

Etude des Répliques du Séisme de Tocopilla

Amaya FUENZALIDA VELASCO

Résumé

Le tremblement de Terre de Tocopilla au Chili est survenu le 14 novembre 2007 à 15 :40 UTC avec une magnitude de 7.7 (*Peyrat et al.*, 2009). Localisé très proche de la ville de Tocopilla, ce séisme interplaque a rompu sur environ de 120 km dans la zone sud de la lacune sismique du séisme du 1877. Il a laissé nombreux dégâts matériels, surtout dans les villages les plus modestes et a causé l'évacuation de la ville de Maria Elena. La bonne nouvelle apportée par ce séisme est la bonne acquisition des données grâce à la communauté scientifique qui suivait la zone de près et l'avait très bien instrumentée. Des enregistrements de déformation, vitesse et accélération du sol, accompagnés des observations de l'interférométrie radar ont été acquis avant, pendant et après le séisme de Tocopilla. On utilisera les données du réseau IPOC, qui font partie du projet international de recherche IPGP-ENS-GFZ et DGF (Chili). Il faut remarquer que jamais auparavant au Chili nous n'avions disposé d'une qualité et quantité de données aussi grande que pour Tocopilla et ses répliques, nous profitons donc de cette chance pour obtenir la plus grande quantité d'information sur le mécanisme de rupture et l'évolution de la sismicité.

Dans ce travail de stage, on se focalise pendant la première partie sur la localisation des répliques des deux premiers jours qui ont suivi le séisme principal, et sur sa distribution spatiale et temporelle. La deuxième partie correspond à l'étude du mécanisme de rupture d'une des répliques proche de la péninsule de Mejillones ($M_w = 6.3$) par inversion cinématique du glissement sur la faille.

Les grandes questions que pose le séisme de Tocopilla se rapportent aux causes de l'arrêt de cette rupture au nord (limitant la magnitude du séisme) comme au sud dans énigmatique péninsule de Mejillones qui semble se comporter comme une barrière à la propagation de rupture.

*Stage effectué, dans le cadre du stage de recherche de Master, dans l'équipes de Geophysique de la Ecole Normale Supérieur de Paris sous la direction de Raul MADARIAGA et de Maria LANCIERI

Table des matières

1	Introduction	4
1.1	Contexte sismique	4
1.2	Le Séisme de Tocopilla	5
2	Localisation	6
2.1	Le problème de la localisation et l'algorithme NLinLoc	6
2.2	Modèle de vitesse	8
2.3	Réseaux	9
2.4	Identification d'événements	9
2.5	Pointage de ondes P et S	10
2.6	Application du programme	11
3	Analyse de résultats	12
3.1	Jour 14 novembre	12
3.2	Jour 15 novembre	13
3.3	Interprétation	14
4	Inversion Cinématique	16
4.1	Théorie	16
4.2	Approche Cinématique par la Méthode des ellipses	17
4.3	Algorithme	18
4.4	Paramétrisation de la source	18
5	Application à la réplique de 15 :03	19
5.1	Données	19
5.2	Traitement de données	19
5.3	Filtrage et ré-échantillonnage	20
5.4	Application de la méthode d'inversion	22
5.5	Résultats	24
6	Conclusions	26

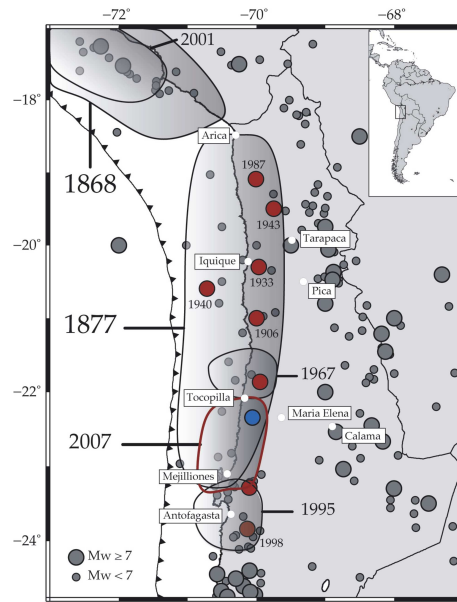


Fig. 1: *Représentation des principales zones de rupture de les plus grandes séismes historiques. La rupture de Tocopilla prend seulement une quarte part de la rupture de 1877 (Peyrat et al., 2009)*

1 Introduction

1.1 Contexte sismique

Le Chili est sans doute un des endroits les plus sismiques de la planète. Victime du plus grand tremblement de terre enregistré par instruments sismiques dans la région de Valdivia ($M_w = 9.6$, en 1960), cette frange de terre mince et longue a été témoin en moyenne d'un séisme de magnitude supérieure à 8 tous les 10 ans pendant les cinq derniers siècles. L'étude de documents historiques *Montessus de Ballore (1910-1925)*, (*Lomnitz, 1971*), (*Compte et Pardo, 1991*) révèle une énorme quantité de dégats et pertes humaines souffertes à cause de tremblements de Terre. L'activité sismique dominante, la plus destructrice, est la conséquence de la subduction de la Plaque Nazca sous la Plaque sud-américaine avec une vitesse de 6.6 centimètres par an (*Angermann et al. 1999*) qui a été responsable de nombreux et importants séismes au long du la côte (voir figure 1).

Quatre types fondamentaux de séismes se dégagent dans la sismicité du Chili (*Madariaga, 1998*) : séismes dans la zone extérieure de la fosse, séismes dans la zone de contact entre les plaques, séismes d'extension à l'intérieur de la Plaque Nazca et séismes situés à des profondeurs supérieures à 40 km. Plusieurs zones ont été identifiées de grand risque sismique pour avoir subi des tremblements de terre historiques et ne pas avoir rompu dans le dernier siècle. Ces zones sont appelées lacunes sismiques. La zone de rupture de l'ancien séisme de 1877 a été évaluée entre $18^{\circ}S$ et $23^{\circ}S$ (*Kausel et Campos, 1992*) et fait maintenant partie d'un projet de coopération scientifique germano-franco-chilien qui est considéré comme un observatoire de l'activité sismique pouvant révéler des index précurseurs à un prochain grand tremblement de terre. Après le séisme d'Antofagasta de 1995 ($M_w = 8$), le séisme de Tocopilla apparaît comme le début de la libération de contraintes accumulées depuis 1877.

1.2 Le Séisme de Tocopilla

Produit par la subduction entre la plaque Nazca et la plaque Sud-américaine le séisme de Tocopilla correspond à la rupture d'une zone classifié comme à haut risque sismique de par ses tremblements de terre historiques. Ce grand séisme localisé à une profondeur d'environ 46 km et d'une magnitude 7.7 a frappe la region proche de Tocopilla le 14 novembre 2007 et est identifié comme un séisme intraplaque avec un mecanisme de faille inverse. (*Delouis et al., 2009*), La zone de rupture a été évaluée autour de 120 km avec une rupture nord-sud sur deux grands patches de glissement dans la faille en profondeur depuis l'inversion de données de champ proche et peut être interprété comme un double event avec deux maximum de glissement autour de 3 m (*Peyrat et al., 2009*).

Cependant le tremblement de terre était d'une magnitude considerable, le potentiel sismique basé sur la répétition d'un tremblement caractéristique prédisait à un séisme possiblement supérieur à 8.5. De cette manière le séisme de Tocopilla n'a libéré que 20% de son potentiel.

La distribution de répliques d'un séisme contraint la taille de sa rupture. Dans le cas du séisme de tocopilla il y a eu plusieurs répliques importantes, comme les trois grandes répliques du 15 novembre (Mw 6.8-6.3-5.7) qui ont rompu face à la péninsule de Mejillones et le séisme du 16 decembre (Mw) suite a l'extension de la plaque de Nazca due à son propre poids.

Dans les prochains chapitres, nous présenterons la methode et les resultats de la localisation des répliques des premiers jours après le séisme de Tocopilla, puis rentrerons dans le detail du processus de rupture d'une des répliques du 15 novembre.

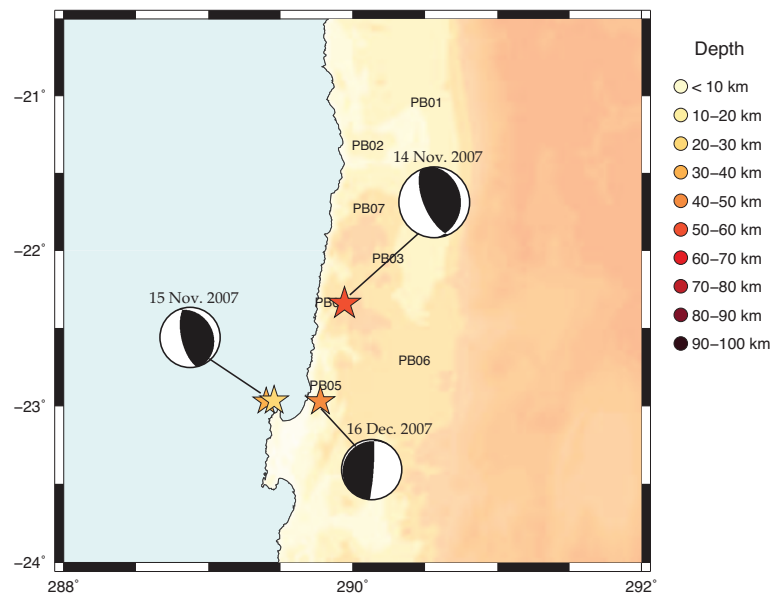


Fig. 2: *Mecanismes du séisme de Tocopilla et ses principales répliques du avec les stations de champ proche du réseaux IPOC.*

2 Localisation

2.1 Le problème de la localisation et l'algorithme NLinLoc

Une des étapes de la caractérisation d'un séisme est la localisation de sa position hypocentrale et celles de ses répliques. Il s'agit d'un problème inverse classique : on part des données, qui sont les temps d'arrivée des ondes P et S lus sur les enregistrements, pour déterminer les paramètres du modèle qui sont la position hypocentrale et le temps d'origine du tremblement de terre.

La théorie est représentée par le modèle de vitesse des ondes P et S, et par la géométrie du réseau qui enregistre le séisme.

Le problème de la localisation est un problème intrinsèquement non linéaire, en effet dans le cas le plus simple qui est celui d'un modèle de vitesse homogène, la relation qui lie les paramètres du modèle (position hypocentrale et temps d'origine) aux données (temps d'arrivée des phases P et S) est non linéaire et est représentée par le théorème de Pythagore.

Il y a donc deux stratégies possibles pour résoudre le problème de la localisation, la première étant l'approche de linéarisation, dans laquelle la relation est écrite comme série de Taylor au premier ordre (*Geiger, 1910*), la seconde est l'approche non linéaire basée sur la formulation de Tarantola et Vallette. Dans cette dernière approche l'hypocentre est recherché sur une grille dont les nœuds représentent des hypocentres de preuve. L'hypocentre optimal est donc le nœud où on minimise une fonction de coût définie à partir des écarts entre les temps observés et ceux théoriques.

Tarantola et Vallette ont démontré qu'il est possible d'introduire une approche probabiliste au problème inverse non linéaire en incorporant la fonction de coût dans une densité de probabilité (PDF) (*Tarantola et Vallette, 1982*).

$$pdf(\mathbf{x}) \propto \exp\left(-\frac{1}{2} \sum_{obs_i} \frac{[T_{obs_i} - T_{calc_i}]^2}{\sigma_i^2}\right) \quad (1)$$

T_{obs_i} correspond au temps de trajet observé entre la station i et le point \mathbf{x} , et T_{calc_i} est le temps de trajet calculé par le modèle théorique. On suppose que l'erreur a une distribution gaussienne. La technique de Tarantola et Vallette a été mise en œuvre par Anthony Lomax (*Lomax et al., 2000*) dans le code de localisation NLLoc utilisé pendant ce travail de stage.

Dans NLLoc la fonction coût (eq 2) est définie comme la somme des doubles différences entre les temps observés et les temps estimés à chaque possible couple de stations. Chaque double différence définit le lieu des points pour lesquelles la différence des temps de trajets entre deux stations est constant (*Font et al., 2004*).

On suppose que l'erreur a une distribution gaussienne :

$$pdf(\mathbf{x}) \propto \sum_{obs_a, obs_b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} \exp \left\{ -\frac{[(Tobs_a(\mathbf{x}) - Tobs_b(\mathbf{x})) - (Tcalc_a(\mathbf{x}) - Tcalc_b(\mathbf{x}))]^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right\} \quad (2)$$

Où $Tobs_a(\mathbf{x})$ et $Tcalc_a(\mathbf{x})$ sont le temps de trajet respectivement observé et calculé entre la station a et le point \mathbf{x} , $Tobs_b$ et $Tcalc_b$ sont de la même manière, les temps de trajet observé et calculé entre la station b et le point \mathbf{x} .

La principale force de cette description de la PDF est que le fait d'avoir une pondération en fonction de l'erreur multipliant l'exponentielle donne très peu de poids aux données très erronées.

L'exploration de la PDF est réalisée par l'algorithme Oct-Tree, qui utilise la subdivision récursive de l'espace tridimensionnel, où la densité d'échantillonnage est proportionnelle à la probabilité du volume considéré.

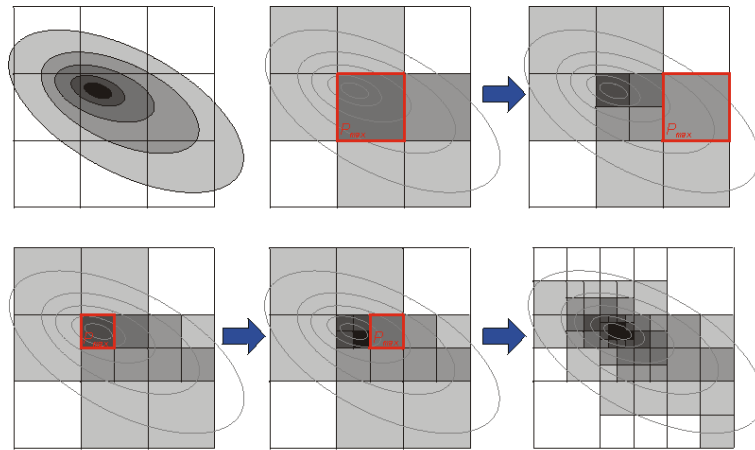


Fig. 3: *Représentation en 2D des pas de l'algorithme OctTree : en haut à gauche la figure correspond à la PDF réel et est suivie de l'échantillonnage initiale, depuis la première fleche les pas correspondent aux subdivisions récursives de l'espace*

2.2 Modèle de vitesse

Quand une dislocation se propage sur une faille, elle génère des ondes sismiques qui traversent un milieu élastique non homogène. Dans la terre, nous avons des changements de densité du milieu qui varie principalement avec la profondeur. Pour cette étude, nous avons utilisé le modèle unidimensionnel de vitesse en 16 couches proposé par Husen et al.(2006), après la campagne du séisme d'Antofagasta pour la zone du «Norte grande» (Nord du Chili depuis 18S jusqu'à 25S. Le modèle de vitesses est probablement insuffisant et devre être amellioré une fois que les données de réseax d'étude des répliques auront été traitées.

Profondeur	Vitesse P (km/s)	Vitesse S (km/s)
-0.50	5.21	2.99
2.50	5.37	3.09
4.50	5.55	3.19
6.50	5.72	3.29
8.50	5.89	3.39
10.50	5.98	3.44
15.00	6.80	3.75
20.00	6.81	3.88
25.00	6.95	3.94
30.00	6.98	4.05
35.00	7.11	4.11
40.00	7.41	4.18
45.00	7.69	4.30
50.00	8.05	4.39
60.00	8.48	4.73
70.00	8.48	4.78

Tab. 1: *Modèle de Vitesses P et S dans une dimension (Husen et al., 1999) utilisé postérieurement pour calculer le temps de trajet pour la localisation, le programme Veltogride insère ces valeurs dans une grille trois dimensions comme couches plates.*

2.3 Réseaux

Le réseau sismologique IPOC est un projet international de coopération de recherche IPGP-ENS-DGF-GFZ(Chili), installé depuis l'année 2005 au nord du Chili entre Iquique et Antofagasta. Il compte huit stations permanentes où fonctionnent simultanément sismomètres et accéléromètres enregistrant vitesse et accélération respectivement. Chacun de ces instruments mesure trois composantes : verticale, nord-sud et est-ouest (en unités de counts par seconde dans le cas des sismomètres et counts par seconde au carré pour les accéléromètres).

Tout au long du Chili, la fosse de subduction suit la ligne de la côte à près de 100 km à l'ouest. Cette contrainte géographique limite la résolution de la localisation du fait que la distribution spatiale des stations est non homogène, avec toutes les stations posées sur le continent. Ce problème nous empêche surtout d'avoir une bonne résolution en profondeur pour les séismes localisés en mer.

Il faut remarquer que jamais auparavant au Chili nous n'avions disposé d'une qualité et quantité de données aussi grande que pour Tocopilla et ses répliques, nous profitons donc de cette chance pour obtenir la plus grande quantité d'information sur le mécanisme de rupture et l'évolution de la sismicité.

2.4 Identification d'événements

La première étape de l'identification est une recherche automatique. L'algorithme détermine une fenêtre temporelle issue de l'analyse géographique de la position des stations. Celle-ci correspond au temps maximum que prendrait une onde pour parcourir la distance qui sépare les deux stations les plus éloignées. Dans cette intervalle, le signal de chaque station est analysé. Quand un motif de variation identique est repéré sur au moins deux stations, le nombre de station présentant la même variation est renvoyé par le programme(trigger).La possibilité de séisme est alors déclarée.

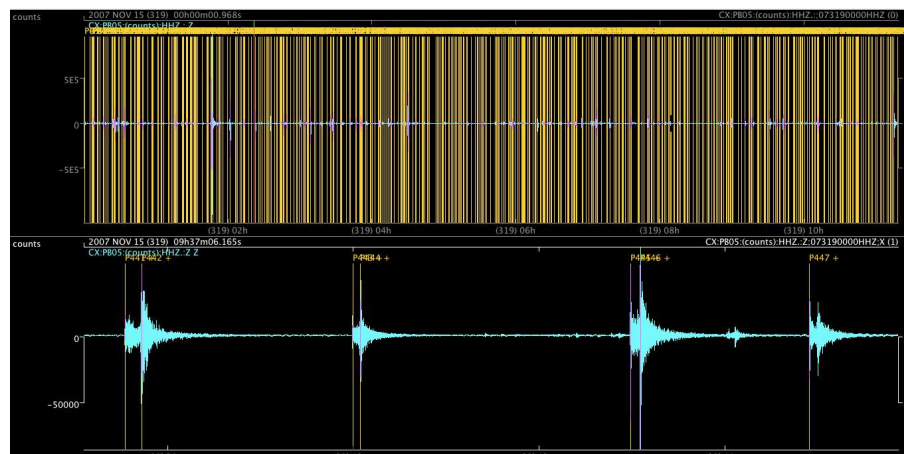


Fig. 4: *Identification d'événements*

H

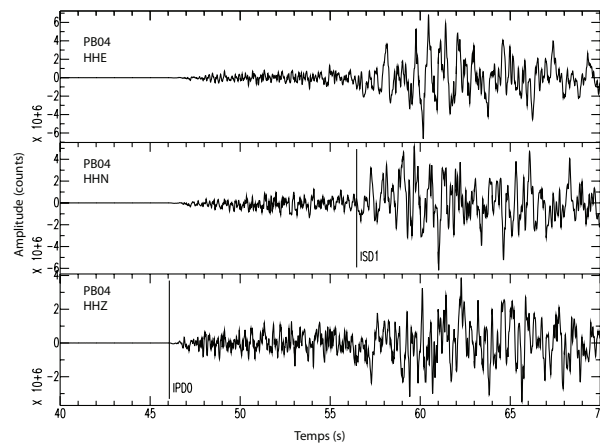


Fig. 5: Temps d'arrivées d'onde P et S dans ces composantes

Comme de multiples facteurs parasites viennent affecter la mesure d'un sismomètre, nous avons révisé manuellement chaque station. Ainsi, nous déterminons si les possibilités de séisme décelées automatiquement correspondent effectivement à un séisme ou si elles sont dues à des artefacts. Parfois le bruit local d'un événement peut être le passage d'un véhicule à proximité d'une station, parfois le signal d'un front d'onde d'un séisme peut être rendu inexploitable s'il arrive juste après le front d'onde d'un autre séisme le précédant, auquel cas seul le jugement où la reconnaissance de l'œil humain est indispensable.

Nous avons sélectionné 143 séismes enregistrés sur six composantes avec une bonne qualité pour effectuer l'étape de localisation. Finalement, on coupe pour la première fois la forme d'onde de l'enregistrement du signal afin de séparer les séismes sur une fenêtre d'au moins trois minutes.

2.5 Pointage de ondes P et S

La qualité des enregistrements étant suffisamment bonne, nous avons pris le parti de ne pas filtrer les données, dans l'optique de garder un maximum de précision temporelle et d'amplitude afin de respecter au mieux la position géographique et la magnitude respectivement pour chaque événement. Le pointage consiste à déterminer le moment où la station reçoit le front d'onde sismique. Cette procédure est complètement faite à la main. Nous arrivons à distinguer le début de l'onde P au dixième de seconde. Nous observons les trois composantes simultanément, et nous mesurons l'information de temps d'arrivée avec un poids en fonction de son incertitude. Le programme utilisé pour tout ce traitement de données est SAC (Software implementé par l'Université de Californie) qui compte avec une interface graphique .

L'arrivée de l'onde P est distinguée principalement par le changement d'amplitude dans la composante verticale, et car elle est très fortement composé de hautes fréquences. En revanche, la composante S est plus forte en basses fréquences, et on la distingue par son changement dans l'amplitude de ses composantes horizontaux.

Finalement on prépare un fichier où l'on inclus les temps d'arrivées pour l'onde S et l'onde P, et son poids, que on utilisera postérieurement dans la méthode d'inversion.

2.6 Application du programme

Schématiquement, on peut diviser le processus en trois étapes :

1-Nous entrons le modèle de vitesse dans une grille en trois dimensions via le programme Vel2Grde.

2-Dans un deuxième temps, l'on calcule le temps de trajet pour chaquepoint de la grille en utilisant Grid2Time.

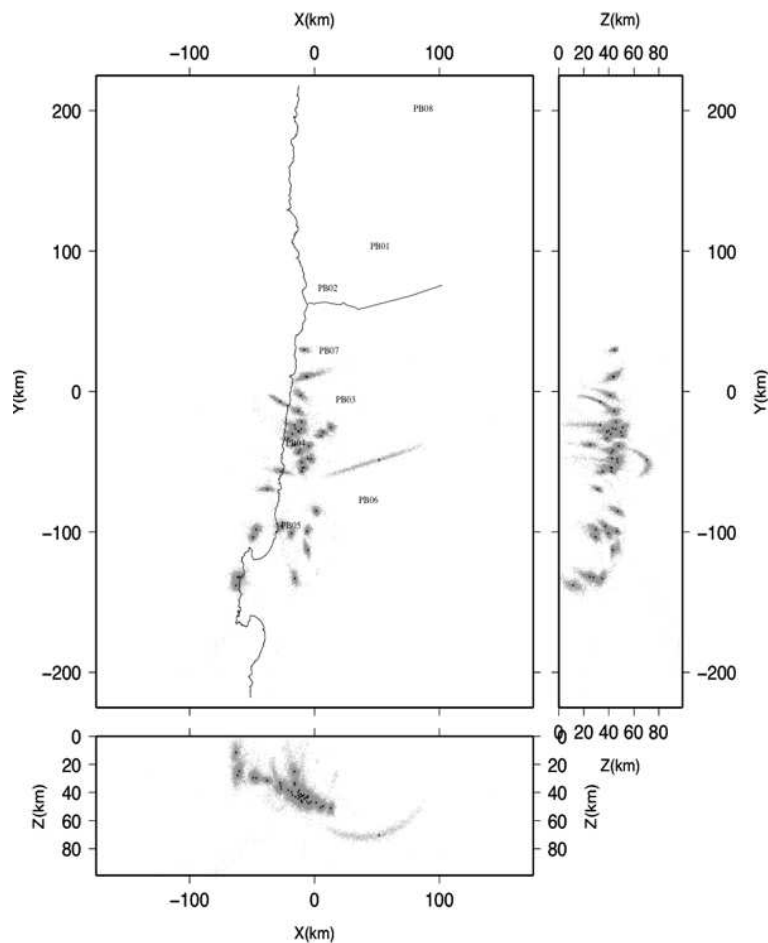
3-Finalement Nonlinloc calcule la fonction misfit avec les temps de trajet observés et théoriques, en proudisent la fonction de probabilité à posteriori pour cèler la localisation de l'hypocentre. Il évalue aussi le maximum de cette probabilité.

Le programme NonLinLoc nous donne comme sortie pour chaque séisme : les coordonnées en : latitude, longitude et profondeur du début du séisme; le temps d'origine; le RMS; les résiduels par chaque station et la carence en couverture angulaire associée à la localisation (gap).

Nous pouvons aussi obtenir la distribution de probabilité pour chaque séisme et pour l'ensemble des evenements à l'aide du programme de visualisation Seismicity Viewer.

sta	inst	cmp	on	phs	fm	date	time	coda	amp	per	error	pred	tt	resid (0.1/0.2)	weight	sta	dist	az	ray	az	dip	q
PB05	??	?	I	P	D	20071115	15:03:15.46	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	8.5424	-0.0345	1.4963	43.3742	74.89	0.0	0.0	0	0	0
PB05	??	?	I	P	D	20071115	15:03:21.69	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.3	15.0102	-0.2723	1.0462	43.3742	74.89	0.0	0.0	0	0	0
PB04	??	?	I	P	D	20071115	15:03:31.68	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.3	24.508	0.2199	1.0462	83.0689	33.21	0.0	0.0	0	0	0
PB04	??	?	I	P	D	20071115	15:03:20.86	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	13.9417	-0.0338	1.4965	83.0689	33.21	0.0	0.0	0	0	0
PB06	??	?	I	P	D	20071115	15:03:24.62	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	17.4812	0.1867	1.2596	107.8538	74.45	0.0	0.0	0	0	0
PB06	??	?	I	P	D	20071115	15:03:37.58	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.1	30.658	-0.0302	1.4666	107.8538	74.45	0.0	0.0	0	0	0
PB03	??	?	I	P	D	20071115	15:03:28.09	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	20.9168	0.2211	1.1779	132.1535	40.42	0.0	0.0	0	0	0
PB03	??	?	I	P	D	20071115	15:03:43.32	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.1	36.5887	-0.2208	1.248	132.1535	40.42	0.0	0.0	0	0	0
PB07	??	?	I	P	U	20071115	15:03:30.79	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	24.0229	-0.1891	1.3277	153.622	28.04	0.0	0.0	0	0	0
PB07	??	?	I	P	U	20071115	15:03:49.03	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.1	41.9436	0.1343	1.3422	153.622	28.04	0.0	0.0	0	0	0
PB02	??	?	I	P	U	20071115	15:04:00.98	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.3	51.7174	2.3105	0.0075	193.4895	21.61	0.0	0.0	0	0	0
PB02	??	?	I	P	U	20071115	15:03:35.78	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	29.3279	-0.5	0.579	193.4895	21.61	0.0	0.0	0	0	0
PB01	??	?	I	P	U	20071115	15:03:41.86	-1.0	-1.0	-1.0	GAU	0.05	34.8904	0.0175	1.4934	238.4239	28.3	0.0	0.0	0	0	0

Fig. 6: Prise d'écran de table de resultats : on obtiene les residuels pour chaque station avec son temps de trajet calculé et observée acompagné pour le poids donnée à chaque une de cettas mesures pour la méthode d'inversion



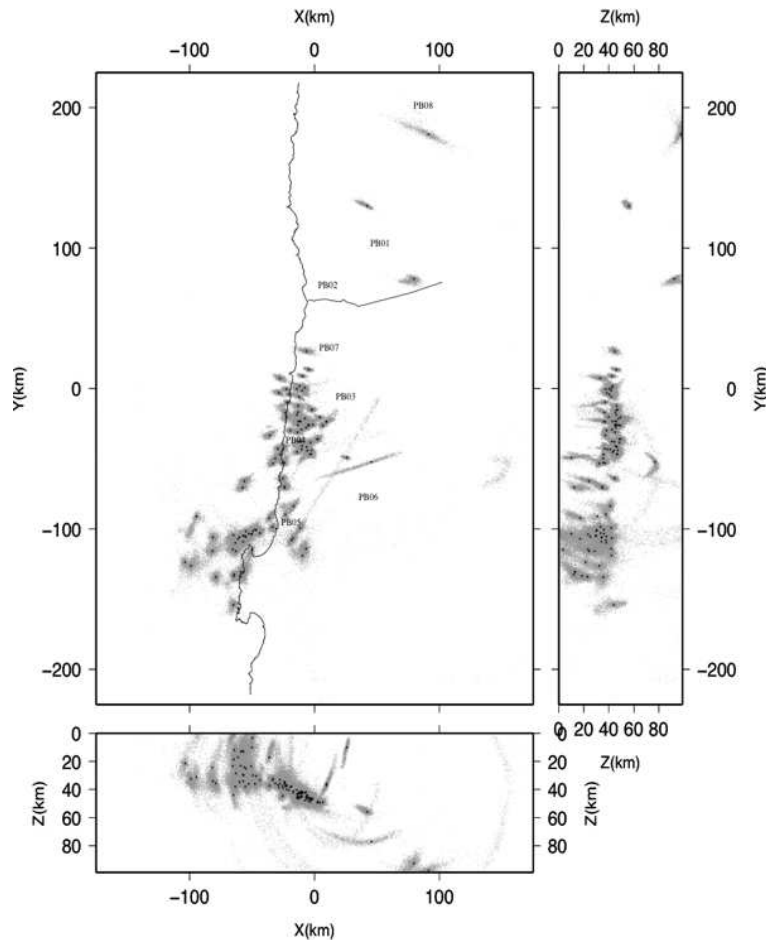
SLLucv5.0.0.3 06Apr2009 17h25m21 GeoDGMV5.0.0.0 30Apr2009 13h45m25

Fig. 7: Localisation de répliques du jour 14 novembre 2007 avec sa PDF et l'hypocentre optimal

3 Analyse de résultats

3.1 Jour 14 novembre

Les premières heures après le séisme de Tocopilla nous montrent une forte activité dans la région proche à l'hypocentre. On peut commencer à observer une concentration de sismicité dirigé vers le sud s'arrêtant autour de 60 km. En continuant vers le sud, on trouve une zone avec une très faible activité de longueur 20 km. Nous pouvons également observer aussi qu'une série de répliques commence à apparaître au sud, à proximité de la péninsule de Mejillones. L'activité dans cette région commence autour de 17 hrs, mais en restant très modéré. Il est aussi possible, même si le nombre de séismes est réduit, d'observer le profil de la zone de subduction qui commence à se révéler. La grande partie de la sismicité a lieu autour de 40 km de profondeur, donc avec la même profondeur que le séisme principal. Nous avons localisé 40 répliques jusqu'à minuit.



SLLocv5.00.3 16Apr2009 12h27m20 GeoDCMT.v5.00.0 30Apr2009 13h45m28

Fig. 8: Localisation de répliques du jour 15 novembre 2007 avec sa PDF et l'hypocentre optimal

3.2 Jour 15 novembre

Même si des répliques localisés a proximité du choc principal continuent à se développer pendant le deuxième jour, la partie la plus importante est la zone de la péninsule de Mejillones. Selon nos localisations trois répliques importantes ont rompu dans cette zone d'une manière très rapide entre 15 :03 et 15 :16 avec des magnitudes 6.3, 6.8 et 5.8 respectivement. Une étude (Lancieri) en cours sur l'spectre indique une sequence de sept répliques sucesives avec une magnitude supérieure à 4.5 ont formée ce cluster. Un étude en detail sur le mecanisme foyer devient très intéressant pour comprendre le mecanisme de rupture. On peut observer aussi que la grande partie de ces répliques sont localisées en mer, donc sont beaucoup moins contraintes par les stations, surtout pour la définition de la profondeur. (Nous pouvons voir clairement que la distribution de probabilité devient plus entendue que pour les séismes à terre).

3.3 Interprétation

L'observation des répliques des deux premiers jours après Tocopilla ouvre une porte à la recherche de son évolution temporelle. On s'intéresse à la manière dont les répliques sont réparties dans l'espace et dans le temps.

Les figures correspondent au catalogue de localisation en regardant la variation temporelle en fonction de la latitude, longitude et profondeur :

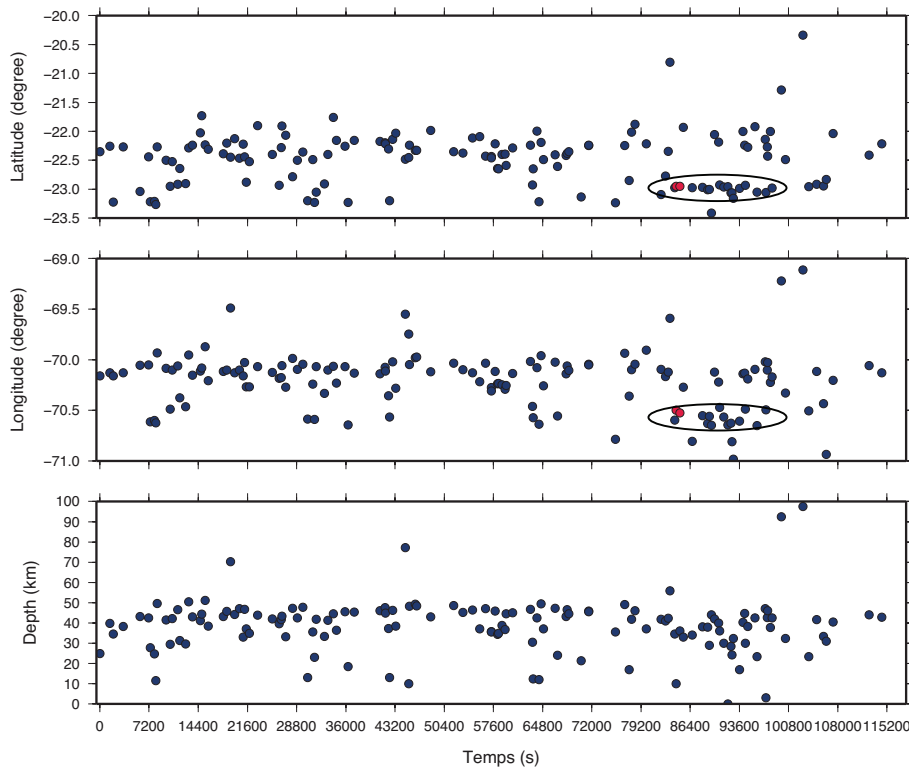


Fig. 9: *En rouge on voit les plus grandes répliques du 15 novembre et l'apparition de clusters de sismicité contenu par une ellipse*

D'après l'inversion de la distribution de glissement pour le séisme de Tocopilla (?) la présence de deux ellipses de réparties sur le plan de faille semble être très cohérent avec la distribution de les répliques.

La petite activité qui a lieu sur la péninsule de Mejillones depuis le premier jour peut être interprété comme comme précurseurs de la rupture des deux répliques du 15 novembre de magnitude 6.3 et 6.8.

La dernières figures montrent les localisations des quinze premiers jours après le séisme de Tocopilla et l'inversion de données INSAR et GPS pour le cosismique (*M. Béjar-Pizarro, D. Carrizo et Campos*) On peut distinguer très bien les deux patches de sismicité, comme avec distribution de répliques. Les données sismologiques complètent l'information sur l'activité en mer, indetectable pour les méthodes satellitaires.

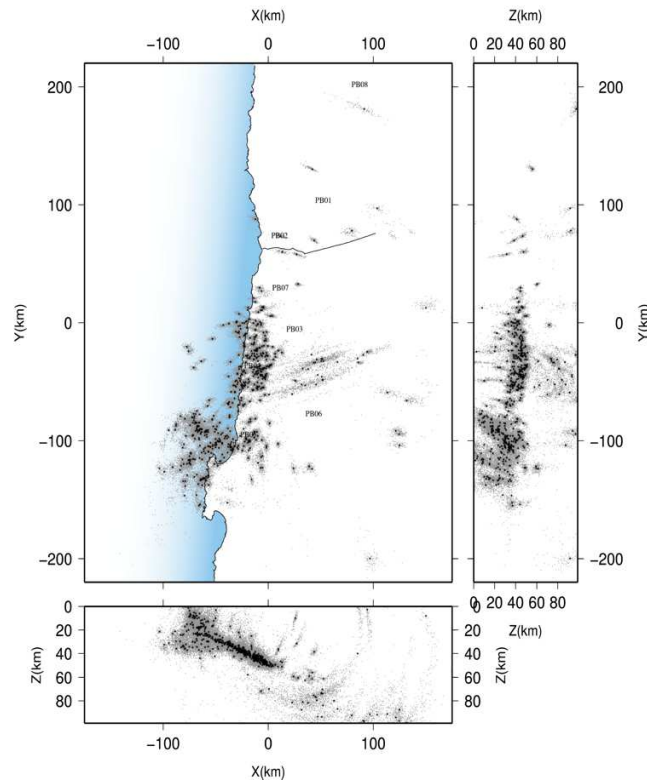


Fig. 10: Localisation de les 15 premiers jours après le Séisme de Tocopilla

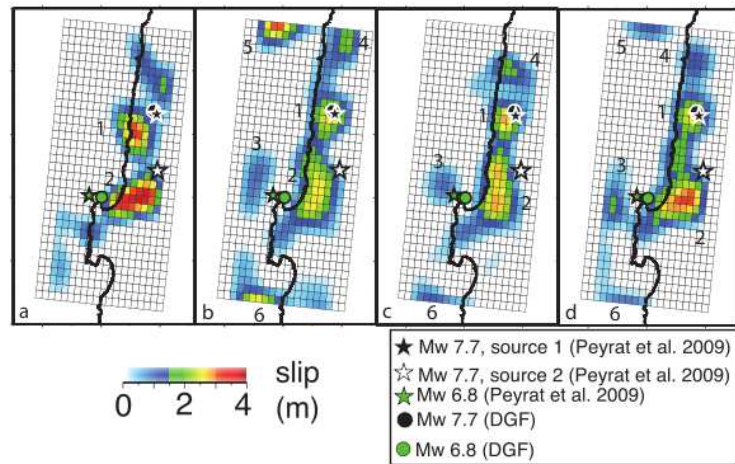


Fig. 11: Distribution de glissement pour inversion GPS et Interferometrie radar pour le cosismique. a) inversion de données GPS 30 min avant et après du séisme principal b) inversion de données INSAR-track 368 entre le 20 octobre et 24 novembre c) inversion de données INSAR-track 96 entre le 5 novembre et le 10 decembre d) Inversion conjointe de tous ces données

4 Inversion Cinématique

4.1 Théorie

Dans un solide élastique homogène l'équation qui décrit le système de contraintes est l'équation de la elasto-dynamique :

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \mathbf{f} + (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (3)$$

où \mathbf{u} est le déplacement, λ et μ les constantes de Lamé.

Sa solution fut formulée par Aki et Richards (*Aki et Richards*, 1980) dans le théorème de représentation qui décrit le déplacement comme :

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int_0^t \int_V G_{ij,h}(\mathbf{x}, t | \xi, t_0) * M_{jh}(\xi, t_0) dV dt \quad (4)$$

où \mathbf{x} est le point d'observation au temps t , \mathbf{y} est le point de la source au temps t_0 , V est le volume de la source. G_{ij} sont les fonctions de Green avec les effets de propagation du milieu et M_{jk} est le tenseur de densité de moment sismique. Donc le déplacement observé en surface dépend de : (1) Tenseur de Moment Sismique et de la fonction de Green. Par conséquent, si l'on connaît la réponse du milieu (les fonctions de Green) et si l'on a de bons enregistrements en surface, on peut inverser l'expression (2) afin d'estimer la distribution de moment sismique et finalement de glissement sur le plan de faille. Le point de départ dans l'étude d'une source sismique est la comparaison des observations avec des données synthétiques obtenues en utilisant un modèle de source. Le modèle de source le plus simple est une source ponctuelle consistant en l'apparition d'un double couple de forces qui représente le glissement sur la faille suivant l'expression classique

$$M_{i,j} = M_0(e_i n_j + n_i e_j) \quad (5)$$

où \mathbf{n} est la direction normale à la faille et \mathbf{e} la direction de glissement décrites par les paramètres habituels d'orient « rake ». M_0 est le moment sismique, produit de la constante élastique, le glissement D , et la surface de la faille.

4.2 Approche Cinématique par la Méthode des ellipses

Une inversion cinématique a la particularité d'utiliser les paramètres relatifs au mouvement, c'est à dire : vitesse de rupture, vitesse de glissement et temps de rupture. Pour comprendre le processus de rupture, on cherche à reproduire la manière dont le glissement se répartit sur la faille. Ce premier pas est très important vu qu'avec la distribution de glissement, on peut faire des hypothèses sur l'état de contraintes et l'interaction entre les séismes.

Avec la méthode des ellipses, on trouvera les distributions de glissement qui nous permettent de reconstruire les sismogrammes observés et de déterminer les possibles scénarios de rupture.

On définit sept paramètres pour chacune des ellipses :

- Les axes a et b .
- L'angle de orientation global θ
- Les coordonnées du centre de l'ellipse
- L'amplitude maximal de glissement
- La vitesse de rupture

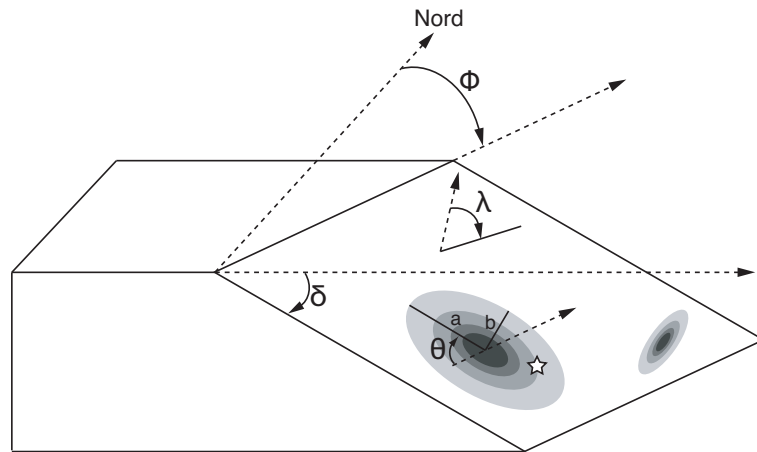


Fig. 12: ϕ, δ et λ définissent le plan de faille. L'ellipse schématise la distribution de glissement, θ est son angle d'orientation global

4.3 Algorithme

L'algorithme du voisinage plus connu par son nom en anglais neighbourhood algorithm, est une méthode d'inversion du type Monte-Carlo. Il a la particularité dans sa méthode de recherche de se concentrer dans des zones d'intérêt sans perdre la capacité de trouver d'autres possibilités dans l'espace de modèles. Dans cette perspective, il utilise des cellules de Voronoi, donc cellules avec la même probabilité pour diviser géométriquement cet espace. L'avantage principal de cette méthode est qu'elle parcourt la totalité de l'espace des modèles à chaque itération.

Les pas clef de l'algorithme de voisinage :

- Générer des modèles distribués uniformément dans l'espace des paramètres.
- Calculer la fonction coût pour chaque modèle.
- Diviser la totalité de l'espace en cellules de Voronoi.
- Selectioner nr modèles avec la mineur fonction coût.
- Tirer des points aléatoires au sein de chaque cellule Voronoi des nr modèles sélectionnés.
- Revenir au deuxième pas.

La « mémoire » de cet algorithme demande du temps de calcul, mais la convergence est très bonne car à chaque itération il calcule les cellules de Voronoi en considérant les nouveaux et anciens tirages.

4.4 Paramétrisation de la source

La méthode utilisée pour représenter le glissement sur la faille consiste en la discretisation du plan de faille en plusieurs subfailles où chaque subfaille représente un point source.

$$u_i(\omega) = \sum_{k=1}^n G_{ki}(\omega) U_k e^{-i\omega t_k} S_k(\tau_k, \omega) \quad (6)$$

u_i correspond au déplacement théoriquement enregistré dans la station i à la fréquence ω , définit pour la somme de la contribution de chaque subfaille. $U_k e^{-i\omega t_k}$ est le déplacement individuel de chaque subfaille et sa propagation temporelle jusqu'à la station i . La fonction de Green traduit la réponse mécanique du sol calculée en base du modèle de vitesse pour chaque subfaille et chaque point d'observation.

S_k est la fonction source. Pour cet approche on a utilisé un triangle isocèle avec (τ_k son temps de montée).

Finalement avant de lancer l'algorithme NA avec la paramétrisation de la source, on définit une fenêtre de recherche pour chaque paramètre afin de trouver sa valeur optimale.

La méthode d'inversion calcule les données synthétiques pour chaque modèle de glissement dans le but de trouver l'ensemble de paramètres qui reproduit les données synthétiques plus en accord avec les données observées.

5 Application à la réplique de 15 :03

5.1 Données

Etant donné que l'on cherche à connaître en détail la source sismique, nous allons utiliser les données obtenues à faible distance des séismes (Champ proche). Ces données sont peu contaminées par les effets de propagation du milieu, donc leur signal dominant appartient à la source.

La présence de mouvements forts du sol (en fonction de l'intensité et profondeur du séisme) fait saturer les sismomètres situés à proximité de l'épicentre. En revanche les accéléromètres sont capables de enregistrer de très forts mouvements mais l'information est beaucoup plus compliquée à décoder.

Pour revenir au déplacement depuis les sismogrammes en vitesse, on a besoin d'une intégration temporelle, et dans le cas de l'accélération deux intégrations. Ce processus fait contaminer les données principalement en basses fréquences, donc il faut l'éviter dans la mesure du possible.

Pour la suite de répliques de Mejillones on utilisera les données non saturées en vitesse et on prendra les données en accélération dans les autres cas afin de avoir la meilleure quantité et qualité de données. On utilisera le réseaux IPOC (figure des stations dans le précédent chapitre).

5.2 Traitement de données

Pour le traitement de données nous avons utilisé le programme SAC développé à l'Université de Californie- USA. Cet programme permet de traiter les données à l'aide une interface graphique et des lignes de commande. Le traitement de données est le processus le plus lent du travail, ici on se contentera de décrire les pas plus importants et de schématiser le processus.

- Synchronisation

Alignement de tous les enregistrements sur un temps de référence absolu.

- Conversion des unités

Le signal du sismomètre est enregistré en unités de counts par seconde et pour l'accéléromètre en counts par seconde carré. Il faut transformer le signal reçu, en convertissant les unités de voltage en unités de vitesse (m/sec) et accélération (m/sec²) pour le sismomètre et l'accéléromètre respectivement.

- Saisie de l'information du séisme et des stations dans les données

L'information de localisation de chaque séisme à traiter est nécessaire pour calculer la position et direction relative de chaque station à l'hypocentre et pour couper le signal des son temps d'origine.

- Coupe d'une fenêtre de temps

Le signal est coupé en vue d'obtenir de l'information sur la source, et dans ce cas on ne va pas s'intéresser au processus de propagation. Nous avons coupé le signal après de 102.4 secondes depuis le temps d'origine de chaque séisme.

- Retrait linéaire de la ligne de basse (*Rtrend*)

- Filtrage

La méthode pour enlever le bruit est le filtrage. Nous avons utilisé un filtre de Butterworth de deux poles entre 0.05 et 0.5 hz avec deux passages(On s'arrêtera dans la prochain section pour comprendre le detail).

- Integration temporelle

Nous voulons obtenir un enregistrement de déplacement en fonction du temps. Ceci se fait via l'intégration temporelle d'un sismogramme en vitesse où la double intégration temporelle d'un accelerogramme.

-Interpolation

Dans le but de avoir le nombre de points nécessaires à utiliser pour le programme d'inversion, nous avons re-échantillonné le signal chaque 0.2 secondes, en obtenant 512 points.

-Transformation en format alphanumérique

Finalement nous re-écrivons les données déjà traitées en format ASCII pour que soient lisibles par le programme d'inversion.

5.3 Filtrage et ré-échantillonnage

La signal est filtré pour éliminer le bruit. Nous devons filtrer sans éliminer l'information de la source qui est caractérisée par la fréquence coin. Pour cet raison la bande de filtrage doit se trouver autour de cette fréquence. De plus, pour ne pas altérer le début du signal, il est préférable d'utiliser un filtre avec une phase minimale.

Une aspérité émet un signal avec une période caractéristique proportionnelle à sa taille. D'ici une petite aspérité produit principalement des hautes fréquences. Si nous regardons le signal à basses fréquences le spectre ne sera pas influencé par les petites hétérogénéités du milieu et nous prendra compte des grandes aspérités à la base du tremblement de terre. De cette manière on utilise le filtrage fréquentiel comme un filtrage spatial (*Di Carli, 2008*).

Le choix du filtre est fait en prenant en compte le fait que pour imager le processus de rupture, l'on doit réduire les effets des petites hétérogénéités, mais aussi être capable de supprimer le bruit en hautes fréquences. Nous avons pris un filtre de Butterworth causal d'ordre 2 entre 0.05 et 0.5 Hz car il possède une réponse plate dans la bande passante, et les bords perturbent peu le signal en restant efficace.

On inclut enfin les enregistrements dans le programme d'inversion en ré-échantillonnant les données pour avoir le nombre de points nécessaires. Pour que le signal ne soit pas altéré ce doit respecter le théorème de Shannon :

$$\begin{cases} f < f_N \\ f_N = \frac{1}{2\Delta t} \end{cases}$$

Où f_N correspond à la fréquence de Nyquist et Δt le pas d'échantillonnage.

Cette relation nous conduit à utiliser un pas d'échantillonnage inférieur à une seconde, dans notre cas on a utilisé un pas de 0.2 secondes, suffisamment loin des limites pour pas introduire des artefacts au signal.

Nous avons travaillé avec des enregistrements faits par accéléromètres de champ proche car les sismomètres ont saturé avec les grandes répliques. On a soumis les enregistrements à une double intégration temporelle qui contraint mieux les larges périodes et qui devient beaucoup plus facile à modéliser.

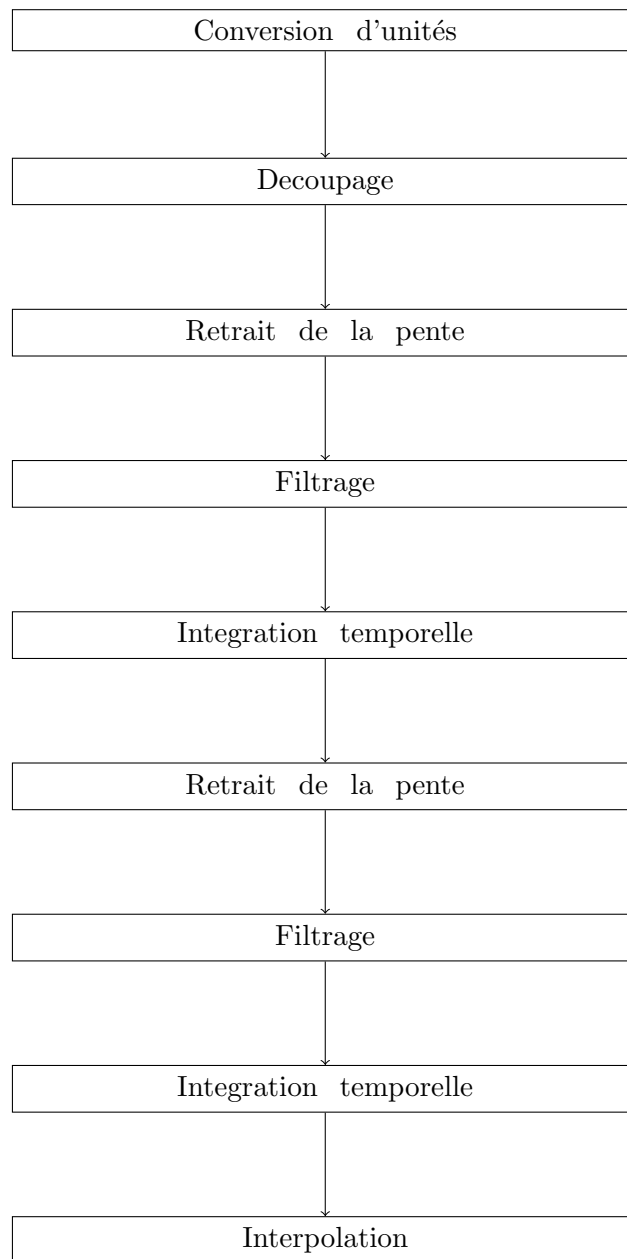


Schéma- résumé des pas plus importants du traitement de données.

5.4 Application de la méthode d'inversion

On s'est intéressé à la première réplique qui a rompu à proximité de la péninsule de Mejillones le 15 novembre 2007, avec une magnitude de 6.3. Nous avons choisi ce séisme pour commencer en raison de l'importance de la région dans la sismicité du nord du Chili, et aussi car il est le premier d'une suite de répliques dans la zone, et donc le séisme le moins bruyé.

La modélisation de la faille utilise le mécanisme au foyer (Peyrat et al) du séisme suivant de magnitude 6.8 que a eu lieu à 15 :06 et la localisation obtenue par notre étude. On a utilisé le mécanisme proposé par (Peyrat et al., 2009) pour la réplique du 15 novembre avec un temps d'origine UTC 15 :03 :07.0878

Mecanisme(ϕ, δ, λ)	5	21	106
Localisation	-22.9707	-70.18590	34.5(km)

La faille est discretisée en surfaces carrées de 2 km de côté et au sein de chaque sub-faille nous avons inséré un point source. Utilisant un plan de faille total de 40 km fois 30 km, nous avons généré 300 points sources. La fonction source utilisée pour l'inversion est un triangle isocèle avec un temps de montée égal à deux secondes.

Nous voulons obtenir les meilleurs données synthétiques dans le but de les comparer avec les observations. Le programme d'inversion a besoin de construire la source et le milieu de propagation.

Le modèle de vitesse utilisé est un modèle simplifié (Peyrat et al., 2009) du modèle proposé par (Husen et al., 1999) afin d'optimiser le temps de calcul.

Profondeur (km)	Vitesse P (km/s)	Vitesse S (km/s)
0	5300	3100
4000	5750	3300
10000	6000	3450
15000	6900	3950
40000	7600	4400
60000	8450	4800

Avec le but de comparer nos données comme réponse du modèle aux données observées, nous avons utilisé le programme AXITRA (Bouchon, 1980; Coutant, 1989) avec le même traitement de filtrage, c'est à dire un filtre de Butterworth entre 0.05 Hz et 0.5 Hz avec d'ordre 2 avec deux passages. Le programme AXITRA utilise 128 fréquences pour générer les données synthétiques avec un temps de durée du seismogramme de 102.4 secondes pour chaque une de les six stations.

Pour lancer l'inversion, nous avons défini les fenêtres de recherche à priori pour chaque un des paramètres.

Axe a	0000.00	15000.00
Axe b	0000.00	15000.00
orientation des axes	0.00	40.00
raison centre ellipse/ hypocentre	0.00	1.0
angle de positionnement	0.0	2
glissement maximal	0.10	2.00
vitesse de rupture	1.00	4.00

Les parametres pour l'algorithme du voisinage que l'on a utilisé sont :300 pour le nombre maximal d'iterations, 40 pour la taille de l'echantillonage pour la premiere iteration, et 30 pour toutes les autres. Une fois l'inversion réalisée, l'on obtient le meilleur modèle pour les sept parametres et son misfit. On peut donc comparer les formes d'onde du modèle theorique et les formes d'onde observées.

5.5 Résultats

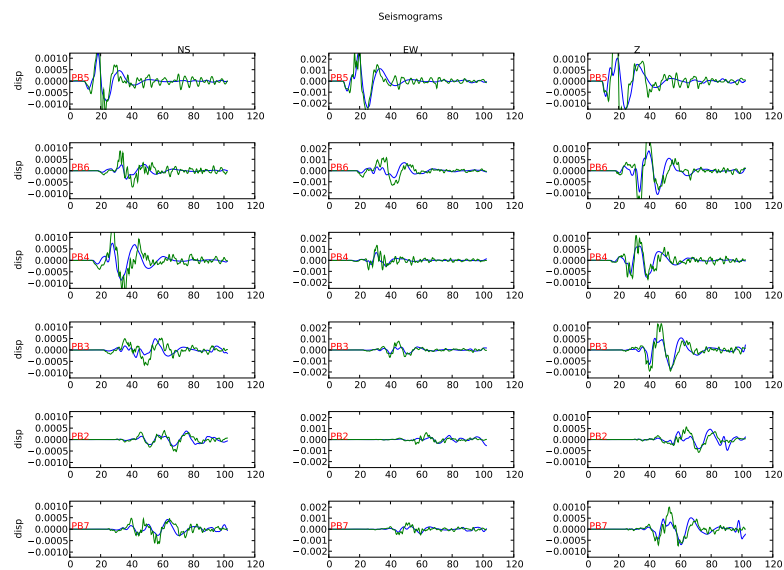


Fig. 13: Données synthétiques(en bleu) en comparaison avec les données observées(en vert). Le déplacement est en mètres et le temps en secondes

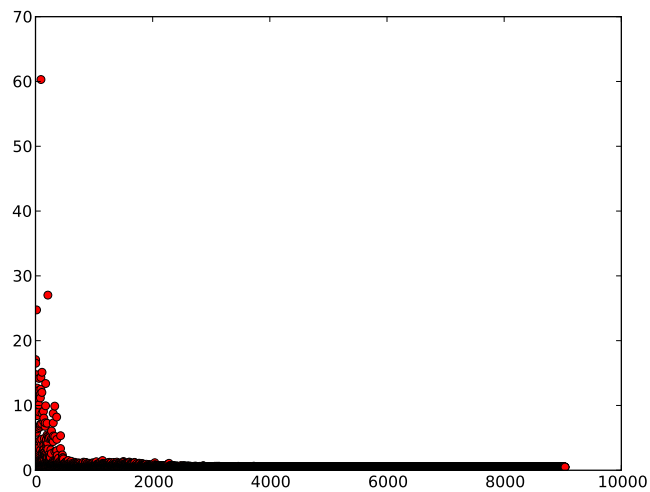


Fig. 14: Dans cette figure on peut observer l'impressionnante vitesse de convergence de l'algorithme. On indique la valeur du misfit vers numéro de modèle calculée

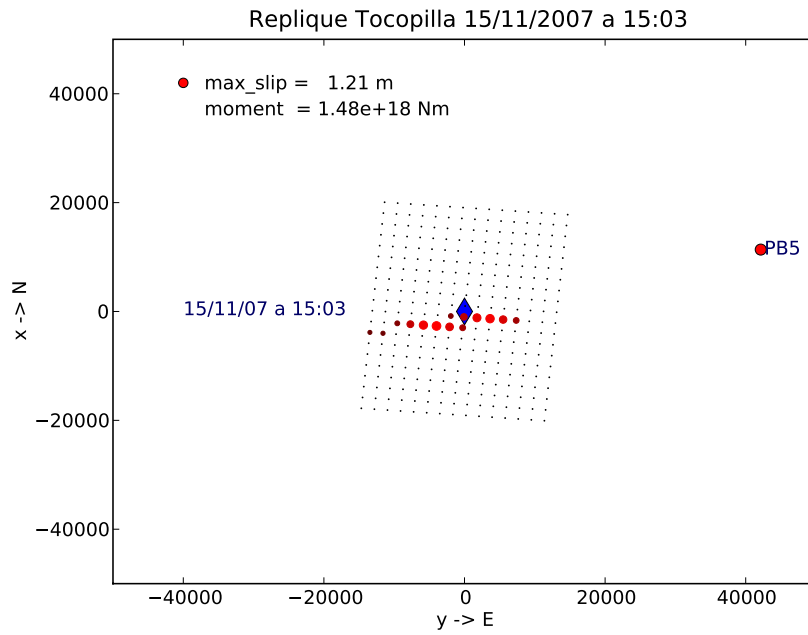


Fig. 15: Le plan de faille est discretisé par 300 subfailles qui représentent 300 fonctions sources. Nous pouvons observer la orientation E-O de l'ellipse sur le plan de faille

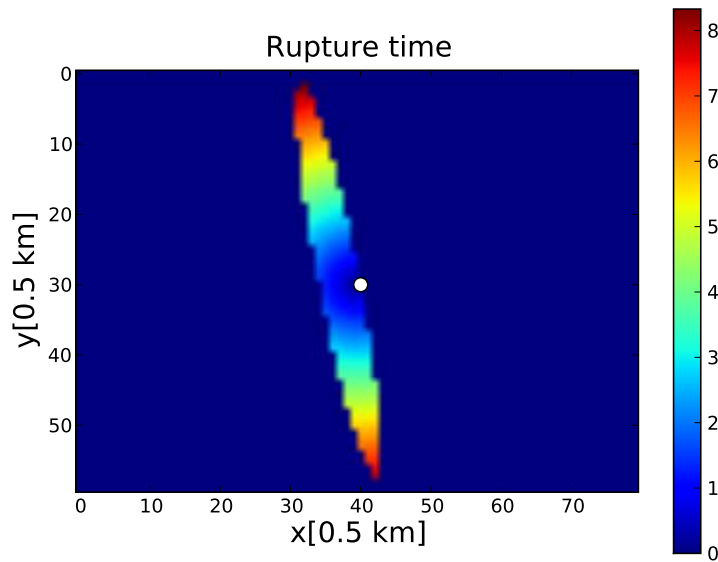


Fig. 16: Temps de rupture sur l'ellipse en secondes. La variable x correspond à la direction nord et la variable y à la direction oest.

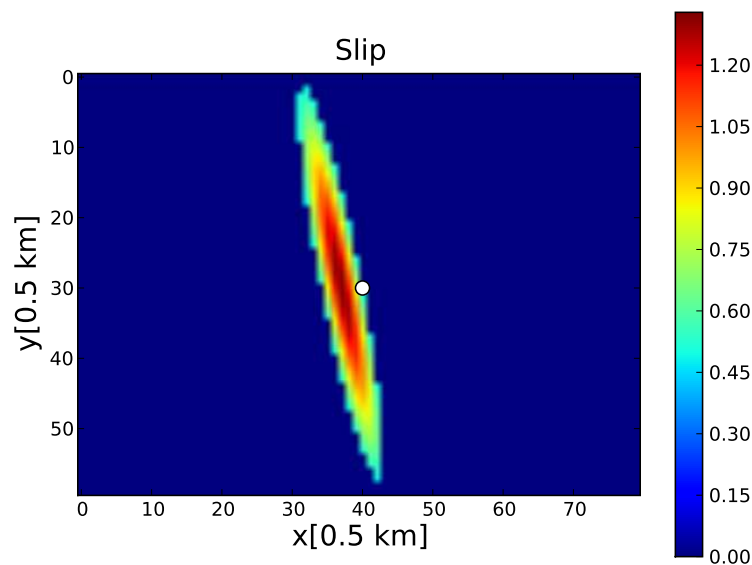


Fig. 17: Résultat de l'inversion de glissement (en metres) sur l'ellipse. La variable x correspond à la direction nord et la variable y à la direction oest.

6 Conclusions

Dans ce travail de stage, nous avons analysé les répliques enregistrées pendant deux jours après le séisme de Tocopilla (Chile) du 14 novembre 2007.

Les phases principales de travail se sont faites en trois temps : - Détection des séismes et pointage des phases P et S - Localisation des répliques - Inversion cinématique de la source sismique des répliques principales du 15 novembre.

Les répliques ont été détectées sur des enregistrements en continu, utilisant un algorithme automatique qui évalue les triggers à chaque station, qui cherche les coïncidences temporelles des triggers sur les stations du réseau et coupe une fenêtre de 180 s autour des temps du trigger. Les traces relatives à chaque réplique ont été révisées manuellement afin de confirmer la présence des séismes et pour déterminer la qualité de l'enregistrement, puis on a effectué le pointage des phases P and S.

On a localisé les séismes avec une technique probabiliste et non linéaire (NLLoc), ce qui permet d'avoir une description probabiliste de l'incertitude sur les localisations obtenues.

La distribution des épicentres des 40 séismes enregistrés le 14 novembre, est caractérisée par deux clusters de sismicité. Le premier cluster de séismes au nord est localisé autour de la station PB04 et s'éloigne jusqu'à la station PB07. Le deuxième cluster, au sud, est concentré en proximité de la station PB05. Cette distribution de sismicité est en bon accord avec le modèle de source du séisme principal obtenu par Sophie Peyrat(2009).

Pendant la deuxième journée, la sismicité se déplace au sud, au large de la péninsule de Mejillones. Dans cette région a été enregistrée une séquence très intéressante, dont les événements

principaux de magnitude 6.3 , 6.8 et 5.8 ont eu lieu entre 15 :03 et 15 :16.

Nous avons effectué l'inversion cinématique de un séismes principaux du 15 novembre. La distribution du glissement sur la faille est représentée par des patches elliptiques. La forme des ellipses obtenues est allongée avec un semi axe majeur orienté en direction est-ouest.

Finalement notre travail sur les données sismologiques completent l'information sur la distribution activité en mer, indetectable pour les methodes satelitaires.

Les perspectives futures de ce travail sont :

-L'étude des sont les mécanismes qui ont arrêté la rupture. -L'étude des mécanismes de fracture de toutes les répliques principales, afin de comprendre les caractéristiques de la faille, ou du système de failles actives pendant cette séquence sismique. -L'étude de la sismicité des semaines suivantes et du mois de décembre pour mieux comprendre les corrélations entre les deux séquences sismiques.

Remerciements

Je voudrais vivement remercier toute l'équipe du Laboratoire de Géophysique de l'École Normale Supérieure, tant pour les excellentes discussions scientifiques que pour la dimension humaine qui accompagne le travail chaque jour. Un remerciement spécial à Raul Madariaga et Maria Lancieri pour m'avoir appri la technique et la beauté de l'analyse du tracé d'un tremblement de terre, à Sophie Peyrat et Pascal Bernard pour les discussions sur la sismicité du nord du Chili comme à Marta Bejar, Anne Socquet, Christophe Vigny et Rolando Armijo pur les discussions sur la partie tectonique.

Merci beaucoup à mes amis et famille pour encourager mes études et me donner un coup de main dans les moments difficiles, spécialement à Adrian et Léonie pour donner sens à tout l'imaginable.

Références

- Aki, K., et P. G. Richards (1980), *Quantitative Seismology*, University Science Books.
- Bouchon, M. (1980), Calculation of complete seismograms for an explosive source in layered medium., *Geophys.*, 45(2), 197–203.
- Compte, D., et M. Pardo (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Nat Hazards*, 4, 23–44.
- Coutant, O. (1989), Program de simulation numerique AXITRA, in *Rapport LGIT*, Universit? Joseph Fourier, Grenoble.
- Delouis, B., M. Pardo, D. Legrand, et T. Monfret (2009), The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap : Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87.
- Di Carli, S. (2008), Inversion de séismes par approximation elliptique : application au séisme de Tottori, Ph.D. thesis, Ecole Normale Supérieure.
- Font, Y., H. Kao, S. Lallemand, C. Liu, et L. Chiao (2004), Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximum Intersection method, *Geophysical Journal International*, 158(2), 655–675.
- Geiger, L. (1910), Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *Nachrichten von der Koniglichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen*, 4, 331–349.
- Husen, S., E. Kissling, E. Flueh, et G. Asch (1999), Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138(3), 687–701.
- Kausel, E., et J. Campos (1992), The ms=8 tensional earthquake of 9 December 1950 of Northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, *Phys. Earth and Planet. Int.*, 72, 220–235.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant, et C. Berge (2000), Probabilistic earthquake location in 3D and layered models : introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, *Advances in Seismic Event Location*, pp. 101–134.
- Lomnitz, C. (1971), Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535-1955, *Geofis. Panamericana*, 1, 151–171.
- M. Béjar-Pizarro, D. Carrizo, R. A. J. d. C. A. O. C. J. R. S. B., A. Socquet, et J. Campos (), Co- and post-seismic slip associated with the Mw 7.7 2007 Tocopilla earthquake (North Chile) : first results from InSAR and GPS data. Poster à l'EGU Vienne Avril 2009. Upper Plate Deformation is Dominated by Varying Interface Coupling in the Chilean Subduction Context.
- Madariaga, R. (1998), *Sismicidad de Chile*, vol. 10, 221-258 pp., Fisica de la Tierra (Madrid).
- Peyrat, S., R. Madariaga, E. Buforn, J. Campos, et J. Vilotte (2009), Kinematic rupture process of the tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong motion data, *Geophys. J. Int. (under revision)*.
- Tarantola, A., et B. Valette (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys*, 20(2), 219–232.