Evaluación del comportamiento de la actividad sísmica de Corralillo, Villa Clara, Cuba iniciada el 9 de enero de 2014

Enrique D. Arango-Arias, O'Leary F. González-Matos, Raúl Palau-Clares y Maribel Leyva-Arias

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS). Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medioambiente. República de Cuba. Calle 17 #61 Entre 4 y 6. Reparto Vista Alegre. Santiago de Cuba.
Email: oleary@cenais.cu

Recibido: diciembre 2016	Aceptado: julio 2017

Resumen

En el siguiente trabajo se analiza el comportamiento y las posibles causas de la sismicidad ocurrida al norte de la provincia de Villa Clara en enero de 2014. El análisis de los parámetros espacio-temporal-energéticos evidenció la coherencia entre los resultados dados por tres de las redes sismológicas que monitorean la región de EEUU, Alemania y Cuba. Dos tensores del momento sísmico del evento principal fueron calculados en este estudio, con el empleo de dos modelos de velocidades diferentes. Los resultados de ambos fueron similares y son coherentes con los dados por otras agencias y evidencian planos de falla con orientación NW-SE y con mecanismos de falla normal, lo que refleja la acción de fuerzas distensivas. El comportamiento de las réplicas registradas, que sigue la Ley de Omori, es otro elemento que pudiera contribuir a la hipótesis de un origen tectónico del evento.

Palabras claves: Cuba, Sismicidad, réplicas, tensor del momento sísmico

Seismic activity evaluation started on January 9th, 2014 in Corralillo, Villa Clara province, Cuba

Abstract

An evaluation of the infrequent seismic activity reported on January 9th 2014 in Corralillo, Villa Clara province, Cuba, was done using the seismic data recorded and the geological information available. The main information of the earthquakes parameters from the three used sources (from Cuba, the USA and Germany) were consistent. Two seismic moment tensors of the main earthquake were calculated using different velocity models and both results were consistent but the uncertainty was less using the model belonging to the closest station to the epicenter. These results were also consistent with those from other networks, and they evidence that the fault plane is NW-SE oriented and has normal faulting. These forces are well represented as a double-couple and the temporal behavior of the aftershocks, that follows Omori's law, may indicate that the seismic event has a tectonic origin, even though the epicentral region is close to the oil exploration zone.

Key words: Aftershocks Cuba, Seismicity, seismic moment tensor

1. **Introducción**

El archipiélago cubano, localizado entre la plataforma de las Bahamas, el Golfo de México, la Isla de la Española y el Mar Caribe (**Fig.** 1), posee varios elementos tectónicos que repercuten en la sismicidad registrada en el mismo. El límite de placas transformantes entre la microplaca de Gonave y la región suroriental de Cuba, es el más activo en esta región y en él se han registrado más del 85% de los sismos fuertes (Mw> 6.0) reportados en este archipiélago. Sin embargo, aunque menos frecuentes, también se han registrado terremotos importantes en la región occidental de Cuba, los que han causado en ocasiones daños significativos en las localidades impactadas (Chuy, 1999).

Un ejemplo de lo anterior ocurrió el 9 de Enero del 2014 a las 03:57 pm hora local (20:57 UTC), cuando se registró un evento de magnitud moderada (Mw = 5.1), al norte del municipio Corralillo en la provincia de Villa Clara, en el occidente de Cuba. Por su magnitud y proximidad a la costa, este sismo fue sentido principalmente en las provincias de Villa Clara, Matanzas, Mayabeque y La Habana, generando inquietud y preocupación entre los pobladores, las autoridades territoriales y nacionales. Se recibieron además, reportes de perceptibilidad en los cayos situados al sur de la Florida, desde Key West hasta Marathon en los Estados Unidos, principalmente por residentes en edificios que reportaron movimientos significativos. El sismo estuvo acompañado de numerosas réplicas, algunas de ellas perceptibles por la población cercana, aunque no produjo daños de consideración.



Fig. 1. Estaciones sismológicas (triángulos) utilizadas para el registro y análisis de la serie sísmica de Corralillo, Cuba, en enero de 2014. La estrella roja muestra el epicentro del evento principal del 09/01/2014 a las 20:57:44 UTC

Por su proximidad a poblaciones e instalaciones económicas de gran importancia, la mayoría de ellas construidas sin criterios sismorresistentes de la Norma Cubana (ONN, NC: 46, 1999), esta actividad sísmica causó especial interés en la población y las autoridades de la región.

El presente trabajo tiene como objetivo abordar algunos aspectos del origen y la manifestación de esta actividad, sin precedentes en la sismicidad instrumentalmente registrada en la región. Para ello se hace una valoración de los antecedentes y el contexto geodinámico en el que se produce esta actividad, así como un análisis los parámetros físicos del evento principal y la distribución espacio-temporal de sus réplicas.

El primer reporte de sismo sentido en esta zona data del 1791 en la ciudad de Matanzas, y posteriormente se reportaron otros sismos en 1812, 1843, 1852 y 1854, sin embargo, el más importante fue el de 1852 que tuvo una intensidad de V en la Escala Macrosísmica Europea de 12 grados (EMS-98) en esa ciudad. Específicamente en la localidad de Corralillo, han sido reportados como perceptibles los sismos históricos de 1932 con intensidades de III y IV (Chuy, 1999). Un análisis detallado de la perceptibilidad de sismos en la zona de Corralillo y sus alrededores, con intensidades mayores a IV desde el año 1502 hasta el 1995 es descrito en Chuy (1999).

Al oeste de Corralillo, el 7 de octubre del 2000 fueron registrados dos sismos en Varadero, a las 10:48 p.m. y 11:28 p.m., con magnitudes (M_L) de 2.7 y 2.8, respectivamente. El área de mayor perceptibilidad, con intensidad V, estuvo enmarcada en el barrio conocido como Cueva del Muerto, en la zona de Santa Marta, al sur de la península de Varadero, donde se observaron afectaciones leves en viviendas de tipo C definidas en la escala EMS-98. Ante la ausencia de una adecuada red de estaciones sismológicas para el monitoreo de la zona, estos elementos permitieron considerar a esta área como la más próxima a la zona epicentral. Los sismos también fueron perceptibles en el resto de

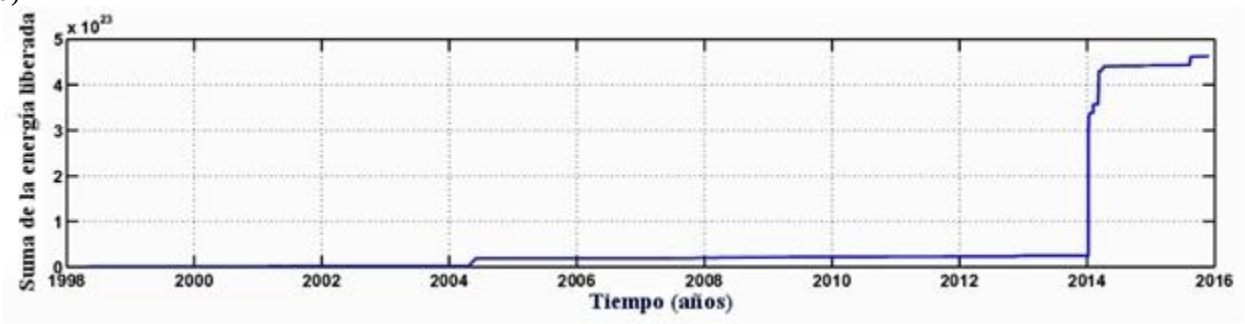
las zonas de Santa Marta y Varadero, desde el Hotel Punta Arenas, hasta las inmediaciones del Hotel Internacional con intensidades de IV y III. Sin embargo, no se tuvieron reportes de perceptibilidad en la mitad Norte de la península de Varadero, ni hacia el oeste de la zona turística de Varadero (Boca de Camarioca, Matanzas).

La actividad sísmica ocurrida el 7 de octubre del 2000 no es un hecho aislado en la provincia de Matanzas, en la misma, una de sus actividades más significativas, ocurrió durante el 16 de Diciembre de 1982, con una intensidad máxima de VI en las localidades de Torrientes - Jagüey Grande.

La modernización del SSNC en 1998 (Zapata *et al.*, 2001), y en particular de las estaciones de Manicaragua (MGV) (provincia de Villa Clara) y Soroa (SOR) (provincia de Artemisa) mejoró parcialmente la cobertura de registro en la zona. Sin embargo, un análisis comparativo de la energía liberada y el número de terremotos registrados en esta región, tras esta modernización y hasta finales del 2015 (**Figs.** 2a y 2b, respectivamente), evidencia que la actividad ocurrida a inicios del 2014 es significativamente superior a otras registradas en esta zona en este periodo, y puede considerarse anómala, en comparación con los niveles energéticos que regularmente allí se registran.

Desde el punto de vista tectónico no existe coincidencia en los diferentes mapas o esquemas neotectectónicos y sismotectónicos elaborados por diferentes autores para la región del norte de Matanzas - Villa Clara, en la mitad noroccidental de Cuba (Orbera *et al.*, 1987, 1989, 1990; Cotilla,1998; Cotilla y Álvarez, 2001; Cotilla *et al.*, 1991 a, b, c, 1996). Los esquemas elaborados con fines sismotectónicos, que tienen como base las interpretaciones de las características geomorfológicas del relieve, proponen estructuras tectónicas disyuntivas que siguen el escarpe del fondo marino en todo el litoral que bordea a la plataforma marina con una dirección meridional (falla Norte Cubana) y en una dirección noreste - suroeste bordeando la costa de la península Hicacos. Estas estructuras tectónicas son denominadas por algunos autores como falla Hicacos (Cotilla *et al.*, 2007).

a)



b)

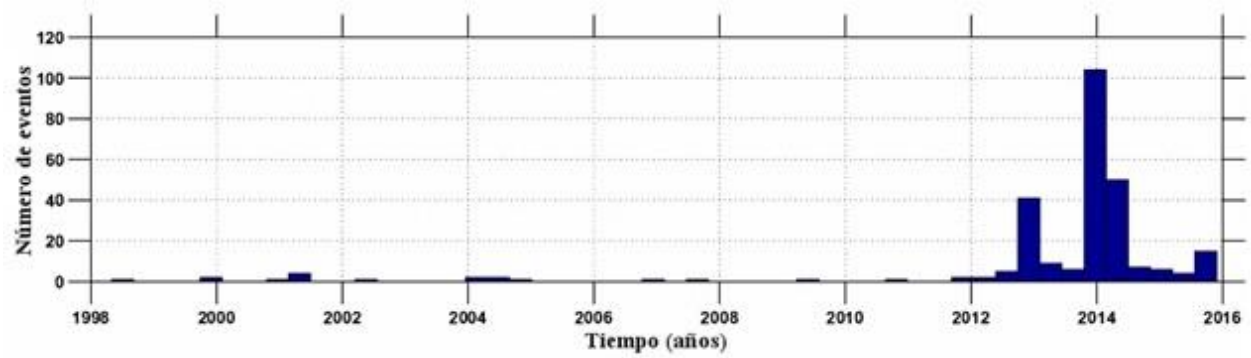


Fig. 2. a) Comportamiento de la suma de la energía liberada, calculada según Gutenberg y Richter (1956); **y b)** número de terremotos de la región de Corralillo y sus alrededores de 1998 a 2015 (Catálogo SSNC).

Los trabajos de investigación dirigidos a la exploración petrolera mediante el empleo de métodos geofísicos (Otero *et al.*, 2013), que incluyeron la sísmica de refracción y reflexión, no manifiestan la existencia de las fallas Norte Cubana e Hicacos. Estos estudios son más coherentes con el conocimiento geólogo - tectónico del territorio cubano y su evolución geológica, por cuanto la zona norte de Cuba se caracteriza por la existencia de diferentes complejos rocosos que marcan la zona de colisión entre en el complejo rocoso alóctono y el basamento autóctono de la plataforma de Bahamas (Iturralde – Vinent, 1998). La estructura de estos complejos rocosos es conocida con el nombre de Unidades Tectono-Estratigráficas (UTE). Los complejos alóctonos tienen un rumbo NW - SE y forman mantos tectónicos

cabalgados separados por fallas que buzan al suroeste (**Fig.** 3). Estas UTE, según los estudios geólogo - geofísicos detallados realizados por especialistas del Centro de Investigaciones del Petróleo, están cortadas por fallas más jóvenes de dirección sublatitudinal, como se describe en (Otero *et al*., 2013).

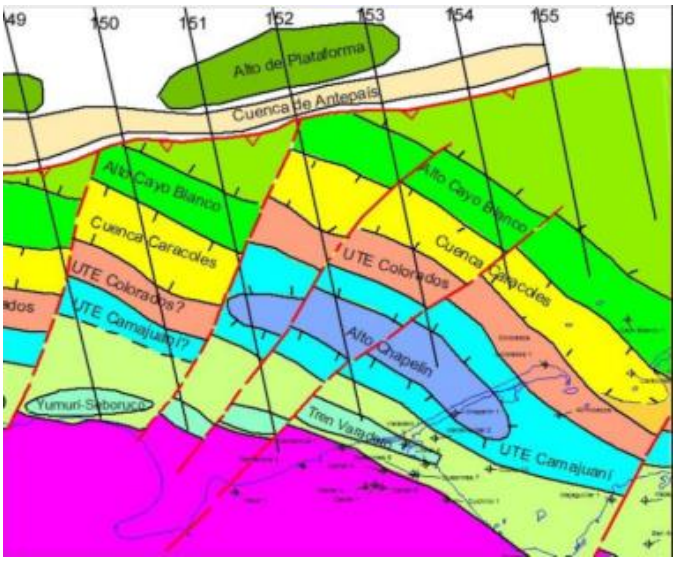


Fig. 3. Esquema Tectono-estratigráfico del sector occidental de la región de estudio logrado a partir de la interpretación de las líneas sísmicas CGG 2000, representadas con las líneas negras (Otero *et al*., 2013)

2. Materiales y métodos

Tanto para el análisis de la sismicidad registrada como para la determinación del tensor del momento sísmico se utilizaron los registros de 12 estaciones sismológicas pertenecientes a la red de estaciones del SSNC (Zapata *et al*., 2001), la red "Global Seismograph Network" (GSN) y la red temporal "Earth Scope Transportable Array Seismic Network" (TA), que se encontraba en funcionamiento al sur de la Florida, en Estados Unidos (**Fig**. 1). De estas estaciones, 3 (PIN, SAB y MOAC) son de corto periodo y el resto de banda ancha, 10 pertenecen al SSNC, 1 a la GSN y la otra a la TA. Las estaciones tienen una distribución espacial con relación al área de estudio, orientada preferencialmente NW-SE, y la más cercana al epicentro está situada a una distancia de 138 km.

El análisis de las señales de los sismos para la determinación de sus parámetros principales (tiempo de origen, latitud, longitud, profundidad y magnitud por momento sísmico (*Mw*) se realizó con el empleo del paquete de programas SEISAN (Havskov y Ottemøller, 2000). La determinación de los parámetros espacio - temporales se realizó con el empleo del método iterativo "hypocenter" que es una versión modificada de "HYPOCENTER" (Lienert et al., 1986; Lienert, 1991; Lienert and Havskov, 1995). Este método, fundamenta la solución del problema no lineal de determinación de las variables (latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen) a partir de los tiempos de arribo de las distintas ondas a las estaciones sismológicas. La solución es determinada por métodos iterativos derivados de la linearización de este problema no-lineal.

Los terremotos de menor energía, registrados por 1 o 2 estaciones fueron ubicados con el empleo de métodos azimutales basados en las amplitudes de los primeros arribos ondas y la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S, según describen Havskov y Ottemöller (2010).

La profundidad del hipocentro a 10 km fue fijada de antemano, dados: a) la larga distancia del hipocentro a las estaciones más cercanas; b) las características de las formas de onda, con bajas amplitudes en las ondas primarias y gran amplitud de ondas superficiales; y c) que este valor minimizaba el residual de localización durante el proceso de inversión. Esta profundidad de 10 km fue también fijada de antemano por otras redes internacionales que registraron el sismo, como la red del Programa GEOFON del "GeoForschungsZentrum" (GFZ) (Centro Alemán para las Geociencias) y la red del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

La magnitud de los terremotos es determinada a partir cálculo del momento sísmico, según la metodología de Kanamori (1977), y Hanks y Kanamori (1979). El momento sísmico es determinado mediante el análisis espectral de las señales siguiendo el modelo de Brune (1970), y para el sismo principal, se incluye además el uso de los valores determinados durante la inversión del tensor del momento sísmico.

Para la determinación de las ventanas espacio-temporales, utilizadas durante el análisis de la distribución de las réplicas se utilizaron las relaciones de Gardner y Knopoff, 1974, y de García *et al.*, 2003. El análisis del patrón de distribución temporal de las réplicas se llevó acabo con el empleo de la versión modificada de la Ley de Omori (Omori, 1894) propuesta por Utsu (1961).

Para la determinación del tensor del momento sísmico del terremoto principal (09/01/2014 a las 20:57 UTC) y su centroide, se realizó un proceso de inversión de las formas de ondas de las señales digitales de banda ancha de este evento en la región, con el programa ISOLA (Sokos y Zahradník, 2008, 2013).Para obtener resultados coherentes durante esta inversión, es preciso tener registros con una buena relación señal-ruido en valores de frecuencias bajas según la magnitud del evento (Dreger, 2002). Es por ello, que sólo se pudo aplicar este complejo procesamiento al terremotos registrado de mayor energía (Mw = 5.1) en la banda de frecuencias de 0.03 a 0.05 Hz, rango coherente con el sugerido por Degrer (2002) para esta magnitud. Previo a la inversión, se realizó el preprocesamiento de la señal durante el cual se realizaron los cortes, decimaciones y ajustes necesarios con el empleo del programa SAC (Goldstein, 1999). Posteriormente, teniendo en cuenta que se trata de un terremoto local registrado por estaciones de banda ancha, se verificó que las señales no tuvieran alteraciones de origen instrumental, que no se corresponden con el movimiento del suelo, como los llamados "ratones" por su forma y que son descritas en detalle por Zahradník y Plešinger (2005, 2010); y Vackar *et al*. (2015). Sin embargo, la larga distancia desde las estaciones hasta el hipocentro no propició que este fenómeno estuviera presente.

Durante la inversión, la posición del centroide y su tiempo de ocurrencia fueron determinados a partir del hipocentro y su tiempo de origen por una búsqueda "grid-search", en la cual primero se realiza la búsqueda en profundidad alrededor del hipocentro con un paso de 1 km y a intervalos de 0.09 s en 6 s alrededor del tiempo de origen. Una segunda búsqueda es realizada en un plano horizontal, a la profundidad determinada por la primera búsqueda, a un paso de 3 km en direcciones NS y EW. Los resultados escogidos son válidos si están caracterizados por altos valores de reducción de la varianza (usualmente VR > 0.5), calculada a partir del ajuste entre los sismogramas reales y sintéticos, y por un número de condición (CN) relativamente bajo (CN < 10), indicando una alta resolutividad del tensor del momento (ver definición exacta de CN en Krizova*et al.*, 2013).

Al no existir un modelo de velocidades de propagación de ondas sísmicas específico para la región, en aras de determinar un tensor del momento sísmico óptimo, se utilizaron dos variantes de modelos. Una primera variante que utiliza el modelo determinado por González, *et al.* (2012) para la estación de Manicaragua (MGV) del SSNC, al ser la estación más cercana al evento y el modelo de corteza y manto superior más preciso para la región, y una segunda variante que utiliza el modelo de Moreno, *et al.* (2002) para Cuba Oriental que es el actualmente en uso por el SSNC para todo el territorio cubano. Los valores de densidad fueron determinados por la relación de Nafe y Drake (1960), y los de atenuación a partir de las relaciones de Brocher (2008) que son un suavizado de las de Graves y Pitarka (2004).

Los resultados obtenidos para el mecanismo focal fueron comparados con los dados por otras fuentes como el Programa GEOFON del GFZ (http://geofon.gfz-potsdam.de/) y la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000lzju#moment-tensor) ambos, a partir del uso de señales en el campo lejano. Para medir la similitud entre los resultados de los mecanismos focales de diferentes fuentes, se utilizó el ángulo de Kagan (1991), en lo adelante *K*, que establece la diferencia angular entre dos mecanismos, es decir, la menor rotación tridimensional necesaria para convertir un mecanismo focal en otro (ver descripción detallada en Kagan, 1991).

Esta unidad de medida (*K*) fue utilizada, además, para determinar la incertidumbre de los resultados de cada inversión de acuerdo con la metodología descrita por Zahradniky Custodio (2012). Esta incertidumbre es medida partir de la comparación entre el mecanismo focal escogido y aquellos que también pudieran ser solución del problema inverso teniendo en cuenta un umbral de correlación seleccionado para este fin (Zahradnik y Custodio, 2012).

3. Resultados

De la actividad sísmica registrada de enero a mayo del 2014 en la zona norte Corralillo se registraron y ubicaron 108 sismos en la zona epicentral (**Fig.** 4) y su distribución diaria fue decreciente según se evidencia en la **Fig** 5. Alrededor del 80% de estos terremotos fueron registrados por una o dos estaciones por lo que su ubicación, dado el empleo de métodos azimutales, resultó con una elevada incertidumbre.

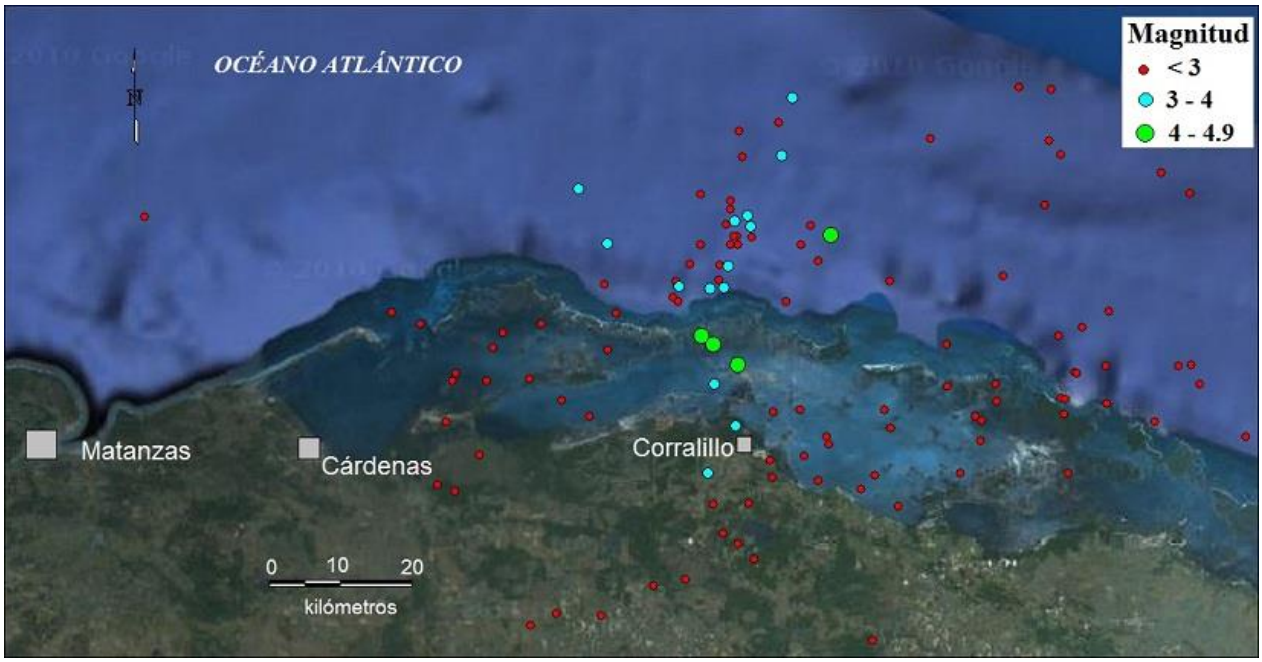


Fig. 4. Mapa de epicentros de los terremotos registrados entre enero y mayo del 2014 por el Servicio Sismológico Nacional (Catálogo SSNC)

Los resultados para el sismo principal aparecen en la Tabla 1 y el margen de error en la determinación de los parámetros espaciales fue de 5.8, 5.6 y 9.3 km en latitud, longitud y profundidad respectivamente. Estos valores de error son relativamente altos si son comparados con la longitud estimada de la ruptura en superficie, de ~3 km, según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Tabla I. Parámetros del terremoto principal dados por el Servicio Sismológico Nacional Cubano.

Fecha	Hora (UTC)	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad	Magnitud
2014 01 09	**20:57:44.0**	**23.184**	**80.658**	**10.0**	**4.9 Mw**

La distancia a la que se encuentra el epicentro de la estación sismológica más cercana es de 138 km, lo que limita el que sean detectados sismos de baja energía en la región epicentral. Los errores en la determinación de los parámetros espaciales no permiten hacer un análisis detallado de la profundidad de los sismos de mayor energía y con ello la determinación de algún plano falla que indique el buzamiento de esta actividad. Sin embargo, la forma de los registros (e.g. **Fig. 6**), con bajas amplitudes en las ondas compresivas primarias (ondas P) y con las mayores amplitudes en las ondas superficiales (e.g. ondas de Rayleigh), así como con los mejores ajustes en la inversión para la determinación del tensor del momento sísmico a profundidades menores de 10 km, sugieren que se trate una actividad superficial.

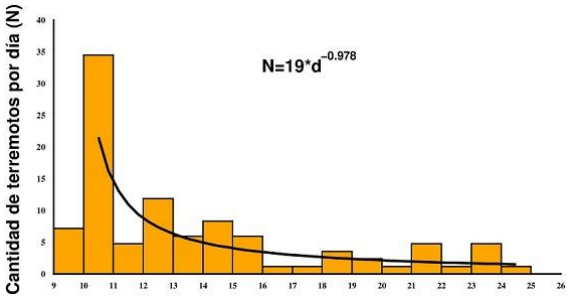


Fig. 5. Gráfico de barras que muestra el comportamiento del número de terremotos registrados por día. La curva representa el ajuste según la Ley de Omori y su correspondiente fórmula

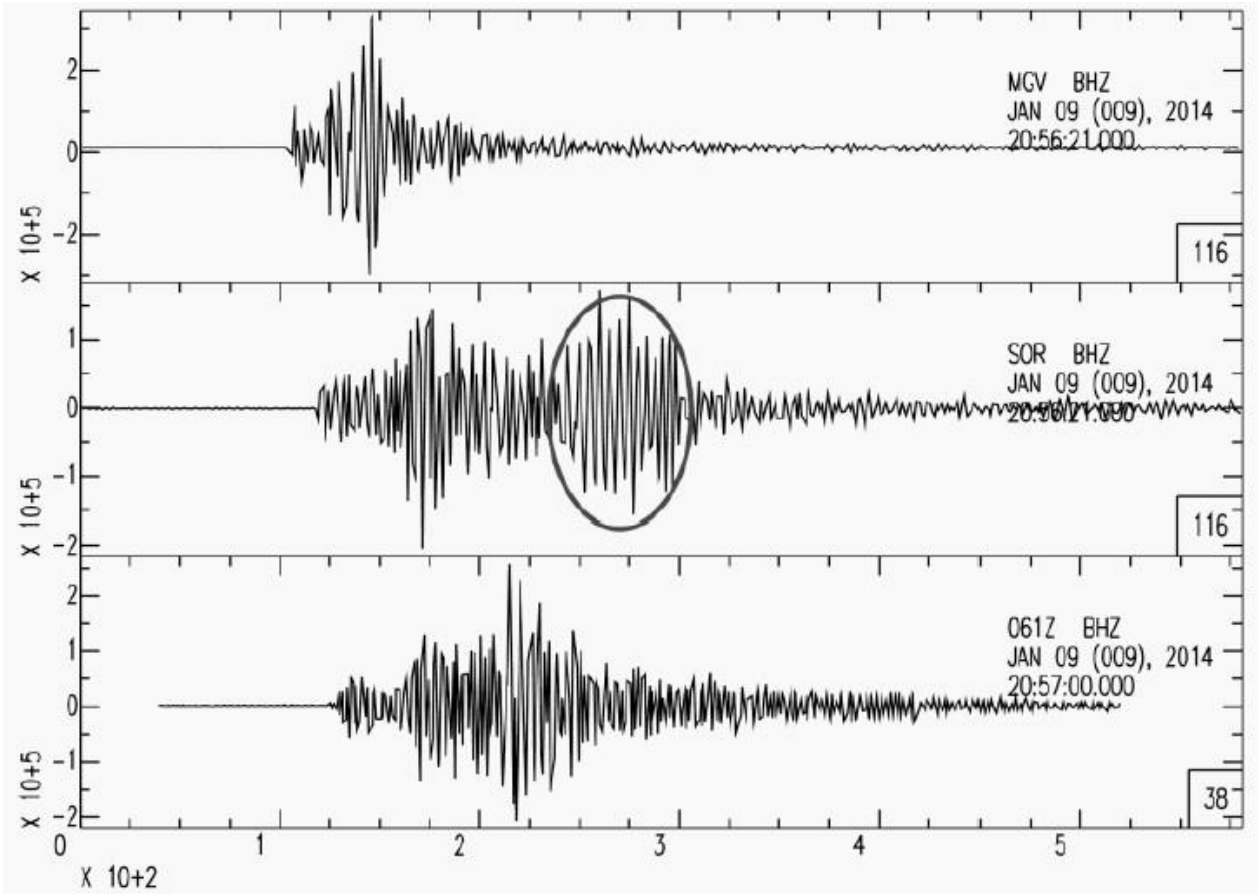


Fig. 6. Señales registradas en la componente vertical de las estaciones Manicaragua (MGV), Soroa (SOR) y 061Z temporalmente instalada en la Florida. La elipse negra en la estación SOR, muestra la presencia de ondas superficiales de baja velocidad

Durante el proceso de inversión, el ajuste de los sismogramas sintéticos con los reales evidenció coherencia para ambos modelos, como muestra el ejemplo en la **Fig. 7** para el modelo de la estación de Manicaragua. Este ajuste resultó mejor para las estaciones más cercanas al epicentro (MGV, SOR y 061Z) lo que estuvo motivado por la validez del modelo de velocidades para esta región. Un resumen de los resultados del proceso de inversión del tensor del momento sísmico utilizando las dos variantes del modelo velocidades se muestra en la tabla 2, con el modelo de Manicaragua, y en la tabla 3 con el modelo de Cuba Oriental. A partir de la primera etapa del proceso de inversión (de búsqueda en profundidad de la posición del tensor del momento sísmico) las profundidades determinadas oscilaban entre 1 y 3 km. Estos valores de profundidad son coherentes con la forma de las ondas compresivas (P) de las señales registradas y es coherente con los resultados dados por otras fuentes como el USGS (0 km) y el GFZ (10 km).Las **Figs. 8 y 9** muestran los valores del análisis de la incertidumbre de ambos procesamientos y en la tabla 4 se muestra una comparación de los valores de estos resultados de este estudio, y los obtenidos por otras fuentes disponibles.

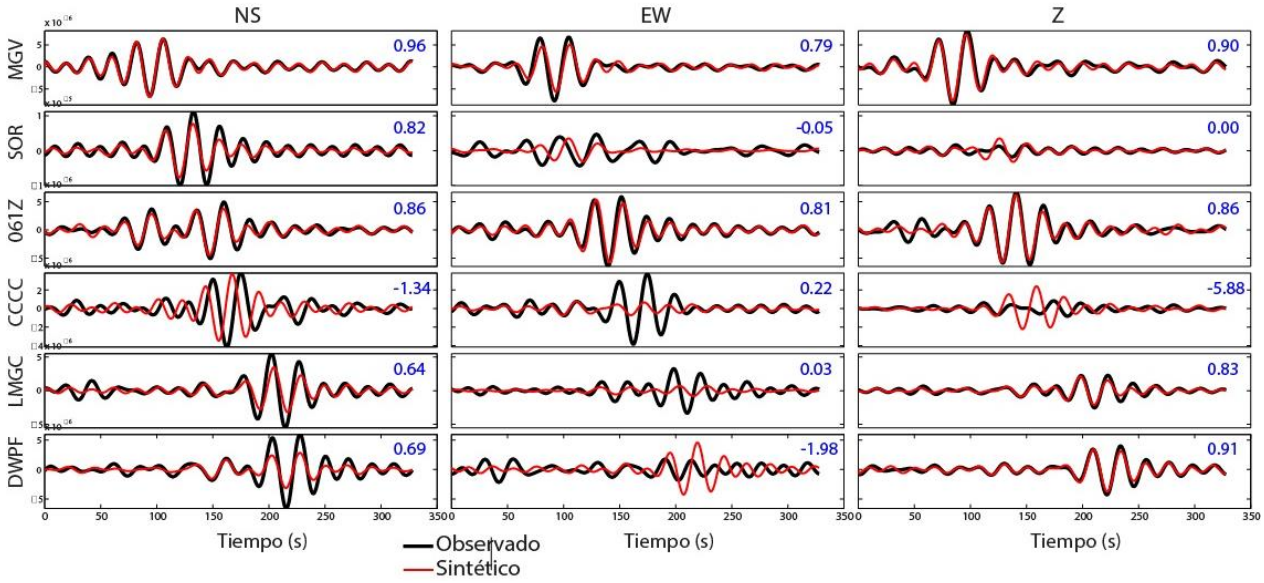


Fig. 7. Ejemplo del ajuste de las señales sintéticas (en rojo) y reales (en negro) obtenido durante el proceso de inversión que corresponde con el modelo de la estación de Manicaragua como se expresa más arriba

Para ambos modelos, el porciento del tensor del momento sísmico que puede ser representado como un doble par de fuerzas (%DC), es relativamente alto y superior a los del USGS (no se tuvo acceso a este valor del GFZ), lo que indica que el evento es el resultado de la acción de un doble par de fuerzas, proceso típico de sismicidad de origen tectónico, aunque no se descarta un origen antrópico de los mismos al ser una zona de exploración de hidrocarburos. Los altos valores en los cocientes en la relación señal ruido (SNR), y en la reducción de la varianza (VR), así como los bajos valores del número de condición (CN), indican confiabilidad en el proceso de inversión. Las soluciones obtenidas para 1 y 3 km de profundidad fueron similares sin embargo, el número de condición (CN) para 1 km de profundidad en ambos se casos se incrementó considerablemente, lo que indica una mayor coherencia en la inversión para las soluciones a 3 km de profundidad. Dada la similitud de los resultados, la selección de la solución óptima se basó en el mejor ajuste y con ello una mayor reducción de la varianza (VR), en este caso para la obtenida con el modelo de Manicaragua.

El análisis de la incertidumbre de los resultados (**Figs**.**7 y 8**) evidencia similitud entre los resultados para ambos modelos. Los gráficos de barra que muestran: a) la dispersión del azimut del plano de falla en todos los casos tiene orientación NW-SE; b) el buzamiento de los planos de falla para las dos soluciones de ambos modelos; c) el desplazamiento (rake) en el que se observa que los valores oscilan alrededor de los valores típicos de mecanismos focales de fallamiento normal; d) el ángulo K en ambos casos con una media inferior a los 15°, lo que evidencia estabilidad en las soluciones; y e) la representación de la oscilación de los planos de falla de las posibles soluciones.

3.1. Discusión

La sismicidad registrada de enero a mayo del 2014 en la zona norte Corralillo (**Fig.** 4) refleja una dirección preferente sublatitudinal, coincidiendo espacialmente con la falla propuesta por los estudios del Centro de Investigaciones del Petróleo en esta dirección. Sin embargo, la pobre cobertura azimutal de la distribución de las estaciones alrededor del epicentro del terremoto de mayor energía (ver parámetros en Tabla 1), pudo contribuir a un error con una orientación NE-SW en la determinación de los parámetros epicentrales de los sismos asociados a esta actividad anómala, principalmente para aquellos sismos de menor energía según Havskov y Ottemöller (2010). Otro elemento que apoya esta hipótesis, es la amplia distribución espacial de las réplicas de este sismo (**Fig.** 4), las cuales para un evento de esta magnitud, en una ventana de tiempo de ~150 días, deberían estar enmarcadas en un área menor, de alrededor de 35-40 km (Gardner y Knopoff, 1974, y García et al., 2003). Como prueba de bondad de ajuste, se realizó un regresión lineal con el estadígrafo R2 de las réplicas del terremoto de Corralillo, encontramos que la correlación lineal más alta se corresponde con un valor R2 = 0.0044 que al ser bajo, no podemos asociar la distribución de los epicentros con la orientación o el buzamiento del plano de falla del evento principal.

Tabla II. Resumen del proceso de inversión del tensor del momento sísmico utilizando el modelo de velocidades de la estación de Manicaragua (González *et al*, 2012).

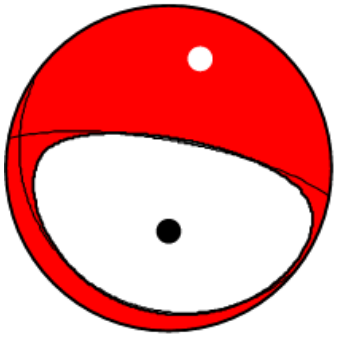
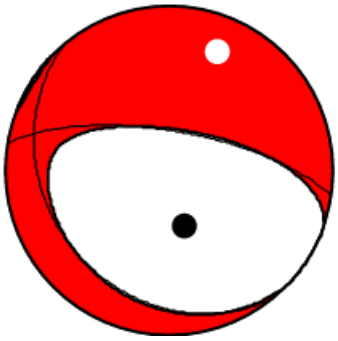
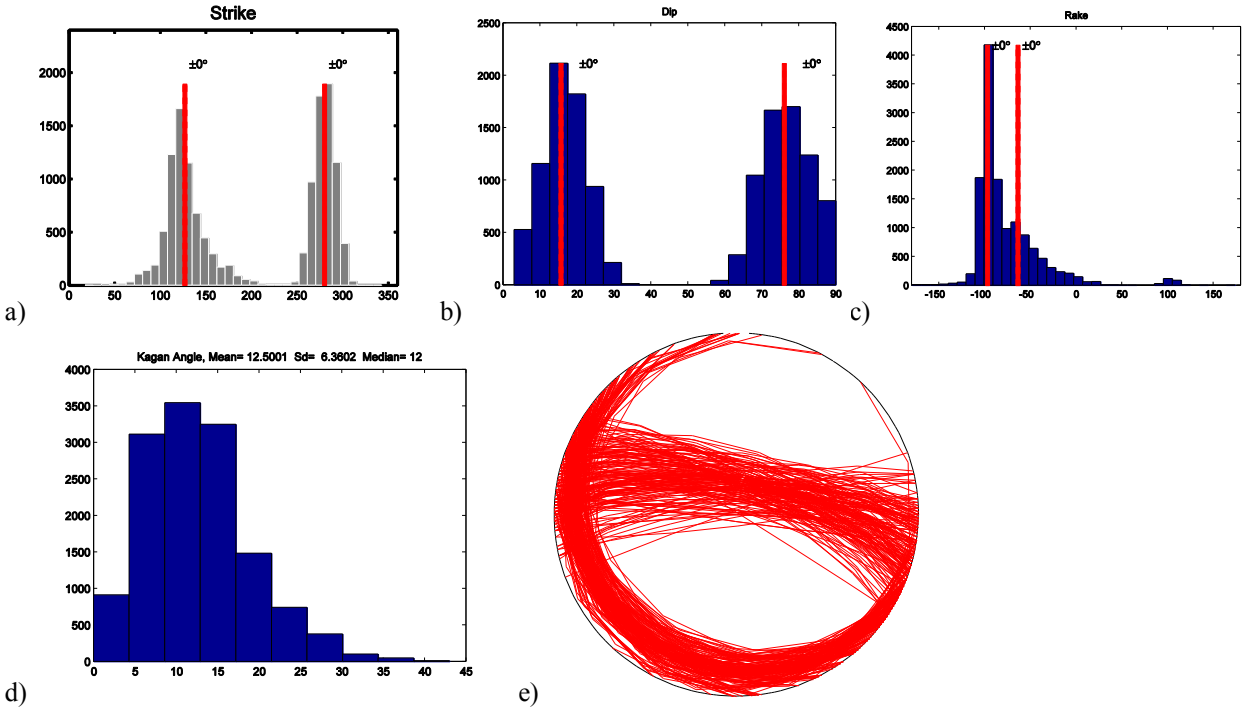
Principales parámetros del tensor del momento sísmico		
	Tiempo de origen	20140109 20:57:44.00 UTC
	Latitud del centroide (N)	23.2653°
	Longitud del centroide (E)	−80.658°
	Profundidad del centroide	3 km
	Momento sísmico (Nm)	4.548e+16
	Magnitud por momento (Mw)	5
	Doble par de fuerzas (DC)	83 %
	Reducción de la varianza (VR)	0.61
	Azimut/Buzamiento/Barrido (rake)	Plano #1: 280 / 76 / −97
	Azimut/Buzamiento/Barrido (rake)	Plano #2: 127 / 16 / −64
	Relación señal ruido (SNR)	35
	Número de Condición (CN)	6.6
	Modelo de velocidades	Estación Manicaragua

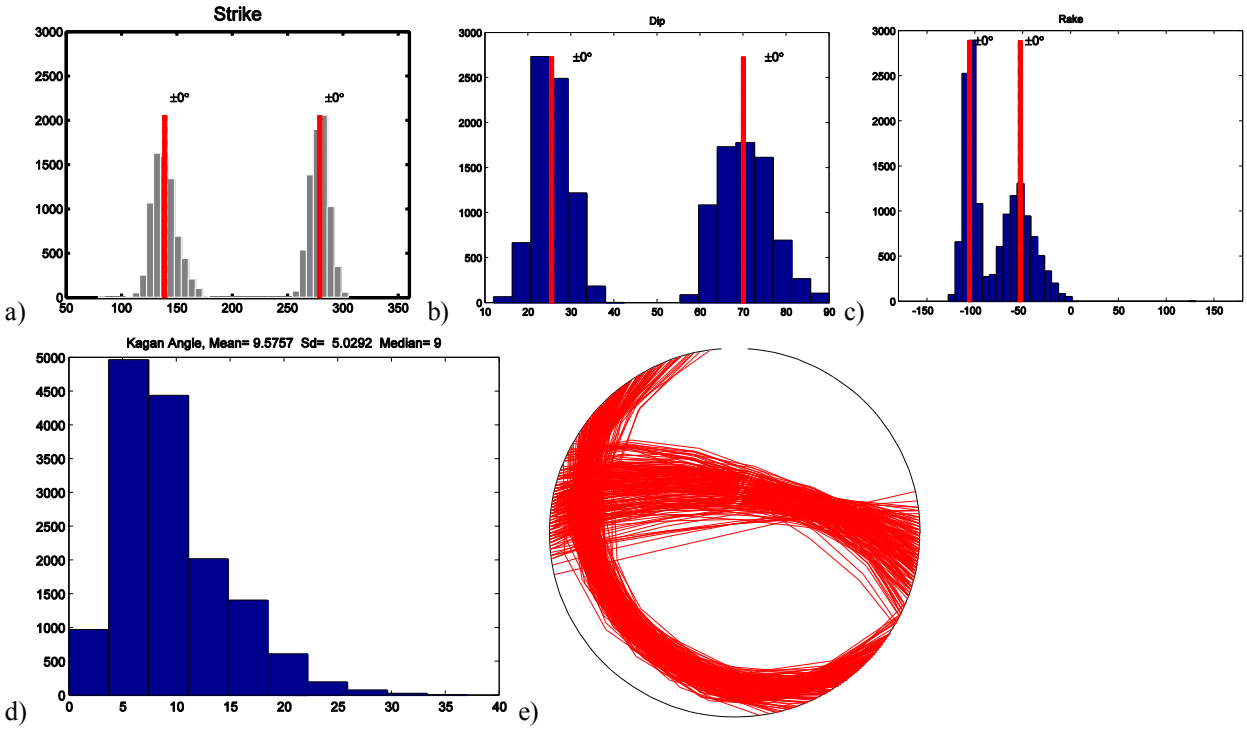
Tabla III. Resumen del proceso de inversión del tensor del momento sísmico utilizando el modelo de velocidades de Cuba Oriental (Moreno et al, 2002).

Principales parámetros del tensor del momento sísmico		
	Tiempo de origen	20140109 20:57:44.00 UTC
	Latitud del centroide (N)	23.184°
	Longitud del centroide (E)	−80.5994°
	Profundidad del centroide	3 km
	Momento sísmico (Nm)	4.751e+16
	Magnitud por momento (Mw)	5.1
	Doble par de fuerzas (DC)	84 %
	Reducción de la varianza (VR)	0.46
	Azimut/Buzamiento/Barrido (rake)	Plano #1: 279 / 70 / −106
	Azimut/Buzamiento/Barrido (rake)	Plano #2: 140 / 25 / −52
	Relación señal ruido (SNR)	35
	Número de Condición (CN)	5.5
	Modelo de velocidades	Cuba Oriental



a) b) c) d) e)

Fig. 7. Gráficos de la incertidumbre de los resultados SSN1 (modelo Manicaragua): **a)** variaciones del azimut de los planos de fallas; **b)** variaciones del buzamiento; **c)** del desplazamiento; **d)** distribución de *K*(media 12.5°); y e) posibles planos de fallas



a) b) c) d) e)

Fig. 8. Gráficos de la incertidumbre de los resultados SSN2 (modelo Cuba Oriental): **a)** variaciones del azimut de los planos de fallas; **b)** variaciones del buzamiento; **c)** del desplazamiento; **d)** distribución de *K* (media 9.6°); y **e)** posibles planos de fallas.

Tabla IV. Comparación de los resultados obtenidos utilizando el modelo de velocidades de la estación de Manicaragua (González *et al*, 2012) (SSN 1), Cuba Oriental (Moreno *et al*, 2002) (SSN 2), el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y programa GEOFON del GFZ.

Tiempo de origen (yyyymmddhh:mm**): 20140109 20:57 UTC**												
		Lat (°N)	**Lon** (°W)	**Prof.** (km)	**Mw**	**Mec Focal**	**Plano Soluc (N1 N2)**	**%DC**	**Ángulo de Kagan**			
									SSNC 1	**SSNC 2**	**USGS**	**GFZ**
Source	**SSNC 1**	23.26	80.66	3	5.0		280 76 -97 127 16 -64	83	-	11	15	24
	SSNC 2	23.28	80.60	3	5.1		279 70 -106 140 25 -52	84	11	-	16	22
	USGS	23.18	80.73	0	5.0		113 25 -88 291 65 -91	80	15	16	-	16
	GFZ	23.23	80.76	10	5.0		107 38 -84 281 52 -93	-	24	22	16	-

Los resultados de los parámetros de la fuente (espacial, temporal y energético) del terremoto del 9 de enero del 2014 dados por USGS, el GFZ y el SSNC son similares aunque los primeros localizan el evento ligeramente más al Oeste y Norte, lo que pudo estar motivado por la carencia en su análisis de estaciones más cercanas en otras direcciones, como las tuvo el SSNC. Las réplicas de este evento, así como otros sismos relacionados con esta actividad en la región, al ser de más baja energía, han sido aisladamente detectadas por el GFZ y el USGS, con 4 y 7 sismos respectivamente (ver correspondientes páginas web), mientras que el SSNC ha detectado más de 150 de estos. Sin embargo, el pobre cubrimiento azimutal por estaciones sismológicas y la distancia de estas a la zona, no permiten la selección del plano de falla, de los dos propuestos, a partir de la distribución espacial de las réplicas.

El comportamiento de la energía liberada y del número de terremotos en la región de Corralillo, manifiesta un cierto incremento desde finales del 2013, tiene su máxima expresión en la serie de terremotos iniciada con el sismo principal y que continuó hasta mayo de ese año, ~155 días después, lo que es coherente con la venta temporal de réplicas propuesta por Gardner y Knopoff, (1974). Tras esta actividad, esta zona ha mantenido ciertos niveles de sismicidad con varios sismos de magnitud (Mw) superior a 4.0.

El gráfico de la distribución temporal de la sismicidad registrada tras el evento principal (**Fig** 5), demuestra que en los primeros 15 días después de ocurrido este evento la actividad se comportó como un caso típico de terremoto principal-réplicas de acuerdo a la Ley de Omori (Omori, 1894). La tasa de decaimiento de 0.978 es coherente con los valores establecidos por esta Ley (entre 0.7 y 1.5). El relativamente bajo valor de amplitud (18.867) pudo estar motivado por la distancia epicentro-estación que no permitió el registro de terremotos de menor energía. Teniendo en cuenta que fue considerado como día 0 el de la ocurrencia del evento, el parámetro temporal de compensación tuvo como valor 0.

El análisis del arribo de los trenes de ondas a las diferentes estaciones, muestra una diferencia notable en el comportamiento de las ondas superficiales de Rayleigh, en la componente vertical, entre la estación de Soroa (SOR) y el resto de las estaciones cercanas al epicentro (**Fig** 6). Este comportamiento en términos de dispersión, en particular con valores muy bajos de velocidad de grupo en periodos de alrededor de 5 segundos es típico de la propagación de estas ondas por un medio de corteza oceánica en superficie (Oliver, 1962). La presencia de un canal con valores mínimos de anomalía de Bouguer en la región (Mondelo *et al*., 2011) es coincidente con la trayectoria de estas ondas, lo que es coherente con la presencia de capas superficiales de baja velocidad que justificarían este comportamiento, así como la perceptibilidad de éste evento en algunos edificios altos en La Habana.

Los resultados obtenidos del tensor del momento sísmico en este trabajo, son coherentes con los obtenidos por otras fuentes existiendo las mayores diferencias con los resultados del GFZ (tabla 4) lo que pudo deberse a que esta red tiene sus estaciones más distantes del hipocentro. El hecho de que en este estudio se hayan utilizado las estaciones más cercanas al hipocentro (no disponibles en ese entonces para otras redes) y que sus resultados den una solución más coherente con la acción de un doble par de fuerzas, es decir, mayores valores de %DC, sugiere que nuestros resultados sean más confiables. Las diferencias entre los mecanismos focales dados por las distintas redes y modelos,

evaluados por sus diferencias en el ángulo de Kagan (K) (tabla 4), son inferiores a los 25°, valor considerado relativamente bajo según Zahradnik y Custodio (2012) de lo que se infiere la similitud de las soluciones.

Los valores de %DC en los resultados obtenidos, superiores al 80%, indican que el evento fue el resultado de la acción de un doble par de fuerzas y no guardan relación alguna con explosiones, implosiones u otro tipo de fenómeno, lo que no necesariamente indica un origen tectónico del evento, teniendo en cuenta que el mismo se encuentra localizado en una zona de exploración de hidrocarburos que pudo inducir esta sismicidad. En ambos resultados de este trabajo, y los dados por otras fuentes, para todos los posibles planos de falla, se trata de un mecanismo focal típico de una falla normal, es decir, no responde a procesos de compresión sino de expansión, y con orientación noroeste – sureste. El nivel de incertidumbre de estos resultados, pese a que fueran utilizadas pocas estaciones y en ocasiones a una relación señal-ruido poco favorable, es sin embargo, relativamente bajo. Esto es evidente en los valores relativamente bajos del CN que indica una buena resolutividad del tensor del momento, los valores de K, para controlar la incertidumbre de las soluciones (Zahradnik y Custodio, 2012), y la dispersión de los valores del mecanismo focal.

Estos resultados y esta dirección de ruptura no están en correspondencia con el ambiente tectónico descrito en esta región por algunos autores (e.g. Iturralde, 1977 y 1998), que refieren un sistema de fallas más joven que corta al territorio cubano de dirección noreste -suroeste y el mecanismo "strike-slip" ocasionado por los esfuerzos que recibe la litosfera acrecionada cubana por el movimiento anti horario de la placa de Norteamérica. Contrariamente reflejan más bien una componente de esfuerzos de tensión en dirección NE-SW, correspondiente a mecanismos de fallas normales con dirección del rumbo de la falla noroeste – sureste, coincidente con la orientación de la falla Norte Cubana en esta región (Cotilla *et al.*, 2007).

Conclusiones

Los parámetros espacio-temporal-energéticos del evento sísmico al norte de Corralillo del pasado 9 de enero de 2014 a las 20:57 UTC, y que fueron dados por las distintas agencias de monitoreo que operan en la región, son coherentes, aunque tienen cierto grado de imprecisión, dada la distancia de las estaciones sismológicas a esta localidad y la cobertura azimutal alrededor del epicentro. Los tensores del momento sísmico calculados por estas agencias y en particular los dos por el SSNC, con el empleo de diferentes modelos de velocidades, evidencian planos de falla con orientación NW-SE y con mecanismos de falla normal lo que refleja la acción de fuerzas distensivas. El carácter de estas fuerzas, está representado en un elevado por ciento como la acción de un doble par, y tuvo, con alta probabilidad, un origen tectónico aunque el evento principal o sus réplicas (Castro *et al*., 2015) pudieron ser inducidos dada su localización en una zona de explotación de hidrocarburos. La distribución temporal de las réplicas registradas por el SSNC siguió la Ley de Omori, aunque con una relativamente baja amplitud, dado que las estaciones que las registraron se localizan distantes de la zona epicentral, este es la principal razón por la que no es posible hacer un análisis detallado de su distribución espacial.

Agradecimientos

Los autores de este trabajo quieren agradecer: al GFZ, el USGS y al CENAIS por el uso de los datos de sus archivos; al SSNC por el financiamiento de esta investigación; y a los autores de los programas ISOLA (Sokos y Zahradník, 2008, 2013), SEISAN (Havskov y Ottemöller 2010), GMT (Wessel *et al.*, 2013)y SAC (Goldstein, 1999) por el uso de sus códigos para el procesamiento de las señales y la realización de los mapas. Los autores agradecen además, las sugerencias del Prof. Jiri Zahradník de la Academia de Ciencias de la Republica Checa durante el proceso de inversión del tensor del momento sísmico.

Referencias bibliográficas

Brocher, T.M. 2008. Key elements of regional seismic velocity models for long period ground motion simulations. *J. Seismol* 12:217–221, doi:10.1007/s10950-007-9061-3.

Brune, J. 1970.Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.

Castro, R., González-Huízar, H., Zúñiga, F., Wong, V., y Velasco, A. (2015): Delayed Dynamic Triggered Seismicity in Northern Baja California, México Caused by Large and Remote Earthquakes. BSSA, 2015, v.105, pp.1825-1835

Chuy, T. 1999. *Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonación sísmica*. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del MES y CENAIS. 150 p.

Cotilla, M., Franzke HJ., Pilarski, J., Portuondo O., L. Álvarez L 1991ª. Mapa de alineamientos y nudos principales de Cuba, escala 1:1 000 000. *Revista Geofísica, No 35*, jul- dic. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. pp 53-112.

Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, Cordoba. D. 1991b.Seismicity and seismoactive faults of Cuba. Science Direc. Rusian *Geology and Geophysics* 48pp 5065-522.

Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, L. Álvarez, E. González, J. Díaz, G. Gruenthal, J. Pilarski, and F. Arteaga 1991c. Mapa sismotectónico de Cuba Escala 1:1000000, *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía* 23, pp1–49.

Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke, H.J., Álvarez, L., González, E., Diaz, J.L.,Grunthal, G., Pilarski, J., Arteaga, F., 1996. Una valoración sismotectónica de Cuba, *Revista Geofísica. IPGH*. No 45. pp 145-179.

Cotilla, M. O. (1998): An overview on the seismicity of Cuba, J. Seism.2, pp323–335.

Cotilla, M., y L. Álvarez, 2001. Seismogenic regularities of the Cuban western seismotectonic unit, *Geol. J*. Chile 28, pp3–24.

Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke, H.J., y Cordoba, D., 2007. Seismicity and seismoactive faults of Cuba. Russian *Geology and Geophysics 48* (2007) 505–522

Dreger D. S. 2002. Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INVC) Version 1.1, Berkeley Seismological Laboratory, pp. 18.

García, J.; Slejko, D.; Alvarez, L.; Peruzza, L.; Rebez, A. 2003. Seismic hazard maps for Cuba and sorrounding areas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 93, No. 6, pp. 2563-2590.

Gardner, J. K. and L. Knopoff 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seism. Soc. Am*. 64, 1363–1367.

Goldstein, P. 1999. SAC User's Manual, Lawrence Livermore Laboratory, University of California.

González, O.; Moreno, B.; Romanelli, F. y Panza. 2012. Lithospheric structure below seismic stations in Cuba from the joint inversion of Rayleigh surface waves dispersion and receiver functions. *Geophys. Journal Int*. (2012) 189, 1047–1059 doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05410.x

Graves, R. W., and Pitarka, A. 2004. Broadband time history simulation using a hybrid approach, Proc. 13th World Conf. Earthquake Eng., Vancouver, Canada, paper no. 1098.

Gutenberg, B., y C. Richter 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. Bull. *Seism. Soc. Amer.*, vol. 46, pp. 105-145.

Hanks, M. y Kanamori, H. 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys.* Res. 84,2348-2340.

Havskov, J. y L. Ottemøller 2000. SEISAN earthquake analysis software. Seis. Res. Lett. 70, 532-534.

Havskov, J. yL .Ottemöller 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Springer Science + Business Media B.V.DOI 10.1007/978-90-481-8697-6_5.

Iturralde-Vinent, M. 1977. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. Informe científico técnico Nº20. Instituto de Geología y Paleontología, 24 p.

Iturralde-Vinent, M.A. 1998. Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. Acta Geológica Hispánica, 33, pp 9–56.

Kagan, Y.Y. (1991): 3-D rotation of double-couple earthquakes sources. *Geophys. J. Int*. 106, 709-716. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06343.x.

Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82:2981–2987.

Krizova, D., Zahradnik, J., & Kiratzi, A. 2013. Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. Bull. *Seism. Soc. Am.*, 103, 2460–2473.

Lienert, B. R. E. 1991. Report on modifications made to Hypocenter. Technical report, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Bergen, Norway.

Lienert, B. R. E., Berg, E., and Frazer, L. N. 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares. *Bull. Seismol. Soc. Am*., 76:771–783.

Lienert, B. R. E. and Havskov, J. 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally.Seis. Res. Lett., 66:26–36

Mondelo, F., Sánchez, R., Pérez, P., Pardo, M., y Bello, V. 2011. *Catálogo de Mapas Gravimétricos de la República de Cuba desde las escalas 1: 2 000 000 hasta 1: 50 000 y su grado de estudio asociado*. Memorias de la Cuarta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias´2011.GEF1-CE1.pp 1-34 ISBN978-959-7117-30-8.

Moreno, B., Grandison, M. &Atakan, K., (2002): Crustal velocity model along the southern Cuba margin: implications for the tectonic regime at an active plate boundary, *Geophys. J*. Int.,151,632–645.

Nafe, J.E., and Drake C.L. 1960. *Physical properties of marine sediments, in The Sea*, Vol.3, M.N.Hill (Editor), Wiley-Interscience, NewYork, 794–815.

ONN (Oficina Nacional de Normalización) (1999): Norma Cubana NC 46:1999: Construcciones Sismorresistentes. Requisitos Básicos para el Diseño y Construcción. 95 pp.

Oliver, J.E., 1962. A summary of observed seismic surface wave dispersion. Bull. Seismol. Soc. Am., 52, 81-86.

Omori, F. 1894. "On the aftershocks of earthquakes," *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, vol. 7, pages 111–200.*

Orbera, L. Marquetti, M. Arias, A. López, M. y Crespo, R. 1987. Las investigaciones sismotectónicas y la estabilidad de las construcciones energéticas en Cuba. 1er Congreso Internacional sobre Desastres Naturales. La Habana,. 45 p.

Orbera, L., Rodríguez. J., Pena, B., Arias, A., Marquetti, M., Lombardero T. 1989. Estudio sismotectónico para el emplazamiento del Complejo Hidroenergético Toa-Duaba. Fondos Empresa Integral de Proyectos del MINBAS.40 p.

Orbera, L., González B. E., Chuy, T., Oro J. 1990. Investigación sísmica en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares, Reporte de Investigación, Fondos del CENAIS y la SEAN, 344 p.

Otero, R., López, J.M. y García D.E. 2013. *Zonación tectonoestratigráfica del sector oriental de la franja norte de crudos pesados de la República de Cuba*. Centro de Investigaciones del Petróleo, Cuba, Memorias en CD-Rom, La Habana, 1 al 5 de abril de 2013.IV Congreso Cubano de Petróleo y Gas (Petrogas´2013) Exploración de Petróleo y Gas PETRO1-P4. V Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias´2013.

Sokos, E. N., and J. Zahradník. 2008. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple point source inversion of seismic data. Computers and Geosciences, 34, 967-977.

Sokos, E. N., and J. Zahradník. 2013. Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. Seismol.Res.Lett. 84.656-665.

Utsu, T. 1961. "A statistical study of the occurrence of aftershocks," Geophysical Magazine, vol. 30, pages 521–605.

Vackář J., J. Burjánek, and J. Zahradník. 2015. Automated detection of disturbances in seismic records; MouseTrap code.Seism. Res. Letters, accepted.

Wells, D.& Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, vol.84, No.4, pp.974-1002, 133.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe 2013. Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), p. 409-410,. doi:10.1002/2013EO450001.

Zahradník, J., and A. Plešinger. 2005. Long-period pulses in broadband records of near earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am.95, no. 5, 1928–1939, doi10.1785/0120040210.

Zahradník, J., and A. Plešinger. 2010. Toward understanding subtle instrumentation effects associated with weak seismic events in the near field, Bull. Seismol. Soc. Am.100, no. 1, 59–73, doi 10.1785/0120090087.

Zahradnik, J., &Custodio, S. 2012. Moment Tensor Resolvability: Application to Southwest Iberia. Bulletin of the Seismological Society of America, 102(3), 1235–1254. doi:10.1785/0120110216.

Zapata, J.A., Guasch, F., Serrano, M., Montenegro, C., Diez, E.R., González, O.F., y del Pino, J.R. 2001. Servicio Sismológico Nacional de Cuba: Primeros resultados después de la transformación tecnológica. In Red de estaciones e investigaciones sismológicas en Cuba, Editorial Academia, La Habana, Cuba, pp. 27–34.

Acerca de los autores:

Enrique D. Arango-Arias: Ingeniero geólogo egresado del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, Holguín, Cuba en 1983. Graduado de Master en Geología en el Instituto Politécnico Nacional de México en 1994 y de Doctor en Ciencias Geofísicas en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, en 2014. Ha trabajado como especialista principal en estudios ingeniero-geológicos de obras importantes en el antiguo MINBAS. Se desempeña como Investigador en el Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas. Ha dirigido proyectos nacionales y estudios aplicados relacionados con investigaciones sismológicas. Ha participado en varios eventos internacionales dentro y fuera del país.

O'Leary Fernando González-Matos: Doctor en Ciencias Geofísicas, Máster en Matemática e

Investigador Auxiliar con más de 24 años de experiencia en la actividad científica y docente vinculada a las investigaciones sismológicas. Ha dirigido y/o participado en proyectos de investigación nacionales e internacionales, servicios científicos y fue director del CENAIS durante 8 años. Ha participado en varios eventos relacionados con las geociencias como ponente de sus resultados, los que han sido publicados en revistas de impacto nacionales e internacionales. Ha impartido cursos de postgrado o especialidad, y es miembro de varias sociedades y el comité científico de varios eventos en Cuba y el exterior. Actualmente dirige el Grupo de Física de los Terremotos y Estructura Interna de la Tierra del CENAIS, siendo miembro de su Consejo Científico.

Raúl Palau-Clares: Graduado de Master en Ciencias de la Computación en la Universidad de Oriente en 2004. Licenciado en Física egresado de la Universidad de Oriente en 1997. Investigador Agregado con 20 años de experiencia en el Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas. Ha dirigido y/o participado en proyectos de investigaciones nacionales e internacionales, servicios científicos técnicos y fue vicedirector técnico del CENAIS durante 4 años. Ha recibido cursos de postgrado o especialidad, y es miembro de la Sociedad Cuba de Geología. Actualmente es miembro del Grupo de Física de los Terremotos y Estructura Interna de la Tierra del CENAIS.

Maribel Leyva-Arias: Es técnico analista del Servicio Sismológico Nacional. Desde 1998 a 2011 fue jefa de la estación sismológica de Rio Carpintero. Ha sido coautora de varias publicaciones relacionadas con la sismicidad en la República de Cuba. Actualmente ocupa el cargo de jefe de la Estación Central del Servicio Sismológico Nacional