



Universidad Nacional Autónoma de México  
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geofísica

# **Inversión del tensor de momento sísmico de tremores tectónicos en el estado de Guerrero**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

**Emmanuel Caballero Leyva**

Director de Tesis:  
**Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza**

Ciudad Universitaria Cd. México, Junio 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# Índice general

---

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Antecedentes</b>	<b>4</b>
2.1. Tectónica en el estado de Guerrero . . . . .	4
2.2. Tremores tectónicos . . . . .	6
2.2.1. Origen . . . . .	6
2.2.2. Características . . . . .	6
2.2.3. Tremores tectónicos en México . . . . .	8
2.3. Sismos de Baja Frecuencia . . . . .	11
2.3.1. Origen, Características y mecanismos focales . . . . .	11
2.3.2. Sismos de Baja Frecuencia en México . . . . .	13
2.4. Sismos de muy Baja Frecuencia . . . . .	15
2.4.1. Origen, Características y mecanismos focales . . . . .	15
2.4.2. Sismos de muy Baja Frecuencia en México . . . . .	16
2.5. El Tensor de Momento Sísmico . . . . .	18
<b>3. Metodología</b>	<b>24</b>
3.1. Método TREP . . . . .	24
3.1.1. Análisis de Polarización . . . . .	25
3.1.2. Función de costo . . . . .	26
3.2. Cristalización simulada . . . . .	27
3.3. Pre-procesado de los datos . . . . .	28
3.4. Resolution Length . . . . .	29
<b>4. Resultados</b>	<b>30</b>
4.1. Validación del método TREP generalizado: Fuente puntual . . . . .	30
4.2. Validación del método TREP generalizado: Arreglo MASE . . . . .	33
4.2.1. Fuente puntual . . . . .	33
4.2.2. Tremor Sintético . . . . .	38
4.3. Tremores Tectónicos Reales . . . . .	40
<b>5. Discusión</b>	<b>62</b>
<b>6. Conclusiones</b>	<b>68</b>



# Índice de figuras

---

2.1.	Sección de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Incluye modelo con funciones de receptor y tomográfico. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008)	5
2.2.	Mapa de la región suroeste de Japón. Los puntos rojos simbolizan las localizaciones de tremores tectónicos con sus respectivos mecanismos focales. El color de los mecanismos representa el porcentaje de falla inversa de cada uno. Los contornos azules simbolizan la profundidad de la interfase. Modificada de Imanishi et al. (2016).	9
2.3.	Estudio espacio-temporal de tremores tectónicos en el estado de Guerrero. A) Energía acumulada liberada por tremores tectónicos. Distribución espacio-temporal de la energía liberada por tremores tectónicos. C) Desplazamiento en la componente NS (azul) y EW (rojo) medido en la estación GPS MEZC. D) Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Los colores representan el modelo de resistividades obtenido por Jödicke et al. (2006). Tomada de Kostoglodov et al. (2010).	10
2.4.	Mapa de localizaciones de tremores tectónicos. Los colores representan el logaritmo del número de tremores por kilómetro cúbico. Los puntos verdes y rojos son las localizaciones de tremores Husker et al. (2012) y de LFEs Frank et al. (2013) respectivamente. Las flechas rojas representan la dirección de deslizamiento para las localizaciones con el método TREP. El mecanismo focal corresponde a mecanismo de LFEs reportado por Frank et al. (2013). Tomada de Cruz-Atienza et al. (2015).	11
2.5.	Mapa de mecanismos focales obtenidos por Bostock et al. (2012) en la isla de Vancouver. Los contornos azules representan la profundidad de la interfase y la flecha negra la dirección de subducción de la placa Juan de Fuca. Modificada de Bostock et al. (2012).	12
2.6.	Mapa de localizaciones de familias de LFEs obtenidas por Frank et al. (2013) (puntos rojos) junto con la localización de tremores tectónicos reportada por Payero et al. (2008) en el estado de Guerrero, México. El mecanismo focal es el reportado para todas las familias de LFEs. Los contornos representan la profundidad de la interfase. Tomada de Frank et al. (2013).	13

---

2.7.	Estudios cuantitativos de LFEs en el estado de Guerrero, para las tres imágenes el color representa el número de LFEs en un radio de 5 Km, para la figura a y b la región sombreada de naranja representa el transient zone y la zona roja el sweet spot. a) Mapa de densidad de LFEs en el estado de Guerrero, los triángulos representan las estaciones del arreglo MASE usadas para la localización de LFEs, los contornos representan la profundidad de la interfase. b) Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero, la línea negra representa la geometría de la subducción de la placa de Cocos. c) Perfil de la zona de subducción visto desde el punto medio entre la Ciudad de México y Acapulco. Tomada de Frank et al. (2014). . . . .	14
2.8.	Mapa del suroeste de Japón con diversos fenómenos sísmicos. Los mecanismos de color verde representan diferentes eventos de deslizamiento lento y las zonas verdes sus áreas de deslizamiento. El mecanismo y los puntos rojos corresponden al mecanismo focal y a la localización de LFEs respectivamente. Los mecanismos y los puntos naranjas corresponden al mecanismo focal y a la localización de VLFs.El mecanismo morado representa el sismo inverso de 1946 con magnitud Mw 8 y los contornos morados la distribución de deslizamiento. los contornos discontinuos representan la profundidad de la placa oceánica de Filipinas. Tomada de Ide et al. (2007a). . . . .	16
2.9.	Modelo esquemático de las fuentes de eventos de deslizamiento lento, tremores tectónicos y sismos de baja frecuencia, y sismos de muy baja frecuencia. Tomada de Ito et al. (2007). . . . .	17
2.10.	Estudio cuantitativo de sismos de baja frecuencias en el estado de Guerrero. Mapas de mecanismos focales obtenidos para los arreglos G-GAP y MASE, respectivamente (a, b). Histogramas de profundidades de VLFs (c, d). Dirección de los vectores de deslizamiento (rojo) y vectores normales (negro). (e, f) Las líneas verdes representan la dirección promedio de deslizamiento mientras que las azules la dirección de convergencia, la línea cyan muestra la dirección del echado. Tomada de Maury et al. (2016). . . . .	18
2.11.	Representación esquemática de los dipolos y pares de fuerzas que componen el tensor de momentos. Tomada de Shearer (2009). . . . .	22
2.12.	Tensores de momentos empleados por Utku (2011). . . . .	23
4.1.	Arreglo simétrico con 25 receptores (cuadros negros) y una fuente puntual (estrella verde). . . . .	30
4.2.	Mecanismos focales invertidos. En azul está el mecanismo focal objetivo y en rojo el mecanismo obtenido de la inversión. . . . .	31
4.3.	Mecanismo Focal encontrado . . . . .	31
4.4.	Observables de la función de costo para el mecanismo encontrado. . . . .	32
4.5.	Mecanismo Focal inverso . . . . .	32
4.6.	Observables de la función de costo para el mecaniso inverso. . . . .	33
4.7.	Cubo de búsqueda para el arreglo MASE. Los triángulos rojos representan las estaciones del arreglo MASE. La estrella verde muestra el hipocentro de la fuente de prueba. Las estrellas rosas son las proyecciones de la fuente en superficie y en el plano paralelo a la costa. . . . .	34

---

4.8.	Inversión 1: Fuente puntual strike-slip. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo rojo es el mecanismo objetivo y el azul el invertido. . . . .	34
4.9.	Desajuste de la energía para la fuente puntual 1. El perfil rojo representa los datos observados y la azul los calculados a partir de la inversión. . . . .	35
4.10.	Desajuste entre la derivada observada y sintética para la fuente puntual 1. El perfil rojo representa los datos observados y la azul los calculados a partir de la inversión. . . . .	35
4.11.	Inversión 2: Fuente puntual inversa somera. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo rojo es el mecanismo objetivo y el azul el invertido. . . . .	36
4.12.	Inversión 3: Fuente puntual horizontal. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo azul es el resultado de la inversión. . . . .	37
4.13.	Inversión 4: Fuente puntual horizontal. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP original. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo azul es el resultado de la inversión. . . . .	37
4.14.	Componentes del tremor sintético para dos estaciones diferentes. . . . .	38
4.15.	a) Vista en planta del arreglo MASE, la fuente de tremor sintético (círculo negro), y la malla de búsqueda. b) Acercamiento a la fuente modelada con cracks horizontales de diferentes tamaños y rakes, la flecha $\tau$ representa el rake principal. Tomado de Cruz-Atienza et al. (2015). . . . .	39
4.16.	Inversión tremor sintético 1. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8 . . . . .	39
4.17.	Inversión tremor sintético 2. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8 . . . . .	40
4.18.	Inversión tremor sintético 3. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8 . . . . .	40
4.19.	Panel Superior Espectrograma para la componente norte de la estación SATA. Panel intermedio Linealidad para la componente norte de la estación SATA. Panel inferior Sismograma de la componente norte de la estación SATA filtrado entre 1 y 2 Hz. . . . .	41
4.20.	Para la estación SATA del día 6 de marzo del 2005. Panel Superior: Energía en la componente norte del tremor tectónico calculada con la metodología de Husker et al. (2010). Panel inferior: Promedio de linealidad entre 1 y 4 Hz. . . . .	42

---

4.21. Para la estación TONA del día 6 de marzo del 2005. Panel Superior: Energía en la componente norte del tremor tectónico calculada con la metodología de Husker et al. (2010). Panel inferior: Promedio de linealidad entre 1 y 4 Hz. . . . .	42
4.22. Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 6 de marzo del 2005. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP generalizado. La estrella amarilla es la localización obtenida para cada ventana de tiempo. El mecanismo focal azul es obtenido a partir de la inversión. Las flechas rojas y azules son las direcciones del movimiento de partícula observado y sintético respectivamente, su longitud es proporcional a la energía observada en cada estación. . . . .	45
4.23. Perfiles de Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. El perfil en rojo representa la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la energía calculada a partir de la inversión.	46
4.24. Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. El perfil en rojo representa la derivada espacial de la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la derivada espacial de la energía calculada a partir de la inversión.	47
4.25. Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.22. . . . .	48
4.26. Perfiles de Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.23 . . . . .	49
4.27. Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.24 . . . . .	50
4.28. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.19 pero para el día 2 de noviembre del 2005 . . . . .	51
4.29. Para la estación SATA del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.20. . . . .	52
4.30. Para la estación TONA del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.21. . . . .	52
4.31. Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 2 de noviembre del 2005. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. La estrella verde es la localización estimada con el método TREP original para el burst completo y la estrella amarilla es la localización obtenida para cada ventana de tiempo. Los mecanismos focales rojo y azul representan el mecanismo esperado (similar a la dirección de convergencia) y el mecanismo obtenido de la inversión. Las flechas rojas y azules son las direcciones del movimiento de partícula observado y sintético respectivamente, su longitud es proporcional a la energía observada en cada estación. . . . .	56
4.32. Perfiles de Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. El perfil en rojo representa la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la energía calculada a partir de la inversión. . . . .	57



4.33. Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. El perfil en rojo representa la derivada espacial de la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la derivada espacial de la energía calculada a partir de la inversión. . . . .	58
4.34. Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.31. . . . .	59
4.35. Perfiles de Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.32 . . . . .	60
4.36. Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.33 . . . . .	61
5.1. Localizaciones usando el método TREP generalizado para el burst de tremor tectónico ocurrido el 6 de marzo del 2005. Los círculos de colores representan las localizaciones con el método TREP generalizado y su color muestra su valor temporal. Los triángulos rojos invertidos representan las estaciones del arreglo MASE. EL histograma representa las direcciones de deslizamiento de cada localización. Los mecanismos focales invertidos se muestran en el panel derecho. El mecanismo focal promedio se muestra en la imagen. El panel inferior muestra el episodio de tremor en el sismograma de la estación SATA filtrado entre 1 y 2 Hz. . . . .	64
5.2. Localizaciones usando el método TREP original para el burst de tremor tectónico ocurrido el 6 de marzo del 2005. Los círculos de colores representan las localizaciones con el método TREP original y su color muestra su valor temporal. Los triángulos rojos invertidos representan las estaciones del arreglo MASE. Los rectángulos azul y verde muestran la transient zone y el sweet spot respectivamente. Mecanismos focales invertidos para cada una de las localizaciones. . . . .	65
5.3. Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Los círculos de colores representan las diferentes localizacions con su correspondiente RL, los colores representan el tiempo de ocurrencia. Los Triángulos negros muestran la localización de las estaciones en la sección. La línea azul representa un histograma de las profundidades para el burst. La línea negra es una representación de la geometría de subducción. . . . .	66

# Resumen

---

Los sismos lentos han expuesto la complejidad de los procesos tectónicos implicados en las zonas de subducción. Sin embargo, a pesar de que se han realizado múltiples estudios a escala global sobre estos fenómenos, sus relaciones causales siguen siendo debatidas.

Estudios recientes en diversas zonas de subducción sugieren que los tremores tectónicos son causados por dislocaciones puntuales en profundidad. Estudios sistemáticos de los mecanismos focales de sismos lentos, como son los “Low Frequency Earthquakes” (LFE) y los “Very Low Frequency Earthquakes” (VLF), han resultado de gran importancia para el entendimiento de los procesos que originan estos fenómenos y las implicaciones que tienen en la ocurrencia de sismos silenciosos (SSE). Sin embargo, a la fecha poco se ha podido estudiar sobre las fuentes de tremor tectónico por el carácter emergente y sostenido de sus señales sísmicas.

Cruz-Atienza et al. (2015) introdujeron el método “Tremor Energy and Polarization” para localizar tremores tectónicos asumiendo dislocaciones horizontales, lo cual es una hipótesis razonable para tremores profundos en el estado de Guerrero. Sin embargo, esta suposición puede ser una limitante en otros casos donde el echado de la falla es diferente (e.g., en Cascadia o en la falla de San Andrés). La determinación simultánea de la localización y el mecanismo focal de tremor permitiría estudiar este fenómeno en cualquier ambiente tectónico.

En este trabajo, empleando una técnica de inversión global (i.e., recristalización simulada), generalizamos el método TREP para determinar simultáneamente la localización de la fuente y el tensor de momento sísmico asociado. Los observables a partir de los cuales se realiza la inversión son la distribución espacial de la energía y su derivada, y el azimuth de la polari-

zación del movimiento de partícula.

Diversas pruebas utilizando fuentes sintéticas de tremor demostraron que es posible utilizar esta metodología de manera sistemática para el análisis de tremores tectónicos.

Si bien el método tiene algunas dificultades para resolver el mecanismo focal debido al ruido ambiental, resultados preliminares empleando datos reales en Guerrero muestran que la mayoría de los mecanismos focales obtenidos son consistentes con la geometría de la interfase y con la dirección de convergencia de la placa de Cocos. Asimismo, los mecanismos presentan una similitud con los reportados para eventos LFEs (Frank et al., 2013) y VLFs (Maury et al., 2016) para el estado de Guerrero.

# Abstract

---

Slow earthquakes have exposed the actual complexity of the tectonic processes involved in subduction zones. Despite different studies addressing these phenomena, its causal relationship is still debated.

Recent studies in different subduction zones suggest that tectonic tremors (TT) are caused by point dislocations at depth. Systematic studies of tremor sources turns out to be important to understand the processes that originate this phenomenon and the implications they have in the occurrence of slow earthquakes.

Cruz-Atienza et al., (2015) introduced the “Tremor Energy and Polarization” (TREP) method to locate tectonic tremors assuming horizontal point dislocations, which is a reasonable hypothesis for deep tremors in the state of Guerrero. However, this assumption could be a limitation in other cases where the fault dip is different (i.e., San Andreas Fault). The simultaneous determination of tremor locations and focal mechanisms would allow studying this phenomenon in any tectonic environment.

In this work, we generalize the TREP method employing a global inversion technique (i.e., simulated annealing) to determine simultaneously the source location and the associated moment tensor from the energy spatial distribution and the azimuth of the particle motion polarization.

Several tests using synthetic tremor sources have shown that is possible to apply this methodology to analyze tectonic tremors.

Although the method has some difficulties to resolve the focal mechanisms because of the ambient noise, preliminary results employing real data in Guerrero show that most of the obtained mechanisms are consistent with the geometry of the plate interface and with the

plate convergence direction, which are similar to those reported for LFEs (Frank. et al 2013) and VLFs (Maury et al. 2016) in Mexico.

---

# Capítulo 1

## Introducción

---

En años recientes, la mejora en los equipos de adquisición sísmica ha permitido el descubrimiento de nuevas señales en los límites activos entre las placas, ya sea en zonas de subducción (e.g., costa de Guerrero, México), o bien en fallas superficiales (e.g., falla de San Andrés). Los tremores tectónicos forman parte de la llamada familia de sismos lentos (Beroza and Ide, 2011), y son de gran importancia para la comprensión de los procesos geotectónicos. Descubiertos por Obara (2002), estas señales carecen de fases sísmicas prominentes, su rango de frecuencias oscila entre 1 y 10 Hz, y pueden llegar a durar desde minutos hasta horas. Debido a estas características, la localización de tremores tectónicos no se puede realizar por métodos tradicionales.

En México, los tremores tectónicos fueron descubiertos y localizados por primera vez por Payero et al. (2008). Posteriormente, Kostoglodov et al. (2010) y Husker et al. (2012) definieron con mayor precisión las zonas donde los tremores tectónicos ocurren: La transient zone, aproximadamente a 180 Km de la trinchera; y el sweet spot (región con mayor ocurrencia de tremores (Husker et al., 2012)), ubicado entre 200 y 240 Km.

A pesar de que se han realizado diversos estudios, las características de la fuente de los tremores tectónicos siguen siendo debatidas. La idea más generalizada es que la fuente de los tremores tectónicos corresponde a enjambres de pequeñas dislocaciones. Cruz-Atienza et al. (2015) obtuvieron localizaciones y mecanismos focales de tremores tectónicos en el estado de Guerrero usando el método “Tremor Energy and Polarization” (TREP), que asume dis-

locaciones horizontales. Los resultados obtenidos sugieren entonces que la fuente de tremor corresponde principalmente a dislocaciones subhorizontales cerca de la interfase de placas. Sin embargo, esta característica geométrica no está presente en regiones más someras de la interfase de placas, donde el ángulo de buzamiento difiere significativamente (McCroory et al., 2014; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi et al., 2008), o bien en fallas superficiales (e.g., San Andrés) donde también se han observado tremores tectónicos (Nadeau and Dolenc, 2005).

La existencia (o próxima instalación) de grandes redes de monitoreo sísmico en México necesita de herramientas que permitan analizar y explotar los datos obtenidos de manera sistemática. Además de mejorar las localizaciones hipocentrales, la generalización del método TREP permitiría determinar el mecanismo focal de tremores tectónicos de manera continua en el tiempo para entender mejor su comportamiento.

Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue generalizar el método TREP para la determinación del tensor de momento sísmico. Con esto se busca comprender el comportamiento tanto espacial como temporal de los tremores tectónicos en el estado de Guerrero. Asimismo, un objetivo importante de esta investigación fue conocer la relación que existe entre los tremores tectónicos y los sismos lentos. Para ello, se determinaron los mecanismos focales de tremores tectónicos y se compararon con los obtenidos mediante otros estudios para los sismos de baja y muy baja frecuencia.

En el capítulo dos se presenta una introducción del marco geotectónico de Guerrero y de la familia de sismos lentos: su posible origen, características principales y ocurrencia en el estado de Guerrero. En dicho capítulo se introduce también el concepto de tensor de momento sísmico siguiendo la metodología propuesta por (Aki and Richards, 2002) y su determinación por medio de combinaciones lineales de una base de mecanismos focales canónicos.

En el capítulo tres se introduce el método TREP original, así como la metodología propuesta en este trabajo para llevar a cabo su generalización. En el capítulo cuatro se exponen los resultados obtenidos en esta investigación. Para una mejor lectura, el capítulo se divide en la validación del método con fuentes sísmicas puntuales y con fuentes de tremor sintético por un lado, y en los resultados obtenidos para tremores tectónicos observados en el estado de Guerrero. La discusión de los resultados obtenidos en este capítulo se presenta en el capítulo cinco.

Finalmente, el capítulo seis contiene las conclusiones generales de este estudio. Adicionalmente, en este apartado se propone la implementación de la técnica propuesta en trabajos futuros.



---

# Capítulo 2

## Antecedentes

---

### 2.1. Tectónica en el estado de Guerrero

En México interactúan 5 placas tectónicas: Las placas de Norteamérica, del Pacífico, de Cocos, del Caribe y de Rivera. En este trabajo nos enfocaremos en la interacción entre las placas de Cocos y de Norteamérica en el estado de Guerrero, ya que es en esta entidad donde fueron observados los tremores tectónicos analizados en este trabajo.

La placa de Cocos subduce debajo de la región central de México a una velocidad de aproximadamente 6 cm/año (DeMets et al., 1994). Sin embargo, diversos estudios han demostrado que esta velocidad no es constante y varía a lo largo de la placa (DeMets et al., 1990; DeMets and Wilson, 1997).

Para conocer la geometría de la placa de Cocos, se realizaron estudios utilizando datos sísmicos (Pardo and Suárez, 1995) y gravimétricos (Kostoglodov et al., 1996). Los resultados obtenidos demostraron que existe una sección subhorizontal de dicha placa por debajo del estado de Guerrero, la cual empieza aproximadamente a partir de los 130 Km de la trinchera. Estudios más recientes utilizando funciones de receptor confirmaron esta hipótesis y mostraron que la parte subhorizontal de la placa se extiende hasta unos 270 Km de la trinchera (Kim et al., 2010; Pérez-Campos et al., 2008) (figura 2.1). Adicionalmente, Song et al. (2009) reportaron la existencia de dos capas por debajo del Moho continental: una capa de baja velocidad y una capa de ultra baja velocidad (Ultra Slow Velocity Layer, o

USL). Esta última de un espesor entre 3 y 5 Km con cocientes de Poisson y presión de poro altos, características que promueven la ocurrencia de sismos lentos.

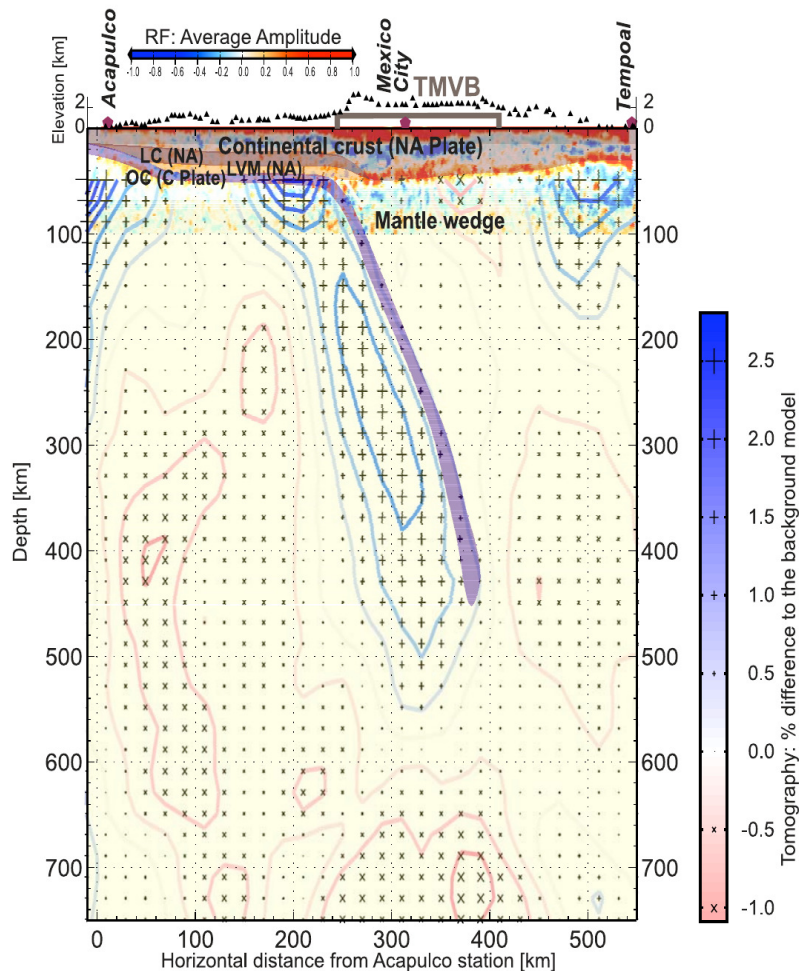


Figura 2.1: Sección de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Incluye modelo con funciones de receptor y tomográfico. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008)

Con respecto a las propiedades sísmicas de la zona de subducción, Kim et al. (2010) obtuvieron el cociente de Poisson y  $V_p/V_s$  para nuestra región de estudio. Los resultados muestran que los cocientes en la parte subhorizontal del slab son relativamente altos, característica que se encuentra en todas las regiones donde ocurren sismos lentos (Audet et al., 2009; Audet and Kim, 2016; Seno and Yamasaki, 2003; Suenaga et al., 2016).

Asimismo, Manea et al. (2004) empleando modelos térmicos y diagramas de fase para la zona de subducción mexicana encontraron que existe un pulso de deshidratación en el sweet spot debido al metamorfismo de las rocas más superficiales de la placa oceánica.

Jödicke et al. (2006) realizaron un estudio magnetotelúrico en la región. Los resultados obtenidos demostraron que existe una buena correlación entre zonas de alta conductividad y zonas donde se cree que hay metamorfismo y liberación de fluidos en la placa oceánica.

## **2.2. Tremores tectónicos**

### **2.2.1. Origen**

Los tremores tectónicos fueron identificados por primera vez en la zona de subducción japonesa por Obara (2002). Posteriormente, Beroza and Ide (2011) definieron a los tremores tectónicos como señales sísmicas sostenidas de baja amplitud.

A pesar de que se han realizado diversos estudios desde entonces, las características de la fuente de los tremores tectónicos siguen siendo debatidas. En un principio, debido a su similitud con los tremores volcánicos, se consideró que los fluidos en las zonas de subducción generaban este tipo de señales sísmicas (Obara, 2002).

Posteriormente, Shelly et al. (2006) propusieron que los tremores tectónicos son generados por pequeñas dislocaciones, las cuales a su vez generan sismos de baja frecuencia (sección 2.3) que ocurren en la interfase de las placas. De esta manera, tenemos que un tremor también se puede definir como un enjambre de sismos de baja frecuencia (Shelly et al., 2007) producidos por pequeñas asperezas inestables embebidas en la interfase de placas durante su deslizamiento estable.

Aun cuando la idea más generalizada es que la fuente de los tremores tectónicos corresponde a una dislocación, la influencia de los fluidos debe ser determinante en su comportamiento (Becken et al., 2011; Fagereng and Diener, 2011; Katayama et al., 2012; Kato et al., 2010).

### **2.2.2. Características**

Como ya se dijo, el tremor tectónico es una señal sísmica de larga duración y baja amplitud. Es decir que, a diferencia de un sismo común, el tremor puede durar desde minutos hasta horas. Además, no contiene fases emergentes (ondas P y ondas S) fácilmente identificables,

por lo que no se puede aplicar un método de localización convencional (Beroza and Ide, 2011). Sin embargo, estudios posteriores han demostrado que los tremores tectónicos están constituidos principalmente por ondas S, con una baja contribución por parte de ondas P (La Rocca et al., 2005).

Adicionalmente, se ha observado que la fuente del tremor tectónico tiene una migración espacial, la cual puede variar dependiendo de la región. Obara (2002) reportó una velocidad de migración aproximada de 13 Km/día en el suroeste de Japón. Sin embargo, también se han reportado otro tipo de migraciones en la zona de subducción de Cascadia, Canadá: La migración “Rapid Tremor Reversals”, que alcanza velocidades entre 7 y 17 Km/hr (Houston et al., 2011); y las migraciones reportadas por Ghosh et al. (2010), para las que se obtuvieron velocidades promedio de 50 Km/hr.

Kao et al. (2010) determinaron la magnitud de tremores en Cascadia usando la amplitud de la señal en ventanas de 10 s para después comparar con amplitudes sintéticas. Sin embargo, las amplitudes de tremor son afectadas por ruido que por ende limita el método propuesto. Adicionalmente, se requiere tener el tiempo teórico de arribo de las ondas S, una localización y una estimación previas del mecanismo focal de la fuente sintética, por lo que las incertidumbres en la determinación de la magnitud son grandes.

Por otro lado, Ide et al. (2007a) propusieron una ley empírica para el momento sísmico escalar de toda la familia de sismos lentos, descrita por la ecuación:

$$M_0 \approx T \times 10^{12-13} \quad (2.1)$$

Donde  $M_0$  está en  $N \cdot m$  y  $T$  es la duración en segundos del evento en cuestión.

Espectralmente, el tremor tectónico emerge en frecuencias bajas, predominantemente entre 1 y 10 Hz. Adicionalmente, se encontró que el espectro de toda la familia de sismos lentos presenta un decaimiento de  $f^{-1}$  (Ide et al., 2007a). Los resultados mencionados sugieren que todos los sismos lentos respetan leyes de escalamiento en sus espectros que son diferentes a las que rigen a los sismos convencionales.

Si los tremores tectónicos son causados por enjambres de dislocaciones similares en la interfase como los LFEs (sección 2.3), su mecanismo focal debería poder ser determinado.

Como una primera aproximación para conocer el mecanismo focal de tremores tectónicos, se

analizó la dirección de polarización del movimiento de partícula. Wech and Creager (2007) investigaron la dirección de polarización de tremores tectónicos en la zona de subducción de Cascadia. Para esto, generaron direcciones sintéticas con dislocaciones en la interfase con azimuth semejante al ángulo de subducción de la placa Juan de Fuca. Los resultados de esta investigación demostraron que las polarizaciones son comparables y que el tremor podría deberse a dislocaciones en la interfase.

Posteriormente, Cruz-Atienza et al. (2015) utilizaron el método TREP (sección 3.1) para localizar y obtener el mecanismo focal de tremores tectónicos en el estado de Guerrero. Los resultados que obtuvieron sugieren que la fuente de tremor corresponde principalmente a dislocaciones subhorizontales cerca de la interfase (subsección 2.2.3).

Finalmente, Imanishi et al. (2016) utilizaron la polarización y anisotropía medida de los tremores tectónicos en Japón para obtener su mecanismo focal. En la figura 2.2 se puede observar que en la mayoría de los casos, el mecanismo de los tremores es consistente con la dirección de subducción. Lo anterior apoya la teoría de que los tremores se tratan de dislocaciones en la interfase. Sin embargo, vale la pena señalar los tremores marcados con los números 1 y 3, los cuales tienen una componente considerable de strike-slip, la cual los autores ligan a una flexión local de la placa. A pesar de que este método resuelve satisfactoriamente el mecanismo focal, no resuelve por sí mismo la localización, sino que depende de una profundidad fija (32 Km) y un epicentro definido *a priori*.

### **2.2.3. Tremores tectónicos en México**

Las primeras observaciones realizadas en México fueron llevadas a cabo en el estado de Guerrero por Payero et al. (2008). En este estudio se encontró que los tremores tenían prácticamente las mismas características que en otras regiones del mundo (i.e., duración y contenido en frecuencia); sin embargo, su localización tenía incertidumbres considerables, sobre todo en profundidad. A pesar de lo anterior, se lograron definir dos zonas que posteriormente se conocerían como la transient zone y el sweet spot (Husker et al., 2012). Estas zonas son de gran interés científico, ya que la mayoría de los tremores tectónicos que ocurren en el estado de Guerrero se concentran en ellas, en la transient zone aproximadamente a 180 Km de la

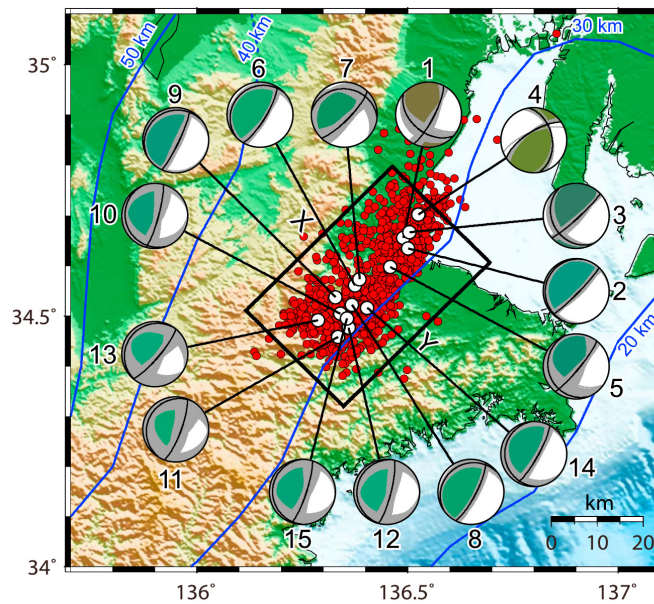


Figura 2.2: Mapa de la región suroeste de Japón. Los puntos rojos simbolizan las localizaciones de terremotos tectónicos con sus respectivos mecanismos focales. El color de los mecanismos focales representa el porcentaje de falla inversa de cada uno. Los contornos azules simbolizan la profundidad de la interfase. Modificada de Imanishi et al. (2016).

trincheras, y en el sweet spot entre 200 y 240 Km.

Kostoglodov et al. (2010) estudiaron el comportamiento de los terremotos en las zonas citadas (figura 2.3). Para localizar los terremotos tectónicos se utilizó su energía. En la figura 2.3 B podemos observar que la energía de los terremotos se concentra principalmente en el sweet spot, mientras que en la transient zone la actividad es mínima, teniendo solamente un incremento al momento de ocurrir el evento de deslizamiento lento del 2006 (Larson et al., 2007). A partir de lo anterior, se sugiere que en el sweet spot existen las condiciones necesarias para la ocurrencia de terremotos, mientras que en la transient zone los terremotos se desarrollan por los cambios generados por el evento de deslizamiento lento (figura 2.3 D). De esta manera, se propuso que los terremotos tectónicos podrían ocurrir en tiempo y regiones diferentes a los eventos de deslizamiento lento.

Finalmente, Cruz-Atienza et al. (2015) realizaron localizaciones de terremotos usando el método TREP (sección 3.1), el cual incorpora el patrón de radiación de los mismos. Asumiendo dislocaciones subhorizontales, obtuvieron la dirección de deslizamiento de los terremotos tectónicos en el estado de Guerrero (figura 2.4). Estas direcciones de deslizamiento son com-

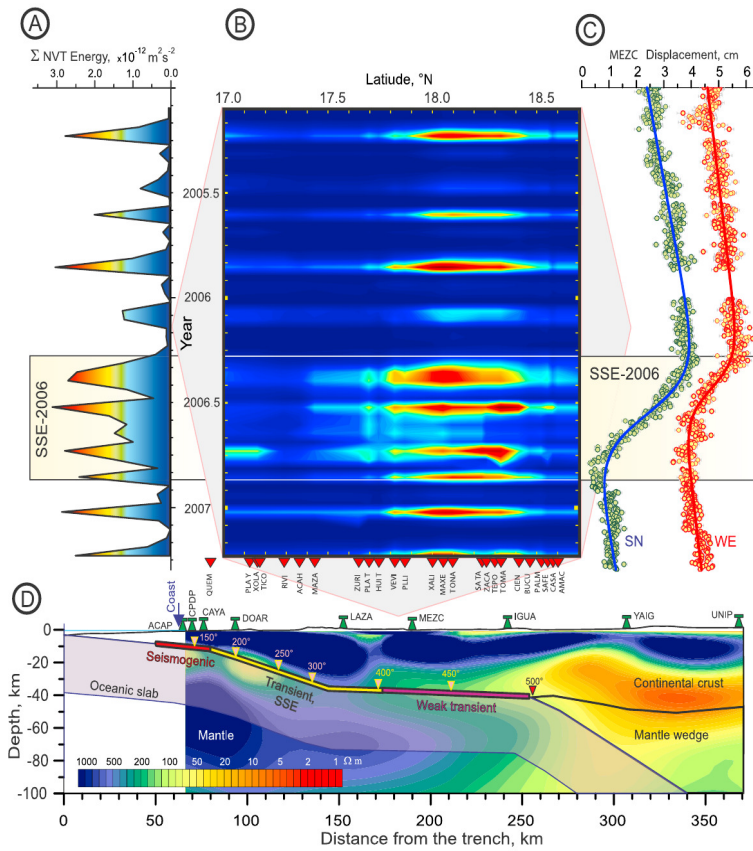


Figura 2.3: Estudio espacio-temporal de tremores tectónicos en el estado de Guerrero. A) Energía acumulada liberada por tremores tectónicos. B) Distribución espacio-temporal de la energía liberada por tremores tectónicos. C) Desplazamiento en la componente NS (azul) y EW (rojo) medido en la estación GPS MEZC. D) Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Los colores representan el modelo de resistividades obtenido por Jödicke et al. (2006). Tomada de Kostoglodov et al. (2010).

parables al mecanismo focal de los LFEs encontrado por Frank et al. (2013), lo cual sugiere una relación entre estos fenómenos.

Aun cuando los tremores tectónicos se han descubierto en otras zonas del territorio mexicano (e.g., Brudzinski et al. 2016), nuestro estudio se centró en el estado de Guerrero debido a su potencial para detonar un sismo de magnitud Mw 8 en la zona referida como brecha sísmica de Guerrero (“Guerrero Gap”) (Singh et al., 1981).

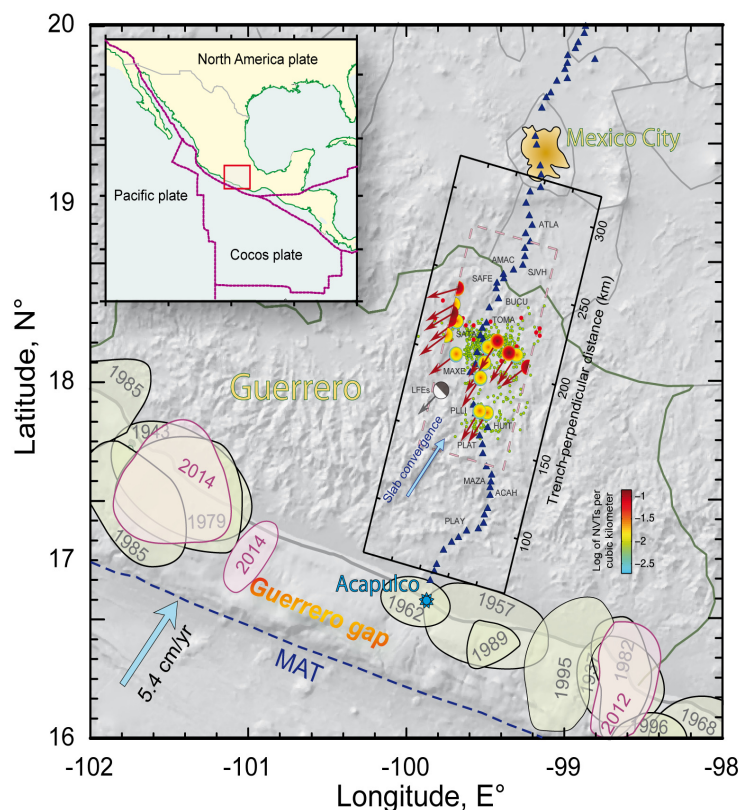


Figura 2.4: Mapa de localizaciones de tremores tectónicos. Los colores representan el logaritmo del número de tremores por kilómetro cúbico. Los puntos verdes y rojos son las localizaciones de tremores Husker et al. (2012) y de LFEs Frank et al. (2013) respectivamente. Las flechas rojas representan la dirección de deslizamiento para las localizaciones con el método TREP. El mecanismo focal corresponde a mecanismo de LFEs reportado por Frank et al. (2013). Tomada de Cruz-Atienza et al. (2015).

## 2.3. Sismos de Baja Frecuencia

### 2.3.1. Origen, Características y mecanismos focales

Los sismos de baja frecuencia (o LFEs por sus siglas en inglés) producen señales sísmicas que forman parte de la familia de sismos lentos (Beroza and Ide, 2011), y se caracterizan por tener frecuencias dominantes bajas, entre 1 y 5 Hz (Shelly et al., 2007). Las primeras observaciones registradas fueron realizadas por Katsumata and Kamaya (2003) en la zona de subducción japonesa. Con base en las profundidades encontradas (i.e., cercanas a la interfase) y al marco geotectónico de Japón, los autores propusieron como un primer origen de los LFEs la liberación de fluidos causada por procesos de deshidratación. Estudios posteriores



demonstraron que estas señales no son causadas por la liberación de fluidos, sino que se deben a dislocaciones en la interfase (Ide et al., 2007b). Se puede citar a Bostock et al. (2012), quienes a partir de las polarizaciones de onda P, encontraron los mecanismos focales de sismos de baja frecuencia en la isla de Vancouver, Canadá (figura 2.5). Los resultados obtenidos mostraron ser consistentes con las características de la zona de subducción en la isla de Vancouver (i.e., echado y profundidad de la interfase).

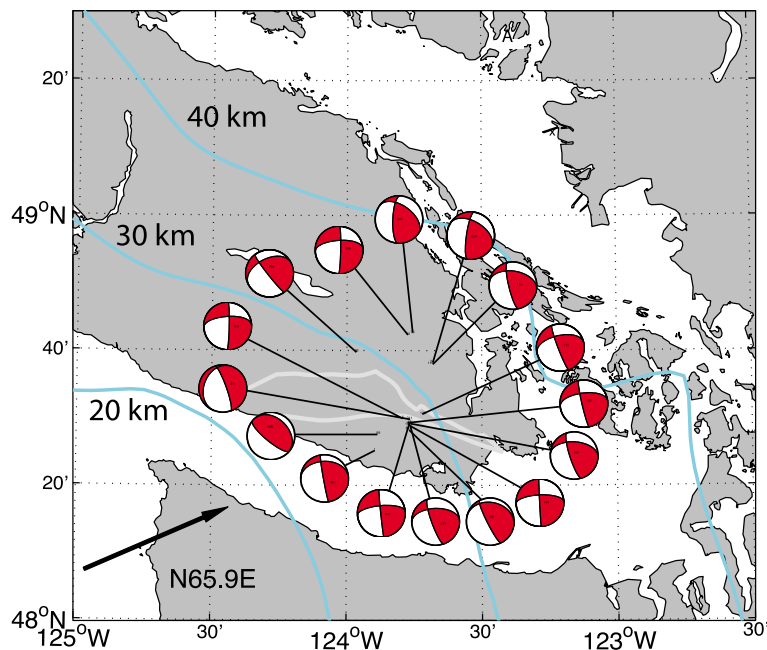


Figura 2.5: Mapa de mecanismos focales obtenidos por Bostock et al. (2012) en la isla de Vancouver. Los contornos azules representan la profundidad de la interfase y la flecha negra la dirección de subducción de la placa Juan de Fuca. Modificada de Bostock et al. (2012).

Como se mencionó en la sección 2.2.2, Shelly et al. (2006) y Shelly et al. (2007) encontraron LFEs embebidos en la señal de tremor tectónico en el suroeste de Japón. La localización y migración de los mismos eran comparables con la localización y migración de tremores, por lo que se pudieron correlacionar los dos fenómenos tanto espacial como temporalmente. Con base en lo anterior, se puede considerar que la fuente de LFE y de tremores son similares. Asimismo, los resultados de esta investigación contribuyeron a delimitar el papel de los fluidos en la ocurrencia de sismos lentos. Analizando el cociente  $V_p/V_s$  en la zona de ocurrencia de tremor, se encontró que este cociente tiene valores altos probablemente debido a la alta cantidad de fluidos que producirían que el esfuerzo normal efectivo sea pequeño, lo que contribuye a la ocurrencia tanto de tremores como LFEs (Shelly et al., 2006).

### 2.3.2. Sismos de Baja Frecuencia en México

Los sismos de baja frecuencia se han detectado prácticamente en todas las zonas de subducción donde ocurren temblores (Brown et al., 2009), sin embargo en este estudio sólo nos enfocaremos en los acontecidos en el estado de Guerrero, México.

Frank et al. (2013) elaboraron un método de detección y localización para los sismos de baja frecuencia en el estado de Guerrero. Para su detección, los autores correlacionaron las señales sísmicas de los LFEs con patrones de forma de onda representativos para la región. Posteriormente, realizaron un análisis y apilamiento de las correlaciones para que las fases P y S emergieran. A continuación, emplearon una búsqueda de rejilla para encontrar la localización de las familias de modelos. Finalmente, obtuvieron el mecanismo focal a partir del promedio de las formas de onda de todas las familias. Como se puede observar en la figura 2.6, el mecanismo focal corresponde a una dislocación horizontal, lo cual está en concordancia con la subhorizontalidad de la placa; además, la dirección de deslizamiento es comparable con la dirección de subducción en el estado de Guerrero. Con respecto a los temblores tectónicos, las localizaciones de los LFEs son consecuentes con las reportadas por Payero et al. (2008).

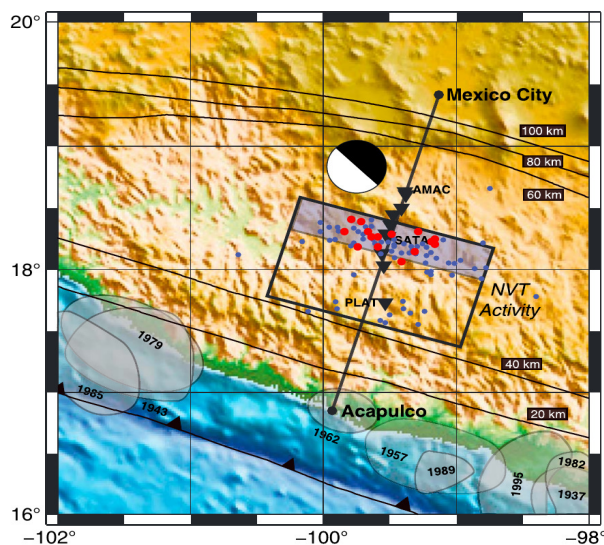


Figura 2.6: Mapa de localizaciones de familias de LFEs obtenidas por Frank et al. (2013) (puntos rojos) junto con la localización de tremores tectónicos reportada por Payero et al. (2008) en el estado de Guerrero, México. El mecanismo focal es el reportado para todas las familias de LFEs. Los contornos representan la profundidad de la interfase. Tomada de Frank et al. (2013).

Utilizando un mayor número de localizaciones de LFEs, Frank et al. (2014) lograron delimitar la zona de ocurrencia de los sismos de baja frecuencia en el estado de Guerrero. En las figuras 2.7 a y 2.7 b podemos ver que, al igual que los tremores tectónicos, los sismos de baja frecuencia se agrupan principalmente en dos regiones ya antes definidas, el transient zone y el sweet spot. Por otro lado, la mayor concentración en profundidad ocurre en la interfase de subducción (aproximadamente a 40 Km), siendo el sweet spot la región donde hay mayor número de LFEs. Los LFEs de la transient zone no ocurren de forma constante como en el caso del sweet spot. Por lo anterior, se cree que estas familias fueron producidas por el paso del evento de deslizamiento lento del 2006, y que su ocurrencia refleja el cambio en las condiciones de fricción al paso del mismo.

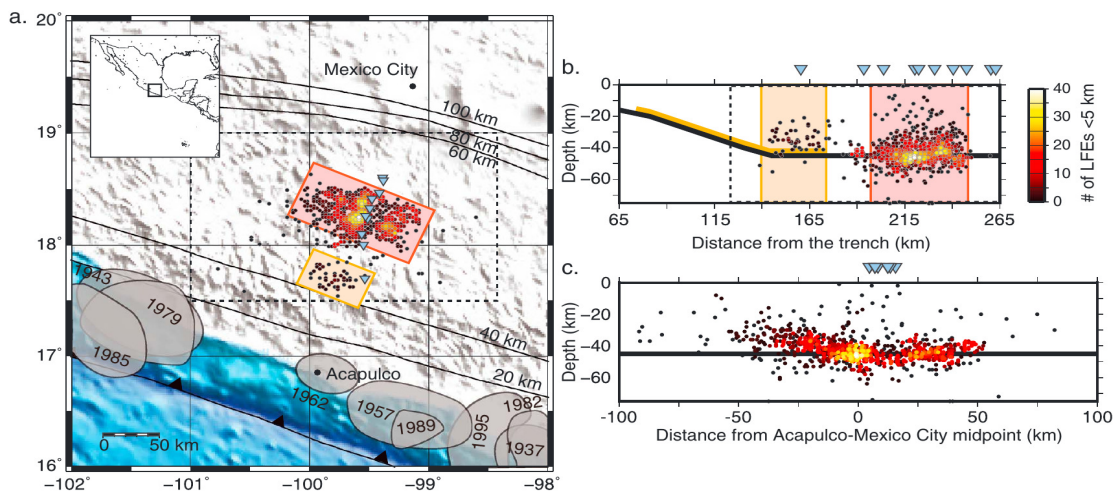


Figura 2.7: Estudios cuantitativos de LFEs en el estado de Guerrero, para las tres imágenes el color representa el número de LFEs en un radio de 5 Km, para la figura a y b la región sombreada de naranja representa el transient zone y la zona roja el sweet spot. a) Mapa de densidad de LFEs en el estado de Guerrero, los triángulos representan las estaciones del arreglo MASE usadas para la localización de LFEs, los contornos representan la profundidad de la interfase. b) Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero, la línea negra representa la geometría de la subducción de la placa de Cocos. c) Perfil de la zona de subducción visto desde el punto medio entre la Ciudad de México y Acapulco. Tomada de Frank et al. (2014).

## 2.4. Sismos de muy Baja Frecuencia

### 2.4.1. Origen, Características y mecanismos focales

Los sismos de muy baja frecuencia (VLFs por sus siglas en inglés) fueron descubiertos y estudiados por primera vez por Ito et al. (2007) en el suroeste de Japón. En el análisis realizado, los autores encontraron que las frecuencias dominantes de estas señales eran entre 0.02 a 0.05 Hz y su magnitud de momento sísmico entre 3.1 y 3.5. Asimismo, estimaciones de su velocidad aparente indicaron que los sismos de baja frecuencia se trataban primordialmente de ondas de cuerpo. Por otro lado, se observaron ciertas características que los distinguen de sismos normales. Por ejemplo, su contenido de frecuencias es muy inferior comparado con el contenido de sismos normales con la misma magnitud; además, la duración de la ruptura de los VLFs es aproximadamente de 10 segundos, lo que es mayor a la duración promedio de sismos comunes con la misma magnitud.

Con respecto al mecanismo focal de su fuente, Ide and Yabe (2014) realizaron un análisis exhaustivo de los tensores de momento de los VLFs. Los resultados mostraron que en su mayoría, los mecanismos obtenidos se explican por un deslizamiento cizallante, correspondiente a fallas inversas en la interfase de subducción. Adicionalmente, el estudio de los vectores de deslizamiento de los mecanismos demostró que éstos son comparables con la dirección de subducción.

Con relación a los tremores tectónicos, los VLFs casi siempre son acompañados de tremores y presentan una migración similar.

Finalmente a manera de recapitulación, podemos observar la figura 2.8, donde se muestran los mecanismos focales tanto de LFEs, VLFs y de sismos normales en la zona de subducción japonesa. Vale la pena señalar que todos los mecanismos observados guardan una cierta similitud tanto en el plano de falla como en la región de ocurrencia, por lo que podemos suponer como válida la idea de que los fenómenos de la familia de sismos lentos se presentan en la interfase de subducción o cerca de la misma.

Para apoyar lo anterior, tenemos el modelo esquemático presentado por Ito et al. (2007). En la figura 2.9 observamos la parte de la interfase donde ocurren la familia de sismos lentos, justo en la zona de transición entre la *locked zone* y la zona de deslizamiento asísmico.

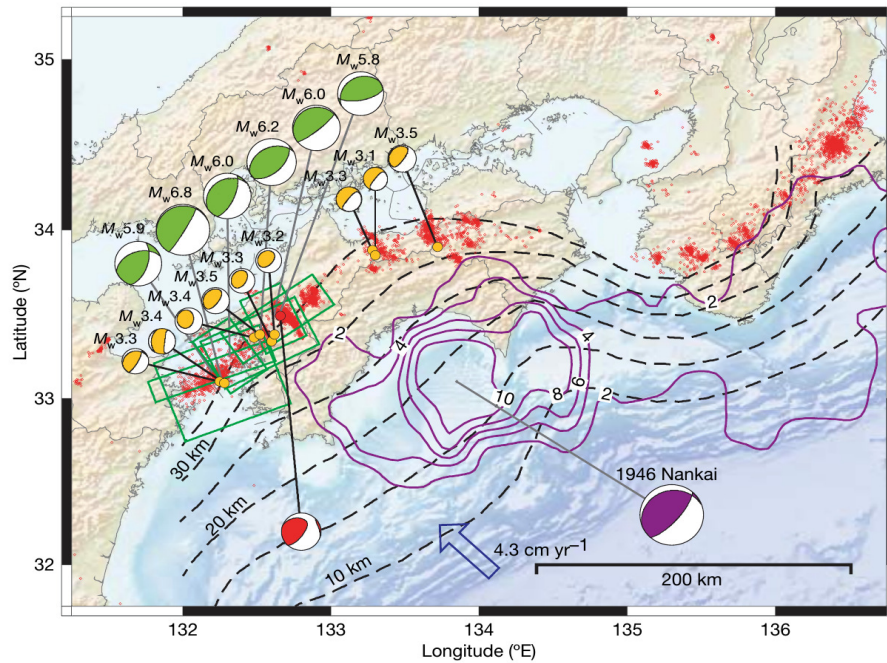


Figura 2.8: Mapa del suroeste de Japón con diversos fenómenos sísmicos. Los mecanismos de color verde representan diferentes eventos de deslizamiento lento y las zonas verdes sus áreas de deslizamiento. El mecanismo y los puntos rojos corresponden al mecanismo focal y a la localización de LFEs respectivamente. Los mecanismos y los puntos naranjas corresponden al mecanismo focal y a la localización de VLFs. El mecanismo morado representa el sismo inverso de 1946 con magnitud  $M_w$  8 y los contornos morados la distribución de deslizamiento. Los contornos discontinuos representan la profundidad de la placa oceánica de Filipinas. Tomada de Ide et al. (2007a).

Adicionalmente, podemos visualizar la diferencia entre las fuentes de los sismos lentos. Por ejemplo, los eventos de deslizamiento lento abarcan toda la región de transición, mientras que los tremores tectónicos y LFEs se originan en micro-cracks, y los sismos de muy baja frecuencia en parches de mayor dimensión. Utilizando el modelo anterior, podemos sugerir que los sismos de muy baja frecuencia y los tremores tectónicos corresponden a fuentes distintas aunque de la misma naturaleza.

### 2.4.2. Sismos de muy Baja Frecuencia en México

A partir del apilamiento de señales de tremores tectónicos, Maury et al. (2016) analizaron sismos de baja frecuencia en el estado de Guerrero, México. Los tremores tectónicos utilizados para este fin fueron detectados y localizados con el método de Obara (2002) en los arreglos MASE y G-GAP. Posteriormente, los sismogramas de los tremores tectónicos fueron

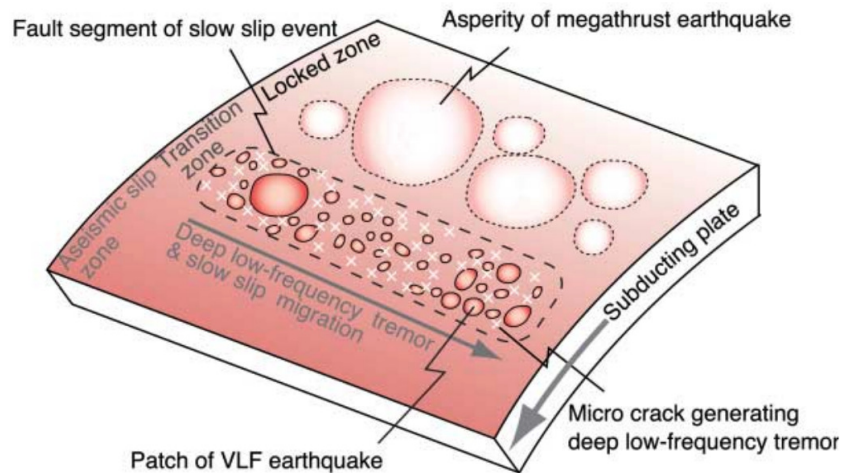


Figura 2.9: Modelo esquemático de las fuentes de eventos de deslizamiento lento, tremores tectónicos y sismos de baja frecuencia, y sismos de muy baja frecuencia. Tomada de Ito et al. (2007).

apilados en la banda de frecuencias de los VLFs (0.02-0.05 Hz). Finalmente, se calcularon los tensores de momento con base en la metodología propuesta por Ide and Yabe (2014).

En la figura 2.10 se muestran las localizaciones y los mecanismos focales resultantes. Analizando los mecanismos obtenidos, podemos notar que en su mayoría corresponden a dislocaciones subhorizontales, además, son consistentes con los mecanismos reportados por Frank et al. (2013) para sismos de baja frecuencia (figuras 2.10 a y b) y para los tremores determinados por Cruz-Atienza et al. (2015). Adicionalmente, si analizamos los vectores de deslizamiento podemos notar que en su mayoría son consistentes con la dirección de convergencia de la placa de Cocos en Guerrero (figuras 2.10 e y f).

Comparando las profundidades de VLFs con las reportadas para tremores tectónicos y LFEs, encontramos que las obtenidas para los VLFs son ligeramente mayores, alcanzando hasta 55 Km de profundidad, lo cual puede deberse a la incertidumbre del método de localización.

A diferencia de lo propuesto por Ito et al. (2007), la dispersión en los valores de profundidad de los VLFs en México hacen suponer que si bien pueden corresponder a dislocaciones horizontales, éstos suceden por debajo de la interfase de subducción, contrario a lo que ocurre en otras regiones donde ocurren en la misma interfase o cercana a ella.

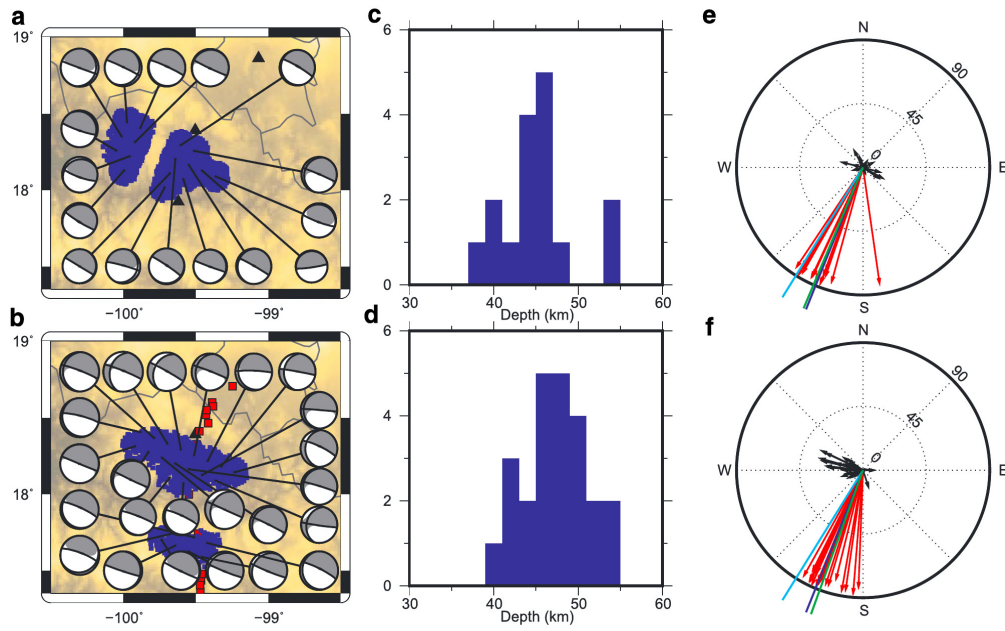


Figura 2.10: Estudio cuantitativo de sismos de baja frecuencias en el estado de Guerrero. Mapas de mecanismos focales obtenidos para los arreglos G-GAP y MASE, respectivamente (a, b). Histogramas de profundidades de VLFs (c, d). Dirección de los vectores de deslizamiento (rojo) y vectores normales (negro). (e, f) Las líneas verdes representan la dirección promedio de deslizamiento mientras que las azules la dirección de convergencia, la línea cyan muestra la dirección del echado. Tomada de Maury et al. (2016).

## 2.5. El Tensor de Momento Sísmico

En esta sección introduciremos formalmente el tensor de momento sísmico (Backus and Mulcahy, 1976; Gilbert, 1971). La metodología a seguir fue propuesta por Aki and Richards (2002), por lo que se invita al lector a revisar este trabajo si desea más detalles.

Para definir el tensor de momento, comenzamos por la ecuación de movimiento:

$$\sigma_{ij,j}(x, t) + f_i(x, t) = \rho \ddot{u}_i(x, t) \quad (2.2)$$

Donde  $\sigma_{ij,j}(x, t)$  representa fuerzas de superficie,  $f_i(x, t)$  fuerzas de cuerpo,  $\rho$  la densidad del cuerpo, y  $\ddot{u}_i(x, t)$  la segunda derivada temporal del campo de desplazamientos.

El teorema de reciprocidad (o Teorema de Betti) relaciona dos campos de desplazamiento  $u$

y  $v$  en un mismo volumen de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \iiint_V (f - \rho \ddot{u}_i) \cdot v \, dV + \iint_S T(u, n) \cdot v \, dS = \\ \iiint_V (g - \rho \ddot{v}_i) \cdot u \, dV + \iint_S T(v, n) \cdot u \, dS \end{aligned} \quad (2.3)$$

Donde  $V$  es el volumen del cuerpo,  $S$  es la superficie que encierra al volumen,  $u$  y  $v$  son campos de desplazamiento,  $f$  y  $g$  son las fuerzas de cuerpo para los campos  $u$  y  $v$  respectivamente,  $\ddot{u}$  y  $\ddot{v}$  son las derivadas temporales de los campos,  $T(u, n)$  y  $T(v, n)$  son las tracciones asociadas al vector normal  $n$  a la superficie  $S$ .

Asumamos ahora que  $f$  corresponde a una fuerza de cuerpo impulsiva espacial y temporalmente, que actúa en el punto  $x = \xi$  y tiempo  $t = \tau$ :

$$f_i(x, t) = A \delta(x - \xi) \delta(t - \tau) \delta_{in} \quad (2.4)$$

Donde  $A$  es una constante que representa la magnitud de la fuerza y  $\delta_{in}$  es la función delta de Kronecker. El campo de desplazamiento producido por esta fuerza corresponde a la función de Green:

$$G_{in}(x, t; \xi, \tau) \quad (2.5)$$

y representa un tensor de segundo orden que depende tanto de la localización de la fuente como del receptor. En otras palabras, la función de Green representa la respuesta del medio (i.e., campo de desplazamiento) ante una fuerza impulsiva.

Si sustituimos uno de los campos de desplazamiento del teorema de reciprocidad (ecuación 2.3) por la función de Green, obtenemos el primer teorema de representación:

$$\begin{aligned} u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint_V f_i(\xi, \tau) G_{in}(\xi, t - \tau; x, 0) \, dV(\xi) \\ + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iint_S \{ G_{in}(\xi, t - \tau; x, 0) T_i(u(\xi, \tau), n) \\ - u_i(\xi, \tau) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\xi, t - \tau; x, 0) \} \, dS(\xi) \end{aligned} \quad (2.6)$$



Se recomienda al lector revisar la obtención detallada del mismo en el capítulo 2 del libro Aki and Richards (2002).

El volumen de estudio  $V$  está encerrado por una superficie  $S$ . Supongamos ahora que existe una superficie interior  $\Sigma$  donde ocurre un deslizamiento, y por lo tanto una discontinuidad en los desplazamientos. Podemos entonces dividir la superficie  $\Sigma$  en dos superficies infinitesimalmente cercanas  $\Sigma^+$  y  $\Sigma^-$ . La discontinuidad en los desplazamientos que ocurre en estas superficies la denotamos como  $[u(\xi, \tau)]$  y refiere a la diferencia  $u(\xi, \tau)|_{\Sigma^+} - u(\xi, \tau)|_{\Sigma^-}$ .

Sustituyendo la discontinuidad de desplazamientos en el teorema de representación 2.5 y renombrando algunas variables, tenemos la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}
 u_n(x, t) = & \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint_V f_p(\eta, \tau) G_{np}(x, t - \tau; \eta, 0) dV(\eta) \\
 & + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iint_{\Sigma} \{ [u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} \nu_j \partial G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0) / \partial \xi_q] \\
 & \quad - [G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0) T_p(u(\xi, \tau), \nu)] \} d\Sigma
 \end{aligned} \tag{2.7}$$

Una premisa importante de la ecuación anterior, es que la superficie  $\Sigma$  es transparente a la función de Green ( $G$  y sus derivadas son continuas a través de  $\Sigma$ ). Para obtener una representación del desplazamiento debido a una dislocación suponemos que no existen fuerzas de cuerpo, pero sí un deslizamiento en la superficie  $\Sigma$ , donde las tracciones deben de ser continuas (y por tanto su diferencia es cero). De esta manera, el teorema de representación para una fuente cizallante (i.e., representación de una falla) se expresa como:

$$u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iint_{\Sigma} [u_i(\xi, \tau)] c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0) d\Sigma \tag{2.8}$$

Por otro lado, utilizando la expresión 2.7, Burridge and Knopoff (1964) obtuvieron las fuerzas equivalentes a una dislocación, y encontraron que un doble par de fuerzas genera el mismo campo de desplazamientos que una discontinuidad en los desplazamientos. De estos pares de fuerza, uno se encuentra en el plano de dislocación, y el otro es perpendicular al mismo (ver Aki and Richards, 2002, cap. 3). El desplazamiento debido a estas fuerzas se representa como:

$$u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint_V f_p(\eta, \tau) G_{np}(x, t - \tau; \eta, 0) dV(\eta) \quad (2.9)$$

Donde  $f_p(\eta, \tau)$  es el conjunto de fuerzas equivalente a una dislocación que corresponde a un doble par de fuerzas con momento angular idéntico pero de signo contrario:

$$f_p^{[u]}(\eta, \tau) = - \iint_{\Sigma} [u_i(\xi, \tau)] c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial}{\partial \eta_q} \delta(\eta - \xi) d\Sigma \quad (2.10)$$

Retomando la ecuación 2.8, ésta la podemos expresar usando el operador convolución:

$$u_n(x, t) = \iint_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np} d\Sigma \quad (2.11)$$

Se define entonces el tensor densidad de momento sísmico como:

$$m_{pq} = [u_i] \nu_j c_{ijpq} \quad (2.12)$$

Cada componente del tensor representa un doble par de fuerza en cada punto de la superficie  $\Sigma$  de dislocación. Al integrar las contribuciones de cada punto en  $\Sigma$  se obtiene el tensor de momento sísmico:

$$M_{pq} = \iint_{\Sigma} m_{pq} d\Sigma = \iint_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} d\Sigma \quad (2.13)$$

De manera esquemática, en la figura 2.11 podemos ver la representación de cada uno de los pares de fuerzas que componen el tensor de momento sísmico, tres dipolos y 6 pares de fuerzas independientes.

Un concepto importante derivado del tensor de momento es el momento sísmico escalar, el cual está relacionado al momento angular de los dobles pares de fuerzas equivalentes a la dislocación y se expresa como:

$$M_0 = \mu \bar{u} A \quad (2.14)$$

Donde  $\mu$  representa el módulo de cizalla,  $\bar{u}$  el deslizamiento promedio y  $A$  el área de ruptura. Adicionalmente, las componentes del tensor de momento pueden expresarse en términos de los parámetros geométricos de la falla ( strike  $\phi$  , dip  $\delta$  y rake  $\lambda$ ) y el momento sísmico

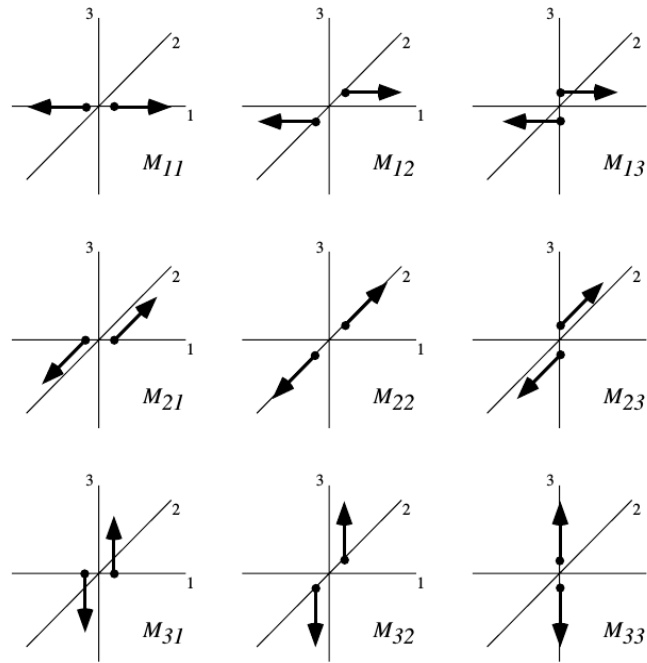


Figura 2.11: Representación esquemática de los dipolos y pares de fuerzas que componen el tensor de momentos. Tomada de Shearer (2009).

escalar ( $M_0$ ) (Jost and Herrmann, 1989):

$$M_{11} = -M_0(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\phi_f + \sin 2\delta \sin\lambda \sin^2\phi_f)$$

$$M_{22} = M_0(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\phi_f - \sin 2\delta \sin\lambda \cos^2\phi_f)$$

$$M_{33} = M_0(\sin 2\delta \sin\lambda) = -(M_{11} + M_{22})$$

$$M_{12} = M_0(\sin\delta \cos\lambda \cos 2\phi_f + \frac{1}{2}\sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\phi_f)$$

$$M_{13} = -M_0(\cos\delta \cos\lambda \cos\phi_f + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\phi_f)$$

$$M_{23} = -M_0(\cos\delta \cos\lambda \sin\phi_f - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\phi_f)$$

Asimismo, por ser lineal el tensor de momento con respecto a los parámetros de la fuente se puede entonces representar cualquier tensor de momento como la combinación lineal de una base de mecanismos focales linealmente independientes. Utilizando la propiedad anterior, Utku (2011) propone cinco tensores de momento como base para resolver una fuente compleja.

En esta investigación se utilizaron los mecanismos propuestos por Utku (2011) para la inversión del tensor de momento de tremores tectónicos (figura 2.12). Estos tensores se componen de dos fallas strike-slip con orientación diferente, dos fallas verticales con diferente posición y una falla inversa.

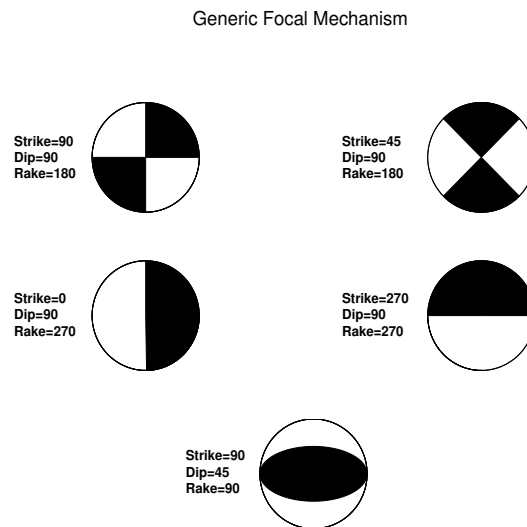


Figura 2.12: Tensores de momentos empleados por Utku (2011).

---

# Capítulo 3

## Metodología

---

### 3.1. Método TREP

El método “Tremor Energy and Polarization” (Cruz-Atienza et al., 2015) esencialmente consiste en la búsqueda de rejilla (*grid search*) de la localización hipocentral y del mecanismo focal de tremores tectónicos que mejor expliquen una serie de atributos sísmicos: la energía espacial, la derivada de la energía espacial, y el azimuth del semi-eje mayor del elipsoide de polarización del movimiento de partícula (sección 3.1.1). Los tres atributos se obtienen para funciones de Green (sismogramas sintéticos) generadas en cada nodo de la rejilla y se comparan con las observaciones mediante una función de costo (sección 3.1.2).

Para la generación de los sismogramas sintéticos se utilizó el método de número de onda discreto (Bouchon and Aki, 1977) asumiendo el modelo de capas planas propuesto por Campillo et al. (1996) para el estado de Guerrero. La atenuación sísmica en los sismogramas sintéticos se integró asumiendo factores  $Q$  dependientes de la frecuencia determinados por García et al. (2004).

Anteriormente, el método TREP sólo consideraba dislocaciones horizontales con variaciones en el rake. En este trabajo se generalizó el método para resolver también el strike y dip. Debido a la relación no-lineal entre la descripción de la fuente (tensor de momento) y la energía sísmica, que representa uno de los observables del método, no es posible invertir dicho tensor a través de un método de inversión lineal. Por ello se utilizó el método de optimización glo-

bal “cristalización simulada” (Kirkpatrick et al., 1983) para determinar los coeficientes de la combinación lineal de una base de tensores de momento linealmente independientes (Utku, 2011) que expliquen mejor el conjunto de las observaciones.

### 3.1.1. Análisis de Polarización

La polarización del movimiento de partícula es un atributo sísmico que caracteriza al campo de ondas. Por ejemplo, Wech and Creager (2007) y Cruz-Atienza et al. (2015) demostraron que el campo de ondas generado por los tremores tectónicos es capaz de polarizar el movimiento del suelo y que esta propiedad podía ser utilizada para el estudio de la fuente de tremores. En particular, el método TREP explota el azimuth del semi-eje mayor del elipsoide de polarización, determinado empleando la metodología propuesta por Jurkevics (1988). El procedimiento empleado para determinar dicho elipsoide es el siguiente:

- Se filtra la señal dentro de una banda de frecuencias (i.e., entre 1 y 2 Hz).
- Se realiza un barrido temporal de la señal, definiendo un ancho de ventana (i.e., dos minutos de señal sísmica).
- La polarización en una estación de tres componentes se estima de la siguiente manera: sea  $X = [x_{ij}]$ ;  $i = 1, \dots, N$ ;  $j = 1, 2, 3$  la matriz de datos, donde  $x_{ij}$  es la muestra  $i$  de la componente  $j$  de los sismogramas. La matriz de covarianza  $S$  es evaluada entonces como:

$$S_{jk} = \frac{XX^T}{N} = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{ij}x_{ik} \right] \quad (3.1)$$

Los eigenvectores de esta matriz representan los ejes principales del elipsoide de polarización del movimiento de partícula y, por tanto, comportan el grado y la dirección de polarización.

Simultáneamente, podemos obtener un análisis cuantitativo del grado de polarización del movimiento a través de la linealidad. Se calcula con la expresión  $1 - ((\lambda_2 + \lambda_3)/2\lambda_1)$  y tiene valores entre cero y uno, donde  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$  son los tres eigenvalores de la matriz de covarianza.

Para poder cuantificar la linealidad, aplicamos un filtro mediano al conjunto de valores de

linealidad asociados a cada ventana de tiempo. Cabe mencionar que el ancho de ventana y de la banda de frecuencia son de suma importancia en este método, ya que pueden aumentar o disminuir la influencia de los campos de ondas. Los valores limítrofes de la linealidad son:

- Cero: En este caso el movimiento de partícula es homogéneo (isótropo) en las tres direcciones del espacio. En otras palabras, el movimiento está contenido en una esfera, por lo que no tiene una dirección preferencial de polarización.
- Uno: Este valor indica que el movimiento de la partícula se da sólo en una dirección del espacio, representando geoméricamente una línea (sólo uno de los eigenvalores de la matriz de covarianza es diferente de cero).
- Cero punto cinco:
  - Los tres eigenvalores son diferentes de cero: La suma de los dos eigenvalores menores es igual al eigenvalor mayor  $\lambda_1 = \lambda_2 + \lambda_3$ . Para  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$  no hay restricciones, estos pueden tener o no el mismo valor.
  - Sólo dos eigenvalores son diferentes de cero: En este caso, el eigen valor  $\lambda_3$  es igual a cero, por lo que la igualdad anterior deviene  $\lambda_1 = \lambda_2$ . Gráficamente, la expresión nos indica que el movimiento de partícula está contenido en una circunferencia.

### 3.1.2. Función de costo

La función de costo (o desajuste) en el método TREP consiste en la comparación de tres observables: la energía espacial, la derivada espacial de la energía, y el azimuth del semi-eje mayor del elipsoide de polarización.

Anteriormente, Cruz-Atienza et al. (2015) normalizaban las distribuciones de energía y sus derivadas espaciales. Sin embargo, en el método TREP generalizado que se introduce en este trabajo las distribuciones se comparan sin normalizar.

La cuantificación del error para la energía se realizó usando la norma  $L_2$ :

$$\varepsilon = \sqrt{\sum_{i=1}^n (e_0 - e_s)^2} \quad (3.2)$$

Donde  $\varepsilon$  es el error relativo a la energía,  $n$  es el número de estaciones por tres (i.e., número de componentes del sensor), y finalmente  $e_0$  y  $e_s$  es la energía observada y sintética respectivamente.

Por otro lado, la cuantificación del error para la derivada espacial se estima con la norma  $L_2$ :

$$D = \sqrt{\sum_{i=1}^n (d_0 - d_s)^2} \quad (3.3)$$

Donde  $D$  es la cuantificación del error de la derivada espacial de la energía, mientras que  $d_0$  y  $d_s$  son las derivadas espaciales observadas y sintéticas.

Con respecto al semi-eje mayor del elipsoide de polarización, la función de costo sólo aplicó para las proyecciones horizontales y se cuantificó usando la norma  $L_1$ :

$$P = \sum_{i=1}^n (C_i ||\hat{p}_0 - \hat{p}_s||) \quad (3.4)$$

Donde  $P$  es el error relativo a la dirección del semi-eje mayor del elipsoide de polarización,  $p_0$  y  $p_s$  son las direcciones observadas y sintéticas respectivamente, y  $C_i$  es un factor de peso proporcional a la energía total en cada estación.

Finalmente, se realiza el promedio entre las tres funciones de error para establecer un sólo valor de la función de costo para cada nodo del cubo de búsqueda.

## 3.2. Cristalización simulada

El método de cristalización simulada (o simulated annealing en inglés) es un método de optimización global propuesto por Kirkpatrick et al. (1983). Básicamente, esta técnica es una analogía al proceso de cristalización, en la cual si un compuesto se enfría lentamente hasta alcanzar lentamente un estado en el que se forman estructuras cristalinas de mínima energía. Por el contrario, si la substancia se enfría repentinamente, los cristales resultantes tendrán varios defectos (Cruz-Atienza, 2000; Ortiz-Alemán and Martin, 2005).

Haciendo la analogía con el proceso de cristalización, los átomos de las moléculas son equivalentes a los parámetros del modelo en el problema inverso. La energía del sistema está relacionada a la función de energía asociada al conjunto de parámetros involucrados en el



modelo. En nuestro caso la función de energía es la función de costo del método TREP. Ortiz-Alemán and Martin (2005) describen el método de la siguiente manera: El proceso consta de tres ciclos anidados, el ciclo externo controla la temperatura del sistema. Cuando se completa un ciclo, la temperatura para cada parámetro decrece (se multiplica por un factor ligeramente menor a 1). El ciclo intermedio genera una serie de constantes  $K_i$  asociadas con cada parámetro, estas constantes determinan el cambio en cada uno de ellos. En nuestro estudio estas constantes tuvieron valores fijos (i.e.,  $K_i = 8$ ) para poder realizar la inversión de eventos con momento sísmico superior al utilizado para la generación de las funciones de Green. En el ciclo interno los parámetros son perturbados por un valor mutiplicado por su correspondiente  $K$ . A continuación se calcula la respuesta del modelo y se estima el cambio en la función de energía  $\Delta E$  (i.e., diferencia entre la función de costo actual y anterior). Si  $\Delta E$  es menor o igual a cero, el cambio en los parámetros es aceptado, si  $\Delta E$  es mayor a cero, la probabilidad  $P$  de aceptación está determinada por el criterio de Metropolis:

$$P(\Delta E) = e^{-\Delta E/T} \quad (3.5)$$

Para decidir si el cambio es aceptado o no, se genera un número aleatorio entre 0 y 1, si el número aleatorio es mayor al criterio de Metropolis, el cambio en el parámetro es rechazado.

### 3.3. Pre-procesado de los datos

Para obtener la distribución espacial de la energía y su derivada, se siguió la metodología propuesta por Husker et al. (2012) para el cálculo de la energía en datos reales:

- Se aplica un filtro pasa-bandas entre 1 y 2 Hz.
- Se remueve la amplificación por efecto de sitio a partir de los factores para la normalización de la coda determinados por Husker et al. (2010).
- Se remueve la tendencia y los valores medios de cada estación.
- Se calcula la energía como la suma de las velocidades al cuadrado en la ventana de tiempo deseada.

- Se aplica un filtro mediano de 2 minutos para remover el efecto de sismos locales.

### 3.4. Resolution Length

En esta última sección introduciremos el “Resolution Length”, el cual es un valor que nos ayuda a cuantificar la incertidumbre de una localización.

En primer lugar, hay que mencionar que las localizaciones obtenidas con el método TREP son independientes, esto quiere decir que el valor obtenido con la función de costo en una localización “A” es independiente al valor de la función de costo en una localización “B”. Debido a lo anterior, la localización “A” podría tener un error menor que la “B”, pero la localización “B” podría tener mayor certidumbre.

Por consiguiente, se determinó cuantificar la incertidumbre en las localizaciones siguiendo la metodología propuesta por Maeda and Obara (2009). La premisa de esta metodología es la siguiente: mientras mayor sea la pendiente de la función de costo  $Q$  en los alrededores del mínimo global, mayor será la resolución y menor la incertidumbre de los parámetros. Para determinar la forma de  $Q$ , se mide la distancia del mínimo global a los puntos donde aumenta  $Q$  a un valor igual al 25% de su valor mínimo global. Vale la pena señalar que  $Q$  no es simétrica, por lo que esta medida, la cual llamaremos “Resolution length” (RL), puede variar de una dirección cartesiana a otra. Para obtener la localización final, se determina el RL promedio y se suma algebraicamente en cada dirección cartesiana a la localización determinada por TREP.

Puesto que el RL es una medida independiente del error intrínseco de cada evento (asociado, por ejemplo, al ruido por estación), en este trabajo se utilizó para medir la confiabilidad de las localizaciones.

---

# Capítulo 4

## Resultados

---

### 4.1. Validación del método TREP generalizado: Fuente puntual

El primer objetivo de este trabajo fue la validación del método TREP generalizado para la localización de tremores tectónicos. Para ello se llevaron a cabo diversas pruebas con diferentes señales representativas de fuentes sísmicas.

Como primer estrategia se utilizó el método TREP para invertir dislocaciones puntuales en un sólo hipocentro. Se creó una malla de 5 x 5 receptores con un espaciamiento de 20 Km entre cada uno (figura 4.1). La fuente puntual utilizada se posicionó en el centro del arreglo, a una profundidad de 40 Km. Siguiendo la metodología planteada en la sección 3.1, se realizó la inversión de 15 mecanismos focales con localización hipocentral fija, los cuales incluyen fallas inversas, horizontales, normales y strike-slip. En la fi-

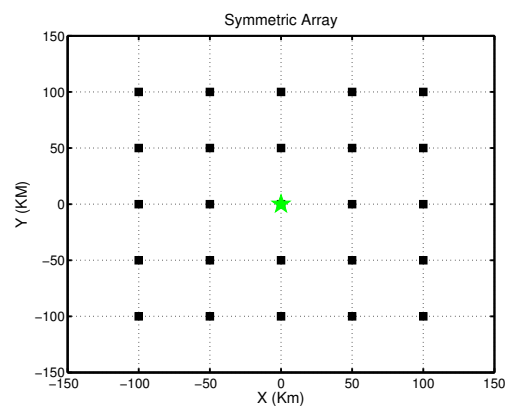


Figura 4.1: Arreglo simétrico con 25 receptores (cuadros negros) y una fuente puntual (estrella verde).

gura 4.2 se muestran los resultados de las diferentes inversiones. Estos resultados se pueden clasificar como: Mecanismo encontrado (calidad excelente), mecanismo no encontrado (calidad pobre), y mecanismo invertido (calidad aceptable).

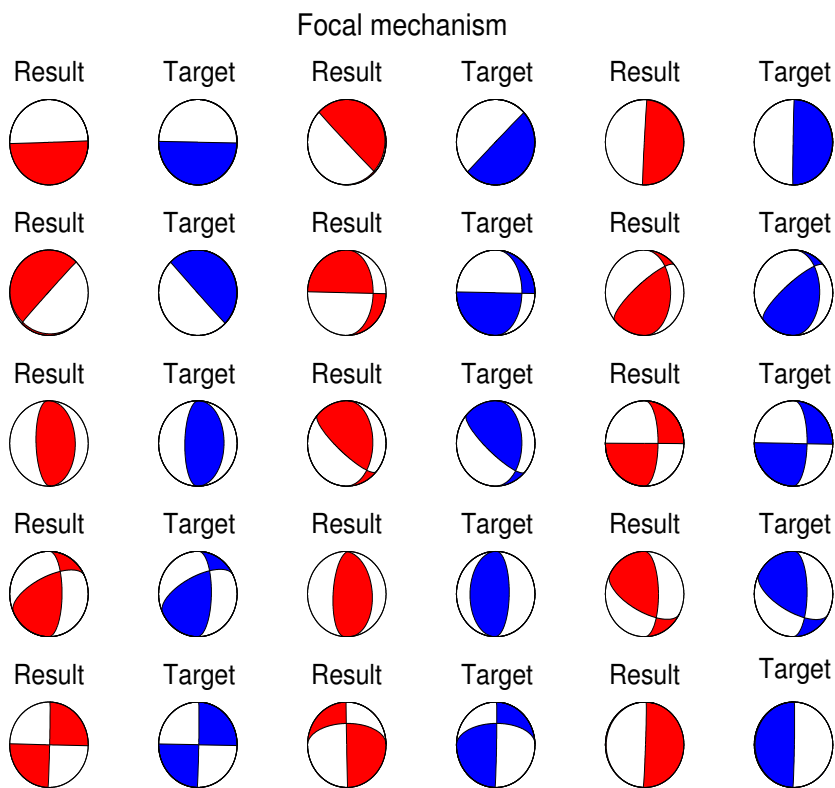


Figura 4.2: Mecanismos focales invertidos. En azul está el mecanismo focal objetivo y en rojo el mecanismo obtenido de la inversión.

De las familias de mecanismos anteriores vamos a enfocarnos en los mecanismos focales encontrados e invertidos. En la figura 4.3 se muestra el mecanismo focal obtenido de la inversión (rojo) y el mecanismo focal objetivo (azul) para una falla con parámetros: strike  $1^\circ$ , dip  $59^\circ$ , y rake  $45^\circ$ . Como se puede observar, con la inversión se lograron obtener los parámetros de la falla objetivo.

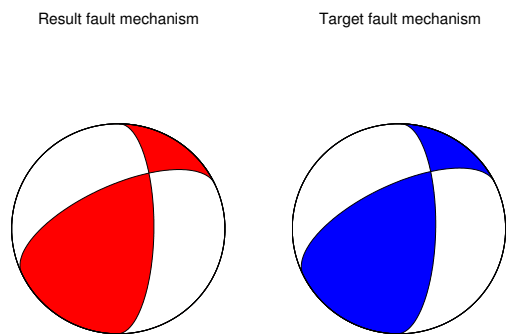
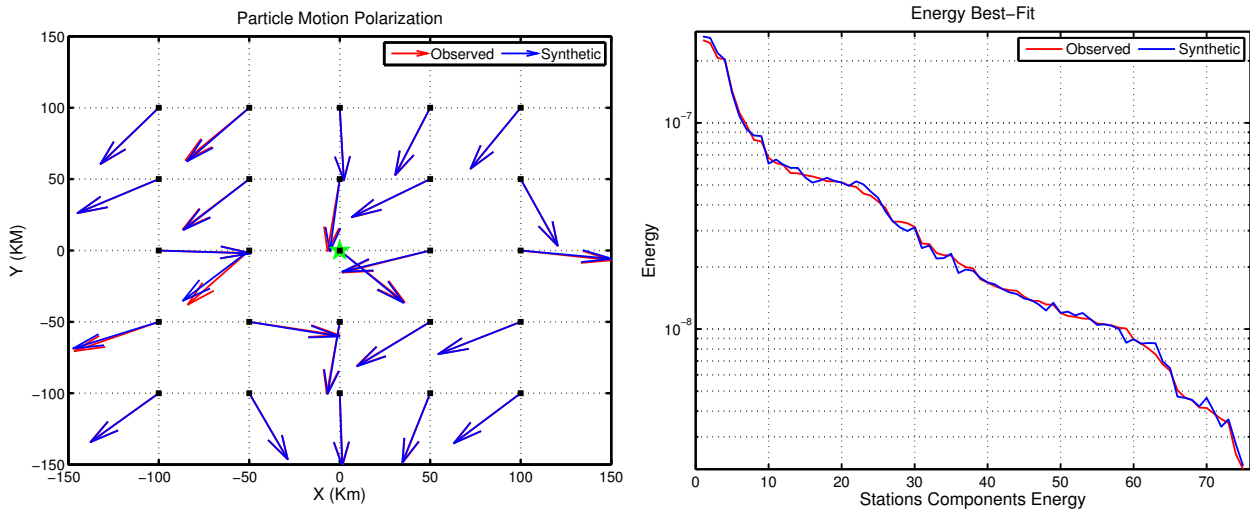


Figura 4.3: Mecanismo Focal encontrado

En la figura 4.4a se muestra la dirección del semi-eje mayor de polarización observada (rojo) y sintética (azul). Claramente, las direcciones de los semi-ejes difieren muy poco entre los



(a) Dirección semi-eje mayor de polarización observado y sintético. (b) Energía observada y sintética por componente.

Figura 4.4: Observables de la función de costo para el mecanismo encontrado.

dos conjuntos de datos, por lo que podemos decir que la inversión logró resolver correctamente este observable. Asimismo, en la figura 4.4b se grafican las energías observadas (rojo) y sintéticas (azul) de las tres componentes de cada estación (75 componentes en total). Visiblemente la diferencia entre estas es mínima, por lo que la inversión explica muy bien este atributo sísmico.

A pesar de que se obtuvieron buenos resultados, en algunos casos el método TREP obtuvo lo que llamamos un mecanismo invertido, el cual es similar en el strike y dip al mecanismo objetivo, pero difiere por  $180^\circ$  en el rake. Esto sucede debido a la naturaleza de los observables que se utilizan en el planteamiento del problema inverso, ya que estos dependen de la dirección del movimiento de partícula, más no de su sentido.

En la figura 4.5 se muestra un ejemplo de estos mecanismos, los cuales sólo difieren en el signo del rake, pero cumplen satisfactoriamente con los observables utilizados en el método (figura 4.6).

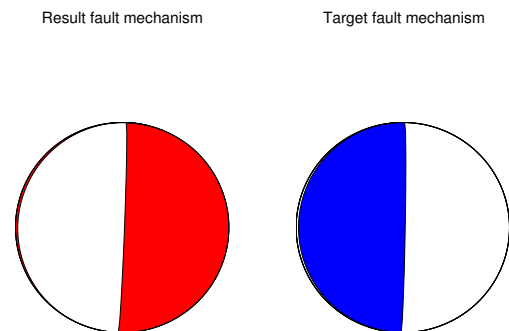
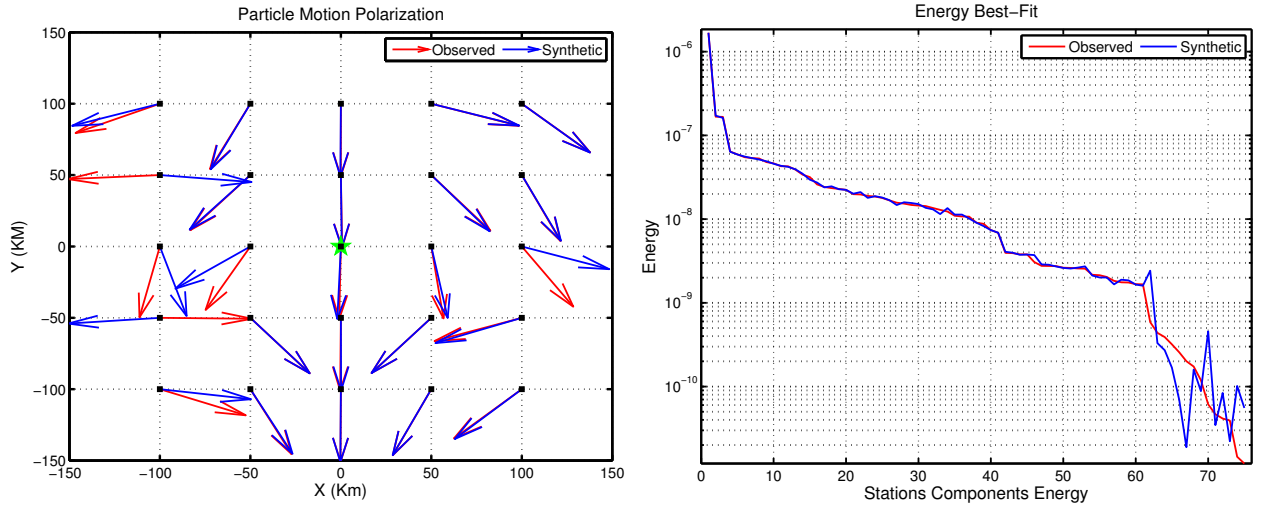


Figura 4.5: Mecanismo Focal inverso



(a) Componentes del semi-eje mayor de polarización observado y sintético. (b) Desajuste entre la energía observada y sintética.

Figura 4.6: Observables de la función de costo para el mecanismo inverso.

## 4.2. Validación del método TREP generalizado: Arreglo MASE

### 4.2.1. Fuente puntual

El siguiente paso fue realizar una inversión tanto de la localización hipocentral como del mecanismo focal para un arreglo de estaciones más realista. Para este ejercicio se utilizó un volumen de búsqueda con 910 hipocentros con espaciamiento horizontal de 20 Km y vertical de 5 Km (figura 4.7). Se asumió la configuración del arreglo MASE (triángulos rojos figura 4.7) y las localizaciones de las fuentes objetivo mostradas en la figura 4.7. En este trabajo se presentarán los casos más representativos para los cuales se obtuvieron tanto resultados excelentes como aceptables.

La primer fuente puntual que se invirtió fue de una falla strike-slip con parámetros strike  $45^\circ$ , dip  $90^\circ$  y rake  $0^\circ$  y magnitud Mw 3.5. La posición de esta fuente sintética fue  $x=190$  km,  $y=40$  km  $z=40$  km. En la figura 4.8 se muestra la localización real de la fuente (estrella verde) y la localización que se obtuvo a partir de la inversión (estrella amarilla). La localización

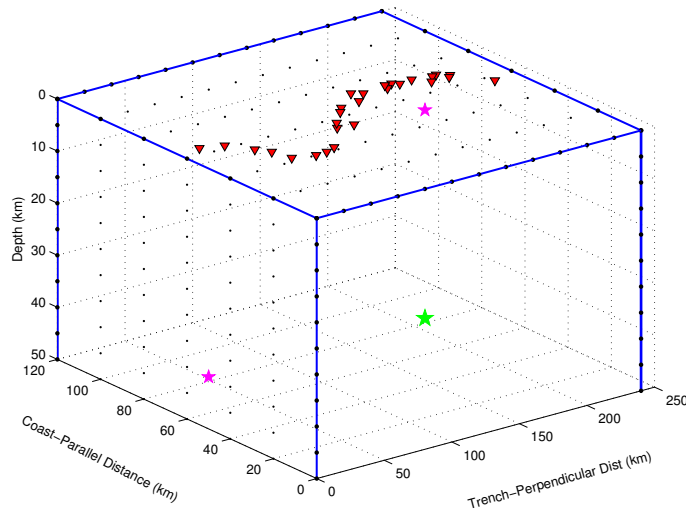


Figura 4.7: Cubo de búsqueda para el arreglo MASE. Los triángulos rojos representan las estaciones del arreglo MASE. La estrella verde muestra el hipocentro de la fuente de prueba. Las estrellas rosas son las proyecciones de la fuente en superficie y en el plano paralelo a la costa.

obtenida con el método TREP generalizado corresponde a la localización deseada. Además, el mecanismo focal determinado también corresponde al de la falla strike-slip objetivo. Con base en lo anterior, se puede decir que el método logró invertir la localización y mecanismo de una falla puntual strike-slip.

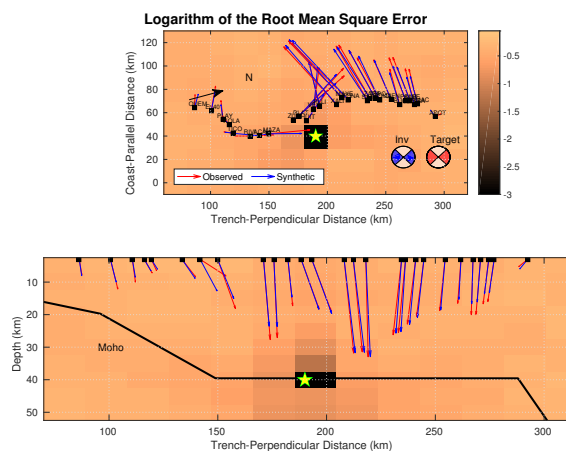


Figura 4.8: Inversión 1: Fuente puntual strike-slip. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo rojo es el mecanismo objetivo y el azul el invertido.

En la figura 4.9 se muestran los desajustes entre la energía observada (rojo) y la sintética

## CAPÍTULO 4. 4.2. VALIDACIÓN DEL MÉTODO TREP GENERALIZADO: ARREGLO MASE

(azul) para la inversión anterior. Podemos notar que el método resuelve correctamente este observable. Asimismo, en la figura 4.10 se presentan los valores para la derivada espacial de la energía observada y sintética, respectivamente. Con base en las figuras anteriores podemos decir que para un arreglo más realista, el método resuelve con gran eficiencia los tres observables del método TREP.

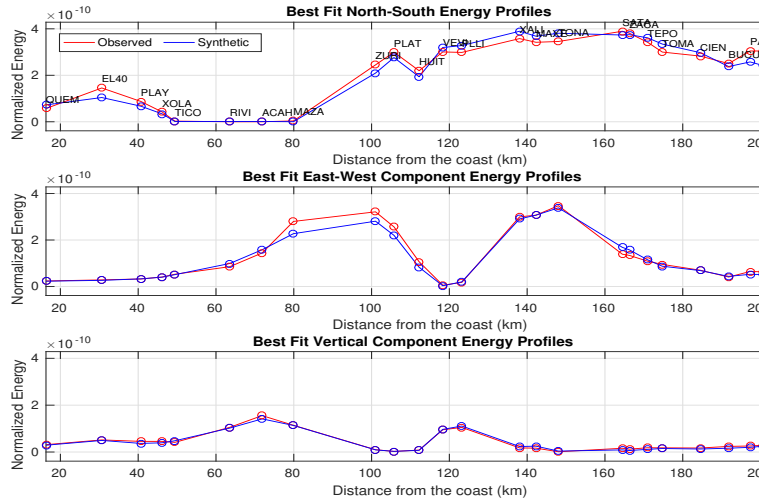


Figura 4.9: Desajuste de la energía para la fuente puntual 1. El perfil rojo representa los datos observados y la azul los calculados a partir de la inversión.

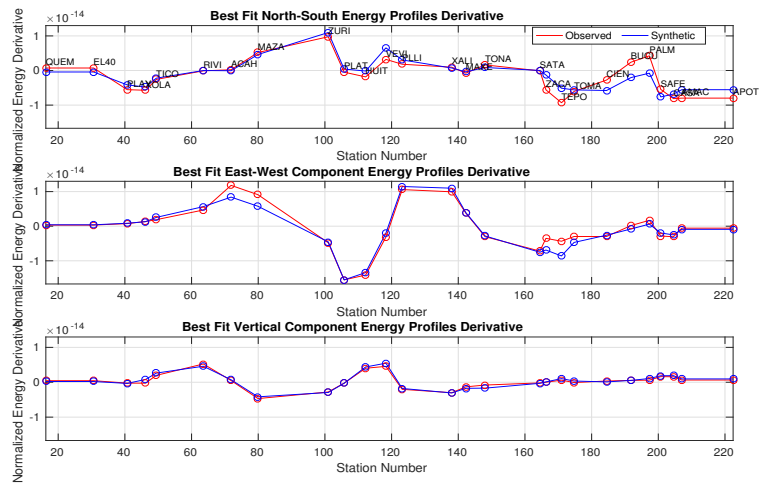


Figura 4.10: Desajuste entre la derivada observada y sintética para la fuente puntual 1. El perfil rojo representa los datos observados y la azul los calculados a partir de la inversión.

Gracias a la naturaleza de este método, es posible obtener la localización y mecanismo focal de una fuente con una magnitud mayor o menor a la de la base de funciones de Green canónicas. De esta manera podemos optimizar el cálculo de las funciones de Green y tener



una estimación de la magnitud de momento sísmico para diversas fuentes sísmicas, ya sea fuentes puntuales o tremores tectónicos.

En la figura 4.11 se presentan los resultados para una fuente puntual de tipo inverso con ángulos strike  $55^\circ$ , dip  $30^\circ$  y rake  $90^\circ$ , y una magnitud  $M_w$  de 4.5. Para estudiar el efecto de la profundidad de la fuente, ésta es más somera (30 Km), y su magnitud es mayor a la de los mecanismos canónicos ( $M_w$  3.5). Como se aprecia en la figura 4.11, se lograron recuperar correctamente los ángulos de strike y dip. Sin embargo, se tuvo una discrepancia en el signo del desplazamiento (este caso se discutió en la sección anterior, referida como solución aceptable). A pesar de lo anterior, la estimación obtenida en la inversión es de buena calidad, ya que se logra recuperar tanto la posición como la orientación de la falla. Además, con este resultado se logró verificar el comportamiento del método TREP generalizado para invertir fuentes puntuales con diferente magnitud.

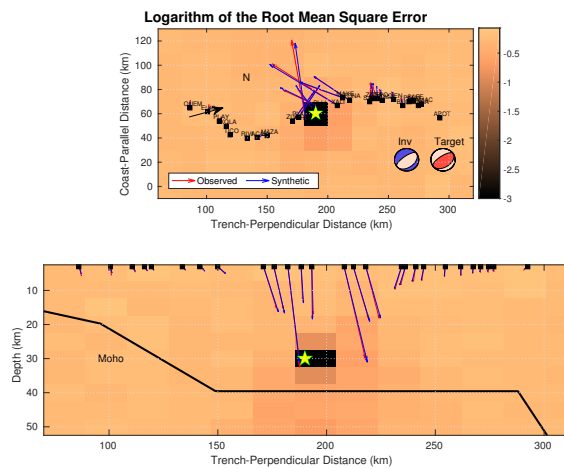


Figura 4.11: Inversión 2: Fuente puntual inversa somera. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo rojo es el mecanismo objetivo y el azul el invertido.

Para estudiar el comportamiento del método en diferentes situaciones, se realizó la inversión utilizando una malla más refinada (10 Km de espaciamiento horizontal) y usando solamente 18 estaciones del arreglo MASE. La fuente puntual sintética fue una falla horizontal. En la figura 4.12 se puede observar que la localización obtenida difiere por aproximadamente 20 Km en el plano horizontal y por 5 Km en profundidad. Lo anterior puede deberse a la refinación de la malla así como a la menor cantidad de estaciones y su localización con respecto

a la fuente puntual. A pesar de lo anterior, tanto la localización como el mecanismo focal siguen siendo de buena calidad.

Para comparar, se realizó la inversión para la misma fuente puntual utilizando el método TREP original (figura 4.13). La localización obtenida con este método coincide con la localización real en el plano horizontal pero difiere por 5 Km en profundidad. Analizando la función de costo podemos deducir que ésta es más estable que en el método TREP generalizado. En un futuro se podrían utilizar las localizaciones del TREP original para invertir posteriormente el tensor de momento asociado con el método TREP generalizado.

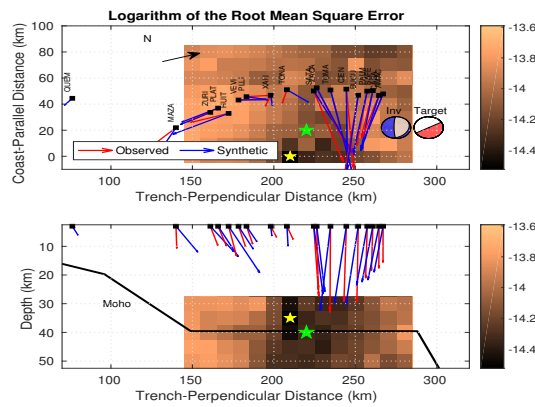


Figura 4.12: Inversión 3: Fuente puntual horizontal. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo azul es el resultado de la inversión.

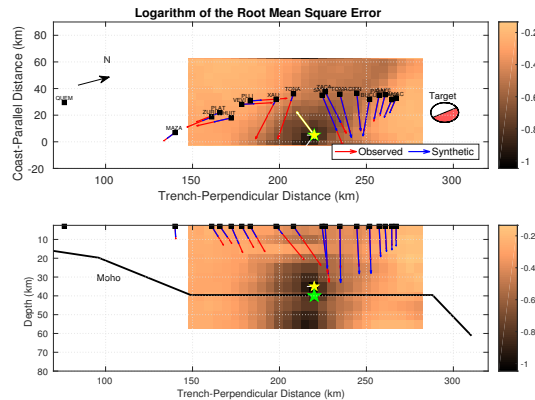


Figura 4.13: Inversión 4: Fuente puntual horizontal. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP original. Las estrellas verde y amarilla representan la localización real e invertida respectivamente. Las flechas rojas muestran la dirección real del movimiento de partícula, y las flechas azules las direcciones calculadas en la inversión. El mecanismo azul es el resultado de la inversión.

### 4.2.2. Tremor Sintético

Como último ejercicio de validación utilizamos el modelo de múltiples fuentes finitas introducido por Cruz-Atienza et al. (2015) para modelar un tremor sintético. Empleando un método en diferencias finitas, se simuló un tremor tectónico usando modelos cuasi-dinámicos de ruptura en 3D.

Asumiendo 250 cracks circulares horizontales de diferentes tamaños (determinados aleatoriamente), se modeló la fuente de un tremor tectónico. A pesar de ser dislocaciones horizontales, el modelo permite variaciones moderadas del rake de los cracks (15 grados a partir de un rake principal) (figura 4.14).

En la figura 4.15 se muestra una vista en planta del arreglo MASE (figura 4.15-a) y un acercamiento a los cracks horizontales (figura 4.15-b) donde las flechas representan los distintos rakes.

En una primera prueba, se realizó una inversión de tremor sintético con rake constante en todos los cracks (figura 4.16). Como se puede apreciar, se logró recuperar tanto la localización como el mecanismo focal del tremor sintético, siendo el rake de este mecanismo, el rake principal  $\tau$  de la imagen 4.15.

Para analizar como afectan las variaciones del rake en el mecanismo focal, se modeló un tremor tectónico sintético con variaciones de  $\pm 15^\circ$  en el rake de los cracks que lo componen y se realizó la inversión que se muestra en la figura 4.17. El mecanismo focal invertido difiere en el rake aproximadamente 15 grados con respecto al rake principal de los cracks debido a las variaciones espaciales en el modelado del tremor sintético. A pesar de lo anterior, tanto la estimación del mecanismo focal como la localización tuvieron buena resolución.

Por último se estudio el caso de una fuente de tremor sintético somera (figura 4.18). Como se puede observar, el método fue capaz de obtener la localización real del tremor sintético. Sin

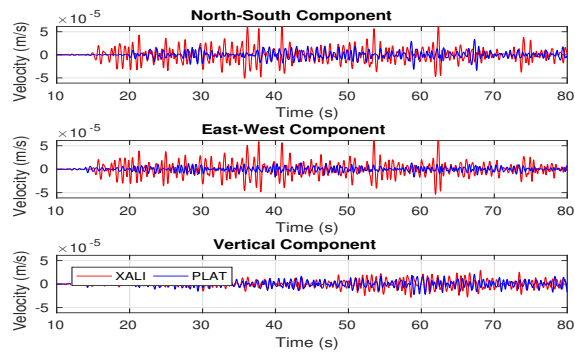


Figura 4.14: Componentes del tremor sintético para dos estaciones diferentes.

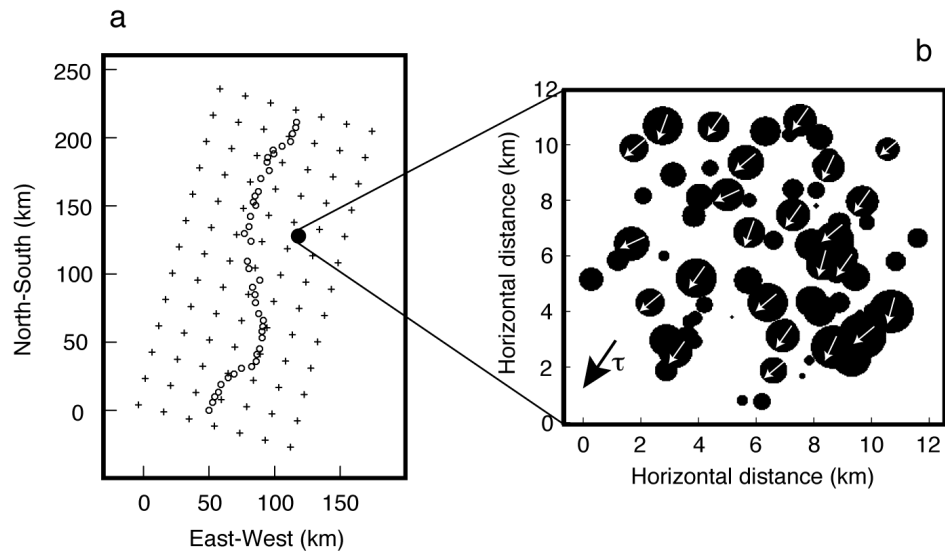


Figura 4.15: a) Vista en planta del arreglo MASE, la fuente de tremor sintético (círculo negro), y la malla de búsqueda. b) Acercamiento a la fuente modelada con cracks horizontales de diferentes tamaños y rakes, la flecha  $\tau$  representa el rake principal. Tomado de Cruz-Atienza et al. (2015).

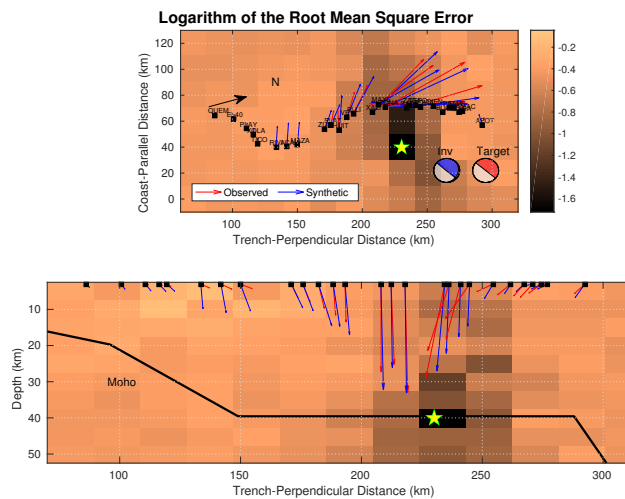


Figura 4.16: Inversión tremor sintético 1. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8

embargo, el mecanismo focal obtenido tuvo una discrepancia en el rake de  $180^\circ$  (referida en la sección anterior como solución aceptable). A pesar de lo anterior, se logró invertir tanto la localización y orientación de la falla con una calidad aceptable para un tremor sintético somero.

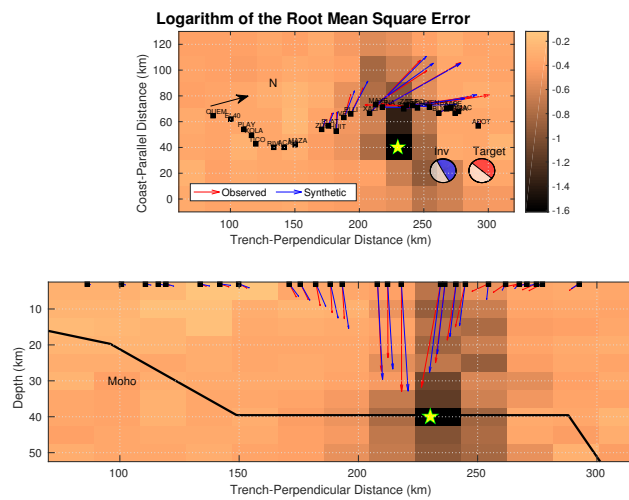


Figura 4.17: Inversión tremor sintético 2. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8

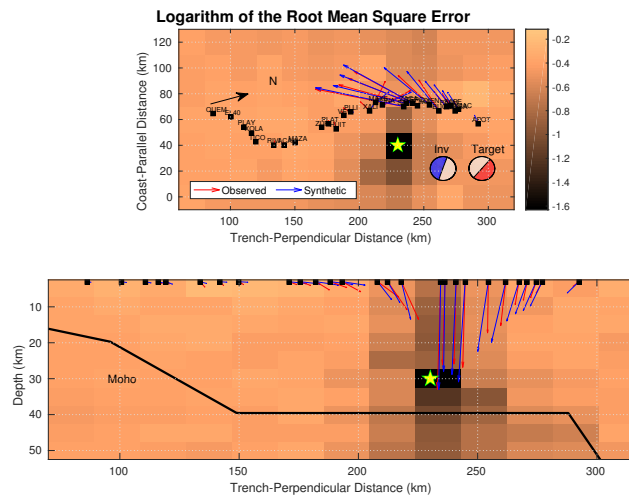


Figura 4.18: Inversión tremor sintético 3. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.8

### 4.3. Tremores Tectónicos Reales

Finalmente, obtuvimos la localización y mecanismo focal para dos burst de tremor tectónico reportados en el catálogo de Husker et al. (2010). Debido al bajo cociente señal/ruido, se invirtieron solamente las componentes horizontales.

En un principio, el cubo de búsqueda comenzaba a partir de la costa, con incrementos horizontales de 20 Km (figura 4.7). Sin embargo, diversos estudios muestran que la región de ocurrencia de los tremores tectónicos en Guerrero se encuentra entre los 180 y los 250 Km de distancia de la trinchera (Cruz-Atienza et al., 2015; Frank et al., 2013; Kostoglodov

et al., 2010). Aunado al costo computacional que representa el realizar el problema inverso, se decidió refinar la malla a partir de una distancia a la trinchera de 150 hasta 270 Km, con incrementos cada 10 Km, y profundidades entre 30 y 50 Km.

El primer burst analizado tuvo lugar el 6 de marzo del 2005 a las 13:00 horas. Para cuantificar la influencia del tremor en el campo de ondas, se calculó la linealidad del movimiento de partícula para todo el arreglo MASE. En la figura 4.19 se muestra la energía y la linealidad para la estación SATA. Vale la pena señalar que hay una clara correlación entre la linealidad y la energía a partir de las 13:00 horas para la banda de frecuencias de 1-4 Hz.

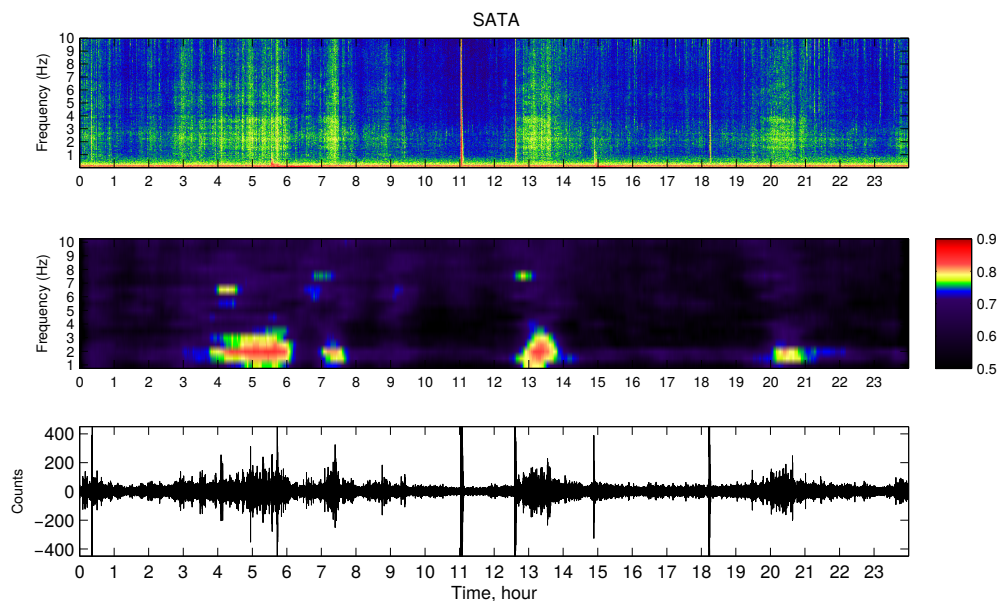


Figura 4.19: Panel Superior Espectrograma para la componente norte de la estación SATA. Panel intermedio Linealidad para la componente norte de la estación SATA. Panel inferior Sismograma de la componente norte de la estación SATA filtrado entre 1 y 2 Hz.

Para acotar el inicio temporal del tremor, realizamos un promedio de la linealidad entre 1 y 4 Hz. El resultado se muestra en la figura 4.20, donde podemos notar un incremento en la linealidad y en la energía al iniciar el tremor, aproximadamente a las 13:00 horas. Tomando como umbral una linealidad de 0.65, podemos observar que el tremor en la estación SATA comienza aproximadamente 10 minutos antes de lo establecido por medio de la energía. Asimismo, observamos que en la estación TONA la presencia del tremor se da durante un mayor periodo de tiempo (figura 4.21). Sin embargo, debido a la poca diferencia en tiempo, se decidió utilizar las horas de inicio y término del catálogo de Husker et al. (2010), las 13:00

y 13:40 horas respectivamente.

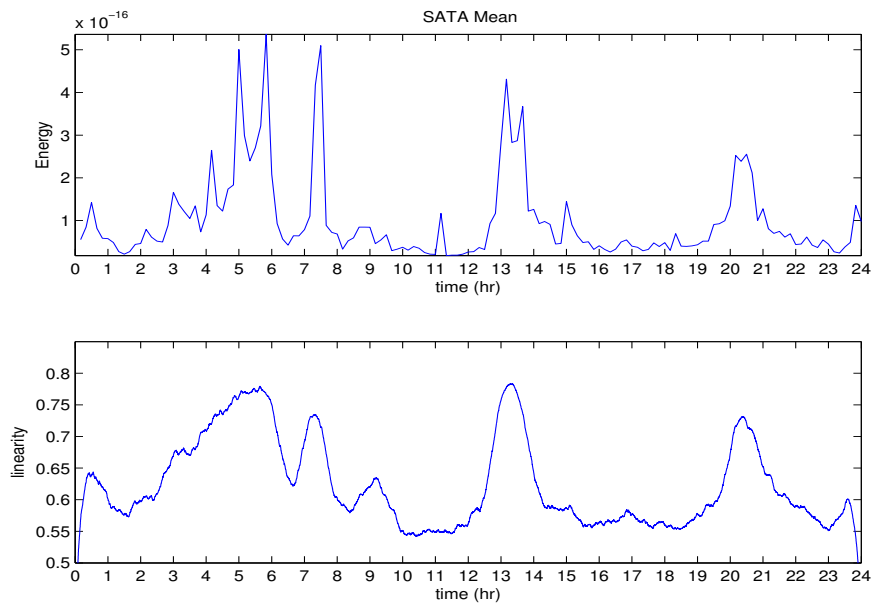


Figura 4.20: Para la estación SATA del día 6 de marzo del 2005. Panel Superior: Energía en la componente norte del tremor tectónico calculada con la metodología de Husker et al. (2010). Panel inferior: Promedio de linealidad entre 1 y 4 Hz.

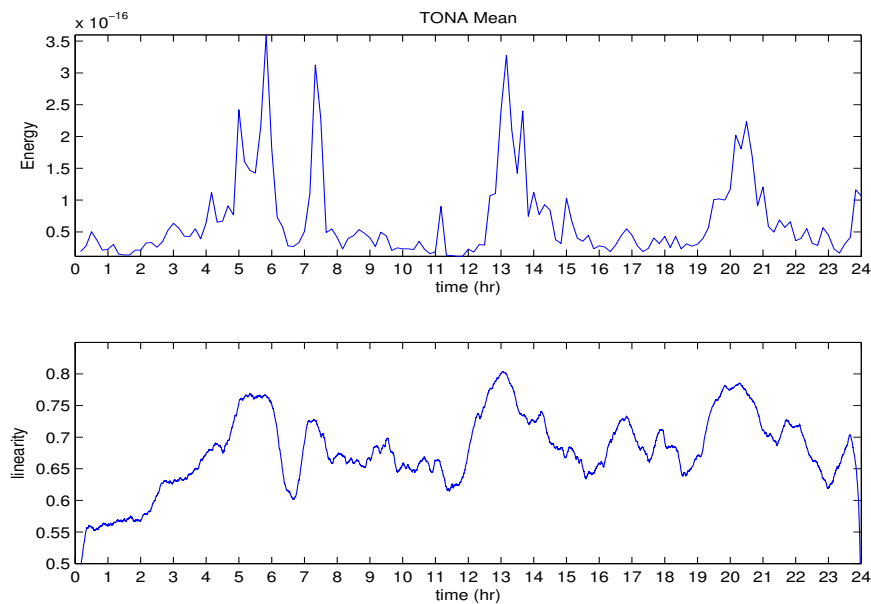


Figura 4.21: Para la estación TONA del día 6 de marzo del 2005. Panel Superior: Energía en la componente norte del tremor tectónico calculada con la metodología de Husker et al. (2010). Panel inferior: Promedio de linealidad entre 1 y 4 Hz.

Posteriormente, se obtuvieron 37 localizaciones para este burst de tremor (tabla 4.1). Las localizaciones están compuestas por ventanas de 2 minutos de señal sísmica, con traslape de

un minuto entre ventana.

No. ventana	X (Km)	Y (Km)	Prof. (Km)	Resolution Length	Parámetros falla: strike,dip,rake
1	180.0	20.0	40.0	26.85	145, 16, 266
2	110.0	30.0	40.0	8.1	107, 29, 348
3	110.0	30.0	40.0	20.52	105, 30, 164
4	170.0	10.0	30.0	12.77	103, 35, 181
5	120.0	10.0	45.0	16.2	214, 14, 278
6	120.0	10.0	45.0	8.15	26, 75, 86
7	130.0	80.0	35.0	21.87	162, 75, 111
8	110.0	40.0	50.0	28.6	68, 85, 213
9	180.0	20.0	40.0	23.15	328, 73, 88
10	180.0	0.0	45.0	12.65	111, 27, 193
11	210.0	10.0	40.0	19.65	69, 39, 18
12	180.0	0.0	45.0	16.05	116, 29, 7
13	110.0	40.0	50.0	19.55	229, 52, 72
14	110.0	30.0	45.0	13.27	101, 54, 183
15	170.0	10.0	30.0	11.05	206, 85, 58
16	180.0	10.0	50.0	24.27	208, 18, 158
17	180.0	10.0	50.0	21.15	208, 20, 159
18	200.0	10.0	40.0	28.47	183, 25, 145
19	180.0	10.0	50.0	26.55	203, 15, 154
20	130.0	20.0	45.0	25.5	256, 24, 297
21	180.0	10.0	50.0	16.12	328, 82, 81
22	190.0	0.0	35.0	13.52	221, 82, 52
23	190.0	0.0	35.0	29	221, 82, 232
24	180.0	0.0	45.0	25.25	115, 28, 190
25	180.0	0.0	45.0	24.97	112, 26, 194
26	190.0	0.0	30.0	17.9	237, 83, 60
27	190.0	0.0	30.0	19.72	236, 84, 239
28	190.0	0.0	35.0	19.57	114, 67, 157
29	110.0	40.0	50.0	11.02	224, 53, 238
30	110.0	40.0	50.0	14.92	219, 55, 53
31	160.0	0.0	30.0	7.9	206, 82, 71
32	160.0	0.0	30.0	10.7	95, 20, 331
33	170.0	0.0	35.0	32.47	350, 79, 290
34	110.0	30.0	45.0	30.05	103, 47, 359
35	180.0	0.0	40.0	19.05	117, 33, 184
36	190.0	0.0	30.0	16.8	239, 82, 59
37	180.0	10.0	40.0	16.72	316, 84, 322

Tabla 4.1: Localizaciones obtenidas con el método TREP generalizado para el burst del día 6 de marzo de 2005 a las 13:00 horas.



En las figuras 4.22 y 4.25 podemos observar las localizaciones obtenidas para diferentes duraciones de las ventanas de tiempo de tremor tectónico. Vale la pena señalar que la mayoría de mecanismos focales obtenidos corresponden a dislocaciones subhorizontales, lo cual está en concordancia con lo reportado anteriormente para eventos LFEs (Frank et al., 2013) y VLFs (Maury et al., 2016).

Sobre la función de costo, podemos notar que no presenta un mínimo global bien definido como en el caso del método TREP original (Cruz-Atienza et al., 2015). Este comportamiento también se observó en las inversiones realizadas con tremores sintéticos, por lo que corresponde a la naturaleza del método TREP generalizado que posee más grados de libertad (i.e., localización hipocentral y 5 coeficientes para la combinacional lineal de los mecanismos canónicos).

Con respecto a la distribución espacial de la energía (figuras 4.23 y 4.26) y la distribución espacial de la derivada de la energía (figuras 4.24 y 4.27), podemos notar que las componentes horizontales tienen un mejor ajuste que las componentes verticales debido a que no se utilizaron estas componentes por su alta relación señal a ruido.

Con respecto al método TREP original, podemos notar que los observables obtenidos presentan una mayor variación, lo cual se debe a la falta de normalización en el método TREP generalizado.

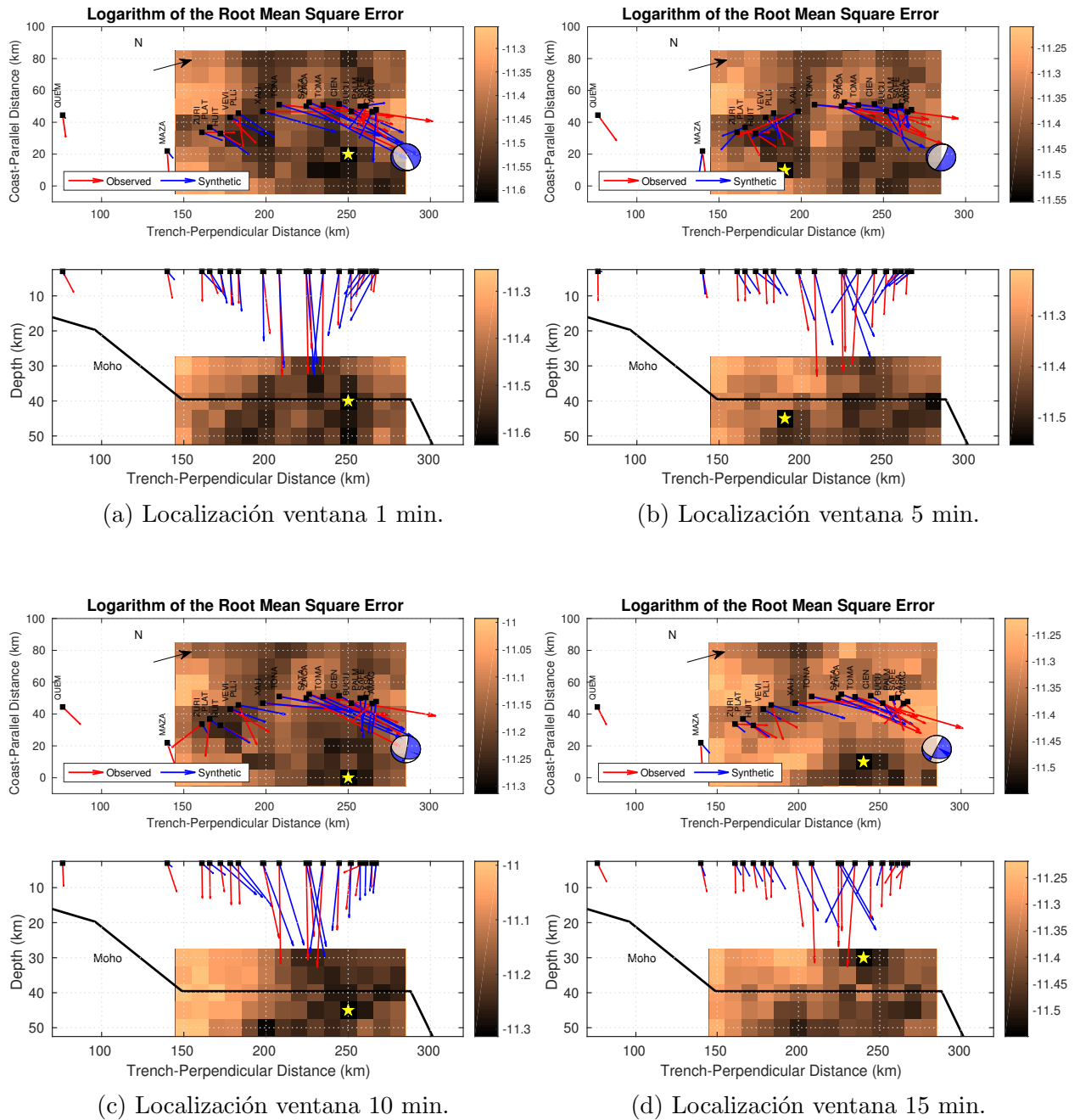
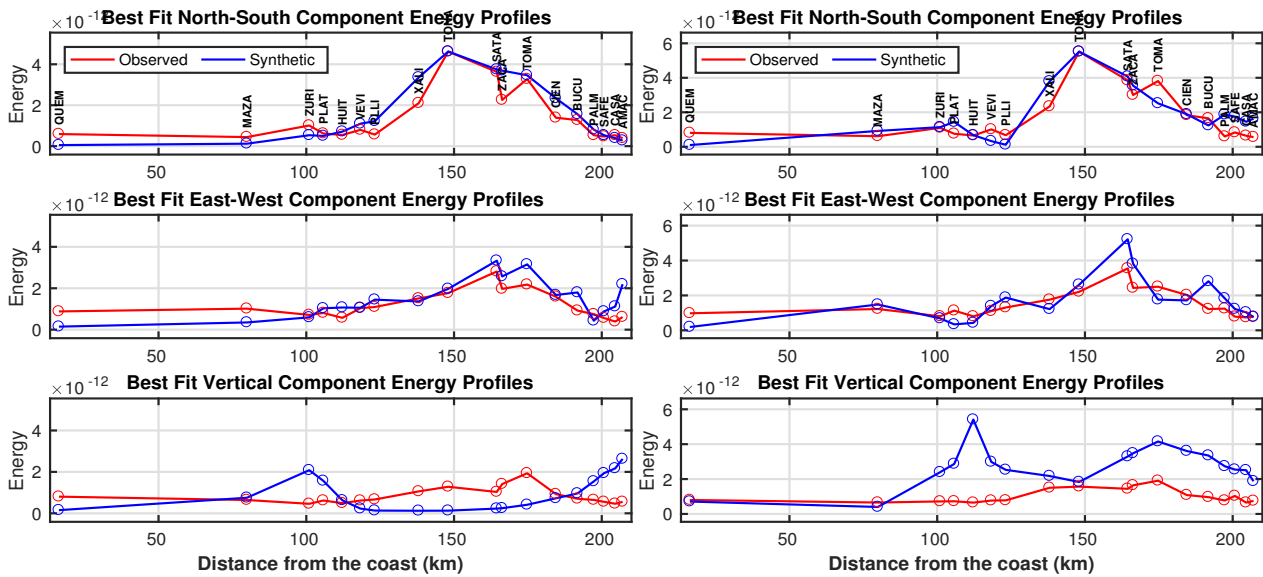
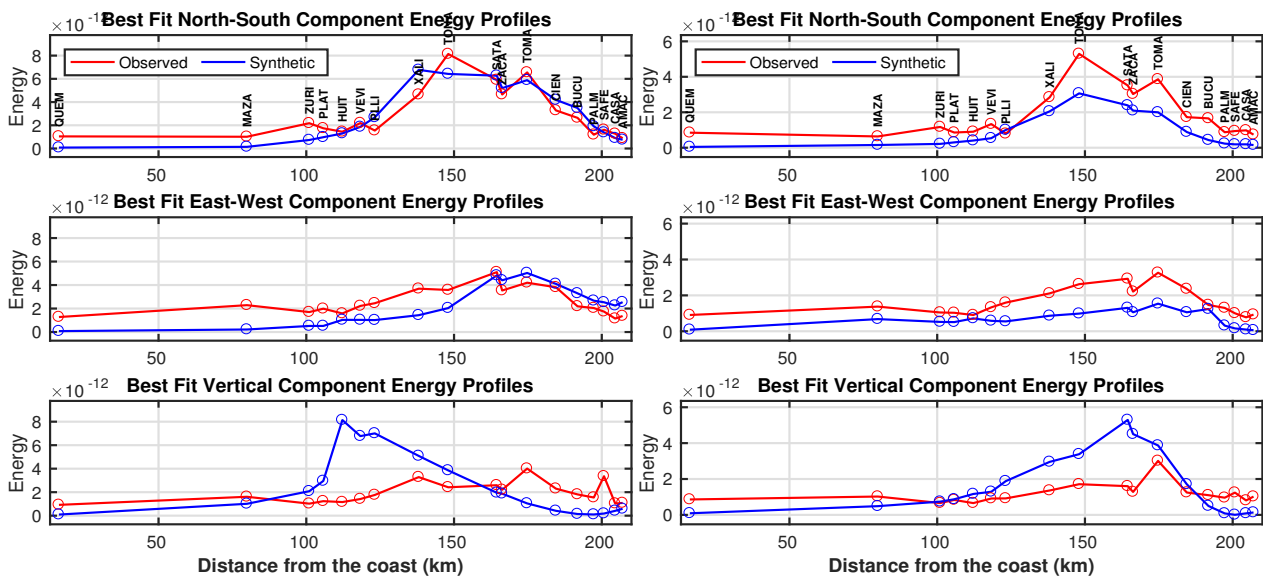


Figura 4.22: Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 6 de marzo del 2005. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP generalizado. La estrella amarilla es la localización obtenida para cada ventana de tiempo. El mecanismo focal azul es obtenido a partir de la inversión. Las flechas rojas y azules son las direcciones del movimiento de partícula observado y sintético respectivamente, su longitud es proporcional a la energía observada en cada estación.



(a) Perfiles de Energía ventana 1 min.

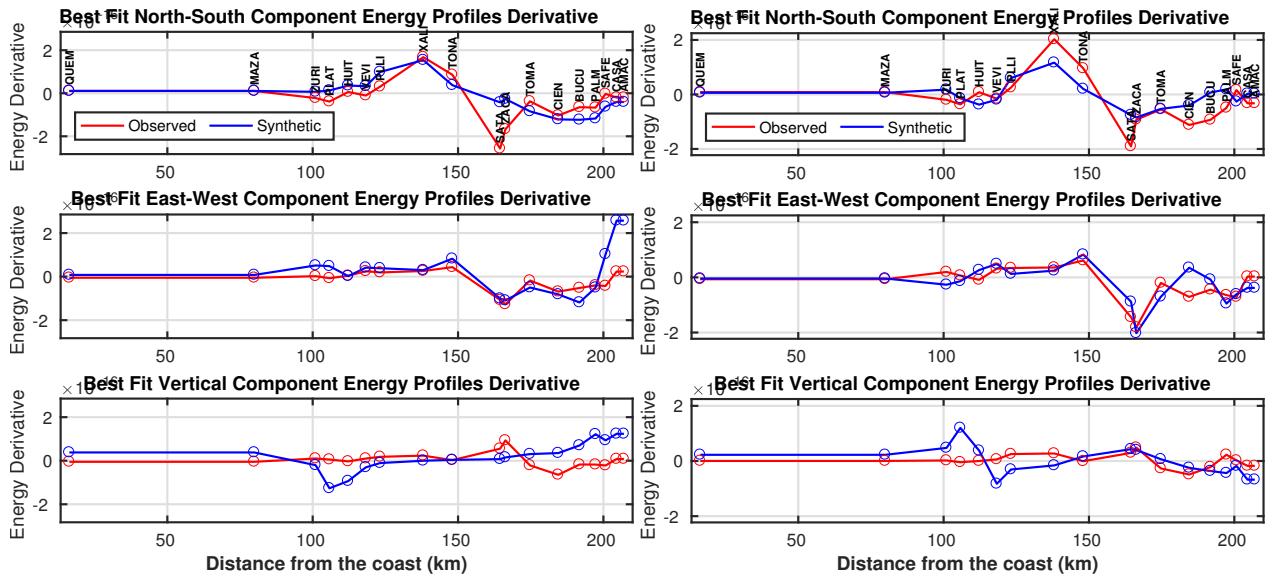
(b) Perfiles de Energía ventana 5 min.



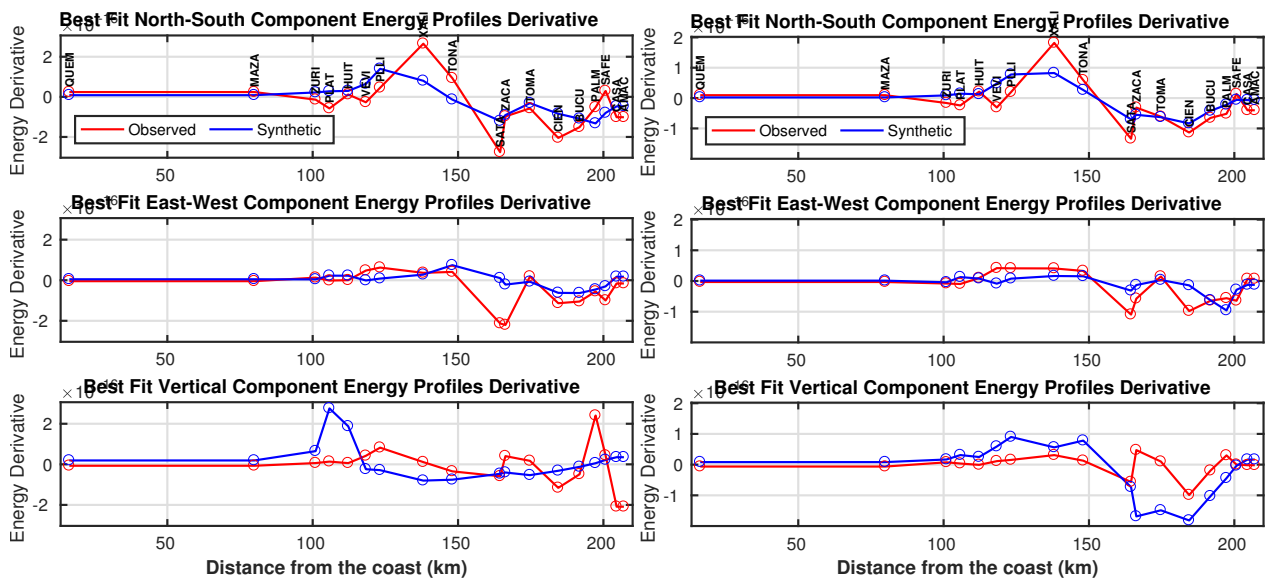
(c) Perfiles de Energía ventana 10 min.

(d) Perfiles de Energía ventana 15 min.

Figura 4.23: Perfiles de Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. El perfil en rojo representa la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la energía calculada a partir de la inversión.



(a) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 1 min. (b) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 5 min.



(c) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 10 min. (d) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 15 min.

Figura 4.24: Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. El perfil en rojo representa la derivada espacial de la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la derivada espacial de la energía calculada a partir de la inversión.

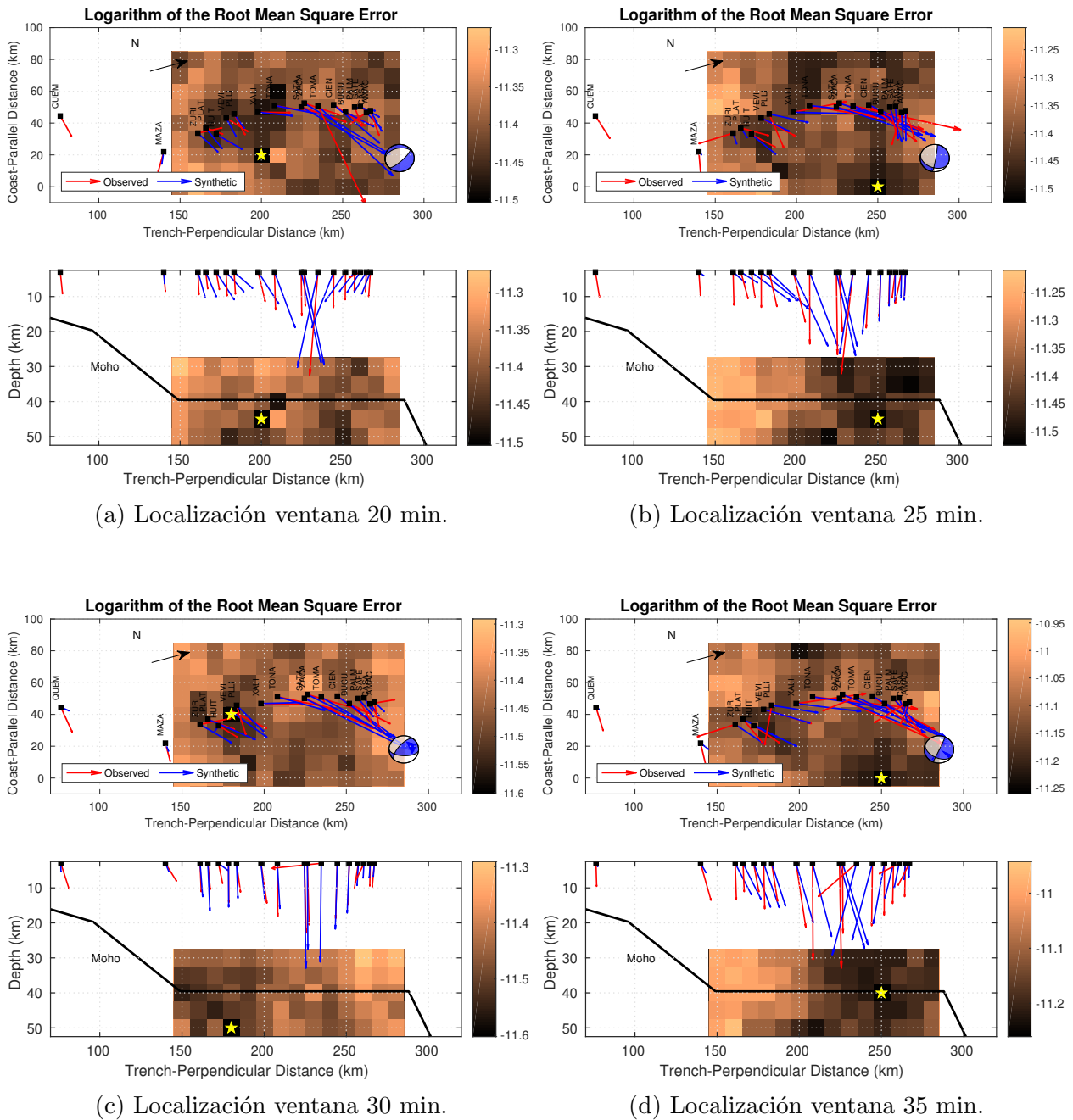
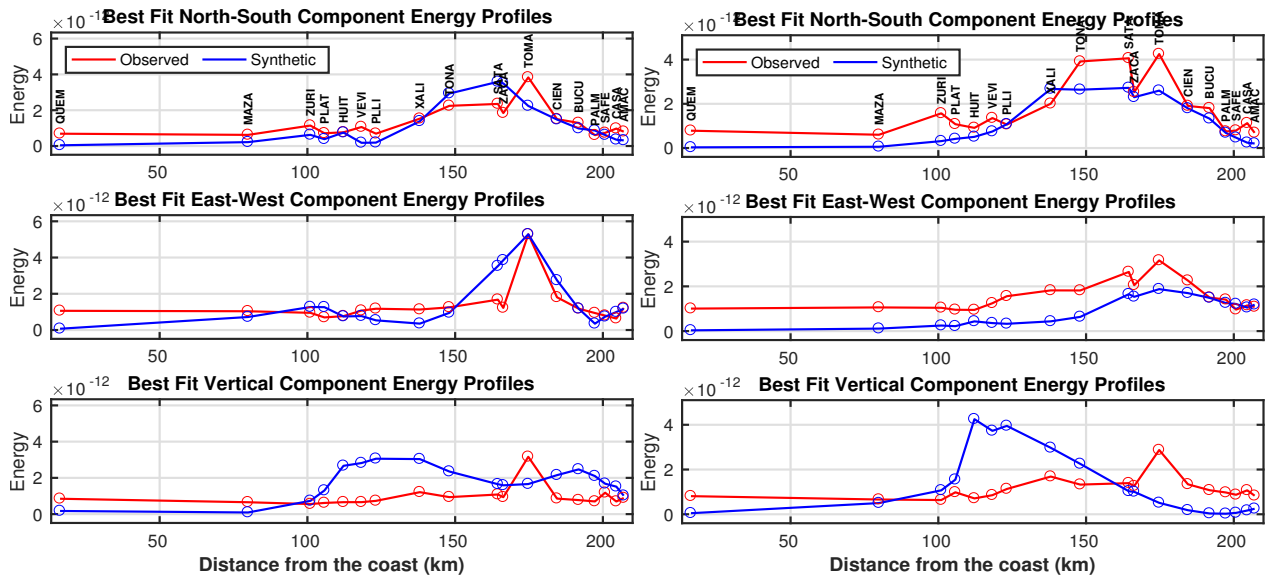
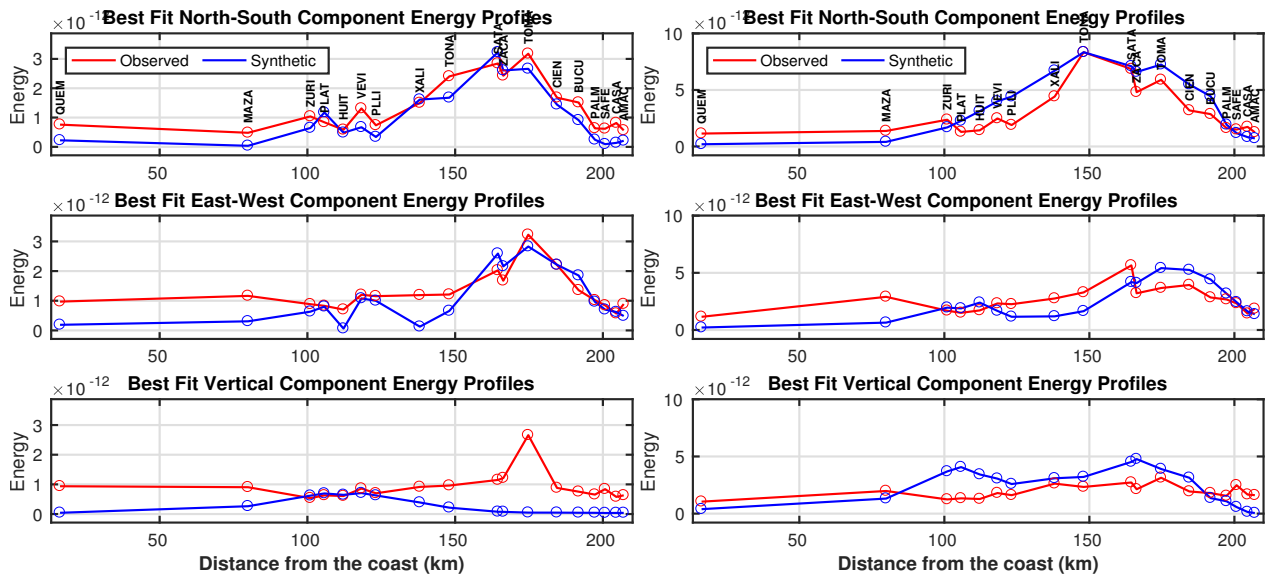


Figura 4.25: Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.22.



(a) Perfiles de Energía ventana 20 min.

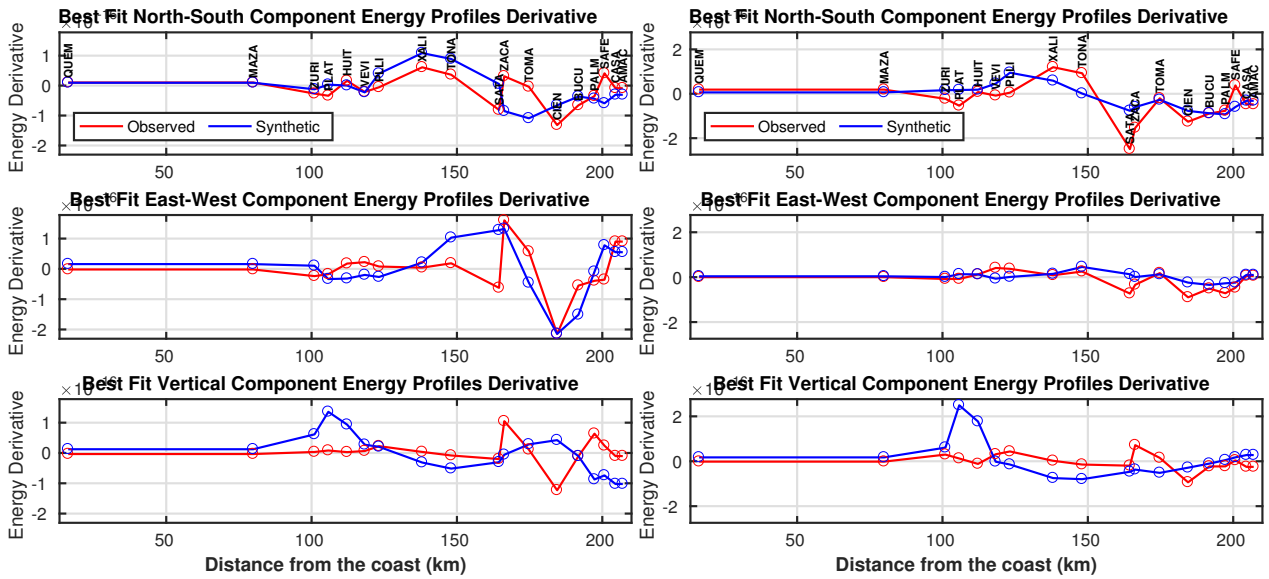
(b) Perfiles de Energía ventana 25 min.



(c) Perfiles de Energía ventana 30 min.

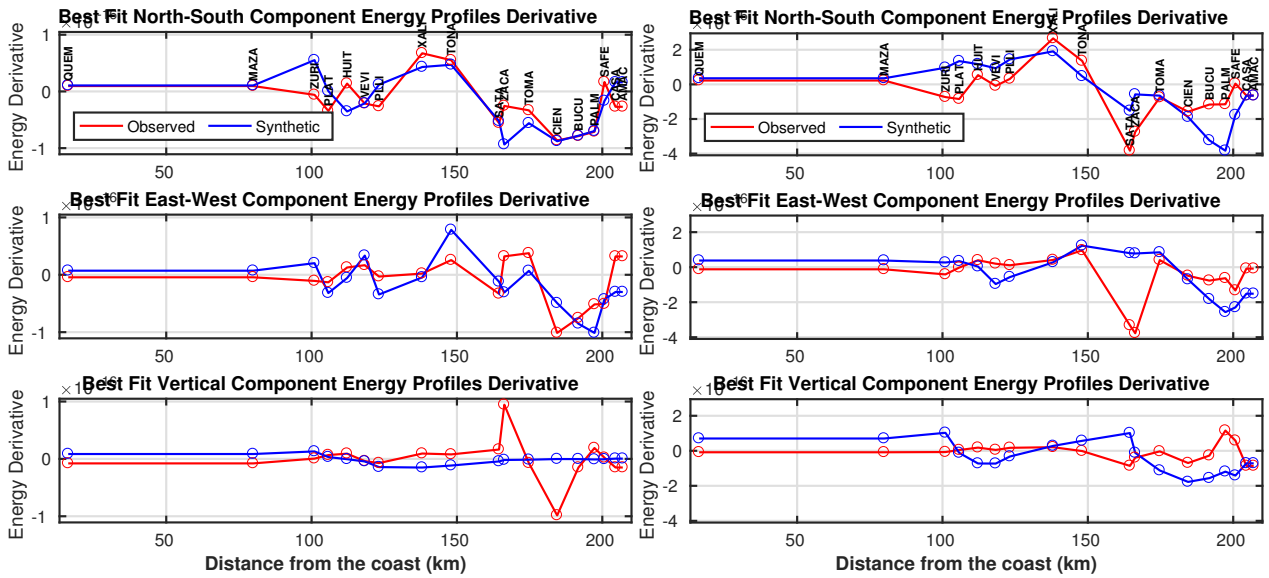
(d) Perfiles de Energía ventana 35 min.

Figura 4.26: Perfiles de Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.23



(a) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 20 min.

(b) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 25 min.



(c) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 30 min.

(d) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 35 min.

Figura 4.27: Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 6 de marzo del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.24

El siguiente burst que se estudió fue el acontecido el día 2 de noviembre del 2005, con tiempo de inicio a las 17:30 horas. Para analizar su comportamiento, se siguió la misma metodología que para el burst anterior. Como una primera aproximación, se obtuvo la energía y la linealidad de ese día para el arreglo MASE. En la figura 4.28 se muestran estas propiedades para la estación SATA. Al igual que en el otro burst estudiado, hay una clara correlación entre la energía de la estación y la linealidad calculada entre 1 y 4 Hz. Sin embargo, esta correlación comienza tiempo después de lo reportado en el catálogo.

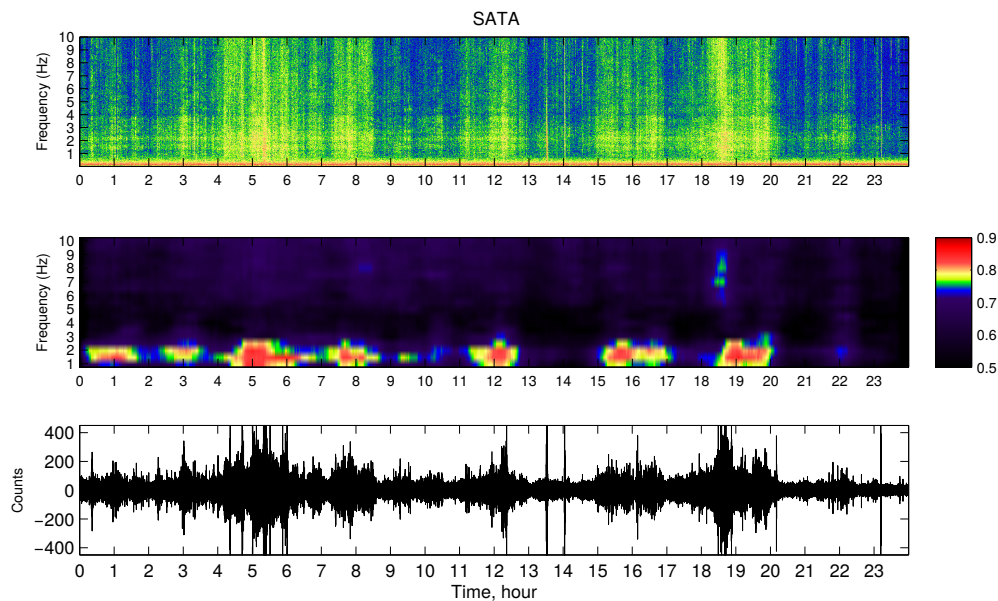


Figura 4.28: Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.19 pero para el día 2 de noviembre del 2005

Empleando la misma técnica, se obtuvo el promedio de la linealidad y la energía para cada estación (figuras 4.29 y 4.30). Contrario al burst anterior, si utilizamos el criterio de linealidad (umbral de 0.65), el tremor comienza aproximadamente una hora más tarde que lo reportado en el catálogo de Husker et al. (2010), lo cual es una diferencia considerable. Con base en lo anterior, se tomó la decisión de definir el inicio del tremor a las 18:40 horas.

Para este burst se obtuvieron 77 localizaciones diferentes presentadas en las tablas 4.2 y 4.3.



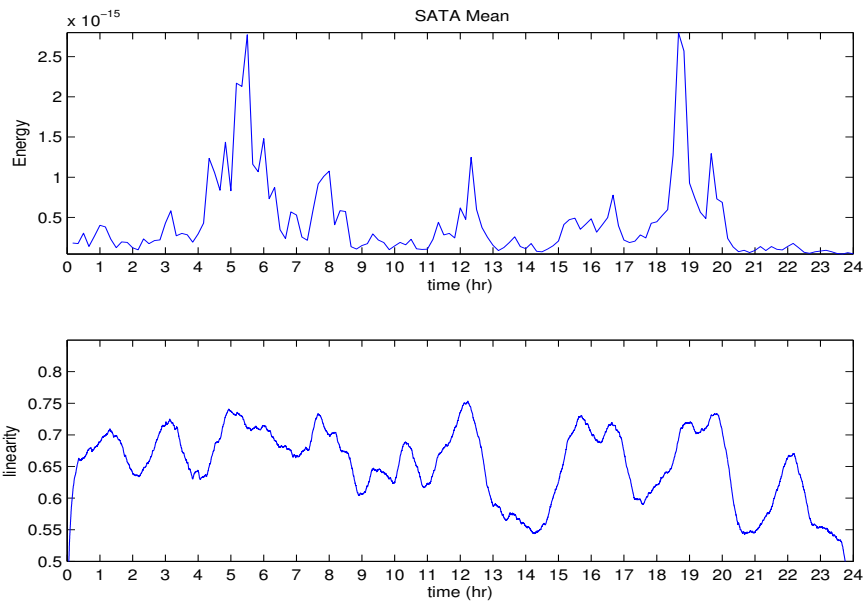


Figura 4.29: Para la estación SATA del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.20.

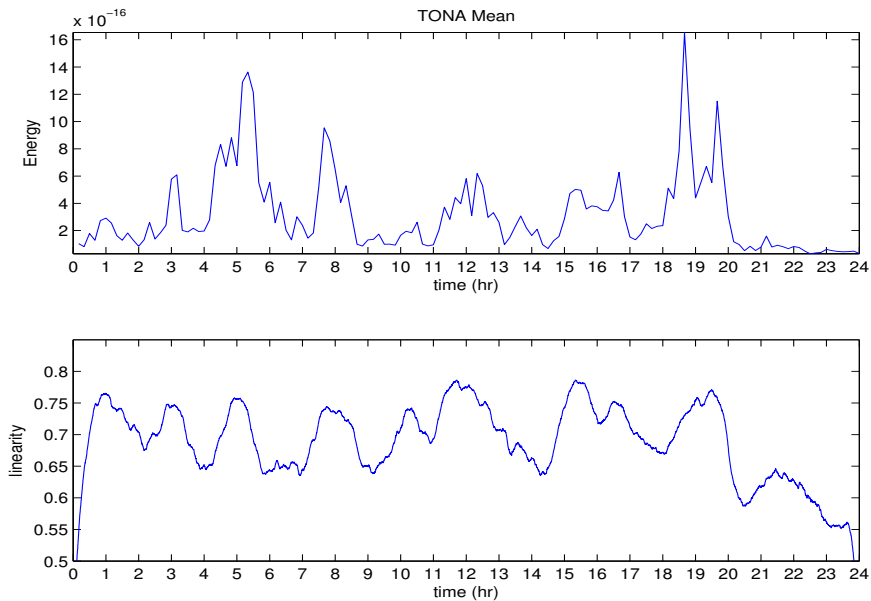


Figura 4.30: Para la estación TONA del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.21.

CAPÍTULO 4. 4.3. TREMORES TECTÓNICOS REALES

No. ventana	X (Km)	Y (Km)	Prof. (Km)	Resolution Length	Paámetros falla: strike,dip,rake
1	130.0	80.0	45.0	9.92	28, 80, 222
2	180.0	50.0	45.0	26.5	281, 39, 139
3	170.0	50.0	35.0	11.65	226, 24, 81
4	170.0	50.0	35.0	7.57	211, 27, 247
5	130.0	30.0	30.0	22.62	76, 62, 240
6	120.0	30.0	35.0	13.17	324, 52, 318
7	130.0	30.0	30.0	4.82	77, 57, 58
8	120.0	30.0	35.0	14.7	82, 68, 232
9	120.0	30.0	35.0	16.57	80, 75, 239
10	110.0	20.0	45.0	6.42	84, 65, 55
11	150.0	30.0	45.0	19.52	257, 29, 277
12	170.0	40.0	40.0	28.15	91, 69, 324
13	130.0	30.0	30.0	11.7	76, 56, 237
14	90.0	20.0	50.0	14.3	87, 58, 27
15	110.0	20.0	45.0	24.32	80, 60, 62
16	110.0	30.0	45.0	8.6	78, 73, 231
17	110.0	30.0	45.0	25	80, 76, 50
18	90.0	20.0	50.0	7.4	85, 59, 206
19	110.0	30.0	45.0	21.65	80, 72, 235
20	160.0	10.0	30.0	10.87	306, 81, 70
21	110.0	30.0	45.0	19.27	83, 77, 49
22	100.0	80.0	30.0	8.27	11, 31, 346
23	100.0	80.0	30.0	7.82	14, 32, 348
24	150.0	20.0	40.0	21.55	103, 62, 305
25	130.0	20.0	35.0	13.02	61, 57, 264
26	160.0	10.0	40.0	20.1	344, 81, 281
27	90.0	20.0	50.0	10.35	341, 66, 147
28	110.0	30.0	45.0	19.27	82, 77, 53
29	90.0	20.0	50.0	24.15	343, 67, 149
30	160.0	0.0	30.0	11.95	337, 82, 271
31	170.0	0.0	35.0	16.65	115, 51, 334
32	140.0	20.0	40.0	16.75	90, 55, 302
33	140.0	20.0	40.0	12.12	225, 43, 236
34	160.0	10.0	30.0	11.17	4, 88, 297
35	110.0	30.0	45.0	28.75	77, 82, 60.512
36	200.0	0.0	40.0	4.5	49, 20, 9.028
37	200.0	0.0	40.0	23.3	294, 81, 95.773

Tabla 4.2: Localizaciones obtenidas con el método TREP generalizado para el burst del día 2 de noviembre de 2005 a las 18:40 horas.

CAPÍTULO 4. 4.3. TREMORES TECTÓNICOS REALES

No. ventana	X (Km)	Y (Km)	Prof. (Km)	Resolution Length	Parámetros falla: strike,dip,rake
38	170.0	0.0	35.0	8.92	215, 76, 51
39	170.0	0.0	35.0	8.32	214, 75, 50
40	150.0	10.0	35.0	19.07	101, 44, 338
41	150.0	20.0	40.0	22.72	206, 58, 28
42	150.0	10.0	35.0	17.15	222, 63, 35
43	150.0	20.0	35.0	9.35	337, 79, 278
44	100.0	80.0	35.0	7.2	25, 25, 340
45	90.0	80.0	40.0	20.65	21, 37, 343
46	160.0	10.0	30.0	10.35	335, 81, 268
47	160.0	10.0	30.0	11.47	185, 14, 134
48	160.0	10.0	40.0	11.4	347, 82, 104
49	110.0	30.0	45.0	18.87	78, 84, 55
50	160.0	10.0	45.0	13	113, 57, 329
51	110.0	30.0	45.0	19.55	78, 81, 55
52	110.0	30.0	45.0	9.47	78, 84, 57
53	160.0	10.0	45.0	10.6	109, 64, 328
54	160.0	20.0	35.0	19.92	354, 83, 294
55	160.0	20.0	30.0	13.75	346, 79, 102
56	110.0	30.0	40.0	6.17	72, 89, 246
57	110.0	30.0	40.0	6.85	71, 87, 247
58	160.0	20.0	30.0	11.75	340, 78, 98
59	110.0	30.0	45.0	19.67	78, 83, 58
60	110.0	30.0	45.0	22.2	80, 87, 238
61	130.0	80.0	50.0	6.52	253, 44, 300
62	160.0	10.0	45.0	17.75	113, 73, 140
63	160.0	10.0	45.0	16.8	109, 67, 145
64	160.0	10.0	45.0	14.42	111, 72, 325
65	160.0	10.0	45.0	27.2	113, 45, 133
66	130.0	80.0	50.0	11.4	243, 43, 74
67	160.0	0.0	35.0	22.55	97, 30, 169
68	190.0	0.0	35.0	33.87	251, 72, 76
69	140.0	80.0	50.0	19.5	246, 46, 293
70	190.0	0.0	35.0	9.67	124, 35, 168
71	190.0	0.0	30.0	22.35	239, 83, 66
72	110.0	30.0	45.0	21	6, 84, 153
73	190.0	0.0	30.0	18.2	134, 26, 345
74	200.0	0.0	30.0	29.35	49, 29, 27
75	200.0	0.0	30.0	24.52	52, 27, 208
76	200.0	0.0	30.0	10.7	54, 23, 213
77	200.0	0.0	30.0	7.77	277, 75, 272

Tabla 4.3: Localizaciones obtenidas con el método TREP generalizado para el burst del día 2 de noviembre de 2005 a las 18:40 horas.

Debido a la gran cantidad de muestras, en las figuras 4.31 y 4.34 sólo se presentan 8 localizaciones del burst de tremor tectónico.

Analizando las localizaciones, podemos observar que en la dirección perpendicular a la trinchera éstas se concentran en el sweet spot sin presentar una variación considerable en sus localizaciones. Debido a la geometría lineal del arreglo, las localizaciones presentan en algunos casos una dispersión en la dirección paralela a la costa.

Con respecto a la función de costo, podemos observar el mismo comportamiento que en el burst anterior, ya que en algunos casos existe más de un mínimo en el cubo de búsqueda.

Estudiando los mecanismos focales, encontramos que los mecanismos obtenidos fueron de fallas subhorizontales, lo cual está en concordancia con los mecanismos reportados para el burst del 6 de marzo del 2005. Con respecto a la dirección de convergencia entre las placas de Cocos y Norteamérica, se encontraron familias cuya dirección de deslizamiento es coincidente con la dirección de convergencia. Sin embargo, también se encontraron otros mecanismos que difieren significativamente de la dirección de convergencia.

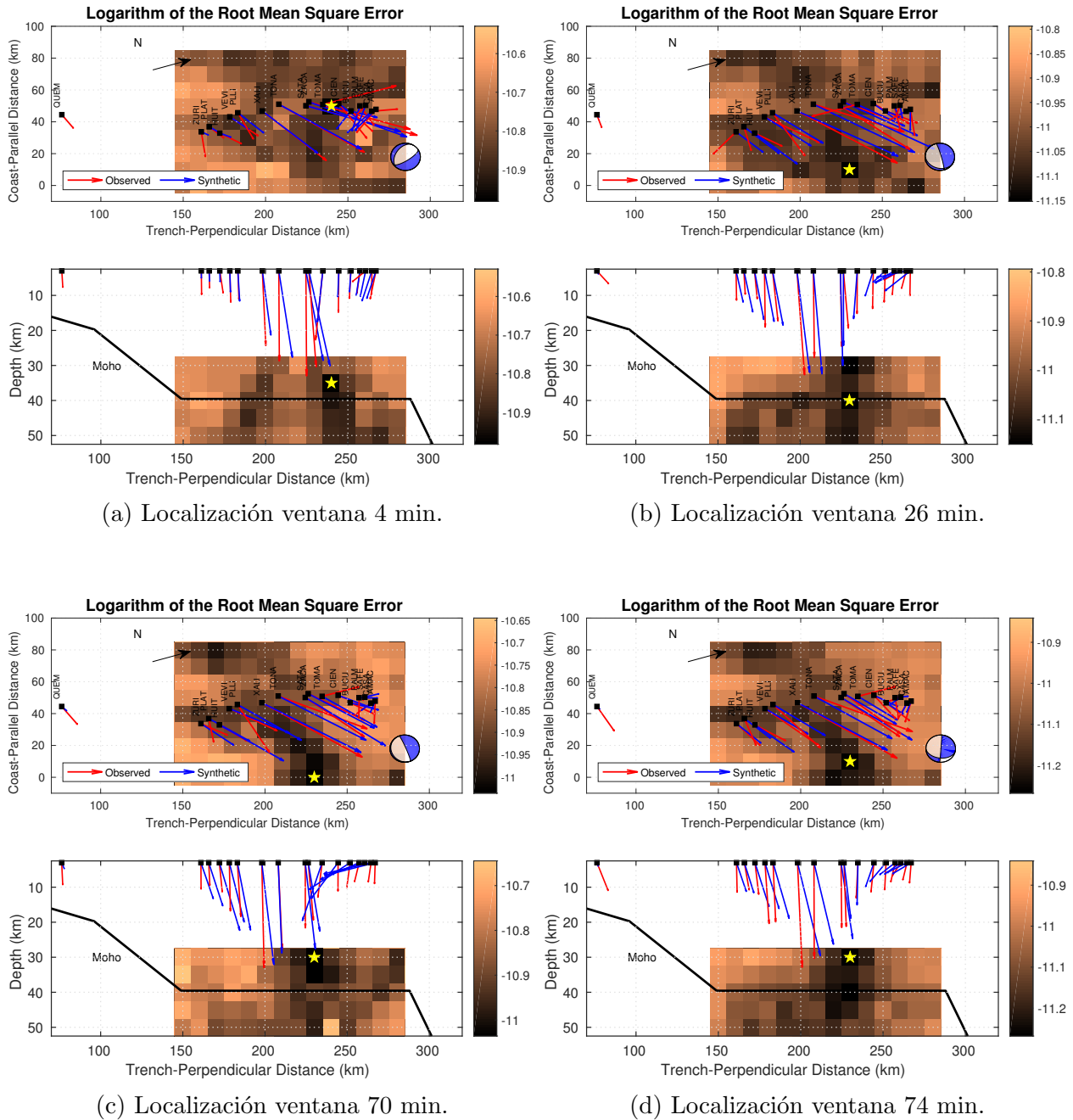
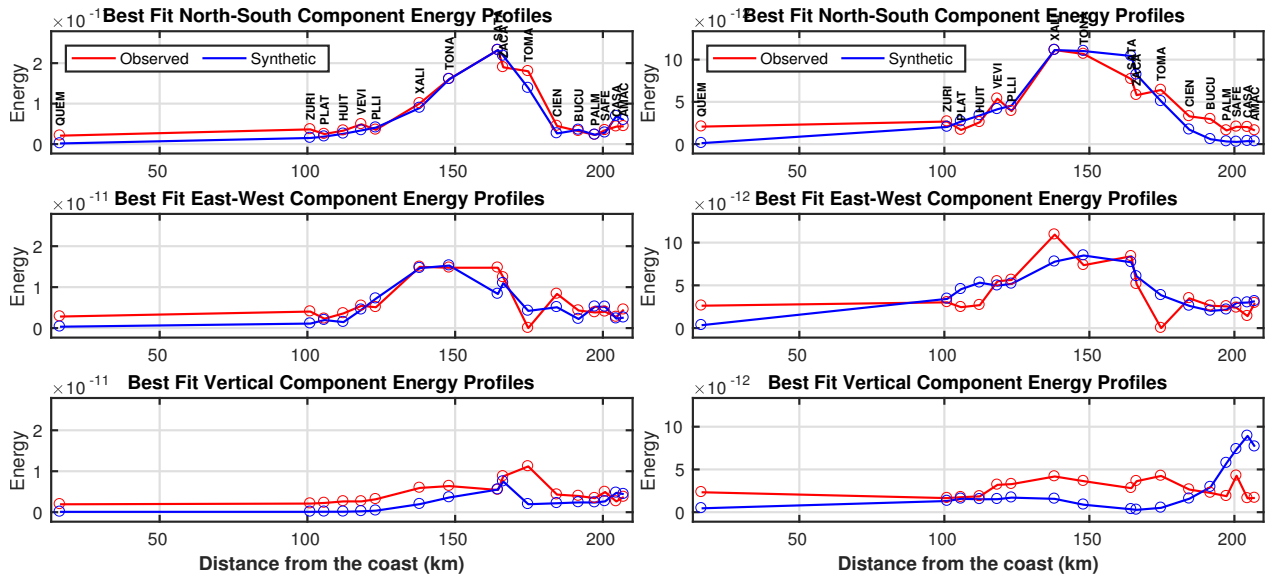
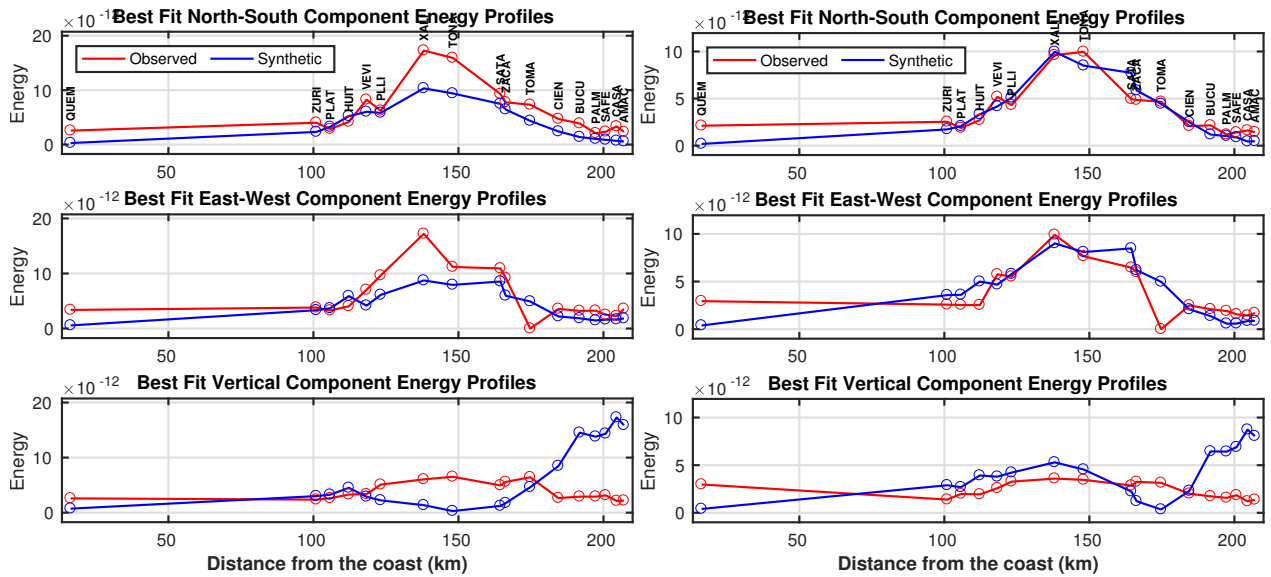


Figura 4.31: Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 2 de noviembre del 2005. Los colores representan el logaritmo del error obtenido con el método TREP. La estrella verde es la localización estimada con el método TREP original para el burst completo y la estrella amarilla es la localización obtenida para cada ventana de tiempo. Los mecanismos focales rojo y azul representan el mecanismo esperado (similar a la dirección de convergencia) y el mecanismo obtenido de la inversión. Las flechas rojas y azules son las direcciones del movimiento de partícula observado y sintético respectivamente, su longitud es proporcional a la energía observada en cada estación.



(a) Perfiles de Energía ventana 4 min.

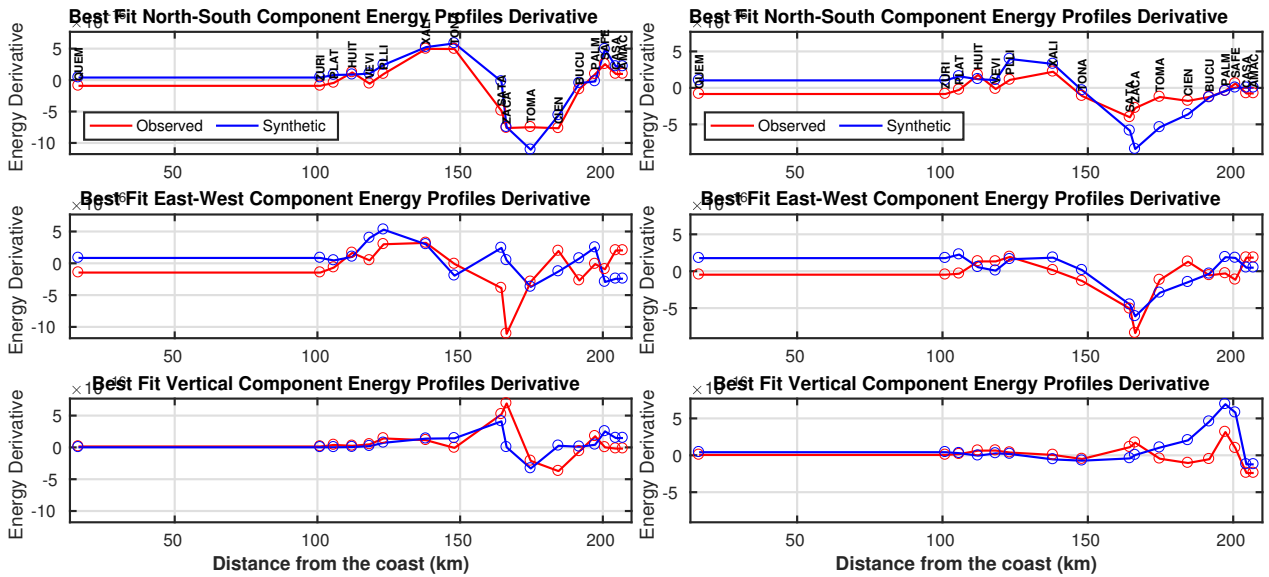
(b) Perfiles de Energía ventana 26 min.



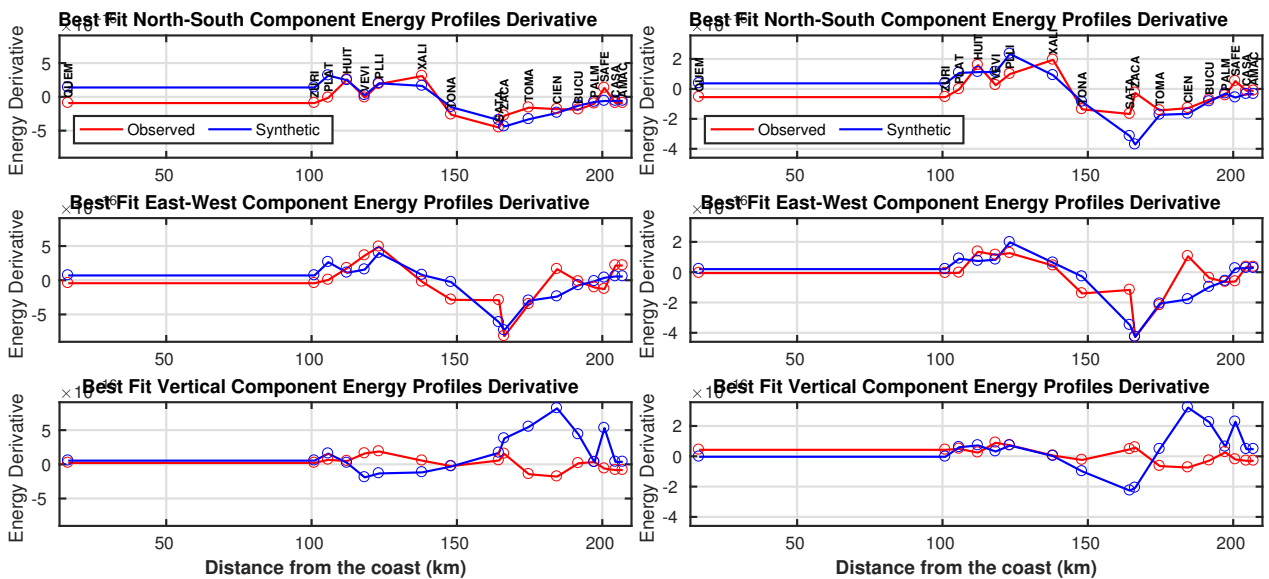
(c) Perfiles de Energía ventana 30 min.

(d) Perfiles de Energía ventana 34 min.

Figura 4.32: Perfiles de Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. El perfil en rojo representa la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la energía calculada a partir de la inversión.



(a) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 4 min. (b) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 26 min.



(c) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 70 min. (d) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 74 min.

Figura 4.33: Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. El perfil en rojo representa la derivada espacial de la energía observada para cada estación en ventanas de 2 minutos. El perfil en azul representa la derivada espacial de la energía calculada a partir de la inversión.

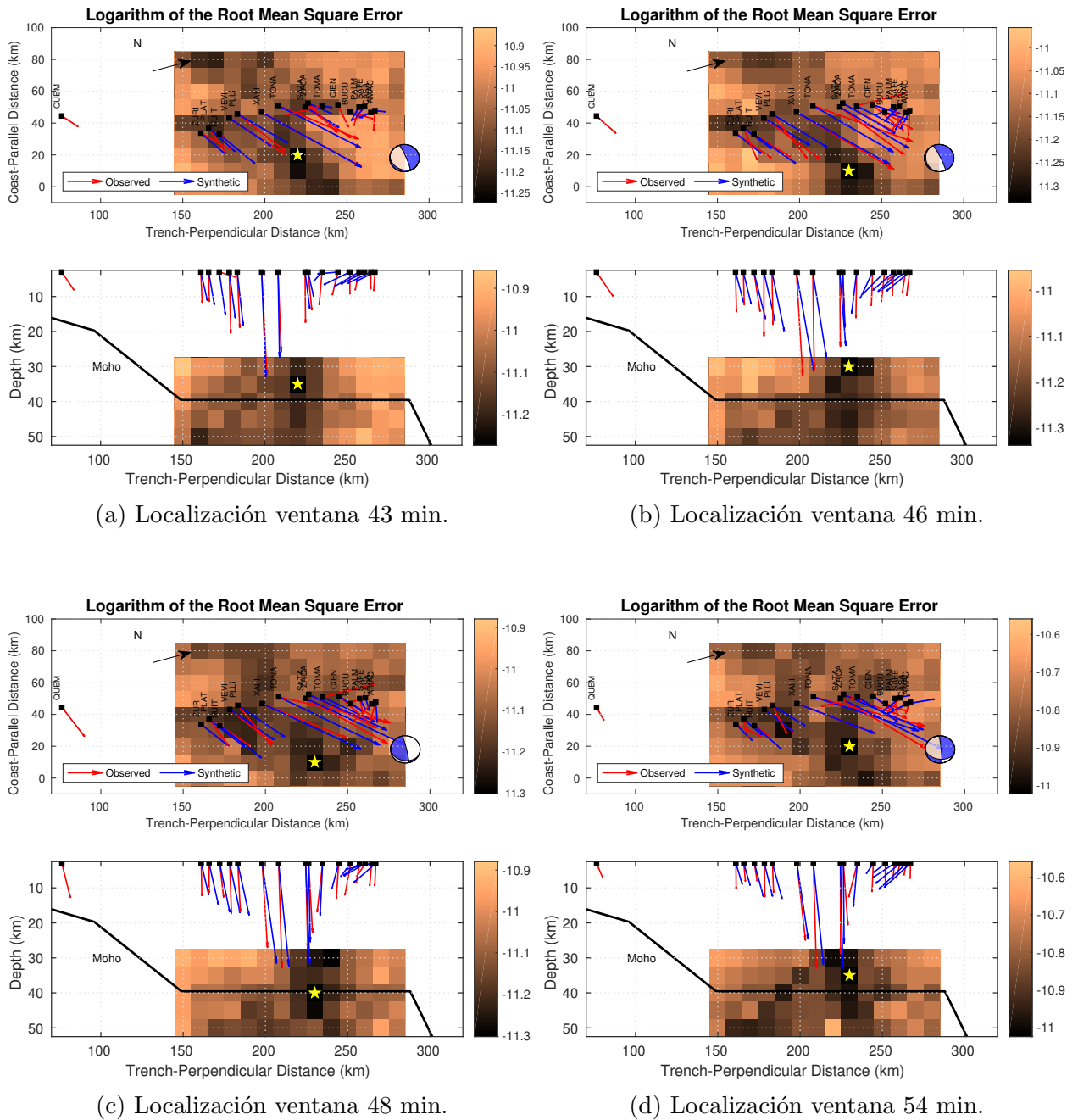
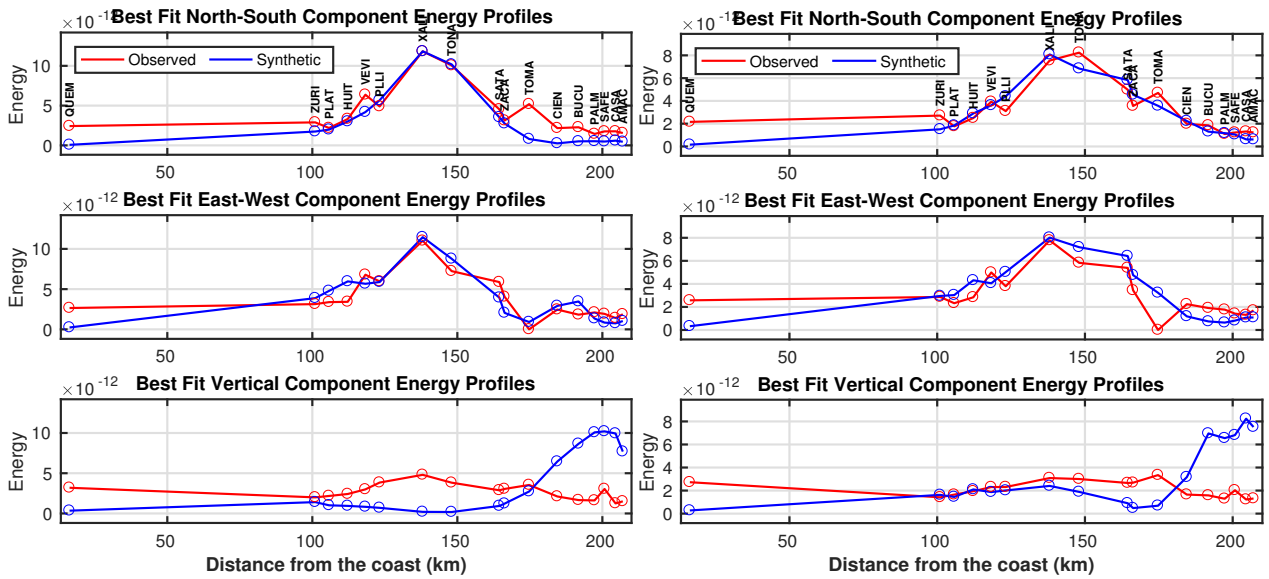


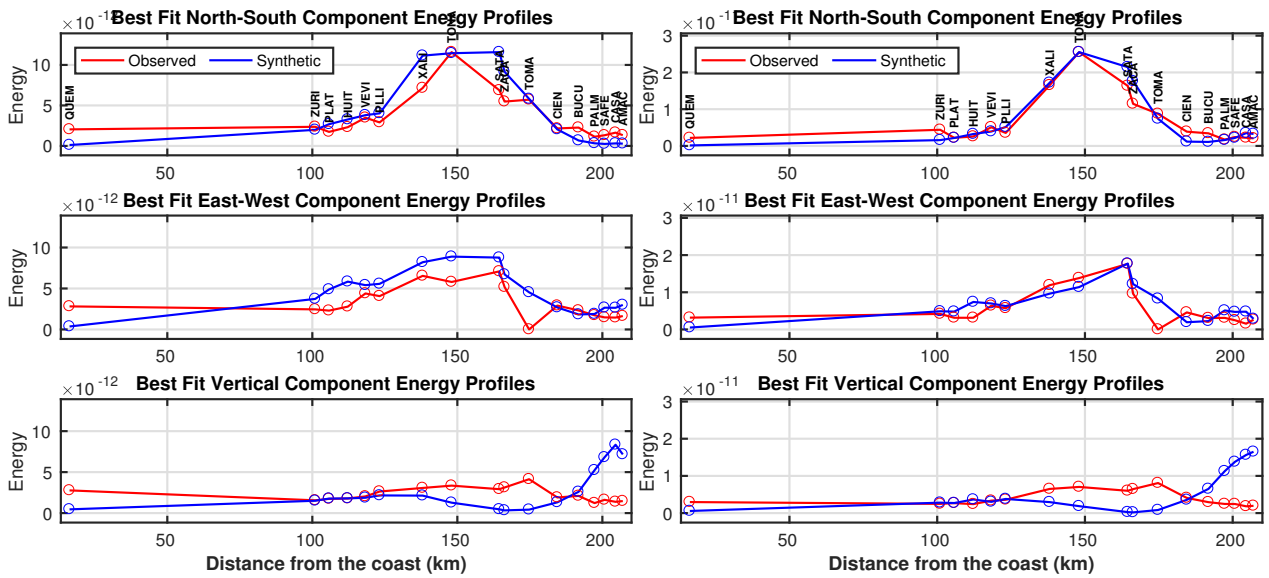
Figura 4.34: Localizaciones del burst de tremor tectónico del día 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.31.





(a) Perfiles de Energía ventana 43 min.

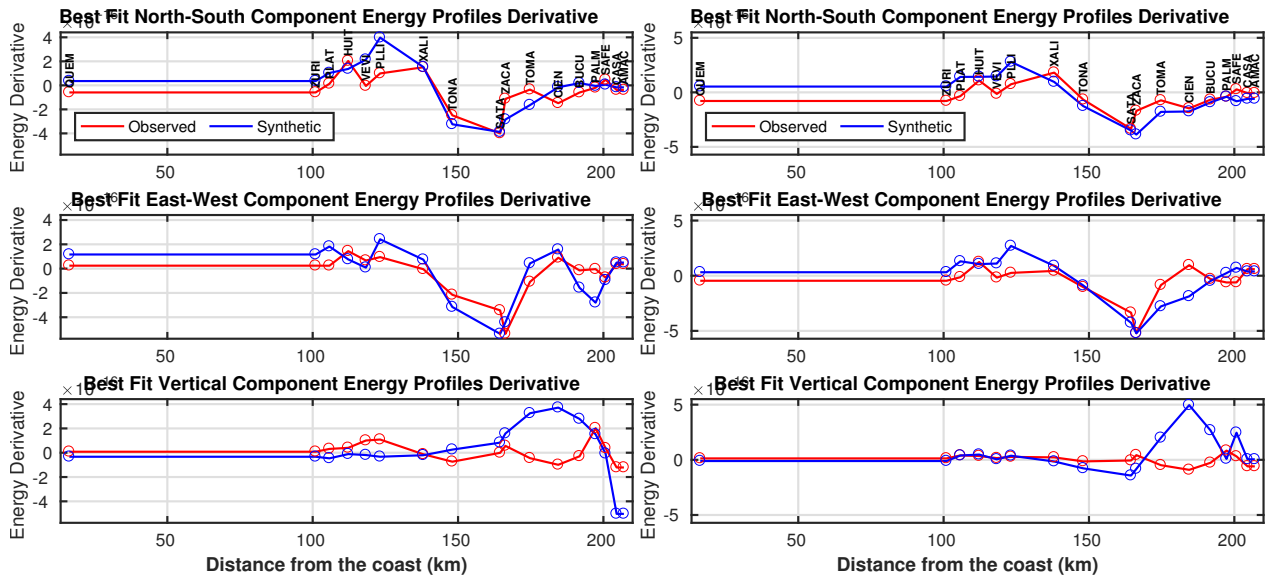
(b) Perfiles de Energía ventana 46 min.



(c) Perfiles de Energía ventana 48 min.

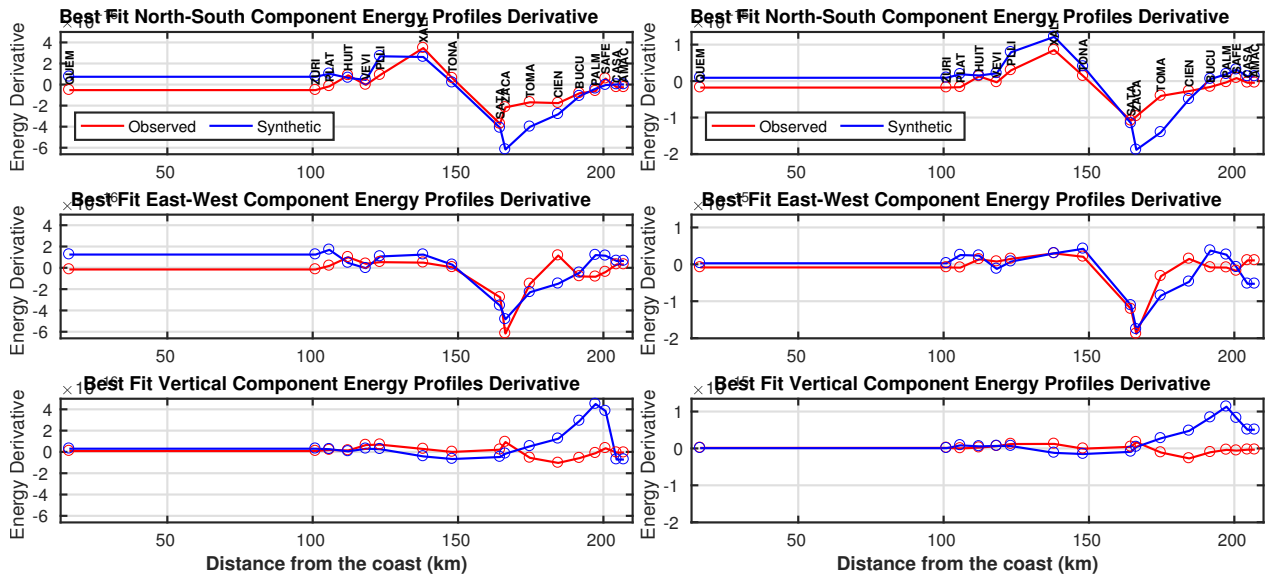
(d) Perfiles de Energía ventana 54 min.

Figura 4.35: Perfiles de Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.32



(a) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 43 min.

(b) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 46 min.



(c) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 48 min.

(d) Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía ventana 54 min.

Figura 4.36: Perfiles de la Derivada Espacial de la Energía para el burst de tremor del 2 de noviembre del 2005. Los elementos de la figura representan lo mismo que en la figura 4.33

---

# Capítulo 5

## Discusión

---

En este capítulo se discutirá más ampliamente los resultados obtenidos para el burst de tremor tectónico del 5 de marzo de 2006. El tremor del 2 de noviembre de 2005 tiene más localizaciones y por ende, sus localizaciones y mecanismos focales son más diversos (i.e., se pueden definir más de tres familias de mecanismos focales). Por tal motivo, el análisis de sus resultados se realizará en trabajos posteriores.

Como se mencionó en la sección 3.4, para tener una medición de la confiabilidad de las localizaciones se empleó el resolution length para descartar aquellas cuya incertidumbre sea intolerante. En nuestro caso, descartamos todas las localizaciones con un RL promedio mayor a 18 Km (tabla 5.1).

Aplicando el criterio del RL a todo el burst de tremor, obtuvimos sólo 17 localizaciones que cumplieron con esta condición (figura 5.1)(tabla 5.1). Como se puede observar, las localizaciones obtenidas con el método TREP generalizado tienen una mayor dispersión que las obtenidas con el método TREP original, además, en algunos casos difieren de las originales por aproximadamente 15 Km, lo cual es una distancia significativa para este tipo de estudios (figura 5.2). Lo anterior puede deberse principalmente a tres causas: a) El método TREP original tenía una resolución de 5 Km, b) Los observables en el método TREP original tenían una normalización, lo cual estabilizaba el método, y c) El método TREP modificado no posee un mínimo global predominante, lo que provoca que pequeñas variaciones en los datos cambien significativamente el mecanismo y la localización. A pesar de lo anterior, los

No. mecanismo	No. de ventana	No. mecanismo	No. de ventana
1	2	10	22
2	4	11	26
3	5	12	29
4	6	13	30
5	10	14	31
6	12	15	32
7	14	16	36
8	15	17	37
9	21		

Tabla 5.1: Equivalencia entre las localizaciones de la tabla 4.1 y los mecanismos con  $RL < 18$  Km.

localizaciones muestran una cierta coherencia, ya que la mayoría de ellas se mantiene en la misma zona, la cual coincide con el límite superior del sweet spot, de 230 a 250 Km alejados de la trinchera y con las localizaciones obtenidas con el método TREP original.

Con respecto a los mecanismos focales, podemos ver que en su mayoría corresponden a dislocaciones subhorizontales, lo cual concuerda con la geometría de subducción reportada por diversos estudios (Kim et al., 2010; Pérez-Campos et al., 2008). Analizando el histograma de los deslizamientos, podemos observar que en su mayoría son coincidentes con la dirección de convergencia de las placas (DeMets et al., 1994). Comparando con los mecanismos focales del TREP original (figura 5.2), observamos que los mecanismos del TREP generalizado tienen una mayor dispersión, lo cual se debe a los grados de libertad del método.

Utilizando los mecanismos focales que cumplieron con el criterio del RL y que tenían un echado menor a  $40^\circ$ , obtuvimos el mecanismo focal promedio (tensor de momento sísmico) de todas las localizaciones (figura 5.1). Dicho mecanismo focal tiene un ángulo de deslizamiento coincidente con la dirección de convergencia para la placa de Cocos, la cual fue obtenida a partir del modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994).

El echado promedio obtenido fue de  $22^\circ$ , lo que es un poco mayor a lo esperado. Este resultado pudo deberse a la calidad de los datos y a la geometría del arreglo, los cuales dificultan la localización de eventos. Sin embargo, tanto el echado como la dirección de deslizamiento logran representar de forma satisfactoria el marco geotectónico presente en la zona.

Analizando las posibles causas de error, también existe la posibilidad de que dos diferentes

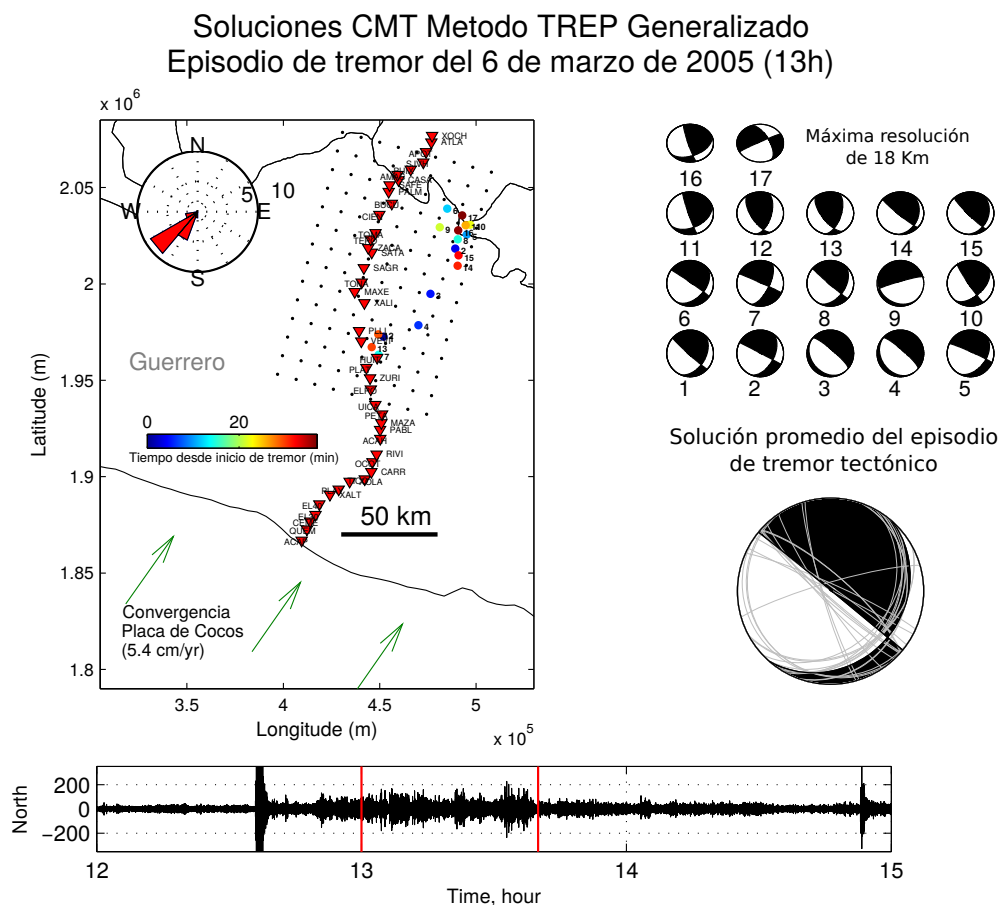


Figura 5.1: Localizaciones usando el método TREP generalizado para el burst de tembor tectónico ocurrido el 6 de marzo del 2005. Los círculos de colores representan las localizaciones con el método TREP generalizado y su color muestra su valor temporal. Los triángulos rojos invertidos representan las estaciones del arreglo MASE. EL histograma representa las direcciones de deslizamiento de cada localización. Los mecanismos focales invertidos se muestran en el panel derecho. El mecanismo focal promedio se muestra en la imagen. El panel inferior muestra el episodio de tembor en el sismograma de la estación SATA filtrado entre 1 y 2 Hz.

parches de tembor se activen al mismo tiempo, lo cual en teoría ocasionaría que el campo de ondas emitido por cada parche interfiriera con el otro. De este modo, tanto la localización como el mecanismo se verían afectados en su resolución.

Otro posible origen del error en la estimación con el método TREP generalizado es la activación de fallas en profundidad. Pacheco and Singh (2010) reportan un sismo normal con magnitud  $M_w$  4.8 aproximadamente a 230 Km de la trinchera y 54 Km de profundidad. Cabe la posibilidad de que haya otras fallas similares dentro de la corteza oceánica, las cuales pueden tener fenómeno de creeping disparando tembores tectónicos como se ha reportado

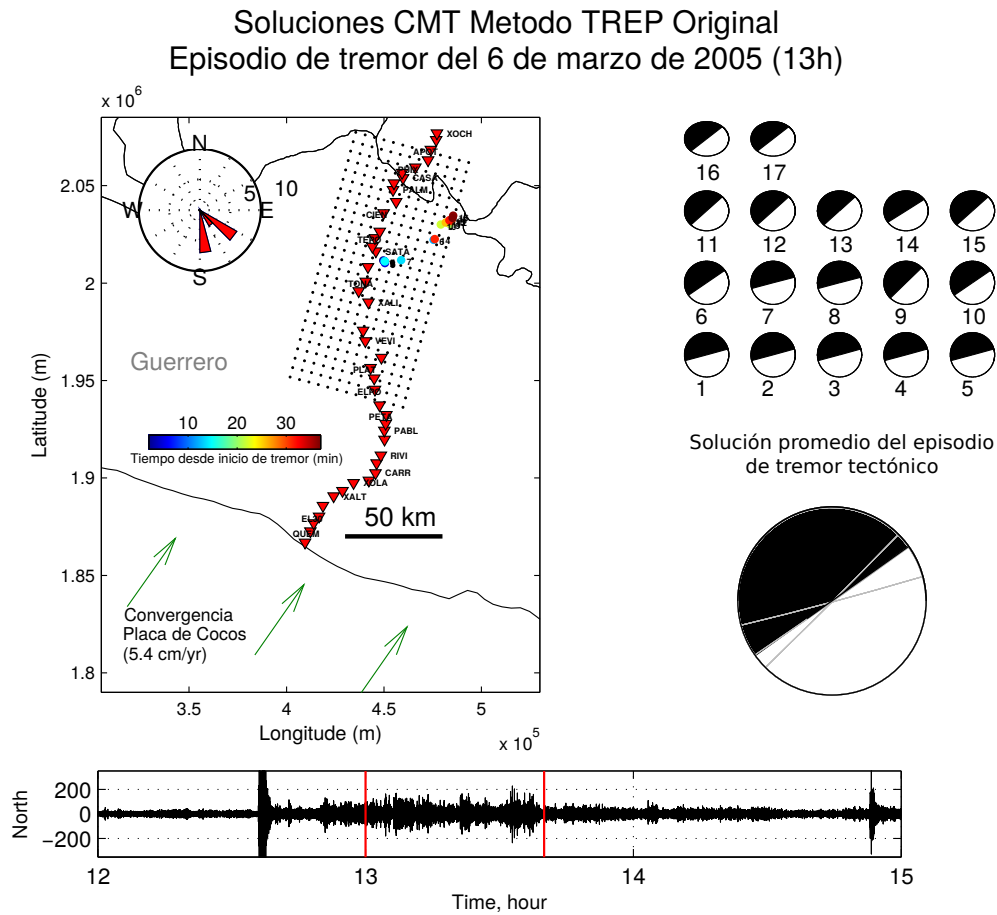


Figura 5.2: Localizaciones usando el método TREP original para el burst de tremor tectónico ocurrido el 6 de marzo del 2005. Los círculos de colores representan las localizaciones con el método TREP original y su color muestra su valor temporal. Los triángulos rojos invertidos representan las estaciones del arreglo MASE. Los rectángulos azul y verde muestran la transient zone y el sweet spot respectivamente. Mecanismos focales invertidos para cada una de las localizaciones.

en fallas superficiales (Chao and Obara, 2016; Nadeau and Dolenc, 2005; Peng et al., 2013). Esto podría explicar el mecanismo determinado de algunos tremores cuyo echado es comparable al del sismo normal mencionado.

Debido a esto, es de gran importancia el estudiar otros burst de tremor tectónico, sin descartar su mecanismo focal ni localización, ya que podrían deberse a otro tipo de fallamientos localizados dentro de la corteza oceánica.

Por otra parte, se realizó un análisis de las profundidades y localizaciones con respecto a la trinchera para todo el burst. En la figura 5.3 se muestra la sección con las localizaciones correspondientes. Las profundidades obtenidas de tremores corresponden bien a las zonas de

ocurrencia reportadas anteriormente cercanas a la interfase de placas.

Con respecto a la profundidad promedio, se obtuvo un valor de  $41.6475 \pm 3.38$  Km, el cual es similar al reportado por Cruz-Atienza et al. (2015) (profundidad promedio 43 Km) utilizando el método TREP original. Con relación a otros fenómenos de la familia de sismos lentos, se reporta una profundidad promedio de 40 Km para los LFEs Frank et al. (2013) y VLFs Maury et al. (2016).

Si bien el método TREP generalizado tiene una menor resolución para obtener la profundidad de tremores tectónicos, podemos decir que para este burst de tremor el método logró obtener una profundidad promedio razonable.

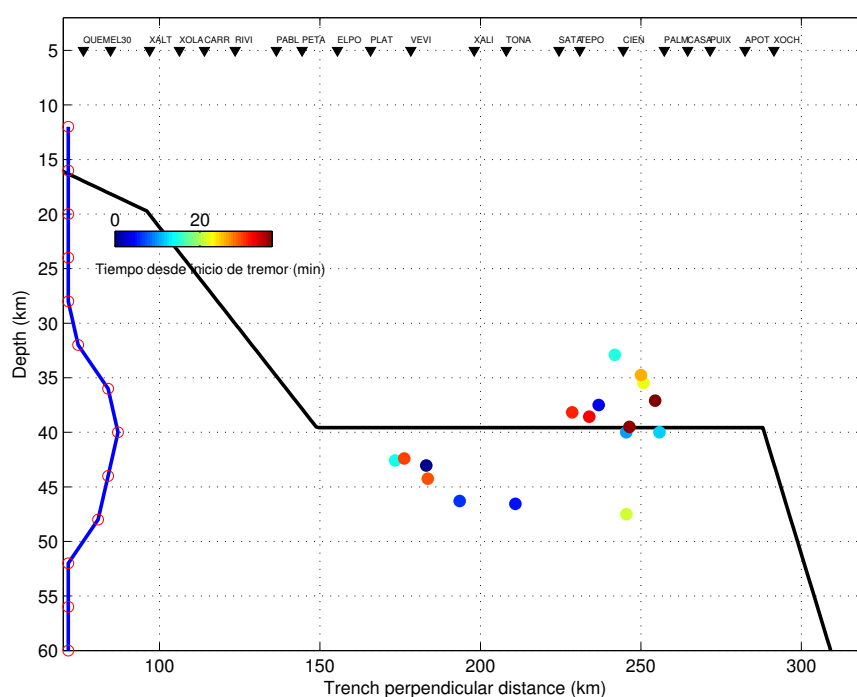


Figura 5.3: Perfil de la zona de subducción en el estado de Guerrero. Los círculos de colores representan las diferentes localizaciones con su correspondiente RL, los colores representan el tiempo de ocurrencia. Los Triángulos negros muestran la localización de las estaciones en la sección. La línea azul representa un histograma de las profundidades para el burst. La línea negra es una representación de la geometría de subducción.

Con respecto al marco geológico, diversos trabajos reportan una serie de características que comparten todas las zonas de subducción donde ocurren los tremores tectónicos. Peacock (2009) y Kato et al. (2010) determinaron que las zonas de ocurrencia de sismos lentos no están confinadas a una sola temperatura o fase metamórfica, sin embargo, si se necesita

una presencia considerable de fluidos para la existencia de tremores tectónicos. Estos fluidos afectan las propiedades efectivas del medio, más específicamente, crean cocientes  $V_p/V_s$  y cocientes de Poisson altos.

Analizando las profundidades obtenidas para el burst del 6 de marzo del 2005, podemos observar que la mayoría de las localizaciones tuvieron profundidades similares a las reportadas para la USL por Song et al. (2009). Las localizaciones con respecto a la trinchera muestran buena correlación con las zonas de alta conductividad presentadas por Jödicke et al. (2006) y las zonas con alto cociente  $V_p/V_s$  obtenidas por Kim et al. (2010).

De la misma manera que estudios anteriores en Guerrero, nuestras localizaciones sugieren que los tremores tectónicos ocurren cerca de las zonas con  $V_p/V_s$  altos y dentro o cerca de la capa USL. Aún cuando estos resultados son prometedores, un análisis utilizando todo el catálogo de tremores debe de ser llevado a cabo para verificar estas aseveraciones.



---

# Capítulo 6

## Conclusiones

---

El tremor tectónico es un fenómeno que ha cobrado relevancia debido a su relación con las propiedades físicas de las zonas de subducción, y por su vínculo con la familia de sismos lentos. El desarrollo de herramientas útiles para su análisis sistemático resulta por ende una tarea relevante en el ámbito de la sismología.

En este trabajo se realizó la generalización del método “Tremor Energy and Polarization” (TREP). Utilizando el método de optimización global “simulated annealing”, TREP generalizado es capaz de invertir tanto la localización hipocentral como el mecanismo focal correspondiente. Es decir, el tensor de momento asociado a la fuente de tremor.

Las inversiones sintéticas usando fuentes puntuales mostraron que el método permite determinar correctamente el mecanismo focal para diversos arreglos de estaciones y planos de dislocación. Los resultados muestran que se puede obtener el mecanismo objetivo o el mecanismo invertido (el cual difiere en el signo del deslizamiento). A pesar de lo anterior, las inversiones se pueden delimitar si las relacionamos con información geológica *a priori*.

Las inversiones empleando tremores sintéticos indican que el método TREP generalizado es sensible a las variaciones en el rake para la configuración del arreglo MASE, por lo que es posible estudiar la dirección de la dislocación asociada a los tremores tectónicos.

Finalmente, utilizando datos reales registrados en el arreglo MASE, se realizó la inversión de dos burst de tremor tectónico reportados en el catálogo de (Husker et al., 2010). Analizando las nuevas localizaciones, observamos que estas difieren de las originales debido a la

naturaleza del método modificado. La variación en las localizaciones también puede deberse al ruido presente en las señales sísmicas, por lo que en trabajos futuros se deberán realizar estimaciones de la confiabilidad de las estaciones. A pesar de lo anterior, las profundidades invertidas son coherentes con trabajos anteriores que fijan la profundidad de los tremores a la misma profundidad que la interfase de placas (i.e., 40 Km) o a escasos kilómetros debajo de ella.

Con respecto a la resolución, las localizaciones obtenidas en este trabajo reportan una menor resolución que el método TREP original debido al aumento de parámetros en la inversión. Por tal motivo, se deben de tomar las localizaciones con reserva. Asimismo, la función de costo a través del dominio de inversión mostró en todos los casos un comportamiento más caótico que en el método original, teniendo mínimos con valores cercanos pero posiciones alejadas en el cubo de búsqueda.

Con relación a los mecanismos focales invertidos, la mayoría de los mismos representan dislocaciones horizontales, con dirección de deslizamiento similar a la dirección de convergencia de la placa de Cocos con respecto a la de Norteamérica.

Se analizó asimismo el comportamiento de la linealidad para todo el arreglo MASE y se comparó con el comportamiento de la energía. El análisis preliminar de los dos observables sugiere que si bien hay una correlación en tiempo de ambos atributos sísmicos, en algunos casos la linealidad es más sensible a cambios sustanciales en el campo de ondas ocasionado por la presencia de tremor tectónico.

Como trabajo futuro, se debe evaluar la posibilidad de utilizar la linealidad para la detección de tremores tectónicos. Asimismo, debido a la disminución en la resolución espacial del método, se deberá evaluar la posibilidad de fijar la profundidad en el método TREP generalizado para así obtener una mejor resolución en el plano horizontal y en los mecanismos focales.

# Bibliografía

---

- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*. University Science Books, 2nd edition.
- Audet, P., Bostock, M., Christensen, N. I., and Peacock, S. (2009). Seismic evidence for overpressurized subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457:76–78.
- Audet, P. and Kim, Y. (2016). Teleseismic constraints on the geological environment of deep episodic slow earthquakes in subduction zone forearcs: A review. *Tectonophysics*, 670:1–15.
- Backus, G. and Mulcahy, M. (1976). Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources—i. continuous displacements. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46:341–361.
- Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P. A., and Weckmann, U. (2011). Correlation between deep fluid, tremor and creep along the central san andreas fault. *Nature*, 480:87–90.
- Beroza, G. and Ide, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39:271–296.
- Bostock, M., Royer, A. A., Hearn, E., and Peacock, S. (2012). Low frequency earthquakes below southern vancouver island. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(11).
- Bouchon, J. R. and Aki, K. (1977). Discrete wave number representation of seismic source wave fields. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67(2):259–277.
- Brown, J., Beroza, G., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz, S., Rabbel, W., Thorwart, M., and Kao, H. (2009). Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Brudzinski, M., Schlanser, K., Kelly, N., DeMets, C., Grand, S., Marquez-Azua, B., and Cabral-Cano, E. (2016). Tectonic tremor and slow slip along the northwestern section of the mexico subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, (454):259–271.
- Burridge, R. and Knopoff, L. (1964). Body force equivalents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6):1875–1888.
- Campillo, M., Singh, S. K., Pacheco, J., and Herrmann, R. B. (1996). Crustal structure south

- of the mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional*, 35(4):361–370.
- Chao, K. and Obara, K. (2016). Triggered tectonic tremor in various types of fault systems of japan following the 2012 mw8.6 sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121:170–187.
- Cruz-Atienza, V. M. (2000). Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulada, aplica a funciones de receptor: Modelos estructurales de velocidades para la corteza en la república mexicana. Master’s thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Cruz-Atienza, V. M., Husker, A. L., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanism in guerrero, mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., and Stein, S. (1990). Curren plate motions. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., and Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20):2191–2194.
- DeMets, C. and Wilson, D. S. (1997). Relative motions of the pacific, rivera, north american, and cocos pplate since 0.78 ma. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2):2789–2806.
- Fagereng, A. and Diener, J. F. A. (2011). Non-volcanic tremor and discontinuos slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, 38(L15302).
- Frank, W. B., Shapiro, N. M., Husker, A. L., Kostoglodov, V., Romanenko, A., and Campillo, M. (2014). Using systematically characterized low-frequency earthquakes as a fault probe in guerrero, mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119.
- Frank, W. B., Shapiro, N. M., Kostoglodov, V., Husker, A. L., Campillo, M., Payero, J. S., and Prieto, G. A. (2013). Low-frequency earthquakes in the mexican sweet spot. *Geophysical Research Letters*, 40:2661–2666.
- García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Pacheco, J., and Ordaz, M. (2004). Inslab earthquakes of central mexico: Q, source spectra, and stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3):789–802.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., Wech, A. G., Houston, H., and Brodsky, E. E. (2010). Rapid, continuous streaking of tremor in cascadia. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(12).
- Gilbert, F. (1971). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22:223–226.
- Houston, H., Delbridge, B. G., Wech, A. G., and Creager, K. C. (2011). Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface. *Nature Geoscience*, 4.
- Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cruz-Atienza, V. M., Legrand, D., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., and Huesca-Pérez, E. (2012). Temporal variations of nonvolcanic

- tremor (nvt) locations in the mexican subduction zone: Finding the nvt sweet spot. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(3).
- Husker, A. L., Peyrat, S., Shapiro, N. M., and Kostoglodov, V. (2010). Automatic nonvolcanic tremor detection in the mexican subduction zone. *Geofísica Internacional*, 49(1):17–25.
- Ide, S., Beroza, G., Shelly, D. S., and Uchide, T. (2007a). A scaling law for slow earthquake. *Nature*, 447:76–79.
- Ide, S., Shelly, D. R., and Beroza, G. (2007b). Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophysical Research Letters*, 43.
- Ide, S. and Yabe, S. (2014). Universality of slow earthquakes in the very low frequency band. *Geophysical Research Letters*, 41:2786–2793.
- Imanishi, K., Uchide, T., and Takeda, N. (2016). Determination of focal mechanism of nonvolcanic tremor using s wave polarization data corrected for the effects of anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 43:611–619.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., and Hirose, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremor and slow slip events. *Science*, 315:503–506.
- Jost, M. L. and Herrmann, R. B. (1989). A student’s guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2):37–57.
- Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(5):1725–1743.
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., and Rüpke, L. (2006). Fluid release from the subducted cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in south mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Kao, H., Wang, K., Dragert, H., Kao, J. Y., and Rogers, G. (2010). Estimating seismic moment magnitude (mw) of tremor bursts in northern cascadia: Implications for the seismic efficiency of episodic tremor and slip. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Katayama, I., Terada, T., Okazaki, K., and Tanikawa, W. (2012). Episodic tremor and slow slip potentially linked to permeability contrasts at the moho. *Nature Geoscience*, 5:731–734.
- Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsumura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S., and Hirata, N. (2010). Variations of fluid pressure with the subducting oceanic crust and slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Katsumata, A. and Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the moho discontinuity away from volcanoes in the southwest japan. *Geophysical Research Letters*, 30(1).
- Kim, Y., Clayton, R., and Jackson, J. M. (2010). Mexico and seismic properties of the subducting cocos plate in central mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115.

- Kirkpatrick, S., Gelatt, Jr., C. D., and Vecchi, M. P. (1983). Optimization by simulated annealing. *Science*, 220(4598):671–680.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., and Mena, M. (1996). Gravity and seismic over the guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23):3385–3388.
- Kostoglodov, V., Husker, A. L., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., N., and Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37.
- La Rocca, M., McCausland, W., Galluzzo, D., Malone, S., Saccorotti, G., and Del Pezzo, E. (2005). Array measurements of deep tremor signal in the Cascadia subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 32.
- Larson, K. M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S., and Santiago Santiago, J. A. (2007). The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS. *Geophysical Research Letters*, 34.
- Maeda, T. and Obara, K. (2009). Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., Currier, C., and Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 157.
- Maury, J., Ide, S., Cruz-Atienza, V. M., Kostoglodov, V., González-Molina, G., and Pérez-Campos, X. (2016). Comparative study of tectonic tremor locations: Characterization of slow earthquakes in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121:5136–5151.
- McCrory, P. A., Hyndman, R., and Blair, J. (2014). Relationship between the Cascadia fore-arc mantle wedge, nonvolcanic tremor, and the downdip limit of seismogenic rupture. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15:1071–1095.
- Nadeau, R. M. and Dolenc, D. (2005). Nonvolcanic tremor deep beneath the San Andreas fault. *Science*, 307(5708):389.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007). Subduction of the Philippine Sea plate beneath Southwest Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan. *Science*, 296:1679–1681.
- Ortiz-Alemán, C. and Martin, R. (2005). Inversion of electrical capacitance tomography data by simulated annealing: Application to real two-phase gas-oil flow imaging. *Flow Measurement and Instrumentation*, 16:157–162.
- Pacheco, J. and Singh, S. K. (2010). Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 115.

- Pardo, M. and Suárez, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos pplate in southern mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(87):357–373.
- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N. M., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Peacock, S. (2009). Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Peng, Z., Gonzalez-Huizar, H., Chao, K., Aiken, C., Moreno, B., and Armstrong, G. (2013). Tectonic tremor beneath cuba triggered by the mw8.8 maule and mw9.0 tohoku-oki earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1):595–600.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A. L., Davis, P. M., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. K., Manea, V., and Gurnis (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Seno, T. and Yamasaki, T. (2003). Low-frequency ttremor, intraslab and interplate earthquakes in southwest japan-from a viewpoint of slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, 30(22).
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Shelly, D. R., Beroza, G., and Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446:305–307.
- Shelly, D. R., Beroza, G., Ide, S., and Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in shikoku, japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y., and Obara, K. (2008). Simple relationship between seismic activity along philippine sea slab and geometry of oceanic moho beneath southwest japan. *Geophysical Journal International*, 173:1018–1029.
- Singh, S. K., Astiz, L., and Havskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexamination. *Bulletin of Seismological Society of America*, 71:827–843.
- Song, T. A., Helmberger, D., Brudzinski, M., Clayton, R., Davis, P. M., Pérez-Campos, X., and Singh, S. K. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silen earthquakes in sousouth mexico. *Science*, 324.
- Suenaga, N., Yoshioka, S., and Matsumoto, T. (2016). Rrelationship among temperature, dehydration of the subducting philippine sea plate, and the ocurrence of a megathrust earthquake, low-frequency earthquakes, and a slow slip event in the tokai district, central japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 260:44–52.
- Utku, M. (2011). Resolving a complex seismic moment tensor into a series of simple double couple source: A case of turkey. *International Journal of the Physical Sciences*, 6(10):2550–2564.

Wech, A. G. and Creager, K. C. (2007). Cascadia slip tremor polarization evidence for plate interface slip. *Geophysical Research Letters*, 34.