


# El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica

Lepolt Linkimer<sup>1\*</sup>; Ivonne G. Arroyo<sup>1</sup>; Gerardo J. Soto<sup>1</sup>; Juan Luis Porras<sup>1</sup>;  
María Cristina Araya<sup>1</sup>; Mauricio M. Mora<sup>1</sup>; Magda Taylor<sup>1</sup>

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v40n2-2018002> 

**Forma de citar:** Linkimer, L, Arroyo, I.G., Soto, G.J., Porras, J.L., Araya, M.C., Mora, M.M., y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35-53. DOI: 10.18273/revbol.v40n2-2018002.

## RESUMEN

El 30 de noviembre del 2016 a las 18:25 (00:25 UTC del 1º de diciembre) ocurrió un sismo de  $M_w$  5,5 a una profundidad de 2,7 km, 4 km al norte de Capellades de Alvarado, Costa Rica. Fue el evento principal de una secuencia con precursores y réplicas, localizada a 5 km de los volcanes activos Irazú y Turrialba. Este sismo es el más reciente de una lista de terremotos originados en las fallas que cortan la Cordillera Volcánica Central, la cual representa el límite norte del área más poblada del país. Usando principalmente los registros instrumentales de la Red Sismológica Nacional (RSN), en este trabajo se presenta un análisis sismológico de la secuencia y se determinan la ubicación y las características de la falla que originó esta sismicidad. Adicionalmente, se describe el entorno geológico-tectónico de su origen y sus efectos. La secuencia de sismos muestra un claro alineamiento de 8 km de longitud y rumbo nor-noroeste, entre los volcanes Irazú y Turrialba. La interpretación conjunta de la relocalización de la secuencia, el tensor de momento del sismo principal y los mecanismos focales de 17 eventos permitió determinar que la falla de origen es casi vertical y de tipo de desplazamiento de rumbo dextral, lo cual es congruente con los sistemas de fallamiento activo de la zona. Esta falla no había sido reconocida previamente y se ha denominado Liebres en este estudio. El sismo principal fue sentido en casi todo el país, con una intensidad máxima de VI+. Este sismo ha sido el de mayor magnitud en el sector oriental de la Cordillera Volcánica Central desde el terremoto de Patillos de 1952 ( $M_s$  5,9) y el primer sismo de  $M_w > 5,0$  registrado por la RSN en el edificio volcánico del Turrialba. A pesar de la cercanía con ese volcán, que ha presentado erupciones periódicas desde el 2010, no se observaron efectos eruptivos inmediatos.

**Palabras clave:** falla Liebres; secuencia sísmica; mecanismos focales; tectónica en volcanes; volcán Turrialba.

## The 2016 Capellades earthquake and its seismic sequence: Expression of strike-slip faulting in the volcanic arc of Costa Rica

## ABSTRACT

On 30 November 2016 at 18:25 (1<sup>st</sup> December at 00:25, UTC time) a  $M_w$  5.5 earthquake occurred at 2.7 km depth, 4 km north of the town Capellades de Alvarado, Costa Rica. It was the main shock of an earthquake sequence including foreshocks and aftershocks, located 5 km from the active Irazú and Turrialba volcanoes. This is the most recent of a series of damaging earthquakes originated in the faults crossing the Central Volcanic Range, which constitutes the northern boundary of the most populated area of the country. Using mainly the seismic records from the National Seismological Network (RSN), we present in this study a seismological analysis of the earthquake sequence and the location and characteristics of the fault that originated this seismicity. Additionally, we describe the geotectonic context of the fault and the Capellades earthquake effects. The earthquake sequence shows a clear 8-km long alignment striking nor-northwest between Irazú and Turrialba volcanoes. The joint interpretation of the earthquake relocation, the main-shock moment tensor solution, and the focal mechanisms of 17 events allows for determining the source in a nearly vertical strike-slip fault, in agreement with regional active fault systems. This structure had not been recognized previously and has been named Liebres Fault in this study. The main shock was felt in most of the country, with a maximum intensity of VI+. This earthquake has been the largest in the eastern part of the Central Volcanic Range since the 1952 Patillos earthquake ( $M_s$  5.9) and the first  $M_w > 5.0$  earthquake recorded by the RSN in the Turrialba volcano edifice. Despite the proximity to this active volcano, which has been erupting periodically since 2010, there were no immediate eruptive effects.

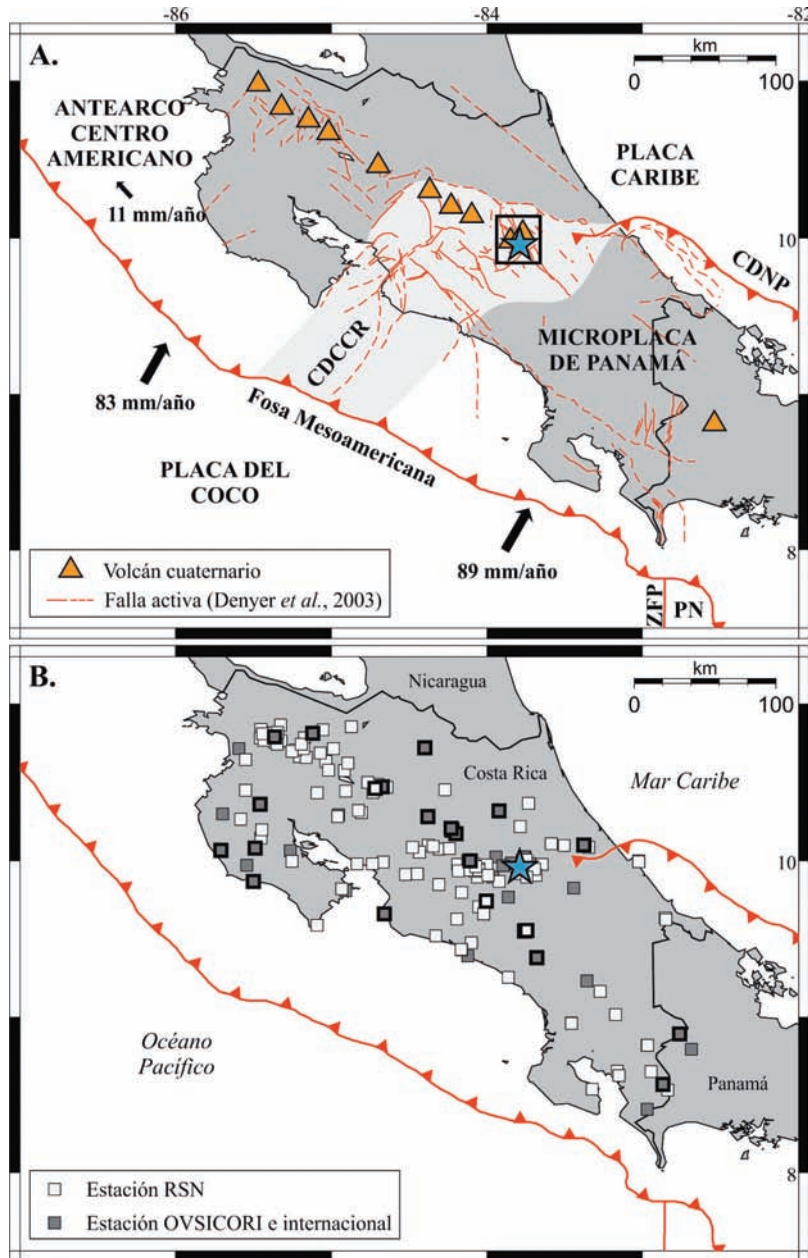
**Keywords:** Liebres Fault; seismic sequence; focal mechanisms; tectonic in volcanoes; Turrialba Volcano.

<sup>1</sup> Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica, Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, San Pedro, Costa Rica. (\*) [lepolt.linkimer@ucr.ac.cr](mailto:lepolt.linkimer@ucr.ac.cr), [ivonne.arroyo@ucr.ac.cr](mailto:ivonne.arroyo@ucr.ac.cr), [katomirodriguez@yahoo.com](mailto:katomirodriguez@yahoo.com), [juan.porrasloria@ucr.ac.cr](mailto:juan.porrasloria@ucr.ac.cr), [mariacristina.araya@ucr.ac.cr](mailto:mariacristina.araya@ucr.ac.cr), [mauricio.mora@ucr.ac.cr](mailto:mauricio.mora@ucr.ac.cr), [magda.taylor@ucr.ac.cr](mailto:magda.taylor@ucr.ac.cr)

## INTRODUCCIÓN

El 30 de noviembre del 2016 a las 6:25 p.m., hora local de Costa Rica (1° de diciembre a las 00:25 UTC), ocurrió un sismo de magnitud  $M_w$  5,5 muy cerca (4 km) de la localidad de Capellades de Alvarado, en la provincia de Cartago, Costa Rica (FIGURA 1). Este fue el evento principal de una secuencia de sismos que

incluyó precusores y réplicas, localizada a 5 km de los cráteres de los volcanes activos Irazú y Turrialba, en una zona de tectónica regional compleja, cerca de donde se ha establecido la confluencia entre los cinturones deformados del Centro de Costa Rica y del Norte de Panamá (ej. Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001; FIGURA 1).



**FIGURA 1. A.** Contexto tectónico de Costa Rica. Los elementos tectónicos principales son: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), placa Nazca (PN) y Zona de Fractura de Panamá (ZFP). El recuadro denota el área mostrada en la FIGURA 2 y la estrella azul el epicentro del sismo principal de la secuencia de Capellades. **B.** Ubicación de las 168 estaciones sísmológicas usadas para estudiar el sismo principal de la secuencia de Capellades. Los cuadros con borde representan las 23 estaciones usadas para la estimación del tensor momento (FIGURA 6B).





En este artículo se presenta la localización de este sismo, el cálculo de su mecanismo focal, su entorno geológico-tectónico de origen, y se describen sus efectos. Adicionalmente, mediante el análisis de los sismos precursoros y las réplicas fue posible detallar la ubicación y las características geométricas de la falla que originó esta sismicidad, la cual en este trabajo ha sido denominada falla Liebres.

## CONTEXTO GEOTECTÓNICO

Costa Rica se localiza dentro de un marco geotectónico complejo y muy dinámico, debido a su localización en una zona de subducción y cerca del punto triple de las placas del Coco, Caribe y Nazca (FIGURA 1). La sismicidad es especialmente abundante a lo largo de la fosa Mesoamericana, en la zona sismogénica interplacas en la parte somera de la subducción de la placa del Coco debajo de la placa Caribe y de la microplaca Panamá, y en la zona de Wadati-Benioff hasta profundidades máximas de ~200 km (Lücke y Arroyo, 2015). Otras fuentes de sismicidad son la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), que actúa como límite entre las placas del Coco y Nazca, y los cinturones deformados del Norte de Panamá (CDNP) y del Centro de Costa Rica (CDCCR). Estos dos cinturones son anchas zonas (100-200 km) de deformación cortical que se han postulado como los límites entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá (ej. Fan *et al.*, 1993; Goes *et al.*, 1993; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001; FIGURA 1).

El CDCCR incluye fallas y pliegues neotectónicos de diversa geometría (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001) ubicados en una franja de aproximadamente 100 km de ancho (FIGURA 1) y que transfieren desplazamientos mediante movimientos traslacionales y rotacionales entre los diversos bloques tectónicos que constituyen la zona (Montero, 1994, 2001). El origen del CDCCR podría estar asociado con la subducción de la cordillera del Coco bajo el sureste de Costa Rica y la subducción de montes submarinos y corteza oceánica engrosada, que causan el desplazamiento de la microplaca de Panamá con respecto de la placa Caribe (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001). Desde el siglo XIX el CDCCR ha sido el origen de unos 20 terremotos, entre ellos el de Cartago del 4 de mayo de 1910 ( $M_w$  6,4), que ha sido el peor desastre de la

historia de Costa Rica con un saldo de ~300 víctimas (Montero y Miyamura, 1981; Montero, 2010).

El área de los macizos de los volcanes Irazú y Turrialba es parte del CDCCR. Para esta zona, Montero (2003) y Montero *et al.* (2013b) propusieron una cuenca de tracción (*pull-apart*) que denominan Turrialba – Irazú, que incluye fallas neotectónicas de rumbo noroeste predominantemente dextrales, como las fallas Azul, Turrialba y Tucurrique (FIGURA 2), pertenecientes a los sistemas de fallas Atirro y Río Sucio.

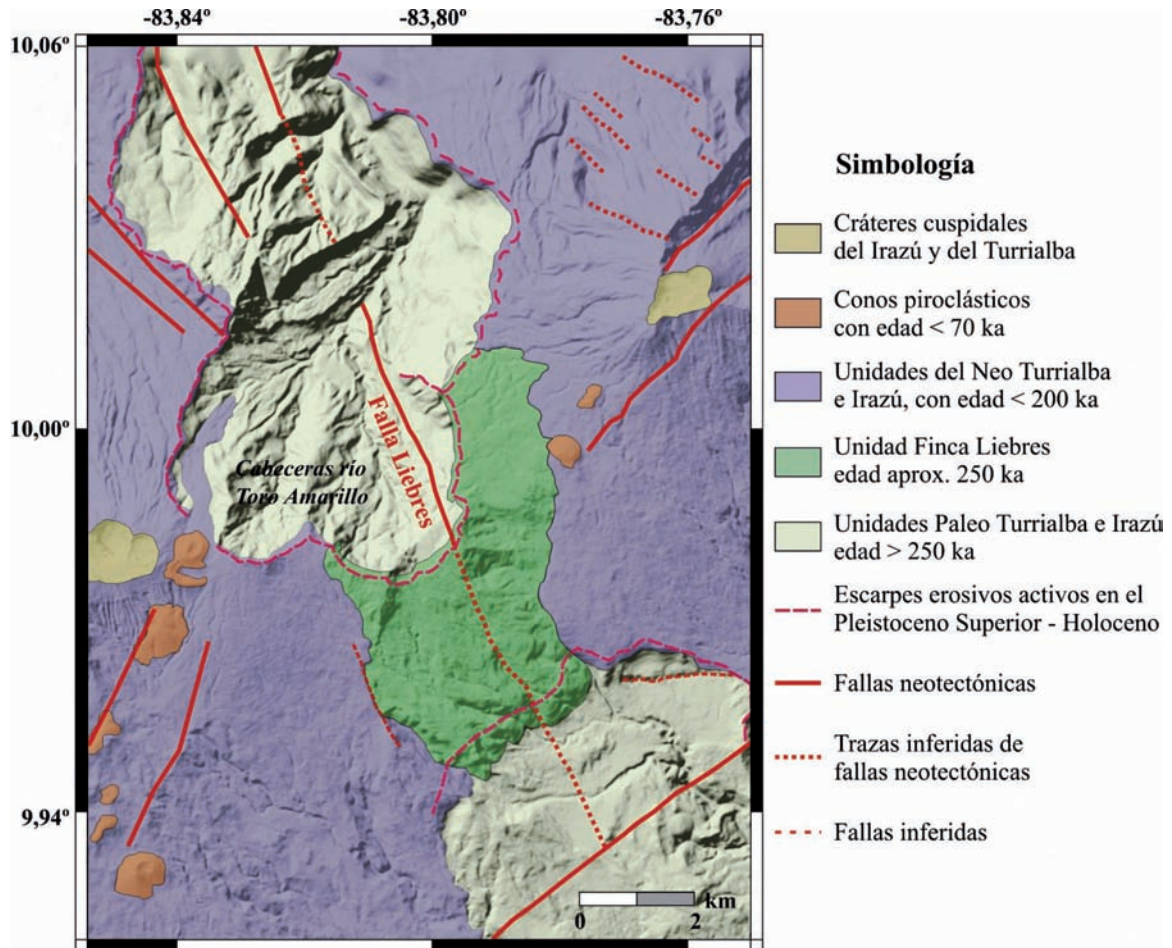
En el volcán Irazú se han reconocido fallas y alineamientos de 2 a 6 km de longitud y con orientación noreste, como la falla Irazú (Montero y Alvarado, 1995). Además, existen fallas de mayor longitud (hasta 14 km) que afectan el flanco norte, como las fallas Río Sucio y Blanquito (FIGURA 2). Estas fallas son de desplazamiento de rumbo dextral, tienen un rumbo general noroeste y una expresión geomorfológica prominente (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer, 2003; Montero, 2003). El terremoto de Patillos de 1952 (FIGURA 2) es el sismo de mayor tamaño conocido en esta zona y su origen se relaciona con la falla Río Sucio (Montero y Alvarado, 1995). Además, numerosas crisis sísmicas han sido identificadas en la periferia del volcán Irazú entre 1982 y la actualidad (ej. Barquero *et al.*, 1992, 1995; Fernández *et al.*, 1998; Mora *et al.*, 2012).

En el macizo del Turrialba las estructuras tienen una clara orientación noreste, como por ejemplo la ubicación de los cráteres cuspidales, un anfiteatro sectorial de colapso, las fallas Elia y Ariete, y dos conos piroclásticos en el flanco al suroeste de la cima (Soto, 1988a, 1988b). Existen otras estructuras que cortan el volcán Turrialba, particularmente en el flanco sur, como las fallas Capellades y Maravilla (FIGURA 2) que son consideradas como parte de los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro, respectivamente (Alonso-Henar *et al.*, 2013; Montero *et al.*, 2016).

La falla conocida más cercana al epicentro del sismo principal es la Capellades, a la cual no se han asociado terremotos históricos (Montero *et al.*, 2013a; FIGURA 2). De acuerdo con Montero *et al.* (2013a), esta falla es de desplazamiento de rumbo sinistral y tiene un rumbo este-noreste a noreste, una longitud de 25 km y una tasa de deslizamiento de entre 0,5 y 3,3 mm/año.

La geología y la tectónica entre los volcanes Irazú y Turrialba han sido estudiadas en diferentes trabajos (Krushensky, 1972; Soto, 1988a, 1988b, 1994; Montero y Alvarado, 1995; Montero, 2003; Alvarado *et al.*, 2004, 2006; Soto *et al.*, 2010; FIGURA 3). En esa zona se ha identificado la Unidad Finca Liebres, que es un cono compuesto erosionado andesítico (Soto, 1988a) cuya

última actividad ocurrió hace  $251 \pm 4$  ka (Ruiz *et al.*, 2010). Mediante el análisis fotogeológico presentado por Soto *et al.* (2010) se identificaron alineamientos con rumbo nor-noroeste en la cabecera del río Toro Amarillo, uno de los cuales transcurre por el sector de la Unidad Finca Liebres. En este trabajo, dicho alineamiento es analizado a la luz de la secuencia sísmica de Capellades.



**FIGURA 3.** Mapa geológico simplificado del sector entre los volcanes Irazú y Turrialba y la cabecera del río Toro Amarillo, donde se muestran las diferentes unidades geológicas y fallas. Reformado a partir de los mapas de Krushensky (1972); Soto (1988a, 1994); Montero y Alvarado (1995); Montero (2003); Alvarado *et al.* (2004, 2006) y Soto *et al.* (2010).

## DATOS Y PROCESAMIENTO

La mayor parte de los registros sísmicos utilizados en este trabajo provienen de las estaciones sísmicas de la RSN (UCR e ICE), pero también se incorporaron estaciones del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA) y de redes internacionales, como el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), la Universidad de Panamá y el Observatorio Sismológico del Occidente de Panamá (OSOP),

disponibles a través de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*).

La detección y la localización automática de la sismicidad se realizó a través de los sistemas Earthworm (Johnson *et al.*, 1995) y SeisComp (Weber *et al.*, 2007). Posteriormente, la revisión y lectura manual de los arribos de las ondas sísmicas, la localización de hipocentros y el cálculo de la magnitud momento ( $M_w$ ) se llevaron a cabo mediante los programas Multplt

y Hyp (Lienert y Havskov, 1995) integrados en el programa SeisAn (Ottmøller *et al.*, 2011). Para las lecturas se siguió un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los arribos y además, se asignaron pesos para las estaciones a más de 100 km de distancia, de forma que en la localización tuvieran un mayor aporte las observaciones cercanas. Para la localización de sismos se utilizó un modelo de velocidades de la onda primaria (P) de siete capas basado en Matumoto *et al.* (1977) y una razón de velocidades ( $V_p/V_s$ ) de 1,74.

El evento principal, las réplicas y los sismos precursores con mayor número de lecturas de la onda P fueron seleccionados y relocalizados con el programa HypoDD (Waldhauser, 2001). Esta base de datos consta de 120 sismos, con lectura de la onda P en al menos ocho estaciones. El programa HypoDD usa tiempos de arribo absolutos y diferenciales. Los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de la lectura de los sismogramas. Los tiempos diferenciales se obtuvieron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos que tuvieran una distancia menor a 10 km entre sí y registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 200 km con respecto al conjunto de sismos de interés. En el catálogo de tiempos diferenciales así construido, cada evento está ligado con un mínimo de 20 eventos cercanos por al menos 10 pares de observaciones, lo que resultó en una separación promedio entre eventos fuertemente ligados de 3 km. Los residuos de las diferencias entre pares de eventos en cada estación fueron tratados por mínimos cuadrados según el método de descomposición de valores singulares (SVD). En comparación con los métodos de localización de un evento de forma aislada, el algoritmo de localización simultánea de HypoDD ofrece la ventaja de ubicar mejor cada evento con respecto de los otros en el caso de que todos ocurran a lo largo de una misma estructura (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Como resultado, es posible determinar de forma más precisa la forma de la estructura que generó la sismicidad.

Por otra parte, el análisis de la fuente sísmica del evento principal se efectuó mediante el cálculo del mecanismo focal con el programa FOCMEC (Snoke *et al.*, 1984) a través de observaciones de la polaridad del primer arribo de la onda P y se determinó el tensor momento con el módulo de análisis de tensor momento (scmtv) de Seiscomp.

Finalmente, los mapas de intensidades instrumentales fueron elaborados usando el programa Shakemap (Wald *et al.*, 1999). Este programa utiliza la localización del hipocentro, la magnitud, los registros instrumentales del

movimiento del suelo en las estaciones de la RSN y los modelos GMPE (*Ground Motion Prediction Equation*) de Zhao *et al.* (2006) y GMICE (*Ground Motion to Intensity Conversion Equation*) de Wald *et al.* (1999).

## **SISMICIDAD PREVIA AL EVENTO DE CAPELLADES**

Para analizar la sismicidad previa en la zona de Capellades, se efectuó una búsqueda de todos los sismos superficiales (< 20 km de profundidad) en el catálogo de la RSN desde el año 1974. Con el fin de seleccionar los sismos localizados con la mejor calidad en esa zona, se buscaron los eventos con lecturas de al menos seis estaciones, con un valor de la raíz cuadrática media (RMS) menor a 1,0 s y un gap de cobertura azimutal máximo de 200°. Como resultado se observa que, en general, hay una mayor cantidad de sismos ubicados en el macizo del Irazú en comparación con el Turrialba, y que en la zona mesosísmica de la secuencia en estudio existen pocos epicentros (FIGURA 2).

Debido a variaciones en la cantidad de estaciones y las metodologías de detección y localización a lo largo de la historia de la RSN, es probable que muchos sismos no hayan sido detectados o localizados con precisión, por lo cual no se puede asegurar categóricamente que en esta zona no habían ocurrido sismos a lo largo del periodo que cubre el catálogo de la RSN. A partir de noviembre del 2015, la red de estaciones de la RSN creció en 90 sitios a nivel nacional, incluyendo nuevas estaciones en los volcanes Irazú y Turrialba. Esta nueva configuración ha permitido tener una mejor cobertura para la localización de los sismos en esta zona. Aún después de la ampliación de la red, la sismicidad en la zona mesosísmica entre noviembre del 2015 y noviembre del 2016 fue baja. No obstante, en ese periodo se detectaron 13 sismos ubicados muy cerca del sismo principal, 11 de ellos se encuentran alineados con la secuencia de Capellades (FIGURA 4A). Estos sismos tuvieron  $M_w$  de entre 2,3 y 3,7 y profundidades menores a 4 km.

## **LA SECUENCIA SÍSMICA DE CAPELLADES**

La secuencia sísmica de Capellades inició con un evento precursor de  $M_w$  2,9 el día 29 de noviembre (FIGURA 4A). Luego sucedió el sismo principal, 27 horas después (TABLA 1), y la secuencia de réplicas, que se prolongó hasta el 9 de diciembre del 2016. Un conteo en la estación CVTQ arrojó 2151 eventos registrados (FIGURA 5A). Esta estación se encuentra



**TABLA 1.** Características del sismo principal determinadas en este estudio.

Fecha y hora UTC	1° de diciembre del 2016, 00:25:20
Fecha y hora local	30 de noviembre del 2016, 18:25:20
Latitud	9,958
Longitud	-83,792
Profundidad (km)	2,7
Magnitud momento ( $M_w$ )	5,5

en el volcán Turrialba, a 6 km del epicentro, y fue seleccionada por su bajo nivel de ruido en comparación con otras más cercanas. Del conteo realizado en esta estación, el periodo más intenso ocurrió entre el sismo principal y las 9:00 UTC del 1° de diciembre, con una tasa promedio de 126 eventos por hora. En las siguientes 20 horas, a pesar de un segundo incremento de actividad alrededor de las 12:00 UTC, esta tasa cayó a cerca de 30 eventos por hora. Un tercer incremento ligero de actividad se observó el 4 de diciembre (FIGURA 5A).

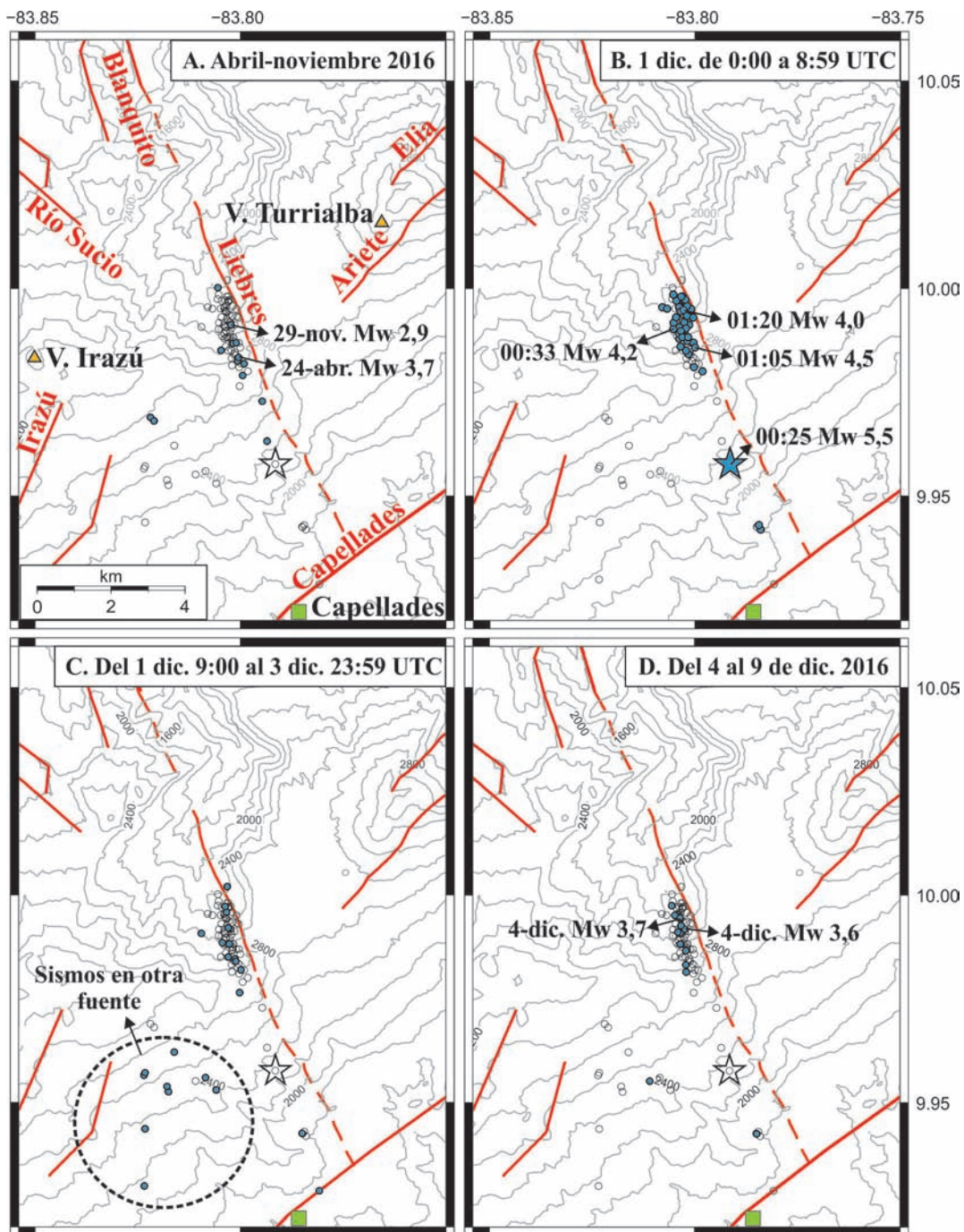
La localización del sismo principal se efectuó con la lectura de arribos de la onda P en 168 estaciones (FIGURA 1B), lo que permitió un gap de cobertura azimutal de sólo 21°. La estación más cercana al epicentro se encuentra en San Rafael de Irazú, a sólo 2 km del epicentro, y la más lejana en la península de Azuero en Panamá, a 455 km. Del total de estaciones usadas, hay 53 a una distancia menor a 50 km del epicentro. La solución inicial del hipocentro con el programa Hyp usando 109 observaciones claras (i.e., con la incertidumbre máxima de 0,05 s) de la onda P, tiene un RMS de 0,31 s. El RMS de la localización inicial es mínimo en el rango de profundidades que va desde 1,1 a 2,7 km bajo el nivel del mar. A su vez, la localización de todo el conjunto de sismos usando HypoDD presenta el menor RMS cuando el hipocentro del evento principal se ubica a una profundidad de 2,7 km, por lo que esa profundidad fue seleccionada como la mejor solución.

De los más de 2000 eventos contabilizados (FIGURA 5A), se localizaron los sismos registrados por al menos ocho estaciones con el fin de minimizar las incertidumbres durante el proceso de relocalización. Esta base de datos corresponde con 120 sismos que presentan

$M_w$  entre 2,5 y 4,5. Únicamente 10 réplicas sobrepasaron la  $M_w$  3,5 y de estas, las tres de mayor tamaño ocurrieron a las 00:33 ( $M_w$  4,2), 01:05 ( $M_w$  4,5) y 01:20 ( $M_w$  4,0) UTC del 1° de diciembre. Además, después del pico inicial de las primeras horas, la liberación de energía de las réplicas se mantuvo relativamente estable hasta el día 5 de diciembre (FIGURA 5B).

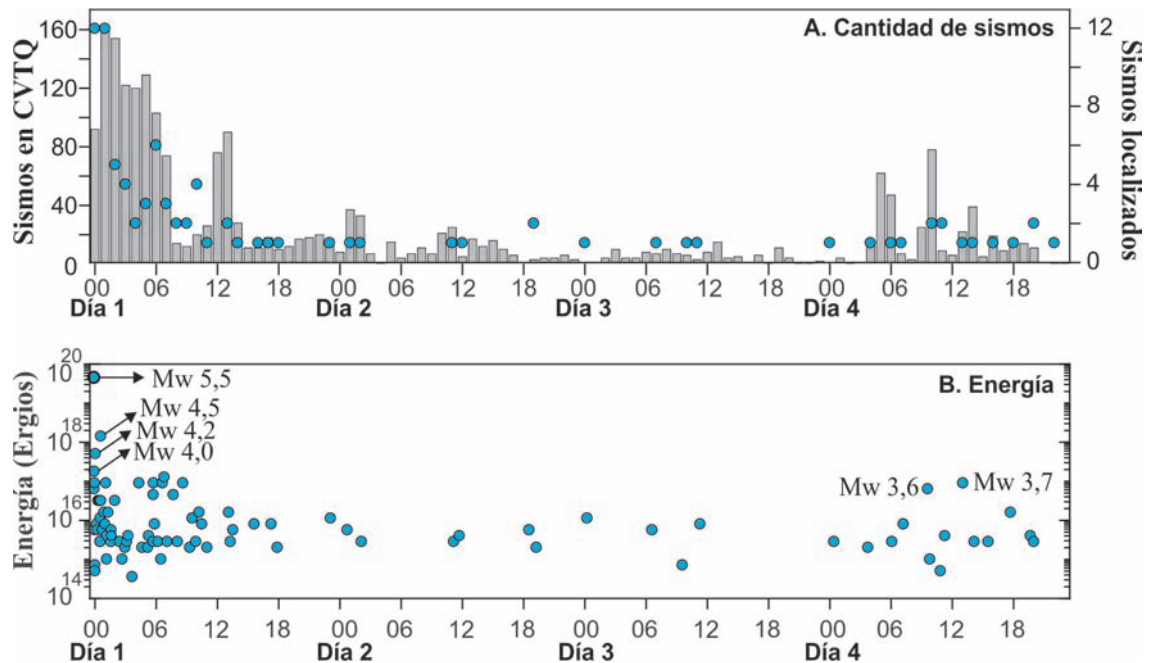
La migración espacial y temporal de la actividad sísmica localizada se resume en la FIGURA 4. Entre abril y noviembre del 2016 ocurrieron 13 sismos, incluyendo un evento de  $M_w$  3,7 y seis sismos acompañantes con  $M_w$  de entre 2,4 y 3,1 el 24 de abril (FIGURA 4A), y el evento precursor del 29 de noviembre. Estos sismos se alinean en dirección noroeste-sureste, coincidiendo con el alineamiento que atraviesa la Unidad Finca Liebres (Soto *et al.*, 2010, FIGURA 3).

El evento principal sucedió al sureste de ese conjunto de sismos. Es notorio que la gran mayoría de las réplicas localizadas durante las primeras ocho horas se distribuyó a lo largo de un segmento lineal casi 2 km al noroeste del evento principal, mientras que muy pocos sismos ocurrieron a menos de 2 km al sureste (FIGURA 4B). No fue posible localizar réplicas en la vecindad inmediata del evento principal. Entre las 9:00 UTC del 1° de diciembre y hasta el 3 de diciembre, disminuyó la sismicidad y los eventos siguieron ocurriendo al noroeste y sureste del sismo principal, pero además se generaron al oeste (FIGURA 4C). Estos últimos sismos se distribuyeron de una manera más dispersa que el resto de la sismicidad. El día 4 de diciembre, durante el tercer aumento de actividad, los eventos sucedieron principalmente en los grupos noroeste y sureste a lo largo del mismo alineamiento (FIGURA 4D).



**FIGURA 4.** Evolución temporal de la sismicidad para cuatro rangos temporales. Los epicentros de los sismos ocurridos en cada rango temporal se resaltan como círculos azules **A.** Eventos precursoros del 24 de abril al 30 noviembre del 2016. **B.** El evento principal (estrella azul) y las réplicas del 1 de diciembre entre las 0:00 y las 8:59 UTC. **C.** Las réplicas desde las 9:00 del 1 de diciembre hasta las 23:59 UTC del 3 de diciembre. **D.** Las réplicas del 4 al 9 de diciembre. El nombre de las fallas principales se muestra en la parte A.





**FIGURA 5.** A. Número de eventos tectónicos locales (barras grises) registrados en la estación CVTQ y número de sismos localizados por la RSN (círculos) entre el 1° y 5 de diciembre del 2016. B. Energía liberada de los sismos localizados.

## FUENTE SÍSMICA

El mecanismo focal del sismo principal fue calculado usando 68 polaridades claras (FIGURA 6). La búsqueda de planos nodales fue realizada cada cinco grados, de forma que estos planos permitieran separar totalmente los grupos de observaciones de compresión y dilatación. También se efectuó una exploración de soluciones a diversas profundidades para evaluar la estabilidad de la solución. En el rango de profundidades entre 1,1 y 2,7 km, en el que la localización inicial presenta RMS mínimos, la solución del mecanismo focal es de una falla de desplazamiento de rumbo. Este resultado es consistente al explorar soluciones hasta 5 km de profundidad.

Debido a la alta cantidad de observaciones de polaridades y a un gap en la cobertura azimutal de 21°, la solución de los planos nodales tiene un rango restringido. De todas las soluciones posibles para cada profundidad explorada se seleccionó la media como la solución final (TABLA 2, FIGURA 6A-C).

Con base en los resultados de la localización en HypoDD discutida previamente, la solución final seleccionada para el mecanismo focal es la obtenida para una profundidad de 2,7 km (FIGURA 6B). Esta solución posee un plano nodal dextral (rake 168°) de rumbo N33°W y 74° de inclinación y un plano nodal sinistral (rake 17°) con rumbo N61°E y 79°

de inclinación. Este mecanismo tiene ejes P y T con orientación N13°E/3° y S76°E/20°, respectivamente (FIGURA 6). Para el resto de las profundidades exploradas para el sismo principal (TABLA 2), se obtuvieron soluciones de planos nodales casi verticales (inclinación 71-84°) de fallas de desplazamiento de rumbo dextral (rake 159-174°) con rumbo noroeste (N28-40°W) y fallas de desplazamiento de rumbo sinistral (rake 8-18°) con rumbo noreste (N56-65°E).

Para el cálculo del tensor momento del sismo principal, se compararon los sismogramas sintéticos y observados en las estaciones de banda ancha de la RSN y del OVSICORI-UNA disponibles a través de IRIS, obteniéndose un ajuste del 92% para 23 estaciones (FIGURA 6D, TABLA 3). El cálculo del tensor también se efectuó a diversas profundidades entre 0 y 5 km. La solución obtenida es consistente con la del mecanismo focal y describe una falla de desplazamiento de rumbo, con un plano nodal casi vertical (inclinación 88°) de tipo dextral puro (rake 180°) y rumbo N30°W, y un plano nodal vertical de tipo sinistral (rake 2°) y rumbo N60°E. Este resultado es similar al del catálogo del *Centroid Moment Tensor Project* (CMT), con un plano nodal dextral (rake 177°) de rumbo N31°W y 78° de inclinación y un plano nodal sinistral (rake 12°) con rumbo N60°E y 87° de inclinación (Ekström *et al.*, 2012; Global CMT Catalog, 2017).

**TABLA 2.** Plano nodal seleccionado para la solución del mecanismo focal del evento principal a varias profundidades.

Profundidad (km)	Plano nodal 1			Plano nodal 2		
	Rumbo	Buzamiento	Rake	Rumbo	Buzamiento	Rake
1,0	152	82	174	242	84	8
1,5	140	76	159	236	70	15
2,0	145	74	160	241	71	17
2,5	147	74	168	241	79	17
2,7	147	74	168	241	79	17
3,0	147	74	168	241	79	17
3,5	152	73	170	245	80	18
4,0	152	73	170	245	80	18
4,5	152	73	170	245	80	18
5,0	152	73	170	245	80	18

**TABLA 3.** Solución del tensor momento del evento principal determinadas en este estudio.

Profundidad (km)	Ajuste	Doble copla (%)	Plano nodal 1			Plano nodal 2		
			Rumbo	Buz.	Rake	Rumbo	Buz.	Rake
2,7	91,6	84,5	150	88	180	240	90	2

Buz. Buzamiento.

Adicionalmente al sismo principal, se calculó el mecanismo focal de 16 sismos (TABLA 4, FIGURA 7) con un número de observaciones de polaridades de entre 22 y 40. El procesamiento fue el mismo que el empleado para el evento principal y la calidad de los resultados se categorizó en dos grupos. La calidad A corresponde con mecanismos que tienen menos de cinco soluciones, por lo que existe poca variación en el rumbo y la inclinación de los planos nodales posibles. La calidad B corresponde con mecanismos que tienen entre 13 y 58 soluciones. En

estos casos, aunque se obtuvieron múltiples soluciones, todas sugieren el mismo tipo de fallamiento.

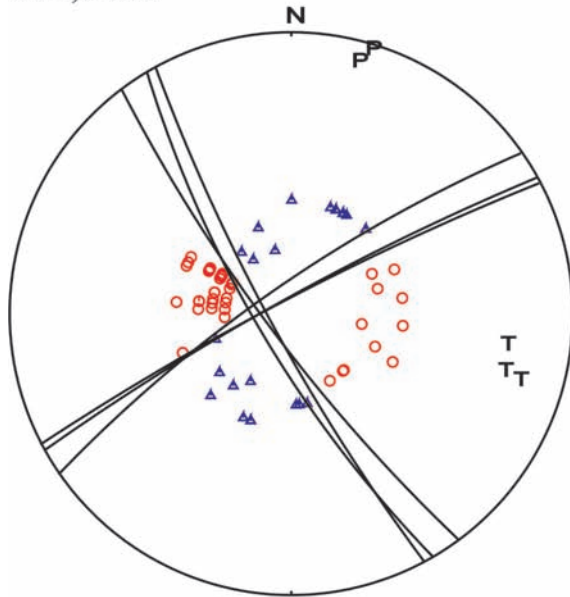
Los mecanismos focales obtenidos para ambas calidades representan fallas de desplazamiento de rumbo con un plano nodal dextral (rake -165 a 178°) de rumbo N9-41°W e inclinación 61-87°, y un plano nodal sinistral (rake -22 a 33°) de rumbo N51-89°E e inclinación 66-88° (TABLA 4).

**TABLA 4.** Plano nodal seleccionado para la solución del mecanismo focal de los principales sismos de la secuencia (FIGURA 7).

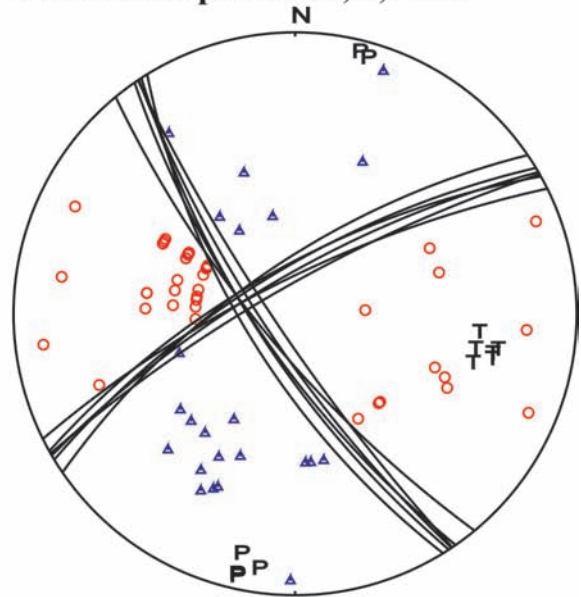
Núm.	Fecha y hora UTC	Cal.	Pol.	Plano nodal			Eje P		Eje T	
				Rum.	Buz.	Rake	Rum.	Buz.	Rum.	Buz.
1	24-04-2016 06:09:07	B	32	150	73	162	198	0	108	25
2	01-12-2016 00:25:20	A	68	147	74	168	13	3	104	20
3	01-12-2016 00:33:13	A	32	149	77	-172	13	14	104	4
4	01-12-2016 00:57:53	A	23	171	69	158	40	0	310	30
5	01-12-2016 01:05:42	B	26	159	70	176	23	11	116	16
6	01-12-2016 01:05:54	A	40	167	62	169	212	12	308	27
7	01-12-2016 01:35:10	B	24	164	70	-165	205	25	297	4
8	01-12-2016 02:28:42	B	22	170	86	177	35	0	125	5
9	01-12-2016 04:50:53	A	36	144	87	171	190	4	99	9
10	01-12-2016 06:14:04	B	23	162	71	173	27	8	120	18
11	01-12-2016 06:15:41	A	31	159	69	-167	20	24	112	6
12	01-12-2016 07:08:36	B	28	164	70	178	27	13	121	15
13	01-12-2016 07:18:48	B	29	158	76	-175	22	14	113	6
14	01-12-2016 08:12:20	A	25	169	80	-178	34	8	125	6
15	01-12-2016 09:08:17	A	31	144	61	152	16	3	108	40
16	04-12-2016 10:06:40	B	31	139	71	175	3	10	96	17
17	04-12-2016 13:33:11	B	24	165	75	177	29	9	121	12

Buz. Buzamiento, Cal. Calidad, Pol. Número de polaridades, Rum. Rumbo.

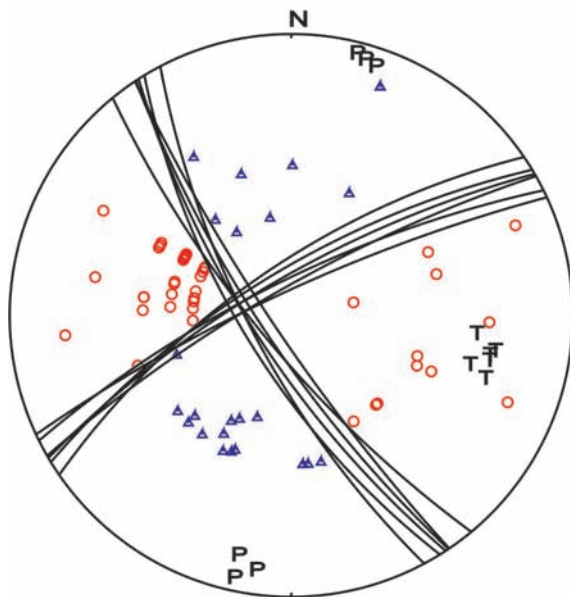
**A. 1,0 km**



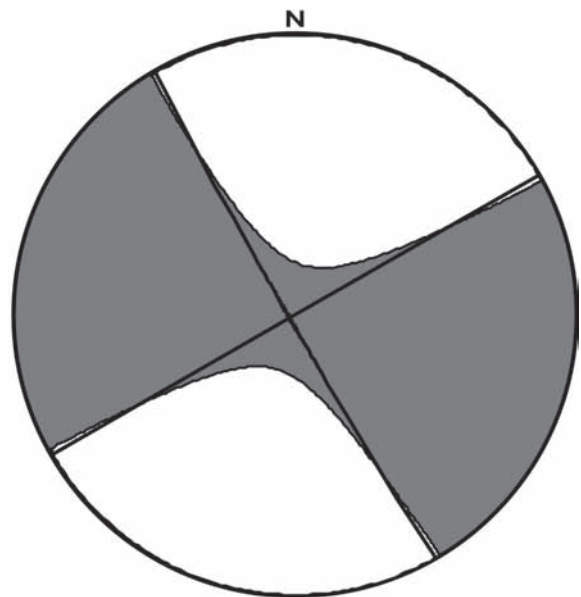
**B. Solución preferida, 2,7 km**



**C. 4,0 km**



**D. Tensor de momento, 2,7 km**



**FIGURA 6.** Soluciones del mecanismo focal del evento principal derivado con la polaridad del primer arribo de la onda P para un hipocentro a varias profundidades **A.** 1,0 km. **B.** 2,7 km. **C.** 4,0 km. Los círculos denotan compresión y los triángulos dilatación y P y T representan los ejes de compresión y tensión, respectivamente. **D.** Solución del tensor momento para una profundidad de 2,7 km.



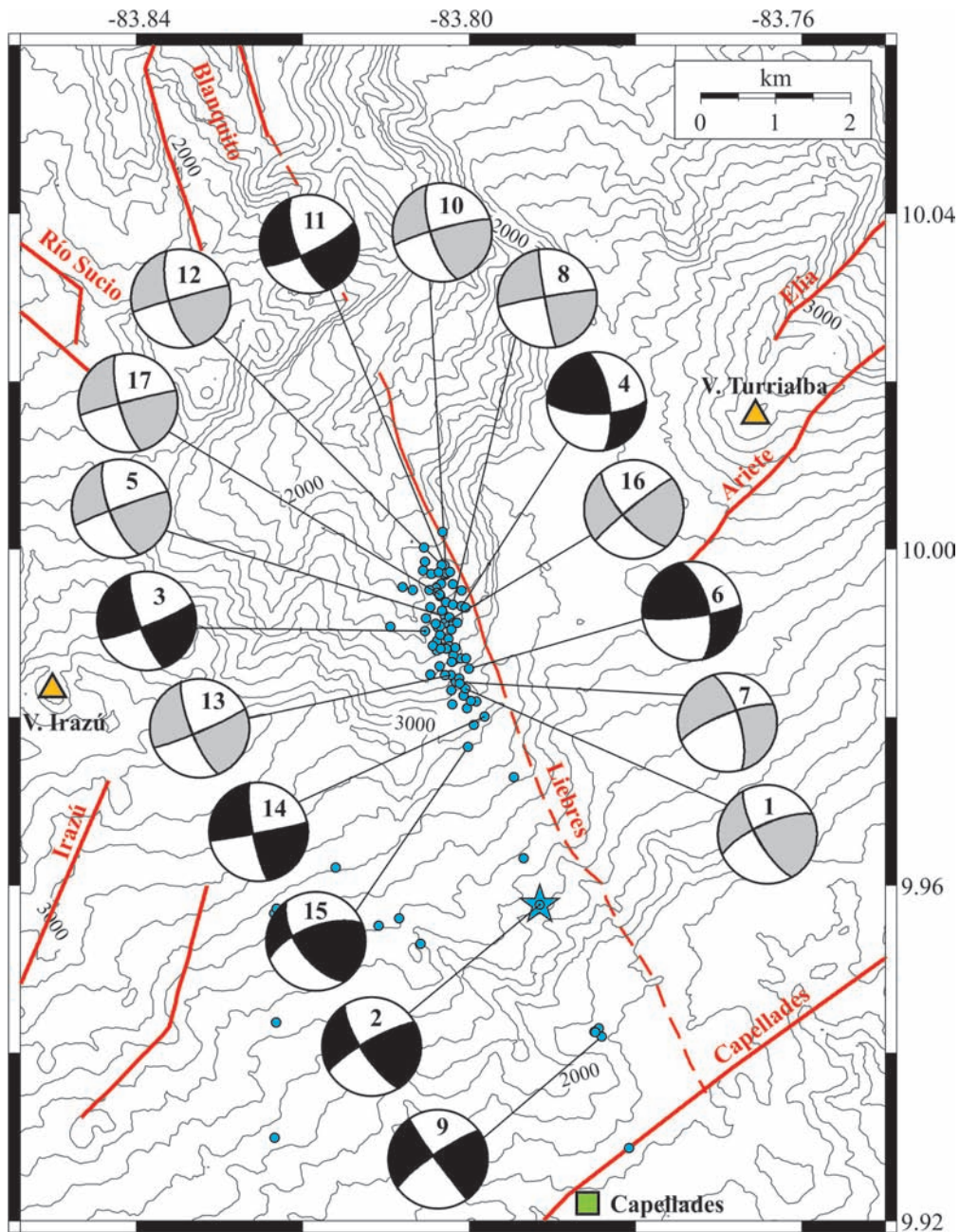


FIGURA 7. Mecanismos focales calculados para la secuencia de Capellades, clasificados como calidad A (negros) y B (grises). El número en cada mecanismo focal corresponde con el de la TABLA 4.

## INTENSIDADES

Con base en los reportes recabados vía internet, se pudo determinar la intensidad con que fue percibido el sismo principal ( $M_w$  5,5) en 46 localidades ubicadas en todo el país. Esto permitió asignar un valor preliminar en la escala de Intensidad Mercalli Modificada (IMM) para cada localidad, con lo cual se determinó un mapa de

isosistas (FIGURA 8A). Además, se pudo documentar que 19 réplicas fueron sentidas cerca del epicentro.

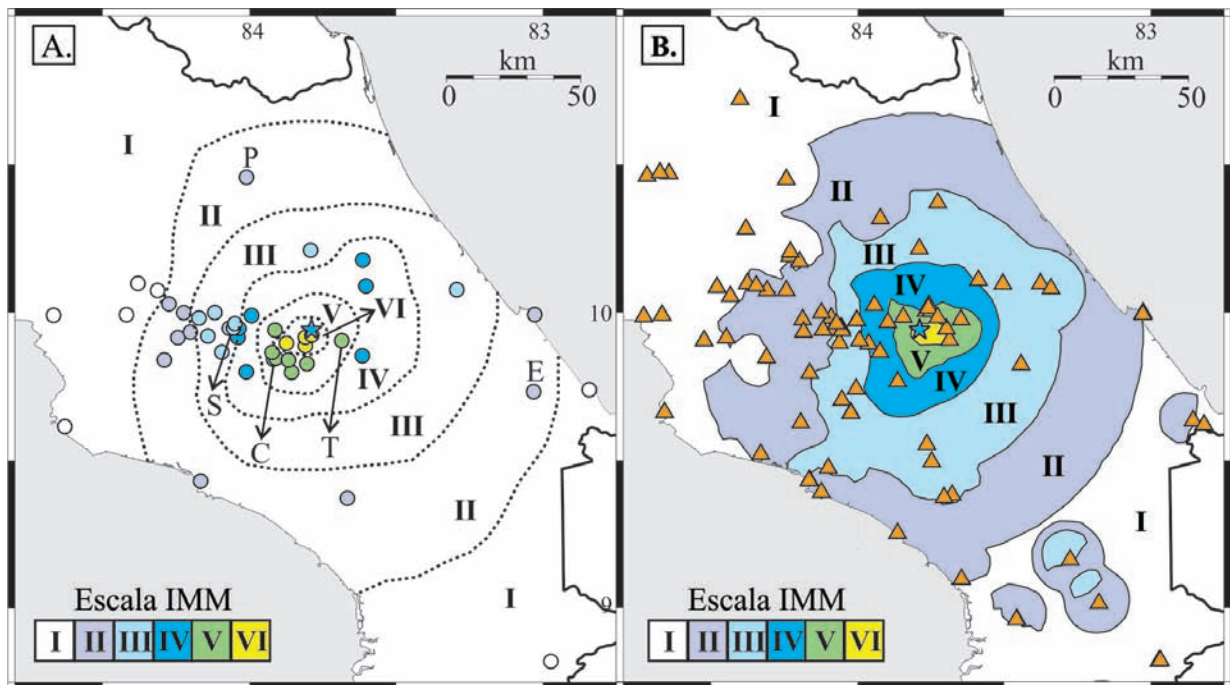
La IMM máxima observada fue de VI+ en las localidades de Capellades y Pacayas. En estos lugares hubo daños en viviendas, deslizamientos, cortes temporales en el servicio de agua y electricidad y caída de objetos. Mediante un sobrevuelo se constató que el sismo principal disparó

unos 40 deslizamientos distribuidos en un sector de 7 x 5 km, con un área total deslizada de aproximadamente 4 km<sup>2</sup>. Lo anterior concuerda con una intensidad epicentral de VI en la escala ESI-2007 (*Environmental Seismic Intensity*). Los deslizamientos dispararon flujos de escombros volcánicos (lahares) a lo largo de ríos ubicados en la vertiente sureste del volcán Turrialba (ej. ríos Coliblanco, Playas y Turrialba), sin provocar daños a infraestructura (Linkimer y Soto, 2016).

Adicionalmente, hubo reportes de caída de objetos y daños menores en comunidades como Cervantes de Alvarado y Aquiares de Turrialba, en donde se estimó una IMM de VI. En las ciudades de Cartago y Turrialba se experimentó una intensidad de V y se reportó la caída de objetos livianos. En las zonas con IMM V y VI, los medios de comunicación nacionales e internacionales informaron que la Cruz Roja y el Cuerpo de Bomberos atendieron unos 30 incidentes que incluyeron heridos leves por golpes con objetos caídos y cortaduras con vidrios y personas con crisis nerviosas. Cinco personas requirieron ser trasladadas a centros médicos y unas 25 debieron ser evacuadas a un albergue debido a que se encontraban en zonas vulnerables a deslizamientos.

En el área metropolitana de San José las intensidades fueron de entre IV en el sector este y III en el oeste. Las localidades más distantes de las que se tienen reportes del sismo fueron Valle La Estrella y Puerto Viejo de Sarapiquí, a 85 y 60 km de distancia del epicentro, respectivamente. En estas localidades fue sentido con una intensidad de II (FIGURA 8A).

Los reportes de los usuarios de redes sociales fueron consistentes con el mapa de intensidades instrumentales determinado a partir de registros de movimiento del suelo de las estaciones de la RSN (FIGURA 8B). En ese mapa se observó que el radio de percepción del sismo fue de aproximadamente 75 km. La IMM máxima de VI fue percibida en un radio de aproximadamente 10 km alrededor del epicentro, mientras que las IMM de V y IV alcanzaron distancias de hasta 20 y 30 km del epicentro, respectivamente. Las intensidades más bajas de III y II ocurrieron en un área más extensa, que incluyó estaciones ubicadas a 90-120 km al sureste del epicentro que a su vez experimentaron intensidades mayores a las zonas aledañas, debido probablemente a efectos de sitio (FIGURA 8B).



**FIGURA 8.** A. Mapa de intensidades observadas. Las siguientes localidades son señaladas con una letra: Cartago (C), Valle La Estrella (E), Puerto Viejo de Sarapiquí (P), San José (S) y Turrialba (T). B. Mapa de intensidades instrumentales generado por el software *ShakeMap* usando las estaciones de la RSN (triángulos).

## DISCUSIÓN DEL ORIGEN

La secuencia sísmica, que incluye los eventos precursores, el sismo principal y las réplicas relocalizadas entre el 30 de noviembre y el 9 de diciembre del 2016, muestra un claro alineamiento de rumbo nor-noroeste, entre los volcanes Irazú y Turrialba (FIGURA 9). La mayoría de las réplicas se localizaron en el extremo noroeste del alineamiento y se distribuyeron a lo largo de unos 3 km. El sismo principal se ubica a unos 3 km al sureste del centro del conjunto principal de réplicas y se alinea con otras tres réplicas aisladas y un grupo de tres sismos ubicados al norte de la localidad de Capellades. Con base en esto, la longitud total del alineamiento de epicentros es de 8 km, desde las cercanías de Capellades hasta la cuenca alta del río Toro Amarillo (FIGURA 3).

La profundidad de la mayoría de los hipocentros relocalizados varía entre algunos cientos de metros y 4 km. Las réplicas aglomeradas al norte del evento principal se distribuyen en profundidad a lo largo de un plano buzando con alto ángulo hacia el suroeste (FIGURA 9B). Una sección más al sur (FIGURA 9C) muestra que el evento principal y los eventos al sur del mismo parecen pertenecer al mismo plano de falla que los eventos en el norte.

Es notorio el bajo número de réplicas localizadas en la zona del sismo principal. Una posible explicación es que la falla rompiese completamente a lo largo de ese sector, dejando una zona de asperezas en el extremo noroeste, en donde ocurrieron la mayoría de las réplicas.

Otro aspecto relevante es la localización de al menos 11 sismos en la zona entre la cima del volcán Irazú y la localidad de Capellades, los cuales no se encuentran alineados con el resto de eventos, pese a haber ocurrido durante el periodo de réplicas (FIGURA 4C). En el perfil de la FIGURA 9C se observa que estos sismos dispersos podrían haberse originado en una o varias fallas con buzamiento general hacia el este, activadas por el movimiento principal. La falla reconocida más cercana a estos epicentros es la falla Irazú (Montero y Alvarado, 1995; Montero, 2003).

El comportamiento espacio-temporal de la secuencia sísmica de diciembre del 2016 y las características de la fuente que se desprenden de los mecanismos focales y el tensor de momento permiten interpretar que el origen es una falla casi vertical de tipo dextral y rumbo nor-noroeste. Esta estructura se denomina en este trabajo “falla Liebres” debido a que se ubica en la zona de la finca

Liebres. La falla Liebres transcurre por el alineamiento propuesto por Soto *et al.* (2010) y se alinea hacia el noroeste con la traza de la falla Blanquito, que corta el norte del macizo del Irazú y que había sido previamente reconocida por Montero y Alvarado (1995), Montero (2003) y Alvarado *et al.* (2006).

Cabe señalar que el extremo sureste de la falla Liebres, en donde se concentró la sismicidad del 2016, no posee una expresión superficial prominente. La sismicidad del 2016 iluminó un segmento de 8 km de longitud invisible desde el análisis geomorfológico. Esto tiene implicaciones para el potencial sísmico y la amenaza sísmica de la zona, ya que la falla es más larga de lo que se había identificado previamente.

En cuanto a los procesos que habrían disparado el movimiento de la falla Liebres y, por lo tanto, la secuencia sísmica de Capellades, los resultados del tensor momento indican que existe un porcentaje de doble copla del 84,5%. Este alto porcentaje de doble copla permite descartar la influencia significativa de fluidos en el mecanismo de ruptura o el movimiento de cizalla en un plano muy irregular.

La falla Liebres discurre a menos de 5 km de las cimas de los volcanes Irazú y Turrialba. El volcán Irazú se encuentra en calma eruptiva desde 1965, mientras que el volcán Turrialba entró en un periodo de actividad interna acentuada desde el 2007, y eruptiva desde enero del 2010, que se mantiene hasta noviembre del 2017. Previo al sismo de Capellades, entre abril y noviembre del 2016, este volcán mantuvo una actividad muy estable caracterizada por emisiones de ceniza con volúmenes y alturas de columna variables (<4 km sobre el cráter), y esporádicamente proyecciones de bloques en las proximidades del cráter activo. Durante ese periodo no hubo cambios mayores en la actividad del volcán ni tampoco cambios o erupciones relevantes durante los meses posteriores a la secuencia de Capellades.

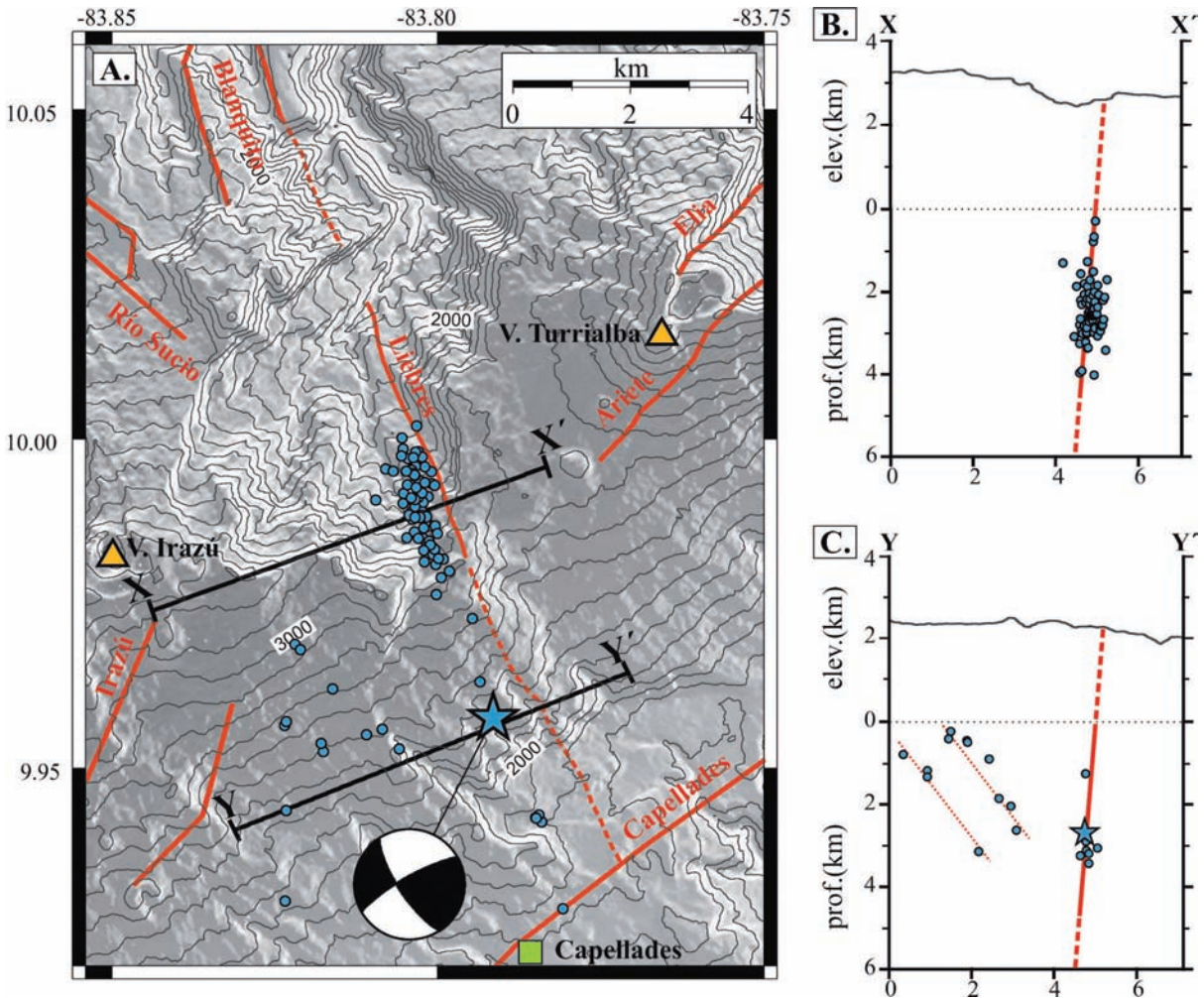
La cercanía geográfica de la falla Liebres al volcán Turrialba y la ocurrencia de la secuencia de Capellades, durante el estado eruptivo de este volcán, motiva preguntas sobre el posible disparo de la actividad sísmica debido a cambios de esfuerzos en la vecindad de la falla Liebres causados por el movimiento del magma en la corteza media-superior o en los reservorios más someros dentro del propio edificio volcánico. No cabe duda de que hay una estrecha correlación entre sismicidad y volcanismo en los ambientes cordilleranos de subducción, y en particular para algunos volcanes individuales, aunque los detalles de estas correlaciones



aún no sean conocidos en toda su dimensión (ej. McNutt y Roman, 2015). Lücke *et al.* (2010) sugieren mediante estudios geofísicos que los reservorios magmáticos de los volcanes Turrialba e Irazú no se encuentran directamente bajo los macizos, sino desplazados hacia el suroeste, por lo que se dificulta entablar una correlación directa entre los movimientos magmáticos y la deformación cortical en el sitio de la falla Liebres. Por lo tanto, se necesitan estudios de deformación regional más detallados para explorar una posible correspondencia entre la secuencia sísmica y la actividad volcánica del Turrialba.

## CONCLUSIONES

El sismo de Capellades del 30 de noviembre del 2016 ( $M_w$  5,5) se originó entre los volcanes activos Irazú y Turrialba, a una profundidad bastante somera (2,7 km). Ha sido el sismo de mayor magnitud en este sector oriental de la Cordillera Volcánica Central desde el terremoto de Patillos de 1952 ( $M_s$  5,9) y el primer sismo de  $M_w > 5,0$  registrado por la RSN en el edificio volcánico del Turrialba.



**FIGURA 9.** A. Mapa de epicentros de la secuencia de Capellades. B. Perfil norte perpendicular a la falla Liebres. C. Perfil sur perpendicular a la falla Liebres. Los perfiles incluyen los hipocentros localizados a 2 km a ambos lados del eje.

La configuración de la red de estaciones alrededor de la fuente sísmica permitió una localización precisa de la secuencia sísmica, así como la determinación del mecanismo focal y el tensor de momento. Con base en el análisis sismológico y las observaciones geomorfológicas y geológicas previas, se concluye que el origen de la secuencia sísmica es una falla de

desplazamiento de rumbo dextral, casi vertical y con orientación nor-noroeste, que corta la Unidad Finca Liebres y las cabeceras del río Toro Amarillo. Esta estructura ha sido denominada falla Liebres y podría ser la prolongación austral de la falla Blanco, que corta el volcán Irazú.

El evento principal de la secuencia fue sentido en casi todo Costa Rica, con una intensidad máxima de VI+ en la zona epicentral. Los deslizamientos importantes estuvieron restringidos a un área de 35 km<sup>2</sup> alrededor del epicentro. A pesar de que en esta ocasión los daños no fueron severos y no hubo pérdidas humanas ni heridos graves, este sismo es un ejemplo más de una lista de terremotos originados en las fallas del arco volcánico que enfatiza la importancia del estudio de las fallas activas en este sector del país para la evaluación apropiada de la amenaza sísmica.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los recursos económicos y de personal brindados por la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), y al financiamiento que la RSN recibe de la Ley Nacional de Emergencias N° 8488. Se agradece el apoyo de la Rectoría de la UCR a través de asistentes y los recursos de los siguientes proyectos financiados por la Vicerrectoría de Investigación de la UCR: “Vigilancia Sísmica de Costa Rica” (113-B5-704); “Estudio del catálogo de sismos de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica” (113-B5-A02); “Apoyo de asistentes a la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica” (113-A1-716) y “Geofísica y Geodinámica Interna del Arco Volcánico de Costa Rica” (113-B5-A00). Reconocemos la labor de los técnicos Luis Fernando Brenes y Jean Paul Calvo por el mantenimiento de la red de instrumentos. Los asistentes Kevin Godínez, Allan Sanabria, Roberto Masís y Silvia Carvajal colaboraron en la localización de sismos y la recolección de datos de intensidades.

## REFERENCIAS

- Alonso-Henar, J., Montero, W., Martínez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., Insua-Arévalo, J., and Rojas, W. (2013). The Aguacaliente Fault, source of the Cartago 1910 destructive earthquake (Costa Rica). *Terra Nova*, 25(5), 368-373. doi: 10.1111/ter.12045.
- Alvarado, G., Vega, E., Chaves, J., y Vásquez, M. (2004). Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo Debris Avalanche en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 30, 83-99. doi: 10.15517/rgac.v0i30.7260.
- Alvarado, G.E., Carr, M.J., Turrin, B.D., Swisher III, C.C., Schmincke, H.U., and Hudnut, K.W. (2006). Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: Alternation and mixing of two magma batches, and pervasive mixing. In: W.I. Rose, G.J.S. Bluth, M.J. Carr, J.W. Ewert, L.C. Patino, and J.W. Vallance (Ed.). *Volcanic hazards in Central America* (pp. 259-276). Geological Society of America Special Paper, 412.
- Barquero, R., Soto, G., y Lesage, P. (1992). Volcán Irazú, informe vulcanológico período enero 1991 - mayo 1992. Informe interno Oficina de Sismología y Vulcanología del Instituto Costarricense de Electricidad, San José.
- Barquero, R., Lesage, P., Metaxian, J.P., Creusot, A., y Fernández, M. (1995). La crisis sísmica en el volcán Irazú en 1991 (Costa Rica). *Revista Geológica de América Central*, 18, 5-18. doi: 10.15517/rgac.v0i18.13494.
- Denyer, P., Montero, W., y Alvarado, G. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. San José: Universidad de Costa Rica.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewonski, A.M. (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9, doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Fan, G., Beck, S.L., and Wallace, T.C. (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica Aftershock Sequence: Evidence for a transcurrent plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 15759-15778. doi: 10.1029/93JB01557.
- Fernández, M., Mora, M., y Barquero, R. (1998). Los procesos sísmicos en el volcán Irazú (Costa Rica). *Revista Geológica de América Central*, 21, 47-59. doi: 10.15517/rgac.v0i21.8600.
- Global CMT Catalog. (2017). The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Consultado el 1 de agosto del 2017. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Goes, S., Velasco, A., Schwartz, S., and Lay, T. (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica ( $M_w = 7.7$ ) earthquake and its tectonic implications. A broadband seismic study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B5), 8127-8142. doi: 10.1029/93JB00019.

- Johnson, C.E., Bittenbinder, A., Bogaert, B., Dietz, L., and Kohler, W. (1995). Earthworm: A flexible approach to seismic network processing. *IRIS Newsletter*, 14(2), 1-4.
- Krushensky, R. (1972). *Geology of the Istarú Quadrangle, Costa Rica*. Washington: USGS Bulletin 1358.
- Lienert, B.R., and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5), 26-36. doi: 10.1785/gssrl.66.5.26.
- Linkimer, L. (2003). Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Linkimer, L., y Soto, G. (2016). El Sismo de Capellades del 30 de noviembre del 2016. Consultado el 1 de agosto del 2017. <http://www.rsn.ucr.ac.cr/actividad-sismica/reportes-sismicos/7989-16-12-16-informe-preliminar-sismo-capellades>.
- Lücke, O.H., and Arroyo, I.G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6, 1169-1183. doi: 10.5194/se-6-1169-2015.
- Lücke, O.H., Götze, H.J., and Alvarado, G.E. (2010). A constrained 3D density model of the upper crust from gravity data interpretation for Central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, 2010, 1-9. doi: 10.1155/2010/860902.
- McNutt, S., and Roman, D. (2015). Volcanic Seismicity. In: H. Sigurdsson (Ed.). *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 1011-1034). Amsterdam, Netherlands: Academic Press.
- Marshall, J., Fisher, D., and Gardner, T. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492. doi: 10.1029/1999TC001136.
- Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G., and Umana, J. (1977). Crustal structure in Southern Central America. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67(1), 121-133.
- Montero, W., y Miyamura, S. (1981). Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central. Informe Semanal Instituto Geográfico Nacional, San José, pp. 9-34.
- Montero, W. (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. In: H. Seyfried, and W. Hellmann (Eds.). *Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica and Western Panamá, Profil 7* (pp. 125-141) Stuttgart, Germany: Institut fuer Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart.
- Montero, W., y Alvarado, G. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ( $M_s=5,9$ ) y el contexto geotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 18: 25-42. doi: 10.15517/rgac.v0i18.13522.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24: 29-56. doi: 10.15517/rgac.v0i24.8551.
- Montero, W. (2003). El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Revista Geológica de América Central*, 28: 5-29. doi: 10.15517/rgac.v0i28.7781.
- Montero, W. (2010). El Terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910: Aspectos sismológicos y neotectónicos. En: G. Peraldo, y B. Acevedo (Ed.). *Efemérides de la destrucción de Cartago cien años después (1910-2010)* (pp. 37-47). San José: Ediciones Perro Azul.
- Montero, W., Soto, G., Alvarado, G., y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 13-36. doi: 10.15517/rgac.v0i43.3456.
- Montero, W., Rojas, W., y Linkimer, L. (2013a). Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de falla Aguacaliente, falda sur macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 48, 119-139. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12239.



- Montero, W., Lewis, J., Marshall, J., Kruse, S., and Wetmore, P. (2013b). Neotectonic faulting and forearc sliver motion along the Atirro–Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6), 857-876. doi: 10.1130/B30471.1.
- Montero, W., Linkimer, L., y Rojas, W. (2016). El sistema de Falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 55, 71-100. doi: 10.15517/rgac.v55i0.27062.
- Mora, M., Taylor, W., y Soto, G. (2012). Sismicidad inducida y otros efectos causados en el arco magmático. En: L. Linkimer, y G. Soto (Ed.). *El Terremoto de Sámara del 5 de septiembre de 2012* (pp. 62-78). Red Sismológica Nacional (ICE-UCR).
- Ottmøller, L., Voss, P., and Havskov, J. (2011). SEISAN: the Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, LINUX, and MACOSX, version 9.0.1. University of Bergen, Norway, 361p.
- Ruiz, P., Turrin, B., Soto, G., del Potro, R., Gagnevin, D., Gazel, E., Mora, M., Carr, M., and Swisher, C. (2010). Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, ages. *AGU Fall Meeting*, San Francisco, California, USA.
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., and Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and Sv-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15-20.
- Soto, G. (1988a). Estructuras volcano-tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. *Actas V Congreso Geológico Chileno*. Santiago, Chile.
- Soto, G. (1988b). Geología y vulcanología del volcán Turrialba, Costa Rica. *Costa Rican Volcanism Workshop*. Washington, D.C., USA.
- Soto, G. (1994). Vulcanología Física. En: P. Denyer, y S. Kussmaul (Ed.). *Atlas Geológico Gran Área Metropolitana, Costa Rica: (San José)* (pp. 131-146). San José, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Soto, G., del Potro, R., Mora, M., Gagnevin, D., Ruiz, P., y Gazel, E. (2010). Estudio de la evolución geológica y petrológica del volcán Turrialba: implicaciones para la evolución volcánica de Costa Rica y prevención de riesgos volcánicos. Proyecto CONARE 2009-2010, Informe final, San José, 29p.
- Wald, D., Quitoriano, V., Heaton, T., Kanamori, H., Scrivner, C., and Worden, C. (1999). TriNet "ShakeMaps": Rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California. *Earthquake Spectra*, 15(3): 537-555.
- Waldhauser, F., and Ellsworth, W. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. doi: 10.1785/0120000006.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD -- A program to compute double-difference hypocenter locations. Open-File Rep. U. S. Geological Survey, 25: 1-113.
- Weber, B., Becker, J., Hanka, W., Heinloo, A., Hoffmann, M., Kraft, T., Pahlke, D., Reinhardt, J., and Thoms, H. (2007). SeisComp3 - automatic and interactive real time data processing. Geophysical Research Abstracts 9, General Assembly European Geosciences Union, Vienna, Austria, 15-20 April.
- Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H., Somerville, P., Fukushima, Y., and Fukushima, Y. (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 898-913. doi:10.1785/0120050122.

---

Lepolt Linkimer  
ORCID: 0000-0002-1008-846X

Ivonne G. Arroyo  
ORCID: 0000-0003-3232-9719

Gerardo J. Soto  
ORCID: 0000-0003-3038-3172

Juan Luis Porras  
ORCID: 0000-0001-8536-4353

María Cristina Araya  
ORCID: 0000-0002-4194-8805

Mauricio M. Mora  
ORCID: 0000-0001-7571-6749

Magda Taylor  
ORCID: 0000-0002-0497-6831

---

---

Trabajo recibido: noviembre 16 de 2017  
Trabajo aceptado: marzo 7 de 2018