



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
“POLARIZACIÓN DEL MOVIMIENTO DE PARTÍCULA DE
TREMORES TECTÓNICOS Y SU LOCALIZACIÓN EN EL
ESTADO DE GUERRERO”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A:
EMMANUEL CABALLERO LEYVA**

DIRECTOR DE TESIS

DR. VÍCTOR MANUEL CRUZ ATIENZA

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F., JUNIO 2015





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

Agradecimientos

Este trabajo se lo dedico a mi familia, a mi madre Sara, sin la cual no hubiera podido salir adelante, gracias por tu fuerza que me ha mantenido en el camino a lo largo de mi vida, este trabajo es enteramente tuyo.

A mis tíos, Marcela, Alejandro, Cristina, Miguel, Magdalena y Pedro, por su apoyo incondicional a lo largo de estos años.

A mi tutor Víctor Manuel Cruz Atienza, por su dirección y paciencia para la dirección de esta tesis, por la oportunidad de trabajar con él durante estos años, y enseñarme este hermoso mundo de la sismología.

Agradezco a mis sinodales, Vladimir Kostoglodov, Sara Ivonne Franco Chávez, Allen L. Husker y David Escobedo Zenil, por haber tenido la molestia de leer esta tesis, y haberme brindado su apoyo y supervisión.

A mis amigos de la universidad, por haberme acompañado a lo largo de 5 años, y haber compartido esos divertidos momentos en las prácticas de campo.

Gracias a mis amigos de toda la vida, Gabriela, Rafael, Josué, Eduardo y Armando por todas esas experiencias que pasamos juntos, por haber despejado mi mente en los momentos más oscuros.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por la oportunidad que me brindó para estudiar; por esos 8 años de aprendizaje dentro y fuera de clases.

Al Instituto de Geofísica, por haberme abierto las puertas y apoyado con una beca para la realización de este proyecto.

Índice

| | |
|--|----|
| Resumen | 11 |
| Introducción..... | 12 |
| Origen y características de los tremores tectónicos | 14 |
| Origen de los NVT | 14 |
| Relación con las mareas | 15 |
| Características de la fuente de tremor | 16 |
| Eventos de deslizamiento lento | 17 |
| Relación de los SSE con los NVT | 18 |
| Clasificación de los SSE..... | 20 |
| SSE en México | 20 |
| Modelos para explicar los eventos de deslizamiento lento..... | 20 |
| Relación de los SSE con los tremores tectónicos y los LFE | 23 |
| Momento sísmico de los tremores tectónicos | 25 |
| Sismos de baja frecuencia (Low Frequency Earthquakes LFE) | 26 |
| Fuente de los sismos de baja frecuencia | 27 |
| Sismos de muy baja frecuencia (Very low frequency earthquakes VLF) | 29 |
| Relación entre los diferentes fenómenos de la zona de subducción | 32 |

| | |
|--|----|
| Métodos para la detección y localización de tremores y LFE | 33 |
| Métodos de detección y localización de LFE dentro de tremores: | 33 |
| Métodos de detección y localización de tremores:..... | 35 |
| Tremores Tectónicos, Eventos de Deslizamiento Lento, Sismos de Baja y muy Baja Frecuencia en el mundo..... | 37 |
| Cascadia (Canadá y Estados Unidos de América.) | 37 |
| Japón..... | 41 |
| Tremores Disparados..... | 45 |
| Tremores Tectónicos en el Estado de Guerrero..... | 47 |
| Estructura cortical..... | 47 |
| Geometría de la placa oceánica subducida | 52 |
| Eventos de deslizamiento lento en México | 57 |
| Localización de Tremores tectónicos en el estado de Guerrero | 62 |
| Localización de sismos de baja frecuencia en México..... | 65 |
| Metodología de trabajo | 68 |
| Polarización del movimiento de Partícula | 68 |
| Parametrización del método de polarización..... | 72 |
| Descripción del método TREP..... | 74 |

| | |
|---|-----|
| Resultados..... | 80 |
| Comparación de la linearidad con la energía espectral..... | 80 |
| Variación en la linearidad con respecto a la frecuencia | 83 |
| Linearidad en función de la distancia a la trinchera..... | 85 |
| Variación del acimut con respecto al tiempo..... | 89 |
| Localización de tremores tectónicos con el método TREP | 93 |
| Discusión y conclusiones..... | 100 |
| Bibliografía | 103 |
| Anexos | 115 |

Índice de Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1 Dirección del back-azimuth teórico y observado con respecto al tiempo, la flecha negra indica la dirección de subducción. Tomada de Wech & Creager (2008)..... | 17 |
| Figura 2 Esquema general de una zona de subducción, el panel superior representa los desplazamientos, el panel intermedio los esfuerzos y el panel inferior una vista de perfil de la subducción. Tomada de Dragert et al. (2004). | 19 |
| Figura 3 Comportamiento de los tremores con respecto al tiempo y su relación a los desplazamientos provocados por los eventos de deslizamiento lento. Tomada de Rogers & Dragert 2002..... | 19 |
| Figura 4 Diferentes eventos de deslizamiento lento en Cascadia, se muestran los datos teóricos y observados para las estaciones GPS utilizadas para la inversión. Tomada de Dragert et al. (2004) | 21 |
| Figura 5 Envoltorio de sismogramas para la estación BPF en Japón 2003/8/29; se muestran los tremores tectónicos detectados (puntos rojos) y los sismos de baja frecuencia (puntos azules). Tomada de Obara (2010). | 24 |
| Figura 6 Espectros de diferentes señales sísmicas: Sismos de magnitud M_w mayor y menor a 1, sismos de baja frecuencia, tremores tectónicos y ruido. Tomada de Shelly et al. (2007-a). | 27 |
| Figura 7 a) Mov. de la primera onda P de LFEs. b) Inversión del tensor de momentos de LFEs. c) Mecanismo de tres diferentes SSEs. d) Mecanismo focal del sismo de Nankai de 1946. Tomada de Shelly et al. (2007-a). | 29 |

| | |
|--|----|
| Figura 8 Esquema general de la zona de subducción y las diferentes fuentes generadoras de LFEs, VLFs, tremores y sismos. Tomada de Ito et al. (2007). | 30 |
| Figura 9 Diferentes familias de VLFs a lo largo de la zona de subducción de Japón. Tomada de Ito et al. (2009-b). | 31 |
| Figura 10 Modelo de la zona de subducción, en la cual figura los parches causantes de LFEs y tremores, los cuales se activan con el paso del SSE. Tomada de Ando et al. (2010). | 33 |
| Figura 11 Zona de subducción de Cascadia. Tomada de Gomberg et al. (2010). | 38 |
| Figura 12 Localizaciones de tremores en Cascadia a lo largo del tiempo (izquierda) y número de tremores localizados por zona (derecha). Modificada de Ghosh et al. (2009). | 40 |
| Figura 13 Zona de subducción de Japón junto con las localizaciones de tremores tectónicos. Tomada de Obara (2002). | 42 |
| Figura 14 Zona de subducción japonesa con NVTs (rojo), VLFs (amarillo), diferentes tipos de SSE (contornos) y dirección de subducción (flecha blanca). Tomada de Obara (2011). | 44 |
| Figura 15 Perfil de resistividad (arriba) con las diferentes zonas de conductividad identificadas. Perfil de facies metamórficas a lo largo del slab (abajo). Tomada de Jödicke et al. (2006). | 49 |
| Figura 16 Modelo de resistividades, isotermas y facies de metamórficas. Tomada de Manea & Manea (2010). | 50 |
| Figura 17 Cociente de velocidades V_p/V_s (arriba) y relación de Poisson (abajo), con la localización de tremores (puntos rojos). Tomada de Kim et al. (2010). | 52 |
| Figura 18 Funciones de receptor. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008). | 54 |

| | |
|---|----|
| Figura 19 Zona de subducción con USL, SSE, zona sismogénica y arreglo MASE. Modificada de Song et al. (2009)..... | 55 |
| Figura 20 Esquema general de la placa de Cocos: Norte y Sur junto con la placa de Rivera. Tomada de Dougherty et al. (2012)..... | 56 |
| Figura 21 Desplazamiento acumulativo (izquierda) y evolución temporal del evento de deslizamiento lento del 2006. Modificada de Radiguet et al. (2011)..... | 59 |
| Figura 22 Modelado poro-elástico del evento de deslizamiento lento del 2006. Evolución de la presión de confinamiento (izq.) y evolución de la presión de poro con la velocidad de fluidos y localización de tremores (der.). Tomada de Villafuerte (2014)..... | 61 |
| Figura 23 A) Energía liberada por NVTs . B) Localización de la energía de los NVTs con respecto a la trinchera. C) Desplazamientos N-S y E-W,incluyendo el SSE del 2006. D) Perfil de la zona de subducción. Tomada de Kostoglodov et al. (2010). | 63 |
| Figura 24 Comportamiento del catálogo de LFEs a través del tiempo. Tomada de Frank et al. (2015)..... | 66 |
| Figura 25 Comportamiento de la derivada temporal de la rectilinearidad para diferentes parametrizaciones..... | 73 |
| Figura 26 Mejor parametrización obtenida para el método de polarización: $t_w= 5s$, $bandfreq=0.25$ Hz y filtro mediano de 10 s..... | 73 |
| Figura 27 Parametrización con los resultados más deficientes: $T_w= 20s$, $ban freq= 0.45$ Hz. y filtro mediano= 30 s..... | 74 |

| | |
|---|----|
| Figura 28 Espectrogramas de energía, rectilinearidad y sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz., para el día 6 de marzo del 2005, para las estaciones A-SATA y B-TONA. | 82 |
| Figura 29 Espectrogramas de energía, rectilinearidad y sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz., para el día 2 de noviembre del 2005, para la estación TONA | 83 |
| Figura 30 Perfiles de rectilinearidad para diferentes bandas de frecuencia, para la estación "BUCU" el día 6 de marzo de 2005..... | 85 |
| Figura 31 Perfiles de energía, recilinearidad, back-azimuth y sismograma para las 5:50 hrs..... | 88 |
| Figura 32 Perfiles de energía, rectilinearidad, back-azimuth y sismograma, para las 9:50 hrs..... | 89 |
| Figura 33 Mapa de las estaciones del arreglo MASE con su back-azimuth, el espectrograma de polarización de SATA y sismograma filtrado de la misma estación, para las 5:50 hrs | 91 |
| Figura 34 Mapa de las estaciones del arreglo MASE con su back-azimuth, el espectrograma de polarización de SATA y sismograma filtrado de la misma estación, para las 9:50 hrs | 92 |
| Figura 35 Perfiles de energía teóricos (azul) y observados (rojo) en las componentes N-S, E-W y Z. | 94 |
| Figura 36 Perfiles de la derivada espacial de energía teóricos (azul) y observados (rojo) en las componentes N-S, E-W y Z..... | 95 |
| Figura 37 Mejor localización para la primera ventana de muestreo del tremor del dia 6-03-05.... | 96 |
| Figura 38 Localización de los eventos con RL menos a 2Km, los puntos negros son estaciones del arreglo MASE | 97 |
| Figura 39 Localización de eventos con RL menor a 2 Km..... | 98 |

Figura 40 Profundidades promedios para las zonas del transient y el sweet spot.....99

Resumen

En este trabajo se estudió el movimiento de partícula de los tremores tectónicos en el estado de Guerrero, con el fin de averiguar si es posible detectar estos fenómenos por medio de la rectilinearidad, la cual se obtiene del movimiento de partícula. También se utilizó el *back-azimuth* obtenido a partir del movimiento de partícula en el método TREP para obtener las localizaciones de tremores con una alta definición.

El movimiento de partícula se obtuvo con el método descrito por *Jurkevics (1988)*, para el cual, se obtuvieron diferentes parámetros para maximizar la rectilinearidad, con lo cual se aseguró la máxima detección de tremores.

A continuación se comparó el método de la rectilinearidad con diferentes métodos para probar su efectividad para la detección de tremores tectónicos, asimismo se obtuvieron las localizaciones de todos los tremores tectónicos acontecidos durante el evento de deslizamiento lento del 2006 para estudiar más a fondo las profundidades de los mismos en diferentes zonas: la zona del *transient* y la zona del *sweet spot*.

Los resultados muestran que la rectilinearidad es capaz de muestrear de una manera veraz los cambios que ejercen en el campo de ondas los tremores tectónicos, por lo que es viable usar esta propiedad para la detección de tremores, ya sea como método principal o complementario.

Introducción

En los últimos años se han realizado numerosas investigaciones sobre los tremores tectónicos en el mundo (también llamados “*Nonvolcanic Tremor*” o NVT). Pero ¿qué son? Una definición simple y precisa es la siguiente: “los NVT son movimientos continuos y débiles de la tierra” (Beroza & Ide, 2011¹) y fueron descubiertos en 2002 por Kazushige Obara (2002) en la zona de subducción de Japón. Sin embargo, su origen sigue sin esclarecerse por completo, ya que se ha observado que tienen relación con otros fenómenos recientemente descubiertos, éstos son: los eventos de deslizamiento lento (SSE “*Slow Slip Events*”) y los sismos de baja y muy baja frecuencia (LFE “*Low Frequency Earthquakes*” y VLF “*Very Low Frequency*”, respectivamente). Cabe señalar que el descubrimiento de estos fenómenos fue posible gracias al despliegue y al avance de la tecnología, notables en los sismómetros de banda ancha y los sistemas de posicionamiento global (GPS).

La detección y localización de los NVT es una tarea difícil debido al carácter emergente y sostenido de los tremores, y su baja relación señal a ruido. Por esta razón existen diversos métodos que utilizan diferentes propiedades (i.e. la energía de la señal, envolventes y formas de onda, entre otras).

1 Beroza, G. C., and Ide, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor, “*Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*”, vol. 39, pp. 271–296

Aunado a su detección, se buscan indicios que nos lleven a la comprensión de la fuente de estos fenómenos, la cual está muy relacionada con los episodios de deslizamiento lento y muy probablemente con la difusión de fluidos en la zona de contacto entre las placas (Peacock, 2009²). Las teorías actuales sugieren que los SSE pueden monitorearse por medio de los tremores tectónicos, y que dichos fenómenos pueden ser ocasionados o bien modulados por telesismos de magnitud considerable (Obara, 2002³) y por la acción de las mareas (Houston, 2015)⁴

Esta investigación pretende identificar y caracterizar los tremores tectónicos por medio de la polarización que sufre el movimiento de las partículas sujetas a su campo de onda incidente. Por otro lado, se utilizará dicha propiedad, para localizar estos eventos utilizando el método TREP (“Tremor Energy and Polarization”; Cruz-Atienza et al., 2015⁵). Este estudio se llevó a cabo en el estado de Guerrero con diferentes arreglos de estaciones sísmicas durante la ocurrencia del SSE de 2006 para tratar de encontrar alguna relación entre ellos. Asimismo, se determinarán los parámetros que maximizan la función de polarización y se compararán los resultados obtenidos

2 Peacock, S. M. (2009). Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A07.

3 Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, vol. 296, pp. 1679-1681.

4 Houston, H. (2015). Low friction and fault weakening revealed by rising sensitivity of tremor to tidal stress, *Nature Geoscience*, vol. 8, pp. 409-415.

5 Cruz-Atienza V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014/JB011389.

con otros métodos para verificar la validez del método propuesto. Con esta investigación se pretende obtener más información del comportamiento de los tremores, su influencia en el movimiento del suelo, las características temporales y espaciales de su fuente, y su interacción con otros fenómenos como los episodios de deslizamiento lento (SSE). Comparaciones de las fuentes de estos dos fenómenos permitirán entender mejor si ambos comparten el mismo origen, lo que contribuirá al estudio de la relación que tienen los NVT, los SSE y los sismos potencialmente peligrosos.

Origen y características de los tremores tectónicos

Los tremores tectónicos fueron descubiertos por Obara en 2002 en la zona de subducción al oeste de Japón, desde el área de Tokai al canal de Bungo. En el estudio se describieron características fundamentales de los NVT, como son:

- Gran profundidad y baja amplitud;
- frecuencias predominantes que oscilan entre 1 y 10 Hz, y;
- migración de su fuente.

Origen de los NVT

Relacionado al origen de los tremores, Obara propuso la presencia de fluidos producto de la deshidratación de minerales en la placa oceánica, por lo que el origen de los NVT podría ser

fracturamiento hidráulico o cambios en el criterio del fracturamiento de la roca por el incremento de la presión de poro⁶.

Otro posible origen fue propuesto en los estudios de *Shelly et al. (2006)*⁷ y *Shelly et al. (2007-a)*⁸, donde se propone que los NVT son causados por fallamiento cizallante *fluid-enabled* de pequeñas asperezas sobre una misma falla. Otra conclusión obtenida de estos trabajos fue que los NVT se pueden definir como un enjambre de LFEs, debido a que los episodios de tremor tienen una cantidad considerable de estos sismos, además los NVTs son dominados en su mayoría por ondas S.

Relación con las mareas

Las investigaciones de *Shelly et al. (2007-b)* hallaron que las mareas tienen un efecto significativo en los tremores, puesto que llegan a tener un periodo de recurrencia de 12 horas al estar cerca de la costa⁹. Trabajos más recientes indican que los esfuerzos producidos por las mareas en el

6 Obara, K. (2002), *op. cit.*

7 Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. And Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, vol. 442, pp. 188-191.

8 Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-a). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, vol. 446, pp. 305-307.

9 Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-b). Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 8 no.10.

contacto entre las placas, pueden modular la actividad de tremor durante la ocurrencia de sismos lentos en Cascadia (Houston, 2015)¹⁰.

Características de la fuente de tremor

Consistente con la teoría de fuente propuesta, *Wech & Creager (2007)* determinaron la dirección del movimiento de partícula (*back-azimuth*) de diferentes tremores, y las compararon con datos sintéticos generados asumiendo que los NVT son causados por un deslizamiento paralelo a la dirección con la que subduce la placa Juan de Fuca¹¹.

En la figura 1 se observan los resultados de las direcciones teóricas y observadas en diferentes días. Claramente la concordancia de los datos sintéticos con las observaciones se deteriora en las zonas alejadas del epicentro. A partir de estos resultados, concluyeron que los NVTs son causados por una fuente de fallamiento cizallante.

La Rocca et al. (2005) utilizaron el método ZLCC (“zero lag cross-correlation”) y el movimiento de partícula para calcular las lentitudes, la polarización del movimiento de partícula y los *back-*

10 Houston, H. (2015), *op. cit.*

11 Wech, A. G., and Creager, K. C. (2007). Cascadia tremor polarization evidence for plate interface slip, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L22306.

azimuths, con el fin de obtener mayores características de los tremores¹². Con base en los resultados obtenidos, dedujeron que los tremores tectónicos están compuestos por ondas SH.

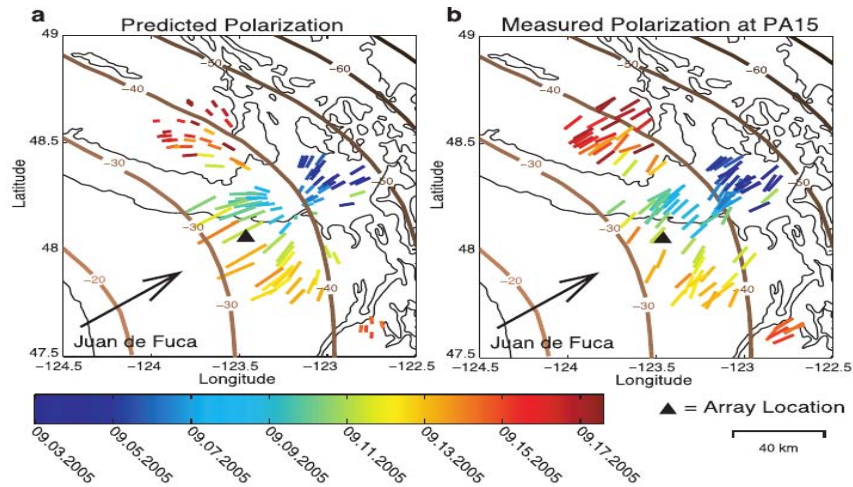


Figura 1 Dirección del back-azimuth teórico y observado con respecto al tiempo, la flecha negra indica la dirección de subducción. Tomada de Wech & Creager (2008)

Eventos de deslizamiento lento

Los eventos de deslizamiento lento, también llamados sismos lentos (*“Slow Earthquakes”, SSE*), son desplazamientos súbitos que se generan en la zonas de subducción, fueron descubiertos por

12 La Rocca, M., McCausland, W., Galluzo, D., Malone, S., Saccorotti, G., Del Pezzo, E. (2005). Array measurements of deep tremor signals in the Cascadia subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L21319.

*Dragert et al. (2001)*¹³ en la zona de subducción de Cascadia. Medidos con GPS, los SSE producen desplazamientos en la placa continental contrarios al movimiento de subducción de la placa oceánica. Estos desplazamientos se originan en la zona de transición de la interface de placas (*downdip* de la zona acoplada), por lo que se ha sugerido que la perturbación de los esfuerzos causada por los SSE, podría provocar sismos de gran magnitud en la zona acoplada de la interface.

Relación de los SSE con los NVT

Los sismos lentos están íntimamente ligados a los NVT. *Rogers & Dragert (2003)*¹⁴ definieron al *Episodic Tremor and Slip (ETS)*, como los eventos periódicos en Cascadia durante los que ocurren simultáneamente, sismos lentos y tremores tectónicos. *Dragert et al. (2004)*¹⁵ sugirieron que los ETS pueden ayudar a definir los límites de la zona sismogénica. Se estima que los sismos lentos llegan a tener magnitudes Mw equivalentes a sismos comunes de 6.0.

En la figura 2 se muestra un esquema general de una zona de subducción, junto con el comportamiento de los desplazamientos y los esfuerzos en cada una de las partes de la interface: la zona acoplada, la zona de transición, la zona de ETS y la zona plástica de deslizamiento libre

13 Dragert, H., Wang, K., and James T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, vol. 292, pp.1525-1528.

14 Rogers, G., and Dragert H. (2003), *op. cit.*

15 Dragert, H., Wang, K., and Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, 56, pp. 1143-1150.

En la figura 3, se observan los sismos lentos junto a la actividad de tremor diaria; ésta aumenta visiblemente cuando se presenta un SSE, también se aprecia claramente el desplazamiento inverso en los datos de GPS cuando ocurre un SSE.

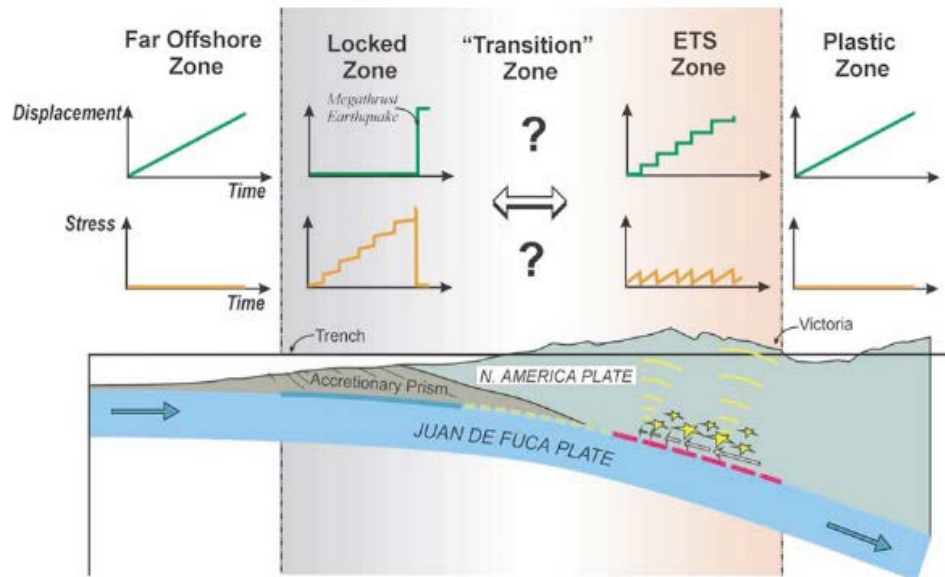


Figura 2 Esquema general de una zona de subducción, el panel superior representa los desplazamientos, el panel intermedio los esfuerzos y el panel inferior una vista de perfil de la subducción. Tomada de Dragert et al. (2004).

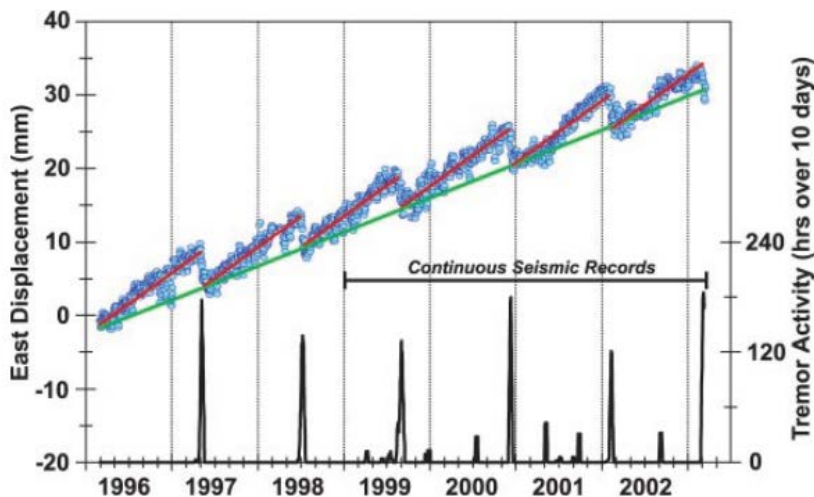


Figura 3 Comportamiento de los tremores con respecto al tiempo y su relación a los desplazamientos provocados por los eventos de deslizamiento lento. Tomada de Rogers & Dragert 2002.

Clasificación de los SSE

Los SSE se pueden clasificar según su duración y periodo de retorno. Con base en los diferentes tipos de SSE que ocurren en Japón, Obara (2011)¹⁶ ha propuesto la siguiente clasificación:

- Short-term slow slip events (*Nankai type*)
- Short-term slow slip events (*Boso type*)
- Long-term slow slip events

SSE en México

Los sismos lentos fueron descubiertos en México por *Lowry et al. (2001)*¹⁷; con el evento que tuvo lugar en 1998 en el estado de Guerrero. A partir de entonces, han ocurrido cuatro SSE hasta la fecha en dicho estado, de los cuales se hablará más adelante.

Modelos para explicar los eventos de deslizamiento lento

Dada la importancia de los sismos lentos en el proceso de subducción, se han propuesto diferentes modelos cinemáticos de su fuente, para explicar los desplazamientos registrados en

16 Obara, K. (2011), *op. cit.*

17 Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov and V. Bilham R., (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, pp. 3753-3756.

superficie por redes de GPS. Uno de los primeros modelos fue obtenido por *Dragert et al. (2004)*¹⁸ en Cascadia. Partiendo de un modelo de dislocación simple sobre el contacto entre las placas, se invirtieron los desplazamientos horizontales. En la figura 4 se muestran los deslizamientos finales de cuatro eventos lentos estudiados. Ahí se puede observar que los SSE no ocurren uniformemente sobre la placa, sino que su tamaño y localización cambian en el tiempo.

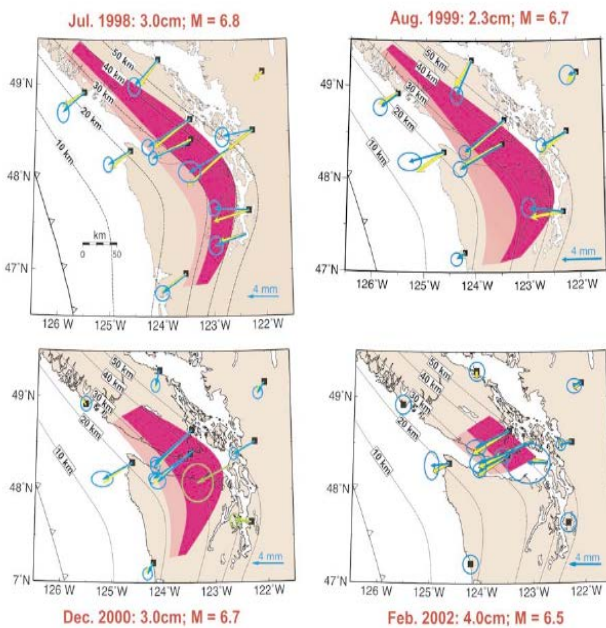


Figura 4 Diferentes eventos de deslizamiento lento en Cascadia, se muestran los datos teóricos y observados para las estaciones GPS utilizadas para la inversión. Tomada de *Dragert et al. (2004)*

18 Dragert, H., Wang, K., and Rogers, G. (2004), *op. cit.*

*Kostoglodov et al. (2003)*¹⁹ obtuvieron modelos de fuente para el sismo lento del 2001 en Guerrero (Mw = 7.1). Para ello se usó un modelo 2D de dislocación en un semi-espacio elástico homogéneo que admitió dos posibles modelos de fuente para explicar las observaciones:

El primer modelo predice un deslizamiento inverso a través de la porción de la interface que se encuentra acoplada durante la fase intersísmica. Este modelo implica una reducción del potencial sísmico de la zona sismogénica.

El segundo modelo presenta mayor deslizamiento en un segmento pequeño de la zona de transición de la interface (*downdip*). Esto la dejaría someramente acoplada y ocasionaría que el esfuerzo, en la parte profunda de la zona sismogénica, incrementara.

A pesar de que se han obtenido varios modelos de fuente para los SSE, los datos obtenidos con los GPS existentes son insuficientes para resolver completamente el proceso en profundidad. Dada la relación que éstos tienen con los NVT (ETS), *Shelly et al. (2007-b)*²⁰ propusieron utilizar la localización de los tremores tectónicos para estimar la propagación del deslizamiento lento con una mayor precisión que la obtenida con los GPS.

19 Kostoglodov, V., Krishna Singh, S., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, A. R., Lowry, A. R. and Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 30 no. 15.

20 Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-b), *op. cit.*

Relación de los SSE con los tremores tectónicos y los LFE

Obara (2010²¹ y 2011²²), estudió la relación que existe entre los tremores tectónicos y otros fenómenos que ocurren en la zona de subducción. Con los eventos de deslizamiento lento encontró que éstos no siempre son acompañados por tremores tectónicos.

Como se ha explicado anteriormente, una de las teorías de los tremores es que éstos están formados por sismos de baja frecuencia (LFE), por lo que Obara se ocupó en buscar LFEs inmersos en la señal de los tremores; encontrando que los LFEs no siempre acompañan a la señal del tremor tectónico.

En la figura 5 podemos observar la detección de NVTs junto a la de LFEs y la correlación temporal entre ambos. Se compara la envolvente de los sismogramas en negro, con las detecciones de tremores (puntos rojos) y de sismos de baja frecuencia (puntos azules), es claro que los LFEs y los NVTs sólo ocurren al mismo tiempo en algunas ocasiones.

21 Obara, K. (2010). Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B00A25.

22 Obara, K. (2011). Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *Journal of Geodynamics*, 52, pp. 229-248.

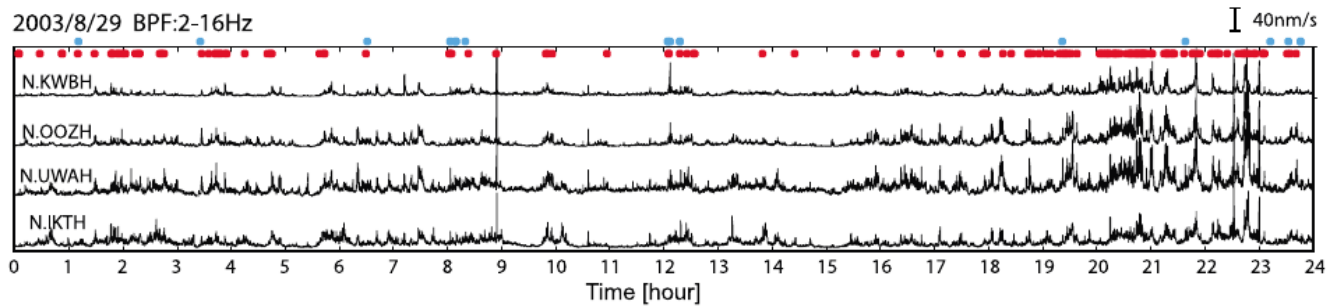


Figura 5 Envolvente de sismogramas para la estación BPF en Japón 2003/8/29; se muestran los tremores tectónicos detectados (puntos rojos) y los sismos de baja frecuencia (puntos azules). Tomada de Obara (2010).

La fuente de los NVTs migra. Es decir que la localización de los tremores cambia en periodos cortos. Por ejemplo, en la región de Shikoku, Japón, se ha observado la migración de tremores de 10 Km/día. En su artículo de 2009, Obara & Sekine²³ observaron que en la región de Aichie y Mie en Japón, los tremores migraron a lo largo del *strike* de la placa oceánica filipina desde la región de Mie hacia la región de Aichie. Estos NVT tenían una profundidad de 30 a 40 kilómetros, lo cual concuerda con la profundidad del Moho, por lo que se cree que esta migración está relacionada con eventos de deslizamiento lento creados por fallas inversas.

²³ Obara, K., and Sekine S. (2009). Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan, *Earth Planets Space*, vol.61, pp. 853-862.

Momento sísmico de los tremores tectónicos

Cuantificar la energía liberada por los tremores no volcánicos es un objetivo esencial para entender su rol dentro del proceso de subducción. Para esto Obara (2010)²⁴ emplea la relación que existe entre los eventos de deslizamiento lento y los tremores, postulando dos hipótesis excluyentes:

- a) los episodios de tremores pueden ocurrir sin SSE, y
- b) todos los episodios de tremores son causados por SSE.

Obara valida la segunda hipótesis y estima la magnitud de momento de los tremores, asumiendo que el tamaño de la falla del supuesto SSE es equivalente a la distribución epicentral de tremores:

$$M_0 = \mu DS$$

Donde D es el deslizamiento, S el área, y μ es la rigidez igual a 30 Gpa, para estimar finalmente M_w con la relación:

$$\log(M_0) = 1.5M_w + 9.1$$

²⁴ Obara K. (2010), *op. cit.*

Otro trabajo realizado para obtener el momento sísmico fue desarrollado por *Kao et al. (2010)*²⁵. En él se compararon las amplitudes máximas de las ondas S en ventanas de 5 segundos por estación, con las obtenidas de sismogramas sintéticos. Emplearon entonces el cociente entre estos dos para estimar el momento sísmico de los tremores.

Sismos de baja frecuencia (Low Frequency Earthquakes LFE)

La primera vez que se reportó la existencia de sismos de baja frecuencia (LFE “*Low frequency earthquakes*”) fue en 2003 por *Katsumata & Kamaya*²⁶. Ellos encontraron señales embebidas dentro de los tremores tectónicos, utilizando un catálogo de eventos, se logró distinguir las ondas S que son características de estos fenómenos.

A continuación *Shelly et al. (2006)*²⁷ analizaron los LFEs en Cascadia La profundidad promedio en la que localizaron estos eventos fue de 30 Km. Como se ha mencionado con anterioridad, se ha sugerido que los tremores tectónicos son enjambres de LFE's, debido a que en este estudio se encontraron una serie de arribos de ondas S coherentes dentro de una señal de tremor.

25 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*, vol. 37, L19306.

26 Katsumata, A., and Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophysical Research Letters*, vol. 30 no. 1, 1020.

27 Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. And Nakamura, S. (2006), *op. cit.*

Dadas las características que poseen, se cree que los LFEs son generados por deslizamiento cizallante en la interface de las placas, el cual parece ser promovido por altas presiones de poro. También se encontró que los pulsos de sismos de baja frecuencia oscilan entre 1 y 5 Hz.

En la figura 6 podemos observar los espectros de diferentes señales sísmicas, en los cuales se aprecia una clara similitud entre los espectros de los tremores y los LFEs; esto hace suponer que la fuente de los dos fenómenos está relacionada.

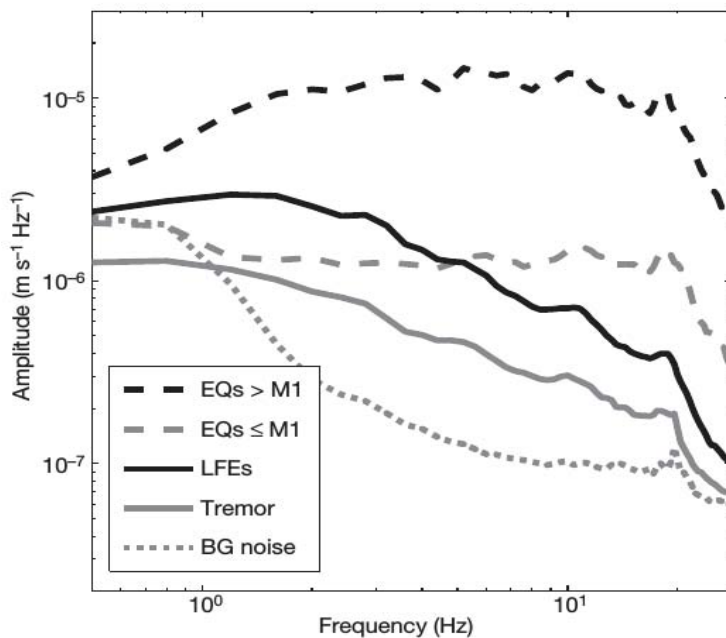


Figura 6 Espectros de diferentes señales sísmicas: Sismos de magnitud M_w mayor y menor a 1, sismos de baja frecuencia, tremores tectónicos y ruido. Tomada de Shelly et al. (2007-a).

Fuente de los sismos de baja frecuencia

Como se describió en el párrafo anterior, con base en la localización y forma de onda de los LFEs, se infirió que éstos son producidos por deslizamiento cizallante en profundidad. Para sustentar

esta hipótesis, *Ide et al. (2007)*²⁸ obtuvieron los mecanismos focales de los LFEs de dos formas diferentes: (1) utilizando el movimiento del primer arribo de onda P y; (2) con la inversión del tensor de momentos sísmicos (usando funciones de Green empíricas). Con estos resultados, *Shelly et al. (2007-a)*²⁹ calcularon también el mecanismo de los SSE y de sismos inversos ocurridos en la zona.

En la figura 7 se muestran los mecanismos focales obtenidos a partir de los movimientos de la primera onda P de LFE, la inversión del tensor de momentos de ondas S de LFE, del evento de deslizamiento lento y del sismo de Nankai de 1946, los cuales coinciden con la dirección en la cual se está subduciendo. Todo esto apoya la hipótesis de que los tres fenómenos que hemos estudiado, TT, LFE y SSE son diferentes manifestaciones de un mismo proceso ligado a la subducción de la placa oceánica.

28 Ide, S., Shelly, D. R., and Beroza, G. C. (2007). Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip o the plate interface, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L03308.

29 Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-a), *op. cit.*

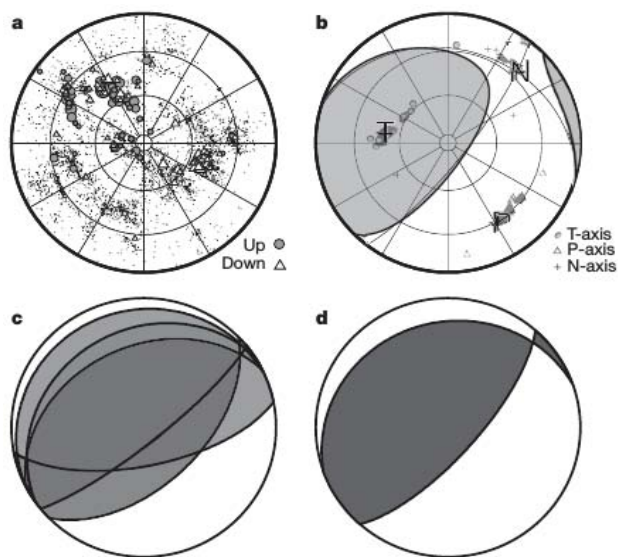


Figura 7 a) Mov. de la primera onda P de LFEs. b) Inversión del tensor de momentos de LFEs. c) Mecanismo de tres diferentes SSEs. d) Mecanismo focal del sismo de Nankai de 1946. Tomada de Shelly et al. (2007-a).

Sismos de muy baja frecuencia (Very low frequency earthquakes VLF)

Los sismos de muy baja frecuencia (que oscilan entre los .02-0.05 Hz), fueron estudiados por primera vez por Ito et al. (2007)³⁰. Éstos tienen una profundidad promedio entre 30 a 35 Km, contienen ondas de cuerpo (Ondas S principalmente), presentan migración, y son acompañados por señales de tremor tectónico. Debido a la relación que tienen éstos con los deslizamientos lentos, se llegó a la hipótesis de que los VLF son parches que se encuentran adentro de la zona de transición, donde ocurren los SSE y los tremores tectónicos, que son microfracturas.

³⁰ Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-a), *op. cit.*

En la figura 8 se observa un modelo esquemático de la zona de subducción. En la zona sismogénica hay asperidades causantes de sismos de gran magnitud, mientras que en la zona de transición se encuentra la zona donde ocurren los deslizamientos lentos, los parches de VLF y las microfracturas de los tremores tectónicos.

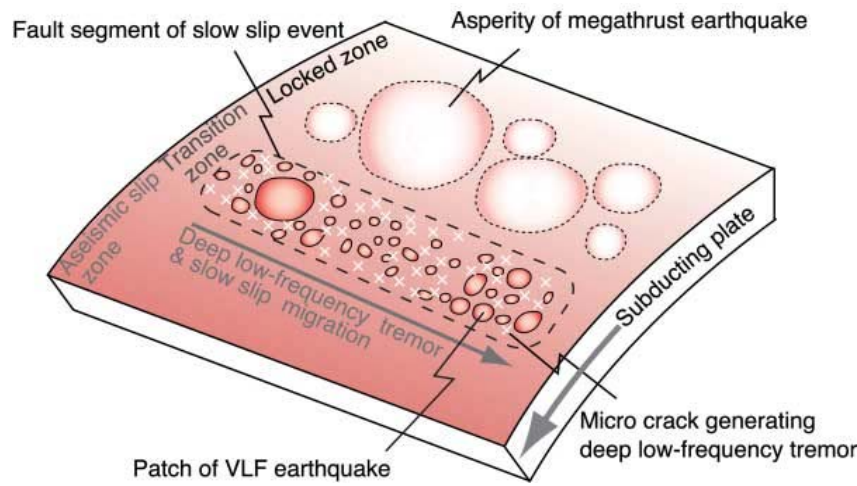


Figura 8 Esquema general de la zona de subducción y las diferentes fuentes generadoras de LFEs, VLFs, tremores y sismos. Tomada de Ito et al. (2007).

Ito et al. (2009-b)³¹ investigaron más a fondo las características de los VLF en Japón; dividieron los VLF en:

1. Deep VLF, encontrados en la parte *downdip* de la zona de subducción y;

31 Ito, Y., obara, K., Matsuzama, T., and Maeda T. (2009-b). Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A13.

2. Shallow VLF, que ocurren en el prisma acrecionario.

Además, encontraron los hipocentros de los VLFs y su vector de deslizamiento, el cual concuerda con el vector de deslizamiento de la zona de subducción. El momento sísmico de los VLF es aproximadamente el 0.1 % de los SSE, este hallazgo los hizo deducir que sólo ocurren en una pequeña superficie de la zona de deslizamiento lento. Los puntos anteriores sostienen la teoría de que los VLFs son causados por deslizamiento cizallante en la interface de las placas. En la figura 9 podemos observar 5 diferentes familias de VLFs encontradas en Japón, de las cuales se obtuvieron los diagramas de rosa del vector strike, el cual prácticamente es perpendicular al vector deslizamiento de la zona de subducción.

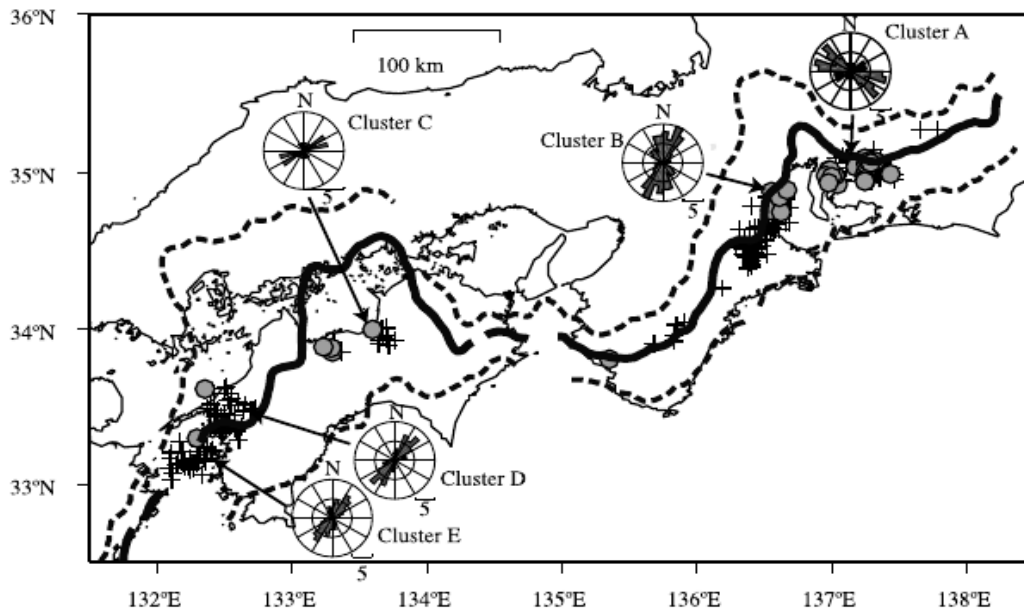


Figura 9 Diferentes familias de VLFs a lo largo de la zona de subducción de Japón.

Tomada de Ito et al. (2009-b).

Relación entre los diferentes fenómenos de la zona de subducción

Como hemos observado, la familia de sismos lentos interactúan de diferentes y muy cercanas maneras, es por eso que se han realizado modelos para tratar de explicar estos fenómenos; *Ando et al. (2010)*³² obtuvieron un modelo físico sencillo para los deslizamientos lentos. Este modelo involucra parches en la zona de deslizamiento para explicar los tremores y LFEs, sin embargo sólo es aplicable para la zona de transición. Está basado en tres observaciones:

- 1.- Los LFEs y TTs son disparados por cambios en los esfuerzos debido a los deslizamientos lentos;
- 2.- se asumen regiones de fricción inestable y;
- 3.- las fuentes de tremores y LFEs están alineadas.

La fig. 10 muestra el modelo utilizado; en él se puede observar el frente del deslizamiento lento y como va activando las zonas de tremores tectónicos, LFEs y VLFs.

32 Ando, R., Nakata, R., and Hori, T. (2010). A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L10310.

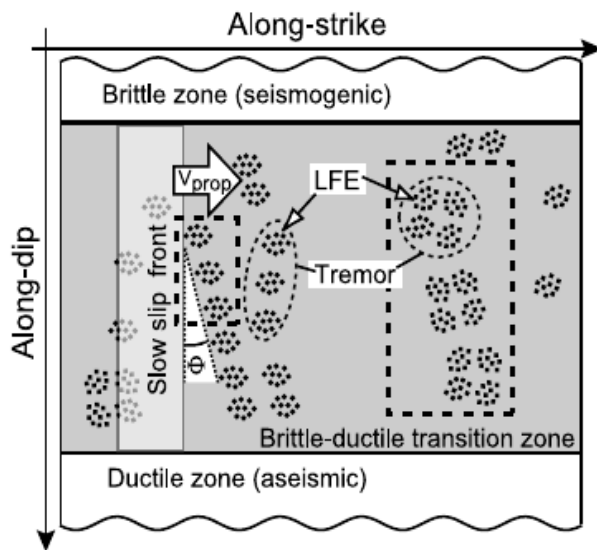


Figura 10 Modelo de la zona de subducción, en la cual figura los parches causantes de LFEs y tremores, los cuales se activan con el paso del SSE. Tomada de Ando et al. (2010).

Métodos para la detección y localización de tremores y LFE

En la actualidad, existen diversos métodos para fines variados, no obstante, sólo se van a enumerar algunos.

Métodos de detección y localización de LFE dentro de tremores:

- *Brown et al. (2008)*³³ filtraron los datos en una banda de frecuencia, posteriormente, se utilizó la auto-correlación de los datos para encontrar LFEs repetidos en el mismo tremor. De esta manera, se realizaron correlaciones cruzadas de *waveforms* para encontrar los retrasos en tiempo, y así, localizar sismos de baja frecuencia.

³³ Brown, J. R., Beroza, G. C., and Shelly, D. R. (2008). An autocorrelation method to detect low frequency earthquakes withn tremor, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L16305.

- *Frank et al. (2013)*³⁴ utilizaron plantillas de LFEs para obtener correlaciones de las formas de onda de las señales, las correlaciones semejantes se apilaron para obtener arribos claros de onda P y onda S y con éstos, localizar la fuente haciendo una búsqueda en una malla y comparando los *moveouts* teóricos con los observados.
- *Frank & Shapiro (2014)*³⁵ realizaron una detección automática de LFEs: alinearon los sismogramas para hacer coincidir los *moveouts* de una fuente potencial a cierta profundidad, las energías de las señales fueron sumadas, si se presentaba algún pico que cumpliera con ciertas características, se consideraba un LFE.
- *La Rocca et al (2008)*³⁶ utilizaron el método *zero-lag cross-correlation* para obtener los vectores de lentitud y el back-azimuth, a partir de los cuales con un método probabilístico se obtiene la localización de los tremores.

34 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*, vol. 40, pp. 2661-2666.

35 Frank W. B., and Shapiro, N. M. (2014). Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response, *Geophysical Journal International*, vol. 197, 1215-1223.

36 La Rocca, M., Galluzo, D., Malone, S., McCausland, W., Saccorotti, G., and Del Pezzo, E., (2008). Testing small-aperture array analysis on well-located earthquakes, and application to the location of deep tremor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 98, no. 2, pp. 620-635.

- *Shelly et al. (2007-a)* usaron formas de ondas de LFEs en la región como “eventos plantillas” en una técnica de filtro coincidente, esto con el fin de buscar formas de ondas en señales de tremor; en algunas señales se percibió una o más plantillas.

Métodos de detección y localización de tremores:

- Kao & Shan (2004)³⁷ desarrollaron el método “*The source-Scanning Algorithm*” que emplea información de la forma de onda como lo es la amplitud y los tiempos de arribo. Para llevar a cabo la localización, los sismogramas se normalizaron, a partir de ellos, se calculó una función llamada “*brightness*”, la cual estaba en función de cada punto de búsqueda n y de un tiempo definido. Además de esta técnica, *Kao et al. (2007)*³⁸ realizaron un método de detección automática de tremores, que aunado al método descrito, sirvió para localizar y detectar diferentes tremores tectónicos en la región de Cascadia.
- *Maeda & Obara (2009)*³⁹ aprovechan la densidad de energía del arreglo de estaciones y la diferencia en los tiempos de arribo de las correlaciones cruzadas de las envolventes, para que a partir de estas dos características se elija la localización con menor error.

37 Kao, H., and Shan S. (2004). The source-scanning algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophysical Journal International*, vol. 157, pp. 589-594.

38 Kao, H., Thompson, P. J., Rogers, G., Dragert, H., and Spence, G. (2007). Automatic detection and characterization of seismic tremors in northern Cascadia, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L16313.

39 Maeda, T., and Obara K. (2009). Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A09.

- *Obara (2002)*⁴⁰ utiliza correlaciones cruzadas de las envolventes de las señales para que, a partir de ellas obtener diferencias en los tiempos de viaje y de este modo localizar los NVTs como si fueran un sismo normal.
- *Wech & Creager (2008)*⁴¹ realizaron un método que localiza y detecta tremores tectónicos. Para desarrollarlo, se empleó un método de correlaciones cruzadas que maximizó la señal; en las correlaciones se buscó encontrar la mejor solución dentro de una malla; de estas soluciones, las que tuvieron un error estimado menor a 5 km, eran catalogadas como un tremor tectónico.
- *Husker et al. (2010)*⁴² desarrollaron un método de detección de tremores basado en la energía; se hizo un catálogo de los tremores comprendidos del 2005 al 2007.
- *Cruz-Atienza et al. (2015)*⁴³ emplearon la energía, la derivada espacial de la energía y el *back-azimuth* del movimiento de partícula como parámetros para hacer una inversión, con la cual se obtiene la localización y el mecanismo focal que mejor se adecúa a los datos observados.

40 Obara, K. (2002), *op. cit.*

41 Wech, A. G., and Creager, K. C. (2008). Automated detection and location of Cascadia tremor, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L20302.

42 Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010). Automatic non-volcanic tremor detection in the mexican subduction zone, *Geofísica Internacional*, 49(1), pp. 17-25.

43 Cruz-Atienza V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2015), *op. cit.*

Tremores Tectónicos, Eventos de Deslizamiento Lento, Sismos de Baja y muy Baja Frecuencia en el mundo

En este capítulo revisaremos brevemente los estudios y las investigaciones que se han realizado en diferentes zonas del mundo. Schwartz & Rokosky (2007)⁴⁴ realizaron una recopilación de las características principales de los eventos de deslizamiento lento y de tremores tectónicos en diferentes lugares, aunque no estén mencionadas en el estudio citado, algunas regiones donde ocurren estos fenómenos son: Alaska, Australia, Cascadia, Costa Rica, la falla de San Andrés, Japón, y Nueva Zelanda,

Cascadia (Canadá y Estados Unidos de América.)

Generalidades

La zona de subducción de Cascadia comprende desde la isla de Vancouver, Canadá hasta la ciudad de Seattle, E.U.A. En esta región la placa de Juan de Fuca se subduce a una velocidad aproximada de 4 cm/año bajo la placa de Norteamérica; al igual que en otras zonas de subducción (i.e. Guerrero, México), se ha observado que existe una región de baja velocidad, la cual se presume es corteza oceánica subducida, que a cierta distancia de la costa sufre una deshidratación; esto contribuye a la presencia de fluidos en el slab.

⁴⁴ Schwartz, S. Y., and Rokosky J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at Circum-Pacific subduction zones, *Reviews of Geophysics*, vol. 45, RG3004.

Audet et al. (2010)⁴⁵ utilizaron funciones de receptor para mapear la región y encontraron que la zona de baja velocidad se encuentra prácticamente en toda la región de Cascadia, asimismo realizaron un modelo para explicar la generación de ETS a partir de la presión de poro y la liberación de fluido hacia los límites de la placa.

En la figura 11 se muestra un mapa general de esta zona de subducción.

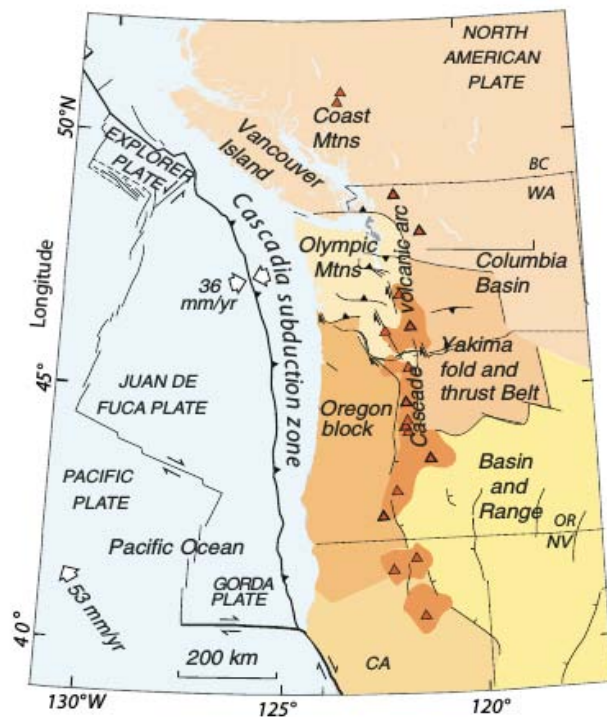


Figura 11 Zona de subducción de Cascadia. Tomada de Gomberg et al. (2010).

Episodic Tremor and Slip Events en Cascadia

45 Audet, P., Bostock, M. G., Boyarko, D. C., Brudzinski, M. R., and Allen R. M. (2010). Slab morphology in the cascadia fore arc and its relation to episodic tremor and slip, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B00A16.

*Rogers & Dragert (2003)*⁴⁶ definieron los ETS en Cascadia debido a la continua recurrencia de sismos lentos acompañados de tremores tectónicos. Los eventos lentos en esta región tienen una duración aproximada entre 1 y 5 semanas, pueden tener una o dos direcciones de propagación y corresponden aproximadamente a 5 mm de desplazamiento en la superficie; para rastrearlos se han utilizados los tremores tectónicos, pues con su migración podemos monitorear el frente de propagación del sismo lento. *Kao et al. (2006)*⁴⁷ localizaron tremores tectónicos pertenecientes a 2003 y 2004, con los cuales se logró ver un patrón espacio-temporal de migración; *Ghosh et al. (2009)*⁴⁸ obtuvieron parches de tremor tectónico del ETS de 2008, los cuales tienen prácticamente el mismo patrón de migración que los obtenidos para los años 2003 y 2004, por lo que se puede inferir que ese patrón de migración sino constante, sí es muy recurrente en la zona.

En la figura 12 observamos las localizaciones de los tremores realizada por *Ghosh et al. (2009)*, la cual migra a lo largo del tiempo, definiendo parches de tremor que se activan con el paso del sismo lento, lo que sugiere que se puede monitorear el SSE con los tremores tectónicos.

46 Rogers, G., and Dragert H. (2003), *op. cit.*

47 Kao, H., Shan, S., Dragert, H., Roger, G., Cassidy, J. F., Wang, K., James, T. S. Ramachandran, K. (2006). Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B03309.

48 Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., and Wech, A. G. (2009). Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L17316.

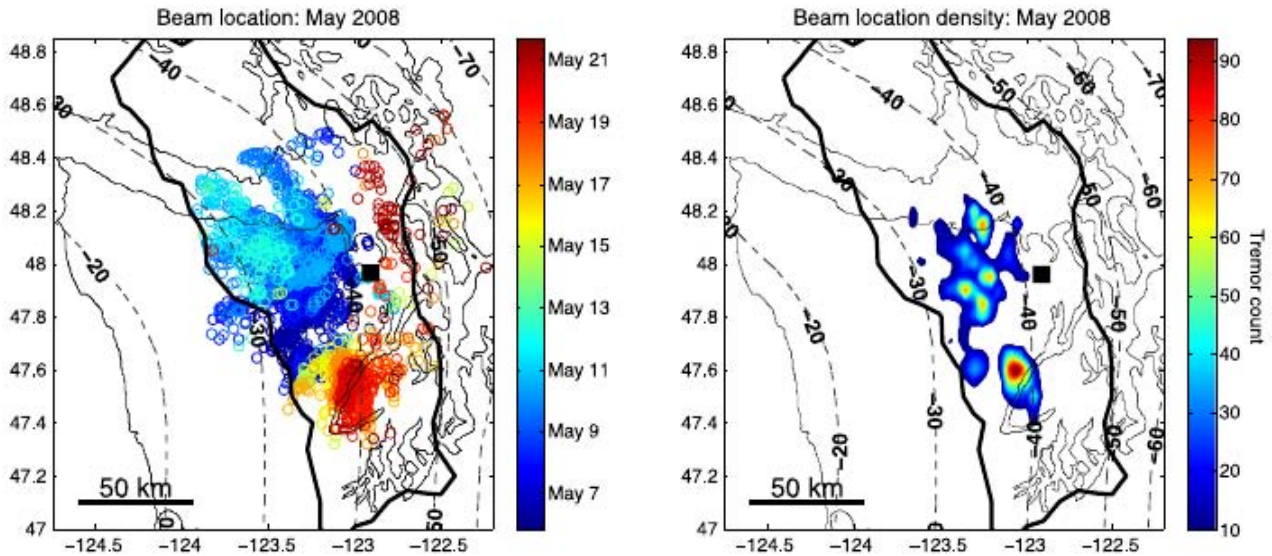


Figura 12 Localizaciones de tremores en Cascadia a lo largo del tiempo (izquierda) y número de tremores localizados por zona (derecha). Modificada de Ghosh et al. (2009).

La importancia de tener una mejor comprensión de los ETS, es debido se cree los tremores tectónicos pueden delimitar la zona sismogénica, es por eso que Chapman & Melbourne (2009) realizaron un análisis de los ETS de los últimos 11 años para encontrar el límite *downdip* de la zona sismogénica, el cual localizaron aproximadamente a 25 Km de profundidad⁴⁹.

49 Chapman, J. S., and Melbourne, T. I. (2009). Future Cascadia megathrust rupture delineated by episodic tremor and slip, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L22301

Sismos de baja frecuencia

Aunque no se observan con la misma frecuencia que en la zona de subducción japonesa, los LFEs también han sido estudiados en Cascadia. Brown et al. (2009)⁵⁰ localizaron estos fenómenos en una zona estrecha en la región de Cascadia, justo en la interface de la zona de subducción, a una profundidad promedio entre 30-40 Km. Gomberg et al. (2010)⁵¹ realizaron una minuciosa investigación para encontrar como se relacionan los sismos lentos, los tremores tectónicos y los sismos de baja frecuencia, específicamente para el ETS del 2008, aunque definen posibles modelos y fuentes de estos fenómenos, éstos siguen sin esclarecerse del todo.

Japón

Generalidades

La zona de subducción de Japón se extiende a través de diferentes regiones: Shikoku, la península de Kii y Tokai, en la figura 13 se muestran las primeras localizaciones que se obtuvieron de los tremores tectónicos por Obara (2002)⁵².

50 Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz S. Y., 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*, vol. 36, L19306.

51 Gomberg, J. And the Cascadia 2007 and Beyond Working Group (2010). Slow-slip phenomena in Cascadia from 2007 and beyond: A review, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, pp. 963-978.

52 Obara, K. (2002), *op. cit.*

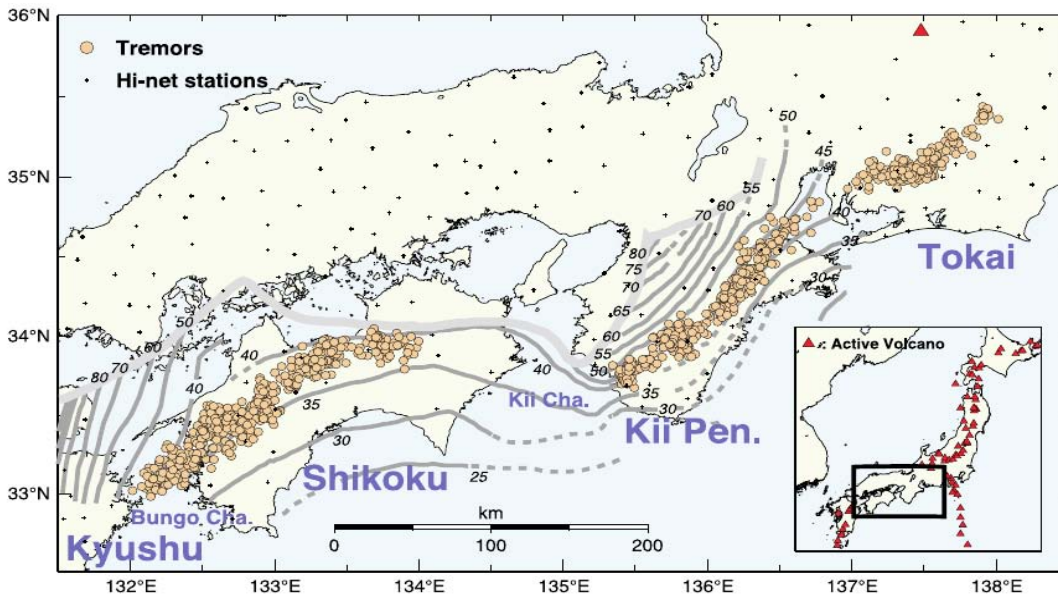


Figura 13 Zona de subducción de Japón junto con las localizaciones de tremores tectónicos. Tomada de Obara (2002).

Al igual que en Cascadia, las propiedades físicas del *slab* juegan un papel relevante en el comportamiento de la familia de sismos lentos. Kato *et al.* (2010)⁵³ realizaron un método de funciones de receptor para mapear la zona de subducción, entre sus hallazgos se encontró la presencia de fluidos a alta presión liberados por la deshidratación metamórfica, lo que favorece la proliferación de los diferentes fenómenos de la zona de subducción.

53 Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsuura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S., and Hirata, N., (2010). Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L14310.

Además de la presencia de fluidos; *Matsubara et al. (2009)*⁵⁴ encontraron que en la zonas donde acontecen los tremores, el cociente entre las velocidades de onda P y S (V_p/V_s) es alto.

Episodic Tremor and Slow Slip Events en Japón.

Los ETS en Japón son diferentes a los acontecidos en Cascadia, ya que en esta región encontramos una diversidad de deslizamientos lentos. Los *short-term SSE (Nankai type)* tienen una duración de días y van acompañados de tremores y *burst* de LFEs, su magnitud de momento oscila entre 5.5 y 6.2 y ocurren a profundidades entre 30 y 40 Km. Asimismo encontramos en la región los *short-term SSE (Boso type)*, éstos ocurren aproximadamente cada 6 años y a diferencia de los anteriores no están ligados a *burst* de tremores aunque si a *swarms* de sismos regulares, estos deslizamientos son más someros aunque su magnitud de momento es mayor (Mw 6.4-6.6).

Por último tenemos a los *long-term SSE*, con duraciones de medio año y recurrencia de una vez cada cinco años, estos deslizamientos van acompañados de tremores tectónicos, sus magnitudes varían entre 6.5 y 7 en magnitud de momento.

En la figura 14 observamos la distribución de tremores tectónicos (puntos rojos), sismos de muy baja frecuencia (estrellas amarillas) y en contornos los diferentes tipos de SSE que acontecen en la zona.

54 Matsubara, M., Obara, K., and Kasahara, K. (2009), High- V_p/V_s zone accompanying non-volcanic tremors and slow slip events, *Tectonophysics*, vol. 472, pp. 6-17.

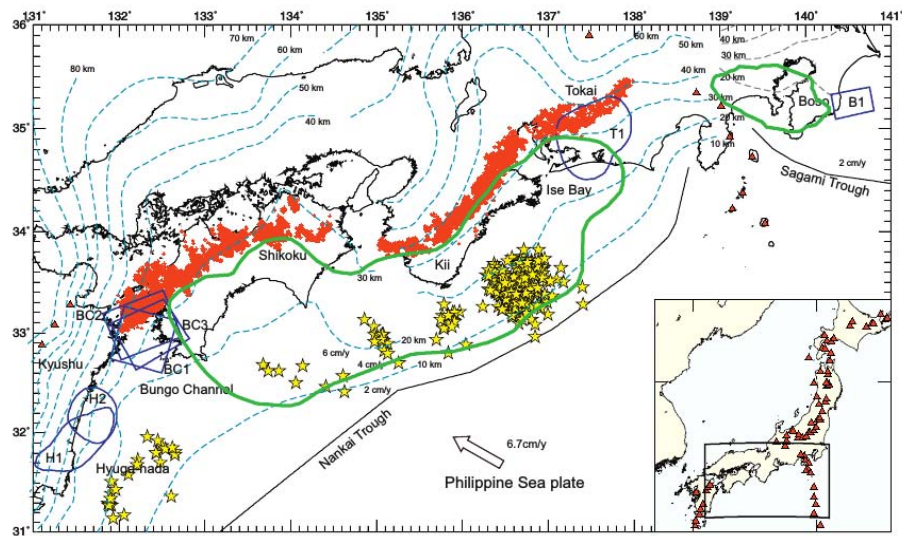


Figura 14 Zona de subducción japonesa con NVTs (rojo), VLFs (amarillo), diferentes tipos de SSE (contornos) y dirección de subducción (flecha blanca). Tomada de Obara (2011).

Sismos de baja frecuencia

Los LFEs fueron descubiertos en Japón por *Katsumata & Kamaya* en 2003⁵⁵; a partir de entonces, se han observado embebidos a los tremores tectónicos, aunque sus características espaciales no son del todo idénticas. *Obara* (2010)⁵⁶ encontró que, si bien los dos fenómenos presentan migración, la localización de los LFEs no concuerda del todo, puesto que los sismos de baja frecuencia se encuentran más concentrados.

⁵⁵ Katsumata, A., and Kamaya, N. (2003), *op. cit.*

⁵⁶ Obara, K. (2002), *op. cit.*

Tremores Disparados

Al igual que con los sismos comunes, los tremores tectónicos pueden ser producidos por otros sismos que exciten el campo de esfuerzos o deformaciones de la región; desde su descubrimiento en 2002, Obara plantea que varios *burst* del recién encontrado fenómeno fueron producidos por sismos de muy variada magnitud, o en caso contrario, algunos *burst* acabaron su actividad con el paso de un sismo.⁵⁷

Aunque Obara propuso la idea de sismos disparados, no se ahondo más en el tema hasta el 2005, cuando *Miyazawa & Mori*⁵⁸ estudiaron tremores disparados en Japón por el sismo de Tokachi-Oki, el cual tuvo una magnitud de momento de 8.1; como resultado de su análisis se llegó a la conclusión de que los tremores disparados se visualizan en altas frecuencias (5-20 Hz) y son causados por ondas superficiales. El tipo de onda (Love o Rayleigh) que causa el tremor aún no se define, puesto que es dependiente del evento, por ejemplo *Miyazawa & Mori (2006)*⁵⁹ determinaron que para los tremores disparados en Japón por el sismo de Sumatra-Andaman del 2004 con $M_w = 9.2$, las ondas Rayleigh fueron las que dispararon los tremores al causar un cambio en la deformación volumétrica y por ende la presión de poro se vio afectada. Sin embargo

57 Obara, K. (2002), *op. cit.*

58 Miyazawa, M., and Mori J. (2005). Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L10307.

59 Miyazawa, M., and Mori, J., (2006). Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L05303.

las ondas Rayleigh no son las únicas capaces de producir tremores disparados, *Rubinstein et al. (2007)*⁶⁰ examinaron el área de Vancouver durante el sismo de Denali en Alaska en 2002, el cual tuvo una magnitud $M_w=7.8$. A partir de su análisis encontraron que las ondas Love, al incrementar el esfuerzo cizallante, fueron las responsables de disparar los tremores.

Aunque las ondas superficiales son primordialmente las causantes de los tremores disparados, existen casos documentados donde las ondas de cuerpo son las detonantes. *Zigone et. al. (2012)*⁶¹ analizaron en Guerrero los tremores tectónicos y el segundo subevento del SSE de 2010 después del sismo de Maule, Chile (M_w 8.8). A través del análisis de los tremores y del evento de deslizamiento lento, se llegó a la conclusión que los tremores fueron disparados desde el arribo de ondas S y que el segundo subevento del deslizamiento lento del 2010 fue disparado por el sismo de Chile.

60 Rubinstein, J. L., Vidale, J. E., Gomberg, J., Bodin, P., Creager K. C., and Malone S. D. (2007). Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses, *Nature*, vol. 448, pp. 579-582.

61 Zigone, D., Rivet, D., Radiguet, M., Campillo, M., Voisin, C., Cotte, N., Walpersdorf, A., Shapiro, N. M., Cougoulat, G., Roux, P., Kostoglodov, V., Husker, A., and Payero, J. S. (2012). Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 M_w 8.8 Maule, Chile, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B09304.

Tremores Tectónicos en el Estado de Guerrero

Las propiedades de la corteza juegan un papel crucial en el origen de los tremores tectónicos. Peacock (2009)⁶² realizó una investigación en la cual determinó ciertas características similares en diferentes zonas de subducción, entre las que destacan:

- Ocurren en cortezas oceánicas relativamente jóvenes.
- No están confinados a una temperatura ni a una fase metamórfica.
- Hay una existencia considerable de fluidos.

Es por lo tanto importante estudiar la composición de la corteza oceánica mexicana, específicamente el estado de Guerrero, para entender mejor las causas y propiedades de los tremores tectónicos

Estructura cortical

La zona de subducción mexicana se compone de dos placas: la placa oceánica de Cocos y la placa continental de Norteamérica; la zona en la cual se empieza a subducir la placa de Cocos se conoce como la “*Middle American Trench*” y se encuentra aproximadamente a 70 Km de Acapulco.

62 Peacock, S. M. (2009), *op. cit.*

Aunado a la interface entre estas dos placas, existen otras propiedades que producen variaciones en los campos de onda al propagarse. Por esta razón es importante razonablemente bueno para la localización tanto de sismos como de tremores.

La zona de subducción de Guerrero comparte ciertas características con las de Cascadia y Japón. Una de ellas es la posible presencia de fluidos en ciertas zonas del *slab* (Peacock, 2009). En México, estas zonas se lograron identificar por medio de diferentes estudios:

- Jödicke et al. (2006)⁶³ realizaron un estudio magnetotelúrico (“MT”) para caracterizar la zona sur de México. Sus resultados muestran una buena correlación entre zonas de alta conductividad y zonas donde se cree que hay metamorfismo y liberación de fluidos. En la figura 15 se observa que estas zonas de alta conductividad coinciden en gran medida con las localizaciones que se han obtenido de los tremores tectónicos en el *slab*.

63 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 southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B08102.

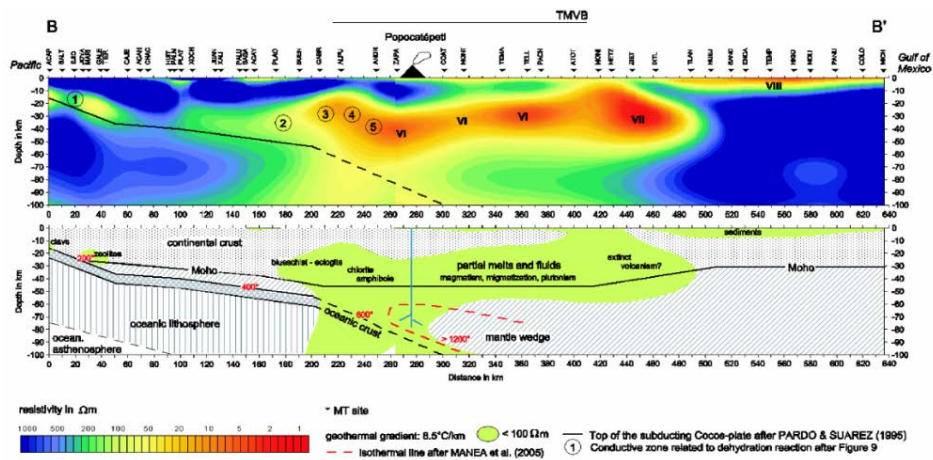


Figura 15 Perfil de resistividad (arriba) con las diferentes zonas de conductividad identificadas. Perfil de facies metamórficas a lo largo del slab (abajo). Tomada de Jödicke et al. (2006).

- Manea & Manea (2010)⁶⁴ obtuvieron, mediante modelado matemático la estructura térmica de la zona de subducción. A partir de su modelo llegaron a la conclusión de que los fluidos liberados en el slab provienen de diferentes fuentes. En la figura 16 se visualizan las tres fuentes de fluidos encontradas, además se muestra una correlación que se hizo con el estudio anterior de Jödicke et al. (2006)⁶⁵.

64 Manea, V. C., and Manea, M. (2010). Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico, *Pure and Applied Geophysics*.

65 Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., and Rüpke, L. (2006). op. cit.

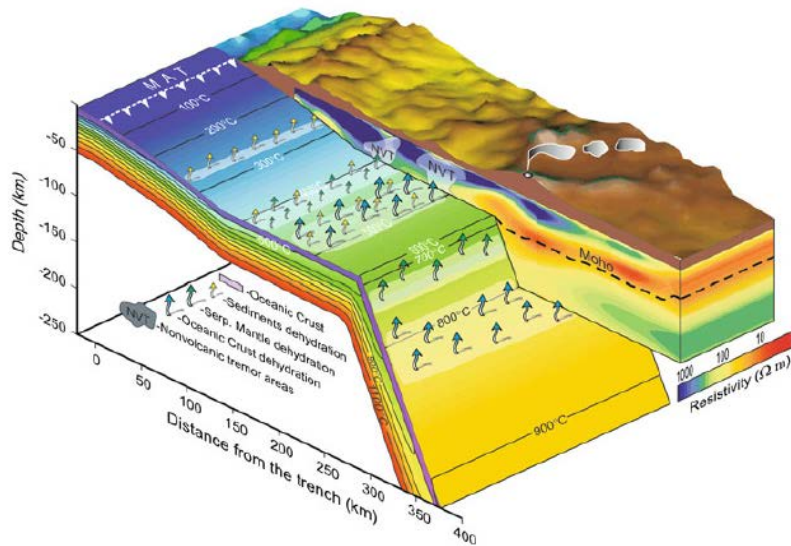


Figura 16 Modelo de resistividades, isotermas y facies de metamórficas.

Tomada de Manea & Manea (2010).

Además de la liberación de fluidos, hay otras características comunes en las zonas de subducción donde se han hallado tremores tectónicos:

- Alta presión de poro debida al fluido liberado por el metamorfismo y la fusión parcial que ocurre en el *slab*. Manea et al. (2004)⁶⁶ analizaron las isotermas de la zona de subducción y

66 Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., and Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophysical Journal International*, vol. 157, pp. 775-784.

llegaron a la conclusión de que el cociente entre la presión poro y la presión litostática es casi uno, lo que significa que la presión efectiva es casi cero.

- Relación de Poisson y cociente de V_p/V_s altos. Estas dos propiedades sugieren la existencia de fluidos altamente presurizados (Peacock et al., 2011)⁶⁷. Kim et al. (2010)⁶⁸ descubrieron que estas dos propiedades son especialmente altas justo en la parte en la cual el *slab* se vuelve horizontal. En la figura 17 se muestran los valores de estas propiedades que se obtuvieron para el *slab* junto con las localizaciones de tremores tectónicos de Payero et al. (2008)⁶⁹.

⁶⁷ Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., and Audet, P (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone, *Geology*, vol. 39 no. 5, pp. 471-474.

⁶⁸ Kim, Y., Clayton, R. W., and Jackson, J. M. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B06310.

⁶⁹ Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L07305.

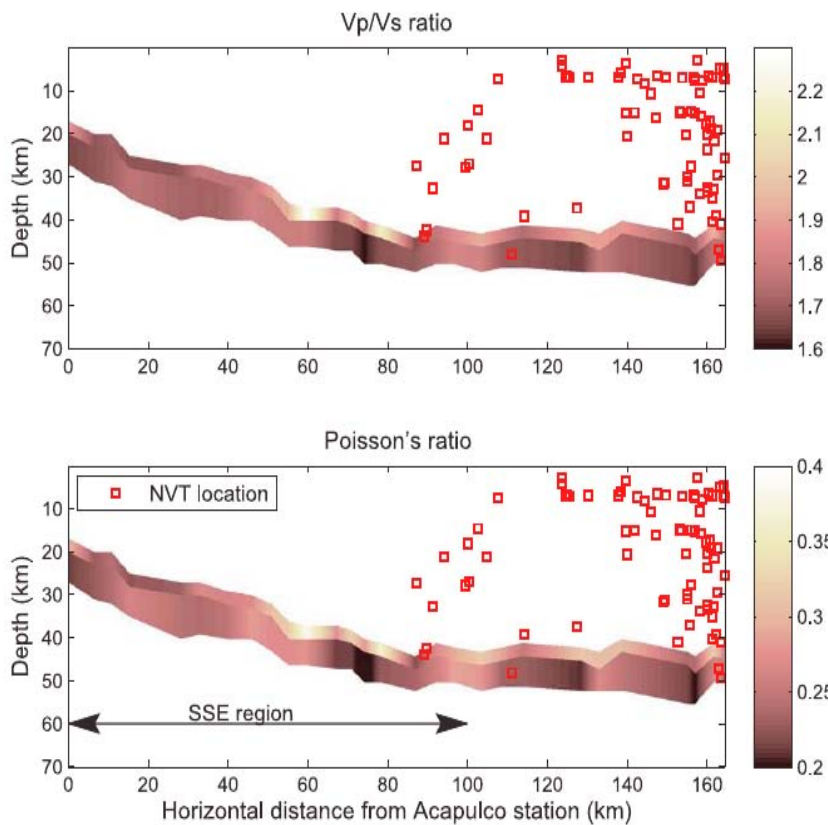


Figura 17 Cociente de velocidades V_p/V_s (arriba) y relación de Poisson (abajo), con la localización de tremores (puntos rojos). Tomada de Kim et al. (2010).

Geometría de la placa oceánica subducida

Del mismo modo que las características físicas juegan un rol importante en la proliferación de tremores tectónicos, la geometría de la placa subducida es un factor significativo en el estudio de los fenómenos geotectónicos.

Actualmente la placa de Cocos subduce a la de Norteamérica a una velocidad de 6 cm/año a un ángulo aproximado de 50°, cabe mencionar que estos parámetros varían dependiendo de la ubicación geográfica.

La geometría de la subducción se ha redefinido a lo largo de los años. *Kostoglodov et al. (1996)*⁷⁰ delimitaron la geometría de la zona de subducción usando datos sísmicos y gravimétricos; uno de los hallazgos más significativos fue que la zona sismogénica se encuentra justo antes de la parte horizontal del *slab*. *Pérez-Campos et al. (2008)*⁷¹ modelaron la zona de subducción hasta aproximadamente 250 Km tierra adentro (justo por debajo del Valle de México), a partir de esta distancia, el *slab* se sumerge hacia el manto oceánico con un *dip* aproximado de 75°. Con este estudio se llegó a la conclusión de que a aproximadamente 80 Km de la costa, la subducción se vuelve horizontal. En la figura 18 se muestran las funciones de receptor obtenidas por *Pérez-Campos et al.*; de colores rojo y azul, las diferentes polaridades de las ondas.

70 Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., and Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 23 no. 23, pp. 3385-3388.

71 Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., and Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L18303.

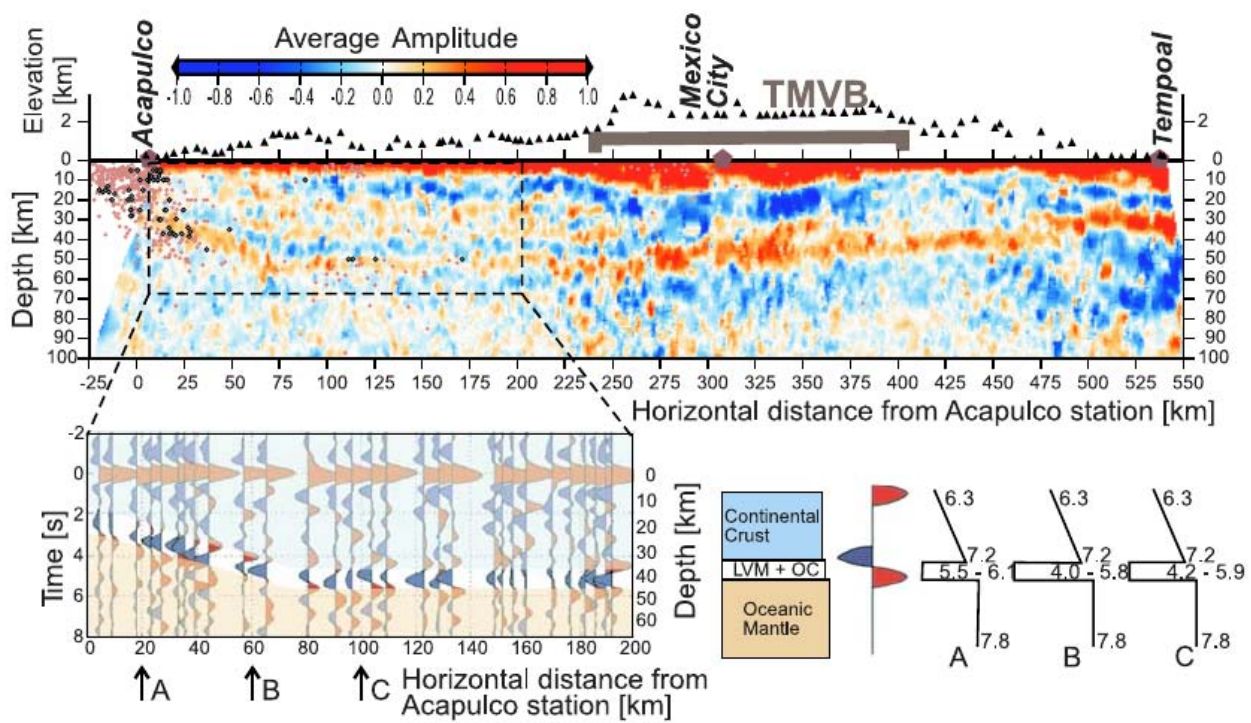


Figura 18 Funciones de receptor. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008).

Además de la geometría del *slab*, se localizaron dos capas justo en la interface: una capa de baja velocidad y una capa de ultra baja velocidad (“*Ultra Slow Velocity Layer*”). La USL fue estudiada por *Song et al. (2009)*⁷², quienes corroboraron que las propiedades vistas anteriormente (*i.e.* Cociente de Poisson alto, alta presión de poro) se deben principalmente a la presencia de esta capa, la cual tiene un grosor variable entre 3 y 5 Km, y se encuentra entre las isothermas de 350°C y 450°C. Lo anterior que concuerda espacialmente con los modelos termales. Por último, se encontraron evidencias que sugieren que la USL influye de manera significativa en los SSE, en la figura 19 se muestran los parches de SSE junto con los contornos del evento de deslizamiento

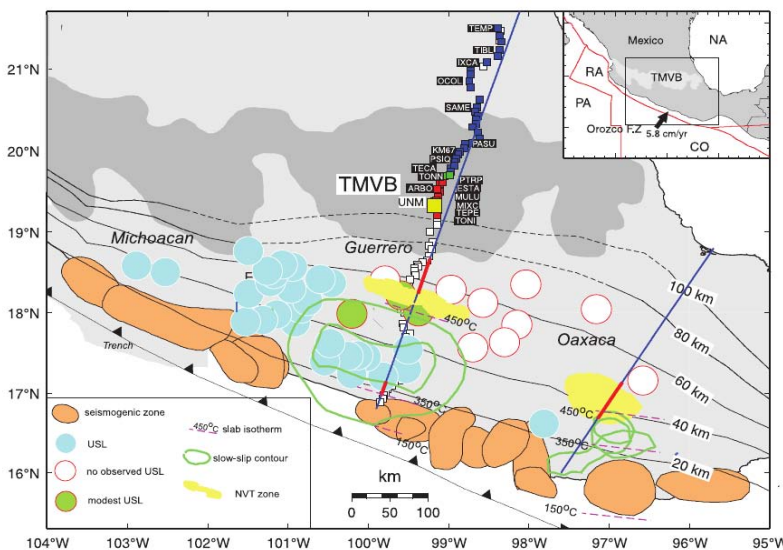


Figura 19 Zona de subducción con USL, SSE, zona sismogénica y arreglo MASE. Modificada de Song et al. (2009).

gran

lento, podemos observar una concordancia en la localización

de ambos, lo que nos lleva a la hipótesis de que donde hay USL ocurren SSE.

72 Song, T. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X., and Singh, S. K. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, vol. 324, 502-506.

Hasta este momento se ha hablado de la placa de Cocos como un cuerpo sin discontinuidades, sin embargo estudios recientes sugieren que presenta una heterogeneidad lateral considerable, *Dougherty et al. (2012)*⁷³ estudiaron esta variación espacial a lo largo de la placa de Cocos, sus resultados sugieren que la placa de Cocos actualmente se divide en dos: Norte y Sur y el límite entre estas divisiones es la zona de fractura de Orozco (“*Orozco Fracture Zone*”). Además de dividir la placa de Cocos, la *OFZ* posiblemente es el límite de la *USL*, en la figura 20 se muestra un esquema general de la zona de subducción.

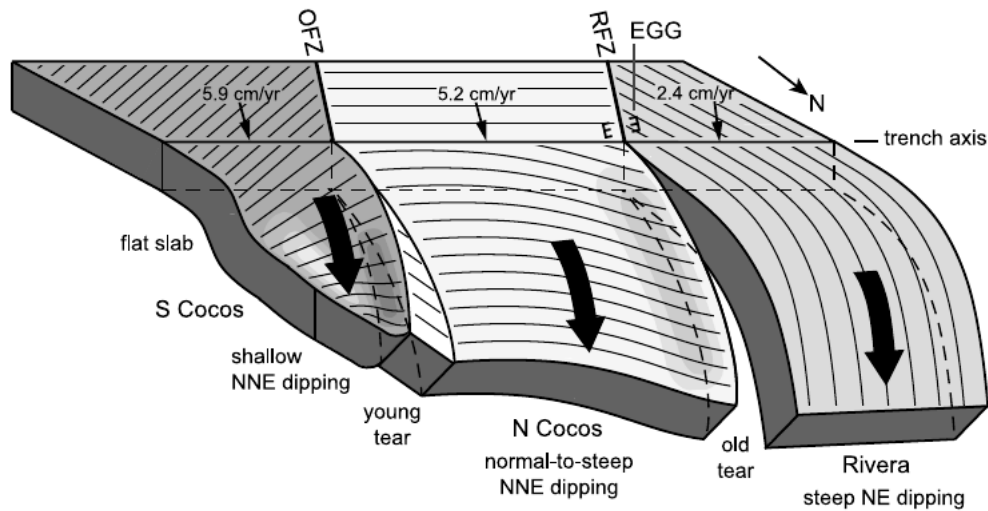


Figura 20 Esquema general de la placa de Cocos: Norte y Sur junto con la placa de Rivera.

Tomada de Dougherty et al. (2012).

73 Dougherty, S. L., Clayton, R. W., and Helmberger, D. V. (2012). Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B09316.

Eventos de deslizamiento lento en México

Eventos de deslizamiento lento: 1997-2001

En capítulos anteriores se analizó de manera breve los eventos de deslizamiento lento en México, el primero *SSE* en analizarse fue el acontecido en 1997 y modelado en 2001 por *Lowry et al.*⁷⁴. El siguiente *SSE* en ser estudiado ocurrió en 2001-2002. *Kostoglodov et al. (2003)*⁷⁵ obtuvieron un modelo de dislocación del cual ya se ha hablado con anterioridad. Además de los modelos de dislocaciones, *Iglesias et al. (2004)*⁷⁶ realizaron una inversión del deslizamiento lento.

Evento de deslizamiento lento del 2006

Este evento ha sido el mejor estudiado en México ya que se contó con una gran cantidad de información tanto de sismógrafos como de GPS's. *Larson et al. (2007)*⁷⁷ obtuvieron la

74 Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov and V. Bilham R., (2001), *op. cit.*

75 Kostoglodov, V., Krishna Singh, S., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, A. R., Lowry, A. R. and Bilham, R. (2003), *op. cit.*

76 Iglesias, A., Singh, S. K., Lowry, A. R., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K. M., and Franco-Sánchez, S. I. (2004). The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geofísica Internacional*, vol. 43, num. 3, pp. 309-317.

77 Larson, K. M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S., and Santiago, J. A. S. (2007). The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L13309.

deformación de la corteza; más adelante *Radiguet et al. (2010)*⁷⁸ Por medio de la inversión de datos de GPS's, obtuvieron la evolución espacio-temporal del evento de deslizamiento.

En la figura 21 se observa la distribución del deslizamiento acumulativo, el cual tiene un máximo de 0.15 m cerca de la estación MEZC y un deslizamiento promedio de 0.55 cm, de este estudio se obtuvo que la magnitud de momento sísmico equivalente fue de $M_w = 7.5$, además consiguieron modelar la propagación temporal del deslizamiento.

78 Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., and Cotte, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero slow slip event, *Geophysical Journal International*, vol. 184, pp. 816-828.

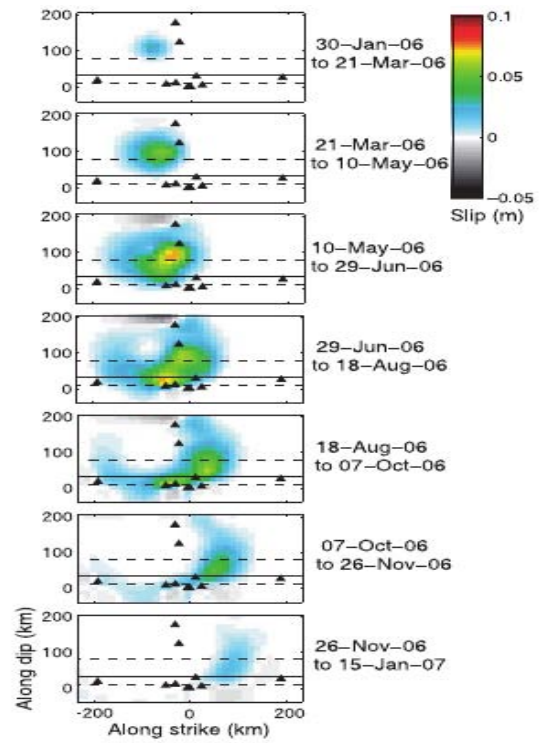
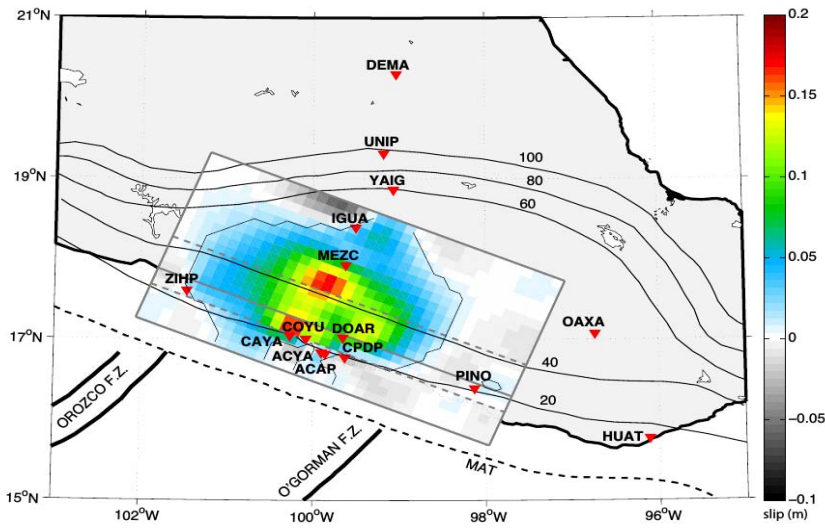


Figura 21 Desplazamiento acumulado total (arriba) y evolución temporal del evento de deslizamiento lento del 2006. Modificada de Radiguet et al. (2011).

En los capítulos anteriores se empezó a abordar la relación que tienen los eventos de deslizamiento lento con las propiedades de la corteza, en 2011, *Rivet al al.*⁷⁹, estudiaron las variaciones en la velocidad de las ondas que suceden a profundidades entre 5 y 20 Km; estos cambios están relacionadas a las variaciones de la dilatación; sin embargo el máximo cambio en la dilatación no concuerda temporalmente con la máxima variación de la velocidad; es por eso que se concluyó que los cambios en las velocidades son debidos a deformaciones no lineales durante el SSE del 2006.

Otro estudio relacionado a las propiedades de la corteza fue el realizado por *Villafuerte (2014)*⁸⁰, en el cual se estudiaron la migración de fluidos junto con la evolución temporal de la presión de confinamiento, en la figura 22 observamos las presiones de confinamiento que se modelaron a lo largo del SSE del 2006, junto con la presión de poro y la velocidad de los fluidos, una conclusión importante de este estudio fue que el transporte difusivo no es en sí la fuente de los tremores, sin embargo sí podría alentar su ocurrencia.

79 Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N. M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., Kostoglodov, V. (2011). Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L08308.

80 Villafuerte-Urbina, C. D. (2014). Modelado poroelástico de sismos silenciosos en Guerrero, México, *Universidad Nacional Autónoma de México*.

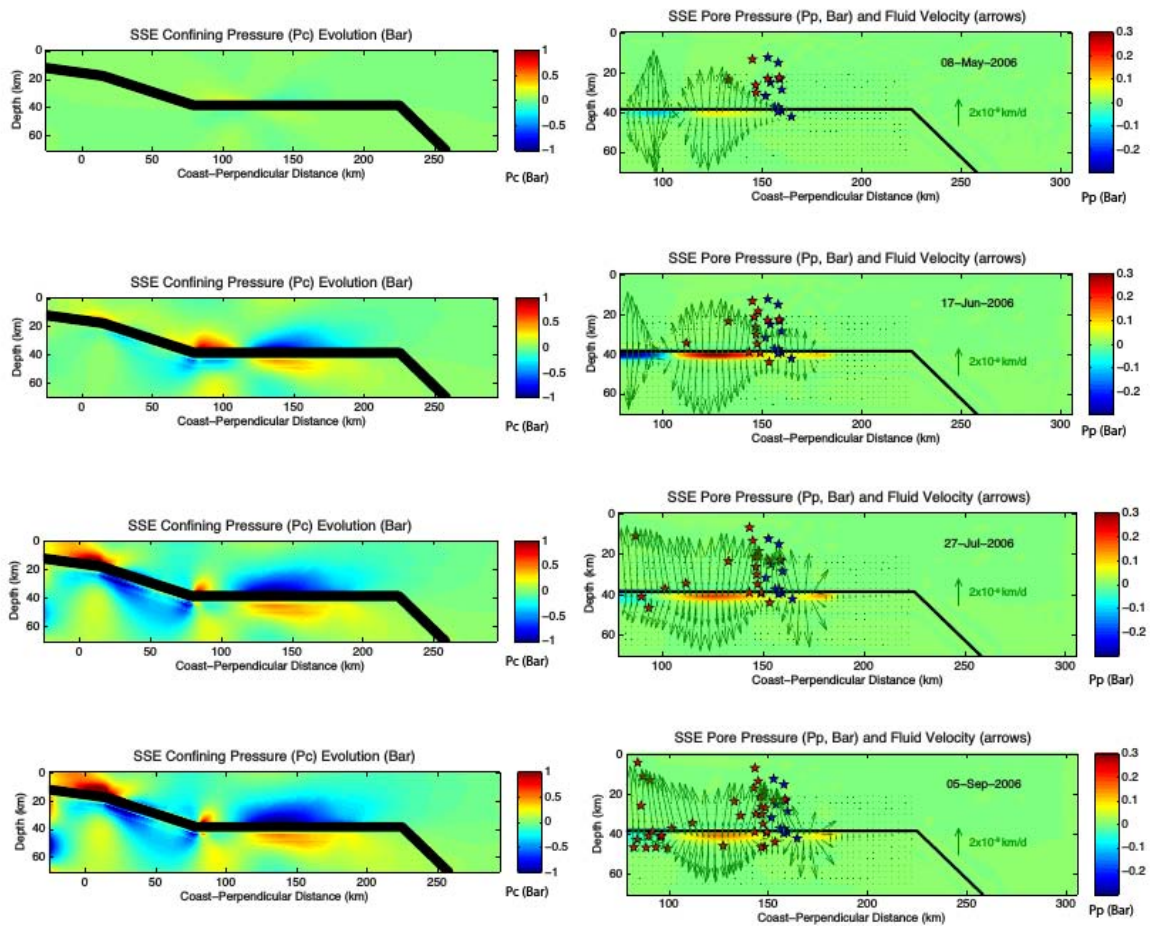


Figura 22 Modelado poro-elástico del evento de deslizamiento lento del 2006. Evolución de la presión de confinamiento (izq.) y evolución de la presión de poro con la velocidad de fluidos y localización de tremores (der.). Tomada de Villafuerte (2014).

Localización de Tremores tectónicos en el estado de Guerrero

Los tremores no volcánicos fueron descubiertos en México por *Payero et al. (2008)*⁸¹. En su estudio se analizaron más de 100 *burst* (i.e., eventos) de tremores con lo que obtuvieron las siguientes características:

- Su profundidad oscila entre 5 y 40 Km y;
- Se concentran en dos *clusters* entre 150-170 y 210-240 Km.

Más adelante, *Kostoglodov et al. (2010)*⁸², analizaron la energía emitida por los tremores tectónicos y la relación que éstos tienen con los eventos de deslizamiento lento, específicamente con el acontecido en 2006, en la figura 23 observamos la energía liberada por tremores tectónicos con respecto al tiempo y al espacio, también se muestra el SSE del 2006.

Aunque existe un aumento en la energía liberada por los tremores tectónicos al paso del evento de deslizamiento lento, esta liberación no es suficiente como para poder concluir que los NVT y los SSE tienen la misma fuente, ya que también se observan aumentos en la actividad de NVT aun cuando no hay SSE. Asimismo notamos que la energía se acumula en la parte donde el slab es horizontal, sin embargo no se tiene una gran resolución.

81 Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008), *op. Cit.*

82 Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., and Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L24301.

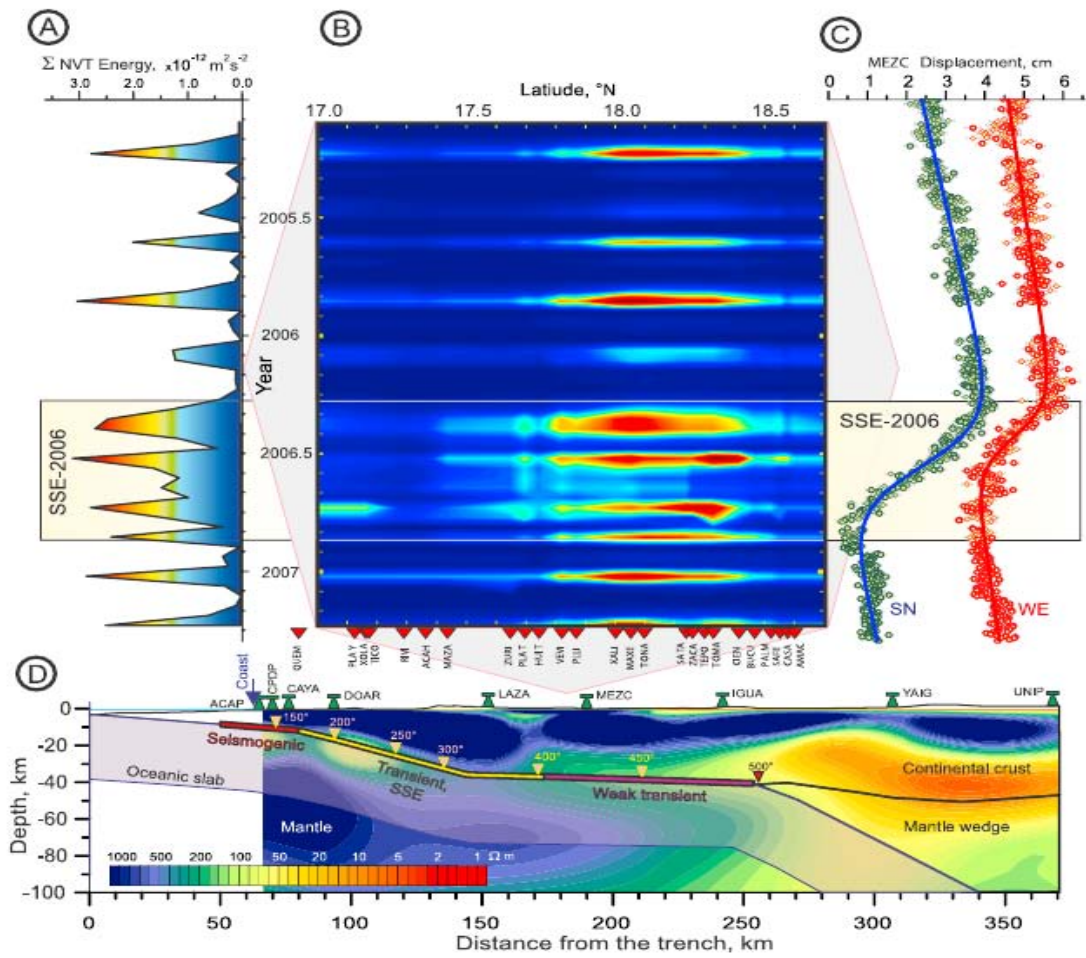


Figura 23 A) Energía liberada por NVTs . B) Localización de la energía de los NVTs con respecto a la trinchera. C) Desplazamientos N-S y E-W,incluyendo el SSE del 2006. D) Perfil de la zona de subducción. Tomada de Kostoglodov et al. (2010).

En el capítulo de métodos se nombró brevemente el método de autodetección de *Husker et al. 2010*⁸³, sin embargo es necesario adentrarnos un poco más en él, ya que fue la base para crear el catálogo de tremores que utilizaremos más adelante para la localización de los mismos.

El algoritmo de la autodetección es el siguiente:

- Se aplica un filtro pasa-bandas entre 1 y 2 Hz.
- Se aplica un filtro mediano de 10 minutos para remover el efecto de sismos locales.
- Se aplica el método de normalización de coda para remover efectos de sitio.
- Se quita la tendencia y los valores medianos de cada estación.
- Se hace un promedio de todas las estaciones para obtener una única señal.
- Si el promedio supera un umbral en dos puntos continuos (i.e 2.25) es considerado un tremor tectónico.

Usando el catálogo creado con el método descrito, *Husker et al. (2012)*⁸⁴ definieron con mayor precisión las regiones en las cuales se localizan los NVT: la región del *sweet spot* (aproximadamente a 215 Km de la trinchera), donde se concentra la mayor cantidad de energía liberada por tremores y la región del *transient* (aproximadamente a 180 Km de la trinchera) en la

83 Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010), op. cit.

84 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 non-volcanic tremor (NVT) locations in the mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 13 num. 3, Q03011.

cual la ocurrencia es sumamente inferior. Asimismo encontraron que las localizaciones de NVTs varían en el tiempo, inclusive se observaron tremores sin la ocurrencia de *long-term* SSE, lo que lleva a pensar que en México existen *short-term* SSE, los cuales aun no se han podido observar por medio de GPS.

Localización de sismos de baja frecuencia en México

*Frank et al. (2013)*⁸⁵ y *Frank & Shapiro (2014)* detectaron y localizaron varias familias de LFE's en el estado de Guerrero, con este catálogo, *Frank et al. (2015)*⁸⁶ analizaron el comportamiento de los LFEs con respecto a la distancia para analizar su comportamiento.

Al igual que con los tremores tectónicos, los sismos de baja frecuencia presentan variaciones tanto espaciales como temporales, estos cambios se cree son debidos a fluctuaciones en la presión de poro, la cual migra *updip* a lo largo de la interfaz. Para realizar investigar lo anterior se clasificaron minuciosamente los LFE's con respecto a la distancia, en la figura 24 observamos la clasificación del número de sismos de baja frecuencia acumulados, normalizados y sin tendencia en diferentes periodos de tiempo y zonas (*transient* y *sweet spot*); para antes, durante y después del SSE del 2006.

85 Frank, W. B., Shapiro, N. M., Kostoglodov, V., Husker, A. L., Campillo, M., Payero, J. S., and Prieto, G. A. (2013), *op. cit.*

86 Frank, W. B., Shapiro, N. M., Husker, A. L., Kostoglodov, V., Bhat, H. S., and Campillo, M. (2015). Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 413, pp. 135-143.

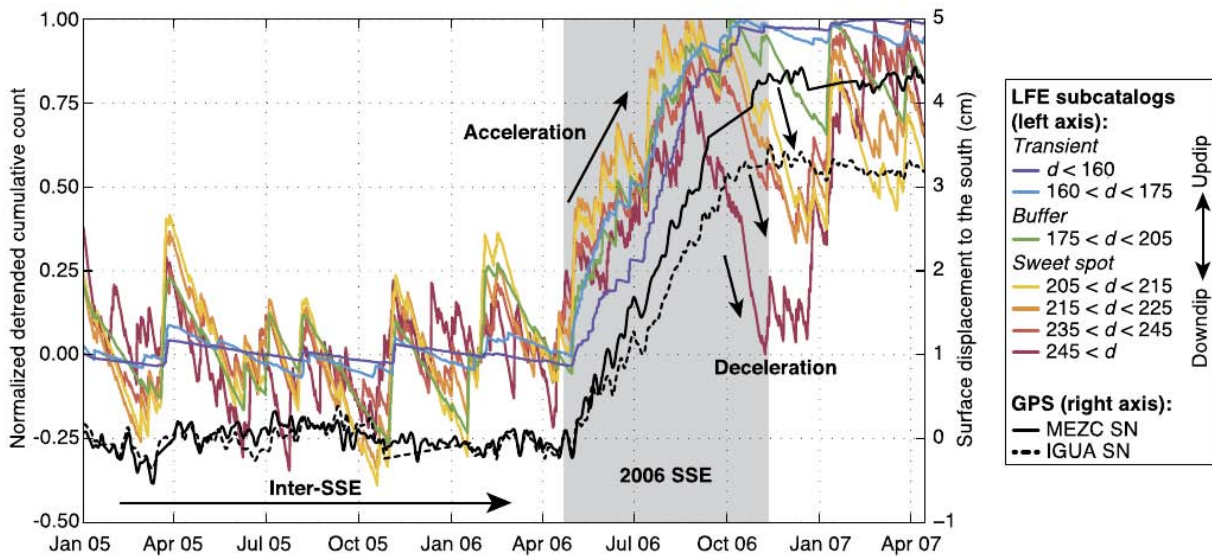


Figura 24 Comportamiento del catálogo de LFEs a través del tiempo. Tomada de Frank et al. (2015).

A partir de este estudio, se llegaron a las siguientes conclusiones que relacionan la presión de poro y esfuerzo efectivo para explicar lo observado en la figura anterior:

- Periodo inter-SSE. Hay una alta presión de poro, lo que conlleva a bajos esfuerzos efectivos y a una actividad continua de sismos de baja frecuencia en el *sweet spot*.
- Aceleración en el SSE. El evento de deslizamiento lento incrementa el esfuerzo cizallante, lo que incrementa la actividad de sismos de baja frecuencia en el *transient* y en el *sweet spot*, teniendo la primera mayor aceleración.

- Desaceleración en el SSE. Hay un decremento en la presión de poro, lo que conlleva a la desaceleración de la actividad de LFEs, esta desaceleración migra de profundo a somero.

Metodología de trabajo

Polarización del movimiento de Partícula

La polarización del movimiento de partícula es una manera de caracterizar un campo de ondas. Esta propiedad es empleada por el algoritmo TREP, por lo que se describirá el método con el que se obtiene el grado de polarización así como su dirección (i.e., el *back-azimuth*).

Uno de los primeros métodos para encontrar el grado de polarización fue el descrito por Flinn (1965)⁸⁷. Sin embargo, para el análisis de tremores, en esta investigación utilizaremos el método descrito por *Jurkevics (1988)*⁸⁸ para sensores de tres componentes. La técnica se basa en el siguiente algoritmo:

- Se filtra la señal dentro de una banda de frecuencia.
- Se aplican una serie de ventanas de tiempo en cada componente. La resolución en frecuencia y en tiempo de la polarización son controladas por el ancho de la banda y de las ventanas de tiempo, respectivamente.

⁸⁷ Flinn E. (1965). Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, Proceedings of the IEEE, vol. 53, pp. 1874-1876.

⁸⁸ Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data, *Bulletin of the seismological society of America*, vol. 78 no. 5, pp. 1725-1743.

- Para un sólo sensor, la polarización dentro de la ventana de tiempo es estimada de la siguiente manera: Sea $X = [x_{ij}]$; $i=1, \dots, N$; $j=1, \dots, 3$ la matriz de datos, donde x_{ij} es la muestra i de la componente j de los sismogramas, y N es el número de muestras en la ventana de tiempo. La matriz de covarianza S es evaluada como:

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

La matriz de covarianza es de 3x3, real y simétrica. Sus componentes son las auto-varianzas y las cross-varianzas de las tres componentes del movimiento.

Los *eigen* vectores y los *eigen* valores de esta matriz, determinan los ejes principales del elipsoide de polarización del movimiento de partícula, y por ende el grado y la dirección de su polarización.

La rectilinearidad del movimiento de partícula nos dice qué tanto éste se asemeja a una línea recta. Del mismo modo, la planaridad indica que tanto el movimiento de partícula está contenido en un plano.

El grado de rectilinearidad del movimiento de partícula está dado por $1 - ((\lambda_2 + \lambda_3) / 2\lambda_1)$, que es un valor entre cero y uno, y donde $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ son los tres eigenvalores de la matriz de covarianza. Mientras que el grado de planaridad está dado por $1 - (2\lambda_3 / (\lambda_1 + \lambda_3))$.

El acimut de la polarización del movimiento de partícula está dado por la dirección (horizontal) del semieje mayor del elipsoide de polarización, asociado al *eigen* valor λ_1 , como:

$$P_{azimut\ h} = \tan^{-1} \left(\frac{u_{21} \text{sign}(u_{11})}{u_{31} \text{sign}(u_{11})} \right)$$

Donde u_{j1} son los cosenos directores del *eigen* vector u_1 .

Para finalizar, aplicamos un filtro mediano al conjunto de valores de polarización 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 ciertas señales. Por ejemplo, para obtener una cuantificación más precisa de la polarización de la partícula causada por un sismo, se necesita una ventana de menor tamaño a la necesaria para estudiar un tremor tectónico.

Valores de la rectilinearidad:

- Cero: En este caso, el movimiento de partícula es totalmente homogéneo en las tres direcciones del espacio. Es decir, el movimiento está contenido en una esfera en el espacio, por lo que no tiene una dirección preferencial de polarización.
- Uno: En este caso, el movimiento de la partícula se da sólo en una dirección del espacio describiendo una línea (sólo uno de los *eigen* valores de la matriz de covarianza es diferente de cero).
- Cero punto cinco: En este caso pueden suceder dos cosas:
 - Los tres eigen valores diferentes de cero: En este caso, la suma de los dos eigen

valores menores es igual al eigen valor mayor $\lambda_1 = \lambda_2 + \lambda_3$. Para λ_2 y λ_3 no hay restricciones, estos pueden tener o no el mismo valor.

- Sólo dos eigen valores son diferentes de cero: En este caso, el eigen valor λ_3 es igual a cero, por lo que la igualdad anterior queda como $\lambda_1 = \lambda_2$. Gráficamente, la expresión nos indica que el movimiento de partícula está contenido en una circunferencia.

Aunque en esta investigación no se utilizará, el método introducido por *Jurkevics (1988)* puede aplicarse a un arreglo de sensores. En este caso, la polarización sufrida por el movimiento de una partícula es el promedio de las matrices de covarianza de cada sensor. También se puede obtener la polarización de un conjunto de bandas de frecuencias filtradas.

A partir de la obtención de la polarización y de la energía empleando el método de *Kostoglodov et al. (2010)*, se obtuvieron los siguientes resultados para registros de tremores tectónicos:

- Espectrogramas de energía y linearidad, generados a partir del programa modificado de *Payero et al. (2008)*⁸⁹.
- Análisis frecuencial de la linearidad.
- Variación temporal del acimut, la linearidad y la energía.

⁸⁹ Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008), *op. cit.*

Parametrización del método de polarización

Como se mencionó en el capítulo anterior, la obtención del grado de rectilinearidad depende de varios parámetros que afectan su cuantificación. Por ello, se realizó un análisis cuantitativo para determinar el mejor arreglo de variables que permitan la mejor caracterización de los tremores tectónicos.

En la figura 25 se muestra, para diferentes combinaciones de los parámetros y bandas de frecuencia, la derivada temporal de la rectilinearidad durante un tremor registrado el 22 de abril de 2013 en la estación "ARIG" del SSN. Los parámetros estudiados son la duración de las ventanas, el ancho de las bandas de frecuencia y el soporte del filtro mediano. Como se puede observar en la figura, la ventana de muestreo más pequeña (i.e., de 5 s), un ancho de banda de 0.25 Hz y un filtro mediano de 10 s es la combinación que maximiza la derivada de la rectilinearidad en casi la totalidad de frecuencias entre 1 y 10 Hz, y por ende la capacidad de detección de tremores tectónicos a partir de este atributo sísmico.

En la figura 26 se muestra el espectrograma obtenido con la mejor parametrización. El eje x es el tiempo en segundos, el eje y es la frecuencia y el mapa de colores significa el grado de rectilinearidad entre cero y uno cuantificado. En contraste, la figura 27 muestra los resultados correspondientes a la parametrización con ventana de 20 s, banda de frecuencia de 0.45 Hz y filtro mediano de 30 segundos. Claramente, la parametrización óptima (Figura 26) arroja valores más altos y contrastantes de linearidad, permitiendo así identificar con más precisión los eventos

de tremor.

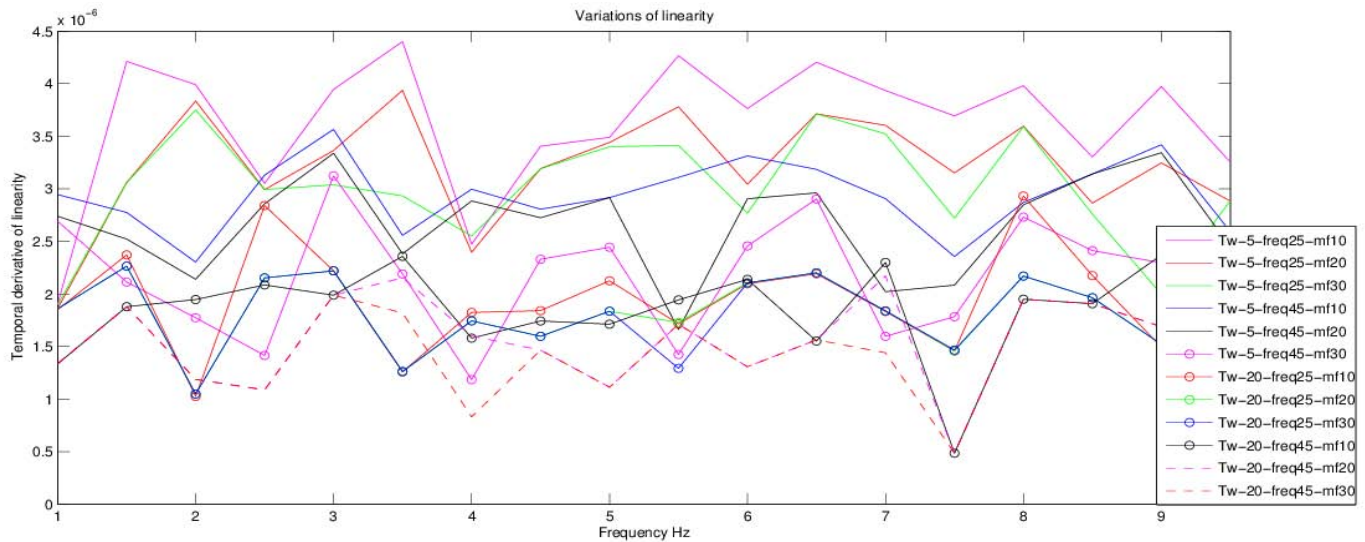


Figura 25 Comportamiento de la derivada temporal de la rectilinearidad para diferentes parametrizaciones

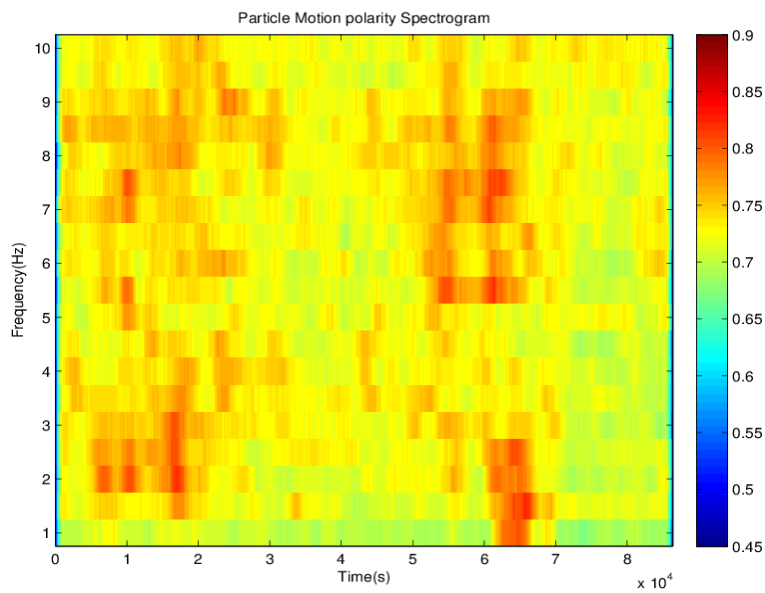


Figura 26 Mejor parametrización obtenida para el método de polarización: $tw=5s$, $bandfreq=0.25$ Hz y filtro mediano

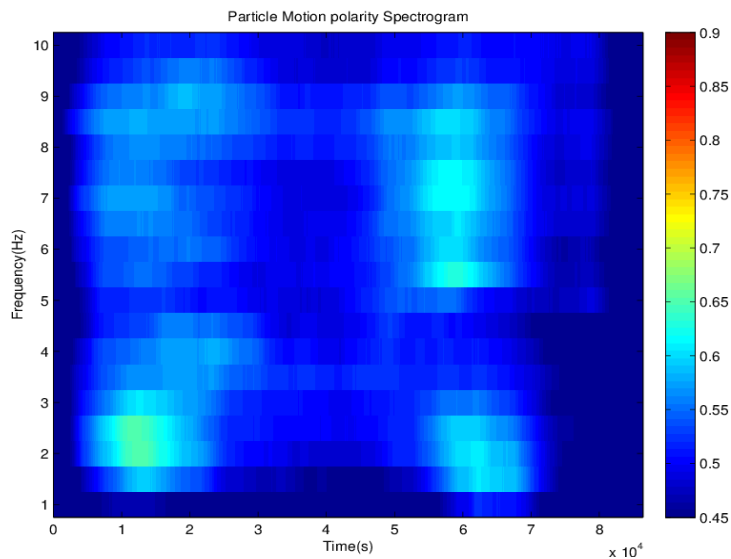


Figura 27 Parametrización con los resultados más deficientes: $T_w = 20s$, $ban\ freq = 0.45\ Hz$. y $filtro\ mediano = 30\ s$.

Descripción del método TREP

La localización de tremores se realizó utilizando la técnica “*Tremor Energy and Polarization*” implementada por *Cruz-Atienza et al. (2015)*⁹⁰. Esta técnica consiste esencialmente en la búsqueda del hipocentro (localización en una malla regular 3D) y del mecanismo focal (dirección del deslizamiento) que explique mejor una serie de atributos sísmicos de la señal. Una aproximación similar empleando la amplitud del desplazamiento registrado fue propuesta por

⁹⁰ Cruz-Atienza V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2014), *op. cit.*

*Legrand et al. (2000)*⁹¹ para la determinación de fuentes volcánicas.

El método tiene las siguientes consideraciones:

- La malla hipocentral usada para la localización fue de 140 x 60 x 60 Km con incrementos de 5 Km. Esta tiene una rotación de 15° en sentido horario desde el norte y comienza a partir de 130 Km de la trinchera.
- Los ángulos de deslizamiento explorados variaron en un rango de 30° a 150° con incrementos de 10° asumiendo dislocaciones horizontales.
- Para crear la base de sismogramas sintéticos se utilizó el método de número de onda propuesto por *Bouchon & Aki. (1977)*⁹², el cual discretiza los efectos de la fuente tomando como hipótesis que ésta se puede definir como una superposición de ondas planas homogéneas e inhomogéneas propagándose en ángulos discretos.
- Se consideró un medio elástico estratificado determinado por *Campillo et al. (1996)*⁹³.
- Se incluyó la atenuación intrínseca de la corteza determinada por *García et al. (2004)*⁹⁴.

91 Legrand, D., Kaneshima, S., and Kawakatsu, H. (2000). Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 101, pp. 155-169.

92 Bouchon, J. R., and Aki, K. (1977). Discrete wave number representation of seismic source wave fields, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 67., pp. 259-277.

93 Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., and Herrmann, R. B. (1996). Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, vol. 35, pp. 361-370.

Preprocesado de las señales y obtención de métricas para la inversión.

El método de TREP utiliza tres métricas para comparar la base de datos sintética con los datos registrados en las estaciones. Estas son: La distribución espacial de la energía, su derivada espacial y el *back-azimuth* del semieje mayor del elipsoide de polarización.

Debido a que se han observado migraciones de la fuente de tremor en periodos breves, el método TREP realiza un “*time-scanning*” con 2 minutos de incremento, para de este modo, obtener el patrón de migración de los tremores tectónicos.

Para cuantificar la energía se siguió la metodología de *Husker et al. (2012)*⁹⁵ modificada:

- 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)*⁹⁶.
- 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.

94 García, D., Singh, S. K., Herraíz, M., Pacheco, J. F., and Ordaz, M. (2004). Inslab earthquakes of central Mexico: Q, source spectra and stress drop, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 94, pp. 789-802.

95 Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cruz-Atienza, V. M., Legrand, D., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., and Huesca-Pérez, E. (2012), *op. cit.*

⁹⁶ Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010), *op. cit.*

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

A partir de esta señal preprocesada, obtenemos las tres diferentes métricas necesarias para la inversión de la fuente de tremor: energía a lo largo del arreglo de estaciones, derivada espacial de la energía y *back-azimuth* de la polarización. En el anexo podemos observar el grado de exactitud del *back-azimuth* para un sismo, lo que nos confirma que el *back-azimuth* puede ser una medición confiable.

Comparación entre datos observados y sintéticos: Función de costo.

Para poder realizar una comparación entre los datos sintéticos y los observados, se normalizaron las distribuciones de energía y la derivada espacial a lo largo del arreglo por el máximo valor absoluto de las tres componentes.

La cuantificación del error para la energía y su derivada espacial se realiza utilizando la norma L2:

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

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

Donde n es el número de estaciones por tres (i.e., por el número de componentes del sensor), e_0 y e_s son la energía observada y sintética respectivamente, ε es el error relativo a la energía, d_0 y d_s

son las derivadas observadas y sintéticas respectivamente y D es el error relativo para la derivada espacial.

Para el *back-azimuth* la función de costo sólo aplica para las proyecciones horizontales de la misma y está dada por la norma L1 con factores de pesos proporcionales a la energía total a lo largo del arreglo; donde $C_i=1$ es la estación con máxima energía:

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

Donde n es el número de estaciones por tres, p_0 y p_s son las proyecciones horizontales observadas y sintéticas respectivamente y P es el error del *back-azimuth*.

Finalmente, para establecer una función de costo balanceada, Q , combinamos las tres funciones de error anteriores después de realizar una normalización definida de la siguiente manera:

Sea F uno de los errores, entonces la función de error normalizada está definida por:

$$\hat{F} = \frac{F - \min(F)}{\max(F) - \min(F)}$$

A partir de las funciones de error normalizadas de esta manera, se define Q como el promedio de las mismas:

$$Q = \langle \hat{\mathcal{E}}, \hat{\mathcal{D}}, \hat{\mathcal{P}} \rangle$$

A partir de Q podemos encontrar la mejor solución con el menor error.

Incertidumbre en las localizaciones

La resolución de la localización es dependiente de cada evento. Además, dada la normalización descrita, un evento con menor error podría tener mayor incertidumbre (i.e., menor resolución) en su localización que otro con mayor error.

Es por eso que para cuantificar la incertidumbre en las localizaciones de la fuente, se siguió la metodología propuesta por *Maeda & Obara (2009)*⁹⁷. De esta metodología se sigue que mientras mayor sea la pendiente de 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. Cabe mencionar que Q no es simétrica, por lo que esta medida (la cual llamamos “*Resolution length*”) puede variar de una dirección a otra, por lo cual se hará un promedio del mismo.

Puesto que el RL es una medida independiente del error intrínseco de cada evento, lo utilizaremos para medir la confiabilidad de las localizaciones.

97 Maeda, T, and Obara K. (2009), *op. cit.*

Resultados

Comparación de la linealidad con la energía espectral

A partir de la mejor parametrización obtenida en el punto 4.2, dada por (1) Ventanas de 5 s con corrimiento de 2 s, (2) filtro pasabandas (Butterworth) de 0.25 Hz y, (3) filtro mediano de 10 s aplicado a los valores de rectilinearidad, obtuvimos espectrogramas de rectilinearidad de diferentes días para varias estaciones del arreglo MASE⁹⁸, los cuales comparamos con la energía espectral calculada con el empleado por *Payero et al. (2008)*⁹⁹.

Las figuras 28 y 29 cuentan con tres paneles. En el panel superior tenemos el espectrograma de energía obtenido para la componente norte de la estación en cuestión, en donde el eje “x” es el tiempo y el “y” las frecuencias. El panel de en medio muestra el espectrograma de la rectilinearidad. El mapa de colores indica el valor de rectilinearidad. Los ejes en este panel corresponden a los mismos del panel superior. El panel inferior se muestra el sismograma de las estaciones filtrado entre 1 y 2 Hz, donde se han observado los tremores tectónicos con mayor consistencia.

En las figura 28 se observa un tremor tectónico observado el día 6 de marzo de 2005 (delimitado

98 MASE (2007). Meso American Subduction Experiment, Caltech, Dataset. Doi:10.7909/C3RN35SP.

99 Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008).

con líneas rojas). Las estaciones utilizadas fueron "SATA" y "TONA" del arreglo MASE. La rectilinearidad alcanzada por el tremor tectónico fue mayor a 0.8; comparando este valor con el espectrograma de energía, encontramos una correlación temporal evidente entre los dos métodos y el sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz.

En la figura 29 se muestran los mismos parámetros en la estación TONA para el día 2 de noviembre del 2005. Observamos la presencia de un "*burst*" de tremor tectónico que dura prácticamente todo el día, y sin embargo, el método de polarización de partícula lo logra definir con bastante claridad, alcanzando valores mayores o iguales a 0.8.

Un punto a resaltar sobre el método de polarización es que éste no es afectado por otros eventos sísmicos tales como los sismos comunes. Esto se puede observar en la figura 29; donde observamos un sismo acontecido aproximadamente a las 11:10 hrs y que tiene repercusiones en el espectrograma de energía más no en el espectrograma de rectilinearidad, debido al ancho de ventana utilizado para el análisis.

Estos resultados son lo bastante claros como para concluir que el método de polarización de la partícula funciona para detectar, por el momento visualmente, los tremores tectónicos que acontecen en el estado de Guerrero.

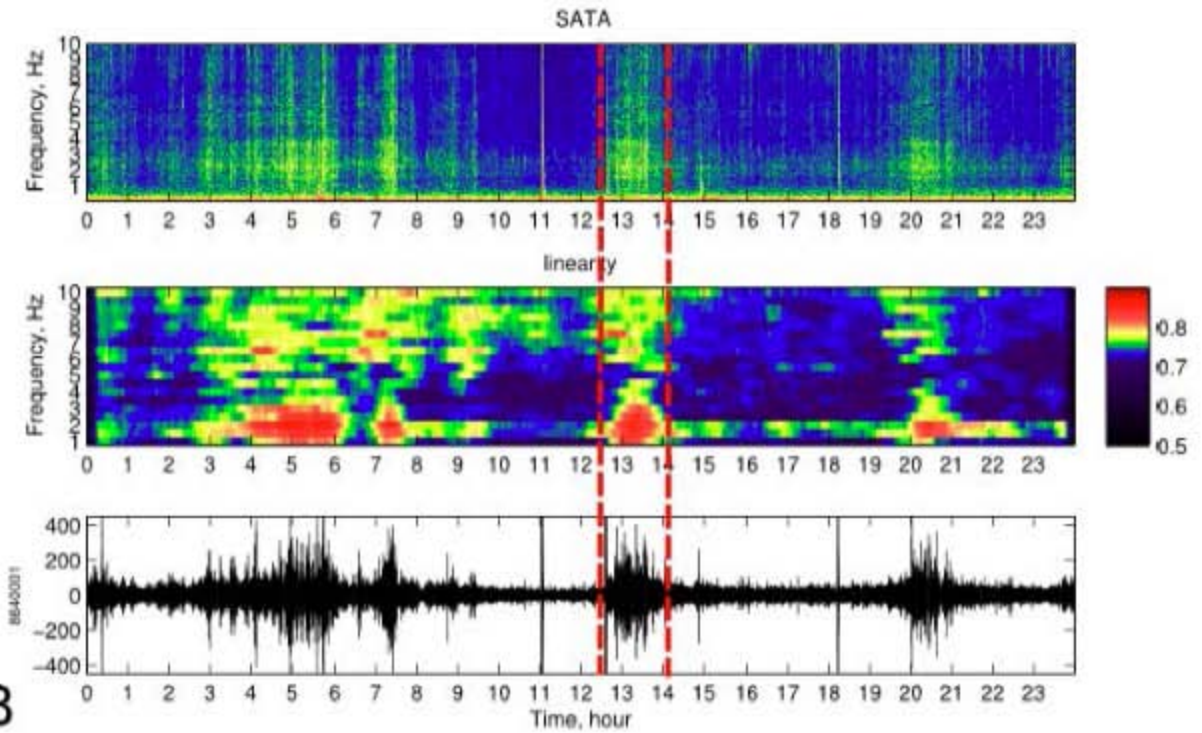
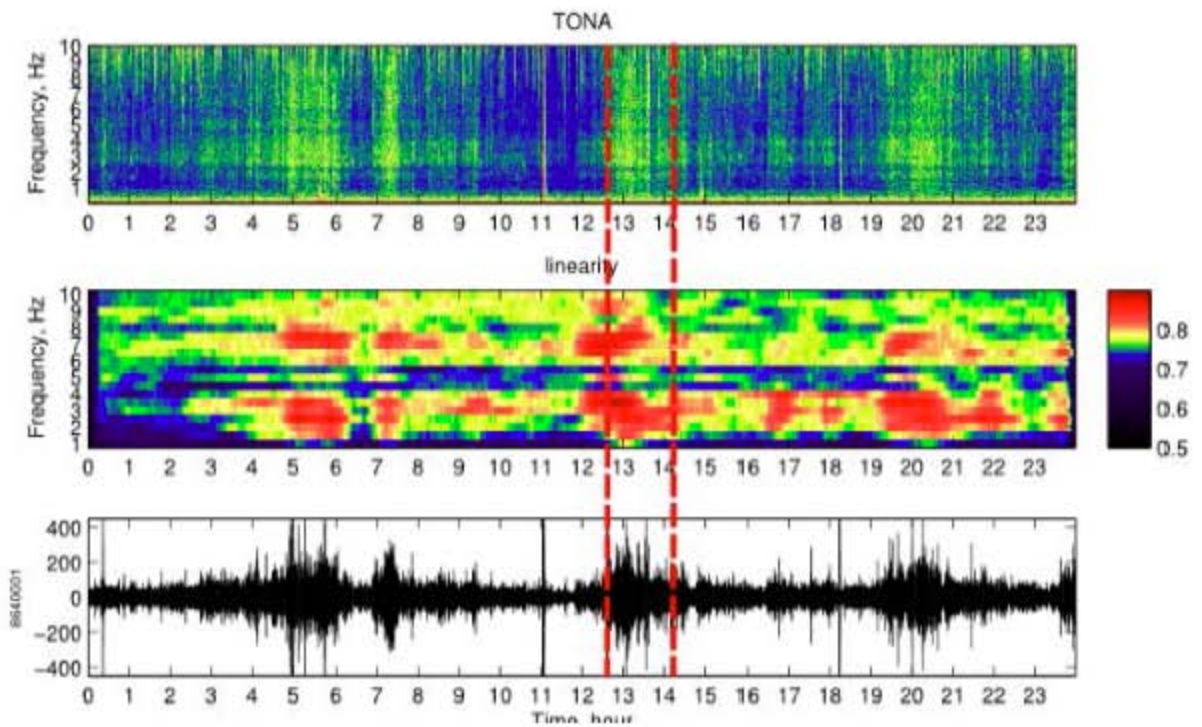
A**B**

Figura 28 Espectrogramas de energía, rectilinearidad y sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz, para el día 6 de marzo del 2005, para las estaciones A-SATA y B-TONA.

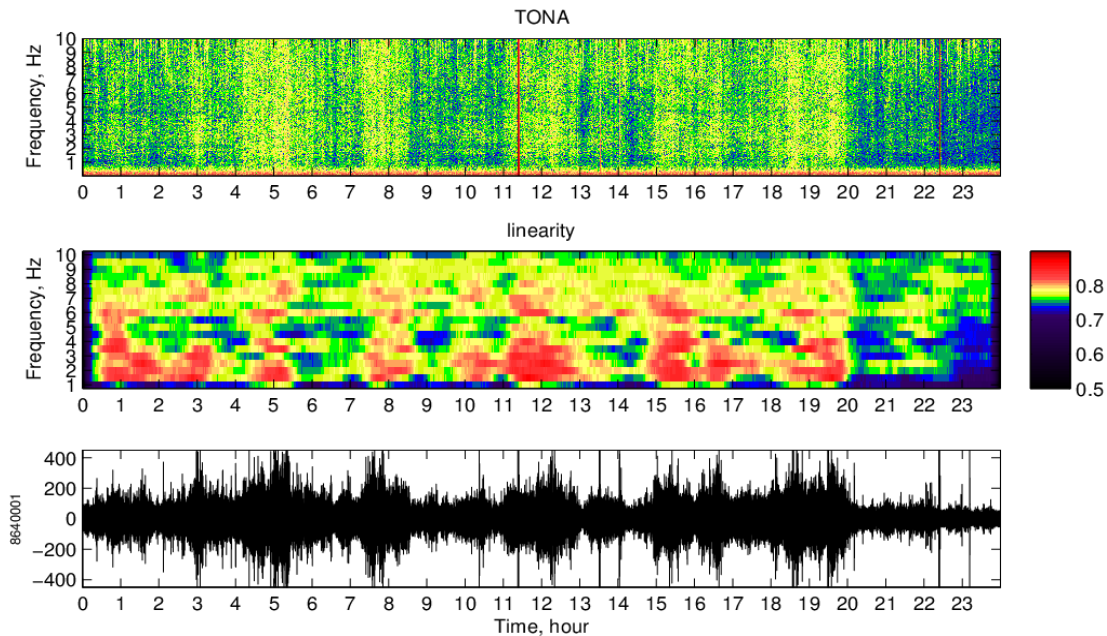


Figura 29 Espectrogramas de energía, rectilinearidad y sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz., para el día 2 de noviembre del 2005, para la estación TONA

Variación en la linealidad con respecto a la frecuencia

Los tremores tectónicos tienen un rango de frecuencias definido entre 1 y 10 Hz; sin embargo, el hallar una banda de frecuencia más delimitada favorecería al estudio de su fuente (i.e. los tremores disparados liberan energía en frecuencias mayores a 5-8 Hz).

Es por eso que, usando el espectrograma del movimiento de partícula, se obtuvieron perfiles de la

rectilinearidad con respecto al tiempo para diferentes bandas de frecuencia.

En la figura 30 tenemos diferentes perfiles de rectilinearidad para la estación "CIEN" del día 6 de marzo del 2005, estos perfiles se obtuvieron a partir del espectrograma del movimiento de partícula; se definieron 5 bandas de frecuencia para el análisis: 1.5-3 Hz., 2 Hz., 5 Hz.6-7 Hz., y 8.5 Hz.

El eje *X* de la figura representa el tiempo en horas y el eje *y* el grado de rectilinearidad que presenta cada banda de frecuencia. Para los perfiles que fueron creados a partir de intervalos se aplicó un promedio de las bandas de frecuencia, así para el intervalo de 1.5-3Hz., se realizó un promedio entre las 4 bandas de frecuencia involucradas.

Del análisis realizado de estos perfiles, concluimos que el tremor acontecido a las 17 horas tuvo frecuencias predominantes entre 1 y 2 Hz, donde alcanzó valores de rectilinearidad incluso mayores a 0.85; cabe señalar que la banda de frecuencia predominante puede variar dependiendo del evento; puesto que ésta depende de la naturaleza de la fuente.

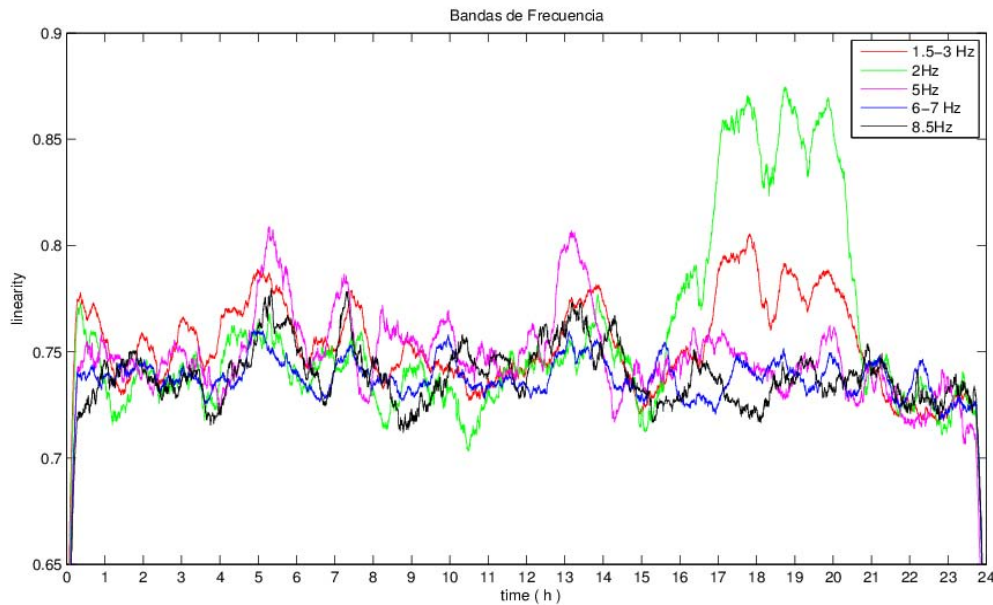


Figura 30 Perfiles de rectilinearidad para diferentes bandas de frecuencia, para la estación "BUCU" el día 6 de marzo de 2005.

Linearidad en función de la distancia a la trinchera

Uno de los objetivos de esta investigación es demostrar, que, tanto la propiedad de rectilinearidad como *back-azimuth*, se pueden utilizar para la localización de los tremores tectónicos con el método TREP; para esto se comparó la energía de los tremores obtenida con el método modificado de *Husker et al. (2010)*¹⁰⁰, y el método de polarización de la partícula, para analizar si pueden complementarse para la detección de tremores tectónicos.

¹⁰⁰ Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010), op. cit.

La tasa de muestreo para la energía de cada estación fue de 5 minutos, para obtener los perfiles de energía se siguió el siguiente procedimiento:

- Se aplicó un filtro pasa-bandas entre 1 y 2 Hz.;
- Se aplicó un filtro mediano centrado de 5 minutos para remover el efecto de sismos locales;
- Se realizó el método de normalización de coda para remover efectos de sitio y;
- Se removió la tendencia y los valores medianos de cada estación.

Para la obtención de la rectilinearidad se siguió el mismo procedimiento descrito anteriormente con algunas variantes; para tener el mismo muestreo de la energía, se realizó un filtro mediano de 5 minutos centrado, además, sólo se usó la banda de frecuencias de 1-2 Hz.

Para eliminar efectos referentes a cada estación se realizó el siguiente procedimiento:

- Energía. Se obtuvo la energía mediana por estación y a partir de ella se hizo una normalización a cada estación, a partir de este análisis se obtuvo el porcentaje del valor absoluto de la variación con respecto a la mediana.
- Rectilinearidad. Se siguió el mismo procedimiento que para la energía.
- *Back-azimuth*. Debido a la naturaleza del *back-azimuth*, sólo se compararon los valores del *back-azimuth* con respecto al valor de la mediana de cada estación.

En las siguientes figuras tenemos 5 paneles, en orden descendente son:

- Energía sin normalizar;
- Variación de la energía en porcentaje;
- Variación de la rectilinearidad en porcentaje;
- Variación del *back-azimuth* y;
- Sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz.

En la figura 31 se muestran los perfiles de energía, linearidad y back-azimuth para el 6 de marzo del 2005 para las 5:50 hrs. Podemos observar una clara relación entre la energía y la linearidad, lo cual facilita la detección del tremor acontecido por medio de estos dos métodos. La energía llega a tener una variación con respecto a su mediana del 1000%, mientras que la rectilinearidad varía entre 5 y 15 % dependiendo de la estación; estos resultados acotan de mejor manera la localización de la fuente del tremor tectónico. El sismograma en la parte inferior es de la estación SATA filtrado en la banda de frecuencias de 1-2 Hz.

Para verificar la detección, en la figura 32 se tienen los perfiles del mismo día pero en diferente tiempo (9:50 hrs.); estos resultados no experimentan grandes cambios en sus valores (la energía tiene variaciones del 10 % y la linearidad apenas alcanza valores del 2 %), debido a esto concluimos que no hay tremor tectónico en ese instante.

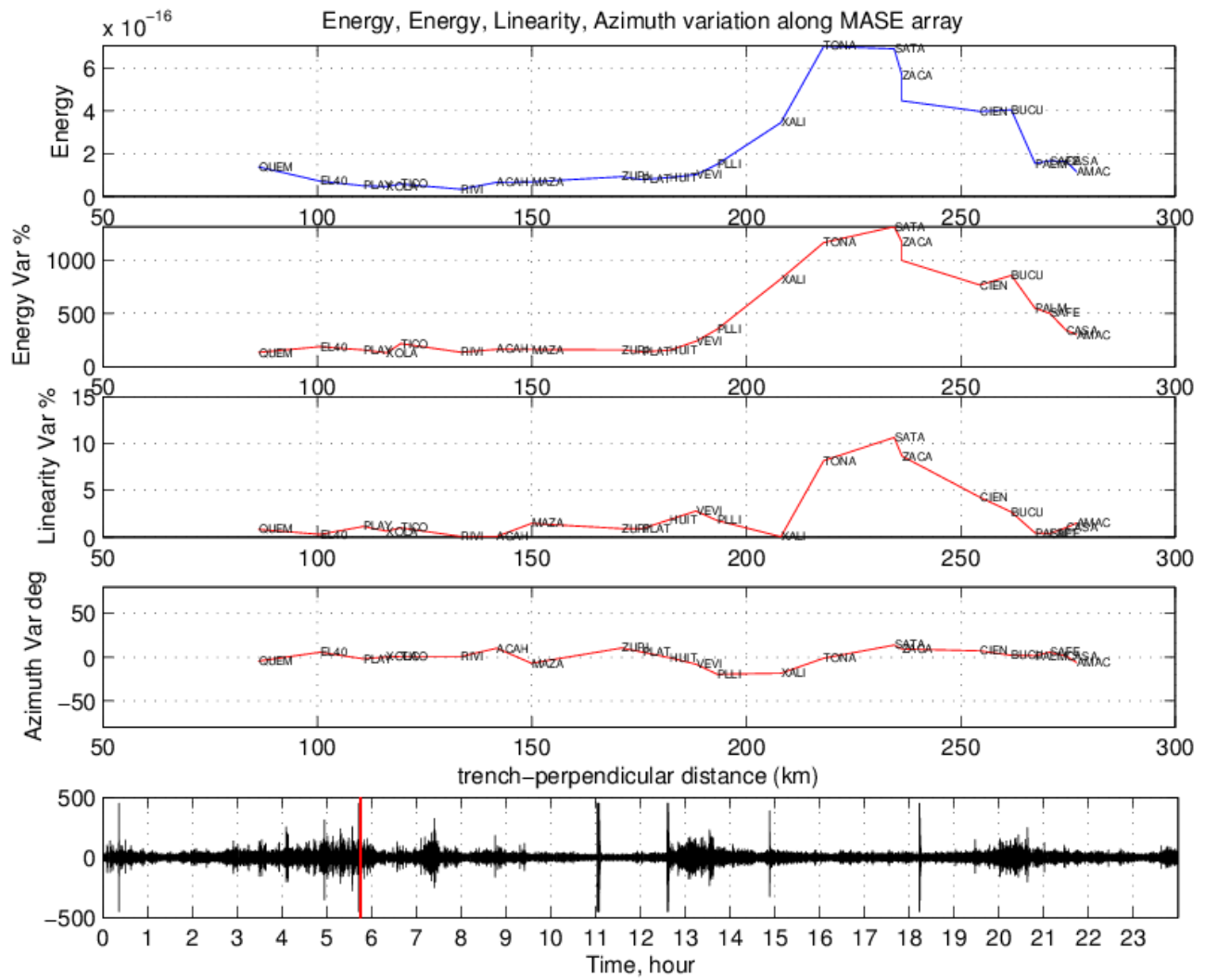


Figura 31 Perfiles de energía, recilinearidad, back-azimuth y sismograma para las 5:50 hrs

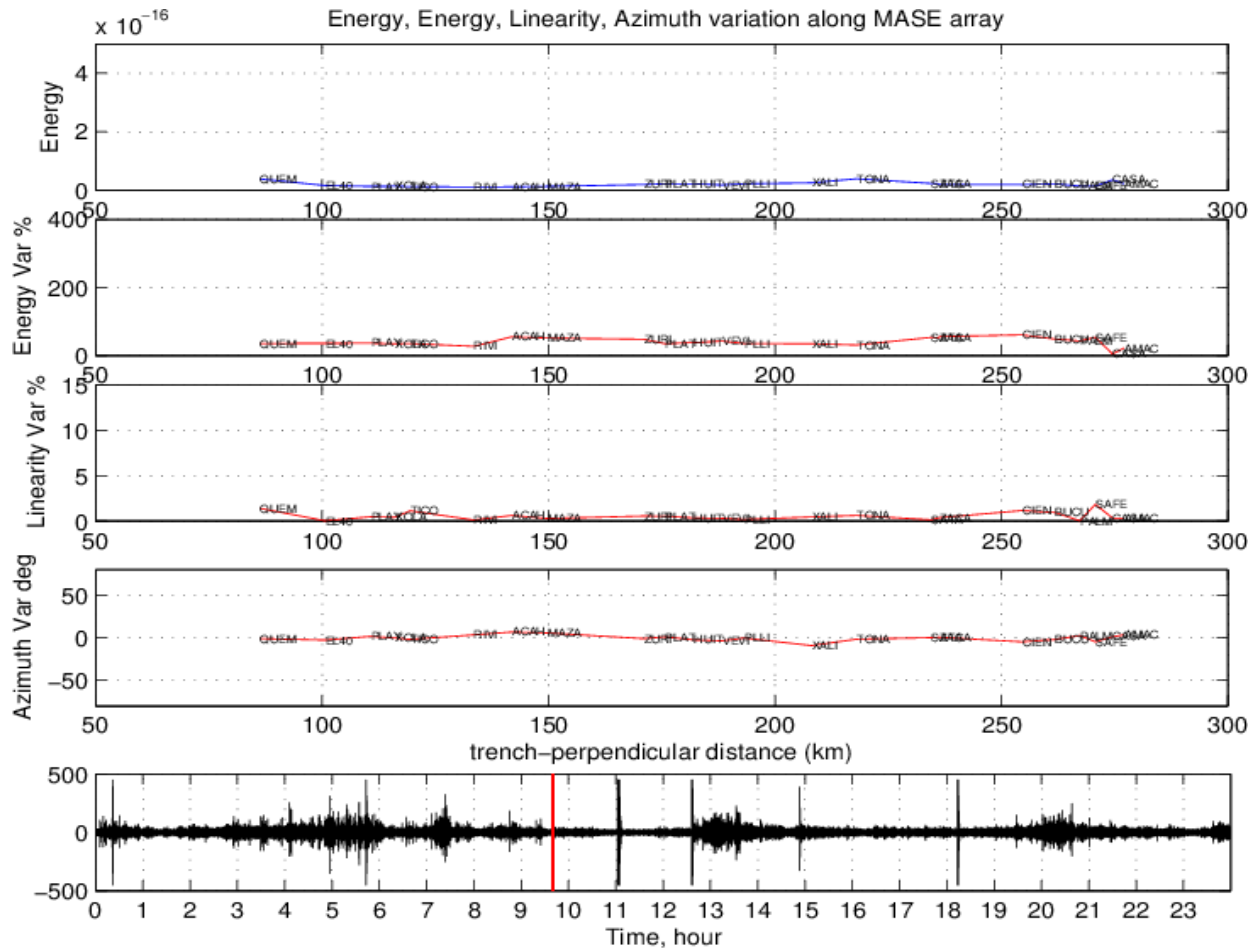


Figura 32 Perfiles de energía, rectilinearidad, back-azimuth y sismograma, para las 9:50 hrs

Variación del acimut con respecto al tiempo.

En el punto anterior observamos que la rectilinearidad es capaz de detectar y delimitar un tremor tectónico. Sin embargo, para su localización precisa con el método TREP, necesitamos conocer su

back-azimuth y estar seguros que éste es capaz de mostrar las propiedades del campo de ondas.

En las figuras 33 y 34 tenemos los siguientes paneles:

- Variación del *back-azimuth* con respecto al tiempo y la distancia. Muestra los valores del *back-azimuth* de cada estación, los cuales están en función de la energía liberada, es decir, estos valores están normalizados con respecto al máximo de la energía del día analizado. El eje X muestra la distancia perpendicular a la costa y el eje Y la distancia paralela a la misma.
- Espectrograma del movimiento de partícula de la estación SATA, donde el eje x significa las horas transcurridas, el eje y la frecuencia y la paleta de colores el grado de rectilinearidad.
- Sismograma filtrado entre 1 y 2 Hz de la estación SATA.

En la figura 33 se muestra el valor del *back azimuth* para el arreglo MASE para la misma hora que la de la figura 31 (5:50 hrs). Se aprecia claramente una alineación en el *back-azimuth* con dirección noroeste de las estaciones TONA, SATA, ZACA, CIEN y BUCU, lo cual concuerda con los valores de energía y rectilinearidad de la figura 31.

El grado de rectilinearidad mostrado por el espectrograma del movimiento de partícula junto con el sismograma filtrado, nos hacen concluir que la dirección del *back-azimuth* de las estaciones citadas es causada por el campo de ondas producido por un tremor tectónico

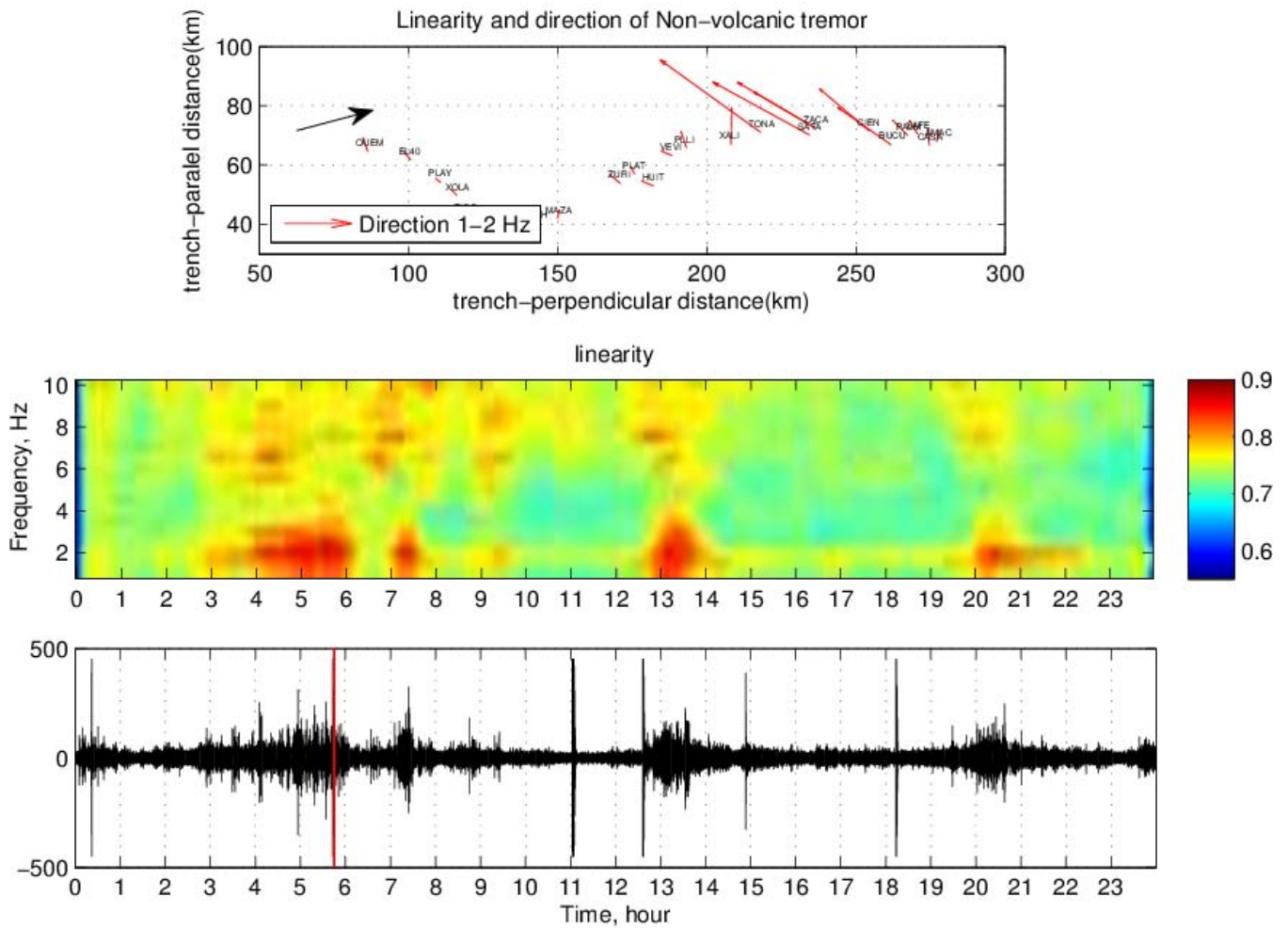


Figura 33 Mapa de las estaciones del arreglo MASE con su back-azimuth, el espectrograma de polarización de SATA y sismograma filtrado de la misma estación, para las 5:50 hrs

La figura 34 corresponde al mismo horario de la figura 32 (9:50 hrs.), las flechas que representan el back-azimuth son de un menor tamaño debido a la normalización con respecto a la energía y no

muestran una alineación clara; estos resultados, junto al espectrograma de rectilinearidad y el sismograma filtrado demuestran que para la hora indicada, no existen tremores tectónicos.

El análisis llevado a cabo de la rectilinearidad y el *back-azimuth* obtenido a partir de ella, nos hacen concluir que son métricas confiables para el estudio de los tremores tectónicos y que se pueden utilizar para la localización de los mismos.

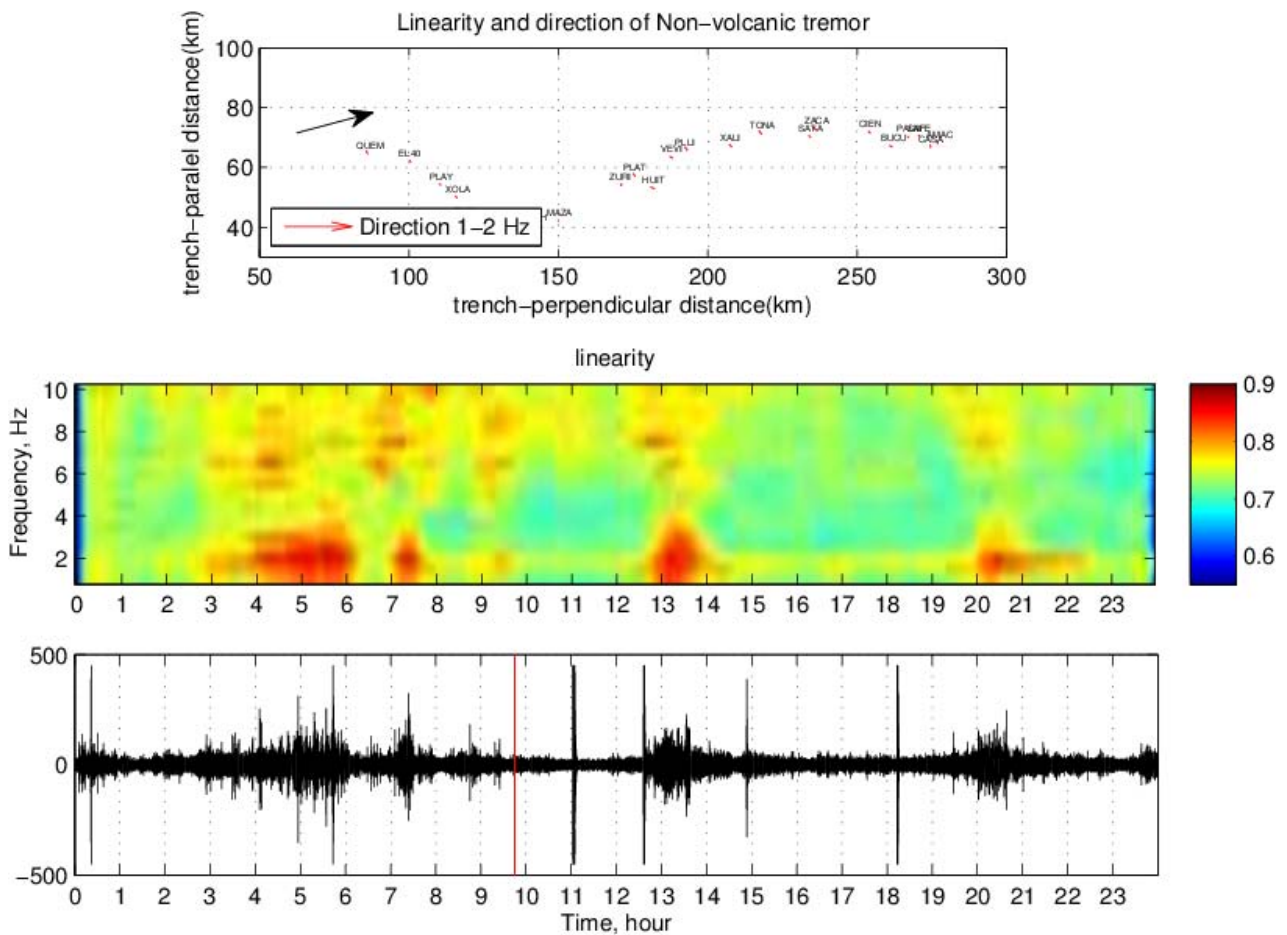


Figura 34 Mapa de las estaciones del arreglo MASE con su *back-azimuth*, el espectrograma de polarización de SATA y sismograma filtrado de la misma estación, para las 9:50 hrs

Localización de tremores tectónicos con el método TREP

Utilizando el catálogo realizado por *Husker et al. (2012)*¹⁰¹, se realizó la localización de 240 episodios de tremor comprendidos entre 2005 y 2007, lapso en el que también ocurrió el evento de deslizamiento lento del 2006.

Como se mencionó en el capítulo 4, el método TREP tiene implementado un *time-scan*, con lo cual, aunque el tremor migre, es posible rastrear su localización para efectos de monitoreo. El *time-scan* se realiza recorriendo la ventana de muestreo cada dos minutos hasta el término del tremor tectónico. De esta manera, para el tremor acontecido el 6 de marzo del 2005, a las 13: hrs., se obtuvieron 19 diferentes localizaciones.

En la figura 35 se muestran los perfiles de energía observados (rojo) y sintéticos (azul) para la primer ventana de muestreo; el panel superior muestra los resultados para la componente norte-sur, el de en medio para la componente este-oeste y el inferior para la componente vertical, se observa una buena concordancia entre los datos observados y sintéticos.

En la figura 36 se muestran los perfiles de la derivada espacial de la energía observados (rojo) y sintéticos (azul) para la primer ventana del muestreo; el panel superior muestra los resultados para la componente norte-sur, el de en medio para la componente este-oeste y el inferior para la

101 Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cruz-Atienza, V. M., Legrand, D., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., and Huesca-Pérez, E. (2012), *op. cit.*

componente vertical; al igual que para la energía, la similitud entre los datos sintéticos y observados es clara.

En la figura 37 se muestra la mejor localización obtenida para la primer ventana del muestreo (estrella amarilla). El eje x representa la distancia perpendicular a la costa, el eje y es la dirección paralela a la costa. La barra de colores muestra el logaritmo de los valores de la función de costo, las estaciones con su valor de back azimuth observado (rojo) y sintéticos (azul). En la localización se muestran los errores en la misma (cruz blanca), el mejor rake para la localización (línea amarilla) y el rango de variación del rake.

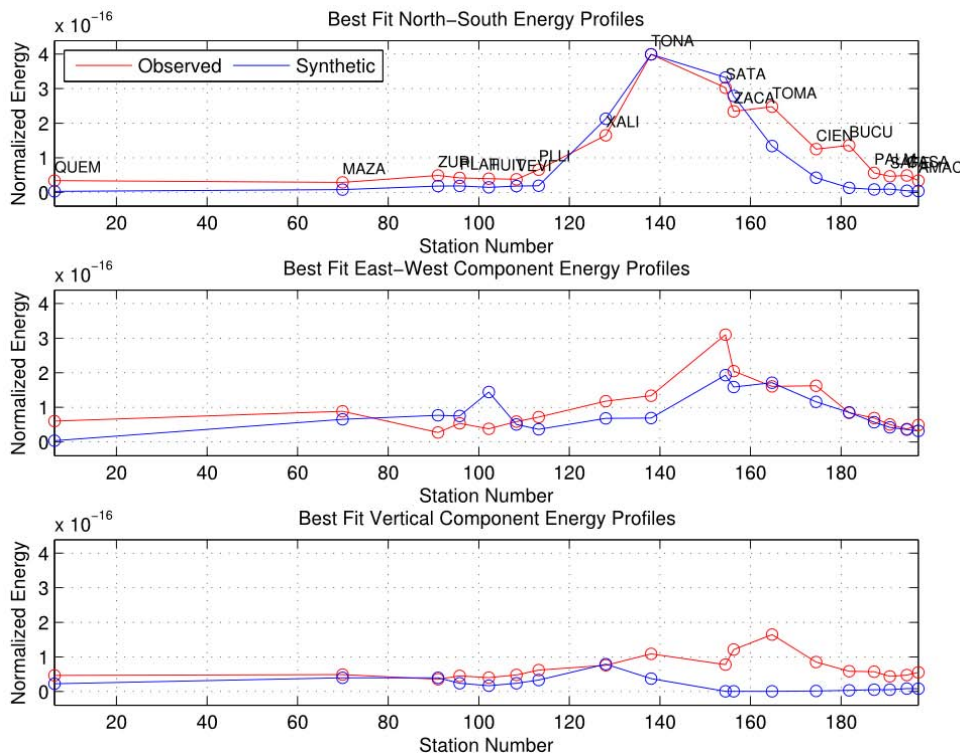


Figura 35 Perfiles de energía teóricos (azul) y observados (rojo) en las componentes N-S, E-W y Z.

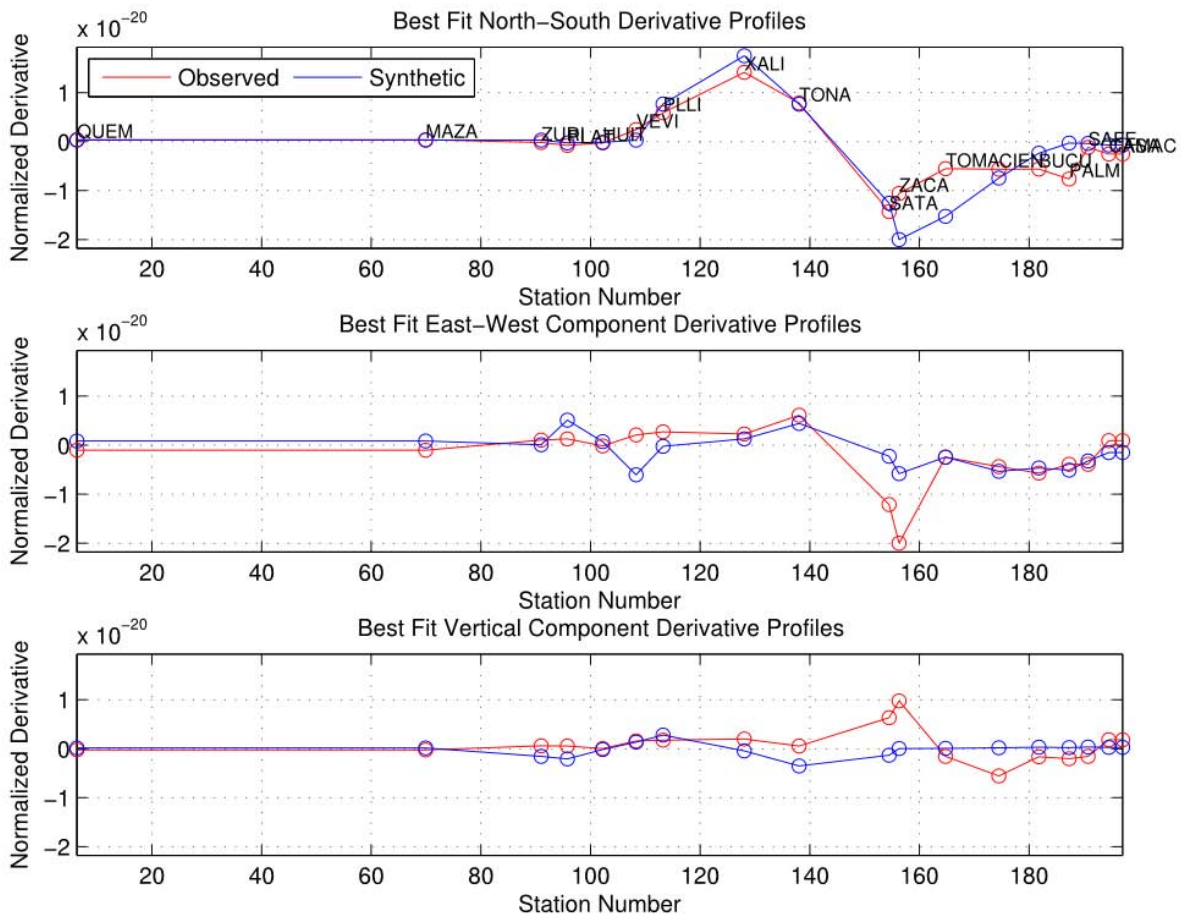


Figura 36 Perfiles de la derivada espacial de energía teóricos (azul) y observados (rojo) en las componentes N-S, E-W y Z.

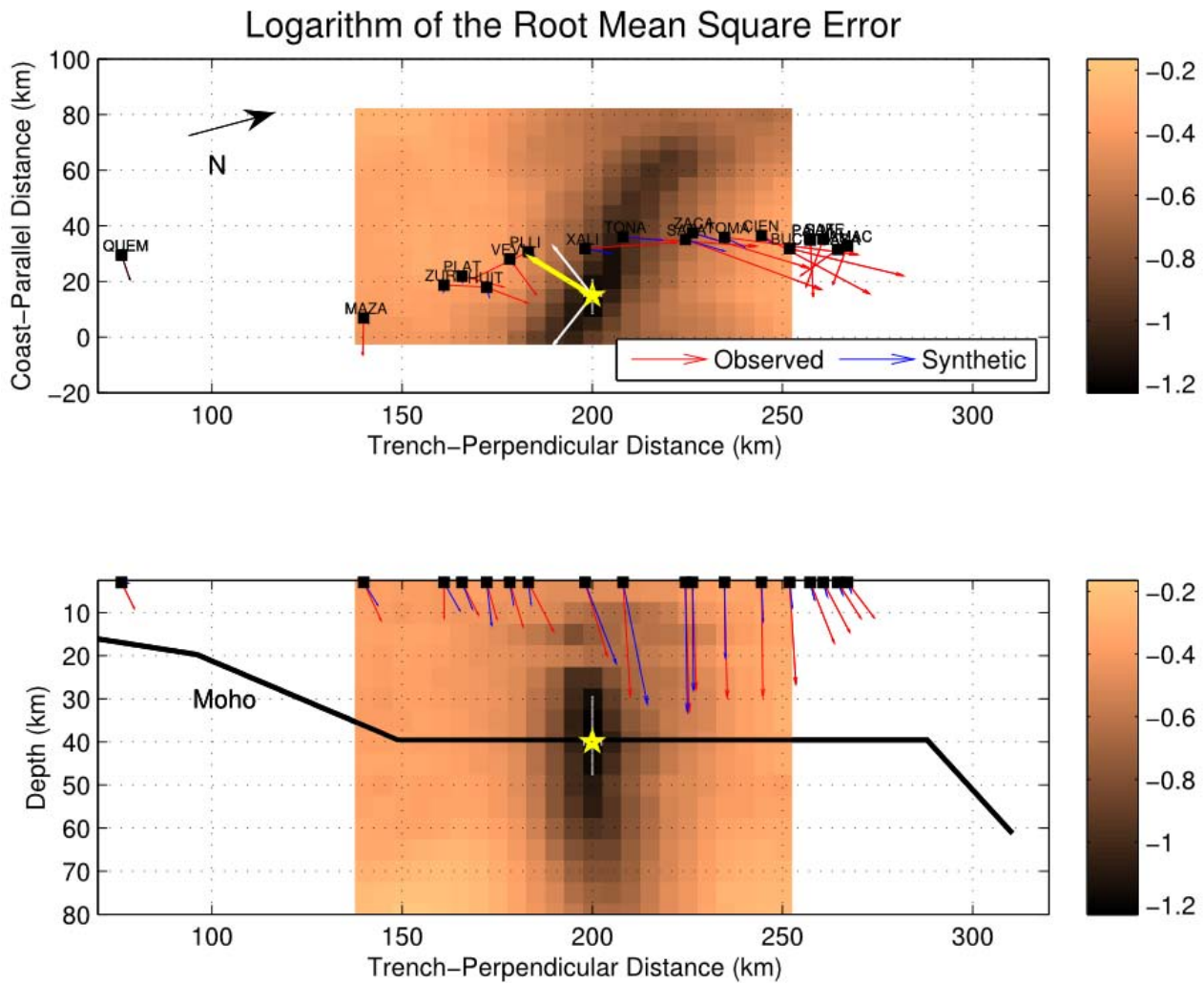


Figura 37 Mejor localización para la primera ventana de muestreo del tremor del día 6-03-05

Utilizando todas las localizaciones se hizo un análisis para encontrar la ubicación estadísticamente más probable en la cual se acumularon la mayoría de las localizaciones durante el evento de deslizamiento lento del 2006. Para esto se recorrió una malla 3D con incrementos de 1 Km y, utilizando una esfera de 5 Km de radio, se contabilizaron todas las localizaciones que

caían dentro de ese rango. Para tener un mejor control sobre los datos, sólo se consideraron las localizaciones que tuvieron un *Resolution Length* en la componente vertical menor a 2 Km.

En las figuras 38 y 39 tenemos el logaritmo del número de eventos por punto de la malla, el número de eventos son todas las muestras que se obtuvieron a partir del catálogo, mientras que el número de eventos seleccionados son los que cumplieron con el criterio del *Resolution Length*, también se muestra la geometría del slab. El eje x es la distancia perpendicular a la costa, el eje y es la distancia paralela a la costa y los cuadrados negros son las estaciones. Con base en estos resultados podemos confirmar las dos diferentes regiones en las cuales se agrupan los tremores tectónicos.

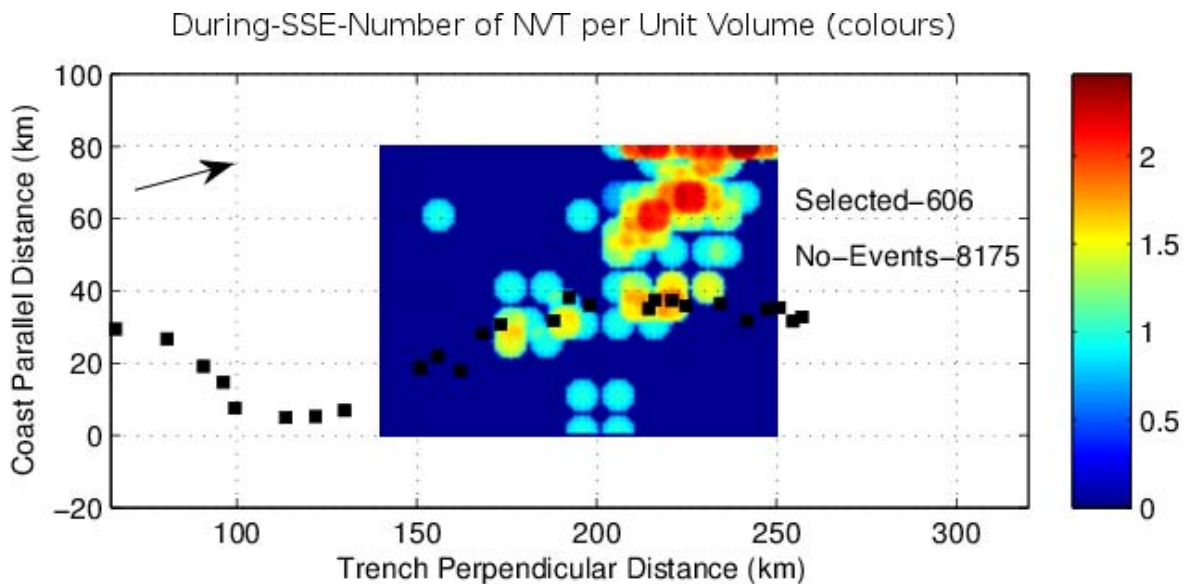


Figura 38 Localización de los eventos con RL menos a 2Km, los puntos negros son estaciones del arreglo MASE

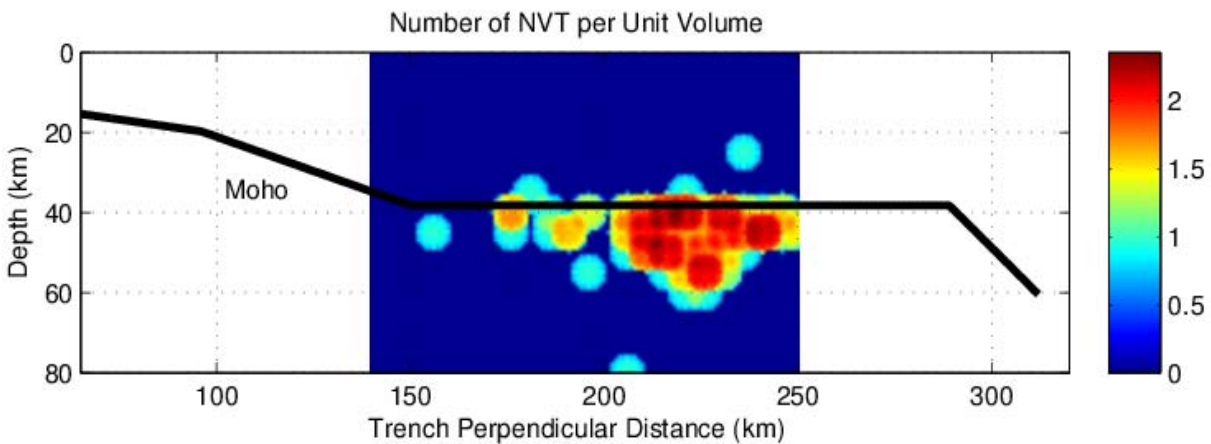


Figura 39 Localización de eventos con RL menor a 2 Km

Utilizando los valores de profundidades obtenidos, se realizó un análisis para obtener las profundidades promedio de las zonas del *transient* y el *sweet spot*. Las distancias a la trinchera para delimitar cada una de las dos zonas fueron:

- *Transient zone*: 145-180 Km.
- *Sweet spot*: 195-250 Km

En la figura 40 se muestra una comparación entre las profundidades promedio obtenidas para cada una de las zonas, el eje y es la profundidad y el eje x es el número de eventos, los cuales están normalizados a uno. La zona del transient (azul) tuvo una profundidad promedio de 40 Km (azul), mientras que la del sweet spot (verde) fue de 45 Km.

Este resultado sugiere que, a diferencia de la zona *transient* donde los tremores parecen ocurrir en la interface de las placas, los tremores en el *sweet spot* podrían ocurrir dentro del *slab* (i.e., algunos kilómetros por debajo de la interface). Esta hipótesis concuerda con estimaciones de la evolución de la presión de poro durante el SSE de 2006 (y más específicamente con la evolución del esfuerzo de Coulomb, CFS) dentro del *slab* en el *sweet spot*, donde la evolución de la tasa de recurrencia de LFEs puede explicarse con la evolución del CFS.

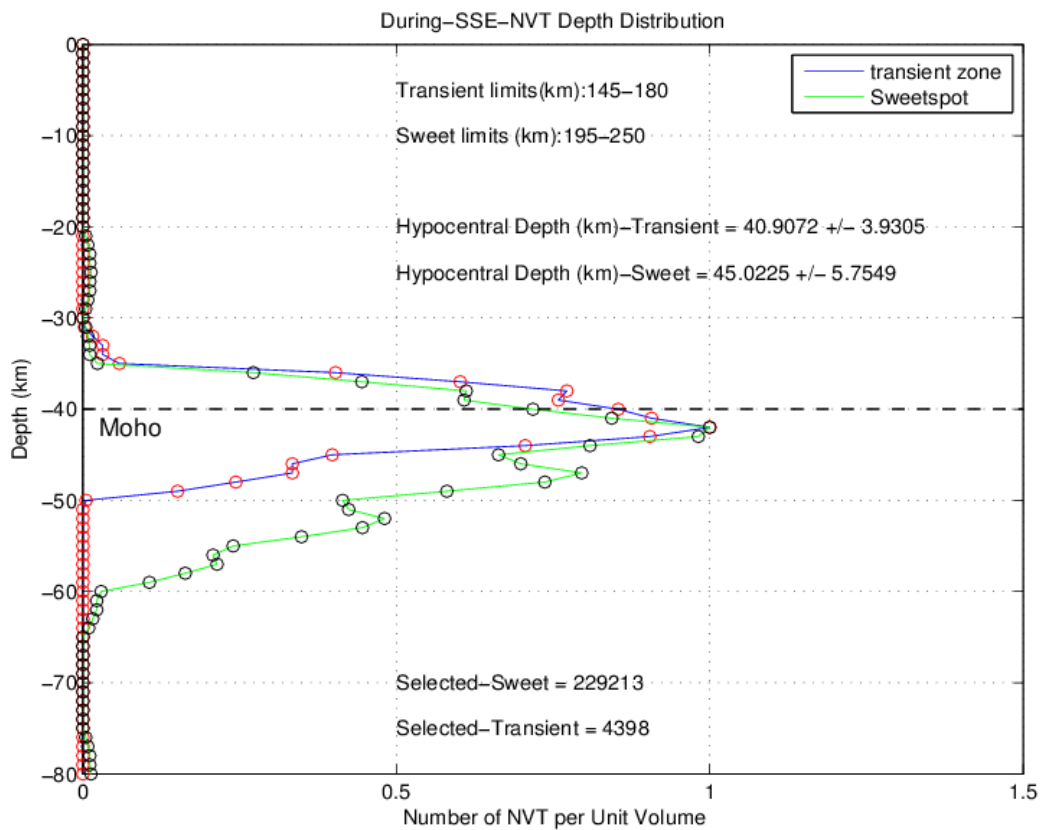


Figura 40 Profundidades promedios para las zonas del *transient* y el *sweet spot*

Discusión y conclusiones

Uno de los objetivos de esta investigación fue el evaluar si la linealidad del movimiento de partícula caracteriza al campo de ondas ocasionado por los tremores tectónicos en Guerrero. Para esto se realizó un análisis sistemático de la parametrización que interviene en el cálculo de la polarización del movimiento. Así se encontraron los siguientes valores de los parámetros que maximizaron el gradiente temporal de la linealidad: Ventana temporal de 5 s, ancho de banda frecuencial de 0.25 Hz y filtro mediano de 10 s.

Visualmente es posible detectar tremores tectónicos con el método de la polarización del movimiento de partícula. Incluso cuando en el espectrograma de energía no es posible acotar espacial y temporalmente los tremores tectónicos.

Además de la detección visual, el método nos provee información acerca de las frecuencias dominantes de los NVT. Sin embargo, se debe de tener especial cuidado con esta caracterización, puesto que las frecuencias en donde emerge el campo de ondas de los tremores dependen de las características de su fuente.

Se ha demostrado que la polarización del movimiento de partícula sujeto a la incidencia de un tremor tectónico posee una buena correlación con la energía de dichas señales. Por esta razón, la polarización es un atributo sísmico eficaz para la detección de los tremores tectónicos tanto en el espacio como en el tiempo, que podrá ser utilizado en futuros trabajos.

En consecuencia con lo anterior, se demostró que el *back-azimuth* del semieje mayor del elipsoide de polarización permite caracterizar el campo de ondas del tremor, y por lo tanto, la fuente de la señal en términos de su localización y mecanismo focal.

Para caracterizar la fuente de tremor se aplicó el método TREP, que emplea cientos de miles de funciones de Green para determinar a la vez la localización hipocentral y el mecanismo focal de la fuente asumiendo dislocaciones horizontales. Un análisis de resolución de las localizaciones arrojadas por este método con el arreglo de estaciones MASE reveló incertidumbres medias de 5 Km en las tres direcciones cartesianas.

Empleando una malla de 1 Km de espaciamiento, se localizó un total de 8,175 tremores tectónicos ocurridos en Guerrero entre enero de 2006 y diciembre de 2006 aplicando el método TREP con barridos temporales y move-outs teóricos. De ellos, 606 poseen una resolución superior a 2 Km en profundidad. Estas localizaciones sugieren que los tremores son sensiblemente más profundos (~5-8 Km) en el sweet spot (i.e., entre 180 y 250 Km de la trinchera) que en la transient zone (i. e., entre 150 y 170 Km de la trinchera). Asumiendo una geometría horizontal del contacto entre las placas, esto implica que una parte importante de los tremores en el sweet spot son provocados por pequeñas dislocaciones dentro de la placa oceánica. Sin embargo, dado que el error en las localizaciones es del mismo orden que la diferencia de profundidades en ambas zonas, esta hipótesis debe considerarse con precaución.

Debido a la geometría del arreglo de estaciones utilizado, las localizaciones en la dirección paralela a la costa son en general pobres. Por esta razón, en un futuro próximo se realizará el mismo tipo de análisis con datos que tengan una mejor cobertura acimutal y que por ende permitan estudiar la migración temporal de los tremores tectónicos

Bibliografía

- Ando, R., Nakata, R., and Hori, T. (2010). A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L10310.
- Audet, P., Bostock, M. G., Boyarko, D. C., Brudzinski, M. R., and Allen R. M. (2010). Slab morphology in the cascadia fore arc and its relation to episodic tremor and slip, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B00A16.
- Beroza, G. C., and Ide, S. (2011). Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor, "Annu. Rev. Earth Planet. Sci.", vol. 39, pp. 271–296.
- Bouchon, J. R., and Aki, K. (1977). Discrete wave number representation of seismic source wave fields, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 67., pp. 259-277.
- Brown, J. R., Beroza, G. C., and Shelly, D. R. (2008). An autocorrelation method to detect low frequency earthquakes withn tremor, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L16305.
- Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz S. Y., 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*, vol. 36, L19306.

- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., and Herrmann, R. B. (1996). Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, vol. 35, pp. 361-370.
- Chapman, J. S., and Melbourne, T. I. (2009). Future Cascadia megathrust rupture delineated by episodic tremor and slip, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L22301
- Cruz-Atienza V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014/JB011389.
- Dougherty, S. L., Clayton, R. W., and Helmberger, D. V. (2012). Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B09316.
- Dragert, H., Wang, K., and James T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, vol. 292, pp.1525-1528.
- Dragert, H., Wang, K., and Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, 56, pp. 1143-1150.

- Flinn E. (1965). Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *Proceedings of the IEEE*, vol. 53, pp. 1874-1876.
- 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*, vol. 40, pp. 2661-2666.
- Frank W. B., and Shapiro, N. M. (2014). Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response, *Geophysical Journal International*, vol. 197, 1215-1223.
- Frank, W. B., Shapiro, N. M., Husker, A. L., Kostoglodov, V., Bhat, H. S., and Campillo, M. (2015). Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 413, pp. 135-143.
- García, D., Singh, S. K., Herraíz, M., Pacheco, J. F., and Ordaz, M. (2004). Inslab earthquakes of central Mexico: Q, source spectra and stress drop, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 94, pp. 789-802.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., and Wech, A. G. (2009). Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L17316.

- Gombert, J. And the Cascadia 2007 and Beyond Working Group (2010). Slow-slip phenomena in Cascadia from 2007 and beyond: A review, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, pp. 963-978.
- Houston, H. (2015). Low friction and fault weakening revealed by rising sensitivity of tremor to tidal stress, *Nature Geoscience*, vol. 8, pp. 409-415.
- Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010). Automatic non-volcanic tremor detection in the mexican subduction zone, *Geofísica Internacional*, 49(1), pp. 17-25.
- 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 non-volcanic tremor (NVT) locations in the mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 13 num. 3, Q03011.
- Ide, S., Shelly, D. R., and Beroza, G. C. (2007). 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*, vol. 34, L03308.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Lowry, A. R., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K. M., and Franco-Sánchez, S. I. (2004). The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geofísica Internacional*, vol. 43, num. 3, pp. 309-317.

- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine S., and Hirose, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, vol. 315, pp. 503-506.
- Ito, Y., Asano, Y., and Obara, K. (2009-a). Very-low frequency earthquakes indicate a transpressional stress regime in the Nankai accretionary prism, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L20309.
- Ito, Y., obara, K., Matsuzama, T., and Maeda T. (2009-b). Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A13.
- 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 southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B08102.
- Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data, *Bulletin of the seismological society of America*, vol. 78 no. 5, pp. 1725-1743.
- Kao, H., and Shan S. (2004). The source-scanning algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophysical Journal International*, vol. 157, pp. 589-594.

- Kao, H., Shan, S., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., Wang, K., James, T. S., Ramachandran, K. (2006). Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B03309.
- Kao, H., Thompson, P. J., Rogers, G., Dragert, H., and Spence, G. (2007). Automatic detection and characterization of seismic tremors in northern Cascadia, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L16313.
- Kao, H., Wang, K., Dragert, H., Kao, J. Y., and Rogers, G. (2010). Estimating seismic moment Magnitude (M_w) of tremor bursts in northern Cascadia: Implications for the “seismic efficiency” of episodic tremor and slip, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L19306.
- Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsuura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S., and Hirata, N., (2010). Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L14310.
- Katsumata, A., and Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophysical Research Letters*, vol. 30 no. 1, 1020.
- Kim, Y., Clayton, R. W., and Jackson, J. M. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B06310.

- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., and Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 23 no. 23, pp. 3385-3388.
- Kostoglodov, V., Krishna Singh, S., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, A. R., Lowry, A. R. and Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 30 no. 15.
- Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., and Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L24301.
- Larson, K. M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S., and Santiago, J. A. S. (2007). The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L13309.
- Legrand, D., Kaneshima, S., and Kawakatsu, H. (2000). Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 101, pp. 155-169.
- Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov and V. Bilham R., (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, pp. 3753-3756.

- La Rocca, M., McCausland, W., Galluzo, D., Malone, S., Saccorotti, G., Del Pezzo, E. (2005). Array measurements of deep tremor signals in the Cascadia subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L21319.
- La Rocca, M., Galluzo, D., Malone, S., McCausland, W., Saccorotti, G., and Del Pezzo, E., (2008). Testing small-aperture array analysis on well-located earthquakes, and application to the location of deep tremor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 98, no. 2, pp. 620-635.
- Maeda, T., and Obara K. (2009). Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A09.
- Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., and Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophysical Journal International*, vol. 157, pp. 775-784.
- Manea, V. C., and Manea, M. (2010). Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico, *Pure and Applied Geophysics*.
- MASE (2007). Meso American Subduction Experiment, Caltech, Dataset. Doi:10.7909/C3RN35SP.

- Matsubara, M., Obara, K., and Kasahara, K. (2009). High-Vp/Vs zone accompanying non-volcanic tremors and slow slip events, *Tectonophysics*, vol. 472, pp. 6-17.
- Miyazawa, M., and Mori J. (2005). Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L10307.
- Miyazawa, M., and Mori, J., (2006). Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L05303.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, vol. 296, pp. 1679-1681.
- Obara, K., and Sekine S. (2009). Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan, *Earth Planets Space*, vol.61, pp. 853-862.
- Obara, K. (2010). Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B00A25.
- Obara, K. (2011). Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *Journal of Geodynamics*, 52, pp. 229-248.

- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L07305.
- Peacock, S. M. (2009). Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B00A07.
- Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., and Audet, P (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone, *Geology*, vol. 39 no. 5, pp. 471-474.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., and Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L18303.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., and Cotte, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero slow slip event, *Geophysical Journal International*, vol. 184, pp. 816-828.
- Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N. M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., Kostoglodov, V. (2011). Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L08308.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003). Episodic Tremor and Slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, vol. 300, 1942-1943.

- Rubinstein, J. L., Vidale, J. E., Gomberg, J., Bodin, P., Creager K. C., and Malone S. D. (2007). Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses, *Nature*, vol. 448, pp. 579-582.
- Schwartz, S. Y., and Rokosky J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at Circum-Pacific subduction zones, *Reviews of Geophysics*, vol. 45, RG3004.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. And Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, vol. 442, pp. 188-191.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-a). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, vol. 446, pp. 305-307.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007-b). Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 8 no.10.
- Song, T. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X., and Singh, S. K. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, vol. 324, 502-506.
- Villafuerte-Urbina, C. D. (2014). Modelado poroelástico de sismos silenciosos en Guerrero, México, *Universidad Nacional Autónoma de México*.

- Wech, A. G., and Creager, K. C. (2007). Cascadia tremor polarization evidence for plate interface slip, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L22306.
- Wech, A. G., and Creager, K. C. (2008). Automated detection and location of Cascadia tremor, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L20302.
- Zigone, D., Rivet, D., Radiguet, M., Campillo, M., Voisin, C., Cotte, N., Walpersdorf, A., Shapiro, N. M., Cougoulat, G., Roux, P., Kostoglodov, V., Husker, A., and Payero, J. S. (2012). Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B09304.

Anexos

Esta tesis contribuyó parcialmente al siguiente artículo, el cual se encuentra disponible en la red:

- Cruz-Atienza V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., and Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014/JB011389.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JB011389

Key Points:

- We introduce a novel technique to determine NVT source locations and mechanisms
- Energy-based and particle motion polarization metrics to analyze tremors
- NVT locations and mechanisms in Guerrero are in agreement with those of LFEs

Supporting Information:

- Figures S1–S5

Correspondence to:

V. M. Cruz-Atienza,
cruz@geofisica.unam.mx

Citation:

Cruz-Atienza, V. M., A. Husker, D. Legrand, E. Caballero, and V. Kostoglodov (2015), Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014JB011389.

Received 15 JUN 2014

Accepted 26 NOV 2014

Accepted article online 4 DEC 2014

Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis

Víctor M. Cruz-Atienza¹, Allen Husker¹, Denis Legrand¹, Emmanuel Caballero¹, and Vladimir Kostoglodov¹

¹Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

Abstract We introduce the Tremor Energy and Polarization (TREP) method, which jointly determines the source location and focal mechanism of sustained nonvolcanic tremor (NVT) signals. The method minimizes a compound cost function by means of a grid search over a three-dimensional hypocentral lattice. Inverted metrics are derived from three NVT observables: (1) the energy spatial distribution, (2) the energy spatial derivatives, and (3) the azimuthal direction of the particle motion polarization ellipsoid. To assess the tremor sources, TREP assumes double-couple point dislocations with frequency-dependent quality factors (Q) in a layered medium. Performance and resolution of the method is thoroughly assessed via synthetic inversion tests with random noise, where the “observed” data correspond to an NVT-like finite difference (FD) model we introduce. The FD tremor source is composed of hundreds of quasi-dynamic penny-shaped cracks governed by a time-weakening friction law. In agreement with previous works, epicentral locations of 26 NVTs in Guerrero are separated in two main groups, one between 200 and 230 km from the trench, and another at about 170 km. However, unlike earlier investigations, most NVT hypocenters concentrate at 43 km depth near the plate interface and have subparallel rake angles to the Cocos plate convergence direction. These locations have uncertainties of ~5 km in the three components and are consistent with independent results for low-frequency earthquakes in the region, supporting their common origin related to slip transients in the plate interface. Our results also suggest the occurrence of NVT sources within the slab, ~5 km below the interface.

1. Introduction

The discovery of nonvolcanic tremors (NVT) [Obara, 2002] and slow (or silent) slip events (SSE) [Dragert *et al.*, 2001] has provided key elements to understand fault mechanics in deep subduction interfaces. In some regions, such as the Cascadia and Nankai subduction zones, these phenomena are usually correlated in space and time, with recurrence intervals from several months to years [e.g., Rogers and Dragert, 2003; Obara *et al.*, 2004]. Low- (i.e., 1–5 Hz) and very low (i.e., 0.02–0.05 Hz) frequency earthquakes (LFE and VLF, respectively) with SSE-consistent focal mechanisms (i.e., shallow thrust faulting) have also been observed along the subduction interface of southwest Japan [Shelly *et al.*, 2007; Ito *et al.*, 2007], with the LFEs proposed as the elementary unit of sustained tremor signals (i.e., NVTs are the summation of LFEs) [Shelly *et al.*, 2007; Ide *et al.*, 2007]. Since LFE locations in different subduction regions are constrained near the interface of the plates [e.g., Ide *et al.*, 2007; Brown *et al.*, 2009; Bostock *et al.*, 2012; Frank *et al.*, 2013], this hypothesis assumes that the sources of NVT are also located close to the interface. However, tremor locations with an independent method in Cascadia [Kao *et al.*, 2005, 2009] suggest that tremors are not originated at the plate interface where SSEs are supposed to occur. Recent observations of nonlinear crustal deformations during SSEs in Guerrero, Mexico, revealed transient reductions of the rocks resistance (i.e., the shear modulus) in the middle and lower crust [Rivet *et al.*, 2011, 2013]. Therefore, this phenomenon represents a possible mechanism promoting shear failures in widespread regions around the silent slipping surface. LFEs are usually detected after stacking tiny signals to obtain higher correlation coefficients between waveforms [e.g., Shelly *et al.*, 2006]. These are low-frequency signals embedded in a broader band long-duration record where a significant amount of energy corresponds to “incoherent” arrivals, namely, tremor bursts. In other terms, the band-limited seismic radiation whose source has been identified as shear failures near to the plate interface is only a fraction of the information recorded during tremor episodes. A comprehensive review of these phenomena may be found in Beroza and Ide [2011].

SSEs in Mexico were first reported [Lowry *et al.*, 2001] the same year the phenomenon was discovered in Cascadia [Dragert *et al.*, 2001]. Further investigations of silent earthquakes in Guerrero allowed the understanding of the spatial extent and propagation patterns of the transient slips at the plate interface [Iglesias *et al.*, 2004; Franco *et al.*, 2005; Vergnolle *et al.*, 2010; Radiguet *et al.*, 2012; Cavalié *et al.*, 2013]. Unlike other subduction zones, NVT episodes in Guerrero are not always concomitant with large, long-term SSEs [Payero *et al.*, 2008; Husker *et al.*, 2012], suggesting that tremors and silent earthquakes may have different origins [Kostoglodov *et al.*, 2010]. However, NVT bursts observed during inter-SSE periods may be possibly related to small, short-term slip transients with subcentimeter surface displacements [Vergnolle *et al.*, 2010]. Detailed spatiotemporal tracking of the NVT and LFE activity with accurate estimates of the source depth and mechanism may provide key elements to better elucidate the relationship between both phenomena.

The largest difficulty to locate tremors is their emergent and sustained character, where almost no coherent phases can be visually identified. Most of the current methods to locate NVTs are based on cross-correlation measurements of waveform templates or envelopes [e.g., Obara, 2002; Shelly *et al.*, 2006; Ide *et al.*, 2007; Payero *et al.*, 2008; Wech and Creager, 2008; Brown *et al.*, 2009; Obara, 2010]. Time lags between the maximum cross-correlation coefficients are then used as travel times to locate the source. When dense seismic arrays are available, beam-forming analysis [Ghosh *et al.*, 2009] and energy attenuation patterns [Maeda and Obara, 2009; Kostoglodov *et al.*, 2010; Husker *et al.*, 2012] may also be used, although these approaches lack of depth resolution so the source depth is usually fixed to analyze epicenter locations.

Evidence of NVT in widespread three-dimensional regions is based on source locations using two different methods: the source-scanning algorithm (SSA) [Kao and Shan, 2004; Kao *et al.*, 2005, 2009] and the envelope cross-correlation method [Obara, 2002]. Envelope cross-correlation locations suffer from a lack of precise arrival time peaking due to long-duration envelopes used for this purpose (i.e., minutes long). Although improvements have been made to the method [e.g., Obara *et al.*, 2010], this issue may translate as inaccurate depth estimates [e.g., Payero *et al.*, 2008]. An interesting work to locate the source of tremor by combining the energy distribution and the envelope arrival times has been introduced by Maeda and Obara [2009]. However, no estimates of errors in depth are reported in the study. The other method, the SSA, is based on move-out summation of seismogram windows without considering the source radiation pattern, and so tremor depths may suffer from significant errors, as we shall discuss later. Thus, there are no convincing results about the depths where the sustained tremor bursts are generated. Reliable locations of these seismic events based on a robust and distinct method may help to further elucidate whether the hypothesis stating that LFEs represent the elementary unit of NVTs is plausible in the entire frequency band where the NVTs are observed.

NVT (and LFE) amplitudes and waveforms depend on both the source location and mechanism. Solving these source parameters by simultaneously explaining independent properties of the radiated wavefield may lead to robust location estimates. Previous works have demonstrated that the energy spatial distribution of the NVT records and the associated particle motion polarization are two source-dependent properties that are clearly observed in Guerrero and Cascadia [Kostoglodov *et al.*, 2010; Husker *et al.*, 2012; Wech and Creager, 2007]. In this study, we introduce a new technique that combines these properties to assess the source of sustained tremor signals.

2. NVT Location Technique

The location technique, called the “Tremor Energy and Polarization” (TREP) method, consists of a grid search over a three-dimensional hypocenter lattice to investigate the source location (i.e., the three hypocentral coordinates) and mechanism (i.e., the rake angle) that minimize a cost function involving different observables. A similar approach based on displacement amplitudes to determine the location and focal mechanism of volcanic sources was proposed by Legrand *et al.* [2000]. The observables used here, which are described in the next section, are translated into energy and particle motion polarization metrics that are simultaneously inverted to determine the source parameters mentioned above.

A three-dimensional regular grid of potential hypocenter locations was generated below the region where the seismic stations are located. In this study, we chose the middle-America trench axis as the reference direction. Thus the grid was rotated 15° clockwise from the north. The optimal $140 \times 60 \times 60 \text{ km}^3$ grid has 5 km increments in the three Cartesian directions and was located about 130 km away from the trench

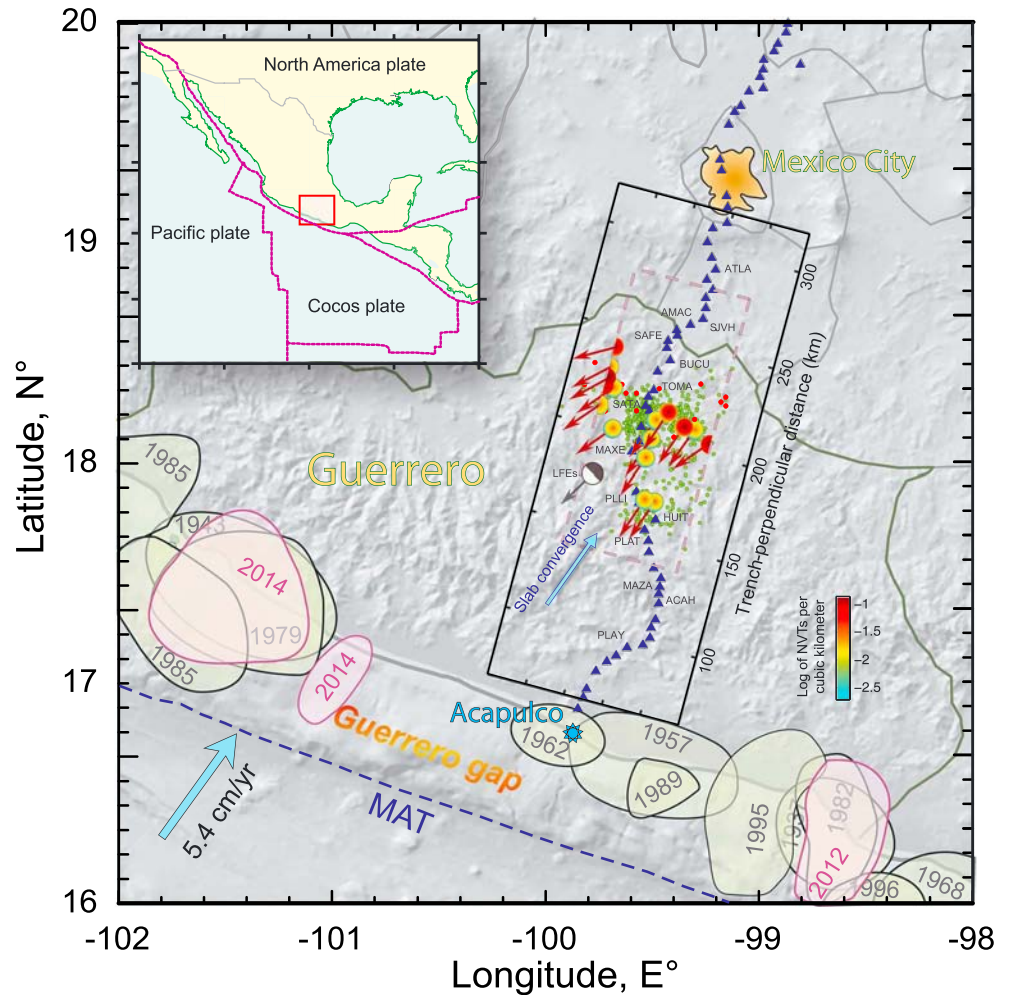


Figure 1. Study region and tectonic setting. Colored circles with red arrows represent NVT locations and mechanisms (i.e., slip directions) from this study. The figure also shows NVT epicenters (green dots) determined by *Husker et al.* [2012]; LFE epicenters (red dots) and the associated focal mechanism (gray beach ball) determined by *Frank et al.* [2013]; the MASE array stations (blue triangles) used in this study (i.e., those inside the black rectangle); the horizontal projection of the 3-D hypocentral lattice used by the TREP method (dashed rectangle); and the rupture area of major earthquakes in Mexico (shaded forms).

(dashed rectangle, Figure 1). For each grid node, a set of three-component double-couple high-frequency seismograms for horizontal point dislocations (i.e., the convolutions of the Green tensor spatial derivatives and the moment density tensor) with different rake angles were computed between the node and each site of the 42 available stations. Assuming a fault strike of 285° (i.e., the trench axis azimuth) and given the slip directions already observed in the region for LFE [*Frank et al.*, 2013], the rake angles ranged between 30° and 150° with a 10° increment. To compute the synthetic seismograms database, we used the wave number method [*Bouchon and Aki*, 1977] considering a layered elastic medium [*Campillo et al.*, 1996] and included the crustal intrinsic attenuation by means of frequency-dependent Q factors empirically determined by *García et al.* [2004], both suitable for the study region. More than 7.4 million point source synthetic seismograms were generated and saved in a database prior to the inversions for the whole grid and set of stations.

2.1. Energy and Particle Motion Polarization Estimates

The energy spatial distribution of a wavefield mainly depends on the source location and mechanism; however, site, scattering, and anelastic effects may also affect seismograms depending on the frequency band of interest. For these reasons, to compute the NVT energy distribution along the station array, we

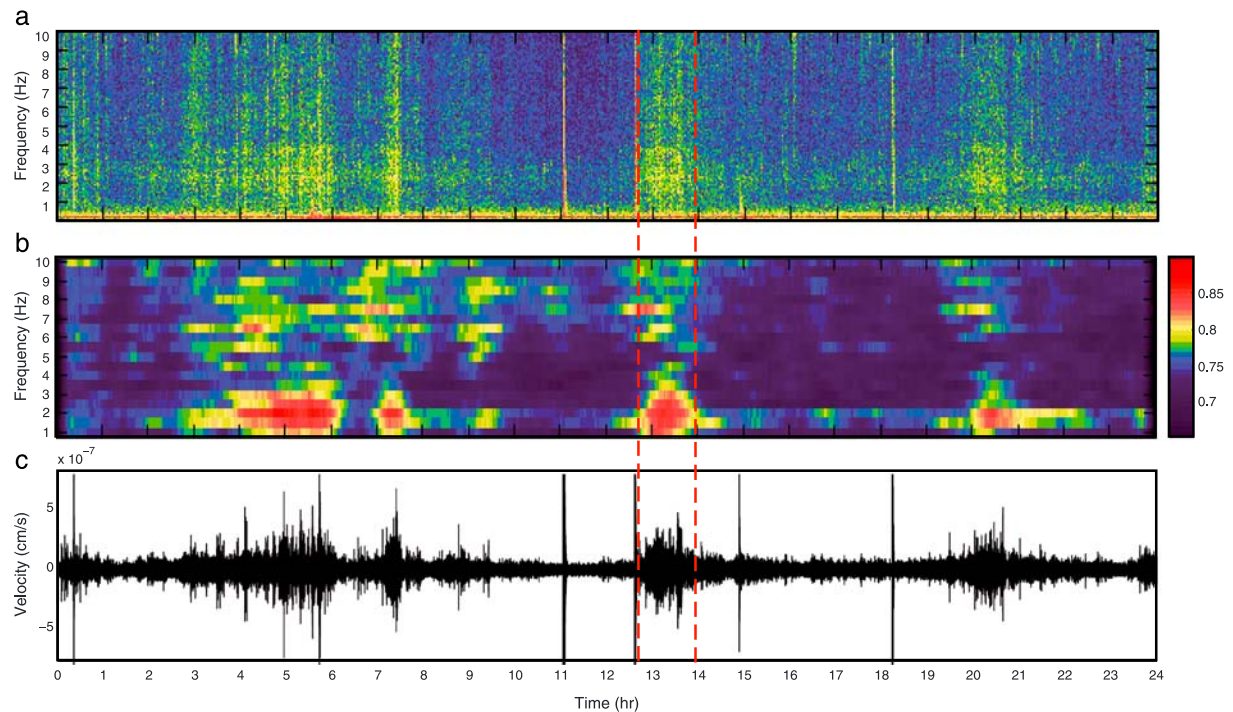


Figure 2. Spectral analysis of a 24 h seismogram recorded on 6 March 2005 in the north-south component of station SATA (Figure 1). (a) Energy spectrogram of the signal; (b) rectilinearity spectrogram of the particle motion (see section 2.1); and (c) 1–2 Hz band-pass-filtered signal. Vertical dashed lines depict the NVT located in Figure 3a.

followed the procedure introduced by *Kostoglodov et al.* [2010] and used by *Husker et al.* [2012] to locate NVT epicenters in the same region. The spectral signature of tremors in Guerrero emerges between 0.5 and 10 Hz (Figure 2a), although the signal-to-noise ratio is highest in the range of 1 to 2 Hz along most of the MASE stations [*Husker et al.*, 2010]. After removing the trend and mean of the signals, we proceeded as follows: (1) filtered the three components of the observed seismograms in the 1–2 Hz bandwidth, (2) applied the corresponding site effect correction factors determined by *Husker et al.* [2010], (3) computed the square velocities per component, (4) applied a 10 min window median filter to smooth the resulting time series, and (5) computed the energy on each station, e , as the time cumulative values. For a given tremor episode, we thus generated three component energy values per station to finally obtain the three-dimensional energy distribution along the station array. Figures 3b and 3e, and Figures S1b and S1e in the supporting information, show some examples of energy distributions of tremors following this technique.

Similar to gravity anomalies [*Telford et al.*, 1990], the shape of the energy functions (i.e. the width and slopes) is primarily controlled by the source distance. The wider and smoother the function, the farther is the source. Therefore, to improve the hypocentral depth resolution of the location technique, we incorporated the energy spatial derivatives approximated as the ratio of the energy difference between each pair of stations and the distance separating them (Figures 3c, 3f, S1c, and S1f).

Depending on the seismic array configuration, the energy distribution in the three components may not uniquely solve for the source location and mechanism. In our case, given the stations alignment (Figure 1, array geometry), this problem becomes critical. For this reason, we also analyzed the particle motion polarization ellipsoids, which have essential and complementary information about these source properties. We thus used the method proposed by *Flinn* [1965] and *Jurkevics* [1988] that has been proved to be a powerful tool for analyzing NVTs in Cascadia [*Wech and Creager*, 2007]. By solving the eigenproblem of the data covariance matrix, the method allows to determine the rectilinearity of the ground motion and the orientation of the corresponding polarization ellipsoid. The direction of the eigenvector associated with the largest eigenvalue (from now on referred as the main eigenvector) corresponds to the direction of the largest ellipsoid semiaxis, while the degree of rectilinearity, which ranges between 0 (spherical motion) and 1 (linear motion),

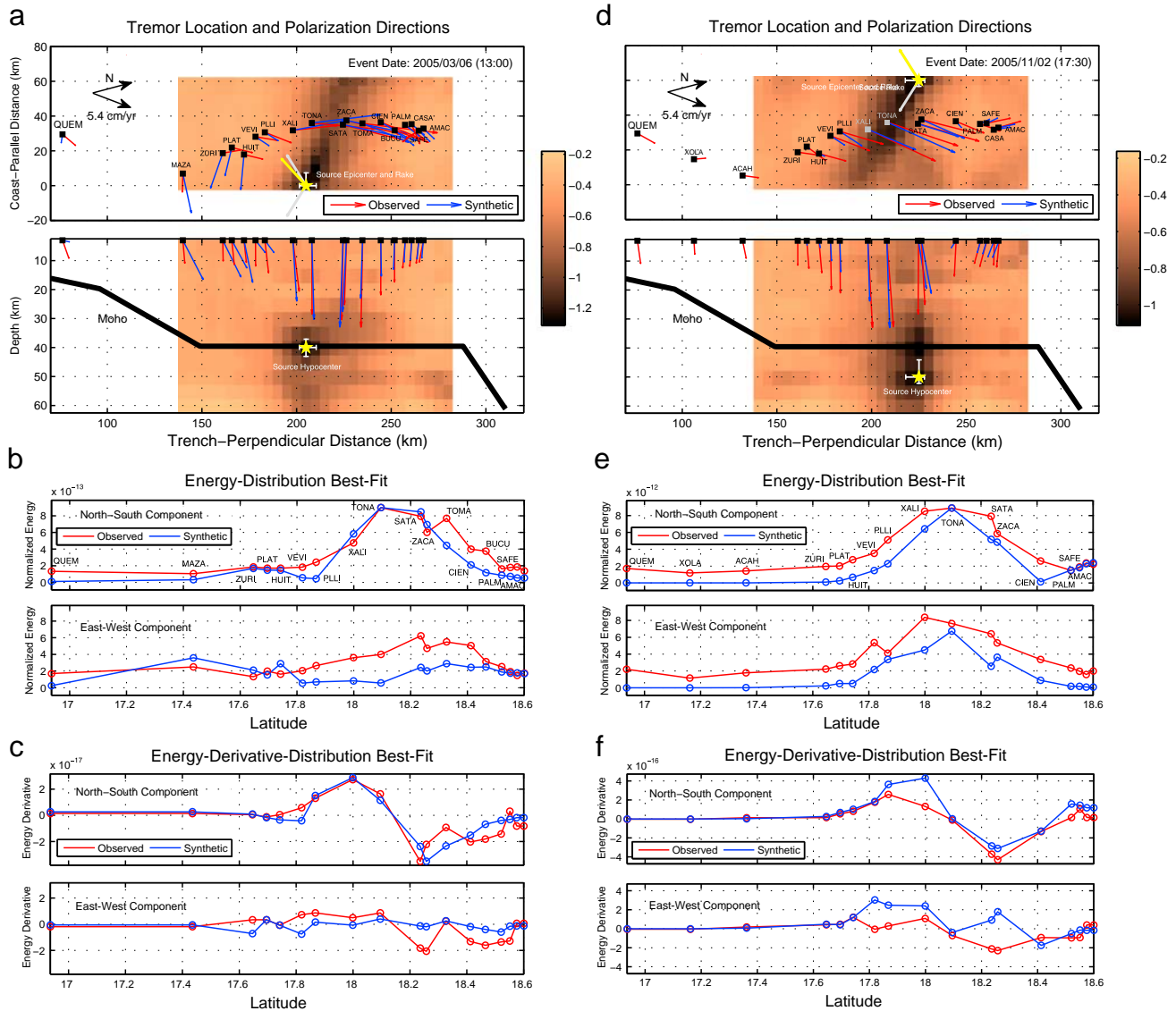


Figure 3. Location of two NVTs recorded on (left column) 6 March 2005 and (right column) 2 November 2005 using the TREP method. (a and d) Horizontal and vertical sections of cost function Q (background colors) across the best hypocenter location (yellow stars), location uncertainties (white bars), and rake angle searching range (gray arrows), observed and synthetic particle motion polarization directions (red and blue arrows; the arrow lengths are proportional to the NVT energy), and best solutions slip directions (yellow arrows); (b and e) best fits for the energy distribution along the station array; and (c and f) best fits for the spatial derivatives of the energy distributions.

is given by the combination $1 - [(\lambda_2 + \lambda_3)/2\lambda_1]$, where $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ and represent the three eigenvalues [Jurkevics, 1988]. Figure 2a shows the 24 h energy spectrogram of 6 March 2005 between 0.5 and 10 Hz at station SATA along with the corresponding rectilinearity spectrogram (Figure 2b) and the 1–2 Hz north-south filtered seismogram (Figure 2c). One main observation emerges: although the degree of motion rectilinearity is moderate, there is clear correlation in time and frequency between both spectrograms during tremor episodes (e.g., between 4 and 6 h, 7 and 7.6 h, 12.8 and 13.9 h, and 20 and 21 h). This implies that the ground motion polarization is dominated by coherent tremor signals (i.e., above the ambient seismic noise) and that such a seismic attribute could be used to detect NVT in future investigations. However, the direction of particle motion polarization may be affected by path and site effects. For this reason, we tested the methodology by determining the P wave polarization in the same frequency band (i.e., 1–2 Hz) of a normal-faulting regular earthquake registered on 26 May 2005, along the same station array. Results are shown in the supporting information (Figure S4), where we see that, in accordance with theoretical expectations, the polarization

direction in most of the stations points toward the hypocenter (i.e., it is ray parallel) as determined by *Pacheco and Singh* [2010]. We thus conclude that path and site effects are negligible for this observable (polarization direction) in the frequency range 1–2 Hz. To compute the rectilinearity of tremors, we used a 5 s moving window with time increments of 2 s and then applied a 10 s median filter over the resulting time series for each 0.5 Hz frequency band. Despite the almost continuous spectral signature of tremors, their polarization patterns are segmented in two frequency bands, one from 1 to 3 Hz and another from 5 to 9 Hz. This observation opens interesting questions about the nature of tremor sources that go beyond the scope of the present work, since we focused on polarization estimates in a frequency range of 1 to 2 Hz (i.e., the same as for the energy estimates) to locate the events.

We used the azimuthal direction of the largest polarization ellipsoid axis as the particle motion polarization metric in the location technique. This direction is given by the horizontal projection of the main eigenvector. Once projected, the horizontal polarization vector (HPV) is normalized to become proportional to the total energy on each site, as required by the cost function described in the next section. Figures 3 and S1 show the HPV along the array for four different NVTs and how the polarization azimuth changes from one event to the other.

2.2. Observable Metrics and Cost Function

As mentioned earlier, the location technique looks for the three hypocentral coordinates and the rake angle that minimize \mathcal{Q} , a compound cost function. This function depends on three different metrics, all of them computed in the same manner for the observed and synthetic data. The metrics are (1) the spatial energy distribution in the three components; (2) their corresponding spatial derivatives; and (3) the azimuth of the particle motion polarization direction. To compute the misfit between observed and synthetic data for metrics 1 and 2, we first normalize the energy and derivative distributions along the station array to their corresponding maximum absolute values in the three components. The misfit of the energy metric is then given by $\mathcal{E} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (e_o - e_s)^2}$, i.e., the $\mathcal{L}2$ -norm, where e_o and e_s are the observed and synthetic energy series in the three components, respectively, and n is the number of stations multiplied by three. Similarly, the misfit of the derivative metric is $\mathcal{D} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (d_o - d_s)^2}$, where d_o and d_s are the observed and synthetic energy derivative series, respectively. The misfit of the polarization azimuth is defined as $\mathcal{P} = \sum_{i=1}^n (c_i \|\hat{p}_o - \hat{p}_s\|)$, i.e., the $\mathcal{L}1$ -norm, where \hat{p}_o and \hat{p}_s are the horizontal projections (i.e., two-dimensional unit vectors) of the observed and synthetic main eigenvectors, respectively, and c_i are normalized weighting factors proportional to the total energy along the array (i.e., $0 < c_i < 1$ such that $c_i = 1$ at the station where the energy is maximum). These factors properly weight the polarization misfit depending on the amount of energy at every station. Finally, to establish a well-balanced cost function, \mathcal{Q} , combining all metric misfits, we define $\mathcal{Q} = \langle \hat{\mathcal{E}}, \hat{\mathcal{D}}, \hat{\mathcal{P}} \rangle$ as the average of the three misfit functions defined above after carrying out the following normalization. Let function \mathcal{F} be \mathcal{E} , \mathcal{D} , or \mathcal{P} . Then, normalized function $\hat{\mathcal{F}}$ is given by $\hat{\mathcal{F}} = [\mathcal{F} - \min(\mathcal{F})] / [\max(\mathcal{F}) - \min(\mathcal{F})]$. This definition has been found to optimize the problem resolution by maximizing the gradient of \mathcal{Q} (i.e., the method resolution) in the surroundings of its absolute minimum. This can be clearly seen in Figure S5 of the supporting information, where we compare inversion results for each observable with those yielded by the joint inversion.

2.3. Location Technique Verification

In this section we introduce a novel tremor-like source model that is approximated by means of a finite difference approach. This model is then used to generate theoretical data for several synthetic inversion tests in order to assess and verify the TREP location method introduced in previous sections.

2.3.1. Nonvolcanic Tremor Source Model

We developed a 3-D quasi-dynamic source model to simulate tremor-like seismograms by means of a finite difference approach [Cruz-Atienza, 2006; Cruz-Atienza et al., 2007]. Although the model does not aim to describe the physics of NVT sources, it does provide a means to calculate sustained tremor-like signals (Figure 5a) along the MASE array within a heterogeneous Earth model (i.e., the structure by *Campillo et al.* [1996]) to be used as the “observed data” in our location technique.

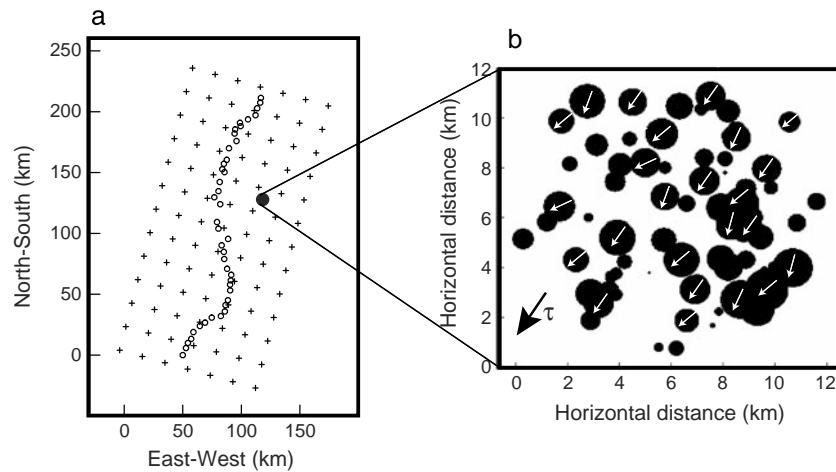


Figure 4. (a) MASE station array (circles, see Figure 1) and hypocentral lattice (down-sampled to a grid size of 20 km for visualization purposes; crosses) used in the synthetic inversion tests; and (b) penny-shaped cracks with variable shear prestress fields, τ (white arrows) around a main direction (black arrow).

Since the Earth model we have considered is a simple 1-D layered medium, in order to introduce random variability in the simulated wavefield as observed in the real Earth due to scattering effects, the synthetic source is composed by 250 quasi-dynamic penny-shaped horizontal cracks following a spherical Gaussian distribution (with a radius of 5 km and a σ of 1 km) (Figure 4b) with a constant (radial) rupture speed (2.9 km/s, i.e., 0.8 times the S wave speed at 40 km depth) and a constant stress drop (0.5 bar). The stress breakdown process during the cracks rupture propagation is governed by a time-weakening friction law [Andrews, 2004] with a characteristic time of 0.6 s. The shear prestress (i.e., initial fault tangential traction) orientation varies randomly between cracks (i.e., $\pm 15^\circ$) (white arrows in Figure 4b) around a main prescribed direction (black arrow in Figure 4b) so that the slip direction (i.e., the rake angle) also varies in space from one crack to another. The radiuses of the cracks are also randomly generated with a Gaussian distribution around a value of 1 km and a σ of 0.5 km (black circles in Figure 4b). The rupture initiation time per crack is randomly set between the starting and ending simulation times (i.e., between 0 and 80 s). The source model is numerically approximated by means of a 3-D partly staggered finite difference scheme designed to simulate the dynamic rupture of faults [Cruz-Atienza, 2006; Cruz-Atienza et al., 2007]. The numerical model introduced by these authors has been adapted to the source features mentioned above and used with a grid size of 150 m and a time step of 0.015 s so that, considering the lowest S wave velocity in our crustal model (i.e., 3.1 km/s) [Campillo et al., 1996], the method guarantees a good numerical accuracy up to 2 Hz (i.e., 10 grid points per minimum wavelength) [Bohlen and Saenger, 2006].

2.3.2. Synthetic Inversion Results

Using this source model, we have generated tremor-like synthetic seismograms for frequencies below 2 Hz (e.g., see Figure 5a for the station XALI) along the MASE array (Figures 1 and 4a), which are the frequency bandwidth and the station array used to analyze real data in this present work. Results for two synthetic inversion tests are illustrated below, where the target sources have the same epicenters (green stars in Figures 6a and 6e) but different depths (i.e., 30 and 40 km) and prestress directions (i.e., main azimuths of 50° and 130° , green arrows in Figures 6a and 6e, respectively). The associated seismograms were inverted using a hypocentral grid with 5 km increments in the three Cartesian directions (crosses in Figure 4a).

Figure 6 shows the results for the best fit solution models yield by the two synthetic inversions. In the third and fourth rows (i.e., Figures 6c, 6d, 6g, and 6h), we find comparisons between the “observed tremors” (red) and the synthetic data (blue) for the energy distributions and the associated spatial derivatives. The overall fits in the three components are remarkably good. Relative amplitudes between NS and EW signals are self explained as well as the derivative profiles, which control the shape of the energy functions and thus the source depth. It is interesting to emphasize that, although both epicenters were collocated, the energy maxima is spatially shifted from one event to another. While the maximum of the NS component in the

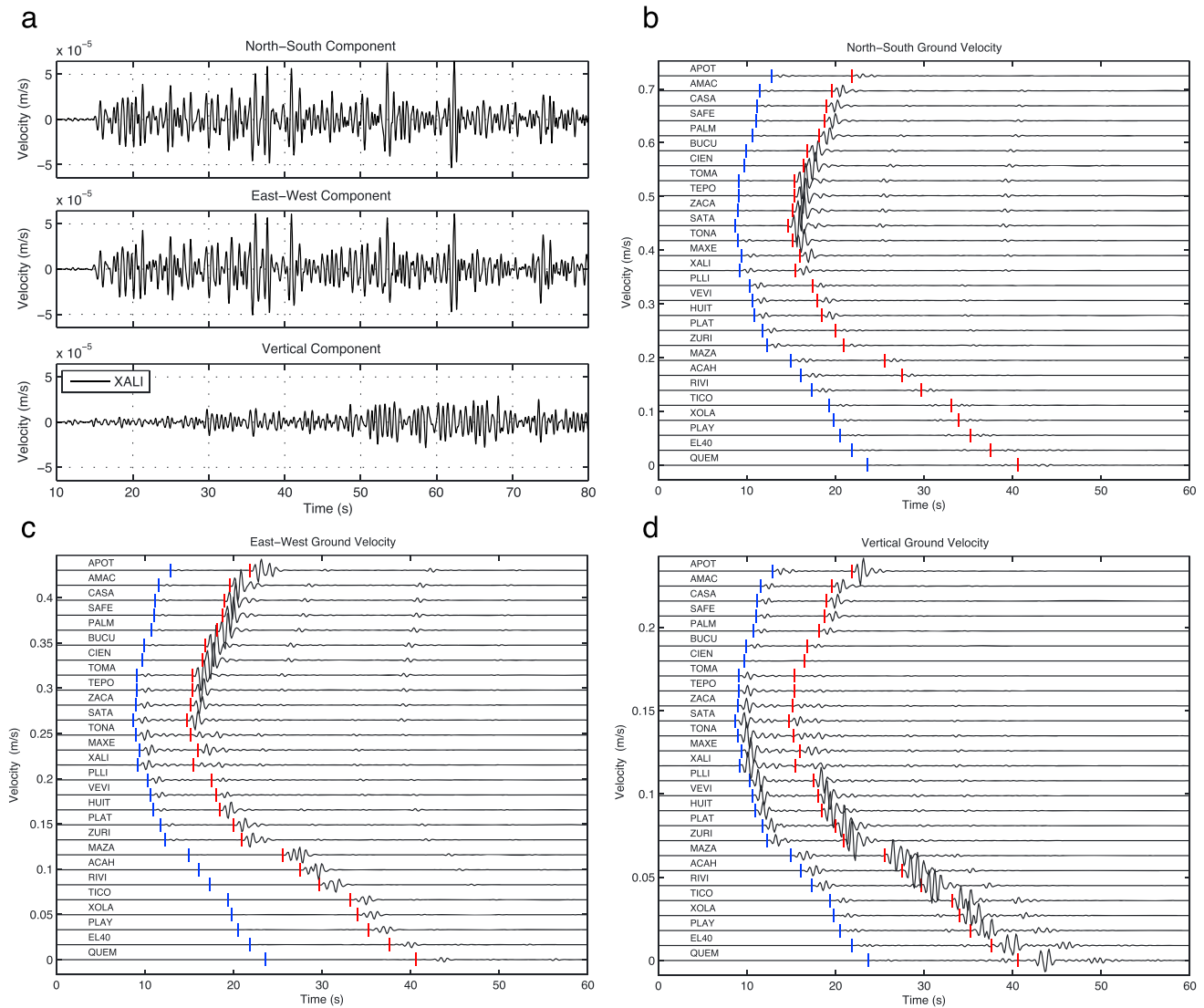


Figure 5. (a) Synthetic tremor-like seismograms computed at station XALI (see Figure 6) with the source model described here; and (b–d) synthetic seismograms in the three components along the station array (Figure 4) corresponding to the best Green functions and source mechanism found by the TREP method in the inversion test shown in the left column of Figure 6. The blue and red lines depict the *P* and *S* wave arrival times, respectively.

first event (i.e., with rake of 50° , Figure 6c) lies around 215 km from the trench, the maximum in the second event (i.e., with rake of 130° , Figure 6g) was about 20 km farther inland. This is even clearer in the EW components, where the maxima of both NVTs are shifted at about 50 km. This means that the energy spatial distribution is controlled by the hypocenter location and the source mechanism. On the other hand, notice how the particle motion polarization direction is very sensitive to the hypocentral depth and slip direction (compare horizontal vectors for both events, Figures 6a and 6e). Actually, different tests have demonstrated that including the polarization azimuth as an observable in the inversion technique is critical for uniquely solving the source mechanism and location (see Figure S5). Arrows in the vertical sections are only indicative of the particle motion ellipsoid inclination and were not used in the inversion. Cross sections of function Q passing through the best fit hypocenter locations (color maps) reveal that the minima of the functions coincide with the target source locations (i.e., those used to generate the observed data; compare yellow and green stars) and that the NVT mechanisms have been retrieved (compare yellow and green arrows). Other tests for different mechanisms and source locations along the array yielded similar results proving that, although resolution is significantly better in the horizontal directions (compare horizontal and vertical

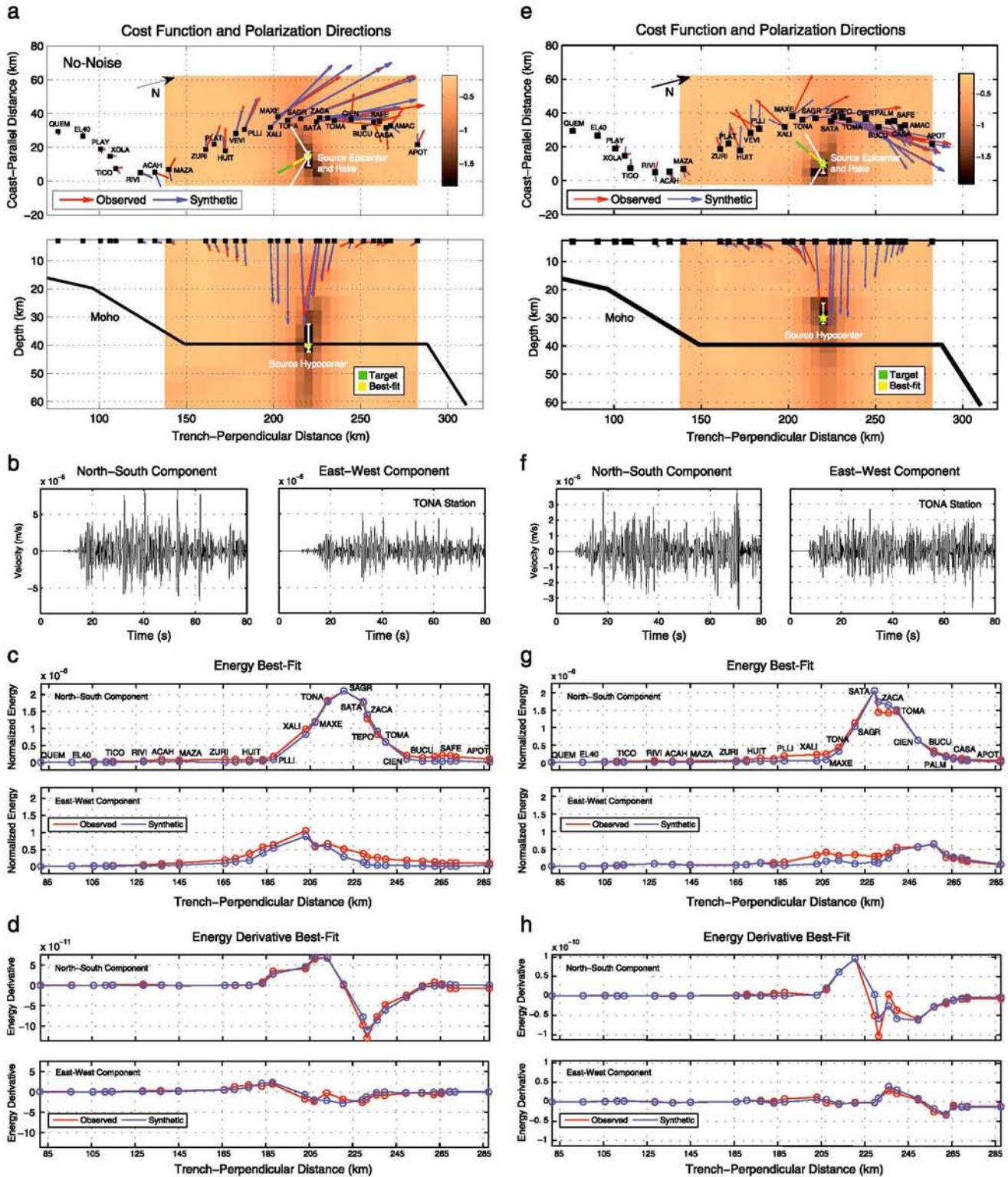


Figure 6. Location of two NVTs tremor-like synthetic sources (green stars and arrows) using the TREP method. (a and e) Horizontal and vertical cross sections of cost function Q (background colors) through the best hypocenter location (yellow stars), observed and synthetic particle motion polarization directions (red and blue arrows), and best solution slip directions (yellow arrows); (b and f) synthetic tremor seismograms in station TONA; (c and g) best fits for the energy distribution along the station array; and (d and h) best fits for the spatial derivatives of the energy distributions.

gradients of function Q , see next section), the hypocentral depth and source mechanism are retrieved in all synthetic cases.

It is important to point out some implications of our synthetic inversion tests. All results were obtained assuming the same 1-D layered medium to compute the synthetic and the “observed” data. However, when comparing the misfit metrics for the best-fit point-source synthetic seismograms (Figures 5b–5d) with those for the synthetic tremor (Figure 5a), it is clear that our tremor-like source model has intrinsic properties that make the radiated wavefields from both kinds of sources remarkably different. This is due to several factors such as (1) the volumetric support of the tremor source, (2) the variable prestress conditions in the penny-shaped cracks, (3) the diffracted waves at the crack edges (i.e., stopping phases), and (4) the randomly generated rupture times of the cracks. In spite of these fundamental differences in the physics of both kinds of sources, our synthetic inversion tests have shown that the wavefield from simple point dislocation sources is able to explain satisfactorily the tremor-like signal properties we have selected by correctly retrieving both the target source locations and mechanisms.

2.3.3. Uncertainty in Source Location and Mechanism

Since we know neither the location of real NVTs nor their actual source mechanisms, a reasonable way to gain confidence in the TREP method is to quantify its formal error through synthetic inversion tests. Whether unmodeled effects or incomplete parameterization by TREP introduce large location errors is difficult to quantify. However, the synthetic NVT seismograms, which are “realistic” in the sense that they do not correspond to a single-point dislocation source (as TREP intrinsically assumes to fit the observed metrics), can be used to study the effect in the locations (and source mechanism) of both random seismic noise and some wavefield unmodeled features, such as the cumulative effect of quasi-dynamic cracks with radial rupture propagation.

To this purpose we have performed hundreds of synthetic inversions by adding random noise in the frequency band of interest (1–2 Hz) with different signal-to-noise ratios (SNR) to the “observed” data. The noise has the same amplitude in the three components of all stations so that the mean of its absolute value is equal to $1/\text{SNR}$ times the mean of the tremor signal in the component with maximum energy of the station array. Figures S2 and S3 of the supporting information show noisy seismograms for different SNR with the associated location results. The optimal way to quantify the location errors is by analyzing the distribution of hypocentral mislocations yielded by the inversions with respect to the target solution as a function of SNR. Then, if the distributions of mislocations were Gaussian, the associated standard deviations would provide a good estimate of error. However, except for $\text{SNR} \leq 2$, which is an extreme value that prevents a majority of tremors to be detected in real seismograms, most tests for $\text{SNR} > 2$ yielded the right hypocentral locations (i.e., single-value unimodal distributions at zero mislocation). Similar results were obtained for the source mechanism, which revealed to be the most robust parameters of the inversion. Given the spatial increment of the hypocentral grid (5 km) this means that, provided that $\text{SNR} > 2$, the location error by TREP in the three components is smaller than ~ 2.5 km. Nevertheless, although TREP found the right locations in those cases, the shape (i.e., the gradient) of the cost function Q depends on the SNR, as can be seen in Figures S2 and S3.

Thus, following *Maeda and Obara* [2009], we took the method’s resolution as a fair manner to estimate the uncertainty in the source parameters. The steeper Q in the surroundings of its global minimum, the higher is the resolution and the smaller should be the uncertainty in the estimated parameters. To quantify the shape of Q as a function of SNR we measured, along the three components, the distance to the global minimum of the points where Q becomes twice as large as its minimum (i.e., where the misfit error becomes 100% larger than its minimum value). Since Q is not necessarily symmetric with respect to the minimum, such resolution length (RL) may differ from one to the other side of the minimum. This can be seen, for instance, in Figures 3 and S1 (white bars passing across the hypocenters). In the following, we will consider as the resolution length per component, the average of both distances in the associated direction. In the top two panels of Figure 7 we gathered the results from the synthetic inversions considering a large range of SNR and number of random trials (i.e., 100 trials per SNR value equal to 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, and 10.0).

Figure 7a shows the resolution lengths in the three components (three different colors) as a function of the variance reduction (VR), as defined by *Maeda and Obara* [2009] (i.e., $\text{VR} = 100 \cdot (1 - Q_{\min})$). Circles with black crosses indicate the inversions where $\text{SNR} \leq 2.0$. As found by *Maeda and Obara*, the larger the VR, the smaller is the RL and thus the parameter’s uncertainty. Notice that $\text{RL} \leq 8.0$ km for $\text{SNR} > 2.0$ in the three

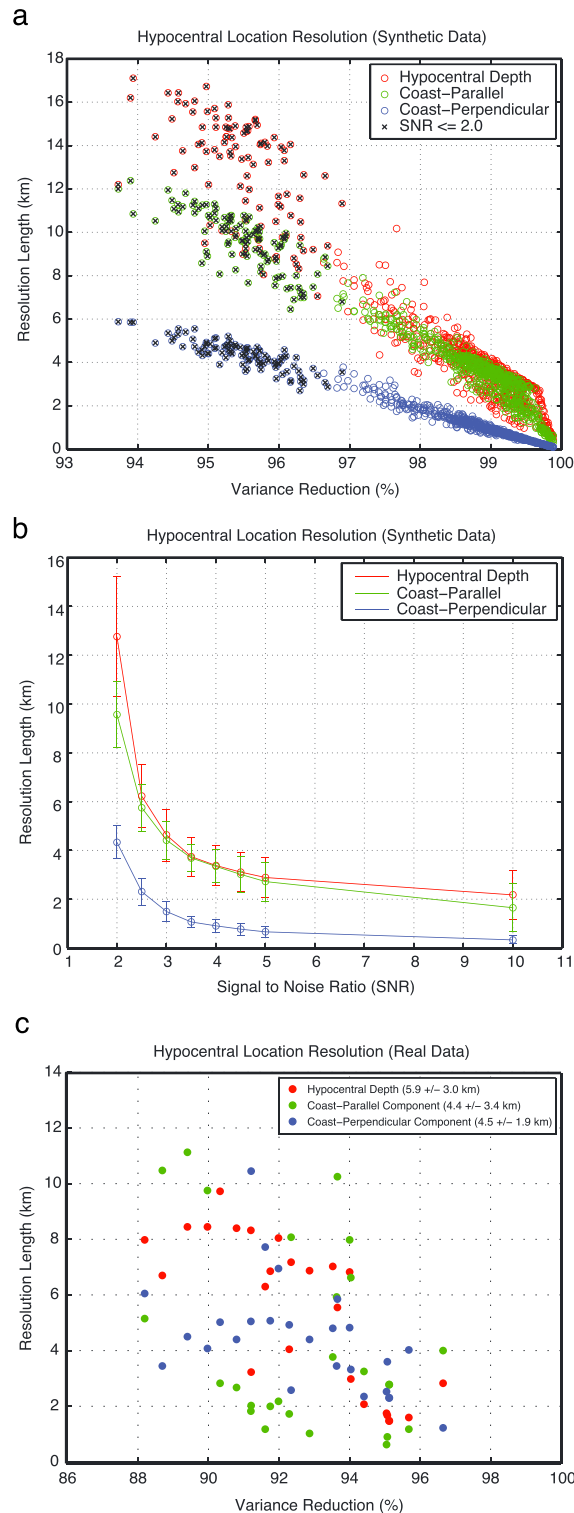


Figure 7. Analysis of location uncertainties. (a) Resolution lengths (RL) per component (different colors) as a function of variance reduction (VR) for 800 synthetic inversion tests with signal-to-noise ratios (SNR) ranging from 2 to 10. The crosses indicate those values for inversions with $\text{SNR} \leq 2.0$. (b) Average RL values (circles) with $\pm 1\sigma$ (vertical bars) per SNR for the three components (different colors) of the same synthetic inversions. (c) Same estimates as in Figure 7a but for the entire population of real NVT analyzed in this work.

components. As expected, the resolution is highest along the axis of the station array (i.e., coast perpendicular coordinate, blue circles). In order to make useful this exercise for real data, Figure 7b presents the average resolution lengths (circles) along with the associated standard deviations (vertical bars) per value of SNR. Resolution is highly sensitive to low SNR values, so that RL becomes larger than ~ 6 km for noisy signals with $\text{SNR} \leq 2.5$. Since these results were calculated using synthetic data from the tremor model introduced in section 2.3.1, they only tell us that seismic noise will significantly degrade the location resolution of real signals that meet such condition. In other words, meeting the condition $\text{SNR} \geq 2.5$ is a necessary but not sufficient attribute that real tremors must have to guarantee a resolution length smaller than ~ 6 km.

3. Location of Nonvolcanic Tremors in Guerrero

We have applied the TREP technique to 26 tremor episodes in the state of Guerrero recorded between March 2005 and March 2007 along the Meso-America Seismic Experiment array [MASE, 2007] (triangles, Figure 1). These tremors were taken from the catalog developed by Husker *et al.* [2010]. Figures 3 and S1 show individual locations of four events and the associated misfits for the three inverted observables. The spectrograms and the signal from one of the NVT episodes (occurred on 6 March 2005, 12:40–14:00) are depicted with red dashed lines in Figure 2. Observed particle motion polarization azimuths (red arrows, Figures 3a and 3d) significantly change from one event to the other (e.g., compare station XALI, where the polarization azimuths differ about 35° , i.e., from $\sim 85^\circ$ to $\sim 110^\circ$), indicating possible changes in the

source location and/or mechanism. Vertical polarization directions were not inverted due to low signal-to-noise ratios and are only indicative to better appreciate the energy distribution along the array (arrow lengths) (Figures 3a, 3d, S1a, and S1d, lower panels). The best solution models for both events satisfactorily explain the polarization azimuths (compare blue and red arrows), which have different locations but similar (although not identical) source mechanisms (i.e., rake angles). Similar results are obtained for locations shown in Figures S1a and S1d, where a simple shift of the epicentral location (without changing the source mechanism) is enough to explain the change of polarization and the energy-based metrics.

We recall that magnitudes of polarization vectors are proportional to the total energy, which is decomposed along the array in its three cardinal directions for inversion purposes (Figures 3b, 3e, S1b, and S1e). Vertical energy distributions are not shown because their amplitudes are about 2 times smaller than those of the horizontal components. Although fits between observed and synthetic metrics are not perfect, the energy spatial distributions are well explained by the best-fit solution sources (compare red and blue curves and symbols). Differences are primarily due to the ambient noise, which is only present in real seismograms. This can be clearly seen at stations located far from the epicenters, where the energy of the NVTs are negligible, as predicted by the theoretical blue curves (e.g., see stations QUEM and MAZA for the 6 March 2005 event, and stations QUEM to ZURI for the 2 November event). Despite the absence of noise in our model predictions, the overall shapes of the energy profiles are well explained, as confirmed by the quality of the energy derivative fits (Figures 3c, 3f, S1c, and S1f).

In order to determine the location uncertainty for each NVT of the whole population, we have quantified (1) the signal-to-noise ratio (SNR) and (2) the resolution lengths (RL) per component. Following our synthetic tests; to determine the SNR we took the ratio of the mean absolute amplitudes of noise and signal windows, and got $\text{SNR} = 4.1 \pm 1.6$ for the population average. From Figure 7b we clearly see that such a noise level should not produce location errors larger than ~ 4 km. To make our results comparable to those reported by *Maeda and Obara* [2009], for computing the RL values we took the misfit threshold equal to $1.25 \cdot Q_{\min}$ (i.e., 25% above the minimum error). Estimates of RL per component for the events population are plotted in Figure 7c as a function of the variance reduction. As found by these authors (see their Figure 6b) and in agreement with our synthetic inversion results (Figure 7a), the larger the VR, the smaller is the RL. Average values per component are 5.9 ± 3.0 km, 4.4 ± 3.4 km, and 4.5 ± 1.9 km along depth, coast-parallel, and coast-perpendicular directions, respectively. Individual RL estimates are also indicated with white bars across the hypocenters in Figures 3a, 3d, S1a, and S1d. Although errors are larger in depth and may vary between events within the reported ranges, we conclude that location uncertainties in the three components are roughly the same and around 5 km.

Unlike the work by *Husker et al.* [2012], Figures 3a (bottom) and 3d (bottom) show that the tremor epicenters are not collocated with the maxima of the energy functions. For these two events, there is a spatial shift of about 20 km between them (either to the north or south direction). This is in accordance with our synthetic inversion tests (see Figure 6) and was expected because the approach used by *Husker et al.* [2012] did not consider the source radiation patterns. Tests we performed revealed that uniqueness of the inverse problem is strongly enhanced by the combination of the three observables (see Figure S5d). For instance, if the polarization azimuth is not inverted (Figures S5a and S5b), the energy-based observables may not solve the epicenter location along the array-perpendicular direction (i.e., the method yields two antisymmetric solutions with respect to the array; Figure S5a). Although in general our compound cost function exhibits prominent and unique minima in the horizontal plane, this is not always the case in depth. Figure 3d (bottom) shows an example where Q has two comparable minima, the absolute one at 50 km depth and a second one 10 km shallower (i.e., at the plate interface). Since we do not have arguments based on our location technique to determine which of the minima is more likely to be correct, interpretations must be done carefully.

Source model solutions for the whole set of NVT events are shown in Figures 1 and 8. Circles with 5 km radius (i.e., the location uncertainty determined above) represent tremor locations, and their colors correspond to the logarithm of the NVTs per cubic kilometer. The most recent locations of NVTs in the region by *Husker et al.* [2012] and low-frequency earthquakes (LFEs) by *Frank et al.* [2013] are also plotted in Figure 1 with green and red dots, respectively. Three main observations come out: (1) in accordance with the work by *Payero et al.* [2008] and *Husker et al.* [2012], our tremor locations are separated in two main groups, one at the “sweet spot” [*Husker et al.*, 2012], between 200 and 230 km from the trench, and another one closer to the trench at about

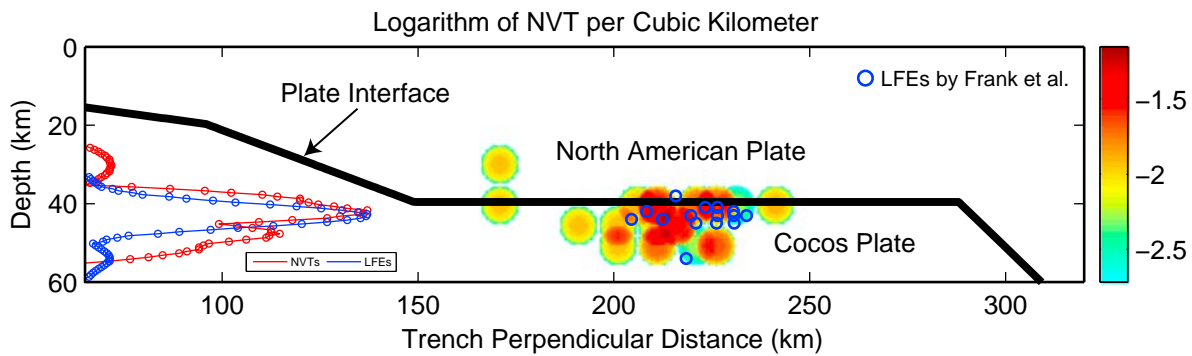


Figure 8. Locations of NVTs using the TREP method (colored circles) and LFEs by *Frank et al.* [2013] (blue circles) projected into a vertical trench-perpendicular cross section. On the left is the comparison of normalized histograms for both kinds of events (red and blue curves for NVTs and LFEs, respectively).

170 km; (2) fault mechanisms of both NVTs and LFEs are consistent between each other and subparallel to the Cocos plate convergence direction (compare red arrows with both gray and blue arrows); and (3) most of the LFEs reported by *Frank et al.* [2013] seem to be located farther from the trench than the NVTs.

Figure 8 shows our NVT locations (colored circles) compared with those for LFEs (blue circles) reported by *Frank et al.* [2013] projected into a vertical trench-perpendicular cross section. The interface between the Cocos and the North American plates is sketched with a black line following the geometry proposed by *Pérez-Campos et al.* [2008]. To make the comparison of foci locations clearer, in the left we show normalized histograms for both kinds of events as a function of depth (red and blue curves). Although the NVTs histogram is bimodal with a secondary peak at 48 km depth (i.e., inside the slab), both NVTs and LFEs have their maxima of occurrence around 43 km, indicating that most of the sources of these two kinds of signals originate at the same depths and probably on the plate interface. Because of the orientation of the cross section and since the alignment of NVTs at the sweet spot is not parallel to the trench (see Figure 1), the horizontal position of NVTs relative to LFEs may not be well appreciated in the figure. However, at least for the events reported here, it seems that most LFEs occur in the northern edge of the region where the NVT activity happens.

4. Discussion and Conclusions

In this study we have introduced the TREP method, which is a novel technique to locate and determine the source mechanism of NVT signals. Using energy-based and particle motion polarization metrics, the method simultaneously determines the location and mechanism of the tremor source that minimize a compound cost function considering frequency-dependent quality factors (Q) in a layered medium. The combination of different properties of the seismic wavefield allows TREP to satisfactorily solve both epicentral locations and hypocentral depths. Synthetic tests lead us to conclude that location errors by TREP due to seismic noise are smaller than 6 km provided that $\text{SNR} \geq 2.5$ in the station with highest NVT energy. Besides, actual errors (i.e., resolution lengths) per component for the whole real-event population are 5.9 ± 3.0 km, 4.4 ± 3.4 km, and 4.5 ± 1.9 km along depth, coast-parallel, and coast-perpendicular directions, respectively. Based on previous research, we have assumed that tremors are produced by horizontal shear failures, which is a hypothesis that may also introduce location errors. However, this constrain may be easily relaxed in regions where no information of the source mechanism is available. Since the TREP technique does not require any temporal information of the observed wavefield (e.g., waveform templates), it can be also used to locate LFEs and VLFs provided that relative amplitudes between stations are preserved. This would provide the possibility of comparing focal locations and mechanisms of different signals (i.e., NVT, LFE, and VLF) by means of the same technique and thus have more confidence in their relative positions and origins.

Tremor amplitudes recorded in a station array depend upon several factors, such as the hypocentral distance and the attenuation, site, and scattering effects. However, if some stations lie in a nodal source direction, amplitudes may be negligible despite their proximity to the epicenter. As shown in this work, this is why considering the source mechanism is critical to properly locate tremors. One possible explanation of the NVT widespread locations reported by *Kao et al.* [2005, 2009] is that the SSA used by these authors detects and

locates events from stacked waveforms considering only theoretical travel times (i.e., relative move outs), which implies neglecting possible radiation patterns from double couples. Neglecting this possibility may lead to significant location errors (i.e., ~20 km mislocations in our case, see section 2.3.2), because the energy maxima do not necessarily coincide with the epicenters.

Using the TREP method, we determined the epicenters of 26 NVTs in Guerrero, which are consistent with previous studies in the region [Payero *et al.*, 2008; Husker *et al.*, 2012]. The epicenters are separated in two main groups, one at the “sweet spot” [Husker *et al.*, 2012], between 200 and 230 km from the trench, and another one closer to the trench at about 170 km. However, hypocentral depths are clearly different as compared to the only available ones [Payero *et al.*, 2008]. Our estimates show that sustained tremors are produced by shear failures near the plate interface (i.e., about 60% of the whole NVT sample) with rake angles that are subparallel to the Cocos-North America plates convergence direction. Thus, NVT locations in Guerrero are in agreement with independent depth and source mechanism estimates for LFEs by Frank *et al.* [2013], with a similar hypocentral depth distribution for both types of events with maxima at 43 km depth. This result further supports the idea proposed by Shelly *et al.* [2007] and Ide *et al.* [2007] stating that the NVTs have the same origin as the LFEs and that the NVTs are consistent with the SSEs source mechanism.

Our results also show a deeper region within the subducting slab at ~48 km depth (i.e., in the oceanic crust) with ~40% of the NVT activity. This suggests that intraslab NVT sources may exist in Guerrero and be related to the concentration of free fluids in the Sweet Spot as a consequence of the SSEs-induced strain fields inside the Cocos plate [Cruz-Atienza *et al.*, 2011]. Although the NVT events considered here do not correspond to a complete catalog, our results suggest that there is almost no tremor activity in the continental crust. To assess whether transient reductions (i.e., nonlinear response) of the middle and deep continental rocks stiffness induced by the SSEs in Guerrero [Rivet *et al.*, 2011, 2013] may trigger NVTs above the plate interface, a temporal and detailed analysis of the complete tremor catalogs of Guerrero should be undertaken.

Acknowledgments

We thank Christophe Morisset and Eiichi Fukuyama for fruitful discussions and suggestions, and Elena García Seco for scientific writing corrections. We also thank the Meso-America Subduction Experiment [MASE, 2007] for the data used in this study (http://www.gps.caltech.edu/~clay/MASEdir/data_avail.html). This work was possible thanks to the UNAM-PAPIIT grants IN113814 and IN110514, and the Mexican “Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología” (CONACYT) under grants 130201 and 178058.

References

- Andrews, D. J. (2004), Rupture models with dynamically determined breakdown displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *94*(3), 769–775.
- Beroza, G., and S. Ide (2011), Slow earthquakes and nonvolcanic tremor, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *39*, 271–96.
- Bohlen, T., and E. H. Saenger (2006), Accuracy of heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of Rayleigh waves, *Geophysics*, *71*, T109–T115.
- Bostock, M. G., A. A. Royer, E. H. Hearn, and S. M. Peacock (2012), Low frequency earthquakes below southern Vancouver Island, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *13*, Q11007, doi:10.1029/2012GC004391.
- Bouchon, M., and K. Aki (1977), Discrete wave number representation of seismic source wave fields, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *67*, 259–277.
- Brown, J. R., G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao (2009), Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L19306, doi:10.1029/2009GL040027.
- Campillo, M., S. K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco, and R. B. Herrmann (1996), Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofis. Int.*, *35*, 361–370.
- Cavalié, O., E. Pathier, M. Radiguet, M. Vergnolle, N. Cotte, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, and F. Cotton (2013), Slow slip event in the Mexican subduction zone: Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *367*, 52–60.
- Cruz-Atienza, V. M. (2006), Rupture dynamique des failles non-planaires en différences finies, PhD thesis, p. 382, Univ. of Nice Sophia-Antipolis, France.
- Cruz-Atienza, V. M., J. Virieux, and H. Aochi (2007), 3D finite-difference dynamic-rupture modelling along non-planar faults, *Geophysics*, *72*, doi:10.1190/1.2766756.
- Cruz-Atienza, V. M., D. Rivet, V. Kostoglodov, A. L. Husker, D. Legrand, and M. Campillo (2011), Toward a unified theory of silent seismicity in Central Mexico, *Eos Trans. AGU*, *92*, Fall Meet. Suppl., Abstract S23B–2264.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001), A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, *292*, 1525–1528, doi:10.1126/science.1060152.
- Flinn, E. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *Proc. IEEE*, *53*, 1874–1876.
- Franco, S. I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea, and J. A. Santiago (2005), Propagation of the 2001–2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico, *Earth Planets Space*, *57*, 973–985.
- Frank, W. B., N. M. Shapiro, V. Kostoglodov, A. L. Husker, M. Campillo, J. S. Payero, and G. A. Prieto (2013), Low-frequency earthquakes in the Mexican Sweet Spot, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 2661–2666, doi:10.1002/grl.50561.
- García, D., S. K. Singh, M. Herraiz, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2004), Inslab earthquakes of central Mexico: *Q*, source spectra and stress drop, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *94*, 789–802.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, and A. G. Wech (2009), Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L17316, doi:10.1029/2009GL039080.
- Husker, A., S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov (2010), Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone, *Geofis. Int.*, *49*(1), 17–25.
- Husker, A. L., V. Kostoglodov, V. M. Cruz-Atienza, D. Legrand, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, and E. Huesca-Pérez (2012), Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *13*, Q03011, doi:10.1029/2011GC003916.

- Ide, S., D. R. Shelly, and G. C. Beroza (2007), Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L03308, doi:10.1029/2006GL028890.
- Iglesias, A., S. K. Singh, A. R. Lowry, M. Santoyo, V. Kostoglodov, K. M. Larson, and S. I. Franco-Sánchez (2004), The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico ($M_w = 7.6$): Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose (2007), Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, *315*, 503–506, doi:10.1126/science.1134454.
- Jurkevics, A. (1988), Polarization analysis of three-component array data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *78*(5), 1725–1743.
- Kao, H., and S.-J. Shan (2004), The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophys. J. Int.*, *157*, 589–594.
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, and K. Ramachandran (2005), A wide depth distribution of seismic tremors along the northern Cascadia margin, *Nature*, *436*, 841–844, doi:10.1038/nature03903.
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, and G. Rogers (2009), Northern Cascadia episodic tremor and slip: A decade of tremor observations from 1997 to 2007, *J. Geophys. Res.*, *114*, B00A12, doi:10.1029/2008JB006046.
- Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.
- Legrand, D., S. Kaneshima, and H. Kawakatsu (2000), Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *101*, 155–169, doi:10.1016/S0377-0273(00)00167-0.
- Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3753–3756.
- Maeda, T., and K. Obara (2009), Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, *114*, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043.
- MASE (2007), Meso America subduction experiment, *Caltech. Dataset*, doi:10.7909/C3RN35SP.
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, *296*, 1679–1681.
- Obara, K. (2010), Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A25, doi:10.1029/2008JB006048.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa (2010), Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L13306, doi:10.1029/2010GL043679.
- Pacheco, J. F., and S. K. Singh (2010), Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *115*, B01303, doi:10.1029/2009JB006453.
- Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.
- Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2012), Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico, *J. Geophys. Res.*, *117*, B04305, doi:10.1029/2011JB008801.
- Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L08308, doi:10.1029/2011GL047151.
- Rivet, D., et al. (2013), Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009–2010 slow slip event in Guerrero, Mexico, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1093/gji/ggt374.
- Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, *300*, 1942–1943, doi:10.1126/science.1084783.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, *442*, 188–191, doi:10.1038/nature04931.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, *446*, 305–307, doi:10.1038/nature05666.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, and R. E. Sheriff (1990), *Applied Geophysics*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, *115*, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.
- Wech, A. G., and K. C. Creager (2007), Cascadia tremor polarization evidence for plate interface slip, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L22306, doi:10.1029/2007GL031167.
- Wech, A. G., and K. C. Creager (2008), Automated detection and location of Cascadia tremor, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L20302, doi:10.1029/2008GL035458.