

Sesión Especial

**ESTRUCTURA Y  
COMPORTAMIENTO DE LA ZONA  
DE SUBDUCCIÓN MEXICANA**

Organizadores:

Vala Hjörleifsdóttir  
Xyoli Pérez-Campos

SE19-1

**SUBDUCTION ZONE IN MEXICO: STRUCTURE, PLATE COUPLING, AND SEISMIC GAPS**Kostoglodov Vladimir<sup>1</sup>, Husker Allen<sup>2</sup>, Cotte Nathalie<sup>3</sup> y Walpersdorf Andrea<sup>3</sup><sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>2</sup>UNAM, Instituto de Geofísica, Mexico City, DF, Mexico<sup>3</sup>ISTerre, Université Joseph Fourier, CNRS, Grenoble, France  
vadi@servidor.unam.mx

The Central Mexico subduction zone is a nest of large shallow thrust earthquakes. There is a noticeable segmentation along this subduction zone in a sense of its structure and geodetically estimated coupling, recurrence time and locations of large earthquakes. The seismic gap paradigm based on the elastic rebound idea is probably valid in general and permits to assess the matured, most probable segments to be ruptured soon. Nevertheless recent discoveries and observations of slow slip events (SSE) in Guerrero and Oaxaca show that these periodic aseismic episodes of slow elastic rebound could strongly alter a classic seismic cycle. For example, the famous Guerrero Gap (G-GAP) is quiet for more than 100 years and is overdue to rupture bearing in mind an average recurrence time of 30-60 years for the subduction thrust earthquakes in Mexico. The SSEs in Guerrero propagate into the shallow seismogenic segment of the plate interface and thus significantly reduce the long-term elastic strain rate. If the future expected rupture of the G-GAP were similar to the Mw8.0, 1985 event in Michoacan, the recurrence time in the G-GAP would be more than 400 years. This rather optimistic estimate is based on relatively short (~15 years) continuous GPS observations and does not represent entire recurrence period. Furthermore, considering large and unexpected super-earthquakes in subduction zones of Sumatra (2004) and Japan (2010) a chance of merging of neighbored seismic gaps in Mexico should be studied. The coupling, occurrence of the SSE, nonvolcanic tremor (NVT) and large thrust earthquakes in Mexico are obviously related to the structure of the subduction zone.

SE19-2

**ANCHO DE LA ZONA SISMOGÉNICA EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE MICHOACÁN-COLIMA-JALISCO, MÉXICO**

Martínez López María del Rosario y Mendoza Carlos

Centro de Geociencias, UNAM  
rosariomar55@hotmail.com

La sismicidad en la costa de Michoacán-Colima-Jalisco es el resultado del proceso de subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa continental de Norteamérica. Este proceso ha generado sismos de gran magnitud, por ejemplo el sismo del 19 de septiembre de 1985 (Mw 8), que han ocasionado gran cantidad de pérdidas económicas y humanas. Estos sismos de gran magnitud se generan en las zonas de contacto interplaca. El objetivo de este trabajo es examinar el estado del conocimiento de la zona de acoplamiento sísmico en la región de Michoacán-Colima-Jalisco con base en la sismicidad y los mecanismos focales. Se aplicó la metodología que utilizó Pardo y Suárez (1995, JGR, 100, B7, pp. 12,357-12,373) para determinar el ancho de la zona sísmica incorporando la información disponible desde que se publicó ese trabajo. Presentamos los resultados de un análisis de hipocentros con errores menores a 10 km disponibles para el período de 1964 al 2008. También se examinan mecanismos focales entre los años 1968 y 2008 obtenidos del Global Centroid Moment Tensor Project, de Pardo y Suárez (1995), del Servicio Sismológico Nacional o determinados utilizando las polaridades de onda P registradas en estaciones de la red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone). La incorporación de esta información a nueve perfiles perpendiculares a la trinchera mesoamericana permite estimar el ancho de la zona de acoplamiento sísmico a lo largo del contacto interplaca. Este ancho es de 100 km en la región de Michoacán, mayor a la distancia de 60 km antes propuesta por Pardo y Suárez (1995). Para la placa de Rivera, nuestros resultados muestran que el ancho de la zona de acoplamiento sísmico varía a lo largo de la zona de subducción. En la región de Colima el ancho es de aproximadamente 75 km, consistente con el valor propuesto por Pardo y Suárez (1995). En la región de Jalisco, que no había sido incluida antes en este tipo de estudio, el ancho es de aproximadamente 60 km.

SE19-3

**CARACTERÍSTICAS DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA: EL CASO DEL SEGMENTO DE OMETEPEC, GUERRERO**

Hjörleifsdóttir Vala, Singh Shri Krishna, Iglesias Mendoza Arturo y Pérez-Campos Xyoli

Instituto de Geofísica, UNAM  
vala@geofisica.unam.mx

Un problema crucial es el ancho de la zona que puede romper durante un temblor en la zona de subducción mexicana, ya que esto ayudará a la determinación de la magnitud máxima esperada en un sismo futuro.

Temblor grandes ocurrieron en el segmento de la zona de subducción Mexicana en Ometepec, Guerrero en 1937, 1950, 1982 y 2012 (Singh et al., 1981, SSN). En 1982 dos temblores ocurrieron (Ms 6.9 y Ms 7.0), separados por 4 horas, uno aparentemente más echado abajo (Astiz & Kanamori, 1984; Beroza et al. 1984). El temblor de 2012 tuvo una magnitud Mw 7.5 (globalcmt.org) y rompió un área de la falla muy similar a los temblores de 1982, pero con un momento escalar alrededor de triple de la suma de los temblores de 1982. Un temblor de similar magnitud ocurrió en 1995 cerca de Copala, Guerrero, el cual parece rompió el área adyacente a aquella que se rompió en los temblores de 1982 y 2012.

No se conoce bien la participación de la parte más cercana a la trinchera en temblores grandes en la zona de subducción mexicana. Uno de los pocos temblores grandes que se han registrado en la zona somera ocurrió el 25 de febrero 1996, con Mw 7.1, y tuvo características de un temblor lento, con aceleraciones máximas bajas comparado con otros temblores en la zona de la misma magnitud (Iglesias et al., 2003). Observaciones en otras partes del mundo, en especial el temblor de Japón de 2011 (Simons et al., 2011; Lay et al 2012), sugieren que la parte somera de la zona de subducción puede seguir en estado de movimiento constante, pero también participar en algunos temblores enormes junto con la parte más profunda de la interfase. La diferencia en el comportamiento se puede explicar con diferencias en características de fricción en la interfase (Noda et al 2012). En México se sabe de la ocurrencia de un mega temblor, el temblor de 1787 en Oaxaca Mw ~ 8.5 (Suárez and Albin, 2009), en una zona que en los últimos 100 años solo se han registrado temblores de magnitud Ms ~ 7.8. Basado en el gran tamaño, no característico, junto con el gran tsunami que lo acompañó, se puede especular que ese sismo rompió la zona cercana a la trinchera, junto con la área más profunda.

La participación de la zona más cercana a la trinchera o no en temblores grandes podría tener implicaciones importantes para el riesgo sísmico y de tsunami en la zona de subducción mexicana. En este trabajo reportamos los últimos estudios de las áreas de ruptura de los temblores recientes en el segmento de Ometepec, Guerrero y sus implicaciones para el acoplamiento sísmico en la zona.

SE19-4

**LATERAL STRESS TRANSFER IN A SEQUENCE OF LARGE THRUST EARTHQUAKES IN THE SOUTH-EASTERN PORTION OF THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE**Santoyo García Galiano Miguel Angel<sup>1</sup> y Mendoza Carlos<sup>2</sup><sup>1</sup>Facultad. C. Físicas, Dept. de Geofísica y Meteorología, FIS-UCM<sup>2</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Campus Juriquilla, Querétaro 76230. México  
masantoyo@pdi.ucm.es

Large interplate earthquakes in the Mexican subduction zone cluster in space and time. This clustering is mainly the result of static and dynamic stress transfer. In this work, we study the stress relations in a sequence of large thrust earthquakes on the south-eastern portion of the Mexican Subduction Zone by calculating the Coulomb failure stress change due to coseismic slip along the fault. Four large thrust earthquakes (Mw=6.9) that occurred between 1989 and 2012 on the Cocos plate, have been taken into account. These four earthquakes include the 25 April 1989 (Mw=6.9), 14 September 1995 (Mw=7.3), 25 February 1996 (Mw=7.1) and 20 March 2012 (Mw=7.5) earthquakes. The calculations are based on the slip distribution obtained from kinematic waveform inversion of seismic waves for these earthquakes. The calculated stress changes are superposed in a cumulative way onto the plate interface as a function of time and space. Our results show that these earthquakes could be related to each other due to the coseismic stress increase from the occurrence of previous large events in adjacent zones. Other moderate-sized earthquakes that occurred in the region during the same time period are also analyzed.

SE19-5

**ENERGY-BASED LOCATION AND WAVEFIELD POLARIZATION ANALYSIS OF TECTONIC TREMORS AND LFES IN CENTRAL MEXICO**

Cruz Atienza Víctor M., Husker Allen, Denis Legrand y Kostoglodov Vladimir

Instituto de Geofísica, UNAM  
cruz@geofisica.unam.mx

Tectonic tremor (NVT) location is difficult to achieve. The main reason is because NVTs are sustained high-frequency signals subject to multiscatter diffractions and anelastic attenuation. Since waveform patterns recognition in this kind of signals is seldom possible, we have designed a location technique based on NVT energy measurements and their spatial derivatives in the three ground motion components. By means of a source-scanning grid search and a large database of theoretical Green's functions (i.e. more than 45,000 functions from rake-variable horizontal point dislocations) accounting for both intrinsic attenuation and layered media, the algorithm looks for the hypocentral locations that minimize an error function between observed and synthetic energy-based spatial measurements. However, since the energy has undetailed information about the source-radiation-pattern we have introduced, into the

location algorithm, a particle-motion polarization analysis. The analysis is based on the eigendecomposition of the covariance matrix determined from the three ground motion components (Jurkevics, 1988), and provides the algorithm with much better control of both NVT location and source mechanism (i.e. dislocation rake angle).

Preliminary locations of the NVT catalogue by Husker et al. (2010) for the Guerrero province confirmed the coastward spreading of the NVT activity during the 2006 Slow Slip Event, recently reported by Husker et al. (2012). Although the horizontal NVT-energy distribution changes along the one-dimensional MASE array from downdip (~210 km from the trench) to updip (~170 km from the trench), our results show that this variation may be explained, for most NVT's, with approximately the same rake angle as the plate convergence direction. Moreover, most of the NVT activity is embedded within the subducted slab, below the 40 km depth Moho, and lies between 200 and 240 km from the trench (region called the 'Sweet Spot' by Husker et al., 2012) between 40 and 55 km depth. Locations of the low frequency earthquakes (LFS) identified by Frank et al. (2013) using our technique fall in the same regions. By superimposing the NVT hypocentral cross-section locations over the distribution of pore pressure (Pp) computationally modeled within the slab due to the strain field induced by previous Slow Slip Events in the region (Cruz-Atienza et al., 2011), a surprisingly good spatial correlation appears between a low pore-pressure slab segment, toward which fluids diffuse, and the 'Sweet Spot', where most of the NVT bursts are systematically located.

SE19-6

### ANÁLISIS DE ANISOTROPÍA EN EL CENTRO-SUR DE MÉXICO USANDO FUNCIONES DE RECEPTOR

Castillo Castellanos Jorge Alberto y Pérez-Campos Xyoli  
Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México  
jorge\_castillo90@hotmail.com

En este trabajo se expondrá un método de análisis de anisotropía mediante funciones de receptor, que se está llevando a cabo con datos de la red sismológica MASE. Esta consistió en un arreglo de 100 estaciones equiespaciadas entre sí, instaladas desde Acapulco, Guerrero, hasta Tempoal, Veracruz, y operó de diciembre del 2004 a marzo del 2007 con propósito de tener una mejor comprensión de la evolución tectónica y procesos dinámicos que ocurren en nuestro país.

Este estudio consiste en un análisis individual, por estación, de las funciones de receptor (FR) radiales y transversales, obtenidas de un rango completo de azimut inverso. De esta manera nos es posible determinar las variaciones de tiempo dependiendo la dirección proveniente de la traza sujeta al análisis. Observaciones en los primeros 65 km del arreglo indican una inclinación de la placa de cocos con dirección Noreste, teniendo los mayores retrasos y cambios de polaridad de las FR transversales en esta dirección. Lo cual concuerda con el estudio realizado por Green Gondi (2009). Kilómetros más adentro del continente, donde la placa demuestra ser horizontal, se observan retrasos en ciertas direcciones y cambios de polaridad con periodicidad de 180 y 360° lo cual son claros indicadores de anisotropía, nuevamente consistentes con las observaciones de Greene Gondi (2009). Otros estudios previos en esta zona de México (Stubbailo y Davis et al., 2012; Song y Kim et al., 2012) han revelado la presencia de anisotropía, encontrando cambios repentinos en las direcciones rápidas y lentas del medio, así como capas de velocidades anómalas dentro de la zona de subducción. Sin embargo, la fuente de esta anisotropía no ha sido restringida a una profundidad correspondiente. El objetivo principal de este trabajo es caracterizar y restringir dicha anisotropía, haciendo un análisis exhaustivo en cada discontinuidad observada en las FR.

SE19-7

### DEFINICIÓN DE LA FRONTERA ENTRE LAS PLACAS DE RIVERA Y COCOS, DE LA TRINCHERA MESOAMERICANA A LOS VOLCANES DE COLIMA

Álvarez Béjar Román<sup>1</sup> y Yutsis Vsevolod<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, UNAM

<sup>2</sup>IPICYT, SLP

roman.alvarez@iimas.unam.mx

Se ha planteado que la frontera entre las placas de Cocos y Rivera tiene un carácter difuso. Aquí aportamos elementos que permiten definirla adecuadamente entre la trinchera Mesoamericana y los Volcanes de Colima. A partir de 756 mediciones gravimétricas terrestres y 1642 determinaciones marinas a partir de mediciones satelitales, generamos un mapa de anomalía de Bouguer completa que cubre la región. Substrayendo el regional generamos el mapa residual correspondiente. Al NE de Manzanillo aparece un bajo gravimétrico pronunciado que parece no haber sido reportado previamente y una tendencia irregular de altos gravimétricos en dirección N-S que comprende a los llamados colectivamente "Cañones de Manzanillo". Modelamos la placa marina en subducción a lo largo de seis líneas paralelas a la trinchera y tres líneas perpendiculares a ella. Las densidades para todos los modelos

fueron (g/cm<sup>3</sup>) 1.03 para el océano, 2.0-2.5 para sedimentos, 2.63-2.75 para rocas continentales, 2.95 para la corteza oceánica, 3.1 para las capas del manto superior y 3.3 para el manto. Los modelos muestran que la placa en la plataforma marina está muy deformada, lo que atribuimos a un efecto de transpresión en esa zona. La línea perpendicular a la trinchera más al oeste atraviesa el bajo gravimétrico arriba mencionado y muestra un ángulo de subducción de 55°, mientras que las otras dos muestran ángulos de 32°. Esto nos sugirió que la primera podría estar sobre la placa de Rivera y las otras dos sobre la placa de Cocos. De los modelos obtuvimos una distribución de puntos de la superficie superior de la placa en subducción y construimos mediante interpolaciones de curvatura mínima la superficie 3-D de la misma. Esto nos permitió observar que en general los cañones corresponden a depresiones de la placa en la región costa afuera. Al interior, un marcado gradiente de esa superficie sugirió el trazo de la frontera entre las placas hasta los volcanes de Colima. Adicionalmente comparamos la distribución de epicentros de las réplicas del temblor de Tecmán del 2003 con nuestro modelo de la placa en subducción, observando que hay una excelente correlación entre dicha distribución y la zona de mayores deformaciones de la superficie de la placa. De la misma forma se correlacionan los hipocentros con la geometría de la placa aquí propuesta. Añadiendo la idea de transpresión entre la costa y la trinchera a modelos ya propuestos por otros autores obtenemos un modelo que combina dicha transpresión con transpresión en la parte norte del graben de Colima. Los volcanes de Colima parecen marcar la zona de transición de uno a otro de esos regímenes.

SE19-8

### TECTONIC DEVELOPMENT OF THE SE CORNER OF THE RIVERA PLATE

Bandy William L.<sup>1</sup>, Mortera Gutiérrez Carlos Angel<sup>1</sup> y Ortega Ramírez José<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>2</sup>INAH

bandy@geofisica.unam.mx

Several models have been proposed for the tectonic evolution of the morphologically complex southeast corner of the Rivera Plate; i.e. the area located NE of the present day junction of the EPR and Rivera Transform, south of 20 North and west of the Middle America Trench. These models include the rift propagation and subsequent ridge trench collision model of Bandy (1992); the ridge subduction model of Michaud et al. (2001) and the model of Lonsdale (1995) which involves ridge propagation and its subsequent termination against a relict segment of the Clarion Fracture Zone.

In this talk, marine magnetic, seismic reflection, and multibeam bathymetric and seafloor backscatter data are used to analyze the validity of the various models. These data include both published and unpublished marine magnetic data collected during the MARTIC04 and MARTIC05 campaigns of the BO EL PUMA, the multibeam bathymetric, seafloor backscatter and seismic reflection data collected during the BART/FAMEX campaigns of the NO L'Atalante, and multibeam data collected during the MORTIC07 campaign of the BO EL PUMA.

Bandy, W.L. (1992), Geological and Geophysical Investigation of the Rivera-Cocos Plate Boundary: Implications for Plate Fragmentation, Ph.D. Dissertation, Texas A&M University, College Station, Texas, 195p.

Lonsdale, P. (1995), Segmentation and Disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. Marine Geophysical Researches, 17, 323-359.

Michaud, F., Dañobeitia, J., Bartolomé, Carbonell, R., Delgado Argote, L., Córdoba, D., and Monfret, T., 2001, Did the East Pacific rise subduct beneath the North America plate (western Mexico)? Geo-Marine Letters, 20(3), 168-173.

SE19-9 CARTEL

### DIFUSIÓN DE FLUIDOS EN LA PLACA DE COCOS INDUCIDA POR LA DEFORMACIÓN CUASISTÁTICA DE SISMOS SILENCIOSOS EN GUERRERO, MÉXICO

Villafuerte Urbina Carlos David<sup>1</sup> y Cruz Atienza Víctor M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

cdvu.lgo@hotmail.com

La ocurrencia de sismos silenciosos (SSE) en Guerrero, México, y la presencia de tremores tectónicos (NVT) asociados a ellos han motivado numerosas e inéditas preguntas como son el origen de ambos fenómenos y su relación causal. Observaciones recientes indican la presencia de una capa de ultra baja velocidad (USL) bajo el continente, en la parte superior de la corteza oceánica (Song, et al., 2009), con valores anómalamente altos del coeficiente de Poisson  $V_p/V_s$  (Kim et al., 2010). Estas observaciones sugieren ideas interesantes. Para explicar la USL y los valores altos del coeficiente de Poisson dada la presión de confinamiento (Pc) a esas profundidades (~40 km) y numerosos experimentos con rocas en laboratorio, la existencia de fluidos con presión cercana a la litostática en el slab parece ser inminente (i.e.  $P_e = P_c - P_p = 0$ , donde  $P_e$  y  $P_p$  son las presiones efectiva y de poro, respectivamente) (Peacock et al.,

2011). Existen dos explicaciones plausibles para ello. Ya sea una permeabilidad muy baja dentro del slab, o bien una interfaz impermeable en la base de la corteza continental asociada a deformaciones cizallantes y metamorfismo, ambos localizados en el contacto de las placas (Audet et al., 2009). ¿Qué rol juegan las deformaciones corticales asociadas a los SSE en la migración y emplazamiento de los fluidos confinados en el slab? ¿Existe alguna correlación espacio-temporal entre dicha migración y la ocurrencia de tremores tectónicos en Guerrero? ¿Cuál es la profundidad y migración de las fuentes de tremor tectónico durante los SSE? Para responder estas preguntas, en este trabajo se estudia la migración de fluidos confinados en el slab durante la ocurrencia de SSEs acoplando la evolución cuasiestática de la deformación 3D en la litosfera inducida por estos eventos, con la ecuación poroelástica para el transporte de fluidos. Resultados preliminares de un análisis paramétrico del modelo revelan la formación de dos zonas con baja presión de poro que funcionan como "polos atractores" durante la difusión de los fluidos. Dichas zonas coinciden con la regiones donde persistentemente ocurren los tremores tectónicos en la región.

SE19-10 CARTEL

### **TOMOGRFÍA DE LA ESTRUCTURA DE VELOCIDADES DE LA ONDA P EN LA CORTEZA DEL BLOQUE DE JALISCO**

Ochoa Chávez Juan Alejandro, Escudero Ayala Christian Rene,  
Pérez Ramírez Oscar Gustavo y Núñez Cornú Francisco Javier  
*Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, UDG-CUC*  
alej8a@gmail.com

Muchos estudios requieren de un modelo de velocidades tridimensional con el fin de obtener resultados precisos, además, estos modelos nos pueden dar información sobre la estructura tectónica del área de estudio. En consecuencia, en este estudio calculamos un modelo de velocidad tridimensional de la onda P para el Bloque de Jalisco, localizado en la región central occidental de México. En el Bloque de Jalisco subducen la placa de Cocos y la de Rivera, por el lado este lo limitan los grabens de Tepic-Zacoalcos y de Colima, y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, mientras que por el lado oeste lo limita la Trinchera Mesoamericana.

Para obtener el modelo de velocidades, usamos 740 eventos localizados manualmente que ocurrieron dentro de los límites del volumen de litósfera estudiado. Los eventos fueron registrados por el experimento Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS). El experimento MARS consistió de 50 estaciones de banda ancha activas de enero de 2006 a junio de 2007.

Antes del estudio tomográfico calculamos el modelo de velocidad 1D de menor error para la región usando el programa VELEST. Este modelo fue usado como modelo inicial para la inversión tomográfica.

El modelo se calculó con el programa Fast Marching Tomography (FMTOMO). Este programa usa el Fast Marching Method (FMM) para resolver el problema directo. El FMM es un algoritmo numérico que rastrea la evolución de interfaces a lo largo de una banda angosta de nodos, y los tiempos de viaje son actualizados resolviendo la ecuación eikonal. Finalmente el problema inverso se trata sobre ajustar los parámetros del modelo para poder satisfacer los tiempos de viaje.

El modelo tiene un nodo de velocidad cada 20 km en latitud y longitud, y cada 9 km en la profundidad; dando un total de 4536 nodos en todo el volumen. Con las pruebas de resolución encontramos buena calidad hasta una profundidad de 50 km. Presentamos un modelo 3D de velocidad de la onda P y analizamos los resultados.