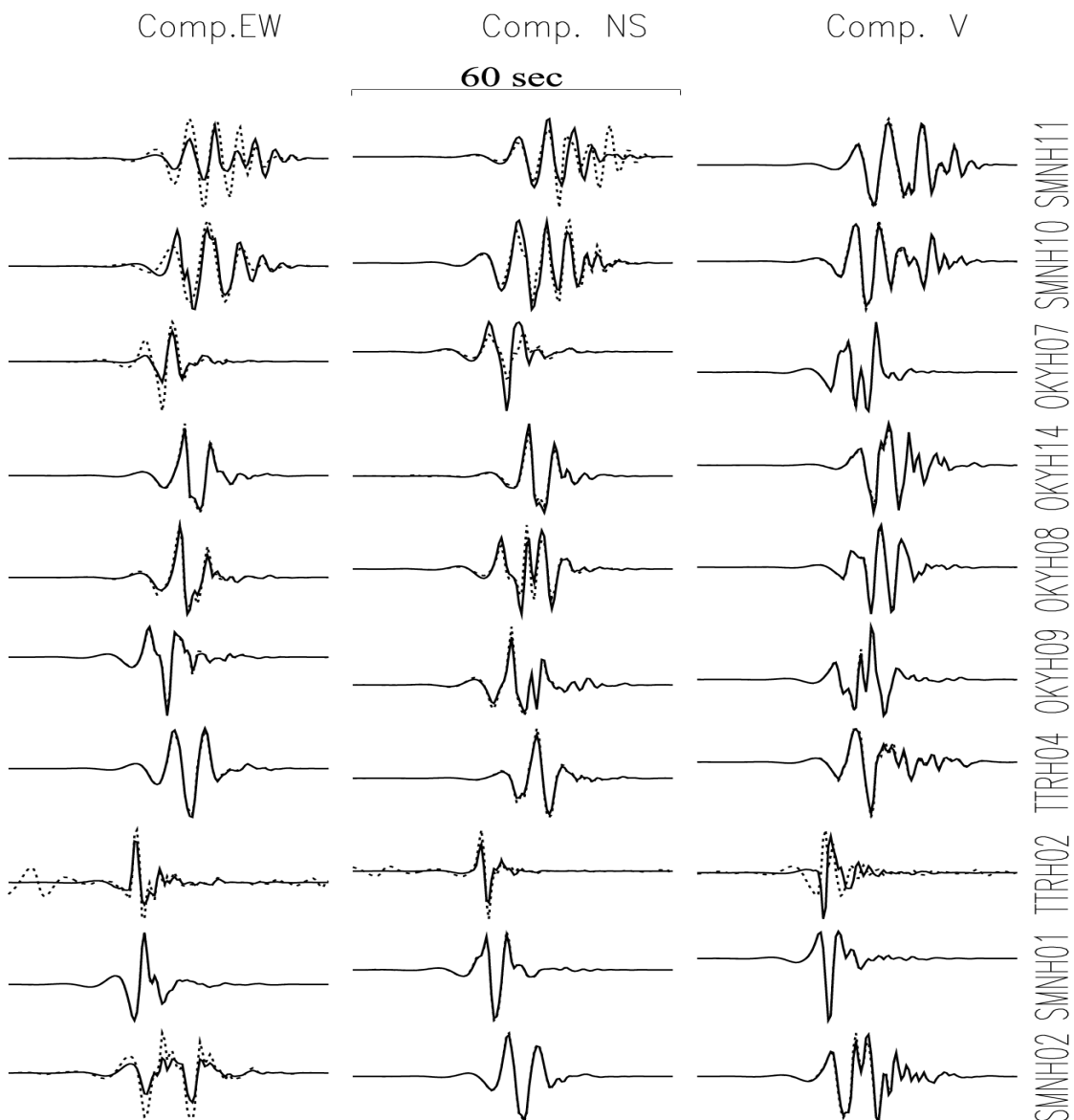


**Figure 1.** GPS station location and data (horizontal vector displacement). Location of the 2000 Tottori earthquake (star) and near field accelerometric station distribution: KIK-net (full diamond) and K-net (empty diamond). Solid line shows the fault trace of the plane adopted in this study. Aftershocks locations are from Fukuyama et al., (2003).

Therefore, two data sets were chosen:

1) A data set of surface recordings (Table 2) consists of records collected on 11 K-net and 7 surface KIK-net stations, showing no evident site effects contamination.

2) The “borehole” records data set (Table 2) consists of records collected on 8 borehole KIK-net stations, showing no obvious complex propagation or site effect contamination.



**Figure 2.** Surface/Depth displacement records comparisons. Band-passed in the frequency range 0.1-1.0 Hz. Surface records are dashed lines and borehole records are solid lines. Note that, in particular, horizontal components of TTRH02 are not usable after a double integration.

### **2.1.2 Data processing and weighting**

Original acceleration waveforms are band pass filtered in the frequency range of 0.1-1.0 Hz using a two-pole Butterworth filter applied forward and backward, resampled to a sampling interval of 0.47 s and then doubly integrated to obtain the particle displacement. Following the first inversion runs some vertical components were given less weight compared to the horizontal ones, because the vertical component of S-waves is very sensitive to the angle of incidence for small angles. They are not well modeled by our simple 1D average velocity structure.

The time window used in the inversion is 60 s for all records. Both data and synthetics were normalized by the peak amplitude of the data to avoid giving too much weight in the inversion to the records with the largest amplitudes (e.g., Hartzell and Heaton, 1983; Cotton and Campillo, 1995).

### **2.2 Geodetic data**

The geodetic data available for the 2000 Tottori earthquake consist of coseismic GPS measurements in the form of displacement vectors for GPS sites and levelling surveys around the focal region (Sagiya et al., 2002). The Japanese nationwide continuous GPS observation network collected these data. Only the coseismic displacement vectors are used for the inversion. The measurements were done by differencing locations measured several weeks prior to the earthquake and about two months after the earthquake. The maximum displacement (~17cm) was observed south of the epicenter. The 14 closest stations associated with significant displacement have been selected in the inversion process. Figure 1 shows the selected GPS stations and the observed horizontal displacement vectors.

## **3. Waveform Inversion Methodology**

### **3.1 Inversion method**

A non-exhaustive list of inversion methods to study the rupture history developed during the last two decades includes: Olson and Apsel (1982), Hartzell and Heaton (1983), Takeo (1987), Beroza and Spudich (1988), Olson and Anderson (1988), Mendoza and Hartzell (1988a, 1988b, 1989), Das and Kostrov (1990, 1994), Hartzell et al. (1991), Hartzell and Liu (1995, 1996), Cotton and Campillo (1995), Sekiguchi et al (2000), Ji et al. (2002) and Liu and Archuleta (2004). As discussed by Olson and Apsel (1982), Beroza and Spudich (1988), Das and Kostrov (1990), in some

cases, more than one slip model distribution can fit the data, which leads to different stress accumulation patterns and histories on the fault.

The linearized frequency domain inversion method was described in detail in Cotton and Campillo (1995) and Hernandez et al. (1999). We recall briefly the essential points of the method. The fault plane is divided into small subfaults. Each subfault is itself constituted of several point sources equally distributed over the subfault. The Green functions for a layered velocity model are calculated numerically between each point source and each station and then linearly combined into the displacement due to a subfault where rupture propagates at a prescribed velocity. For each subfault, we allocate a source time function, which corresponds to a ramp function in slip (Fig. 3). The local slip is characterized through three parameters: the start time of the rupture, the rise time, and the slip amplitude. With this parameterization, the ground displacement  $V$  at  $i^{\text{th}}$  station and a given frequency,  $\omega$ , can be represented as a linear sum of  $n$  subfault contributions, with given slip amplitude and duration, each one appropriately delayed in time to account for rupture propagation:

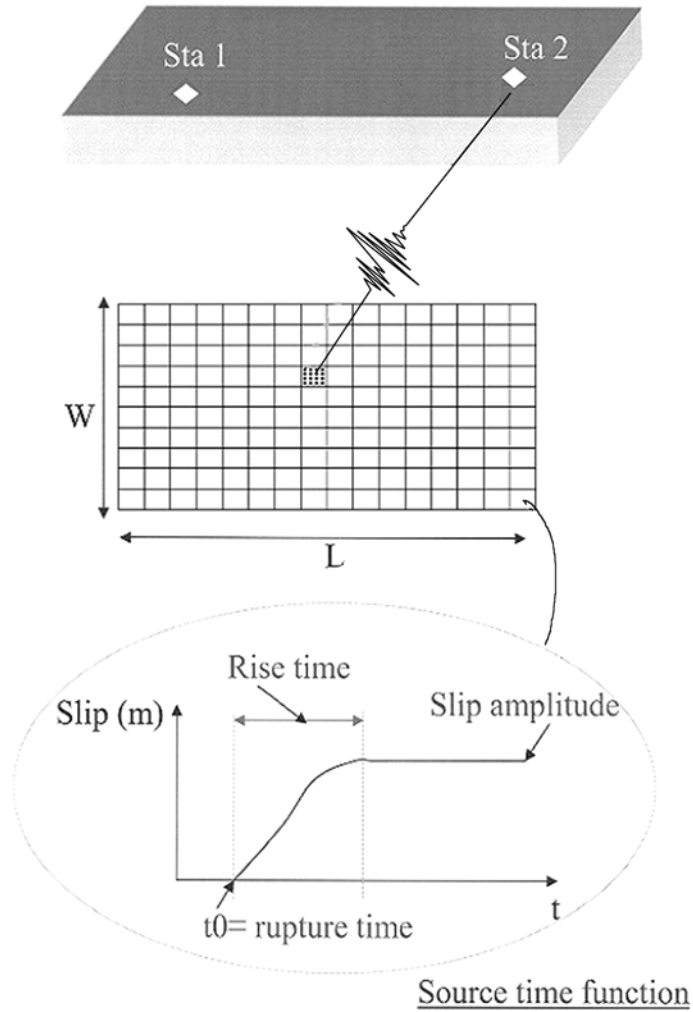
$$V_i(\omega) = \sum_{k=1}^n \text{slip}_k \exp[-i\omega t_k] u_{ki}(\omega) S_k[\tau_k, \omega], \quad (1)$$

$$S(t) = 0.5\{1 + \tanh[(t + \tau/2)/(\tau/2)]\} \quad (2)$$

$u_{ki}$  represents the ground motion for a unit constant slip on the subfault  $k$  with a given source mechanism,  $\omega$  is the angular frequency,  $\text{slip}_k$ ,  $t_k$  and  $S_k$  are the slip, the rupture time and the source function of the  $k^{\text{th}}$  subfault depending on a single variable: the rise time  $\tau_k$  (Fig. 3).

The analytical form of the source function  $S$  is given by the expression (2).

This simple parameterization limits the number of model parameters with respect to the technique proposed by Olson and Anderson, (1988). For each subfault, the rupture time, the rise time and the slip amplitude are evaluated simultaneously using the spectral components of the records.



**Figure 3.** Source Parameterization.

We invert equation (1) by iterative minimisation in the least square sense (Tarantola and Valette, 1982). Olsen and Apsel (1982), Hartzell and Heaton (1983), Das and Kostrov (1990, 1994), Hartzell and Liu (1995, 1996) among others, have identified physical and non-physical constraints to limit oscillations in the solution. In this study we introduce three types of constraints: a positivity constraint (positive slip for all points on the fault for all times), allowing each subfault to slip only once, and a smoothing constraint. Since our inversion is only able to reconstruct smooth models of the rupture process, we introduce a smoothing constraint to stabilize the solution. The smoothing constraint is introduced through the covariance matrix  $C_M$  that describes the a priori information on the model parameters following Tarantola (1987). The elements of the covariance matrix between a pair of  $i^{\text{th}}$  and  $j^{\text{th}}$  subfaults are given by:

$$C_M(i, j) = \sigma(i)\sigma(j) \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{d^2(i, j)}{\Delta l^2}\right) \quad (3)$$

Where  $\sigma$  is the a priori model parameter variance (the variance is the same for all subfaults,  $\sigma(i) = \sigma(j)$ ),  $d$  is the distance between the two subfaults and  $\Delta l$  is the correlation length. Note that no smoothing is introduced on the rupture time.

### 3.2 Crustal structure model and Green's functions

Elastic half-space is often used to model static deformation (e.g., Okada, 1985; Freymueller et al., 1994; Peltzer et al., 2001). Cattin et al. (1999) studied the difference between inverted coseismic displacements for a vertical dip-slip fault using a layered half space and a homogeneous half-space. In agreement with Savage (1998), they concluded that the resulting displacement could differ by 10-20%. The horizontal displacements are more affected than the vertical ones. To avoid this over-estimation we used the same layered crustal model to calculate both static deformations and seismograms as already done in Hernandez et al (1999). The crustal velocity model is shown in Table 3. This model is used for the hypocenter determination by RCEP-DPRI (Research Center for Earthquake Prediction-Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University). An attenuation coefficient for both P and S waves is added. All borehole stations used in this study are at about 100 m depth. The wavelength of the waves used in the inversion is greater than 500 m. For this reason we calculate at each station only one Green's function for both sensors. The Green's functions used to calculate the strong motion synthetics are computed numerically for the layered velocity model described in Table 3, using AXITRA computer package (Coutant, 1989).

**Table 3:** Velocity structure

h (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	d (kg/m <sup>3</sup> )	Q <sub>p</sub>	Q <sub>s</sub>
0	5.50	3.179	2600	500	200
2	6.05	3.497	2700	500	200
16	6.60	3.815	2800	500	200
38	8.03	4.624	3100	500	200



### **3.3 Origin time**

In several recent cases it has been observed that the beginning of major slip is preceded a few seconds by a foreshock. This observation has been interpreted to be related to the initiation phase of sliding before the propagation phase of rupture (Iio, 1992; Ellsworth and Beroza, 1995; Campillo and Ionescu, 1997). For example, such phenomena were reported for the following events: Landers, 1992 (Campillo and Archuleta, 1993), Hector Mine, 1999 (Ji et al., 2002); and Sanriku-Haruka-Oki, 1994 (Nakayama and Takeo, 1997). In the case of the 2000 Tottori earthquake, the beginning of major slip began several seconds after a first break. In our study we adopt the origin time given by Iwata and Sekiguchi (2002) (Table 1).

### **3.4 Fault-plane geometry**

For our starting models we first adopted the fault geometry used by Iwata and Sekiguchi (2002), i.e., a fault plane with strike N150°E and dip 90°. The dimensions are set to a length of 32 km and a depth of 20 km. We consider two discretizations, one with large subfaults of size 4 km x 4 km (the hypocenter is located at a depth of 14 km) and the other with small subfaults of size 2 km x 2 km (the hypocenter is located at a depth of 15 km for convenience).

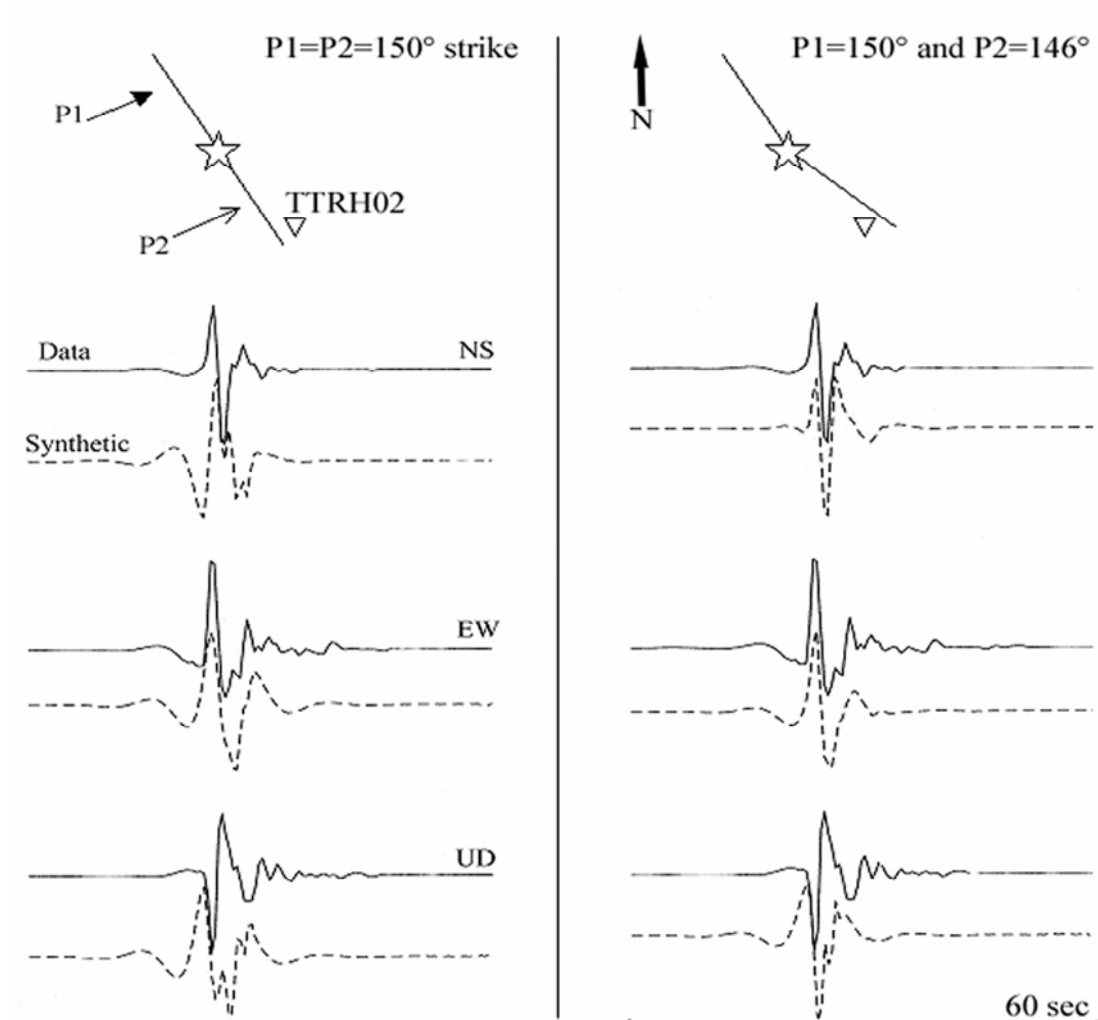
## **4. Results**

### **4.1 Fault plane geometry selection**

We observed that the synthetics do not fit the record at the nearest station (TTRH02, located east of the N150° fault plane) with the geometry defined by Iwata and Sekiguchi (2002). On the opposite side at station SMNH01, which is almost at the same distance, we obtained a good agreement. This observation suggests a mislocation of the fault plane with respect to TTRH02. We therefore consider a possible change of strike in the southern part of the fault. Fig. 4 presents the comparison between the 150° and 146° strikes for the southern part of the fault. The NS component is discriminant and shows that the 146° strike for which station TTRH02 is located west of the fault plane is in agreement with the observed ground motion. The aftershocks plotted in Fig. 1 are relocated by Fukuyama et al. (2003) using the high-resolution technique developed by Waldhauser and Ellsworth (2000). We observe a good agreement between our two fault-plane segments directions and the relocated seismicity. This geometry is finally used in our study.

## 4.2 GPS inversion

The geodetic displacements are calculated in the same layered velocity structure used in computing the strong motion waveforms (Table 3). The observed coseismic displacement vectors are displayed with arrows in Fig. 1. On this figure, the coseismic deformation pattern clearly shows left-lateral strike slip motion. For the GPS data inversion, we used an initial model which consists of two vertical fault-plane segments (Fig. 4). The length along strike is 32 km and 20 km along dip. We discretized the fault plane into a total of 40 large subfaults (4 km x 4 km) or 160 small subfaults (2 km x 2 km). A constant initial slip of 35 cm is used for each subfault. Knowing that surface static displacement is mostly sensitive to the shallow



**Figure 4.** Fit between data (solid) and synthetics (dashed) at the station TTRH02. These tests show that the fault plane is located east of the station TTRH02.

part of the fault (Hernandez et al., 1999) the details of the slip distribution at depth cannot be resolved.

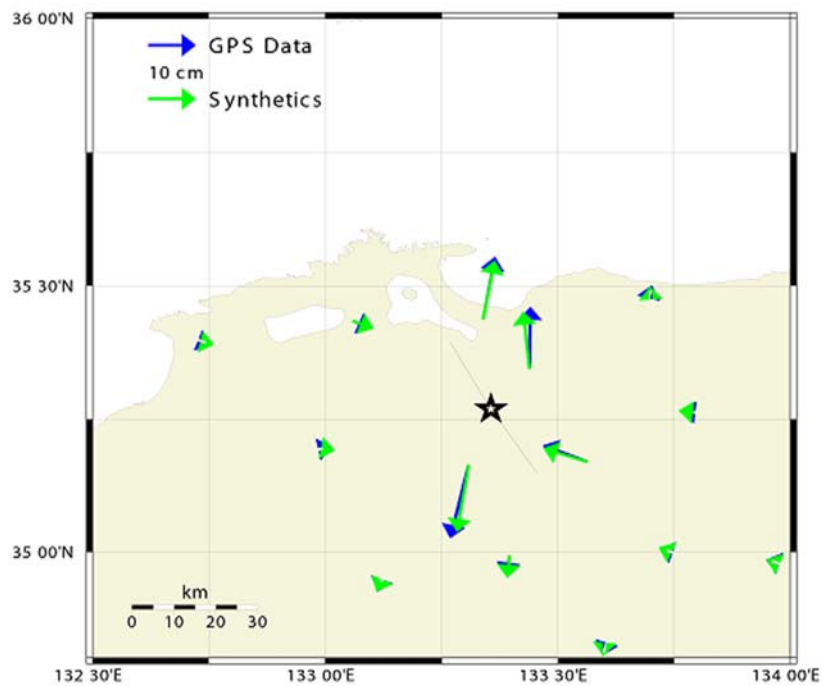
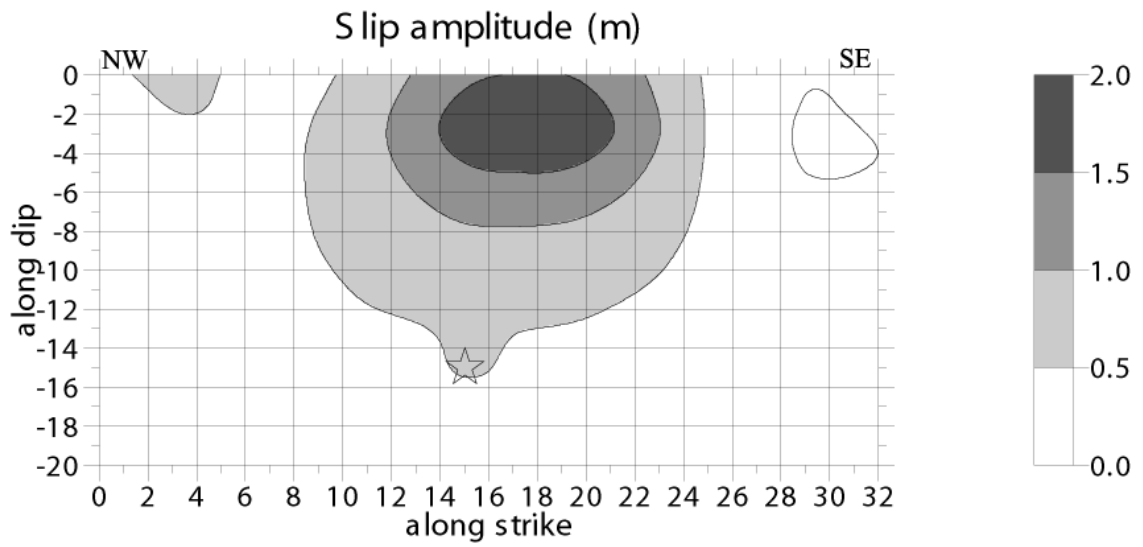
The spatial distribution of slip obtained from inversion of geodetic data is given in Fig. 5a. In Fig. 5b, synthetic horizontal displacement field (gray) are compared with the observed GPS data (black). The maximum strike slip at 2-3 km depth is about 170 cm and extends over about 6 km. The total seismic moment deduced from the slip distribution is  $13.8 \times 10^{18}$  N m ( $M_w=6.73$ ). This result is discussed later.

### 4.3 Strong motion inversion

We tested a range of initial models with constant rupture velocity, rise time and slip. Table 4 show the misfits obtained for different initial models. We tried a range of values of velocity from 2500 to 3000 m/s and rise times between 0.9 and 2.7 s. For these inversions we used large subfaults (4 km x 4 km) and the set of strong motion borehole records. We found the best variance reduction when taking an initial model with a rupture velocity of 2800 m/s and a rise time of 1.2 s.

**Table 4:** Summary of inversion runs

Rupture Velocity (m/s)	Rise time (s)	Variance Reduction (%)
2500	1.2	63.16
2700	1.2	65.10
2800	1.2	65.34
2900	1.2	64.72
3000	1.2	62.72
Rupture Velocity (m/s)	Rise time (s)	Variance Reduction (%)
2800	2.7	62.96
2800	2.2	64.59
2800	1.7	61.95
2800	1.2	65.34
2800	0.9	64.90



**Figure 5.** (Top) Slip distribution model using the least square inversion scheme for GPS data. The fault model geometry described in Figure 4 (right) is used with an initial 35 cm slip on each subfault. The final seismic moment is  $13.8 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w=6.73$ ). (Bottom) comparison between data (black vector) and synthetic (gray vector) after a direct modelling.

### **4.3.1 Data and subfaults size choices**

#### **4.3.1.1. Borehole records and large subfault parameterization**

The slip distribution obtained using borehole records and large subfaults is displayed in Fig. 6a. The maximum slip equals 230 cm. The total moment estimate is  $15.5 \times 10^{18}$  N m, equivalent to a moment magnitude of 6.76. The variance reduction is about 68%.

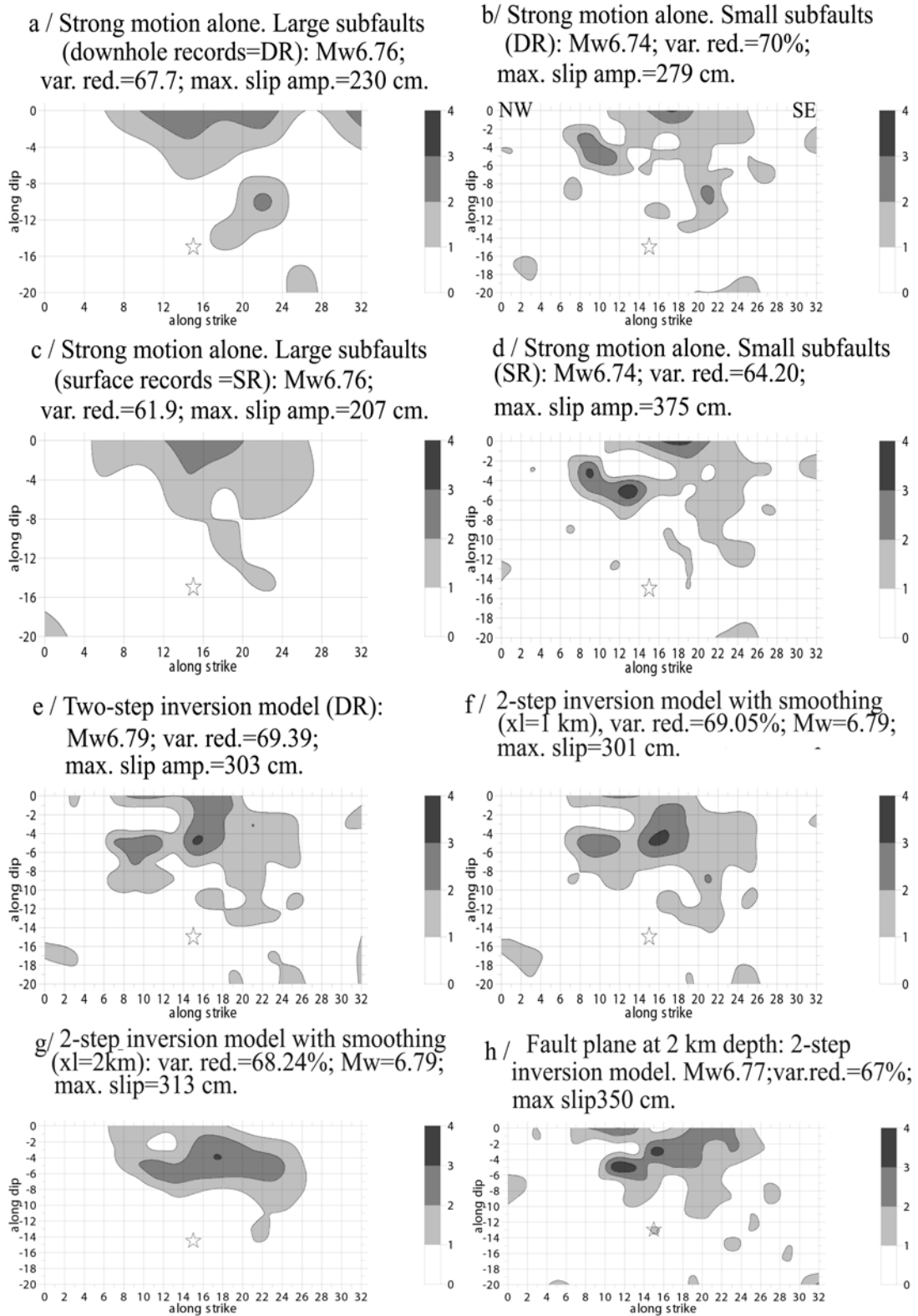
While the slip distribution (Fig. 6a) is rougher than the one obtained from GPS data (Fig. 5a), we observe in both cases a large asperity in the same region of the fault plane. Note that in order to compare this model with the model obtained using surface data, station TTRH02 is ignored since it is not in the surface record data set, due to instrumental problem (see Fig. 2).

#### **4.3.1.2. Borehole records and small subfault parameterization**

Hartzell and Langer (1993) and Das and Suhadolc (1996) have pointed out some examples of the significant effects on a finite fault inversion that are produced by changes in model parameters such as subfault size. Fig. 6b presents the model obtained with small subfaults, 2 km x 2 km and borehole records. It shows that the single asperity found in the large subfault model between 0 and 8 km depth and 6-24 km in the strike direction is in fact a fusion of several asperities of smaller size. The seismic moment associated with the small subfaults solution is  $14.4 \times 10^{18}$  N m ( $M_w=6.74$ ) very close to the one obtained for larger subfaults. The variance reduction is about 70%. The maximum slip is 280 cm. The slip distribution at the top of the fault is not the same for the large subfault or small subfault models.

#### **4.3.1.3. Surface data records and large subfault parameterization**

Until now only borehole records have been used. Fig. 6c shows the slip model obtained using surface records in the case of the large subfault model. We notice that, compared with the solution derived from borehole records (Fig. 6a), the maximum slip amplitude occupies a slightly smaller area, but in general the form of the asperity is the same. The maximum slip amplitude is 207cm and the moment magnitude does not change. On the other hand, the variance reduction is about 62 % (less than the variance reduction obtained with borehole records). The difference is probably due to site effects which are not considered in our direct problem and which are important at some KIK-Net stations.



**Figure 6.** Different slip distribution models derived in this study. Contour interval is 1 meter. The left top corner is the NW direction, the right top corner is the SE direction. The star is the hypocenter.

#### **4.3.1.4. Surface data records and small subfault parameterization**

A similar test performed with the small subfault parameterization is presented on Fig. 6d. It must be compared with the results obtained with borehole records on Fig. 6b. The global shape of the asperity is the same but again the maximum slip amplitude is greater (375 cm). The seismic moment is very similar to the one inferred from borehole records ( $M_w=6.74$ ). Note that the use of contaminated surface data in this study slightly decreases the variance reduction (about 2-6%). Consequently, for the following final inversion runs we will use only borehole records and small subfault parameterization.

#### **4.4 Two-step inversion with slip allowed at the surface**

To improve the quality of the inversion, Hernandez et al. (1999) proposed to use a two-step inversion. It uses the information obtained from the inversion of geodetic data (slip distribution and uncertainties) to build an a priori model for the strong motion inversion.

We applied the two-step inversion without a-priori smoothing constraint to borehole records.

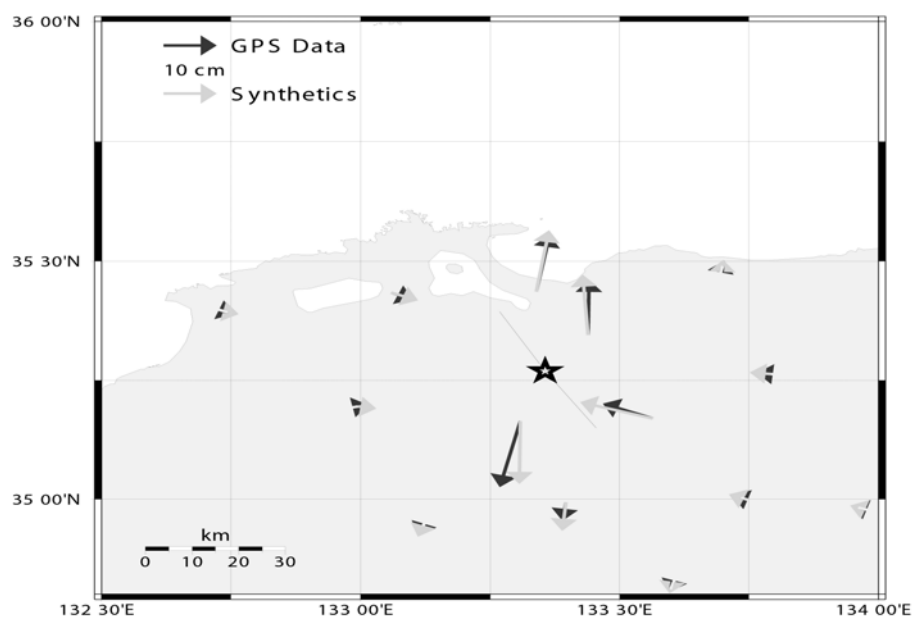
The slip distribution is presented in Fig. 6e. The variance reduction is 69.4%. The solution obtained has a large asperity with a maximum amplitude of slip equal to 303 cm located above the hypocenter at about 5 km depth. This model yields a seismic moment of  $1.7 \times 10^{19}$  N m corresponding to a moment magnitude of 6.79. Note that applying a 1000 m correlation length smoothing reduces the slip at the top of the fault from about 3 m to about 2 m (Fig. 6f) and the shape of the asperity does not change. Applying a 2 km correlation length smoothing (Fig. 6g), the maximum slip lies on a larger area and the variance reduction slightly decreases. The moment magnitude does not change.

#### **4.5 Two-step inversion model with no slip at the surface**

The two-step inversion with a fault reaching the surface results in large slip (larger than 2 m) for the shallow subfaults. This shallow slip is not in agreement with geological observations, which indicate that slip did not reach the surface. In order to constrain the depth of the rupture top, we performed a two-step inversion where the fault model is shifted downward by 2 km, keeping constant the number of parameters. The result of the GPS data inversion (1<sup>st</sup> step) shows one large asperity

located above the hypocenter, in agreement with the result in Fig. 5a. This slip model is then used to invert strong motion records (2<sup>nd</sup> step). The results are shown in Fig. 6h. The peak slip is 350 cm. The variance reduction is about 67%. Which is slightly less than the one associated to the previous model (with a shallower slip). The seismic moment is  $15.9 \times 10^{18}$  N m corresponding to  $M_w=6.77$ . We performed two other inversions giving different depths to the fault top (1km, 0.5 km). Shallow faults show the highest variance reduction. These tests confirm that slip actually occurred at very shallow depths. We therefore consider the fault with top at 0.5 km our preferred model since it is in agreement simultaneously with geodetic and seismological data and also geological observations. The fit between the synthetics generated by this model (a two-step inverted model) and the GPS observed data is shown in Fig. 7.

Figure 8 is a comparison of the observed and the calculated strong motions using the model with fault plane top at 0.5 km depth. In general the waveforms are well matched (68.2% var. red.). In Fig. 9 we plotted for each frequency the variance reduction between data and synthetics for all the stations. The fit in the frequency range [0.1-0.3] Hz exceeds 40%, and over the range 0.3-0.5 Hz is greater than 30%. This plot indicates the limited frequency band in which the rupture model is actually resolved. We interpret the upper frequency limit as the limit of applicability of the simplified layered crustal model employed to calculate the Green's functions.



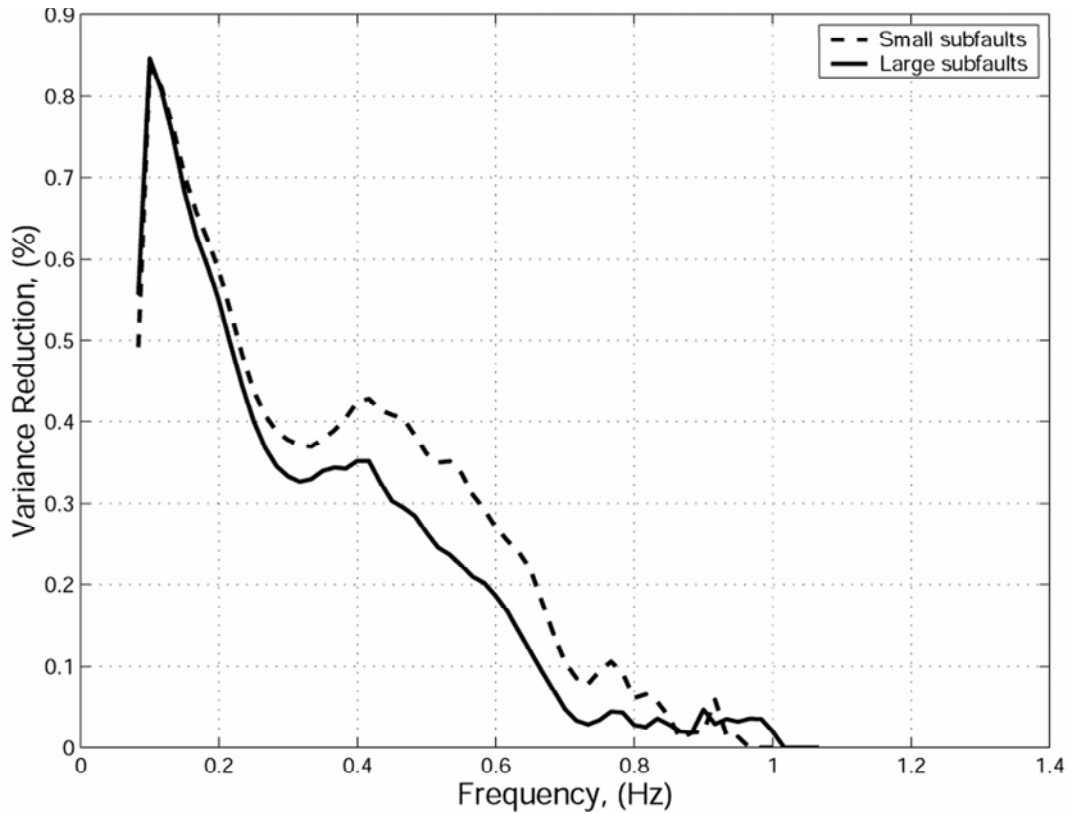
**Figure 7.** Observed (black) GPS data. Synthetics (gray) GPS horizontal vector displacement calculated using as input for the direct modelling the 2 step inverted model with fault plane at 0.5 km depth.



The result of the three inverted parameters (slip amplitude, rupture time, and rise time) of our preferred model (at 0.5 km depth) is shown in Fig. 10 and the evolution of rupture is displayed in Figure 11. The main asperity breaks 1 s after the first break in the north direction then grows first upwards and then parallel to the Earth's surface. The total rupture duration is about 8 s. Figure 11 shows that the significant slip ( $> 1\text{m}$ ) occurs away from the hypocenter and propagates laterally. The maximum of the slip takes place at about 5 km depth. During the earthquake, the region at depth, west of the hypocenter does not slip.



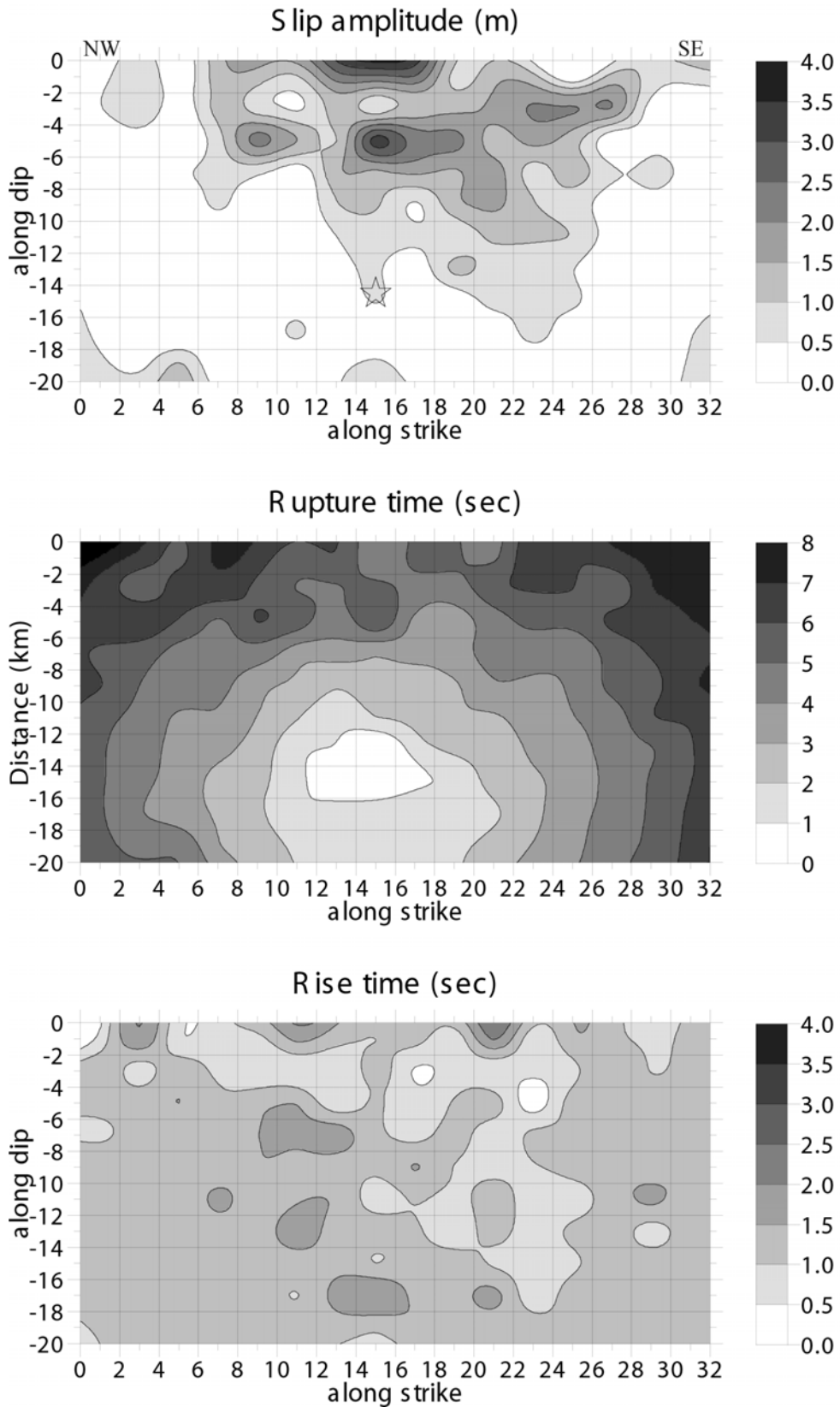
**Figure 8.** Observed (solid line) and synthetics (dashed line) strong motion records. Original acceleration waveforms are band-passed in the frequency range 0.1-1.0 Hz using a two-pole Butterworth filter applied forward and backward then doubly integrated to obtain the particle displacement. The vertical components of some strong ground motion are not used in the inversion (see Table 1) because of incomplete knowledge of the seismic velocity structure. All components (synthetics and observed) at each station are normalized with the data peak amplitude. Each pair of observed and calculated seismograms is plotted at the same amplitude scale.



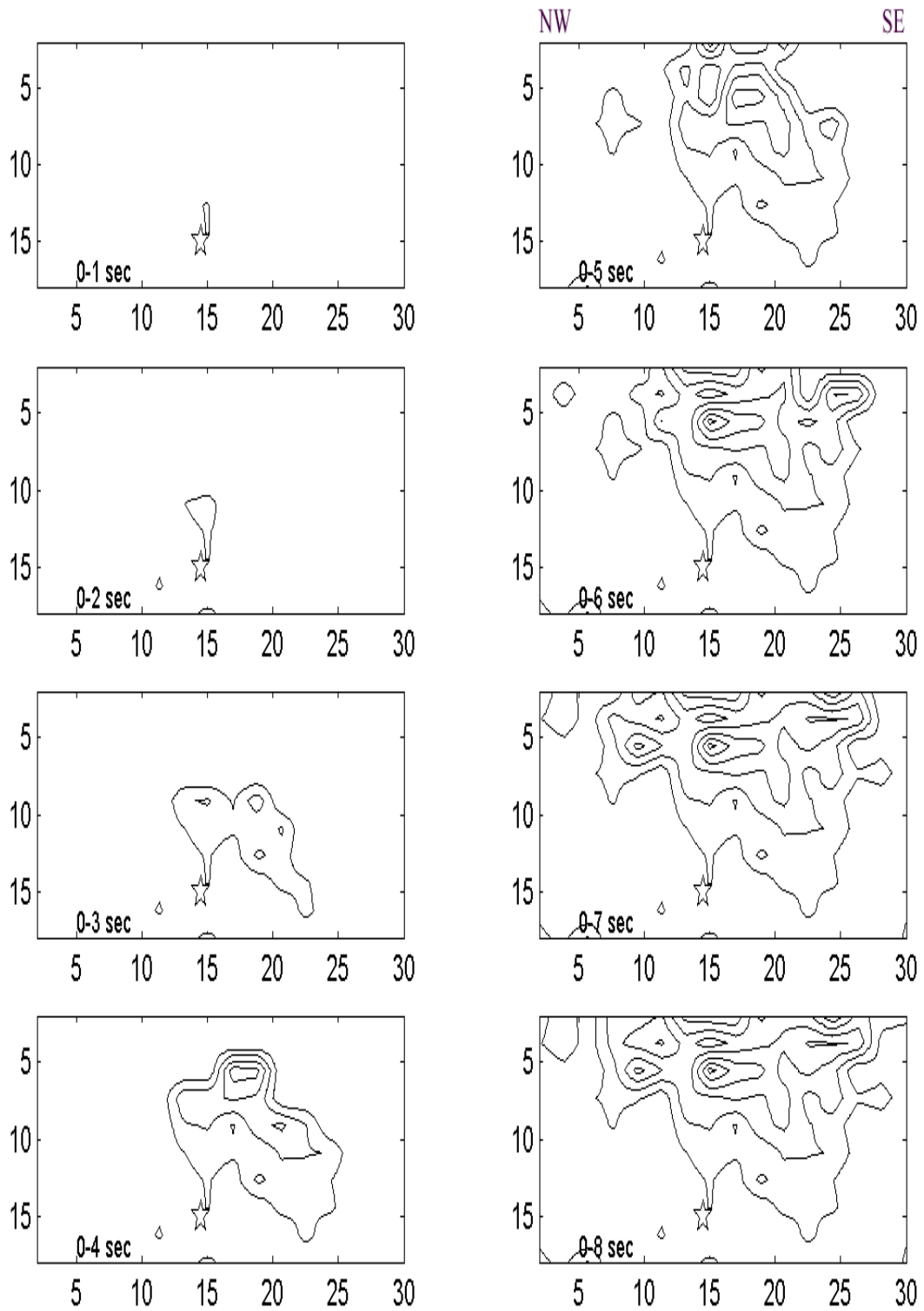
**Figure 9.** For each frequency the variance reduction between data and synthetic is computed for all the stations. It is shown that the data are fitted on the frequency range 0.1-0.3 Hz.

## 5. Discussion and Conclusions

Uncertainties exist in kinematic source models deduced from inversions but these are difficult to quantify since they have a variety of origins (e.g., model parameterization, data weighting and inversion procedure). The knowledge of the non-uniqueness in kinematic parameters is important because these kinematic solutions are often used to determine the dynamic source parameters of earthquakes (i.e., stress drop and strength distribution) and for prediction of strong ground motion. In our study we have used borehole and surface records of KIK-net network to compare borehole with surface ground motions. At some stations there is a significant difference between the two records. We noticed that systematically, the variance reduction decreases using surface data, the general shape of the mean asperity remains unchanged, and the seismic moment also does not change significantly.



**Figure 10.** The three parameters inversion results using the geometry fault showed in Figure 4 (right) and borehole records. (top) the recovered slip distribution on the fault plane (centre) rupture front evolution and (bottom) the slip duration.



**Figure 11.** Spatio-temporal slip evolution of the preferred rupture model. The contour line intervals are equal to 0.5 meter.

The maximum slip amplitude and its position change whether using small or large subfaults. The one-block asperity at the vertical of the hypocenter, found with large subfault model consists of a merger of several small asperities of comparable slip amplitude revealed when using small size subfault parameterization.

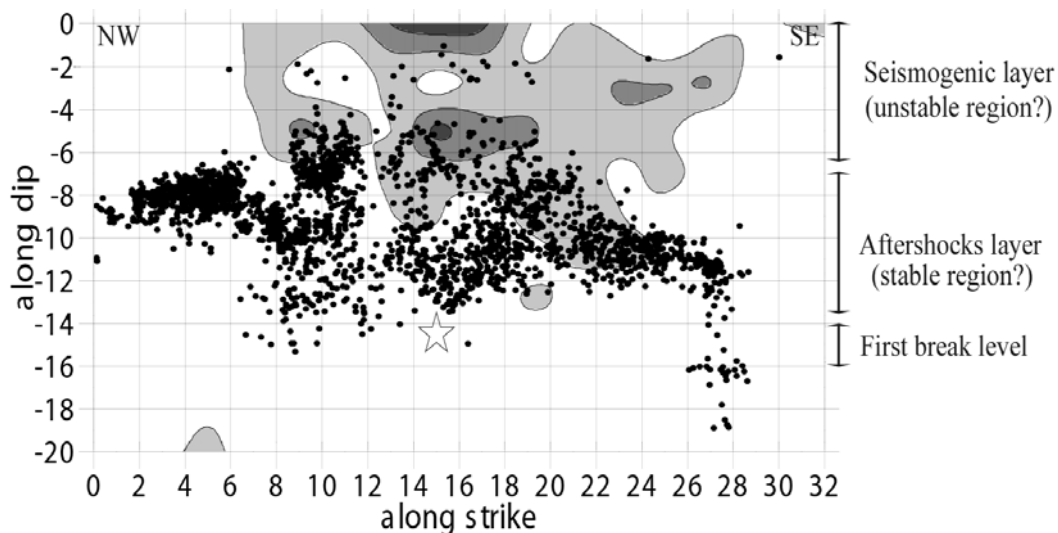
For earthquakes occurring on hidden faults, it is possible to determine the location and orientation of the fault plane using the 3D aftershocks distribution. Seismological stations close to the rupture area also help to better constrain the fault plane orientation. We have seen in this study how change in the strike direction of the southern part of the fault plane strongly affects the fit at station TTRH02.

The slip distributions we obtain agree with those of Iwata and Sekiguchi (2002) and Yagi and Kikuchi (2000) even though the fault parameterization and inversion schemes are very different. All three models show that slip propagated in the SE direction from the epicentre. We selected the relocated aftershocks of Fukuyama et al (2003) (in a 1 km band width on both sides of the fault plane) and plotted them on our slip map (Fig. 12). The majority of aftershocks occurred in the middle of the fault at about 6-12 km depth. This suggests that the region between the hypocenter and the large asperity sustained a high stress level without large coseismic slip. Numerical experiments done by Das and Aki (1977) and Mikumo and Miyatake (1978) showed that a rupture can propagate leaving behind it unbroken barriers (Aki, 1984). A striking feature of Figure 12 is that the crust exhibits a depth-varying behaviour. Failure begins at about 15 km depth. Then we find above the aftershocks (perhaps a barrier or a “stable” slip area), the asperity layer (seismogenic or unstable layer) and finally the superficial layer where neither slip (according to geological observations) nor aftershocks are observed. We report here two analogies between the 2000 Tottori and the 1979 Imperial Valley earthquakes: 1) Negative values of the dynamic stress drop near the free surface (Dalguer et al., (2002) for Tottori and Quin (1990) for Imperial Valley), 2) The lack at shallow depth of microseismicity (Fukuyama et al., (2003) for Tottori, Doser and Kanamori (1986), Mendoza and Hartzell (1988b) for Imperial Valley). Borehole data available in the epicentral region (e.g. TTRH02, SMNH01, TTR008 and SMN015) show that superficial sedimentary layers are thin (about 15 m). These boreholes show rock materials (either granite or basalt) at depths between 15-100 m. We have no information for depths greater than 100 m. This

relatively thin layer (15 m) of sediments in Tottori cannot be put forward to explain these two phenomena as it has been suggested for the Imperial Valley earthquake.

According to the results of Fukuyama et al (2003) the earliest aftershocks are concentrated in the SE part of the seismogenic region. The NW part was activated later with a large number of events concentrated in the region that did not slip during the main shock. The details of the horizontal distribution of the aftershocks indicates the existence of at least one plane NW of the epicentre almost perpendicular to the fault plane activated during the main shock. This plane is located where the dynamic rupture propagation in the NW direction stops. In this region, strongly loaded by the main shock, aftershocks are more abundant. This area is what Boatwright and Cocco (1996) called a slightly velocity-weakening frictional behaviour.

The tests with different fault-depths performed above (section 4.5) show that when slip is allowed to occur close to the surface, the variance reduction is increased. These tests confirm that slip actually occurred at shallow depth. Such shallow rupture with no surface rupture has been observed previously (e.g. Morgan Hill, 1984; northern part of the Kobe earthquake, 1995).



**Figure 12.** Relocated aftershocks (1 km on both sides of our fault plane) plotted over our slip map. The contour interval for the slip distribution is 1.0 m. The star indicates the main shock hypocenter. The rupture seems to be controlled by a vertical evolution of behaviour. The perpendicular plan (NW of epicenter) highlighted by the aftershocks distribution (see Fig. 1) could play a role in stopping the rupture propagation.

This study of the 2000 Tottori earthquake benefits from a larger number of observations and definitely shows that large shallow asperities can occur without any surface break. This suggests that large strike slip earthquakes may have occurred in the past without cutting the surface. This phenomenon could complicate the interpretation of paleoseismological data. Return periods of damaging earthquakes could be overestimated if such shallow earthquake with no surface rupture (blind fault) occurred. A more comprehensive study, beyond the scope of this investigation, should be performed in order to understand the geological and mechanical parameters that control the absence of surface slip of such shallow earthquakes.

Finite sources simulations are used in seismic hazard studies to evaluate potential strong ground motion near faults. Empirical relationships have been proposed recently to evaluate the representative rupture properties of such simulations. Somerville et al (1999) have proposed an empirical study where they quantify the asperities of 15 earthquakes and examined their average characteristics. Table 5 shows that the empirical relationships of Somerville et al. (1999) also predict the main features of the 2000 Tottori earthquake for a moment release rate of about  $1.5 \times 10^{19}$  Nm. However, the studies of systematic features of asperities (e.g., rupture area, average slip) and their scaling with seismic moment for strong ground motion prediction do not commonly consider the relative asperity position on the fault plane.

Table 5: Slip model properties comparison

Parameters	Somerville et al 1999*	This Study
Rise Time (s)	1.4	1.2
Average Slip (cm)	74.7	62
Largest Asperity (km <sup>2</sup> )	102	108

(\*) With a moment of  $1.5 \times 10^{19}$  N m

Our study shows that shallow and elongated asperities have to be taken into account in such simulations. Indeed, large asperities at shallow depth should have a significant contribution to ground motion. Such models, which could have been considered as extreme or unrealistic before the 2000 Tottori earthquake, are useful to

capture the epistemic uncertainty of ground prediction or to evaluate maximum ground motion (Bommer et al, 2004).

**Acknowledgments:** We thank Tomotaka Iwata for his precious advices regarding the strong motion records and Takeshi Sagiya for providing GPS data. We are grateful to Eichi Fukuyama and William Ellsworth who kindly provided the catalog of aftershocks. Joan Gomberg, Honn Kao and an anonymous reviewer made a many helpful suggestions on the paper. Comments by Michel Bouchon, Christophe Voisin helped to improve the first version of the manuscript. Thanks to KIK-net and K-net for providing strong motion data. Some figures are made using Generic Mapping Tools (GMT).

## **II/ Variations de contraintes statiques et dynamiques de Coulomb.**

Ce paragraphe est constitué d'un article en préparation :

### **Fault interaction and triggering by dynamic and static stress changes: application to the 2000 Tottori (Japan) earthquake.**

Sara Di Carli, Christophe Voisin, Fabrice Cotton, Fethi Semmane, Massimo Cocco

#### **Abstract**

The goal of this study is to investigate the effect of the static and dynamic stress changes on the triggering of faults under slip-dependent friction law. We specifically focus on the 2000 Western Tottori (Japan) earthquake and on the triggering of its largest aftershock. To this end we compute the dynamic and static stress changes caused by the 2000 Western Tottori (Japan) earthquake for which a good knowledge of the rupture history and aftershock sequence exists. We compute the coseismic stress evolution caused by the mainshock fault, on the fault plane of the largest aftershock located 20 km SW of the mainshock. The static stress changes cannot explain the occurrence of the largest aftershock, located in a stress shadow whatever the friction coefficient that we use. Hence we propose that dynamic stresses have triggered the largest aftershock. Using the discrete wavenumber and the reflectivity methods we compute the complete time-dependent coulomb failure function CFF(t). We investigate the influence of the adopted coefficient of friction  $\mu'$ , the depth and the location of the hypocenter on the shape of the CFF(t). Finally, using a non-linear



slip dependent friction law with a stability/instability transition, we constrain the frictional properties of the largest aftershock fault plane knowing the state of stress on the fault and the time delay of 48 hours. We propose that  $D_c$  must be greater than 0.3 m.

## 1. Introduction

It is well established that fault interaction and seismicity triggering are driven by stress interaction. The widely used Coulomb failure criterion (*Kadinsky-Cade and Willemam 1982, Stein and Lisowsky 1983*) uses the concept of the static Coulomb failure stress  $\Delta$  CFS and most clearly demonstrate the correlation between the triggering of earthquakes and the positivity of the  $\Delta$  CFS. The Coulomb stress modelling performed for the 1992 Landers earthquake provides an excellent example of the effects of static stress changes and evidences the correlation between the aftershock distribution and mainshock induced static stress changes (*Stein et al., 1992; King et al., 1994*).

However, this earthquake triggered remote seismicity (*Hill et al., 1993*) that conflicts with the simple static stress change theory. Dynamic stress changes were proposed to explain those remote aftershocks (*Kilb 2003*). The Mw 7.3 Hector Mine earthquake triggered seismicity in the rupture direction, near Salton Sea, 180 km south of the mainshock. *Gomberg et al. (2001)* have demonstrated that in this region, more than 50 events occurred in a few days, the first of them 59 s after the mainshock. Major earthquakes are now found to trigger the remote seismicity: the 1999 Hector Mine, California, earthquake (*Gomberg et al., 2001; Glowacka et al., 2002*) as we have seen; the 1999 İzmit, Turkey, earthquake (*Brodsky et al., 2000*); the 2002 Denali, Alaska, earthquake (*Husen et al., 2004*). *Kilb et al. (2000, 2002)* and *Gomberg et al. (2003)* have demonstrated that seismicity rate changes correlates better with the dynamic stress field than with the static stress changes. One open question is to set an upper limit on the time efficiency of dynamic triggering: one minute? One hour? One month? One year? In some cases the triggering of aftershocks begins at the waves arrival time: Salton Sea enhanced activity at the Hector Mine waves passage (*Gomberg et al., 2001*). In some other cases the triggering is delayed: the 1980 Irpinia, Italy, earthquake (*Belardinelli et al., 1999, Voisin et al., 2000*); the Little

Skull Mountain (*Bodin and Gomberg 1994* and *Gomberg and Bodin 1994*) and the Hector Mine (*Kilb 2003*) earthquakes.

The 1980 Irpinia earthquake provides an interesting example of fault interaction due to spatiotemporal stress changes, because it ruptured several normal faults: three distinct subevents occurred nearly 20 s from each other. This delayed triggering can be interpreted in terms of frictional properties of the faults (*Belardinelli et al., 1999*). *Voisin et al., (2000)* have investigated the relative weight of static and dynamic stress changes in the triggering of the 1980 Irpinia earthquake sequence. They showed that for such a short delay (20s), the dynamic stress field is more important than the static stress field. Could other events associated with longer duration be explained in the same way? *Bodin and Gomberg (1994)* and *Gomberg and Bodin (1994)* have studied the triggering of Mw 5.4 Little Skull Mountain 22 hours after the Landers mainshock. They related the occurrence of this large remote aftershock to the dynamic strain tensor. *Kilb (2003)* has pointed out the correlation of the Landers, California, aftershocks map and considered the complete temporal dependence of the Coulomb stress changes. It was observed that the peak of the dynamic Coulomb function  $CFF(t)$  better correlates with the map of seismicity rate change than the static field does. This would also imply that the dynamic stress influence aftershock triggering even for long time delay (months to year) and over large distances.

Remotely triggered seismicity, related to dynamic stress changes, is in contrast with the static stress theory. Dynamic triggering may also play a major role at short distances, as suggested recently (*Kilb et al. 2000, Voisin et al. 2000, Hough 2005*). In the near field static and dynamic stress changes both range in the same order of magnitude. None of them can be neglected a priori. This suggests that they should be considered as one and only one perturbation, in a complete Coulomb Failure Function (*Kilb et al., 2000*).

*Voisin et al. (2004)* studied the effect of the complete Coulomb Failure Function (CFF) on the triggering of faults under a slip dependent friction law. They have considered idealized complete Coulomb failure functions of three types. Since the static stress field at remote distance is negligible, the far field CFF is represented by a simple sine wave. In the near field they considered two CFFs: one for stress triggers, formed by a dynamic pulse followed by a positive static stress field, and one for stress shadows, formed by a dynamic pulse followed by a negative static stress field. They demonstrated the possibility of the triggering of seismicity by a dynamic

stress pulse in a stress shadow zone. Stress shadows occur when an earthquake has reduced the Coulomb failure stress on appropriately oriented nearby faults. They are associated with a seismicity rate decrease (*Stein 1999*). So the triggering of an antishock, that is an earthquake in a stress shadow is possible only if we consider a complete CFF, with the dynamic and static stress field. Triggering of aftershocks in the stress shadows is one way to prove the role of dynamic stresses. The 2000 Western Tottori earthquake provides a unique opportunity to study the stress initiation between the main rupture and the aftershocks.

The 2000 Western Tottori earthquake sequence was well recorded by the Japanese seismic networks. Moreover, the numerous aftershocks have been relocated by *Fukuyama et al., (2003)*. The seismograms as well as geodetic data were inverted to constrain the seismic rupture process and the final slip distribution (*Iwata and Sekiguchi, 2002; Dalguer et al., 2002; Peyrat and Olsen 2004; Semmane et al., 2004*). >From these results, we could compute the complete Coulomb Failure Function for the 2000 Tottori, Japan, earthquake.

In the first part of this paper we will compute the static perturbation due to the rupture and test it against the aftershock locations. We will show that the largest aftershock (M 5.1) occurred in a stress shadow zone. The static stress changes cannot explain the occurrence of this aftershock.

The other possible hypothesis that we investigate is that this largest aftershock was triggered by the dynamic stress waves emitted by the mainshock. We compute the complete stress perturbation for a set of points distributed on the fault plane of the aftershock. Whatever the friction coefficient or the depth considered, the complete CFF is described by a large dynamic stress pulse followed by a negative static stress field. The dynamic computations are therefore totally consistent with the static ones. Such a dynamic pulse is large enough (both in frequency and amplitude) to trigger seismicity.

Finally, these stress perturbations are used to constrain the fault friction properties, namely  $D_c$ , of the largest aftershock. Estimates of  $D_c$  are usually provided for large ruptures like for the 1992 Landers earthquake (*Pulido and Irikura 2000*); for the 1995 Kobe earthquake (*Mikumo et al., 2003*); for the 2000 Tottori earthquake (*Mikumo et al., 2003*). These estimates are obtained either by using the peak-slip velocity of the closest seismogram (*Mikumo et al., 2003; Fukuyama et al., 2003*) or

by using kinematic inversions (Tinti et al., 2004). We propose a different approach to estimate  $D_c$  on intermediate-scale fault planes associated to the aftershocks. We follow a three-step methodology:

- 1) We compute the complete CFF at the hypocentral area of the aftershock.
- 2) The fault length is set accordingly with the spatial content of the secondary aftershocks and the scaling law from *Wells and Coppersmith (1994)*.
- 3) Assuming that the fault plane of the aftershocks was close to failure, we constrain  $D_c$  using the observed triggered delay. The fault geometry is derived from the sequence of secondary aftershocks associated to the triggering of the M 5.1 event. Using the empirical law derived by *Wells and Coppersmith (1994)*, we fix the fault length to 10 km. The time delay is known and is about 48 hours. Finally the state of stress on the fault is assumed to be very close to the fault strength. Because we use a finite difference code, the time delay of 48 hours is unreachable. The methodology used in *Voisin et al. 2000* for a time delay of 20s cannot be used in the present study. However, it is possible to rule out all values of the frictional properties that lead to a fast triggering. We are able to propose that  $D_c$  of the largest aftershock fault plane must be greater than 0.3 m.

## **2. Static stress changes after the 2000 Tottori earthquake**

### **2.1. Description of the 2000 Tottori earthquake mainshock and of its largest aftershock.**

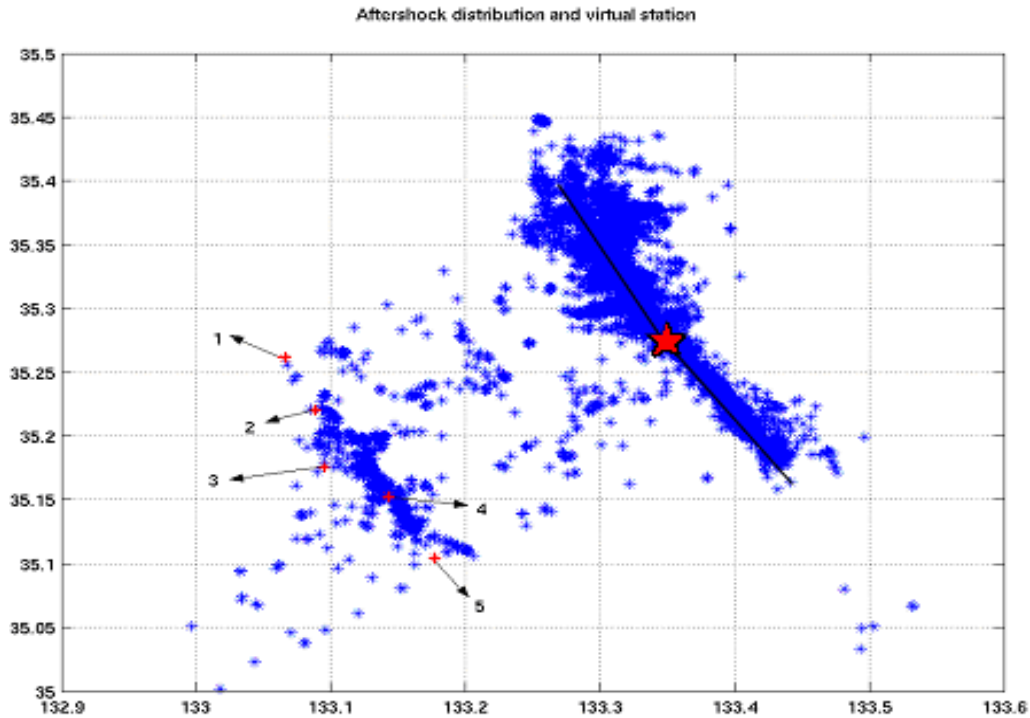
On 6 October 2000 at 13:30 UTC, the Western Tottori Earthquake (Mw 6.6-6.8) occurred on a left-lateral strike-slip fault in the western Honshu, Japan, where very few large earthquakes have occurred since the 1943 Tottori earthquake of M 7.2 (*Kanamori, 1972*). Our choice of the Tottori earthquake is primarily justified by a high-resolution strong motion record (K-net and KiK-net networks operated by the National Institute for Earth Sciences and Disaster Prevention (NIED)), and a good knowledge of its slip history suggested from kinematic inversion studies (*Semmane et al., 2004*) and a good aftershocks sequence (*Fukuyama et al., 2003*). Within the 15 years before the 2000 western Tottori earthquake, background seismicity covered the whole aftershock region of the 2000 western Tottori earthquake and several M 5 earthquakes were observed on the mainshock fault of the 2000 western Tottori earthquake (southern part of the aftershock region). *Shibutani et al. (2002)* showed

that in the southern part of the aftershock region of the western Tottori earthquake, a fault existed before the mainshock, but in the northern part there was no information about the geometry of the fault. Moreover, *Yagi and Kikuchi (2000)* and *Iwata and Sekiguchi (2001)* analyzed the rupture process of the 2000 western Tottori earthquake and they found that slip occurred only in the southern part of the aftershock region. *Sagiya et al. (2002)* reported from the analysis of Global Position System (GPS) data that the postseismic slip occurred in the northern part of the aftershock region where little slip occurred during the mainshock. The epicenter of the mainshock is located at 35.269 °N and 133.357 °E at a depth of 14-15 km (*Iwata and Sekiguchi, 2002*). Within 15 min of the mainshock, the aftershocks concentrate along the southern part, where the slip during the mainshock is estimated to have occurred. By 60 min after the mainshock activity appears throughout the entire extent of the aftershock region. As time progresses, activity fills in the fault structures (Figure 1).

On 8 October at 13:17 the largest aftershock (Mw 5.1) occurred at a depth of 5250 m, about 20 km west of the mainshock area. Its fault mechanism is left lateral, similar to the mainshock one. Based on the spatial extent of its own aftershock sequence, on the moment tensor solution, and on the *Wells and Coppersmith (1994)* scaling relation, we propose that the fault plane of the largest aftershock has a strike angle of 336°, a dip angle of 86°, a rake angle of -11°, and a fault surface of 10 by 3.5 km.

## **2.2. Static Coulomb stress changes calculations**

We compute the Static Coulomb stress changes using the fault plane geometry, the rupture, the slip histories and the faulting mechanism adopted by the preliminary model of *Semmane et al., (2004)* that is in good agreement with the relocated seismicity computed by *Fukuyama et al., (2003)*. The geometry of the rupture is described by two planes with different strike angles. The northern fault shows a strike angle of 150°, dip angle of 90° and rake angle of 0°. The dimensions are set to a length of 16 km and a width of 20 km. The southern fault has a strike angle of 146°, dip 90° and rake 0°. The dimensions are 16 x 20 km. The hypocenter is located at a depth of 15 km. The total fault plane is discretized by a set of 160 square subfaults (2x2km), 80 subfaults for the northern fault and 80 subfaults for the southern fault. Using the Coulomb failure criterion (*Toda and Stein, 2002*) we



**Figure 1.** The map shows the fault geometry adopted in our computations and the relocated aftershocks. The red points represent the virtual receivers placed on the fault plane of the largest aftershock.

compute the Coulomb stress change in an elastic halfspace (*Okada, 1992*) by assuming a shear modulus  $G=3.2 \times 10^4$  MPa and a Poisson's ratio of 0.25. The aim is to resolve the Coulomb stress changes not on Optimally Orientated faults but on planar surface of the known active faults. To this end we consider the fault plane of the largest aftershock of Mw 5.1 (20 km in distance from the fault plane of the mainshock) and we compute there the static coulomb stress changes generated by the mainshock of the fault plane and the slip history calculated by *Semmane et al., (2004)*.

We changed the value of the apparent friction of coefficient  $\mu'$  to investigate the dependence of the CFF on  $\mu'$ . We illustrate the results of our computations in the Plate 1 where we have considered  $\mu'$  equal respectively to 0.0, 0.4 and 0.8. We show in these figures the Coulomb stress changes calculated on fault planes having the same mechanism and the same orientation as the plane described previously for the largest aftershock. As we can see, the fault plane of the largest aftershock is located in a stress shadow zone characterized by a negative static stress field, where the seismicity should be inhibited according to the CFF criterion.

The previous computations demonstrate that the static loading alone cannot explain the occurrence of the largest aftershock. We have to consider both dynamic and static loading in a complete Coulomb failure function to explain the occurrence of this peculiar aftershock.

### 3. Dynamic stress changes after the 2000 Tottori earthquake

#### 3.1. Input parameters

We compute the dynamic stress time histories using the reflectivity method (*Kennet and Kerry, 1979*) and the discrete wavenumber decomposition of the Green's functions (*Bouchon 1981*) as originally proposed by *Cotton and Coutant (1997)*. We image the coseismic stress evolution caused by the fault of the mainshock on the fault plane of the aftershocks in the western region (20 km in distance from the fault plane of the mainshock). We compute both shear and normal stress changes and a time-dependent Coulomb failure function (CFF). We use the fault geometry and the slip history determined by *Semmane et al., (2004)* using a frequency domain inversion procedure (*Cotton and Campillo, 1995*) for the Tottori earthquake. We consider a simple rupture history consisting of a Haskell model with a constant rupture velocity of 2.8 km/s, the nonuniform slip distribution and the rupture times

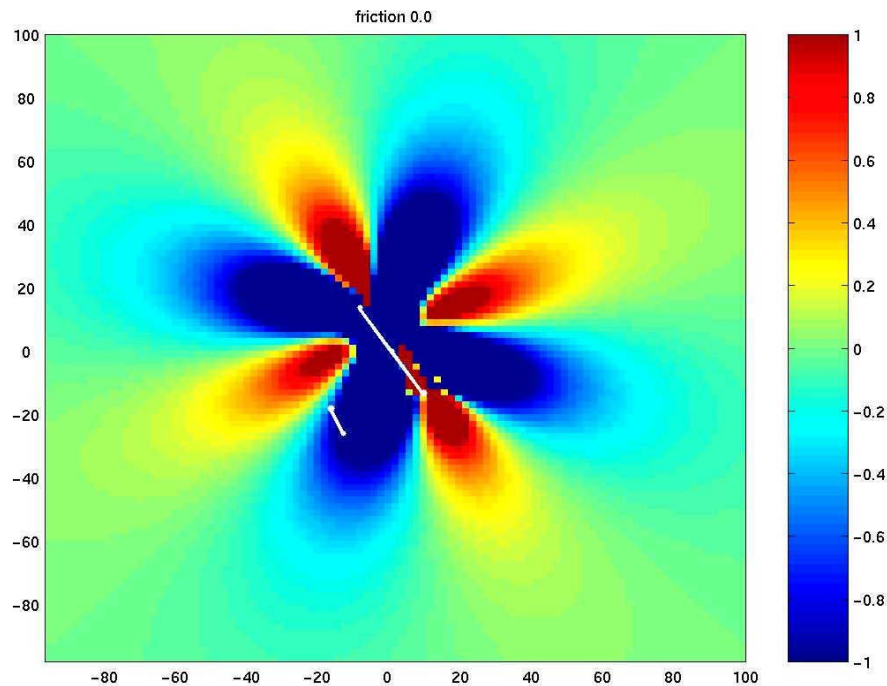
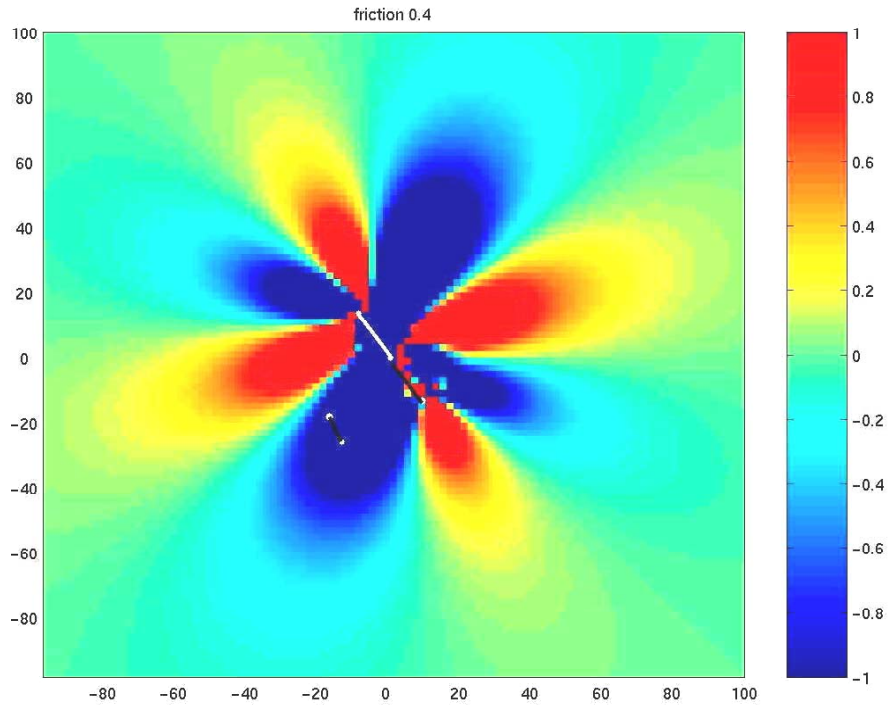
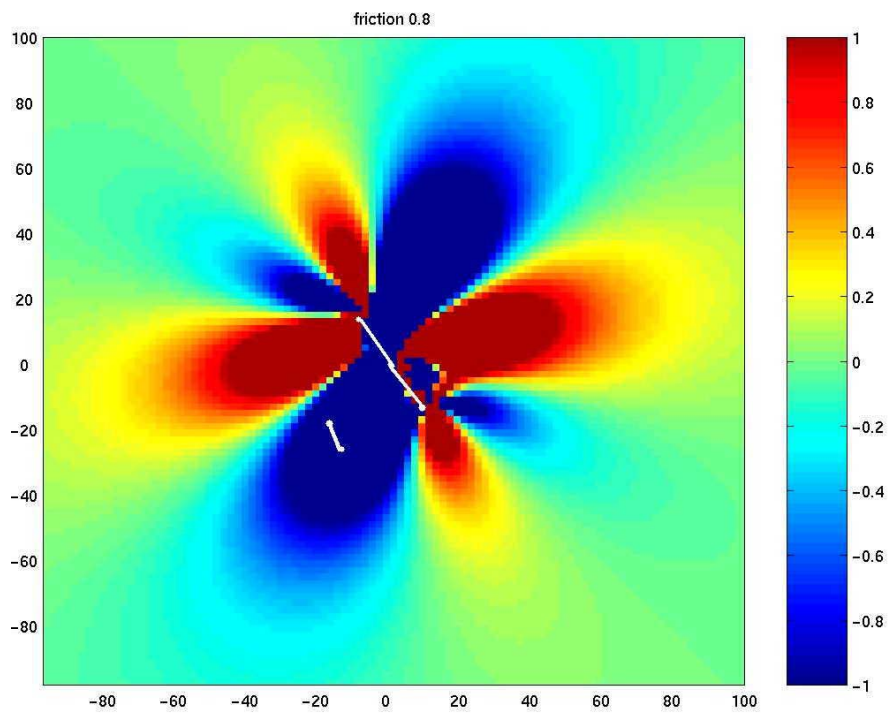


Plate 1-a



**Plate 1-b**



**Plate 1-c**

**Plate 1.** Coulomb stress map computed for the specific fault mechanism of the largest aftershock. a/ The apparent friction coefficient is set to 0.0. b/ The apparent friction coefficient is 0.4. c/ The apparent friction coefficient is 0.8.



are calculated by *Semmane et al., (2004)*. The source time function is a Bouchon ramp function  $[f(t)=\frac{1}{2}(1+\tanh(\frac{t}{\tau}))]$ , (*Bouchon 1981*), with a rise time  $\tau$  of 1.2 s (*Semmane et al., 2004*). We have computed the stress time histories using a stratified crustal structure used by *Semmane et al., (2004)*. The crustal velocity model is shown in table 1.

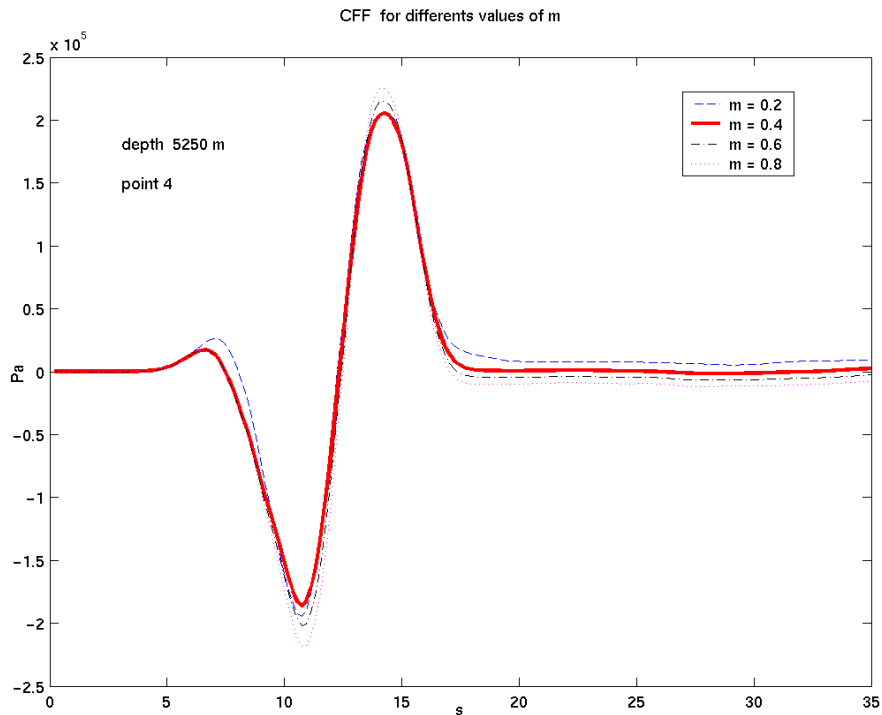
We compute the stress evolution on a series of receivers placed at different depths and at different locations on the fault plane of the aftershocks in the western region. This fault plane of interest is parallel to the southern fault and exhibits a dip angle of  $86^\circ$  E. Strike and dip are estimated with the help of the relocated aftershocks of *Fukuyama et al., (2003)*. The fault mechanism is left-lateral strike slip, the same than the mainshock fault. The fault size is estimated from the length of the aftershock area and from the moment magnitude (*Wells and Coppersmith 1994*).

We have computed the stress components up to a maximum frequency of 1.28 Hz. We decided to discretize the fault plane into a set of 5 by 5 points (Figure 1). On this map the receivers are represented by numbers between 1 and 5 going from north to south. For each receiver we have changed the depth every 1000 m between 3500 m and 7500 m. At each point receiver and for every depth the shear and the normal stress changes on the fault plane of the aftershock have been calculated. Then we can calculate the temporal dependence of the Coulomb stress changes represented by the Coulomb failure function (CFF).

### **3.2. Results on the fault plane of the largest aftershock**

We investigate the influence on the computed Coulomb stress changes of the depth, the apparent friction coefficient and the geographic position on the fault plane of the largest aftershock.

To observe the variation of the CFF with the different values of the apparent friction coefficient, we changed for every simulation  $\mu'$  between 0.2 and 0.8 fixing the depth and the position of the receiver on the fault. In Figure 2, we have computed the stress changes for the point 4 (see Fig. 1) at a depth of 5250 m, that is the depth for which we have the first aftershock on this fault plane (about 6 hours after the mainshock). This depth is also the hypocentral depth of the largest aftershock. As we can see, the temporal dependence of the coulomb stress changes CFF does not vary a lot by

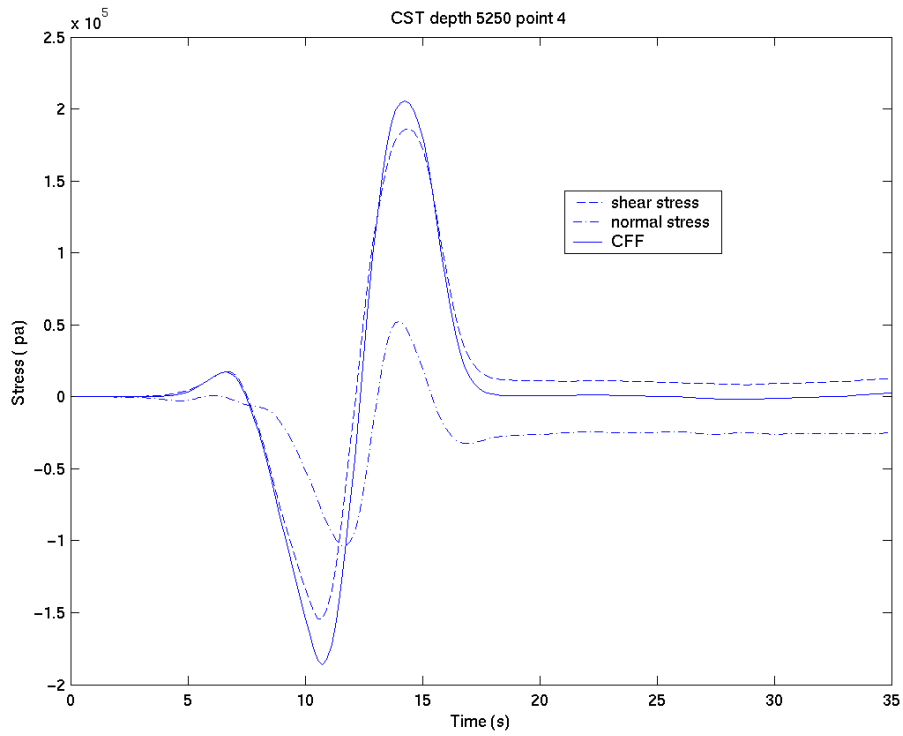


**Figure 2.** Coulomb failure function (CFF) time histories calculated at the station 4 and at a depth of 5250 m, for different friction coefficients  $\mu'$ , equal to 0.2, 0.4, 0.6, 0.8.

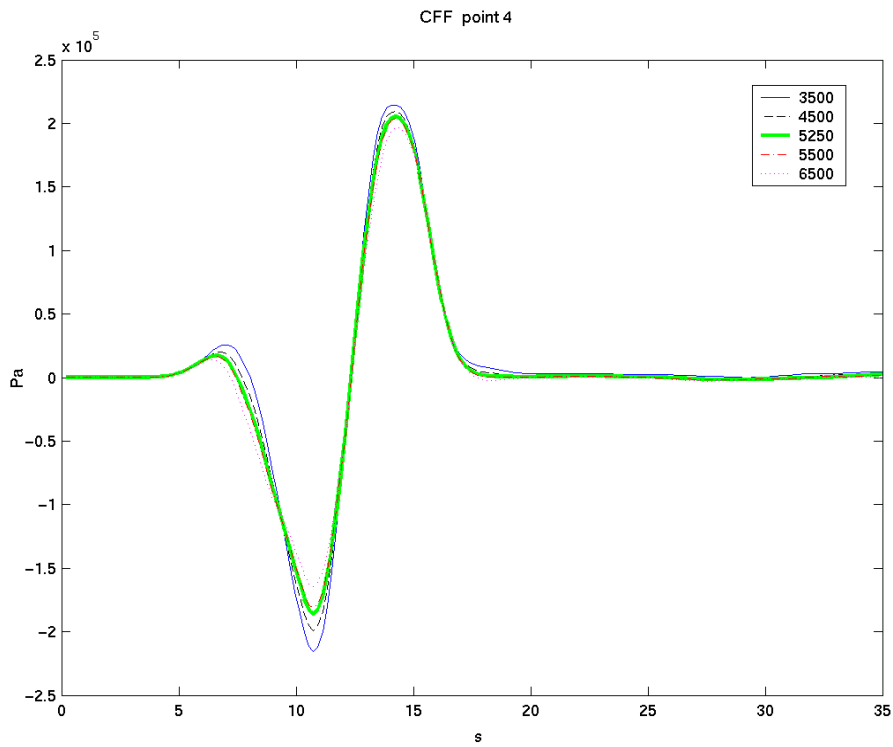
changing  $\mu'$ . By consequence we will assume  $\mu'=0.4$  as widely adopted in the literature. We can explain the independence of the CFF on the apparent coefficient of friction, comparing the shear and the normal stress time histories computed at the same station and at the same depth, as we will describe in the next paragraph.

For each station we have changed the depth between 3500 m and 7500 m, and we have computed the shear, normal and Coulomb stress time histories. The effective coefficient of friction is 0.4 as in the other simulations. Figure 3 is the result of a simulation computed at the point 4, at the depth of 5250 m. It clearly shows that the normal stress changes are less important than the induced shear stress changes. The shear stress represents the dominant contribution to the Coulomb stress perturbation. This result explains also why the variation of  $\mu'$  is not important for the Coulomb stress time histories.

The coulomb failure function for every receiver fixing his position on the fault and changing the depth has been computed. For every simulation the depth is respectively equal to 3500m, 4500m, 5250m, 5500m, 6500m, where 5250m is the



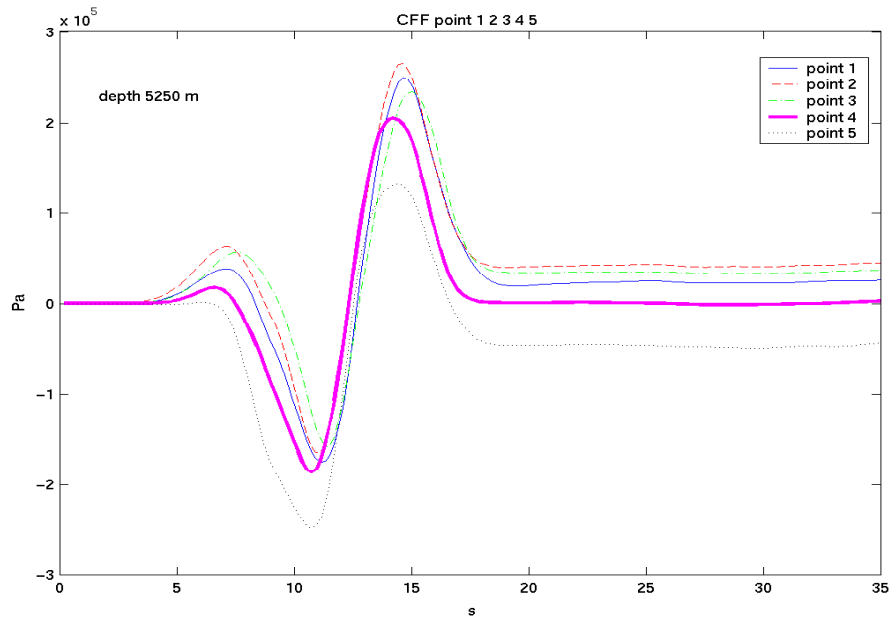
**Figure3.** Coulomb failure function, normal stress and shear stress time histories calculated at the station 4 for a depth of 5250 m.



**Figure4.** Coulomb failure function (CFF) time histories at the station 4 for different values of the depth, equal respectively to 3500m, 4500m, 5250m, 5500m, 6500m.

depth correspondent at the first aftershock on the western fault plane. We report in Figure 4 the case of a station located at point 4. As we can observe, the depth is not a significant parameter for the CFF stress time histories. We can see that by increasing the depth, slightly decrease the two positive peaks of the CFF and slightly increase the negative peak.

In this section, the temporal dependence of the Coulomb stress changes with the location along the fault plane of interest (points 1 to 5) has been investigated. To this end for each simulation the depth and the coordinates ( $x, y$ ) of the receiver have been fixed. In this study the convention for the axes is that  $X$  identifies the direction of the north,  $Y$  the direction of the east and  $Z$  is downward. The coordinates of these stations are associated with the red points on Figure 1. For each computation we consider  $\mu' = 0.4$ . 6 different simulations where depth are respectively fixed to 3500m, 4500m, 5250m, 6500m, 7500m and the coordinates change for every simulation between the coordinates of point 1 to the coordinates of point 5 have been computed. In this example the depth is fixed at 5250m and the simulations are computed at the stations located respectively on the point 1-2-3-4-5 of the Figure 1. Table 2 reports on the coordinates ( $x, y$ ) of the stations. Figure 5 presents the results of our computations. We observe a strong dependence of the CFF stress time histories with the different station locations. This figure shows that as we go from the north to the south, the two positive peaks decrease, the negative peak increases and the static level reaches values smaller and smaller, down to a level of zero static stress eventually becoming negative at the most southern point (point 5). Our results show that the position is more important than the depth and the friction coefficient for the CFF stress time histories. They also show that the shear stress changes have larger amplitudes than the other stress components and hence are the primary control on the evolution of the CFF. The results obtained with this method are consistent with those obtained with the static method. Moreover, they provide the time history of stress changes at the locations of interest. In the next section the aim is to calculate the parameters (external loading properties and intrinsic fault properties) that control the triggering of the largest aftershock. Specifically, the aim is to calculate the values of  $D_c$  (the critical slip weakening distance of the friction) that could explain the triggering delay of about 48 hours for the largest aftershock of the 2000 Western Tottori earthquake.



**Figure 5.** Coulomb failure function (CFF) time histories calculated respectively at the station 1, 2, 3, 4, 5, for a depth of 5250m.

#### 4. Estimates of $D_c$ of the largest aftershock

In this section we constrain the fault frictional properties of the largest aftershock of the Tottori earthquake, knowing the state of stress on the fault and the time delay. We consider the triggering of the largest aftershock ( $M=5.1$ ) that occurred about 48 hours after the mainshock. The static method has shown that the hypocentral area is located into the stress shadow zone characterized by a negative static stress field created by the mainshock, where the seismicity should be inhibited according to the CFF criterion. Therefore we could rule out the possibility of a static triggering of this event. We were compelled to consider then the possibility of a dynamic triggering of this aftershock, 48 hours after the mainshock. Previous studies considered a time delay shorter than a few minutes, intuitively consistent with the short duration of the dynamic stress changes. Here we consider a time delay of about 48 hours. This time delay can be reduced to 6 hours if we were to consider the first event in the hypocentral area. However, this remains too large for our computing facilities. Moreover, the mechanisms like post seismic relaxation, more probably fluids, may

affect the state of stress in the hypocentral area. This is why we have chosen to focus our research on the values of  $D_c$  that would lead to a delay that is too short. In this way we will be able to rule out all these values and to propose a minimum threshold for  $D_c$  that will be consistent with the observed delay.

#### 4.1. Description of the model

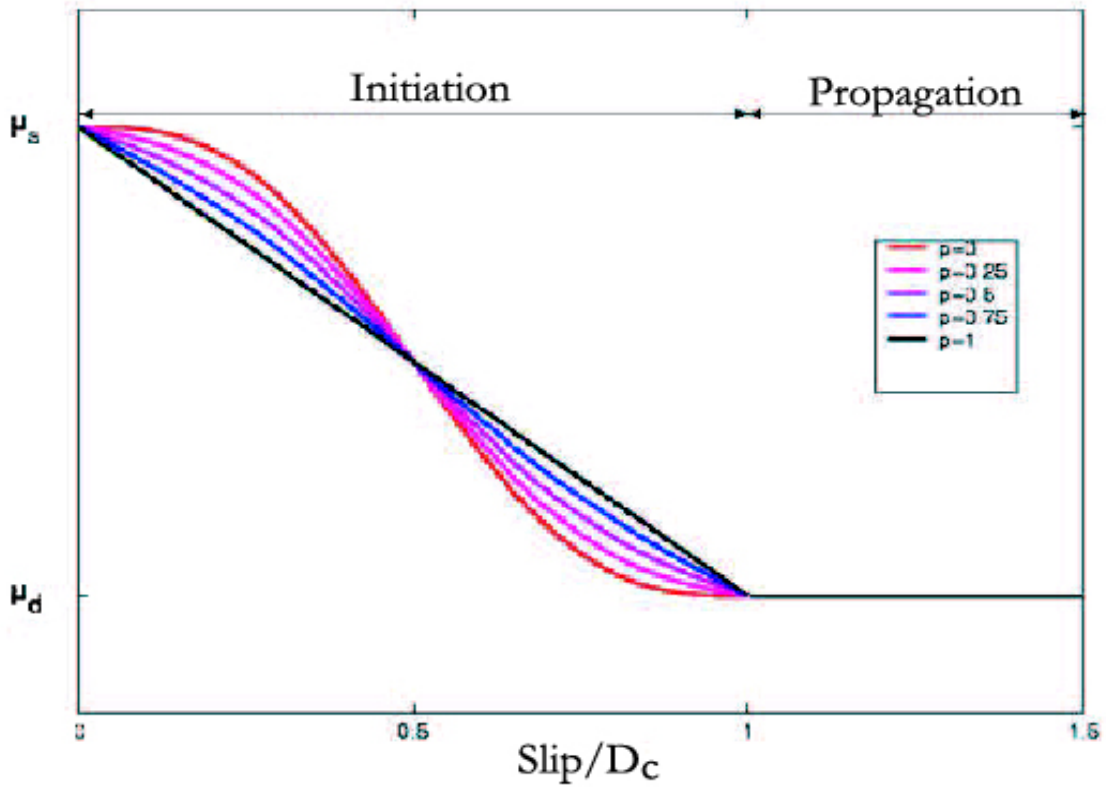
In this section we use a finite difference method to approach the problem of the development of instability on the fault surface. This method is fully described by *Ionescu and Campillo (1999)*. It was adapted to the case of a propagating stress wave by *Voisin et al. (2000)*.

The medium is discretized with a grid step of  $\Delta x = \Delta y = 25\text{m}$ . The western fault plane of aftershocks (see Figure 1) with a length  $L$  embedded in an elastic space is considered. The fault length is set to  $L = 10\text{ km}$  that is also a typical value for a fault segment. This fault dimension is set according to scaling relationships (*Wells and Coppersmith 1994*). The geometry considered on this study is 2D and the field of displacement is antiplane. The shear wave velocity is fixed to  $c = 3000\text{ m/s}$ , the density of the medium is  $\rho = 3000\text{ kg/m}^3$  and the depth is of  $5\text{ km}$ . The normal stress  $\sigma_n$  is assumed to correspond to a depth of  $5000\text{ m}$ , that is the depth of the hypocenter of the largest aftershock. We choose a stress drop  $\Delta \tau = 11.5\text{ MPa}$ .

Following *Ionescu and Campillo (1999)*, a non-linear slip dependent friction law is considered. The friction law is fully described by  $\tau_s$ ,  $\tau_d$ ,  $D_c$ , and a parameter  $p$  of range  $[0, 1]$ , respectively the static friction, the dynamic friction, the critical slip and a factor that modulates the linear friction law with a sine function. This parameter ranges from 0 (sine friction) to 1 (linear friction). The friction law is nonlinear with respect to the slip displacement  $u$  and is given by the following relation (from *Ionescu and Campillo 1999*):

$$\mu(u) = \mu_s - \frac{\mu_s - \mu_d}{D_c} \left[ u - (1-p) \frac{D_c}{2\pi} \sin(2\pi u/D_c) \right] \quad (1)$$

The friction decreases from  $\tau_s$  to  $\tau_d$  with the ongoing slip (initiation phase) until the slip reaches  $D_c$  on some part of the fault (see Figure 6). The onset of rupture and the occurrence of triggering corresponds to the end of the initiation phase and to a



**Figure 6.** Nonlinear friction laws used in this study. The friction decreases from  $\mu_s$  down to  $\mu_d$  with the ongoing slip (initiation phase). As the slip reaches  $D_c$ , the friction stabilizes at the residual dynamic level (propagation phase). The parameter  $p$  allows for a change in the initial slope of the friction law.

rupture propagation at the constant residual dynamic stress level. *Ionescu and Campillo (1999)* have shown that the initiation duration is strongly dependent on the slope of friction at the origin,  $\mu'(0)$ . *Ionescu and Campillo (1999)* demonstrated that lower  $\mu'(0)$  is longer than the duration of the initiation phase is. The extreme case  $\mu'(0)=0$ , correspondent to  $p=0$ , leads to a very large initiation duration. Using the finite difference scheme, they carried out experiments with initiation duration of about 100 s. Since our aim is to calculate the friction coefficient that could explain a delay of about some hours, it is interesting for us to consider a non-linear slip dependent friction law, with  $p=0$ , in order to compute the longest time evolution of the fault slip.

The dynamic Coulomb failure function computed in section 4 for the point 5 at a depth of 5250 m (figure 5) is used in this study. As the normal stress dynamic variation is small compared to the shear stress one, we neglect the normal stress variation effect. We assimilate this CFF as the incident shear stress on the fault. The

incidence angle of this plane wave is  $\theta = 45^\circ$ . The stress perturbation is described in figure 5 for the first 35s. The first tiny dynamic stress pulse is reached after 8s, followed by a large negative pulse of -0.25 MPa reached at 11s. Then the large positive pulse of 0.125 MPa is reached at 15s. The static stress field of -0.05 MPa is reached at 20s.

#### **4.2. Triggering delay as a function of the critical slip $D_c$**

We present here the numerical results about the possibility of triggering and also about the timing of triggering as a function of the critical slip  $D_c$ . For each value of  $D_c$ , we measure the triggering delay between the loading and the eventual rupture. Figure 7 presents the results of this study. The triggering delay is increasing with the value of  $D_c$ . This is due to the decrease in the slope of friction with  $D_c$ : the characteristic time is increasing. There is no clear difference in the triggering delay for  $D_c \leq 0.1$  m. The differences appear when  $D_c$  is about 0.3 m. Above this value it becomes impossible to trigger the faults within a few minutes. Therefore, we can conclude that in order to avoid an immediate or quasi-immediate triggering delay, the critical slip-weakening distance must be greater than 0.3m.

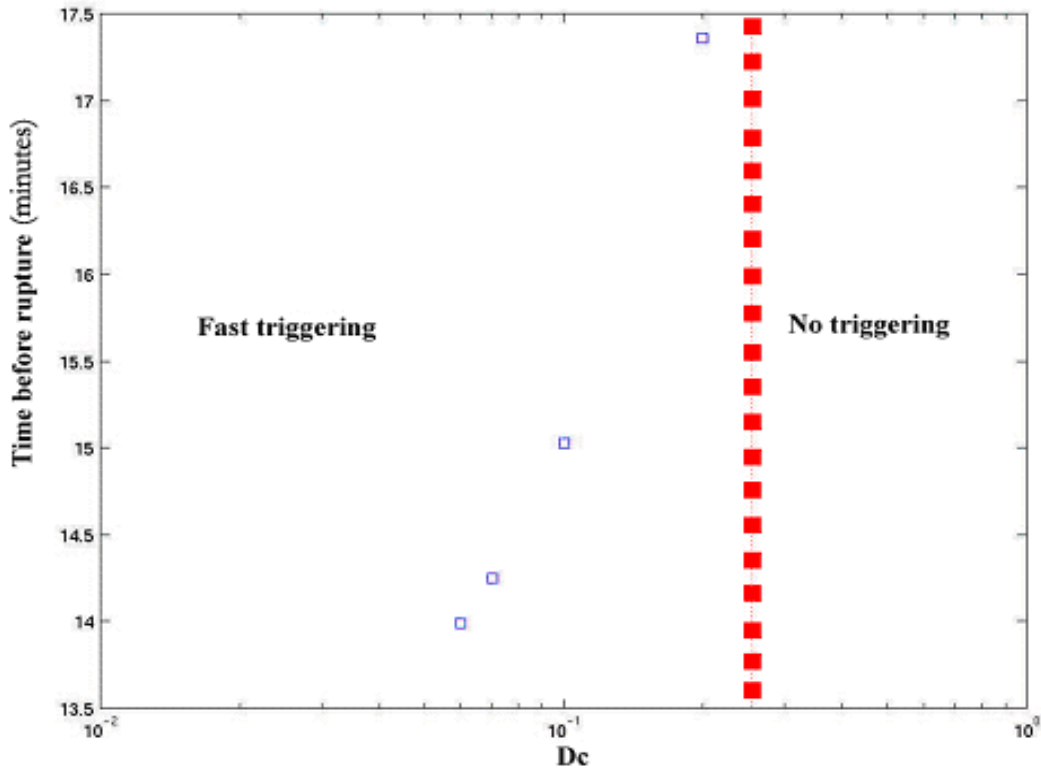
### **5. Discussion**

#### **5.1. Friction law and aftershock triggering**

Two friction laws are classically used in the community, both based on laboratory experiments. On one hand, the rate and state friction law (*Dieterich, 1992*) that describes the stick-slip experiments and aftershock triggering by positive static stress changes (*Dieterich, 1994*). On the other hand, the slip-dependent friction law (e.g. *Ohnaka et al., 1987*) describes the short time initiation of rupture. It is used for dynamic rupture simulations (e.g. *Ida, 1972, Andrews, 1976, Day, 1982*), much less to investigate aftershock triggering (*Voisin et al., 2000, 2004*).

We classically distinguish between static and dynamic stress triggering. The Rate and State friction law predicts a seismicity rate increase in regions of static stress increase, and a seismicity rate decrease in regions of static stress decrease.





**Figure 7.** Triggering delay as a function of the critical slip distance  $D_c$ . The values of the critical slip  $D_c$  that range from 0.01 to 0.3 m are not acceptable to explain the delay of about 6 hours. The values acceptable are for  $D_c \geq 0.3$  m.

Dynamic triggering of remote seismicity appears like the shortcoming of the theory. Recent studies (e.g. *Belardinelli et al. 2003*) demonstrate that dynamic stress waves may have an "instantaneous triggering effect" under the condition that it overcomes the direct friction effect. This is in conflict with direct observations of remote seismicity triggered by large earthquakes that occur at the time of the waves passage but also well after. *Parsons [2005]* proposes that the dynamic stress waves change the mean critical slip distance at nucleation zones, leading to delayed instability and Omori's law. Similarly, the SD friction law allows for an immediate or a delayed instability triggered by the dynamic stress waves. The results presented in *Voisin et al. 2004* have demonstrated that the effect of dynamic stress waves is finite in time, although it is difficult to infer the maximum triggering delay we can expect because of the computational techniques. A maximum delay of 2 minutes was reached using a finite difference scheme by *Voisin 2002*. This was extended using a finite element method up to half an hour in *Voisin et al. 2002*. This is nothing compared to the characteristic time of evolution of a fault under a Rate and State friction law,

typically as large as 100 years. Can we expect larger time delays for dynamic triggering? The 1992 Landers-Little Skull Mountain couple of earthquakes provides an example of dynamic triggering delay of 22 hours (*Bodin and Gomberg, 1994; Gomberg and Bodin, 1994*). Answer to that question could be possible if we were able to consider the complete stress perturbation, the fault geometry, the friction parameters and the initial state of stress on the fault plane. So far, this is out of reach. By consequence we cannot reject the hypothesis that the largest aftershock of the 2000 Western Tottori earthquake has been triggered by dynamic stress waves.

## **5.2. Value of $D_c$ for the largest aftershock**

As explained above, we have followed the methodology used in *Voisin et al. 2000* to infer the fault frictional properties. Assuming the fault geometry and the state of stress on the aftershock fault plane, we use the time delay between the dynamic loading and the eventual triggering of the aftershock. In the case of the largest aftershock of the 2000 Tottori earthquake, our goal is not to give a complete set of frictional parameters that can explain a triggering delay of 48 hours. It rather consists in determining the threshold in  $D_c$  that leads to large delays. Doing so, we have obtained a minimum value for  $D_c$  of 0.3 meters. This seems quite large, especially for an aftershock of magnitude 5.1. However, one must recall that we have set the prestress on the fault to unity, which simply means that everywhere on the fault the initial stress equals the fault strength. For the sake of simplicity, the fault plane that we have considered is homogeneous. We know from previous studies that this value for  $D_c$  must be understood as an apparent value of the critical slip weakening distance accounting for small-scale heterogeneities (*Campillo et al., 2001; Voisin et al., 2002*). The actual value of  $D_c$  might be much smaller than 0.3 m. This value of  $D_c$  is consistent with those of other seismological studies that have been computed with different methods. Many different approaches have been proposed to estimate the critical slip weakening distance ( $D_c$ ) for real earthquakes. *Olsen et al. (1997)* and *Peyrat et al. (2001)* found  $D_c$  on the order of 80 cm from waveform inversion of the accelerograms observed during the 1992 Landers earthquake, with spontaneous dynamic rupture models. Recently *Mikumo et al. (2003)* have estimated the value of  $D_c$  from strong-motion records by using a new approach, independently from the

estimate of the fracture energy or radiated seismic energy. This approach is based on the estimate of the slip weakening distance at each point on the fault as the slip  $D_c$  at the time of peak slip-velocity, using a slip-weakening friction law. For the 2000 Tottori and the 1995 Kobe events it was found that  $D_c$  ranges between 40 and 90 cm. The theoretical demonstration of this approach is discussed in (*Fukuyama et al., 2003*). They have shown that the estimates of  $D_c$  can be affected by an error of roughly 50 percent. *Tinti et al., (2004)* generalized the results of *Fukuyama et al., 2003* and showed that the estimated value of the parameter  $D_c$  is affected by the adopted friction law and the constitutive parameters. They found that the differences between  $D_c$  and  $D_c$  can vary from few percent up to 50 percent.

### **5.3. Implications for seismic hazard**

The static stress transfer theory favors the idea that the largest aftershock should occur in an area of increased Coulomb stress change. The most publicized example of such a case is given by the 1992 Landers-Big Bear earthquakes (*King et al. 1994*). The 2000 Western Tottori earthquake provides an interesting counterexample of when and where the largest aftershock can occur. If we consider the Coulomb stress change on optimally oriented faults, the largest aftershock has occurred in an area of increased Coulomb stress change. However, since its fault mechanism is left lateral strike slip, if we compute the Coulomb stress change on this particular fault orientation with this particular mechanism, the largest aftershock has occurred in an area of decreased Coulomb stress change (plate 1). Any attempt to forecast the major aftershocks based on the static Coulomb stress changes would have missed this aftershock.

Determining which of dynamic or static stresses is the most relevant to near-field triggering is an important issue for earthquake probability forecasts (*Parsons, 2005*).

## **6. Conclusions**

We focused on the 2000 Western Tottori (Japan) earthquake (M 6.6 6.8) and on the triggering of its largest aftershock (M 5.1). The static stress transfer computations show that the Coulomb stress was decreased on the particular fault plane. Therefore this largest aftershock should have not occurred. Yet it was triggered 48 hours after the mainshock. We have computed the complete Coulomb Failure Function for the

hypocentral area of the largest aftershock. We conclude that in order to explain the occurrence of this aftershock it is not sufficient to account only for the static stress field but it is essential to consider the complete Coulomb failure function that includes static and dynamic stress perturbations. The hypothesis of a dynamic triggering of this largest aftershock cannot be rejected despite the large triggering delay. Using a finite difference method, we are able to set a minimum value for the critical slip distance on the fault plane of the aftershock: 0.3m. Below this value, the largest aftershock would have occurred within minutes of the mainshock. On a timescale of a few hours to a few days, other processes like poroelasticity, or other fluid effects, may affect the state of stress in the hypocentral area of the aftershock. The question is now, if possible, to set an upper limit on the time efficiency of the dynamic triggering. One minute? One hour? One day? One month? The triggering of the largest aftershock of the 2000 Western Tottori earthquake provides an argument in favour of at least a one-day lasting effect.

### References

- [1] Aki, K., and Richards, P.G., (1980), *Quantitative Seismology*, vol.2, 932 pp., W.H. Freeman, New York.
- [2] Andrews, D.J., (1976), Rupture propagation with finite stress in antiplane strain, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 3575-3582.
- [3] Belardinelli M. E., Cocco M., Coutant O., Cotton F., (1999), Redistribution of dynamic stress during coseismic ruptures: Evidence for fault interaction and earthquake triggering, *J. Geophys. Res.*, 104, 14,925-14,945.
- [4] Belardinelli, M.E., Bizzarri, A., Cocco, M., (2003), Earthquake triggering by static and dynamic stress changes, *J. Geophys. Res.*, 108(B3),2135, doi:10.1029/2002JB001779
- [5] Bodin P., J., Gomberg, (1994), Triggered seismicity and deformation between the Landers, California, and Little Skull Mountain, Nevada, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 835-843.
- [6] Bouchon M., (1981), A simple method to calculate Green's function for layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71,959-971.
- [7] Brodsky, E., V. Karakostas, and H. Kanamori, (2000), A new observation of dynamically triggered regional seismicity: Earthquakes in Greece following the August, 1999 Izmit, Turkey earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 27,2741-2744.

- [8] Campillo, M., P. Favreau, I. Ionescu, and C. Voisin, (2001), On the effective friction law of an heterogeneous fault, *J. Geophys. Res.*, 106, 16,237-16,250.
- [9] Cotton F., Coutant O., (1997), Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium, *J. Geophys. Int.*, 128, 676-688.
- [10] Cotton F., Campillo M., (1995), Frequency domain inversion of strong motions: Application to the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 100, 3961-3975.
- [11] Dalguer, L., K. Irikura, W. Zhang, and J.D. Riera (2002), Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, mainshock and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 29(16), 1758, doi:10.1029/2001GL014333
- [12] Day, S. M., (1982), Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: Rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 705-727.
- [13] Dietrich, J.H., (1992), Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134.
- [14] Dietrich, J.H., (1994), A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, 99, 2601-2618.
- [15] Fukuyama E., Ellsworth W.L., Waldhauser F., Kubo A., (2003), Detailed Fault Structure of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake sequence, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1468-1478.
- [16] Fukuyama, E., T. Mikumo, and K. B. Olsen (2003). Estimation of critical slip-weakening distance: its theoretical background, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1835-1840.
- [17] Glowacka-E; F. A. Nava; G.D. de Cossio; V. Wong; and F. Farfan, (2002), Fault slip, seismicity, and deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 1999 Hector Mine earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1290-1299.
- [18] Gomberg, J., P.A. Reasenber, P. Bodin, and R.A. Harris, (2001), Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes, *Nature*, 411, 462-466.
- [19] Gomberg, J., and P. Bodin, (1994), Triggering of the Ms=5.4 Little Skull Mountain, Nevada, earthquake with dynamic strain, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 844-853.

- [20] Gomberg, J., P. Bodin, and P. A. Reasenberg, (2003), Observing earthquakes triggered in the near-field by dynamic deformations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 118-138.
- [21] Hill, D. P., P. A. Reasenberg, A. Michael, W.J. Arabaz, and G.C. Beroza, (1993), Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake, *Science*, 260, 1617-1623.
- [22] Husen, S., Taylor, R., Smith, R. B., and Healsen H., (2004), Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park produced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake, Alaska, *Geology*, V. 32; no. 6; p. 537-540; DOI: 10.1130/G20381.1
- [23] Ida, Y., (1972), Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805.
- [24] Ionescu, I., and M. Campillo, (1999), Influence of the shape of friction law and fault finiteness on the duration of initiation, *J. Geophys. Res.*, 104, 3013-3024.
- [25] Iwata, T., and H. Sekiguchi, (2001), Substance of the earthquake faulting during the 2000 western Tottori earthquake, *SEISMO 5,5-7*(in Japanese).
- [26] Iwata, T., and H. Sekiguchi, (2002), Source process and near-source ground motion during the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, *Proc.11th Japan Earthqu. Eng. Symp.*, 125-128 (in Japanese with English abstract).
- [27] Kadinski-Cade, K., and R. J. Willemann, (1982), Towards understanding aftershock patterns: the basic pattern for strike-slip earthquakes, *EOS Trans., AGU*, 63, 384.
- [28] Kanamori, H., (1972), Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting, the Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 426-434.
- [29] Kennet, B. L. and Kerry, N.J., (1979) Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R.astr; Soc.*, 57, 557-583.
- [30] Kilb, D., (2003), A strong correlation between induced peak dynamic coulomb stress change from the 1992 M 7.3 Landers, California, earthquake and he hypocenter of the 1999 M 7.1 Hector Mine, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2012, doi: 10.1029/2001JB000678.
- [31] Kilb, D., J. Gomberg, and P. Bodin, (2000), Earthquake triggering by dynamic stresses, *Nature*, 408, 570-574.

- [32] Kilb, D., J. Gomberg, and P. Bodin, (2002), Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 2060, doi: 10.1029/2001JB000202.
- [33] Kilb, D., J. Gomberg, and P. Bodin, (1999), Complete coulomb failure stress changes and earthquake triggering, (abstract), *Eos Trans, Agu*, 80(46), Fall Meet. Suppl., F1005-F1006.
- [34] King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J., (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 935-953.
- [35] Mikumo, T., Olsen K. B., Fukuyama, E., and Yagi Y., (2003), Stress-Breakdown Time and Slip-Weakening Distance Inferred from Slip-Velocity Functions on Earthquake Faults, *BSSA*, Vol. 93, No. 1, pp. 264-282
- [36] Okada, Y., (1992), International deformation due to shear and tensile faults in an half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- [37] Ohnaka, M., Y. Kuwahara, and K. Yamamoto, (1987), Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, 144, 109-125.
- [38] Olsen, K. B., R. Madariaga, and R.J. Archuleta (1997), Three-dimensional dynamic simulation of the 1992 Landers earthquake, *Science*, 278, 834-838.
- [39] Parsons, T., (2005), A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering, *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L04302, doi:10.1029/2004GL021811.
- [40] Peyrat, S., K. B. Olsen, and R. Madariaga (2001), Dynamic modeling of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 106, 26,467-26,482.
- [41] Peyrat, S., and K. B. Olsen (2004), Nonlinear dynamic rupture inversion of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05604, doi:10.1029/2003GL019058.
- [42] Pulido N. and Irikura K.(2000), Estimation of Dynamic Rupture Parameters from the Radiated Seismic Energy and Apparent Stress, *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 27, NO. 23, PAGES 3945-3948.
- [43] Sagiya, T., T., Nishimura, Y. Hatanaka, E. Fukuyama, and W. L. Ellsworth, (2002), Crustal movements associate with the 2000 western Tottori earthquake and its fault models, *Zisin, (J. Seismol. Soc. Jpn)*, Ser. 54, 523-534 (in Japanese with English abstract).

- [44] Semmane, F., F. Cotton, and M. Campillo, (2004), The 2000 Tottori earthquake: A large shallow earthquake without any superficial rupture. *EGU 1st meeting*, Nice, France, 25-30 April 2004.
- [45] Shibutani, T., S. Nakao, R. Nishida, F. Takeuchi, K. Watanabe, and Y. Umeda, (2002), Swarm-like seismic activity in 1989, 1990, and 1997 preceding the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth Planets Space* 54, 831-845.
- [46] Stein, R. S., and M. Lisowski, (1983), The 1979 Homestead Valley Earthquake Sequence, California: Control of aftershocks and Postseismic Deformation, *Journal of Geophysical Research*, 88, 6477-6490.
- [47] Stein, R.S., King, G. C. P., Lin, J.,(1999), Stress transfer in earthquake occurrence, *Nature* 402, December.
- [48] Stein, R. S., King, G. C. P., Lin, J., (1992), Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 Magnitude=7.4 Landers earthquake, *Science* 258, 1328-1332.
- [49] Tinti E., Bizzarri A., Piatanesi A., and Cocco M., (2004), Estimates of slip weakening distance for different dynamic rupture models, *Geophysical Research Letters*, VOL.31, L02611, doi:10.1029/2003GL018811.
- [50] Toda S., Stein R. S., (2002), Reponse of the San Andreas fault to the 1983 Coalinga-Nunez Earthquake: An application of interaction-based probabilities for Parkfield, *J. Geophys. Res.*, 107,10.1029/2001JB000172.
- [51] Toda S., R. S. Stein, P. A. Reasenberg, J. H. Dietrich, and A. Yoshida, (1998), Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 103(B10), 24, 543-24, 565.
- [52] Voisin C., Cotton F., Di Carli S., (2004) A reconciling model for dynamic and static stress triggering of aftershocks, antishocks, remote seismicity, creep events and multisegmented rupture, *Journal of Geophysical Research*, 109, B06304, doi: 10.1029/2003JB002886
- [53] Voisin C., Campillo M., Ionescu I.R., Cotton F., Scotti O., (2000), Dynamic versus static stress triggering and friction parameters: Inferences from the November 23, 1980, Irpinia earthquake, *J. Geophys. Res.*, VOL.105, NO.B9, 21, 647-21, 659.
- [54] Voisin C., I. R. Ionescu, M. Campillo, R. Hassani, and Q.L. Nguyen, (2002), Process and signature of initiation on a finite fault system: a spectral approach, *J. Geophys. Res.*, 148, 120-131.



[55] Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *BSSA*, 84: 974 - 1002.

[56] Yagi, Y., and M. Kikuchi,(2000), Source process of the 2000 October 6 Western Tottori Earthquake (preliminary report), *Newslett. Seism. Soc. Jpn.*,12, no.4,9-10, (in Japanese).

# Chapitre Quatrième



# **Le séisme de Boumerdes du 21/05/2003.**

## **Introduction**

Le séisme de Boumerdes est lui aussi un séisme qui s'est produit sur une faille ignorée. Dans ce chapitre nous utilisons toutes les observations disponibles pour bien localiser la faille active responsable de l'événement. Ensuite, une évolution spatio-temporelle de la rupture est obtenue en faisant une inversion en deux-étapes. D'abord nous inversons les données géodésiques puis les données de mouvements-forts. Le calcul de la variation de contrainte de Coulomb (statique et dynamique) est ensuite réalisé sur la faille de Thénia, la plus grande faille (connue), supposée active et située entre Boumerdes et Alger. Ce travail pourra être complété après cette thèse (voir chapitre précédent sur la contrainte des propriétés de friction sur le plan de faille de la plus grande réplique) lorsque la relocalisation des répliques du séisme de Boumerdes sera terminée. Le calcul de la carte des intensités d'Arias est ensuite effectué. Cette carte pourra être, aussi, comparée à la carte des intensités (dégâts) une fois ces données disponibles. Enfin, nous terminons ce chapitre par des éléments de discussions sur le risque sismique dans l'Algérois.

## **I/ Localisation de la faille et processus de rupture.**

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

### **Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data.**

F. Semmane, M. Campillo, F. Cotton  
Geophys. Res. Lett., 32, L01305,  
doi:10.1029/2004GL021268, 2005.

#### **Résumé**

Le tremblement de terre de Boumerdes s'est produit sur une faille dont la localisation précise, au large de la côte algérienne, est inconnue. Des données géodésiques sont utilisées pour déterminer la position absolue de la faille. La faille pourrait émerger à environ 15 kilomètres en mer. Des accélérogrammes sont utilisés pour reconstituer l'histoire spatio-temporelle de la rupture en utilisant une inversion en deux-étapes dans le domaine spectral. Les données de mouvements-forts sont en accord avec les synthétiques produits par le modèle de glissement obtenu en utilisant les données géodésiques. Le plan de faille s'est rompu pendant environ 18 secondes. La distribution du glissement sur le plan de faille indique une aspérité au NW de l'hypocentre avec un maximum d'amplitude du glissement d'environ trois mètres. Cette aspérité est probablement responsable de la majeure partie des dommages. Une autre aspérité avec une amplitude de glissement légèrement plus petite se trouve au SE de l'hypocentre. La rupture arrête sa propagation à l'ouest, près de la faille de Thénia, une structure presque perpendiculaire à la faille principale.

#### **Abstract**

The Boumerdes earthquake occurred on a fault whose precise location, offshore the Algerian coast, was unknown. Geodetic data are used to determine the absolute position of the fault. The fault might emerge at about 15 km offshore. Accelerograms are used to infer the space-time history of the rupture using a two-step inversion in the spectral domain. The observed strong motion records agree with the synthetics

for the fault location inferred from geodetic data. The fault plane ruptured for about 18 seconds. The slip distribution on the fault indicates one asperity northwest of the hypocenter with maximum slip amplitude about 3 m. This asperity is probably responsible for most of the damage. Another asperity with slightly smaller slip amplitude is located southeast of the hypocenter. The rupture stops its westward propagation close to the Thenia fault, a structure almost perpendicular to the main fault.

## **1. Introduction**

The 21 May 2003 Boumerdes earthquake (sometimes called Zemmouri earthquake) of moment magnitude  $M_w=6.9$  occurred in one of the most seismically active regions in the western Mediterranean Sea. It was relocated by Bounif et al. (2004) at 36.83N-3.65E on the coast of the Boumerdes prefecture, immediately east of Algiers. USGS, Harvard, EMSC and the Algerian seismological center CRAAG (Research Center in Astronomy, Astrophysics and Geophysics) gave locations several kilometers offshore. The focal mechanism indicates a thrust-faulting event. This earthquake induced a tsunami recorded about one hour later at the Balearic Islands (Ayadi et al, 2003; Hebert and Alasset, 2003). Neither the precise geometry nor the location of the fault which generated the Boumerdes earthquake was known before the event because no fault mapping has ever been done offshore of Algeria. The first results of the 2003 summer MARADJA cruise (Algerian active margin investigation 3 months after the event) show the surface traces of three fault segments, which could be a part of the fault, activated during the Boumerdes earthquake (Déverchère et al, 2003). These segments are located at about 15-20 km offshore. Yelles et al. (2004) using the GPS data showed that the surface projection of the top of the fault is situated at 6 km offshore, and the bottom of the fault at 4 km inland. Meghraoui et al. (2004) using the uplifts and the leveling data suggested that the fault might emerge between 5-10 km offshore.

Since the distribution of static deformations is highly sensitive to fault position, our first goal in this study is to find the best absolute position of the fault using all available geodetic data (GPS, uplifts and leveling). The second goal is to take advantage of near source strong motion records to derive a space-time history of rupture on this fault plane using a nonlinear two-step inversion: in the first step we compute the static solution by inverting the deformation field measured by the

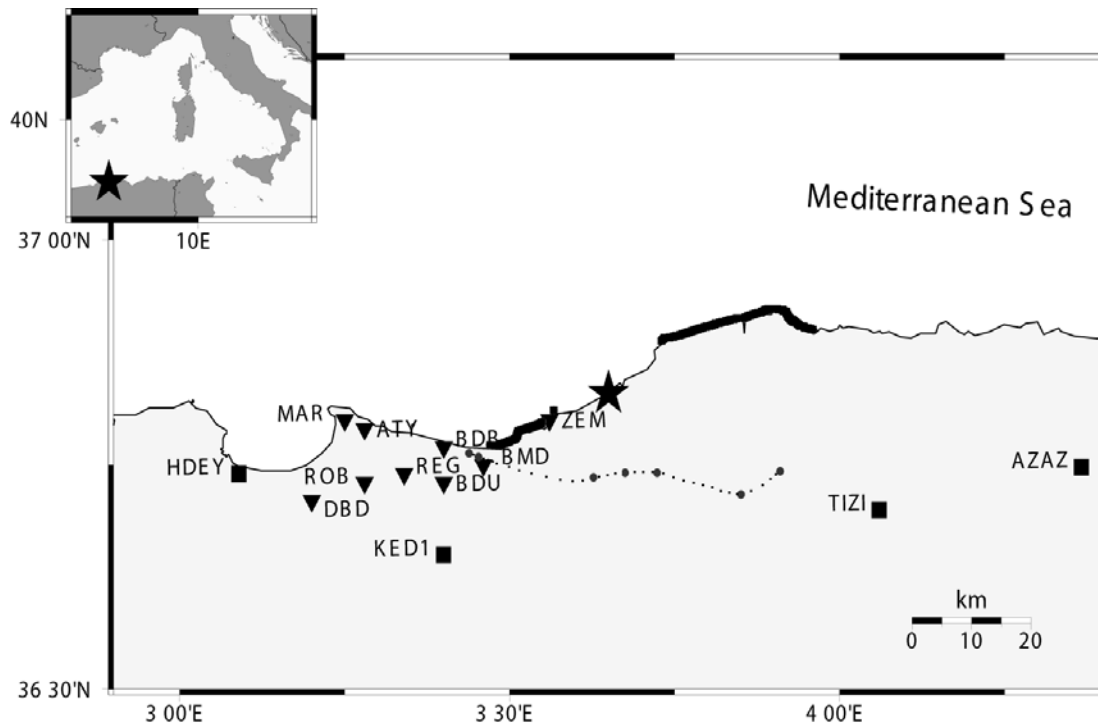
geodesy to constrain the slip distribution on the fault. In the second step, we infer the slip history on the fault plane by inverting the strong-motions using as starting model the static solution. This procedure is detailed in Hernandez et al. (1999).

## **2. Geodetic data**

The fault, which generated the Boumerdes earthquake, was not mapped before the event. Therefore, neither seismological nor geodetic network were installed specifically to monitor this fault. The GPS data consist of horizontal displacements recorded at 9 stations installed by CRAAG two months before the event for monitoring the Thenia fault (Boudiaf, 1996). Consequently, only the SW part of the epicentral area is covered by GPS stations (Figure 1). Some stations were installed on the roof of low buildings, others directly on the ground. The remarkable coherence of the displacements (one sole direction, Figure 2) shows that there is little doubt on the fact that the direction of the static motions is not affected by the building deformation.

The GPS data can be divided in three categories (see Figure 1 and Figure 2). A relatively small displacement is recorded at two adjacent stations located west of the fault in the Ain-Taya peninsula (ATY and MAR). A group of records (six) in a small area in the western termination of the fault shows one sole direction of the displacement, while at station ZEM a significant displacement of about 10 cm is in an opposite direction to all other records.

During this earthquake, a spectacular uplift of the coast has been observed in the epicentral area (thick coastline in Figure 1). A maximum value of about 75 cm was measured at Boumerdes. The uplifts values have been measured and corrected from the tide effect (which has an amplitude of about 15 cm) by Meghraoui et al. (2004). The large gap in the measurements along the coast (about 20 km long) is due to the presence of sand beaches. These observations are included in our analysis as well as 7 leveling measurements performed along a railroad south of the epicentral area (dashed line on Figure 1).



**Figure 1.** Star is the epicenter, squares are strong-motion stations, triangles are GPS stations, dashed line is the leveling-line, and the thick line is the measured uplift coastline. BMD: Boumerdes. ZEM: Zemmouri.

### 3. Strong motion data and velocity structure model

The Boumerdes earthquake has been recorded by stations of the accelerometric network (335 stations) managed and maintained by CGS, the Algerian earthquake engineering research center (Laouami et al. 2003). We choose four strong motion stations (Fig. 1) among those which recorded the main shock on the following criteria: fault proximity, free field, azimuthal distribution, absence of visible 3D wave-propagation-effect (some stations installed in the Mitidja basin show indications of site effects such as late arrivals which could be explained by surface waves generated at the edges of the sedimentary basin). Among these four stations only one is digital (Keddara, Kinematics ETNA), the others are analogic (SMA-1). There is no absolute time available on the analogic stations. The data set consists of 12 strong-motion components. In the initial model we considered a constant initial slip of 30 cm for each subfault (which leads to a starting moment magnitude equal to 6.9), a rise time equal to 1.4 s and a constant rupture velocity equal to 2800 m/s. A smoothed ramp function is used as source time function.



The flat layered-velocity model considered here is derived from the one used by CRAAG for the location of local events (H. Beldjoudi, personal communication, 2003). Our model consists of 3 layers of thickness equal to 2, 10, 22 km overlying a half space. The P-wave velocities are 4.5, 5.0, 6.5 and 8.0 km/s. The shear velocities are 2.10, 2.89, 3.71 and 4.62 km/s while the densities are 2.50, 2.67, 2.70 and 2.78 respectively.

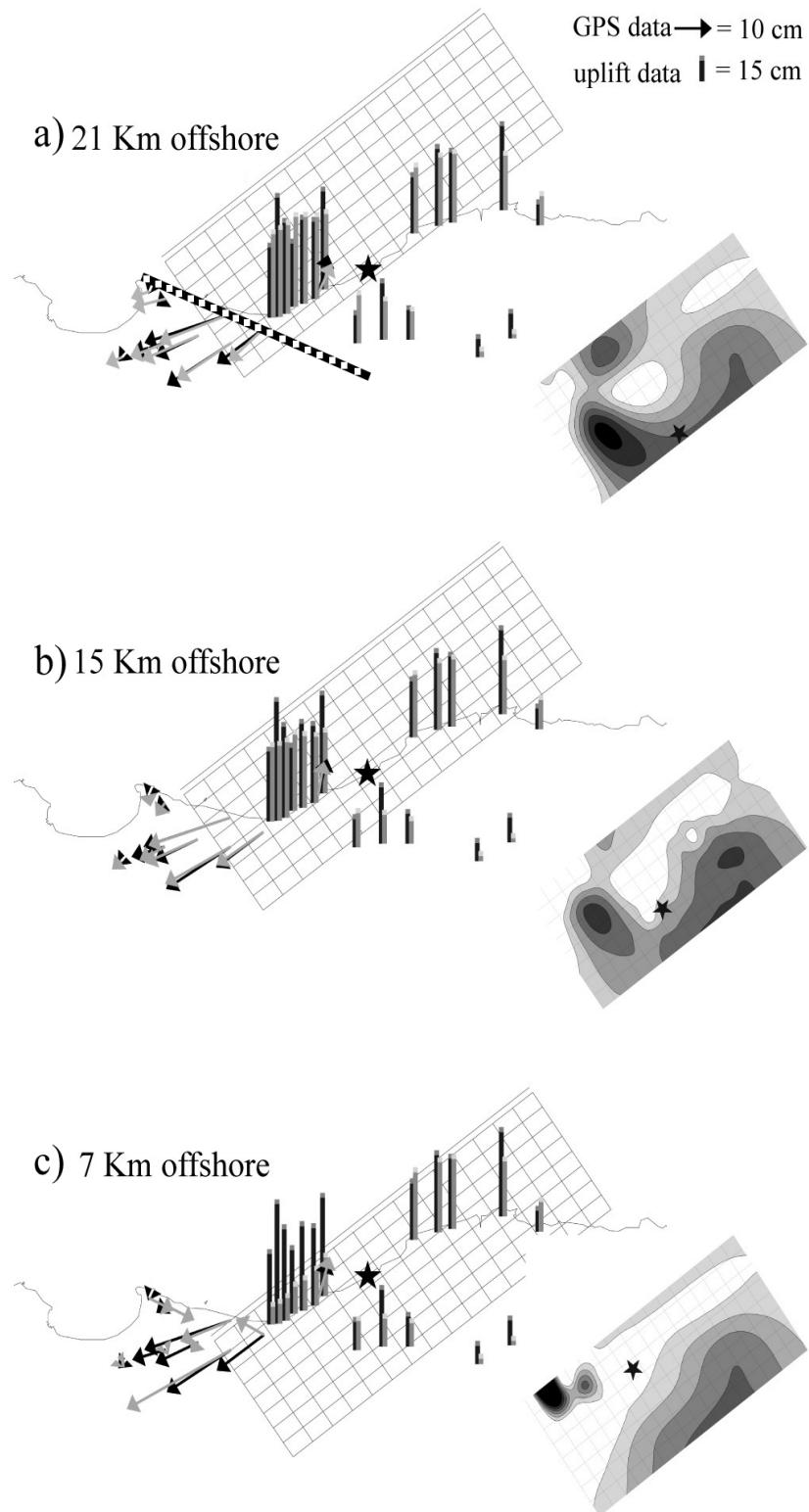
#### **4. The Boumerdes earthquake source process**

We considered the fault plane orientation given by teleseismic inversion results (USGS CMT) as a fixed parameter. The fault plane is dipping  $47^\circ$  to the SE and has a strike of  $54^\circ$ . The rake is  $88^\circ$ . This fault orientation is close to the one given by other teleseismic inversions, e.g., Harvard CMT, and Yagi (2003). The fault surface on which we consider that slip may occur is 64 km long and 32 km wide, extending between 1 km and 23 km in depth.

##### **4.1 Static displacement and fault location**

To model static deformation we used a layered crustal model rather than a half space to avoid over-estimating the horizontal displacement as it was shown by Savage (1998) and Cattin et al. (1999).

The geodetic data, in particular horizontal displacement vectors, are highly sensitive to fault position compared to other type of data, e.g. teleseismic (Hernandez et al. 1999). We performed several inversions assuming different positions of the fault plane but keeping fixed the dip, strike and rake. Coastal uplift and leveling measurements are given less weight than GPS data for the inversion. All GPS displacements are equally weighted. In Figure 2 we show how geodetic data are fitted when considering three particular fault positions at distances of about 7, 15 and 21 km from the top of the fault to the shoreline (the epicenter is fixed for the 3 locations then only the focus depth is changing). These positions are chosen with respect to the hypothesis emitted after post-seismic inland field investigations and offshore studies. Ayadi et al. (2003) and Meghraoui et al. (2004) suggest that the fault would emerge close to the coast between distances 5 and 10 km. The first report of the Algerian active margin investigation suggests that the fault would emerge farther than 5-10 km (Déverchère et al. 2003). We performed the inversion for the 3 fault locations and found that the fault at 15 km offshore provides the best fit to the



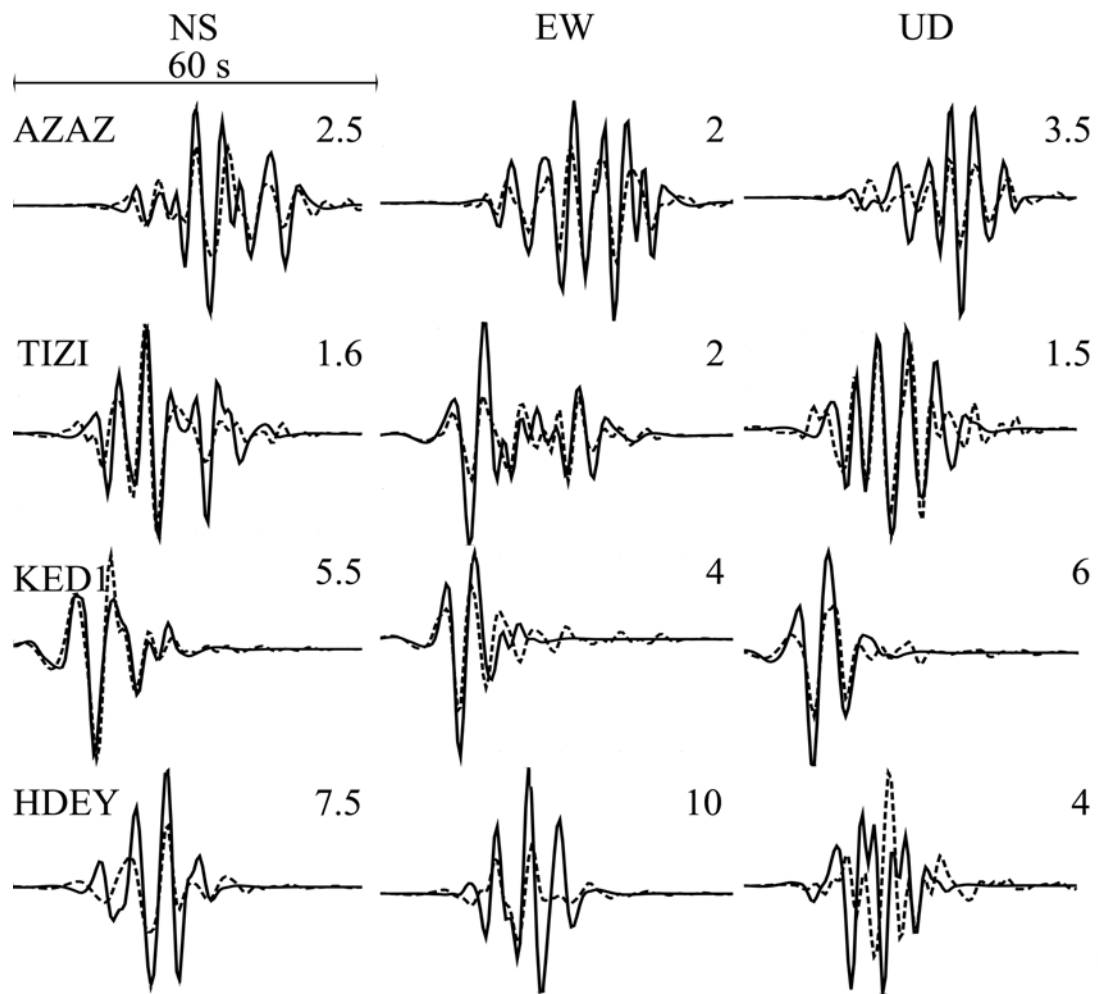
**Figure 2.** Three positions of the fault are showed: fault emergence at 7 km, 15 km or 21 km far from the coast. The corresponding slip distributions are shown on the right. Arrows are horizontal displacement vectors; vertical columns are uplifts (on the coast) and levelings south of the epicentre (star). Data are in black and synthetics are in gray. Thick dashed line in a) is the vertical Thenia fault.

whole data set. Figure 2 indicates that when the fault plane is put closer to the coast (7 km) we obtain the worst fit to the geodetic data among the 3 cases considered, particularly for the GPS data. The slip distributions on the fault plane obtained for the 3 fault locations are shown in the Figure 2 (a, b and c). Two main regions of large slip are obtained: one in the west, centered at about 14 km along dip (10 km depth), the second, deeper to the east and in between a zone of weak slip in the hypocentral region.

#### **4.2 Strong-motion inversion**

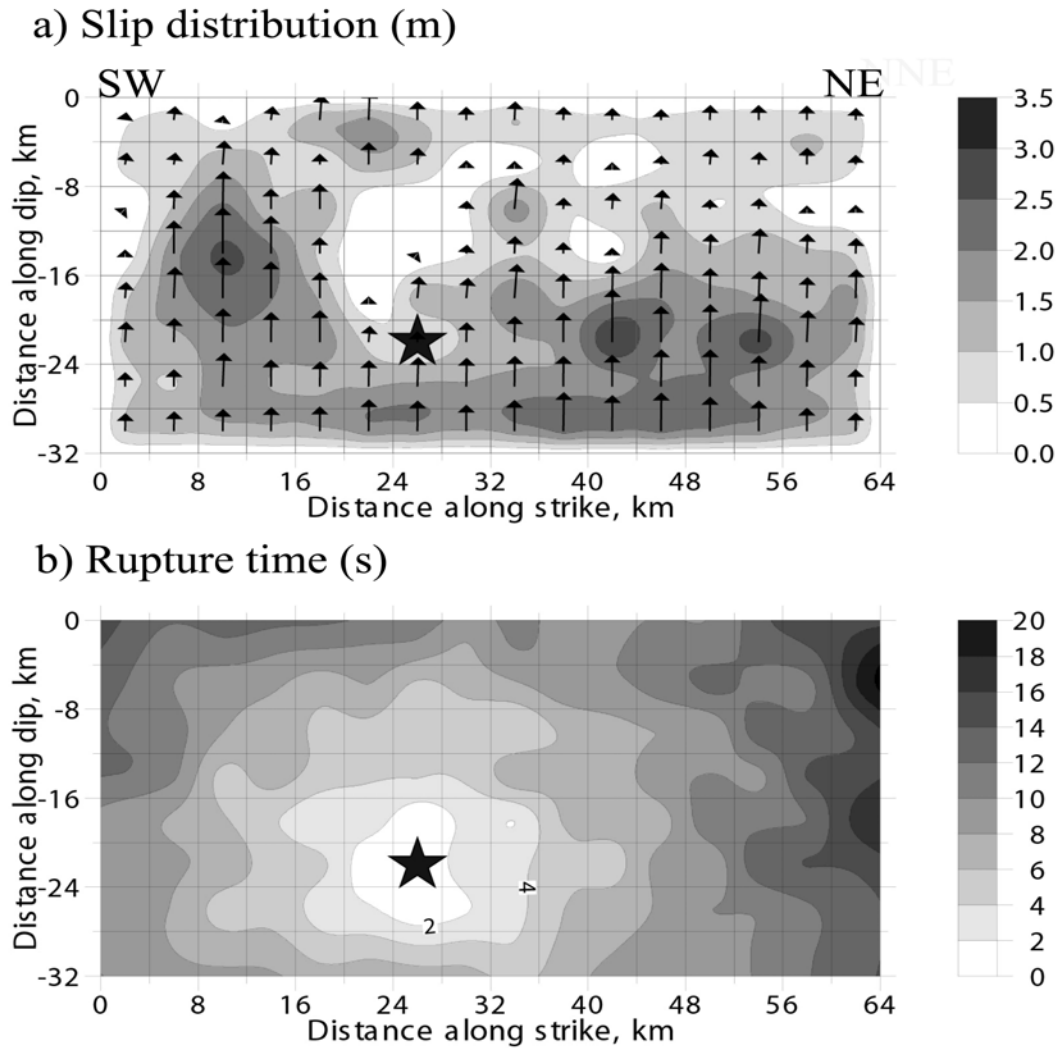
According to the results of the inversion done for static displacement only, we consider in the following a fault 15 km offshore as discussed in the previous section. Following Hernandez et al. (1999), we use a two-step inversion in which the slip distribution derived from geodetic data (Figure 2b) is used as the a priori model for strong motion inversion. The original acceleration waveforms were band pass filtered in the frequency range [0.1-0.5] Hz using a two-pole Butterworth filter applied forward and backward and finally doubly integrated to obtain particle displacement. All strong motion components are equally weighted. We invert for the displacement in the spectral domain (Cotton and Campillo, 1995). Figure 3 shows a comparison between observed displacement (solid line) and calculated displacement (dashed line). All records are well fitted (variance reduction=58%) although the waveforms are complex, especially at stations TIZI and AZAZ. Such a good agreement for stations close to the fault plane confirms the fault location that we deduced independently from the static displacements. The slip distribution inferred from the two-step inversion is shown in Figure 4a. The patch southeast of hypocenter is more expressed (compared to Figure 2b) otherwise the global shape found with geodetic data is confirmed with a slightly increase of the maximum slip amplitude (2.9 m). In the high slip regions the rake is vertical with very slight variation. In Figure 4b is shown the rupture front evolution. The fault plane ruptured for about 18 s.

Although the propagation of the rupture is bi-lateral, the directivity effect can be observed on land where it affects the intensity of strong ground motion and produces large amplitude transverse motion at Keddara (KED) and Hussein-Dey (HDEY).



**Figure 3.** Observed (solid line) and synthetics (dashed line) waveforms comparison. Numbers at each trace show the maximum displacement value in cm.

Kherroubi et al. (2004) presented a preliminary location of aftershocks recorded following the Boumerdes earthquake. Their epicenters lie on the surface projection of our preferred fault plane. The depth of the aftershocks unfortunately could not inform us about the absolute location of the fault since the aftershocks could (in the case of a thrust faulting) occur either in the hanging wall, e.g. the 1999 Chichi earthquake where most of the aftershocks relocated by Chang et al. (2000) occurred in the hanging wall or, e.g., the 1980 El-Asnam earthquake where the aftershocks were located in the footwall and/or in the hanging wall depending on which part of the fault is considered (Yielding et al., 1989).



**Figure 4.** (a) Slip model distribution inferred from a 2-step inversion (b) Rupture front evolution.

## 5. Discussion and Conclusion

We use near field geodetic data to constrain the absolute position of the fault which orientation is given by previous teleseismic data analysis. It leads to a model in which the surface trace of the fault is at about 15 km in front of GPS station ZEM. Among the geodetic data, the GPS horizontal displacement vectors are the most sensitive to the fault location as shown by Figure 2. The fault location, fault geometry and slip distribution are well constrained westward because all GPS stations are located in the west. In the eastern part, however, the only data available are uplifts and leveling (vertical movements). Yet, as shown in Fig. 2 the vertical movements may be explained by different fault positions relative to the coast, provided that we put the required slip amplitude. The position of our fault plane,

also, agrees with the first results of the investigations of the Algerian margin by Déverchère et al. (2003).

The fault geometry (fault orientation and absolute location) allows fitting the strong-motion records at the 4 near source stations. The space-time history of rupture has therefore been derived. The fault plane ruptured for about 18 seconds and slip on the fault consists in two large slip zones. The largest is located west of the hypocenter with slip amplitude about 3 m. The surface projection of this lies between 2 km inland and 9 km offshore. Another asperity with slightly smaller slip amplitude is located southeast of the hypocenter. Performing geodetic, strong-motions or a 2-step inversion with different starting models (uniform slip or a model derived from GPS inversion), the result always consists in two large slip areas located on both side of the hypocenter. The model, which gives the best fit to the data, has a seismic moment of about  $5.9 \times 10^{19}$  N m ( $M_w=7.1$ ).

Other inversions (Yagi 2003, Delouis et al., 2004) also show two large slip areas on both side of the hypocenter. The eastern asperity positions along dip differ among the different studies. Our model is close to Yagi's one while Delouis et al. (2004), performing a joint geodetic-teleseismic inversion, suggested a shallower asperity east of the hypocenter. Another main difference is the moment magnitude that is found relatively higher in our study. In our opinion, these differences are due to the lack of data in the eastern part to constrain the fault location and slip distribution. Using the static solution as starting model we could easily fit the strong-motions. We performed tests showing that the reciprocal is not true: the model obtained inverting the strong-motions alone does not explain geodetic observations. Indeed, using the four strong-motion stations alone, the matrix resolution indicates that less than 30% of the model parameters are actually resolved. The western rupture termination of the Boumerdes earthquake could be related to the presence of the almost perpendicular Thenia fault (Boudiaf, 1996) as shown in Figure 2a. Several examples of rupture propagation controlled by a complex fault system are discussed in Manighetti et al. (2004).

**Acknowledgments.** We thank Nasser Laouami (CGS) for providing us with strong motion data, Mustapha Meghraoui and Catherine Dorbath (IPGS) for providing us with the uplifts data and epicenter relocation, Karim Yelles (CRAAG) for providing GPS data and for discussions and support. We acknowledge helpful discussions on

the fault position with Jacques Déverchère. Thanks to Christophe Voisin and Marc Kham to their comments to improve the paper. Martin Mai and two anonymous reviewers gave valuable suggestions to improve the paper. We benefited from the support of the program ACI "Aléas et changements globaux".

## **II/ Variation de contraintes statiques et dynamiques sur la faille de Thénia suite au séisme de Boumerdes du 21/05/2003.**

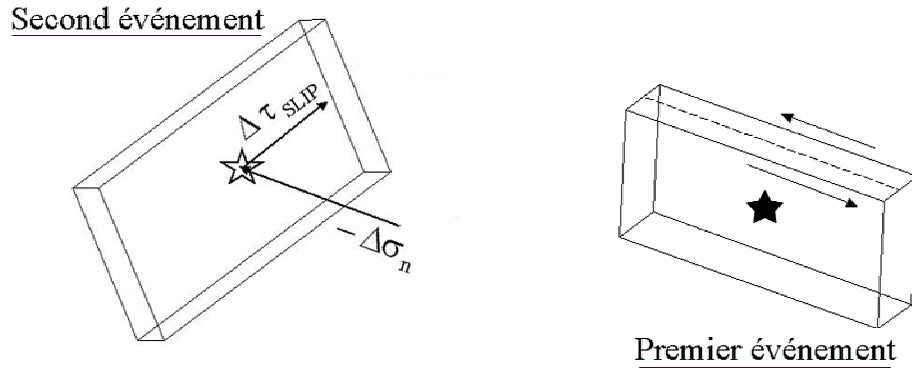
### **1. Introduction**

Le critère de rupture de Coulomb, critère souvent utilisé pour évaluer les variations de contraintes post-sismiques (Harris, 1998 ; Toda et Stein, 2002), est donnée par :

$$\Delta CFS = \Delta \tau_{SLIP} + \mu(\Delta \sigma_n + \Delta P) \quad (1)$$

$\Delta CFS$  (appelé parfois  $\Delta CFF$  ou  $\Delta \sigma_f$ ) est la variation du critère de rupture de Coulomb. Ce critère est utilisé pour évaluer si le séisme principal a favorisé ou au contraire défavorisé l'occurrence d'autres séismes, proches ou lointains. Supposons qu'un événement vienne de se produire (premier événement, Figure 5). Si les informations sur cet événement (paramètres de la faille, glissement sur la faille...) sont disponibles, nous pouvons calculer le critère  $\Delta CFS$  (expression 1) sur le second plan de faille (Figure 5) à l'hypocentre et dans la direction du vecteur glissement. Si  $\Delta CFS > 0$  (dans le lobe de chargement), le choc principal a favorisé l'occurrence du second séisme. Si  $\Delta CFS < 0$  (zone d'ombre), le premier événement a "reculé" dans le temps l'occurrence du second événement.  $\Delta \tau_{SLIP}$  est la variation de la contrainte tangentielle dans la direction du glissement sur le second plan.  $\Delta \sigma_n$  est la variation de la contrainte normale dans la direction perpendiculaire au second plan.  $\Delta \sigma_n > 0$ , signifie une augmentation de tension ;  $\mu$  est le coefficient de friction ;  $\Delta P$  est la variation de pression dans les pores.

Dans plusieurs études (par exemple, King et al., 1994 ; Antonioli et al., 2004) on trouve une expression simplifiée de (1). La variation de pression cosismique dans



**Figure 5.** Intercommunication entre failles.

les pores est supposée être proportionnelle au changement de contrainte normale (e.g., Scholz 2002)

$$\Delta P = -B\Delta\sigma_n \quad (2)$$

où  $B$ , pour la roche, est similaire au coefficient de Skempton (Skempton, 1954 ; Rice et Cleary 1976). En combinant (1) avec (2) l'expression simplifiée du critère de Coulomb est donnée par (3) :

$$\Delta CFS \approx \Delta\tau_{SLIP} + \mu'\Delta\sigma_n \quad (3)$$

avec  $\mu' = \mu(1 - B)$ . Dans les calculs qui suivent, nous avons choisi  $\mu' = 0.4$ . Cette valeur est largement adoptée dans ce type d'étude (e.g., King et al., 1994).

## 2. Calcul statique

Pour le calcul de la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par le choc principal (déplacement de la faille), nous calculons les composantes tangentielle et normale des contraintes sur le plan de faille "cible" (Figure 5). La contrainte de cisaillement dépend de la géométrie, position et distribution du glissement de la faille émettrice, et aussi de la position, géométrie et mécanisme (direction de glissement) de la faille réceptrice. La contrainte normale, elle, ne dépend pas de la direction de glissement de la faille réceptrice. Pour réaliser le calcul de Coulomb, nous utilisons le modèle de source du séisme de Bouverdes proposé par Semmane et al., (2005a).



Ce modèle a été obtenu par inversion des données géodésiques et des mouvements forts. Un demi-espace homogène élastique et isotrope avec un module de cisaillement  $G$  égal à  $3.2 \cdot 10^5$  bars, a été considéré. La faille cible (réceptrice) est la faille de Thénia. Cette faille a été choisie pour deux raisons principales: 1) la faille de Thénia est proche d'Alger la capitale et c'est une faille majeure susceptible d'engendrer un gros séisme, 2) la faille de Thénia est très proche du séisme de Boumerdes (déstabilisation possible). Les paramètres de la faille sur laquelle nous voulons faire le calcul (faille de Thénia) sont donnés dans la table 1. Le champ de contrainte régional est résumé dans la table 2.

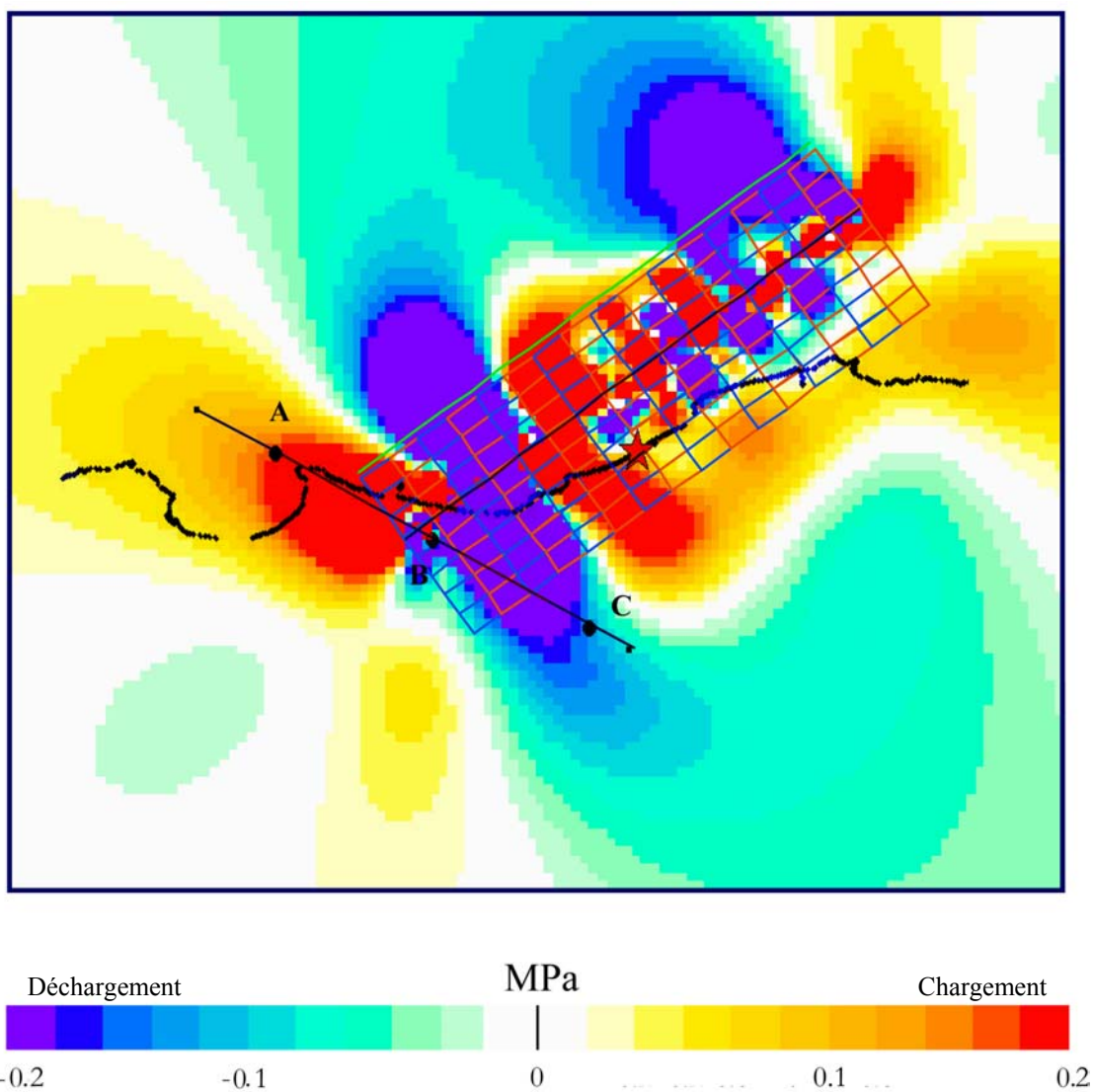
Nous avons utilisé, dans un premier temps, le programme Coulomb 2.6 écrit principalement par Shinji Toda (Geological Survey of Japan). Ce code est utilisé pour le calcul du déplacement statique, tensions et contraintes (sur une surface à une profondeur donnée) occasionnés par le jeu d'une faille. Le programme utilise la formule de dislocation élastique de Okada (1992) et les formules d'éléments de frontière (Crouch et Starfield, 1983).

Le résultat (Figure 6) nous montre que la partie NW de la faille de Thénia à l'ouest de la ville de Boumerdes particulièrement entre les points A et B (Aïn-Taya-Cap Matifou...) a été chargée suite au séisme de Boumerdes.

En revanche, dans la partie sud (entre les points B et C), nous observons une variation du critère de Coulomb plutôt négative, où les répliques ne devraient pas être abondantes. Lors du choc principal, cette région (SE de la faille de Thénia qui correspond en même temps à la partie SW de la faille de Boumerdes) a été le théâtre du plus grand glissement cosismique, d'où l'explication d'une contrainte statique négative à cet endroit.

**Table 1.** Paramètres de la faille de Thénia (convention Aki & Richards, 1980).

Azim.	Plong.	Rake	L (km)	W (km)	Z (km)	Haut de la faille (km)	Bas de la faille (km)
120°	90°	180°	70	20	10	0.1	20 .1

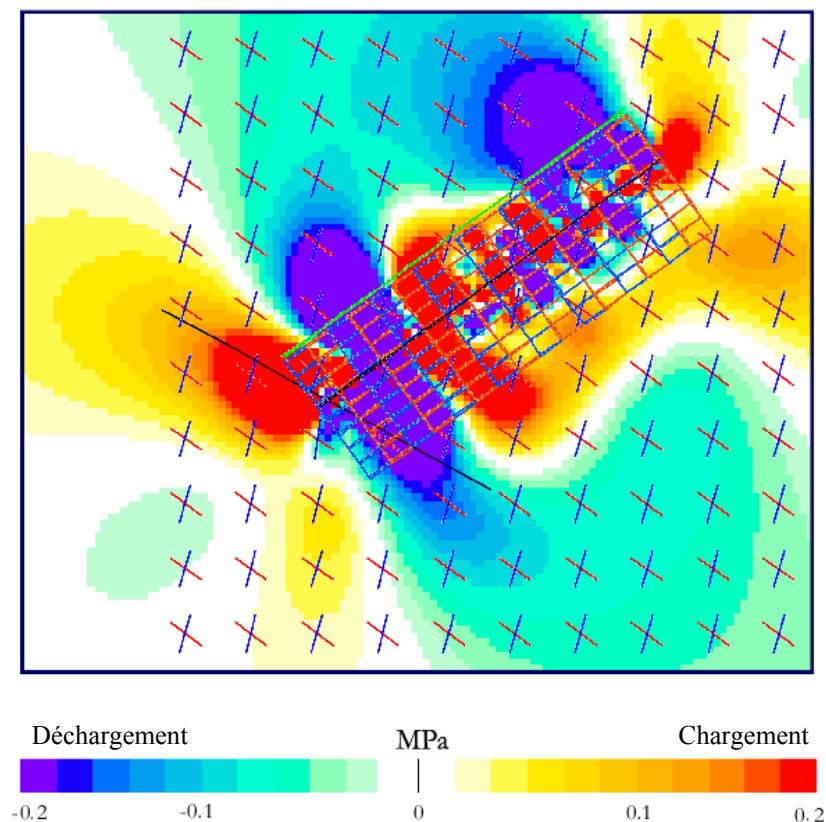


**Figure 6.** Variation de contraintes statiques de Coulomb. La grille correspond à la faille émettrice (faïlle de Boumerdes), la droite en trait noir correspond à la faille réceptrice (faïlle de Thénia), la courbe noire représente la ligne de côte. L'étoile est l'épicentre du séisme du 21/05/2003 à Boumerdes. Les points A, B et C sont les points de calcul de la variation de contrainte dynamique (section suivante).

**Table 2.** Paramètres du champ de contraintes régional

Contraintes régionales	Strike (°)	Dip (°)	En Surf. (bars)
$\sigma_1$	330	0	100
$\sigma_2$	0	90	30
$\sigma_3$	60	0	0

Sur les Figures 7 et 8 nous présentons les résultats du calcul montrant les orientations optimales et l'amplitude de la contrainte statique de Coulomb. Les lignes rouges dans la figure 7 correspondent aux orientations optimales des failles en décrochement dextre et les lignes bleues des failles en décrochement senestre. Sur la Figure 8, les orientations optimales pour des failles de type inverse sont montrées au voisinage du choc principal. Notons qu'à l'endroit de la plus grande aspérité (amplitude négative de la contrainte statique de Coulomb) une orientation singulière est observée.

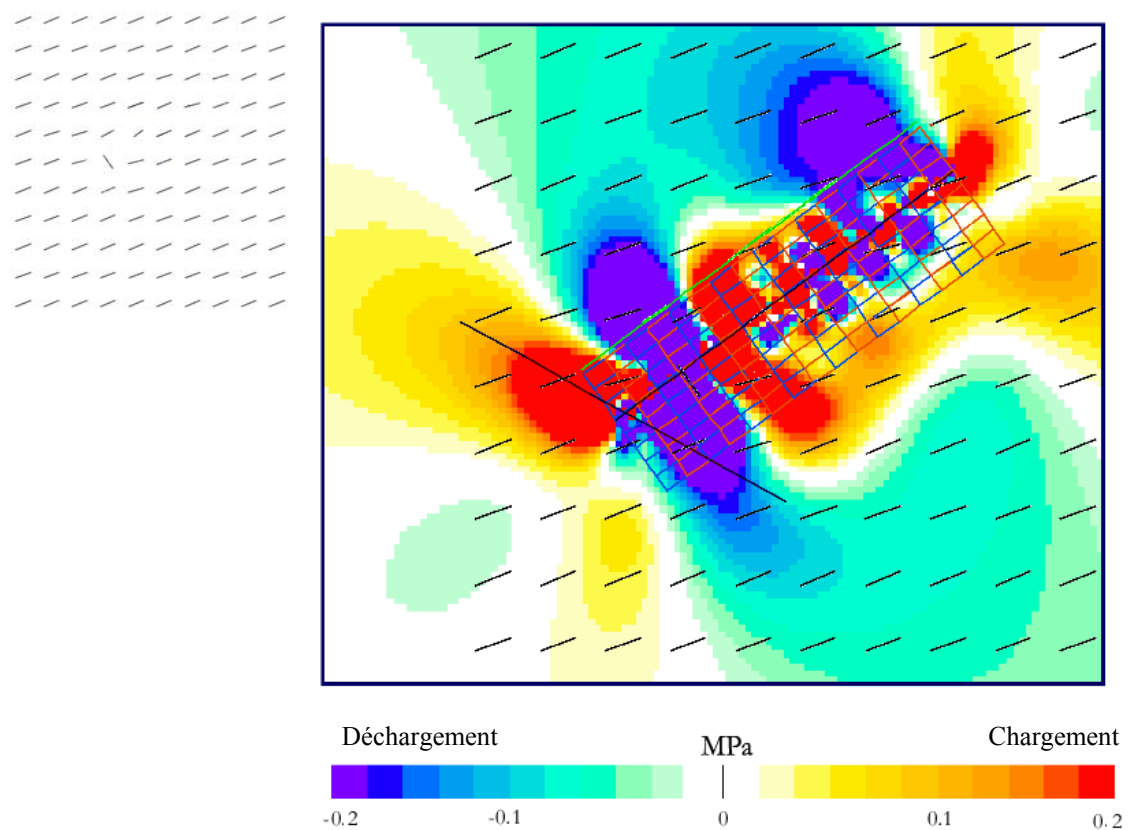


**Figure 7.** Orientation optimale des failles en décrochement par rapport au champ de contrainte. Les lignes rouges correspondent aux failles en décrochements dextres et les lignes bleues aux failles en décrochements senestres. La ligne droite représente la faille de Thénia, la grille représente la faille de Boumerdes. La ligne noire sur cette grille est l'intersection de la profondeur "cible" ( $Z=10$  km) avec la faille émettrice.

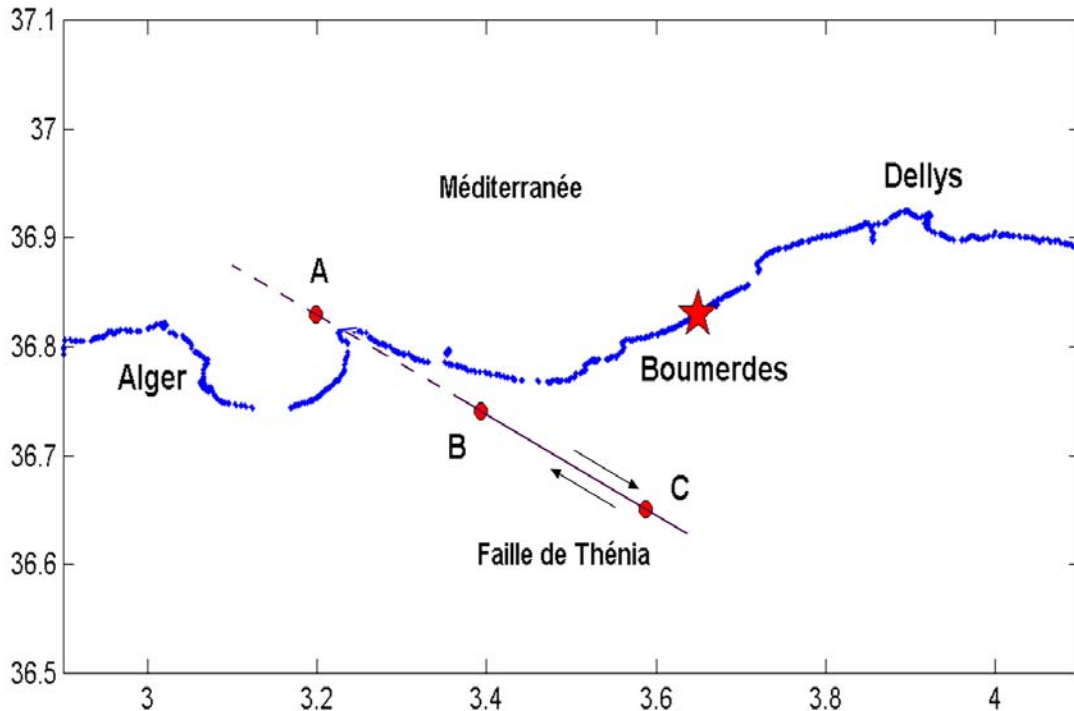
### 3. Calcul dynamique

Des auteurs comme par exemple Bodin et al., (1994) ; Voisin et al., (2000) ont suggéré par le calcul dynamique que les ondes émises lors d'un séisme sont capables de déclencher une sismicité à des distances proches ou lointaines, et ce même dans les zones relaxées suite au choc principal.

Dans cette section, nous essayons d'évaluer les variations de la contrainte dynamique sur la faille de Thénia pendant le séisme de Boumerdes. Pour cela, nous calculons à chaque point A, B et C (Figure 9) les variations temporelles des contraintes suivant la composante tangentielle (cisaillement), suivant la composante normale et enfin la variation temporelle de la contrainte de Coulomb (CFF) sur la faille réceptrice.



**Figure 8.** Orientation optimale des failles de type inverse. La ligne droite représente la faille de Thénia, la grille représente la faille de Boumerdes. La ligne noire sur cette grille est l'intersection de la profondeur "cible" avec la faille émettrice.

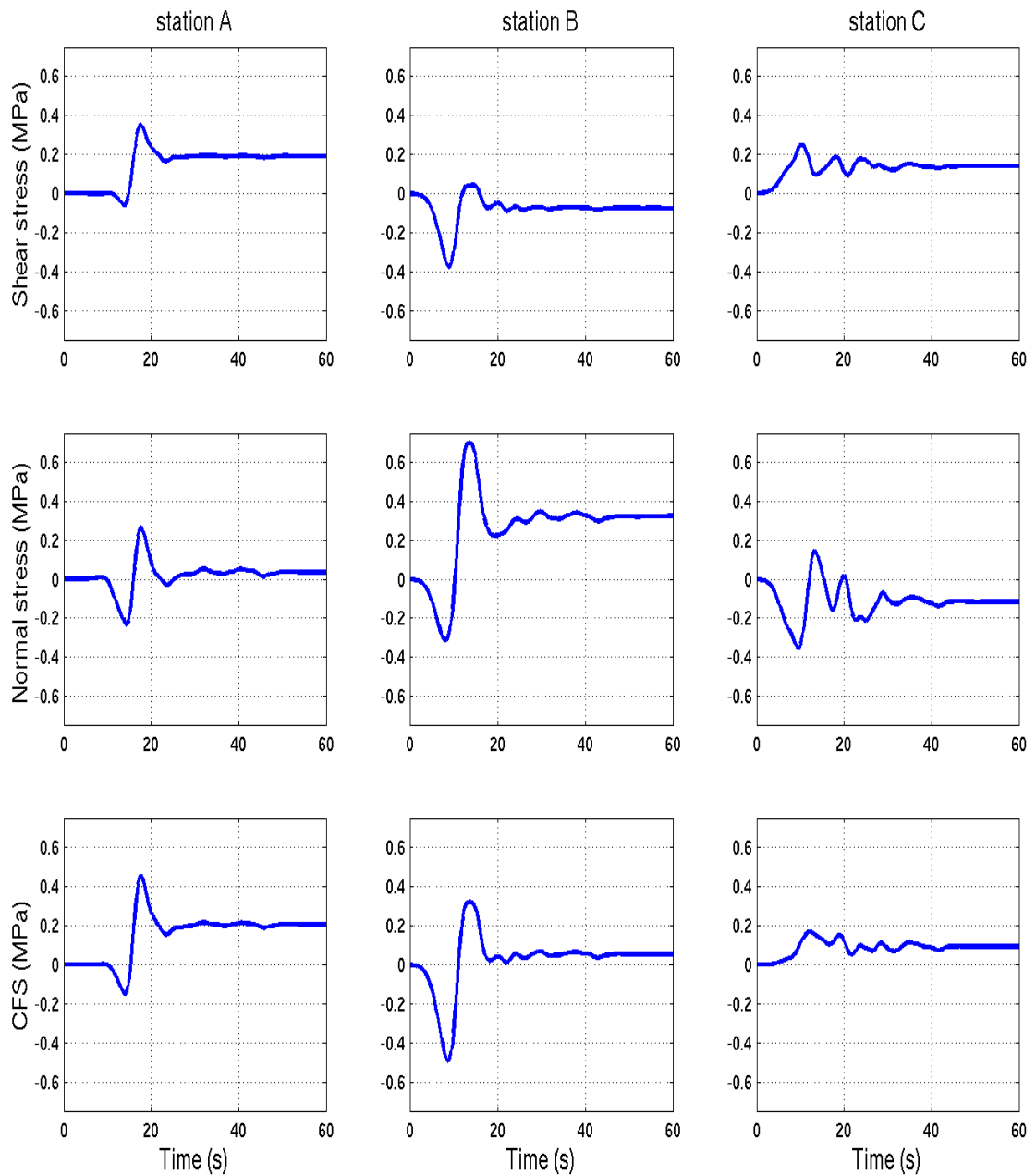


**Figure 9.** Faille de Thénia : A, B et C représentent les trois points de calcul de la fonction de Coulomb dynamique sur la faille de Thénia. L'étoile représente l'épicentre du séisme de Boumerdes.

Nous utilisons les mêmes paramètres du plan de la faille réceptrice de Thénia (table 1). Un modèle de croûte stratifié est considéré pour le calcul des fonctions de Green (Semmane et al., 2005a), le modèle de glissement est celui calculé par Semmane et al., (2005a), la fonction échelon ("step function") est utilisée comme fonction source avec une durée égale à 2 secondes.

Nous avons choisi trois points de calcul (A, B, et C) en surface le long de la faille sur lesquels nous calculons l'évolution de la contrainte. Les contraintes sont calculées jusqu'à une fréquence de 1.27 Hz. Les résultats, i.e., l'histoire temporelle de la contrainte de Coulomb, sont montrés sur la Figure 10.

Un pic de contrainte dynamique de plus de 0.4 MPa (0.1 Mpa=1 bar) est observé au point A, où on observe aussi le maximum de variation de contrainte statique d'environ 0.2 MPa (2 bars) dû principalement à la variation de la contrainte tangentielle pour le point A. Aux points B et C on observe une variation du critère de Coulomb inférieure à 0.1 MPa. La variation de la contrainte normale au point B est positive et atteint une valeur de 0.3 Mpa (3 bars).



**Figure 10.** Variations des contraintes dynamiques de Coulomb générées par le séisme de Boumerdes sur la faille de Thénia aux trois points A, B et C. D'après le critère de Coulomb, le potentiel du glissement sur la faille de Thénia a été augmenté, notamment dans sa partie NW.

Il est tout à fait normal de trouver une variation transitoire du critère de Coulomb positive (par exemple au point C) dans un lobe de déchargement (trouvé par le calcul statique). Ceci pourrait expliquer le déclenchement de la sismicité dans les zones d'ombres trouvées par le calcul statique (Voisin et al., 2004).

En champ proche, les variations dynamiques et statiques sont aussi importantes les unes que les autres. Par contre, En champ lointain, les variations de contraintes dynamiques sont de loin les plus importantes. Il n'est pas encore clair si les contraintes dynamiques causées par le passage de l'onde sismique (exp. Cotton et Coutant, 1997 ; Gombert et al., 2003) sont les plus importantes pour le déclenchement de séismes en champ proche que les contraintes statiques induites par le déplacement de la faille (e.g. Yamashina 1978).

### III/ Intensité d'Arias

La prévision des paramètres des mouvements-forts (pic d'accélération...) des séismes modérés à forts, fournit une caractérisation quantitative simple de l'aléa sismique dans une région sismiquement active. Certains paramètres indicateurs du mouvement sismique sont plus complets. Par exemple l'intensité d'Arias (Arias, 1970) inclut l'effet de l'amplitude et de la durée d'un enregistrement de mouvement-fort. Elle est obtenue en intégrant la totalité de la forme des ondes de l'accélérogramme (cf. expression 4) incluant l'amplitude et la durée du mouvement du sol. Cet indicateur permet d'estimer l'énergie sismique totale fournie par le séisme aux structures à la surface de la Terre. Dans cette thèse nous utilisons les deux composantes horizontales du mouvement à chaque station pour calculer l'intensité d'Arias  $I_a$  (d'après Kayen et Mitchell 1998):

$$I_a = I_{EW} + I_{NS} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_{EW}^2(t) dt + \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_{NS}^2(t) dt \quad (4)$$

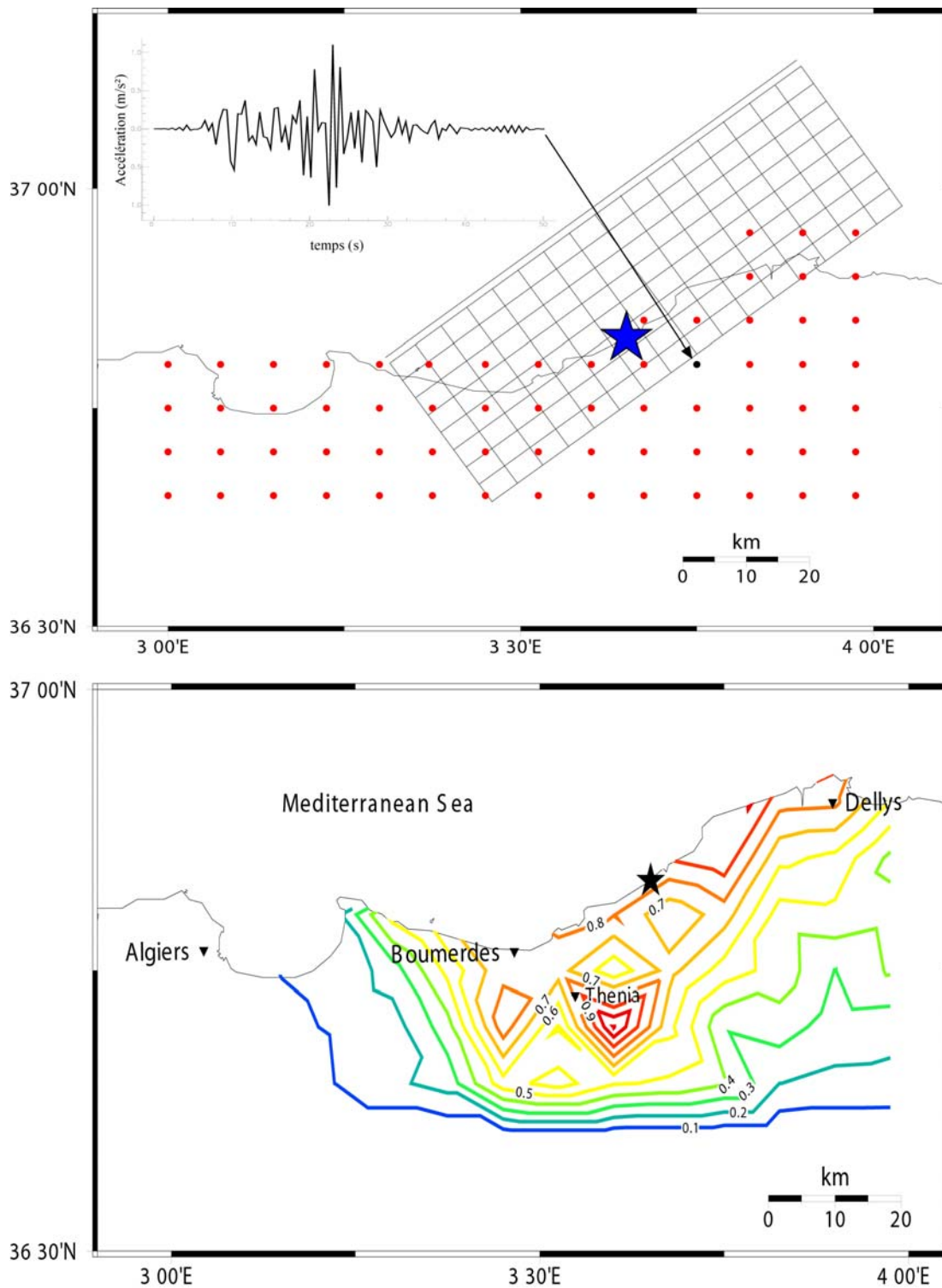
$I_{EW}$  et  $I_{NS}$  sont les intensités d'Arias mesurées dans la direction EW et NS, respectivement;  $g$  est l'accélération due à la gravité ;  $t_0$  est la durée des secousses ;  $a_{EW}$  et  $a_{NS}$  sont les accélérations dans la direction EW et NS, respectivement. La mesure de l'intensité d'Arias a une dimension de la vitesse (m/s). Contrairement au

PGA, qui est représentatif des hautes fréquences de l'accélérogramme, l'intensité d'Arias prend en considération la totalité de la bande de fréquence enregistrée à tous les points de l'accélérogramme. L'intensité d'Arias est considérée comme étant un indicateur assez fiable pour décrire les effets des séismes en terme d'intensité.

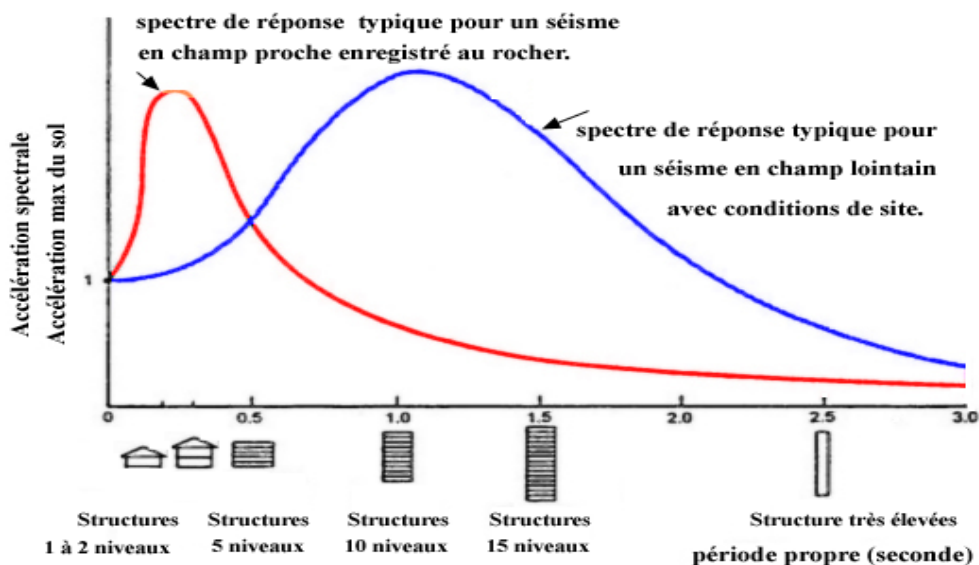
L'intensité d'Arias est directement quantifiable et vérifiable, contrairement à l'intensité modifiée de Mercalli (Kayen et Mitchell 1996). Enfin, l'intensité d'Arias est un paramètre récent qui dépend de la disponibilité des enregistrements.

Nous avons donc utilisé cette approche pour modéliser l'intensité de l'accélération du sol dans la région épacentrale suite au séisme de Boumerdes. Nous avons utilisé pour la modélisation 67 points d'enregistrement équidistants d'environ 10 km (Figure 11-a). Le modèle de source à basses fréquences ( $\leq 1\text{Hz}$ ) obtenu par Semmane et al., (2005a) est utilisé. Le plan de faille a été discrétisé en 128 sous-failles. La fonction de Green entre chaque sous-faille et chaque station est calculée numériquement en utilisant le code Axitra (Coutant, 1989). La carte de l'intensité d'Arias que nous avons établie, donne une idée générale des régions où l'effet de source à basse fréquence est le plus important. Le résultat est montré dans la Figure 11-b. L'intensité d'Arias maximale de 1.1 m/s a été enregistré à Thénia au sud-est de Boumerdes. Deux autres pics (0.8 m/s et 0.9 m/s) sont observés au sud de Boumerdes et à l'est de l'épicentre respectivement. Notons que cette carte donne seulement des valeurs relatives et que seuls les bâtiments de 6 niveaux et plus et les grands ponts par exemple (voir Figure 12) sont surtout sensibles à ces basses fréquences. Cette carte pourra être comparée aux cartes des dégâts lorsque ce type de carte sera disponible.





**Figure 11.** a) Position des points de calcul des accélérogrammes synthétiques qui ont servi à l'élaboration de la carte d'intensité d'Arias, b) Carte d'intensité d'Arias (en m/s) du séisme de Boumerdes (calcul basse fréquence, modèle de source de Semmane et al.,(2005a))



**Figure 12.** Spectres de réponse typiques et types d'ouvrages qu'ils affectent (d'après Spence et Coburn, 1992).

#### **IV/ Éléments de discussion sur le risque sismique à Alger.**

Les séismes frappent les pays développés comme le Japon (Kanto 1923) ou les États-Unis (San Francisco 1906) ou les pays en voie de développement comme l'Arménie (Spitak 1988) ou l'Iran (Bam 2003).

L'expérience des pays développés particulièrement exposés aux forts tremblements de Terre comme le Japon ou les États-Unis d'Amérique a montré qu'une bonne politique d'évaluation et de réduction du risque sismique reste le moyen de lutte le plus efficace contre ce phénomène.

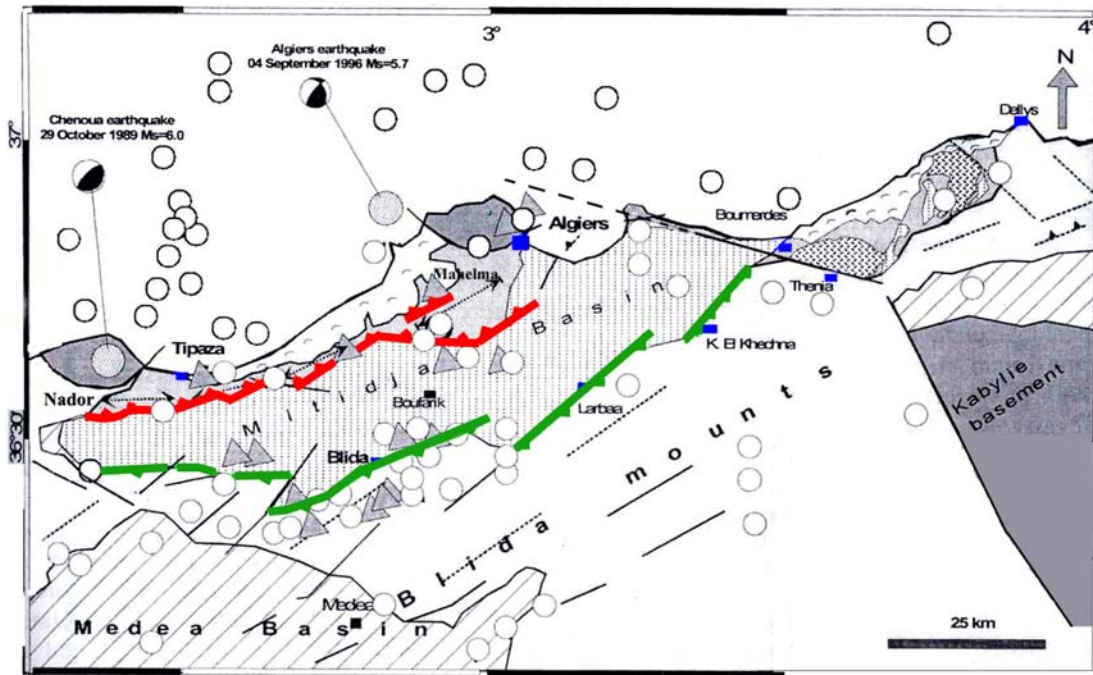
Les études sismotectoniques et d'aléa sismique en Algérie du Nord n'ont sérieusement commencé que suite au séisme d'El-Asnam en 1980 (Ambraseys, 1982 ; Meghraoui, 1988 ; Ambraseys et Vogt, 1988). Aujourd'hui les principales failles actives intra-plaques de l'Algérie du Nord sont identifiées à terre par exemple (Ambraseys, 1982 ; Meghraoui, 1988 ; Ambraseys et Vogt, 1988 ; Yielding et al., 1989 ; Boudiaf, 1996 ; Boudiaf et al., 1998 ; Harbi et al., 1999 et 2004 ; Aoudia et al., 2000 ; Ayadi et al., 2002 ; Bouhadad et al., 2003). Le danger vient aussi des failles actives en mer. En effet, plusieurs séismes historiques et récents ont

eu lieu au large. On peut citer les exemples suivants : le séisme de Chenoua ( $M_l=6.0$ ) en 1989 dont la faille, d'après la localisation des répliques (Sébaï, 1997 ; Maouche, 2002), s'étendrait à plusieurs kilomètres en mer, le séisme d'Alger connu sous le nom de Ain-Bénian ( $M_s=5.7$ ) en 1996 ou bien le dernier en date celui de Boumerdes ( $M_w=6.8$ ) en 2003. On retrouve aussi dans les archives (Rothé 1950) qu'un fort séisme s'est produit en 1365 au large d'Alger détruisant une grande partie de la ville et inondant les parties basses de la ville suite au tsunami qu'il aurait causé. Ceci constitue une preuve de l'existence d'accidents sous-marins actifs jusqu'au pied de marge. La première campagne en mer pour étudier la marge algérienne a été réalisée juste après le séisme de Boumerdes et les données géophysiques suite à cette campagne sont en cours d'interprétation (Déverchère et al., 2005). En revanche le fort séisme qui s'est produit en 1716 à Alger, qui aurait fait 20000 victimes et aurait détruit une grande partie de la ville, n'aurait pas causé un tsunami, cela signifie qu'il a pu être causé par la faille du Sahel. Ainsi, mieux comprendre les failles actives de l'Algérois est une urgence à prendre en considération rapidement, spécialement parce que la ville d'Alger ne cesse de grandir.

Parmi les failles actives identifiées dans l'Algérois, la faille du Sahel revêt une très grande importance vu qu'elle se situe au-dessous de la capitale du pays où demeurent plus de trois millions d'habitants.

La faille du Sahel constitue la continuation vers l'est de la faille de Ménaceur (à l'ouest du Nador). On pense que c'est une faille de chevauchement qui est à l'origine du soulèvement de la région côtière s'étendant de l'est du mont Chenoua entre Nador et Tipasa-ville (Figure 13) jusqu'à la baie d'Alger (une distance d'environ 70 km). Cette structure est active comme le montre la sismicité dans la région.

À propos du système de faille associé à la partie sud de la structure du Sahel et le long de la partie Nord de la plaine de la Mitidja, Glangeaud (1955) pense que la Mitidja est associée à un système de failles plutôt extensif (failles normales plongeant vers le bassin). Meghraoui (1988), qui a effectué plusieurs travaux sur le séisme d'El-Asnam, trouve que le pli-faille du Sahel et celui d'El-Asnam ont une signature sismotectonique identique. Meghraoui (1991) propose que l'anticlinal du Sahel soit associé à un système de failles cachées majeures de type inverse. Ces failles plongent vers le Nord. Il note aussi la forte similarité dans le style de



**Figure 13.** Les principales failles intra-plaque de l'Algérois : en rouge la faille du Sahel, en vert la faille sud de la Mitidja, cercle=sismicité, triangle=sismicité historique (d'après Maouche et al., 2004, Figure 3 modifiée).

déformation entre l'anticlinal sur lequel se trouve la faille de Oued Fodda responsable du séisme d'El-Asnam en 1980 et la structure du Sahel.

De plus, l'orientation de la structure du Sahel est conforme à la direction des forces tectoniques dans la région en mode compressif de direction N-NW.

Le changement d'azimut de la structure du Sahel (NE-SW et E-W) et l'existence de failles en décrochement dextre (Boudiaf, 1996 ; Boudiaf et al., 1998) orientées NW-SE laissent penser que la faille du Sahel est composée de plusieurs segments (Boudiaf, 1996; Swan, 1998). Le plus grand segment d'après Swan (1998) est d'environ 28 km dans la région de Mahelma. Ce segment de faille a pu être identifié par Boudiaf (1996) sur un modèle numérique de terrain. D'après Harbi et al., (2004), ce segment de faille a été caractérisé sur photographie aérienne et ne ferait que 6 km de longueur.

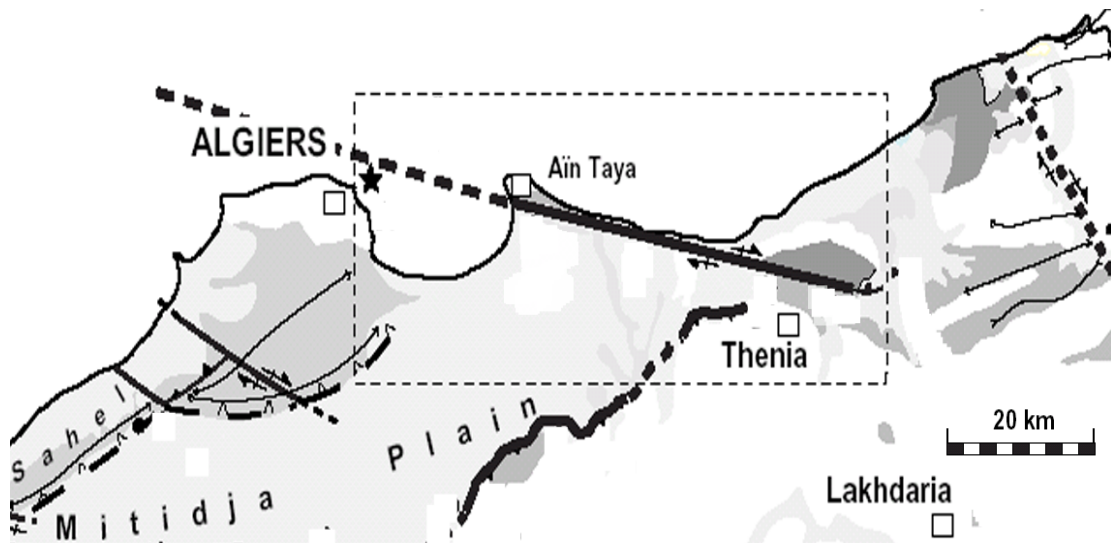
Le séisme de Chenoua en 1989 ( $M_l=6.0$ ) à Tipasa, se serait produit près de l'extrémité ouest de la faille du Sahel. Grâce à la répartition spatiale des répliques du séisme de Chenoua, Sebāi (1997), Maouche (2002) ont pu identifier un double plan de faille avec un plongement vers le nord et nord-ouest. L'un des plans coïncide remarquablement avec l'extrémité ouest du pli actif du Sahel. Ainsi la faille de

Chenoua pourrait appartenir au système de faille du Sahel. Ce tremblement de Terre (Chenoua 1989) pose le problème de l'occurrence d'un futur séisme sur l'un des segments du Sahel. En effet, ce séisme peut induire la réactivation des autres segments de faille. Il existe plusieurs exemples de séismes qui ont chargé (ou déchargé) d'autres failles voisines ou même lointaines. Par exemple le séisme de Hector Mine ( $M_w=7.1$ ) en 1999 en Californie s'est produit sur une faille distante d'une trentaine de km seulement de l'endroit où s'est produit le séisme de Landers ( $M_w=7.3$ ) presque sept ans plutôt (1992). Si une rupture venait à se déclencher sur un type de faille (par exemple inverse) une propagation de la rupture à travers un autre type (par exemple décrochement) est possible. Plusieurs cas de ce type de rupture peuvent être cités, à titre d'exemple, le séisme de Denali en Alaska en 2002 (Dunham et Archuleta, 2004).

L'autre faille de l'Algérois probablement active et très controversée, est la faille de Thénia (Figure 13). Boudiaf et al., (1998) se sont ainsi demandés si des changements "récents" dans le système de drainage proche de la faille de Thénia ne seraient pas liés à l'activité de celle-ci et donc à sa capacité de produire de violents séismes.

La faille de Thénia constituant la bordure NE du bassin de Mitidja s'étend des Issers au sud-est jusqu'à quelques kilomètres off-shore au Nord du massif de Bouzaréah dans la direction nord-ouest. Sa partie sud-est est la mieux cartographiée avec une direction  $N120^\circ E$  (Boudiaf et al., 1998). Le décalage des cours d'eau observé sur des images aériennes et satellites suggère un décrochement dextre le long de ce segment de faille (SE). L'activité quaternaire de cette faille est incertaine (Boudiaf et al., 1998). Plusieurs épïcêtres de séismes historiques ont été localisés près de la faille de Thénia (Ambraseys et Vogt, 1988 ; Bennouar, 1994 ; CRAAG, 1994) mais ces analyses ne constituent pas une évidence claire de l'activité de cette dernière. On peut penser par exemple que la faille sur laquelle le dernier séisme de Boumerdes ( $M_w=6.8$ ) s'est produit, pourrait aussi être responsable de cette sismicité historique (Thénia en 1982  $M4.5$ , Thénia en 1987  $M5.2\dots$ ).

Boudiaf et al. (1998) pensent aussi que le séisme historique de 1365 qui a été à l'origine d'un tsunami (Rothé 1950) qui a immergé la partie basse d'Alger, se serait produit sur l'extrémité nord-ouest de cette faille de Thénia (Figure 14). La longueur de cette faille (des Isser jusqu'au Nord de Bouzaréah en Méditerranée) serait alors de 140 km dont seulement une trentaine de km est bien évidente au SE de la faille. Cette faille est verticale et d'orientation  $N75^\circ W$  dans sa partie nord (Swan, 1998).

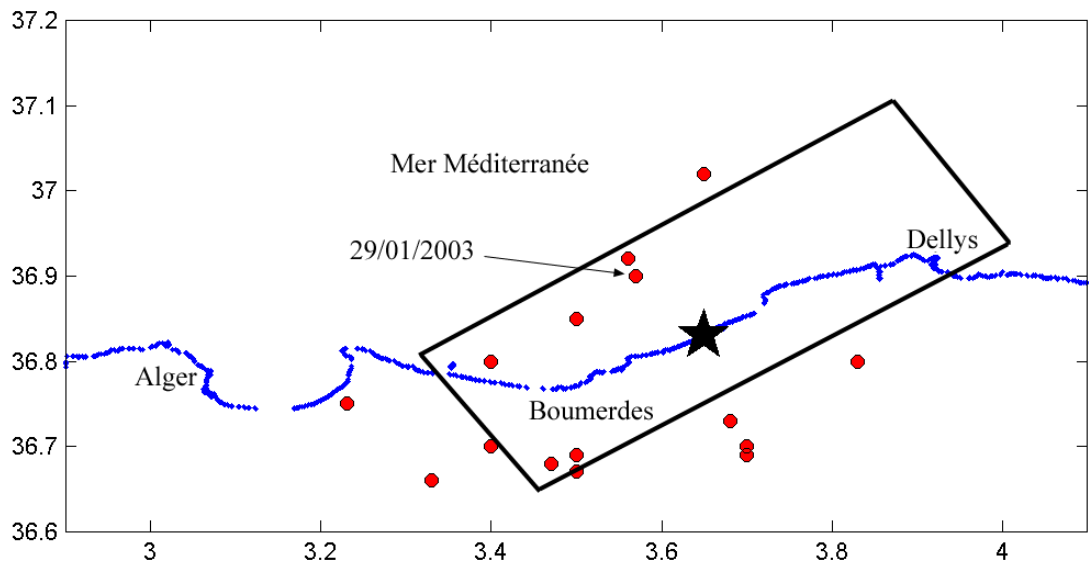


**Figure 14.** Localisation de l'événement historique de 1365 (étoile à l'est de la ville d'Alger) (d'après Boudiaf et al., (1998), Figure 1 simplifiée).

Il existe enfin d'autres failles actives proches de la capitale algérienne comme la faille sud de la Mitidja (Figure 13). L'analyse du bassin de la Mitidja laisse croire qu'une faille au sud du bassin, miroir de la faille du Sahel, continuerait jusqu'à Boudouaou au SW de Boumerdes. D'après Meghraoui et al., (2004), la faille qui a joué le 21 mai 2003 au large de Boumerdes, pourrait être une continuation de la faille sud de la Mitidja.

Sur la Figure 15 nous avons pointé les événements qui se sont produits dans la région de Boumerdes depuis 1922 jusqu'au choc principal du 21/05/03. Nous voyons que la sismicité dans la région ne se réduit pas à la seule faille de Thénia. Notons particulièrement que le séisme de magnitude M3.6 (précurseur ?) qui s'est produit quatre mois avant le choc principal se trouve dans la région épacentrale (Figure 15).

Enfin, l'existence de la faille du Sahel fait l'unanimité des scientifiques. Par conséquent, l'instrumentation de la structure du Sahel est nécessaire et urgente étant donné qu'elle se trouve sous Alger où vivent au moins trois millions d'individus. Plus généralement, il est important de comprendre et d'estimer les mouvements sismiques dus aux failles inverses "cachées" et leurs spécificités par rapports aux mouvements sismiques générés par les failles décrochantes avec rupture de surface.



**Figure 15.** Activité sismique dans la région de Boumerdes de 1922 à 2003,  $2.4 < M < 5.2$  (points rouges, localisation CRAAG). L'étoile représente l'épicentre du choc principal du 21/05/2003. La position de la faille est celle de Semmane et al., (2005a).

# Conclusion Générale





## CONCLUSION GENERALE

A travers l'étude des deux tremblements de Terre analysés dans cette thèse, nous pouvons présenter les conclusions suivantes :

- 1/ **L'inversion des données en champ proche a permis d'imager la rupture sismique de deux séismes sur des failles non connues. La rupture peut être superficielle tout en ne cassant pas la surface.**

Nous montrons que le glissement du séisme de Tottori est très superficiel. Les différents tests que nous avons effectués (à différentes profondeurs) ont montré que la meilleure réduction de variance est obtenue lorsque le haut de la faille se trouve proche de la surface. Les modèles de distribution du glissement trouvés par d'autres auteurs partagent cette même conclusion. Les observations géologiques n'ont pas montré de ruptures de surface qu'en principe un séisme d'une telle magnitude caractérisé par une telle aspérité superficielle, fait apparaître. Haruko Sekiguchi (communication personnelle, 2002) pense que le déplacement s'est exprimé en surface en plusieurs fissures de quelques dizaines de centimètres avec différentes orientations.

La projection des répliques du séisme de Tottori sur le plan de faille fait apparaître un glissement variant avec la profondeur. La rupture s'initie à 14.5 km (modèle préféré) mais le fort glissement (~3.5 m) se situe plutôt en haut de la faille (vers 5 km de profondeur et moins). Entre ces deux profondeurs se produit la majorité des répliques, là où nous constatons un glissement relativement faible (0.5-1.5 m). Vers la surface ni le glissement (d'après les observations en surface) ni les répliques n'existent.

L'enseignement que nous tirons au terme de notre étude du séisme de Tottori, est qu'un séisme superficiel assez fort peut avoir lieu sans casser en surface, suggérant

qu'historiquement de tels événements ont pu avoir lieu, compliquant ainsi l'interprétation des données paléosismologiques.

Pour ce qui concerne le séisme de Boumerdes, nous avons vu que pour contraindre la position de la faille, les vecteurs déplacements horizontaux obtenus des données GPS ont été très utiles voire nécessaires. Malheureusement, pour le séisme de Boumerdes ce genre de données n'existe que pour la partie SW de la faille, par conséquent, seule cette partie est bien contrainte (position de la faille et glissement). Nous avons montré que les mouvements verticaux (soulèvement de la côte et nivellement) ne sont pas très sensibles à la position précise de la faille. Ainsi, nous avons pu expliquer ces données aussi bien en mettant le plan de faille proche de la côte ou un peu éloigné. Néanmoins, plus on s'éloigne de la côte plus le déplacement sur le plan de faille, nécessaire pour expliquer ces données, est important. Le moment sismique, qui est proportionnel au déplacement sur la faille, est alors directement affecté.

Au terme de ce travail, nous obtenons une bonne concordance entre la position de la faille que nous avons suggérée et les résultats trouvés suite à la campagne MARADJA (Déverchère et al., 2005).

## **2/ Un système de faille désavantageux à la propagation de la rupture peut être la cause de l'arrêt de celle-ci.**

Nous pensons que l'abondance des répliques au NW de la région épicertrale (séisme de Tottori), est le résultat de l'arrêt "brutal" de la rupture par un segment de faille perpendiculaire à la direction de la rupture. Cet arrêt brutal de la rupture aurait chargé les failles de cette région.

Comme lors du séisme de Tottori, une faille verticale perpendiculaire à la faille de Boumerdes pourrait être responsable de l'arrêt de la propagation de la rupture dans sa direction ouest. La disponibilité d'un catalogue de répliques, comme fut le cas pour le séisme de Tottori, aurait été très utile pour l'étude de ce séisme.

## **3/ Les répliques, notamment les principales, ne se produisent pas toujours dans les zones chargées (en statique) par le choc principal.**

Lors du séisme de Tottori, nous avons vu qu'une bonne partie des répliques, notamment les principales, ne se sont pas produites dans les zones où la variation des

contraintes statiques est positive. Ceci montre que la sismicité peut être déclenchée aussi par le passage des ondes sismiques.

Un calcul de la variation de contraintes de Coulomb statiques et dynamiques sur la faille cible de Thénia, a montré un chargement de la partie NW de cette faille (la région de Aïn-Taya, Cap Matifou...) suite au séisme de Boumerdes. Ce calcul pourra servir à des études d'initiation de la rupture sur les plus fortes répliques ayant eu lieu sur la faille de Thénia.

#### **4/ Les inversions réalisées présentent des limites que nous avons essayé de préciser.**

Les résultats de l'inversion cinématique dépendent de plusieurs facteurs que nous avons énumérés au chapitre premier. Ces facteurs sont aussi importants les uns que les autres et la présence de l'un ne compense pas l'absence de l'autre. Par exemple, la connaissance du milieu autour de la source est essentielle si on veut avoir une bonne idée sur les détails du processus de rupture. Sarao et al., (1998) ont montré qu'une augmentation de la densité des données ne compense pas l'absence d'une bonne connaissance de la structure de la croûte à la source. Cette hétérogénéité de la croûte est d'ailleurs à l'origine de la difficulté d'estimer la fonction de Green et donc de simuler un sismogramme complet. Un autre aspect limitatif à l'imagerie de la source est lié à la méconnaissance de la géométrie détaillée des failles. Pour la plupart des séismes forts ( $M > 6.5$ ) des traces de rupture apparaissent en surface, elles montrent que le glissement se produit non pas sur un seul plan de faille mais sur plusieurs segments de failles.

Parmi les défis difficiles de l'inversion cinématique, nous pouvons noter la variabilité de la vitesse du front de rupture dont nous ignorons l'origine mais dont, en revanche, nous connaissons les conséquences. Nous avons vu que peu d'inversions ont montré une forte variabilité de la vitesse de rupture et que le manque d'observations rend difficile sa détection par l'inversion cinématique.

Pour les séismes bien instrumentés nous pouvons atteindre les détails du temps de rupture en contraignant la distribution et l'amplitude du glissement dans le modèle a priori en utilisant par exemple des données géodésiques (Hernandez et al., 1999). C'est ainsi que nous avons pu observer lors du séisme de Tottori que deux aspérités ont été abordées par le front de rupture par un mouvement de double encerclement.

Ce résultat (rupture d'aspérité après double encerclement) a déjà été trouvé numériquement par Das et Kostrov (1983).

Nous avons vu que dans la plupart des cas, l'enregistrement en surface et en fond de puits est proche à basse fréquence. Dans le cadre de cette thèse, quelques cas seulement ont montré des anomalies (notamment à la station TTRH02) liées soit à un effet de site non linéaire soit à un effet d'intégration. Nous avons vu que systématiquement, en utilisant les quelques données "infectées", la réduction de variance diminue mais la forme générale de l'aspérité et le moment sismique changent peu.

Des répliques bien localisées sont d'une extrême nécessité pour les études de source sismique. Nous avons vu comment pour les événements qui se produisent sur des failles cachées (dont la rupture n'apparaît pas en surface), la distribution 3D des répliques permet de localiser le plan de faille responsable de l'événement. Si de plus, une ou plusieurs stations sismologiques se trouvent proches de la faille, la position du plan de faille est alors mieux contrainte. Nous avons vu dans le cas du séisme de Tottori comment un changement dans l'orientation du segment sud du plan de faille fortement affecte l'accord entre l'observation et le modèle à la station la plus proche (TTRH02).

Enfin, l'absence du temps absolu d'un événement rend l'étude de la source difficile, comme c'était le cas pour les données accélérométriques du séisme de Boumerdes.

##### **5/ Le risque sismique dans l'algérois est élevé.**

Du fait de la vitesse à laquelle, particulièrement, la ville d'Alger s'urbanise (~1 million d'habitants en 1966 à plus de 3 millions aujourd'hui), le préjudice à l'équilibre socio-économique causé par un éventuel grand séisme sur la faille du Sahel sera très important.

La ville d'Alger étant située sur le "hanging-wall" de la faille de chevauchement (cachée) du Sahel, si un événement vient à se produire dans cette région, les dégâts y seraient sévères d'après les enseignements tirés, par exemple, du séisme de Chi-Chi en 1999 à Taïwan (Chang et al., 2004). Selon Kagawa et al., (2004), les mouvements du sol générés par des failles enterrées sont plus importants que les mouvements du sol générés par des ruptures qui cassent en surface, cela en plus de l'effet du bloc supérieur (hanging-wall).

Hormis le massif de Bouzaréah qui est constitué de la roche (socle paléozoïque) les conditions de site dans cette région (marnes, argiles, sable, gravier...) notamment dans les quartiers sud d'Alger sont favorables à un effet de site qui pourrait aussi amplifier les mouvements sismiques.

Nous terminons ce travail de thèse par un ensemble de suggestions lié à l'étude du risque sismique à Alger. Bien sûr, plusieurs travaux ont été déjà entrepris ou sont en cours de réalisation. Par exemple l'instrumentation (GPS et sismomètres courtes-périodes) de la région du Sahel par le CRAAG ou les études de l'aléa sismique et de microzonage par le CGS.

Nous supposons que nous disposons de tous les moyens nécessaires.

1/ Le but est d'identifier et connaître le tracé de la faille du Sahel. Nous installons un réseau de stations GPS (une dizaine de stations couvriront bien la région) essentiellement sur le compartiment chevauchant pour détecter les mouvements statiques du chevauchement. Un ou deux forages profonds pourrait aussi permettre de mieux détecter la microsismicité en y installant des stations sismologiques. Bien sûr, un réseau de stations sismologiques est aussi installé en surface principalement sur le hanging-wall pour bien illuminer le plan de faille.

Pour les failles situées en mer, et en complément du réseau terrestre, des OBS (Ocean Bottom Seismometer) sont installés le long de la côte. Les résultats intéressants de la première campagne MARADJA nous encouragent à lancer une deuxième campagne (MARADJA II), pour explorer plus en détail la région allant du Cap Matifou (à la recherche de la continuité NW de la faille de Thénia) jusqu'à la faille de Chenoua.

2/ Parallèlement à ce travail d'instrumentation, la simulation des mouvements sismiques est entreprise pour, notamment, estimer l'effet du hanging-wall, prévoir l'amplification du mouvement du sol crée par le séisme en présence des couches géologiques non consolidées.

3/ En parallèle aussi, des études géophysiques pour localiser la faille (par exemple par la méthode de sismique réflexion) sont menées.

Parallèlement à ce travail sur la faille du Sahel, un effort de recherche se développe sur la faille sud de la Mitidja.

# Bibliographie





# Bibliographie

- Aagaard, B. T., J. F. Hall, and T. H. Heaton (2004) Effects of Fault Dip and Slip Rake Angles on Near-Source Ground Motions: Why Rupture Directivity Was Minimal in the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake Bull. Seism. Soc. Am., 94(1), 155-170.
- Aguirre, J. and Kojiro Irikura (2003), Reliability of envelope inversion for the high-frequency radiation source process using strong motion data: Example of the 1995 Hyogoken Nanbu earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2005-2016,.
- Aki, K., Richards, P.G., (1980). Quantitative Seismology, Freeman and Co., New York
- Aki K. (1984), Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, *J. Geophys. Res.*,89,B7, 5867-5872.
- Ambraseys, N.N., (1982), The seismicity of North Africa: the earthquake of 1856 at Jijeli, Algeria, *Bollettino Di Geofisica a Teorica ed Applicata*, Vol. XXIV, N. 93, 31-37.
- Ambraseys, N.N. and Vogt, J., (1988), Material for the investigations of the seismicity of the region of Algiers (Algeria). *European Earthquake Eng.*, 3, 1 6±29.
- Anderson, J.G, Sucuoğlu, H., Erberik, A., Yılmaz, T., İnan, E., Durukal, E., Erdik, M., AnooShehpoor, R., Brune, J.N. & Ni, S.D. (2000), Strong ground motions from the Kocaeli and Düzce, Turkey, earthquakes, and possible implications for seismic hazard analysis. *Earthquake Spectra*, 16.
- Andrews, D. J. (1976), Rupture propagation with finite stress in antiplane strain, *J. Geophys. Res.* 81, 3575 -3582.
- Antolik, M., R. E. Abercrombie, and Göran Ekström, (2004), The 14 November 2001 Kokoxili (Kunlunshan), Tibet, Earthquake: Rupture Transfer through a Large Extensional Step-Over Bulletin of the Seismological Society of America,; 94: 1173 - 1194.
- Antonioli, A., M. E. Belardinelli, and M. Cocco, (2004), Modelling dynamic stress changes caused by an extended rupture in an elastic stratified half-space, *Geophys. J. Int.*, 157(1), 229-244.
- Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P., and Meghraoui, M., (2000), Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *Journal of Seismology*, 4, 79-98.
- Archuleta, R. J. (1982), Hypocenter for the 1979 Imperial Valley earthquake, *Geophys. Res., Lett.*, 9, 625-628

- Archuleta, R. J. (1984), A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, 4559-4585.
- Arias A. (1970), A measure of earthquake intensity, In: Hansen, R. J. Editor. Seismic design of nuclear power plants. Cambridge: MIT Press.
- Ayadi, A., F. Ousadou-Ayadi, S. Bourouis & H. Benhallou, (2002), Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (Western Algeria): The Mascara earthquake of August 18<sup>th</sup> 1994,  $M_w = 5.7$ ,  $M_s = 6.0$ , *Journal of Seismology* 6: 13–23.
- Ayadi, A., & 26 authors (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *EOS*, Transactions, AGU, 84, 50, 561 & 568.
- Benioff, H. (1955), Mechanism and strain characteristics of the White Wolf fault as indicated by the aftershock sequence, in *Earthquakes in Kern County California during 1955*, G. B. Oakeshott (Editor), *Calif. Div. Mines Bull.* 171, 1999-202.
- Ben-Menahem, A., (1961), Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51, 401–435.
- Bennouar, D., (1994), Materials for the Investigation of the Seismicity of Algeria and Adjacent Regions during the Twentieth Century. *Ann. Geofis.*, 47.
- Bernard, P., Herrero, A. and Berge, C., (1996), Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1149-1160.
- Bernard P., Briole P., et al (1997), The  $M_s = 6.2$ , June 15, 1995 Aegion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1:131-150.
- Beroza, G.C. and P. Spudich (1988), Linearized Inversion for Fault Rupture Behavior: Application for the 1984 Morgan Hill, California, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, 6275-6296.
- Beroza, G.C., (1991), Near-source modeling of the Loma Prieta earthquake; evidence for heterogeneous slip and implications for earthquake hazard, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81 (5), 1603-1621, 1991.
- Boatwright, J., and Boore, D.M., (1982), Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics: Bulletin, Seismological Society of America, v. 72, p. 1843-1865
- Boatwright, J. and Cocco, M. (1996), Frictional constraints on crustal faulting, *J. Geophys. Res.* Vol. 101, No. B6, p. 13,895-13,910 (96JB00405).
- Bock, Y., L. Prawirodirdjo, and T. I. Melbourne (2004), Detection of arbitrarily dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network, *Geophys. Res. Lett.*, 31(B10), L06604, doi:10.1029/2003GL019150.

- Bodin, P., R. Bilham, J. Behr, J. Gomberg, and K. Hudnut, (1994), Slip Triggered on Southern California Faults by the Landers, Earthquake Sequence. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 84(3), 806-816.
- Bolt, B. A. (1969), Duration of strong motion, proceedings of the 4<sup>th</sup> world conference on earthquake engineering, Santiago, Chile, pp1304-1315.
- Bommer, J.J., N.A. Abrahamson, F.O. Strasser, A. Pecker, P-Y. Bard, H. Bungum, F. Cotton, D. Fäh, F. Sabetta, F. Scherbaum, and J. Studer (2004), The challenge of defining upper bounds on earthquake ground motions, *Seism. Res. Lett.*, V75, n1.
- Bonilla, L.F., F. Cotton and R.J. Archuleta (2003), Quelques renseignements sur les effets de site non-linéaires en utilisant des données de forage : la base de mouvements forts KIK-Net au Japon, VI<sup>e</sup> colloque national AFPS, France. (Title in French but paper in English).
- Bouchon, M., N. Toksöz, H. Karabulut, M.-P. Bouin, M. Dietrich, M. Aktar, M. Edie, (2000), Seismic imaging of the 1999 Izmit (Turkey) rupture inferred from the near-fault recordings, *Geophys. Res. Lett.*, 27(18), 3013-3016, 10.1029/2000GL011761.
- Bouchon, M., Bouin, M.-P., Karabulut, H., Toksöz, N., Dietrich, M. & Rosakis, A.J., (2001), How fast is rupture during an earthquake? New insights from the 1999 Turkey earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 28(14), 2723–2725.
- Bouchon, M., Toksöz, N., Karabulut, H., Bouin, M.P., Dietrich, M., Aktar, M. & Edie, M., (2002), Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 Izmit (Turkey) earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, 92(1), 256–266.
- Bouchon, M. and M. Vallée (2003), Observation of Long Supershear Rupture during the Ms=8.1 Kunlunshan (Tibet) Earthquake, *Science*, 301, 824-826.
- Boudiaf, A., (1996), Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie. PhD. Dissertation, University of Montpellier. France.
- Boudiaf, A., J.-F. Ritz, and H. Philip (1998), Drainage diversions as evidence of propagating active faults: Example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria, *Terra Nova*, 10(5), 236–244.
- Bouhadad Y.; Nour A.; Laouami N.; Belhai D., (2003), The Beni-Ourtlane-Tachouaft fault and Seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria). *Journal of Seismology*, vol. 7, no. 1, pp. 79-88(10).
- Bounif, A., et al. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- Burridge, R. (1973). Admissible speeds for plane-strain shear cracks with friction but lacking cohesion, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 35, 439–455.

- Campillo, M. (1983), Numerical evaluation of the near-field high-frequency radiation from quasidynamic circular faults. *Bulletin Seismological Society of America*, vol 73, p 723-734.
- Campillo, M. and R.J. Archuleta (1993), A rupture model for the 28 June 1992 M7.4 Landers, California, earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 20, 647-650.
- Campillo M. and I. R. Ionescu (1997), Initiation of the antiplane shear instability under slip dependent friction, *J. Geophys. Res.*, 12, n° 19, 20363-20371.
- Campillo, M. et R. Madariaga (2001), Processus de rupture dynamique d'un grand séisme et loi de friction sur les failles, *C. R. Acad. Sc.* 333 serie II a 9, 531-544.
- Cattin, R., P. Briole, H. Lyon-Caen, P. Bernard and P. Pinettes (1999), Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications, *Geophys. J. Int.*, 137, 149-158.
- Chang C.H., Y. M. Wu, T.C. Shin and C.Y. Wang (2000), Relocation of the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan, *J. Terres. Atmos. Ocean. Sci. (T.A.O.)*, Vol. 11, No.3, pp581-590.
- Chinnery, M.A., (1961), The deformation of the ground around surface faults, *Seismological Society of America Bulletin* 51, 355±372.
- Chinnery, M. A., (1963), The Stress Changes that Accompany Strike-slip Faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 53, p. 921-932.
- Cocco, M., and J. Boatwright, (1993), The envelopes of acceleration time histories, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83: 1095-1114.
- Cohee, B., and Beroza, G. (1994), *Slip distribution of the 1992 Landers earthquake and its implications for earthquake source mechanics*, *Bull. Seis. Soc. Am.* 84, 692-712.
- Cotton F. and M. Campillo, (1994), Application of seismogram synthetis to the study of earthquake source from strong motion records, *Annali di Geofisica*, 37, 1539-1564.
- Cotton, F. (1995), *Imagerie de la source sismique par inversion des mouvements forts et étude des variations de contraintes associées aux séismes*. Thèse de Doctorat Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Cotton, F and M. Campillo (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., M. Campillo, A. Deschamps and B.K. Rastogi, (1996), Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake, *Tectonophysics*, 258, 35-51.

- Cotton F. and Coutant O., (1997), Dynamic stress variations due to shear faults in a plane layered medium. *Geophys. J. Int.*, 128,676-688.
- Coutant, O. (1989), Program of Numerical Simulation AXITRA. *Res. Report LGIT*, Grenoble, in French
- CRAAG (1994), les séismes de l'Algérie de 1365 à 1992, publication du centre de recherché en astronomie, astrophysique et géophysique. P227.
- Crouch, S. L., and A. M. Starfield, (1983), *Boundary Element Methods in Solid Mechanics*, George Allen & Unwin.
- Dalguer, L. A., K. Irikura, W. Zhang, and J. D. Riera (2002), Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, mainshock and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 29(16), 1758, doi:10.1029/2001GL014333.
- Das, S. and K. Aki (1977), Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5648-5670.
- Das, S., and C. H. Scholz, (1981), Theory of time-dependent rupture in the earth, *J. Geophys. Res.*, 86, 6039–6051.
- Das, S. and B.V. Kostrov, (1983), Breaking of a single asperity: rupture process and seismic radiation, *J. Geophys. Res.* 88, 4277-4288.
- Das, S. and B.V. Kostrov (1990), Inversion of seismic slip rate history and distribution with stabilizing constraints: application to the 1986 Andreanof Islands earthquake, *J. Geophys. Res.*, 95, 6899-6913.
- Das, S. and B.V. Kostrov (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. Int.*, 85, 293-318.
- Das, S. and P. Suhadolc (1996), On the inverse problem for earthquake rupture. The Haskell-type source model. *J. Geophys. Res.*, 101, 5725-5738.
- Das, S. and C. Henry, (2003), Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution, *Rev. Geophysics*, 41, 3, 1-23.
- Day, S. M. (1982), Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of nonuniform prestress, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1881–1902.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P., and J., Salichon, (2002), Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit Mainshock, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 278-299.
- Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, and K. Yelles (2004), Slip distribution of the

- 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- Déverchère, J., K. Yelles, and E. Calais (2003), Active deformation along the Algerian Margin (MARADJA cruise): Framework of the May 21, 2003, Mw-6.8 Boumerdes earthquake, *Eos Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract S42E-0216.
- Déverchère, J., et al. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Doser, D.I., and H. Kanamori (1986), Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure, and the October 15, 1979, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 91, 675-688.
- Dunham, E. M., P. Favreau, and J. M. Carlson (2003), A Supershear Transition Mechanism for Cracks, *Science*, 299, 1557-1559.
- Dunham, E. M. and R. J. Archuleta (2004), Evidence for a supershear transient during the 2002 Denali Fault earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, S256-S268.
- Ellsworth, W.L. and C.G. Beroza (1995), Seismic Evidence for an earthquake nucleation phase, *Science* 268, 851-855.
- Ellsworth, W.L. & Celebi, M., (1999), Near field displacement time histories of the M7.4 Kocaeli (Izmit), Turkey, earthquake of August 17, 1999, *Eos Trans. AGU*, 80, 648.
- Farnbach, John S., (1975), The complex envelope in seismic signal analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.65, n.4, p. 951-962.
- Freund, L.B., and D. M. Barnett (1976), A two-dimensional analysis of surface deformation due to dip-slip faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, V66 pp 667-675.
- Freymueller, J. T., N.E. King, and P. Segall (1994), The co-seismic slip distribution of the Landers earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 646-659.
- Fukuyama, E., and K. Irikura (1986), Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76,1623 –1640.
- Fukuyama, E. and K. B. Olsen (2002), A condition for super-shear rupture propagation in a heterogeneous stress field. *Pure and Applied Geophysics*, 159, 2047-2056.

- Fukuyama, E., W.L. Ellsworth, F. Waldhauser and A. Kubo (2003), Detailed fault structure of the 2000 western Tottori, Japan, earthquake sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, n°4, 1468-1478.
- Gomberg, J., P. Bodin, and P. A. Reasenberg (2003), Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 118–138
- Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Horosan, G., Yılmazer, M., (2002), Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution and Rupture Process of the 17 August 1999 İzmit, Turkey Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 230-244.
- Harbi, A., S. Maouche & A. Ayadi, (1999), Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *Journal of Seismology* 3: 95–104.
- Harbi, A., S. Maouche, A. Ayadi, D. Benouar, G. F. Panza, and H. Benhallou (2004), Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 949– 967, doi:10.1007/s00024-003-2502-1.
- Harris, R. A., (1998), Introduction to special section: Stress triggers, shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,347-24,358,
- Hartzell, S.H. and T.H. Heaton (1983), Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1553-1583.
- Hartzell, S.H. and T. H. Heaton (1986), Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 649-674.
- Hartzell, S.H., S.S. Gordon and C. Mendoza (1991), Comparison of L1 and L2 norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California, Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, N°5, 1518-1539.
- Hartzell, S.H., and C. Langer (1993), Importance of model parameterization in finite fault inversions; application to the 1974 M<sub>w</sub>8.0 Peru earthquake, *J. Geophys. Res.* 98, 22,123-22,134.
- Hartzell, S.H., and P.C. Liu (1995), Determination of earthquake source parameters using a hybrid global search algorithm, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 516-524., v. 93, no.4, 1468-1478.
- Hartzell, S., P. Liu, and C. Mendoza, (1996), The 1994 Northridge, California, earthquake; investigation of rupture velocity, risetime, and high-frequency radiation, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 101 (9), 20,091-20,108.



- Hartzell, S.H., and P.C. Liu (1996), Calculation of earthquake rupture histories using a hybrid global search algorithm--application to the 1992 Landers, California, earthquake, *Phys. Earth Planet. Int.*, 95, 79-99.
- Hebert, H., and P-J. Alasset (2003), The tsunami triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake. *CSEM Newsletter*, N°20, pp 10-12, September 2003.
- Hernandez, B., F. Cotton and M. Campillo (1999), Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 104, 13083-13100.
- Hernandez, B. (2000), 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 : Université Joseph-Fourier - Grenoble. France.
- Hernandez B., N. Shapiro, S.K. Singh, J. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J.M. Gómez, and L. Alcantara. (2001), Rupture History of Sep 30, 1999 Intraplate Earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from Inversion of Strong-Motion Data in the Frequency Domain. *Geophysical Research Letters*, 28, 363-366.
- Hernandez B., M. Cocco, F. Cotton, M. Campillo, F. Courboulex, and S. Stramondo, (2004), Rupture History of the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) Largest Earthquakes from Inversion of GPS, SAR and Near Field Seismological Data. *Annali di geofisica*.
- Hill, D. P., et al., (1993), Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake, *Science*, 260, 1617-1623.
- Ide, S., (1999), Source process of the 1997 Yamaguchi, Japan, earthquake analyzed in different frequency bands, *Geophys. Res. Lett.*, 26(13), 1973-1976, 10.1029/1999GL900441.
- Iio, Y. (1992), Slow initial phase of the p-wave velocity pulse generated by microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.* 19, 477-480.
- Iwata, T., and H. Sekiguchi (2002), Source process and near-source ground motion during the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, *Proc. 11th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 125-128. (In Japanese with English abstract).
- Ji, et al., (2001), Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 28, p. 4379-4382, 10.1029/2001GL013225.
- Ji, Chen, D.J. Wald, and D.V. Helmberger (2002), Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part II: Complexity of Slip History, *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 92, No.4, 1208-1226.
- Joyner, W.B., (1991), Directivity from nonuniform ruptures, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1391-1395

- Kagawa T, Irikura K and Somerville PG (2004), Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets and Space* 56 (1): 3-14.
- Takehi, K. and K. Irikura (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.
- Takehi, Y., K. Irikura, and M. Hoshiba (1996), Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms, *J. Phys. Earth*, 44, 505-517.
- Takehi, Y. and K. Irikura (1997), High-frequency radiation process during earthquake faulting - Envelope inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 904-917.
- Kanamori, H., and D. L. Anderson, (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 65, p. 1073-1095.
- Kanamori, H. and E. E. Brodsky, (2004), The Physics of Earthquakes, *Reports on Progress in Physics*, 67, 1429 - 1496.
- Kayen, R. E. and Mitchell, J. K. (1996), Arias intensity approach for assessing liquefaction potential of the ground during earthquakes. In preparation.
- Kayen, R.,E., and Mitchell, J.K., (1998), "Variation of the Intensity of Earthquake Motion Beneath the Ground Surface," in *Proceedings of the Sixth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Earthquake Engineering Research Institute.
- Kherroubi, A., H. Beldjoudi, A. Yelles, S. Maouche, F. Oussadou, M. Meghraoui, A. Ayadi, The Boumerdes-Zemmouri (Algeria) Earthquake (Mw=6.8) on May 21st 2003: First results of the aftershocks sequence. *EGU 1st meeting*, Nice, France, 25-30 April 2004.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (1994), The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2341-2344,.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, (1995), Source characteristics of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake inferred from teleseismic body waves, *PAGEOPH*, 144, 441-453.
- King, G, C. P., R. S. Stein, and J. Lin, (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 935-953.
- Kinoshita, S., (1998), Kyoshin Net (K-Net). *Seismological Research Letters*, V69, N4, pp309-332.

- Kirkpatrick, S., C. Gelatt and M. Vecchi (1983), *Optimization by simulated annealing*. *Science* 220, 671--680
- Kostrov, B. V., and S. Das, (1982), Idealized models of fault behavior prior to dynamic rupture *Bull. Seismo. Soc. America*, 72: 679 - 701.
- Kuge, K., (1994), Rapid rupture and complex faulting of the May 12, 1990, Sakhalin deep earthquake: Analysis of regional and teleseismic broadband data, *J. Geophys. Res.*, 99, 2671-2685.
- Laouami, N. A. Slimani, Y. Bouhadad, A. Nour and S. Larbes (2003), Analysis of Strong Ground Motions Recorded during the 21st May, 2003 Boumerdes, Algeria, Earthquake, *CSEM Newsletter*, 20, pp5-7.
- Larson K. M., P. Bodin, and J. Gomberg (2003), Using 1-Hz GPS Data to Measure Deformations Caused by the Denali Fault Earthquake *Science* May 30 2003: 1421-1424.
- Li, X., Cormier, V.F. & Toksöz, M.N., (2002), Complex source process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, 92, 267-277.
- Lin, A., B. Fu, J. Guo, Q. Zeng, G. Dang, W. He, and Y. Zhao (2002), Coseismic strike-slip and rupture length produced by the 2001  $M_s$  8.1 central Kunlun earthquake, *Science* 296, 2015-2017
- Liu, P., and R. J. Archuleta (2004), A new nonlinear finite fault inversion with three-dimensional Green's functions: Application to the 1989 Loma Prieta, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 109, B02318, doi:10.1029/2003JB002625.
- Ma, X. Q., and N. J. Kuszniir, (1994), Effects of rigidity layering, gravity, and stress relaxation on 3-D subsurface fault displacement fields: *Geophys. J. Int.*, v. 118, p. 201-220.
- Madariaga, R. (1977), High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 51, 625-651.
- Mai, P. and C. Beroza, (2000), Source scaling properties from finite fault rupture models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 605-615.
- Manighetti I., Campillo M., Sammis C., Mai P.M. and King G. (2005), Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes; implications for earthquake and fault mechanics, submitted for publication to *Journal of Geophysical research*.
- Maouche, S., (2002), Etude sismotectonique dans l'Algérois et les zones limitrophes de Cherchell-Gouraya, Thèse de Magister, FSTGAT/USTHB, Alger.
- Maouche, S., Harbi A. et Haddoum H., (2004), Sismotectonique dans l'algérois et les zones limitrophes. *Mém. Serv. Géol. Alg.* N° 12, pp 81-92.

- Meghraoui, M., (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: palé-sismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. Thèse de doctorat, Université Paris Sud, Orsay, France, N83495.
- Meghraoui, M., (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova* (Oxford), 3, p.84-93.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaï, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad, and F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the  $M_w = 6.8$  Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Mendoza, C., and S.H. Hartzell (1988a), Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak, and Michoacan earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, no. 3, 1092-1111.
- Mendoza, C., and S.H. Hartzell (1988b), Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1438-1449.
- Mendoza, C., and S.H. Hartzell (1989), Slip Distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, Earthquake: Near-Source and Teleseismic Constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 79, 655-669.
- Metropolis, N. and Rosenbluth, A. and Rosenbluth, R. and Teller, A. and Teller, E. (1953), *Equation of state calculations by fast computing machines* J. Chem. Phys. 21:1087-1092
- Mikumo, T., and T. Miyatake (1978), Dynamical rupture process on a three-dimensional fault with non-uniform frictions, and near-field seismic waves, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 54, 417-438.
- Mori, J., and K. Shimazaki, (1984), High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bulletin of the Seismological Society of America*; v. 74; no. 5; p. 1529-1544.
- Nakahara, H. ; Nishimura, T. ; Sato, H. ; Ohtake, M. (1998), Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan *J. Geophys. Res. Vol. 103 , No. B1 , p. 855 (97JB02676)*
- Nakayama, W., and M. Takeo (1997), Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake deduced from strong motion data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, N°4, 918-931.
- Nelder, J. and Mead, R. (1965), A simplex method for function minimization. *Comput. J.*, 4, 308--313.

- Nikolaidis, R. M., Y. Bock, P. J. de Jonge, D. C. Agnew, and M. Van Domselaar (2001), Seismic wave observations with the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 106(B10), 21,897–21,916
- 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: Bulletin of the Seismological Society Of America, v. 82, no. 2, p. 1018–1040.
- Olsen, K., Madariaga, R., and Archuleta, R., (1997), *Three dimensional dynamic simulation of the 1992 Landers earthquake*, *Science* 278, 834-838.
- Olson, A.H., & R.J. Apsel (1982), Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism.Soc. Am.*, 72, 1969-2001.
- Olson, A. H. and J. G. Anderson (1988), Implications of frequency-domain inversion of earthquake ground motions for resolving the space-time dependence of slip on an extended fault, *Geophys. J.* 94, 443-455.
- Peltzer, G., F. Crampe, and P. Rosen (2001), The  $M_w$  7.1, Hector Mine, California earthquake: surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data. *C. R. Acad.Sci. Paris*, 333:545-555.
- Peyrat, S., and K. B. Olsen (2004), Nonlinear dynamic rupture inversion of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 31 , L05604, doi:10.1029/2003GL019058.
- Quin, H. (1990), Dynamic stress drop and rupture dynamics of the October 15, 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Tectonophysics*, 175, 93-117.
- Rice, J.R. & Cleary, M.P., (1976), Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 227-241
- Ripperger, J., and P.M. Mai (2004), Fast computation of static stress changes on 2D faults from final slip distributions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 18, L18610 10.1029/2004GL020594.
- Rosakis, A. J., O. Samudrala, and D. Coker (1999), Cracks faster than the shear wave speed, *Science* 284, 1337-1340.
- Rothé, J. P., (1950), Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Publ. Ser. Carte Geol., Algérie*, 4, 1 - 40.
- Rybicki, K. (1973), Analysis of aftershocks on the basis of dislocation theory, *Phys. Earth Planet. Interiors* 7, 409-422.

- Sagiya, T., T. Nishimura, Y. Hatanaka, E. Fukuyama, and W. L. Ellsworth (2002), Crustal movements associated with the 2000 Western Tottori Earthquake and its fault models, *Zisin*, 54, 523-534, (in Japanese with English abstract)□
- Saraò, A., Das, S., Suhadolc, P., (1998), A comprehensive study of the effect of non-uniform station distribution on the inversion for seismic moment release history for a Haskell-type rupture model. *J. Seism.*, 2, 1-25.
- Sato, R., (1971), Crustal deformation due to dislocation in a multi-layered medium, *J. Phys. Earth*, 148, 32-46.
- Savage, J. C. (1998), Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space *J. Geophys. Res.* Vol. 103, No. B2, p. 2439-2446.
- Schwartz, D.P., and Coppersmith, K.J., (1984), Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 89p. 5681-5698
- Scholz, C.H., (2002), *The Mechanics of Earthquakes and faulting*. Second edition. Cambridge.
- Sebaï, A., (1997), *Analyse sismologique des séismes récents du Sahel d'Alger*, Thèse de Magister, IST-USTHB, Alger, , 178 pp.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, and M. Hoshihara (1996), Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, *J. Phys. Earth*, 44, 473-487
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata (2000), Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 90, 117-133.
- Sekiguchi, H. and T. Iwata (2002), Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong-motion waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 300-311.
- Semmane, F., F. Cotton, and M. Campillo, (2004), The 2000 Tottori earthquake: A large shallow earthquake without any superficial rupture. *EGU 1st meeting*, Nice, France, 25-30 April 2004.
- Semmane, F., Campillo, M. and Cotton, F., (2005a), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophys. Res. Lett.*, 32(1): L01305.
- Semmane, F., F. Cotton, and M. Campillo, (2005b), The 2000 Tottori earthquake: A shallow earthquake with no surface rupture and slip properties controlled by depth, *J. Geophys. Res.*, 110, B03306, doi:10.1029/2004JB003194.

- Skempton, A. W. (1954), The pore-pressure coefficients A and B, *Geotechnique*, 4, 143-147.
- Smith, S. W., and W. Van de Lindt, (1969), Strain adjustments associated with earthquakes in southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 1569-1589,.
- Somerville, P.G., N.F. Smith, R.W. Graves, and N.A. Abrahamson (1997), Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, 68: 199-222.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D.J. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- Spence, R.J. and A. Coburn, (1992), *Earthquake protection*. Wiley, John & Sons, Incorporated.
- Spudich, P., and Cranswick, E., (1984), Direct observation of rupture propagation during the 1979 Imperial Valley earthquake using a short baseline accelerometer array: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 74, p. 2083-2114.
- Spudich, P., and Frazer, L.N., (1984), Use of ray theory to calculate high frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 74, p. 2061-2082.
- Stein, R.S., J. H. Dieterich and A. A. Barka, (1996), Role of stress triggering in earthquake migration on the North Anatolian fault, *Phys. & Chem. of the Earth*, 21, pp. 225-230.
- Swan, F.H., (1998), Probabilistic seismic hazard assesement of the Algiers region, rapport technique interne, CGS, Alger, 68 pages.
- Takeo, M. (1987), An Inversion Method to Analyze the Rupture Process of Earthquakes Using Near-Field Seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 77, 490-513.
- Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida (1993), The 1993 Kushiro-oki, Japan earthquake: a high stress-drop event in a subducting slab, *Geophys. Res. Lett.* 20,2607–2010.
- Tanioka, Y., L. Ruff, K. Satake (1996), The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (Mw 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 23(12), 1465-1468, 10.1029/96GL01132,.
- Tanioka, Y., and F.I. González (1998), The Aleutian earthquake of June 10, 1996 (Mw 7.9) ruptured parts of both the Andeanof and Delarof Segments. *Geophys. Res. Lett.*, 25(12), 2245–2248.

- Tarantola, A., and B. Valette (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 219-232.
- Tarantola, A. (1987), Inverse problem theory, *Elsevier*.
- Toda, S., and R. S. Stein, (2002), Response of the San Andreas Fault to the 1983 Coalinga-Nuñez Earthquakes: An Application of Interaction-based Probabilities for Parkfield, *J. Geophys. Res.* 107, 10.1029/2001JB000172.
- Trifunac, M.D. and Brady, A. G. (1975a), On the correlation of seismic intensity with peaks of recorded strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 139-162.
- Uhrhammer, R., and B.A. Bolt (1991), The seismic magnitude of the 1989 Loma Prieta mainshock determined from strong motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, N°5, 1511-1517.
- Vallée, M., (2003), Etude cinématique de la rupture sismique en champ lointain: Méthodes et resolution. Thèse de Doctorat Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Voisin, C., Campillo M., Ionescu, I., Cotton F. and Scotti O. (2000), The 23 November, 1980 Irpinia earthquake : new constraints on the friction law parameters. *Journal of Geological Research.* 105. 21647-21659.
- Voisin C., F. Cotton, S. Di Carli, (2004), A reconciling model for dynamic and static stress triggering of aftershocks, antishocks, remote seismicity, creep events and multi-segmented rupture. *J. Geophysical Research.*, 109, B06304, doi:10.1029/2003JB002886
- Wald, D.J., and T.H. Heaton, (1994), Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (3), 668-691.
- Wald, D.J., T.H. Heaton, and K. W. Hudnut (1996), The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Ground Motion, Teleseismic, GPS, and Leveling Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* , 86, S49-S70.
- Waldhauser F. and W.L. Ellsworth (2000), A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.
- Walpersdorf, A., and C. Vigny, (1998), Determining the sula block kinematics in the triple junction area in Indonesia by GPS, *Geophys. J. Int.*, 135, 351-361.
- Weertman, J., (2002), *Geophysical Research Letters* 29, 10.1029/2001GL013916.
- Xia, K., A. J. Rosakis, and H. Kanamori (2004), Laboratory earthquakes : The sub-Rayleigh-to-supershear transition, *Science* 303, 1859–1861.
- Xu, X., W. Chen, W. Ma, G. Yu, and G. Chen (2002), Surface rupture of the Kunlunshan earthquake ( $M_s$  8.1), northern Tibetan plateau, China, *Seism. Res. Lett.* 73, 884-892



- Yagi, Y., and M. Kikuchi (2000), Source Rupture Process of the Tottori-ken Seibu earthquake of Oct. 6, 2000. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/tottori/index.html>.
- Yagi, Y., and M. Kikuchi (2000), Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near-field data and teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, 27 (13), 1969-1972.
- Yamashina, K. (1978), Induced earthquakes in the Izu Peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1974, Japan, *Tectonophysics*, 51, 139–154.
- Yelles, K., K. Lammali, A. Mahsas, E. Calais, and P. Briole (2004), Coseismic deformation of the May 21st, 2003,  $M_w = 6.8$  Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yielding, G., M. Ouyed, G.C.P. King, and D. Hatzfeld, (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains - Evidence from aftershocks of the 1980 El-Asnam earthquake, *Geophys. J. Int.*, 99(3), 761-788.
- Zeng, Y., K. Aki, and T.-L. Teng, (1993), Mapping of the high-frequency source radiation for the Loma Prieta earthquake, California, , 98, 11,981-11,993.



Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier,  
Grenoble 1

**Fethi SEMMANE**

Observatoire de Grenoble  
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

**Caractérisation de la source sismique à partir des  
données en champ proche.  
Application aux séismes de Tottori (Japon) et  
Boumerdes (Algérie).**

**Résumé :** Les deux séismes que nous avons choisis d'étudier se sont tous les deux produits sur des failles cachées et ignorées. Nous avons utilisé toutes les données disponibles pour préciser la localisation et la géométrie des failles ayant joué lors des deux séismes. Le séisme de Tottori s'est produit sur une faille en décrochement, le glissement est superficiel mais aucune trace claire n'a été observée en surface. Tous les modèles inversés montrent un glissement au sommet de la faille contredisant ainsi les observations en surface. Nous avons testé plusieurs modèles enterrés (compatibles avec les observations en surface) à différentes profondeurs. Les résultats montrent que lorsque le glissement est autorisé à se produire près de la surface, l'accord aux données est sensiblement amélioré. Ces tests confirment que le glissement s'est produit près de la surface. La projection des répliques sur le plan de faille montre que la distribution du glissement sur la faille est contrôlée par une variation des propriétés de la faille avec la profondeur. La rupture lors de ce séisme semble s'arrêter à l'intersection avec un segment de faille perpendiculaire. Le même phénomène (arrêt de la rupture) est observé pendant le séisme de Boumerdes. La localisation précise de la faille lors de cet événement est possible grâce aux données GPS. La position de faille proposée explique bien les observations. La distribution du glissement sur la faille après inversion en deux étapes, montre que la rupture est bilatérale avec deux zones de large glissement. Le calcul de la variation de contraintes de Coulomb, montre un chargement de la partie NW de la faille de Thénia, supposée jouer un rôle dans l'arrêt de la rupture.

---

**Mots-clés**

Sismologie, source sismique, mouvements-forts, GPS, inversion cinématique, contrainte de Coulomb, faille cachée, arrêt de la rupture, Tottori, Boumerdes.