

ESTUDIO PRELIMINAR DEL PROCESO FOCAL DEL SISMO DEL 12 DE SEPTIEMBRE DE 2009, OCURRIDO FRENTE A LA COSTA CENTRO OCCIDENTAL DE VENEZUELA, UTILIZANDO ONDAS DE CUERPO

Sara Mata¹; José Choy¹; Christl Palme¹; Carlos Guada¹

Forma de citar: Mata, S., Choy, J., Palme, C., y Guada, C. 2015. Estudios preliminar del proceso focal del sismo del 12 de septiembre de 2009, ocurrido frente a la costa centro occidental de Venezuela, utilizando ondas de cuerpo. Boletín de Geología, 37 (1): 99-104.

RESUMEN

Se investiga el proceso de ruptura del sismo del 12 de septiembre de 2009 (latitud: 10,69° N; longitud: 67,87° O; magnitud: Mw 6,3), ocurrido en la región centro-occidental de Venezuela, frente a la costa de Morón. A partir de polaridades P y pP se construyó el mecanismo focal que muestra un tipo de fallamiento rumbo-deslizante, con un plano nodal de rumbo 272° (orientación este-oeste), buzamiento 86° y ángulo de deslizamiento -172°, y otro plano de rumbo 181° (norte-sur), buzamiento 82° y ángulo de deslizamiento -4°. Los efectos de directividad, claramente observados en las ondas de cuerpo, permitieron determinar que el plano de falla es el de orientación este-oeste y que la ruptura se propagó en sentido de este a oeste. Usando la diferencia temporal de las llegadas entre la fases pP y P se obtuvo un valor promedio para la profundidad focal de 12 km. Se modelaron las señales correspondientes a las fases P, pP, sP, pwP, swP, y múltiples de la pwP y de la swP de seis estaciones banda ancha y las correspondientes a las fases SH y sSH de cuatro estaciones banda ancha. Para ajustar las señales sintéticas con las registradas fue necesario tomar en cuenta la topografía de la interfase agua-corteza de la región epicentral. El momento sísmico promedio se estimó en 3,47E+18 Nm (6,29 Mw), la longitud de ruptura en 8,7 km y la caída de esfuerzos sísmicos en 52,5 bars.

Palabras clave: Morón, momento sísmico, mecanismo focal, directividad.

PRELIMINARY STUDY OF THE FOCAL PROCESS OF THE SEPTEMBER 12, 2009 EARTHQUAKE, LOCATED OFF THE COAST OF WESTERN CENTRAL VENEZUELA, USING BODY WAVES.

ABSTRACT

This study investigates the rupture process of the September 12, 2009 earthquake (latitude: 10,69° N; longitude: 67,87° W; magnitude Mw = 6.3), which occurred in western central Venezuela, off the coast of Morón. Focal mechanisms solution from P and pP polarities shows a strike slip faulting, where one of the nodal planes has strike 272° (east-west orientation), dip 86° and slip angle -172°, and the other one has strike 181° (north-south orientation), dip 82° and slip angle -4°. Body waves show clear directivity effects, that are best explained assuming a rupture that propagated from east to west, implying that the first nodal plane is the fault plane. Using arrival times differences between pP and P phases, an average value of 12 km was obtained for the focal depth. Records of the P, pP, sP, pwP, swP, and multiples of the pwP and swP phases from six broad band stations and of the SH and sSH sismo del 12 de septiembre de 2009 phases from four broad band stations were modeled. To obtain a good fit between the observed and the synthetics records, it was necessary to take into account the topography of the water-crust interface of the epicentral region. The average seismic moment was estimated in 3.47E+18 Nm (6,29 Mw), the rupture length in 8.7 km and the stress drop in 52.5 bars.

Keywords: Morón, seismic moment, focal mechanism, directivity.

¹Universidad de los Andes, Mérida, Venezuela, choy@ula.ve

INTRODUCCIÓN

El 12 de septiembre de 2009 ocurrió un sismo en la costa occidental de Venezuela, a las 3:36 pm (hora local), de magnitud M_w 6,3, a 51 km al este de Tucacas y a 46 km al noreste de Morón (FIGURA 1). El epicentro fue ubicado en las coordenadas latitud: $10,69^\circ$ N y longitud: $67,87^\circ$ O (FUNVISIS, 2011). La zona epicentral forma parte de la frontera entre las placas Caribe y Sur Americana, la cual es considerada como una frontera transpresiva. Muchos, si no la mayoría, de los mecanismos focales determinados para dicha zona corresponden a fallamiento rumbo deslizantes (Suárez and Nabelek, 1990; Malavé and Suárez, 1995; y Audemard *et al.*, 2005).

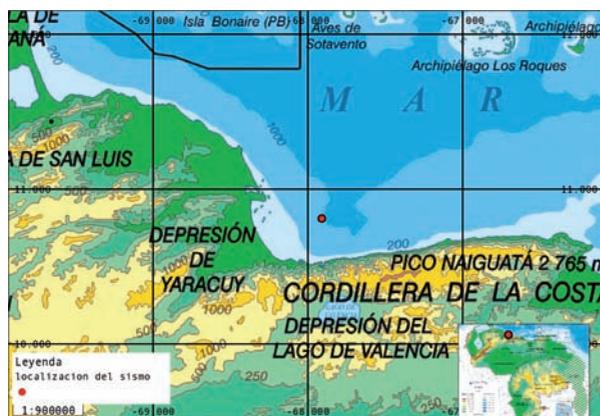


FIGURA 1. Mapa batimétrico, donde se muestra la localización del sismo bajo estudio, en relación con la topografía del fondo marino. Mapa del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar.

En este trabajo nos enfocamos en el proceso de ruptura en la fuente del evento del 12 de septiembre, utilizando en su mayor parte información obtenida a partir de las ondas de cuerpo registradas por estaciones a distancias telesísmicas, incluyendo polaridades, tiempos de retardo entre las fases directas y reflejadas, directividad, y generando señales sintéticas para compararlas con las registradas por dichas estaciones. La información obtenida es por consiguiente complementaria a la de los registros de redes locales. Es importante notar que de estas últimas también se utilizaron polaridades de las ondas P.

PROFUNDIDAD FOCAL

La profundidad focal h , se determinó a partir de la diferencia entre los tiempos de llegada de las fases pP y P en los registros sismográficos de 34 estaciones a distancias epicentrales entre 30 y 90 grados (Mata, 2011), utilizando una velocidad de 6,2 km/seg para la

onda P, que corresponde a la primera capa rocosa del modelo de velocidades determinado por Schmitz *et al.*, 2007. La profundidad promedio obtenida es de 12,2 km por debajo de la capa de agua (FIGURA 2).

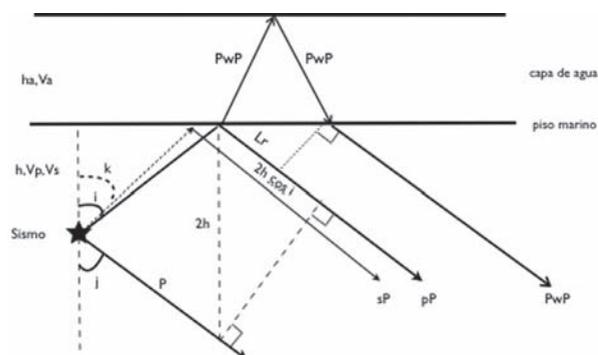


FIGURA 2. Geometría usada para determinar la diferencia entre los tiempos de llegada de las fases P, pP , sP , PwP y SwP .

MECANISMO FOCAL

El mecanismo focal se determinó a partir de 98 polaridades de la fase P directa y de 34 polaridades de la fase pP (Mata, 2011). Los planos nodales obtenidos (FIGURA 3) son: (a) rumbo = 274° , buzamiento = 86° , deslizamiento = -174° , (b) rumbo = 183° , buzamiento = 82° , deslizamiento = -6° . Los valores para el eje P son: acimut 137° , inclinación 9° ; para el eje T: acimut 46° , inclinación 2° ; y para el eje B: acimut 290° e inclinación 81° . Este resultado es consistente con el reportado por FUNVISIS, 2011.

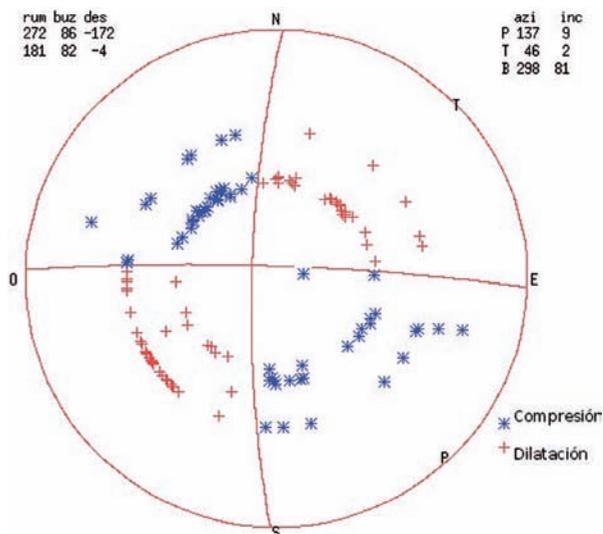


FIGURA 3. Mecanismo focal que satisface la separación de cuadrantes de compresión y dilatación, construido con la lectura de la polaridad de la onda P en 98 estaciones a distancias locales y telesísmicas, y de la pP en 34 estaciones a distancia telesísmica.

DIRECTIVIDAD

Se observaron variaciones significativas en la duración de los pulsos de las ondas de cuerpo en función del acimut, especialmente para las ondas SH. En la FIGURA 4 se muestran los registros de las llegadas directas de las ondas SH, en las componentes N-S de las estaciones SLBS (Baja California, México) y DBIC (Costa de Marfil, África). La duración del pulso es mayor en el registro de DBIC ($\tau \approx 1,815$ seg) que en el registro de SLBS ($\tau \approx 0,892$ seg). Se puede verificar que esta diferencia es debida en su mayor parte a la presencia de directividad. En la FIGURA 5 se muestra la duración de los pulsos en función del acimut para 26 estaciones. Dicha dependencia se resume en la ecuación (1), dada por:

$$\tau = 0,43 \cdot \cos(\pi \cdot \theta / 180 - \pi / 2) + 1,35 \quad (1)$$

en donde τ está dado en segundos y θ representa el acimut, en grados, medido desde el norte en sentido horario. La dependencia acimutal de la duración de los pulsos de las primeras llegadas de la SH sigue un patrón cosenoidal, lo cual evidencia los efectos de directividad. Por otra parte, τ adquiere su valor máximo para $\theta = 90^\circ$, y su valor mínimo para $\theta = 180^\circ$. Esto demuestra que el plano de falla tiene orientación este-oeste (plano nodal a) y que la ruptura se propagó en sentido de este a oeste.

MODELADO DE LAS ONDAS P Y SH

Se modelaron los paquetes de ondas P registradas en seis estaciones banda ancha situadas entre 30° y 78° de distancia epicentral, con acimuts relativamente cercanos a los mínimos de amplitud de la SH. Se incluyeron las fases P, pP, sP, pwP, swP (FIGURA 2), y múltiples de la pwP y de la swP (no mostradas en la FIGURA 2). Adicionalmente, se modelaron las fases SH y sSH registradas en cuatro estaciones banda ancha ubicadas entre 42° y 64° de distancia epicentral, con acimuts cercanos a los planos nodales de la P. El procedimiento seguido para modelar las formas de ondas se describe en Lay and Wallace (1995, en Stein and Wyssesion, 2003) y en Mata (2011). En la FIGURA 6 se muestra la distribución de las estaciones utilizadas en el modelado. Este se llevó a cabo por ensayo y error. El foco se supuso ubicado en una estructura formada por una capa de agua sobre un semiespacio (FIGURA 2). Para la capa de agua se tomó $V_p = 1,5$ km/s y $\rho = 1000$ kg/m³. El espesor de la capa de agua se varió entre 0,8 km y 1,5 km, dependiendo del acimut de la estación sismográfica, para tomar en cuenta la batimetría (FIGURA 1). Para el semiespacio se tomó $V_p = 6,2$ km/seg, $V_s = 3,56$ km/seg y $\rho = 2750$ kg/m³.

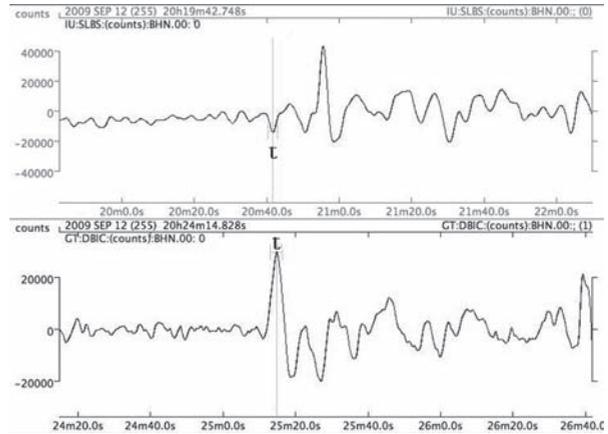


FIGURA 4. Registros de las llegadas directas de las ondas SH en la estación SLBS, Baja California, México (arriba) y DBIC, Costa de Marfil, África (abajo).

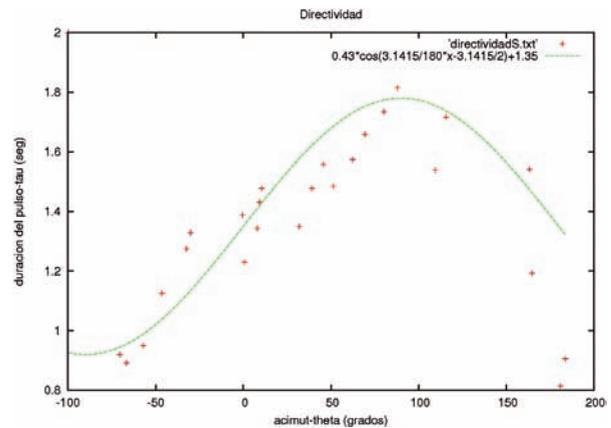


FIGURA 5. Tiempo en segundos de la duración del primer pulso de la componente SH, en función del acimut.

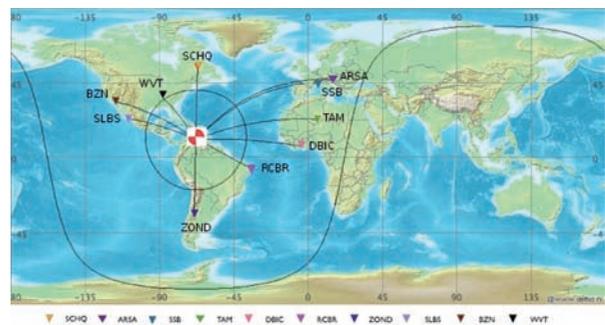


FIGURA 6. Los triángulos invertidos indican la ubicación de las estaciones sismológicas cuyos registros fueron utilizados para el modelado.

Para el cálculo del operador de atenuación se utilizó $t^* = 0,75$ para la onda P y $t^* = 3,0$ para la SH.

Como función fuente se utilizó un trapezoide simétrico. Por consiguiente, la duración del mismo se expresó de la manera siguiente (FIGURA 7):

$$\tau t = \tau c + \tau s \quad (2)$$

en donde τs representa el tiempo de “subida” y τc representa el tiempo de ruptura, dado por:

$$\tau c = (L/V)(V/Vr - \cos(\psi)\text{sen}(i)) \quad (3)$$

en donde L es la longitud de ruptura, V es la velocidad Vp ó Vs dependiendo de cuál de las dos ondas estemos modelando, Vr la velocidad de ruptura, ψ el ángulo entre la dirección de ruptura y el acimut de la estación sismológica, e i el ángulo de incidencia en la fuente sísmica (FIGURA 8).

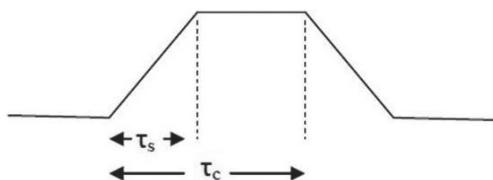


FIGURA 7. Tiempo de “subida”, τs , y tiempo de ruptura, τc .

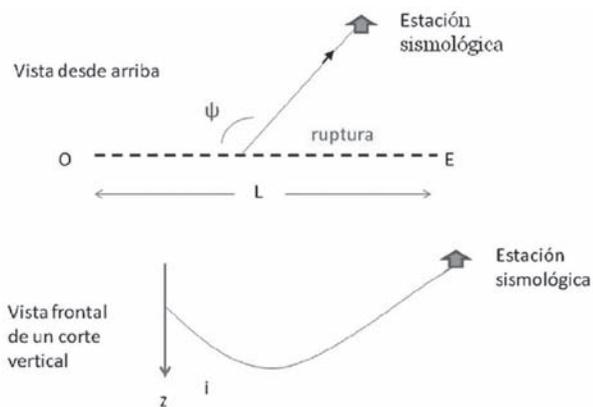


FIGURA 8. En la parte superior se muestra una vista desde arriba de la ruptura, la cual se propaga de este a oeste. ψ representa el ángulo entre la dirección de ruptura y el acimut de la estación sismológica, L representa la longitud de ruptura. En la parte inferior se muestra un corte vertical visto desde el este, en donde i representa el ángulo de incidencia en el foco.

Se tomó $Vr = 80\%$ de la velocidad de la onda S. El valor de τs se fijó en 0,5 segundos, mientras que el de τc varió entre 2,0 y 4,5 segundos, de manera consistente con los efectos de directividad. Utilizando los valores de τc y la ecuación (3), se obtuvo un valor promedio para L de 8,66 km.

La profundidad focal utilizada para ajustar los sismogramas sintéticos con los observados varía entre 10 y 12 km. Esta variación puede ser debida a la topografía del fondo marino. En la zona donde se localiza el sismo, los espesores de la capa de agua varían entre 1 km y 2 km, de acuerdo con el mapa de batimetría del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (FIGURA 1).

Por ensayo y error se encuentra que las señales de las estaciones orientadas hacia zonas de mayor espesor de agua, se les ajusta mejor las señales sintéticas construidas con la menor profundidad focal. Este es el caso de las señales de las estaciones en acimuts entre 0° y 90° , donde la estimación del espesor de la capa de agua es de 1,5 km, y la profundidad focal asociada es de 10 km. En contraste, para las estaciones orientadas hacia el sureste y noroeste, donde estimamos el espesor de agua en unos 0,80 km, la profundidad focal aumenta a 12 km. En la FIGURA 9 se explica este resultado; nótese que no se muestra el efecto de los sedimentos.

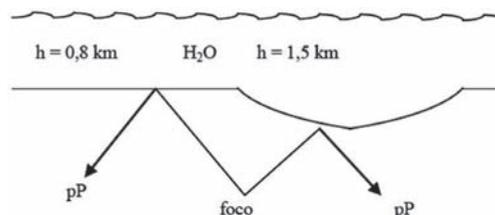


FIGURA 9. El tiempo de retraso pP – P es influenciado por la topografía de la interfase entre la corteza y la capa de agua.

A través del ajuste en la amplitud de la señal sintética en la señal real, se pudo estimar el momento sísmico. El promedio de esta medida del sismo, en las diez estaciones que se modelaron, da un valor de $M0 = 3,47E+18Nm$. La Magnitud Momento (Mw) se calculó usando la expresión:

$$Mw = (2/3) \text{Log}(M0) - 6,07 \quad (4)$$

El valor obtenido para Mw es igual a $6,29 \approx 6,3$.

La información disponible también permite determinar la caída de esfuerzo sísmico, $\Delta\sigma$, que se define como la diferencia de los esfuerzos en un punto de la falla, antes y después de la ruptura. Para fallas rumbo deslizantes rectangulares, la caída de esfuerzos se puede calcular usando (Stein and Wysession, 2003):

$$\Delta\sigma = (\pi/2)M0 / (W^2L) \quad (5)$$

en donde W representa el ancho (vertical) de la ruptura y L la longitud de la misma. El valor de W se obtuvo usando la relación propuesta por Leonard (2010) entre longitud de ruptura y ancho de la misma, para fallas rumbo deslizantes. Para una longitud de 8,66 km, el ancho promedio es de 7 km. De este modo, el área de la ruptura es $A = 60,62 \text{ km}^2$.

Con esta información se pudo calcular la caída de esfuerzo, $\Delta\sigma$, de acuerdo a la ecuación (4), obteniéndose un valor promedio de $\Delta\sigma = 52,49 \text{ Bar}$.

Este valor se encuentra en el rango entre 10 Bar y 100 Bar que caracteriza a los sismos que ocurren en las zonas de borde de placas (Kanamori and Anderson, 1975).

Un resumen de las señales modeladas, junto con la información sismológica generada a partir de los sismogramas, en base a modelos físicos, se muestra en la FIGURA 10.

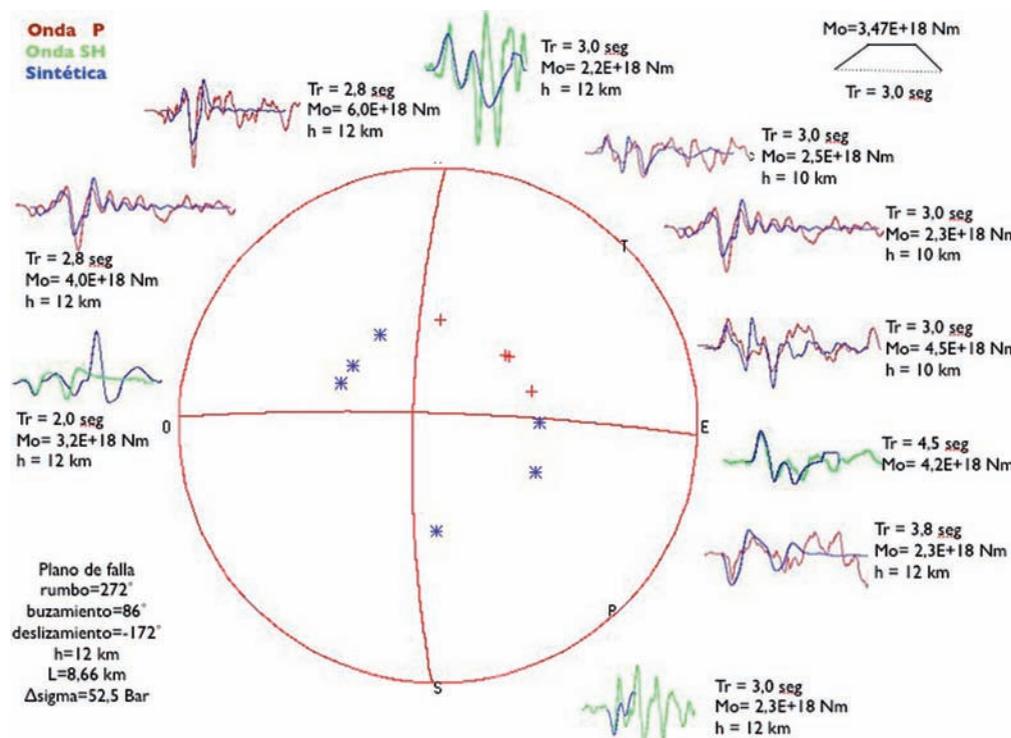


FIGURA 10. Señales sintéticas y reales de las ondas P y SH, en función del acimut, donde se aprecia el efecto de la directividad. En rojo y azul, reales y sintéticos, respectivamente, del paquete de la P, en verde y azul, reales y sintéticos del paquete de la SH.

CONCLUSIONES

El mecanismo focal del sismo del 12 de septiembre de 2009, muestra un tipo de fallamiento rumbo deslizante, cuyo plano de ruptura corresponde al plano nodal a (rumbo= 272° , buzamiento= 86° y deslizamiento= -172°). Los efectos de directividad demuestran que la ruptura se propagó hacia el oeste, a partir del epicentro. La profundidad focal, obtenida a partir de fases de profundidad, arrojó un valor aproximado de 12 km debajo de la interfase corteza-agua. El modelado de las ondas P y SH requirió del uso de información tanto del espesor de la capa de agua como de la batimetría de la misma. La longitud de ruptura inferida fue de 8,66 km aproximadamente, el ancho vertical de la ruptura de unos 7 km, para un área de ruptura de unos 60,62 km². La caída de esfuerzos se estimó en 52,49 bars aproximadamente.

REFERENCIAS

Audemard, F., Romero, G., Rendon, H., and Cano, V. 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors

along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69: 181-233.

Kanamori, H., and Anderson, D. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65 (5): 1073-1095.

FUNVISIS. 2011. Consultado en el 2011 y 2013. http://www.FUNVISIS.gob.ve/mecanismos_focales.php?pag=4.

Leonard, M. 2010. Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A): 1971-1988.

Malavé, G., and Suarez, G. 1995. Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean Plate subduction. *Tectonics*, 14: 617 -628.

Mata, S. 2011. Análisis sismológico del sismo del 12 de septiembre de 2009, en la costa centro-occidental venezolana. Tesis de Maestría. Postgrado en Física Fundamental, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yanez, M., Levander, A., Zelt, C., Jacome, M., Magnani, M., and The Bolivar active seismic working group. 2008. Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459: 14-26.

Stein, S., and Wysession, M. 2003. *An Introduction to Seismology, earthquakes, and earth structure*. Oxford: Blackwell Publishing. 512p.

Suárez, G., and Nábêlek, J. 1990. The 1967 Caracas Earthquake: Fault Geometry, Direction of Rupture Propagation and Seismotectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, 95: 459-474.

Trabajo recibido: abril 30 de 2012
Trabajo aceptado: agosto 15 de 2014