

Los terremotos de Cuericí del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1) y de Buenavista del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3): dos rupturas contiguas de la falla División en el centro de Costa Rica

The earthquakes of Cuericí of April 24, 1994 (Mw 6.1) and of Buenavista of July 3, 1983 (Ms 6,3): two contiguous ruptures of the División fault, central Costa Rica

Walter Montero-Pohly

Universidad de Costa Rica (UCR), Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas (CICG),
San José, Costa Rica
wmonteropo@gmail.com

(Recibido: 23/12/2021; aceptado: 06/04/2021)

ABSTRACT: The cortical earthquake of Cuericí of April 24, 1991 (Mw 6.1) occurred 45 km west and two days after the Limón earthquake of April 22, 1991 (Mw 7.7), for these reasons it could be considered a triggered earthquake. The analysis of the seismicity reported in previous studies allowed to define the sequence associated with the Cuericí earthquake. By means of the relation between tectonic geomorphology and seismicity, in this work it is defined that the east-northeast left-lateral strike-slip División Fault was the seismogenic source of the Cuericí event. Based in results obtained in previous investigations it is considered that the Buenavista earthquake of July 3, 1983 (Ms 6.3) was also related with a rupture along the División Fault. This means that two contiguous segments of the División fault rupture in less than 8 years.

Keywords: Neotectonics; Tectonic Geomorphology; Seismicity; Seismotectonics, Central Costa Rica Deformed Belt.

RESUMEN: El sismo cortical de Cuericí del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1) ocurrió 45 km al oeste y menos de dos días después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7), por lo cual se considera un temblor disparado. El análisis de la sismicidad documentada en estudios previos ha permitido identificar la secuencia asociada con el temblor de Cuericí. En este trabajo se determina mediante la relación entre la geomorfología tectónica y la sismicidad que la falla sinistral División, de rumbo ENE, fue la fuente sísmogénica del temblor de Cuericí. A partir de resultados obtenidos en investigaciones anteriores se considera que el terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3) también se relacionó con una ruptura de la falla División, por lo cual se interpreta que dos segmentos contiguos de la falla División se rompieron en un lapso menor a 8 años.

Palabras clave: neotectónica; geomorfología tectónica; sismicidad; sismotectónica; Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.



INTRODUCCIÓN

El 22 de abril de 1991 a las 21 horas y 56 minutos (GMT) ocurrió el terremoto de Limón, con una magnitud M_w 7,7. El hipocentro de este terremoto se localizó del lado noreste de la Cordillera de Talamanca, en la región este de Costa Rica y en el sector noroeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Montero, Pardo, Ponce, Rojas y Fernández, 1994; Fig. 1). Dos días después del terremoto de Limón, ocurrió el 24 de abril a las 19 horas y 13 minutos (GMT) el sismo de Cuericí con una magnitud M_w 6,1, el cual a pesar de su importante magnitud fue poco estudiado. Un aspecto relevante del sismo de Cuericí es que su mecanismo focal, de acuerdo con dos agencias sismológicas internacionales, fue de desplazamiento de rumbo (Fig. 2). Este mecanismo de ruptura es totalmente diferente al del terremoto de Limón, el cual fue de falla inversa (Fig. 1). Esto señala que ambos sismos se originaron en fallas distintas. Asimismo, el terremoto de Cuericí ocurrió unos 45 km al oeste del terre-

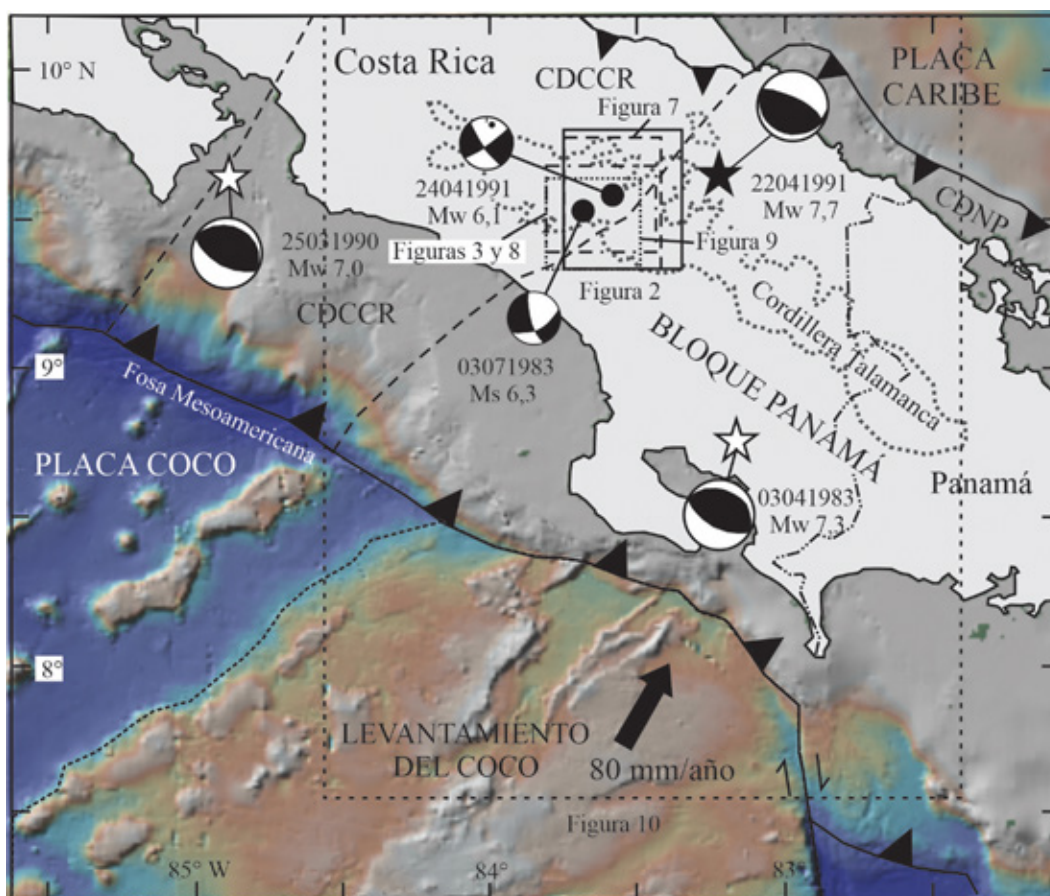


Fig. 1: Marco tectónico mostrando las principales placas que interactúan en el centro-sur de Costa Rica. Además, se ubican el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) y el sector oeste del bloque de Panamá. El levantamiento del Coco es transportado al noreste por la placa del Coco donde interactúa con el sur de Costa Rica. La flecha rellena en negro corresponde con la velocidad relativa entre las placas del Coco y Caribe (Argus et al., 2011; Kobayashi et al., 2014). Además, se muestran los mecanismos focales obtenidos del GCMT para los terremotos interplaca (epicentros con estrellas blancas) de Osa de 1983 (M_w 7,3) y de Cóbano de 1990 (M_w 7,0). Los epicentros de ambos eventos provienen del NEIC. También se muestra el epicentro del NEIC para el terremoto de Limón de 1991 (M_w 7,7; estrella rellena) y su mecanismo focal obtenido del GMCT. Este último terremoto ocurrió en el sector trasarco de la Cordillera de Talamanca. También se incluyen con círculo negro el epicentro para el terremoto de Buonavista del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3) estimado en este estudio y el mecanismo focal obtenido por GMCT y el epicentro del terremoto de Cuericí del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1) (círculo negro) obtenido por Quintero y Güendel (2000) y el mecanismo focal obtenido del GMCT. Las alturas mayores a 2 km para la Cordillera de Talamanca se muestran con puntos en gris. Los rectángulos ubican las áreas cubiertas por las figuras 2 (trazo continuo), 3 y 8 (trazo y punto), 7 (a trazos), 9 (a puntos) y 10 (con puntos separados). El modelo de elevación del fondo marino fue obtenido de GeoMapApp.

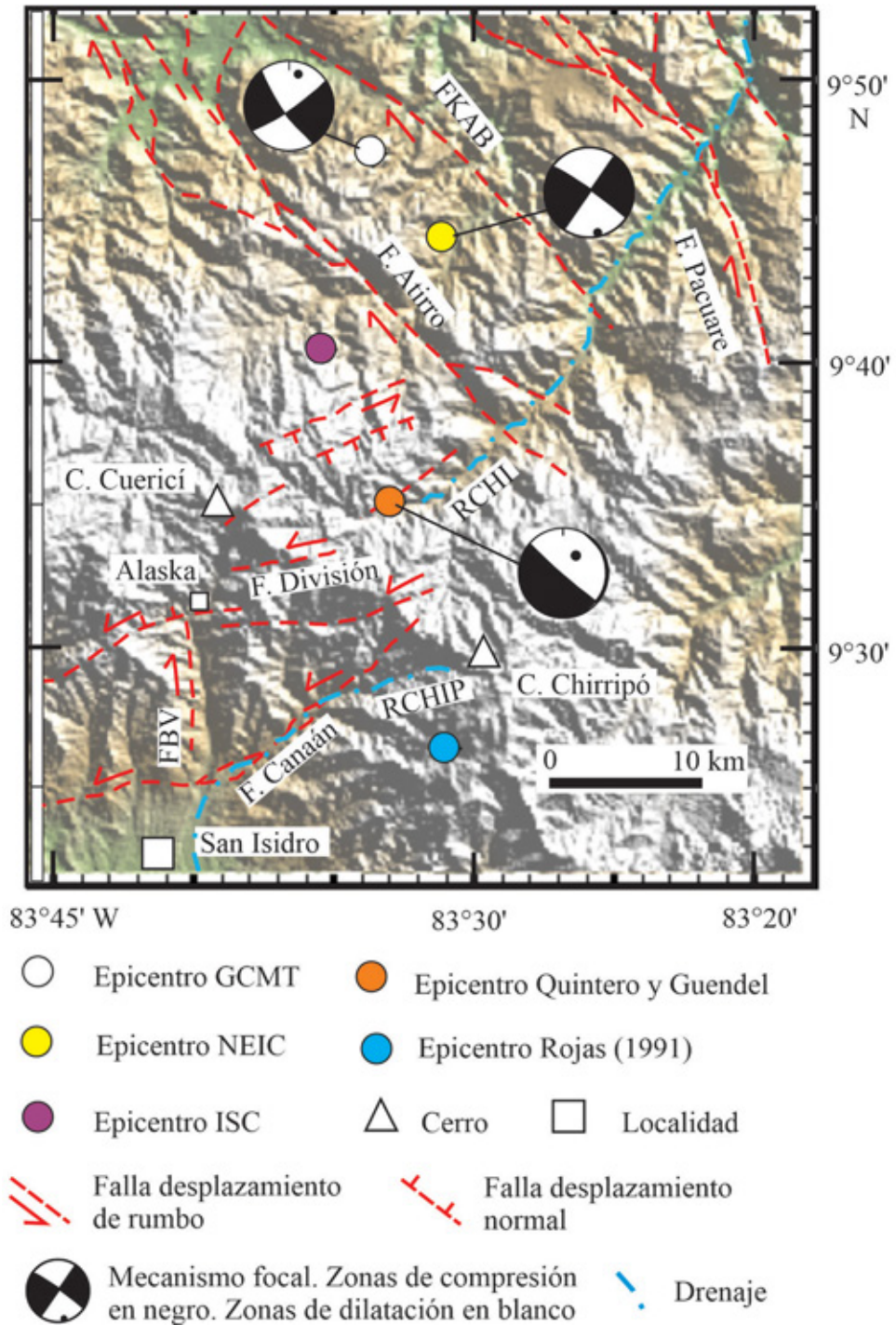


Fig. 2: Ubicación epicentral del terremoto del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1) según cinco fuentes de información, en el contexto del fallamiento regional. FKAB y FBV son respectivamente las fallas Kabébete y Buenavista. RCHI y RCHIP son respectivamente los ríos Chirripó y Chirripó Pacífico. Además, se incluyen los mecanismos focales de ese sismo por parte de GMCT, NEIC y Quintero y Güendel (2000). El modelo de elevación del terreno fue obtenido de GeoMapApp. Ubicación en figura 1.

moto de Limón, dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Fig. 1). La cercanía temporal y espacial entre el terremoto de Limón y el de Cuericí indica que este último fue un temblor disparado. Con el fin de determinar la fuente sismogénica, en el presente trabajo se realiza un estudio del terremoto del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1) y de sus réplicas, mediante la recopilación de datos de sismicidad y sismotectónicos obtenidos en diversas fuentes de información. Asimismo, mediante el estudio de la geomorfología tectónica de la zona ubicada al noreste de San Isidro de Pérez Zeledón se trata de esclarecer la falla que originó el evento y las implicaciones tectónicas y sismológicas del sismo de Cuericí. Finalmente también se realiza una revisión bibliográfica del terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,3), considerando que tuvo una localización epicentral cercana al del terremoto de Cuericí, con el fin de esclarecer si existe una relación tectónica entre ambos sismos.

MARCO TECTÓNICO

Costa Rica se encuentra ubicada en el borde suroeste de la zona de subducción entre las placas Coco y Caribe, cuyo movimiento relativo tiene una magnitud de 80 mm/año al $N30^\circ E$ (Argus, Gordon y DeMets, 2011; Kobayashi et al., 2014) (Fig. 1). Asimismo, en el sector sureste de la placa cabalgante Caribe se localiza el bloque de Panamá, cuyos límites al norte y al oeste, son respectivamente, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) y el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) (Marshall, Fisher y Gardner, 2000; Montero, Lewis, Marshall, Kruse y Wetmore; 2013; Morell, 2016). El CDNP representa una zona de deformación ancha localizada del lado norte de Panamá y que continua en el borde Caribe del este de Costa Rica. El CDNP está caracterizado por fallas inversas de rumbo predominantemente noroeste y pliegues asociados de rumbos similares (Silver, Galewsky y McIntosh, 1995; Brandes, Astorga, Back, Littke y Winsemann, 2007). El CDCCR representa una zona de deformación ancha, que atraviesa la región central de Costa Rica, y está caracterizada por fallas activas sinestrales de rumbo ENE a noreste, dextrales de rumbo norte a noroeste e inversas de rumbo oscilante cercano al E-W (Marshall et al., 2000; Montero, 2001; Montero et al., 2013).

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) se relacionó con la ruptura de una falla inversa localizada en el área trasarco de la Cordillera de Talamanca, en el sector noroeste del CDNP. Por otro lado, las diferentes localizaciones obtenidas para el sismo de Cuericí lo ubican unos 45 km al oeste del CDNP (Fig. 1), dentro del CDCCR, lo cual implica un contexto tectónico diferente. En esta última región, también ocurrió el terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,3), tan solo tres meses después y a unos 100 km al noroeste del terremoto interplaca de Osa del 3 de abril de 1983 (M_w 7,3), que tuvo mecanismo de falla inversa (Fig. 1). El terremoto de Buenavista tuvo un mecanismo focal de desplazamiento de rumbo similar al de Cuericí (Fig. 1).

En la región de la cordillera de Talamanca donde ocurrieron los terremotos de Cuericí de 1991 y de Buenavista de 1983, se han identificado varias fallas que podrían relacionarse con ambos eventos. Una de estas es la falla dextral Atirro cuyo trazo fue descrito previamente en Montero et al. (2013) (Fig. 2). La falla Atirro en su terminación al sureste, se divide en dos trazas, entre las cuales se presenta la Zona Transpresiva de Matama (Montero et al., 2013). En esta región también ha sido descrita la falla Buenavista, la cual aparece sin nombrarse en Leandro et al. (1983) y fue luego propuesta formalmente por Boschini, Alvarado y Rojas (1988). También es referida por Denyer, Montero y Alvarado (2003), Alvarado et al. (2009), Mora y Peraldo (2011) y Araya (2017). Boschini et al. (1988) consideran que la falla Buenavista es de movimiento dextral y fue la fuente del terremoto de Buenavista de 1983. Otra falla que aparece mencionada en la literatura es la falla División. Leandro et al. (1983) muestran una falla de rumbo ENE sin nombrarla que tiene un trazo similar a la que se identificó en este trabajo. Morales (1987) refiere la falla División con un rumbo ENE. Mora y Peraldo (2011) también refieren la falla División de rumbo ENE y movimiento sinistral dentro de las fallas de esta región. La falla Pangolín con movimiento sugerido predominantemente normal y de rumbo noroeste es referida en los trabajos de Morales y Leandro (1985), Morales (1987) y de Mora y Peraldo (2011). Sandoval et al. (1982), Denyer et al. (2003) y Alvarado et al. (2009) incluyen varias fallas paleotectónicas con rumbos entre oeste-noroeste a norte-sur en la zona donde ocurrieron los temblores de Buenavista de 1983 y de Cuericí de 1991.

METODOLOGÍA

Con el objetivo de entender el contexto neotectónico donde ocurrió el temblor de Cuericí de 1991 y su actividad de réplicas, se revisaron las fotografías aéreas de la zona de interés, que incluyó las hojas Cuericí, el sector norte de la San Isidro y el sector noreste de la Savegre, de escala 1:50000 del Instituto Geográfico Nacional. Las fotos aéreas investigadas fueron las del proyecto Carta que tienen una escala 1:40 000. El análisis de las fotografías aéreas tuvo el objetivo de buscar geoformas que sugirieran la presencia de fallas neotectónicas o con posible actividad reciente. El trabajo anterior permitió identificar las fallas División, Buenavista y Canaán, las cuales presentan geoformas típicas de fallas de desplazamiento de rumbo, como son valles lineales, drenajes y divisorias desviadas, sillas de falla, entre otros (Figs. 2, 3 y 4). Asimismo, localmente se identificaron escarpes de falla relacionados con zonas transtensivas. Al comparar las trazas de falla identificadas en este estudio con respecto a la interpretada por Boschini et al. (1988) para la falla Buenavista y por Leandro et al. (1983), Morales (1987) y Mora y Peraldo (2011) para la falla División se

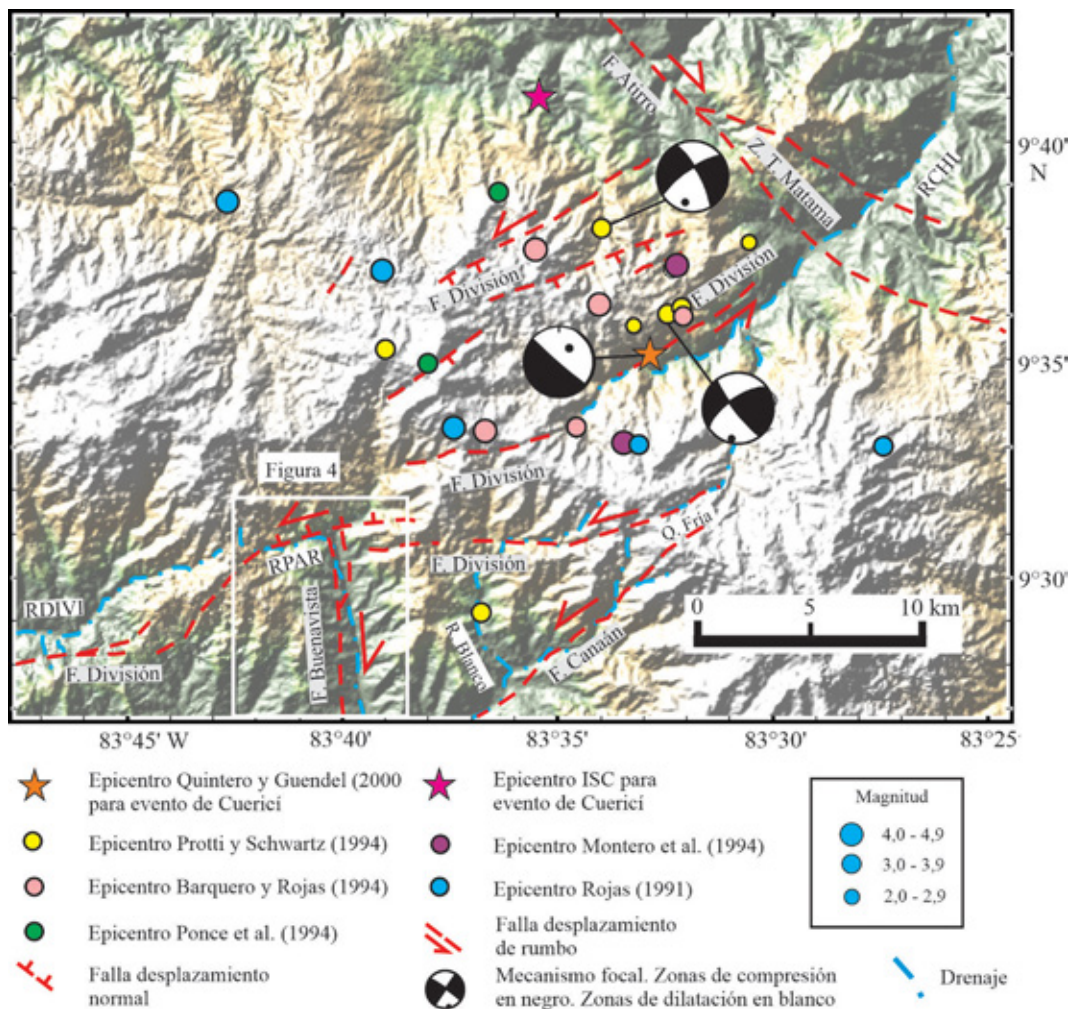


Fig. 3: Relación entre las fallas Atirro, División, Buenavista y Canaán con las localizaciones reportadas para el evento principal del terremoto de Cuericí del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1) según Quintero y Güendel (2000; estrella en color naranja) y de las réplicas del periodo comprendido entre el 24 de abril y el 30 de mayo, según diferentes fuentes de información. Además, se muestran los mecanismos focales reportados por Quintero y Güendel (2000) para el evento principal y por Protti y Schwartz (1994) para dos réplicas de magnitudes 3,0 y 3,1. El modelo de elevación del terreno fue obtenido de GeoMapApp. RDIVI, RPAR y RCHI son respectivamente los ríos División, Páramo y Chirripó. Z. T. Matama es la zona Transpresiva de Matama. Ubicación en figura 1. También se muestra la ubicación de la figura 4.

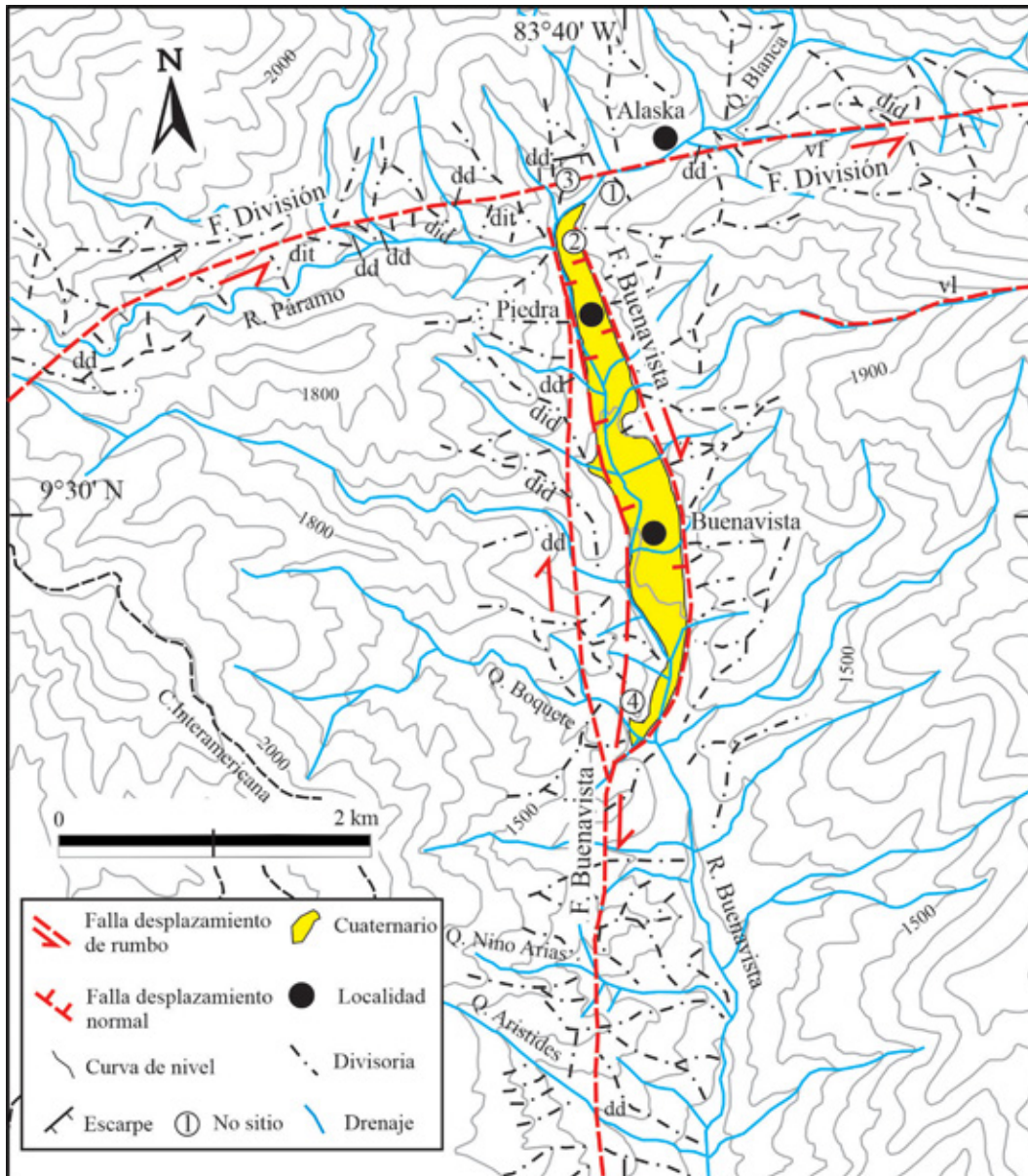


Fig. 4: Geomorfología tectónica de las fallas dextral Buenavista y del segmento de la falla sinistral División que es subparalelo al río Páramo y que continúa al ENE de la localidad de Alaska. Las geomorfologías tectónicas mostradas son desvíos de drenajes (dd) ya sean izquierdos para la falla División o derechos para la falla Buenavista. También, se identifican las geoformas correspondientes a los desvíos de divisoria (did), divisoria truncada (dit), valle de falla (vf) y valle lineal (vl). Se observa como la falla Buenavista presenta una zona distensiva en su sector norte rellena por depósitos aluviales cuaternarios (color amarillo). La falla dextral Buenavista termina al norte contra la falla sinistral División. Se muestran numerados la ubicación de los diversos sitios desde los cuales se tomaron las fotos de las figuras 5 y 6. Ubicación en figura 3.

determinaron discrepancias con respecto a las interpretaciones previas, por lo cual en este trabajo se redefinen los trazos de las fallas anteriores usando criterios de geomorfología tectónica (Figs. 2, 3 y 4). Con respecto a la falla Canaán, el único antecedente de esta falla es un trazo cubierto de rumbo noreste y movimiento izquierdo, que aparece en Alvarado et al. (2009) en algunos tramos del río Chirripó Pacífico. Con el fin de corroborar y documentar mejor las interpretaciones realizadas en las fotografías aéreas se realizó una visita de campo, enfocado especialmente en el sector sur de la zona de estudio, donde hay buenas vías de acceso.

Con respecto al terremoto de Cuericí y su actividad de réplicas se obtuvieron las localizaciones para el evento principal de Rojas (1991) usando datos de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), del International Seismological Center (ISC), del Catálogo Global del Tensor de Momento (GCMT), del National Earthquake Information Centre (NEIC) y de Quintero y Güendel (2000) y el mecanismo focal a partir de las últimas tres fuentes de información. Por otro lado, la actividad de réplicas ha sido obtenida de los trabajos de Rojas (1991), Barquero y Rojas (1994) y Montero et al. (1994), quienes usaron datos de la RSN. Además, de Quintero y Güendel (2000) (Figs. 2, 3 y 4), Protti y Schwartz (1994) y de Ponce et al. (1994). Con relación a la calidad de las localizaciones hipocentrales, no se reportan criterios de calidad para las localizaciones de Rojas (1991), Montero et al. (1994) y Quintero y Güendel (2000). Las localizaciones de Protti y Schwartz (1994) se reportan con un RMS < 0,2 s. Las localizaciones de Barquero y Rojas (1994) tienen un GAP < 200°, el RMS < 0,55 s y el ERH y el ERZ < 5,0 km. Las localizaciones de Ponce et al. (1994) tienen un GAP < 180°, RMS < 0,5 s y el ERH y el ERZ < 5,0 km. De Protti y Schwartz (1994) se recopilieron los mecanismos focales obtenidos para dos réplicas de magnitudes 3,0 y 3,1. Las localizaciones hipocentrales de los anteriores autores fueron incluidas en tablas Excel y los mapas epicentrales fueron realizados mediante la aplicación *GeoMap App*. Además, en las figuras 1, 2, 3 y 9 también se incorporó el modelo de elevación digital del terreno (MED) de la anterior aplicación.

RESULTADOS

Neotectónica la región noreste de San Isidro de El General

Falla División

En este trabajo se redefine el trazo de la falla División (Figs. 2, 3 y 4) con respecto al propuesto en trabajos previos. En el sector oeste de la zona de estudio, la falla sinistral División se localiza sobre las estribaciones de la margen izquierda del río División, donde se evidencia por valles lineales, escarpes de falla, desvíos izquierdos de quebradas y de divisorias (Fig. 3). En su continuación al noreste se localiza sobre las estribaciones del lado norte del río Páramo y de la margen izquierda del río Buenavista, cerca de donde se ubica la localidad de Alaska. En este sector origina desvíos izquierdos de quebradas y de divisorias, valles lineales y de falla y escarpes de falla (Figs. 4 y 5). El escarpe de falla facetado al NNW es continuo en la lado sur del valle de los ríos Páramo y Buenavista y se puede observar en el MED (Fig. 3) y en las curvas de nivel (Fig. 4). Por lo tanto, en este sector la falla División tiene una componente normal e inclinación al NNW, la cual provoca un levantamiento del lado sur de la falla y un basculamiento de unos 10° hacia el sursureste (Figs. 5A y 5C). Mora y Peraldo (2011) reportan un afloramiento de una zona de falla asociada con la falla División cerca de la localidad de Alaska donde midieron varias fallas de rumbo principalmente al ENE e inclinaciones entre 60° y 75° al SE. En la terminación al este de la falla División, el trazo de falla principal se divide en varias trazas que originan una zona transtensiva (Figs. 2 y 3). Varias de las trazas del lado norte muestran evidencias de movimiento izquierdo, pero también escarpes facetados al sur, sugiriendo superficies de falla con una componente normal y con inclinación al SSE. Obsérvese que el segmento que es subparalelo al río Páramo y al río Buenavista y los segmentos del lado norte de la falla División tienen inclinaciones de las fallas contrarios, lo cual se explica por la naturaleza transtensiva de la estructura. También, se sugiere una traza que se continua por una naciente del río Blanco, la cual termina al este en el valle lineal de la quebrada Fría (Fig. 3). Las diversas trazas de falla de la falla sinistral División terminan al este contra la falla dextral Atirro (Figs. 2 y 3).

Falla Buenavista

En su parte norte, la falla se divide en tres trazas originándose entre las traza media y este una cuenca de tracción alargada en dirección N-S, que ha sido rellenada por depósitos aluviales del Cuaternario transportados por el río Buenavista y sus afluentes (Fig. 4 y 6A). La zona de tracción es limitada por escarpes de falla con facetas triangulares, indicando una componente normal en las fallas (Fig. 6A). Las localidades de Piedra y Buenavista se localizan dentro de la depresión tectónica (Fig. 4). Es de observar que el río Buenavista esta recostado del lado oeste de la cuenca de tracción y que las terrazas más viejas se localizan del lado este

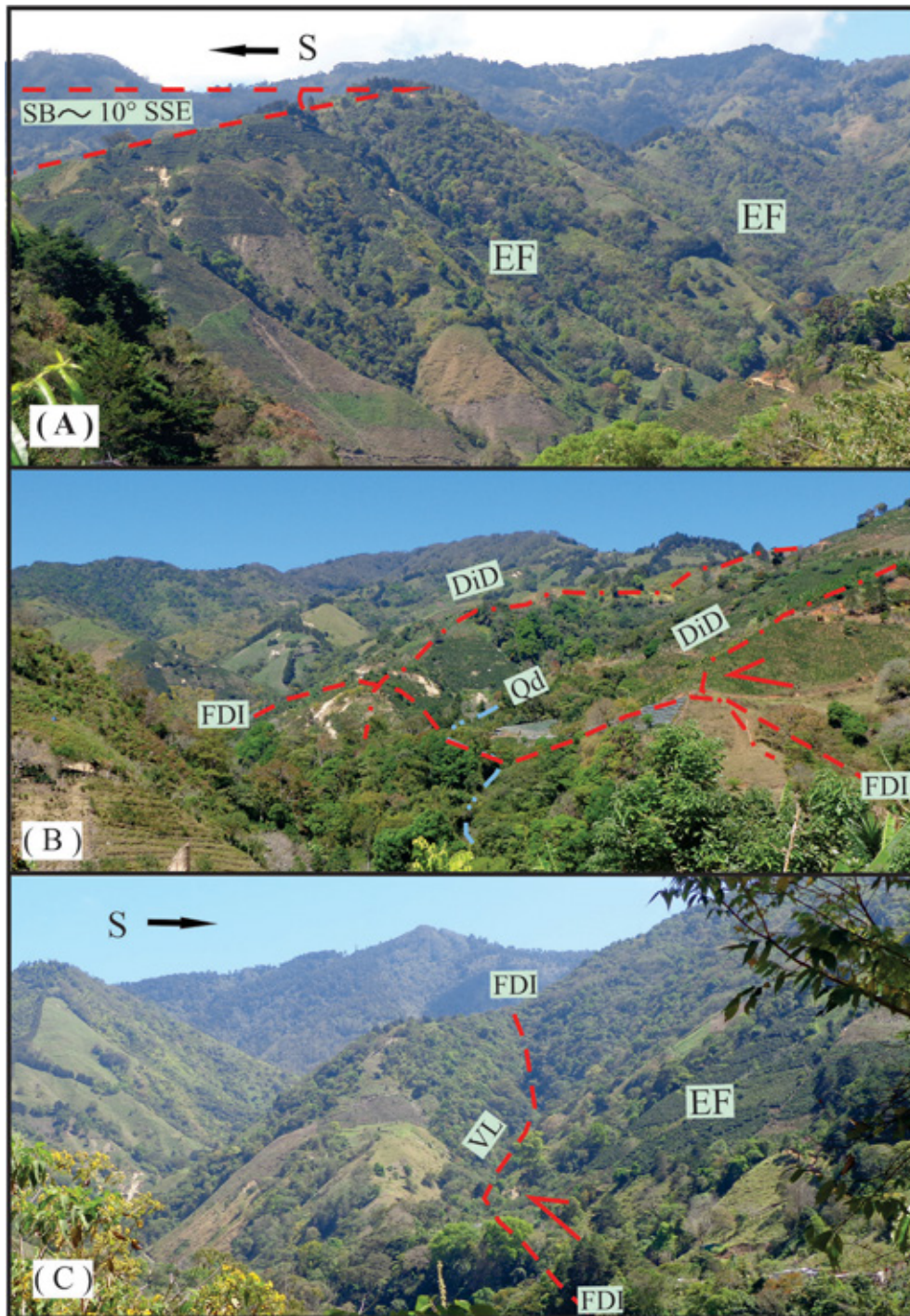


Fig. 5: (A) Vista hacia el WSW desde el punto 1 (Fig. 4) del escarpe de falla (EF) asociado con la falla División localizado sobre la margen derecha del río Páramo. Obsérvese como el bloque sur de la falla es basculado unos 10° hacia el SSE (SB ~ 10° SSE), lo cual además indica que la falla se inclina al NNW. (B) Vista al WNW desde el punto 2 (Fig. 4) de la margen izquierda del río Páramo donde se observa como la falla División (línea a trazos rojos indicada por FDI) desvía a la izquierda las divisorias de las estribaciones (líneas a trazos y puntos en color rojo indicadas por DiD) y además una quebrada es desviada a la izquierda (línea a trazos y dos puntos en color celeste indicada por Qd). (C) Vista al ENE desde el punto 3 (Fig. 4) del valle lineal (VL) y del escarpe de falla (EF) del lado sur de la falla División (FDI). Obsérvese el salto vertical que origina la falla al cruzar al fondo una estribación.

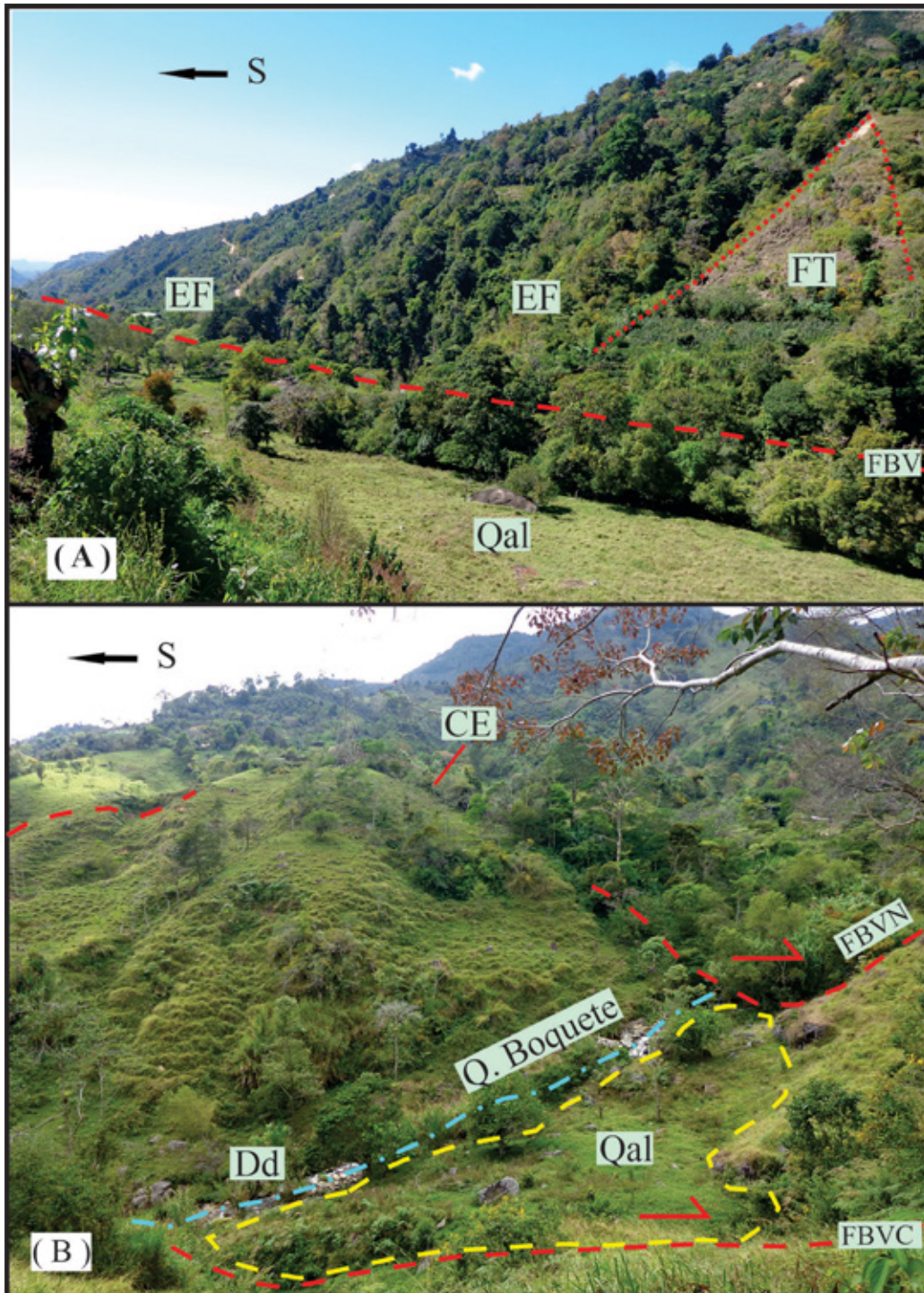


Fig. 6: (A) Vista al SSW desde el punto 2 (Fig. 4) del escarpe de falla (EF) de la traza oeste de la falla Buenavista (FBV, indicada por línea a trazos rojas), donde hay una zona transensiva que ha originado un relleno aluvial caracterizado por múltiples terrazas (Qal). Obsérvese el facetamiento triangular (FT) típico de este tramo de la falla. (B) Vista al WSW desde el punto 4 de las trazas de falla Buenavista Norte (FBVN) y Central (FBVC). FBVC origina un desvío derecho de la quebrada Boquete (línea a trazo y punto de color celeste, Dd) y un aparente desvío a la derecha de un depósito aluvial (Qal) ubicado sobre la margen izquierda de la quebrada Boquete. FBVN es sugerida por un contraescarpe (CE) facetado al oeste.

de la depresión tectónica, sobre las cuales se asientan las localidades de Piedra y Buenavista. Lo anterior indica un basculamiento hacia el oeste de la cuenca de tracción. Además, las trazas oeste y central de la falla Buenavista muestran valles lineales, terrazas desplazadas, contraescarpes y desvíos derechos en varias quebradas, como es el caso de la quebrada Boquete (Figs. 4 y 6B). En la parte sur, las observaciones de las fotografías aéreas indican que el trazo principal de falla se localiza sobre las estribaciones de la margen derecha del río Buenavista, donde se han determinado desvíos derechos en las quebradas Nino Arias y Aristides, entre otras (Fig. 4). Asimismo, se observan valles lineales, sillars de falla y divisorias desviadas. Al norte, al cruzar el río Páramo, la falla Buenavista termina contra la falla sinistral División y al sur termina contra la falla Canaán.

La falla Canaán

Esta falla neotectónica se describe por primera vez en este trabajo. La falla Canaán es una falla sinistral de rumbo ENE que en su sector oeste se localiza al norte de la ciudad de San Isidro de El General, que está teniendo una expansión urbana hacia esta región. En su sector este tiene un trazo subparalelo al río Chirripó Pacífico, donde presenta varias zonas transtensionales, dentro de las cuales se ha presentado una importante depositación aluvial del río Chirripó Pacífico y de sus afluentes. Hacia al noreste sugiere converger con la falla División. Como se mencionó la falla Buenavista termina al sur contra la falla Canaán. Esto indica que las fallas Canaán y División son las más importantes por su extensión en este sector del CDCCR y que la falla Buenavista tiene un rol tectónico secundario.

CARACTERÍSTICAS SISMOLÓGICAS Y TECTÓNICAS DEL TERREMOTO DE CUERICÍ DEL 24 DE ABRIL (Mw 6,1)

Localizaciones hipocentrales del sismo de Cuericí

Las localizaciones obtenidas para el terremoto del 24 de abril de 1991 recopiladas a partir de cinco fuentes de información difieren sustancialmente entre ellas, especialmente a lo largo de la dirección N-S, observándose una diferencia máxima de unos 40 km entre las localizaciones del GMCT y la de Rojas (1991), mientras que en la dirección E-W las discrepancias son menores, de unos 8 Km entre las localizaciones del NEIC y del ISC (Fig. 2). Las tres localizaciones ubicadas más al norte corresponden con las de las agencias sismológicas internacionales GCMT, NEIC y ISC, mientras que las dos del sur son las localizaciones obtenidas usando datos locales reportadas por Quintero y Güendel (2000) y por Rojas (1991). Las localizaciones obtenidas por el GCMT y el NEIC ubican el epicentro entre las fallas Kabébeta y Atirro (Fig. 2). El epicentro del ISC ubica el epicentro al sur de la falla Atirro. El epicentro de Quintero y Güendel (2000) ubica el epicentro al este del cerro Cuericí, en las nacientes del río Chirripó, mientras que el de la RSN reportado por Rojas (1991) se ubica al ENE de la ciudad de San Isidro de Pérez Zeledón y al SSW del cerro Chirripó (Fig. 2).

El terremoto del 24 de abril fue un terremoto cortical. La profundidad oscila en 20 km entre los valores extremos, siendo la más superficial la reportada por Quintero y Güendel (2000) de 3,5 km. Las siguientes en profundidad son de 12,8 km y 13,0 km de Rojas (1991) y del NEIC respectivamente. La del ISC es de 16,4 km y la más profunda es de 22,5 km (GCMT).

Debido al carácter cortical y a la magnitud del sismo (Mw 6,1), el terremoto del 24 de abril debió generar una actividad de réplicas. Sin embargo, un análisis de la sismicidad posterior al terremoto de Limón, para el período entre el 22 de abril y fines de mayo, no muestra temblores en los alrededores de las ubicaciones reportadas por el GCMT y por el NEIC (Fig. 7). Tampoco, donde Rojas (1991) reporta la localización del sismo usando datos de la RSN (Fig. 7). Con respecto a la ubicación del evento principal reportado al noreste de San Isidro de El General por el ISC y por Quintero y Güendel (2000), se ha registrado una importante sismicidad en esta región inmediatamente después de ocurrido el terremoto de Limón, según reportan Rojas (1991), Protti y Schwartz (1994), Ponce et al. (1994), Barquero y Rojas (1994) y Montero et al. (1994) (Fig. 7). De hecho, Barquero y Rojas (1994) destacan que el terremoto de Cuericí fue el de mayor magnitud de la secuencia del norte y noreste de San Isidro de Pérez Zeledón, aunque no reportan su ubicación. Estas réplicas se localizaron en las nacientes del

río Chirripó y al este del cerro Cuericí (Fig. 3). Lo anterior señala que el epicentro reportado por Quintero y Güendel (2000) es más fiable y que la sismicidad reportada en las nacientes del río Chirripó luego de ocurrido el terremoto de Limón del 22 de abril se debe asociar con la actividad de réplicas del temblor del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1). Un criterio adicional que favorece escoger la solución epicentral de Quintero y Güendel (2000) es que la misma se basa en los datos de una red sísmológica costarricense y cómo se discute en Montero (en prensa), se considera que las localizaciones epicentrales realizadas

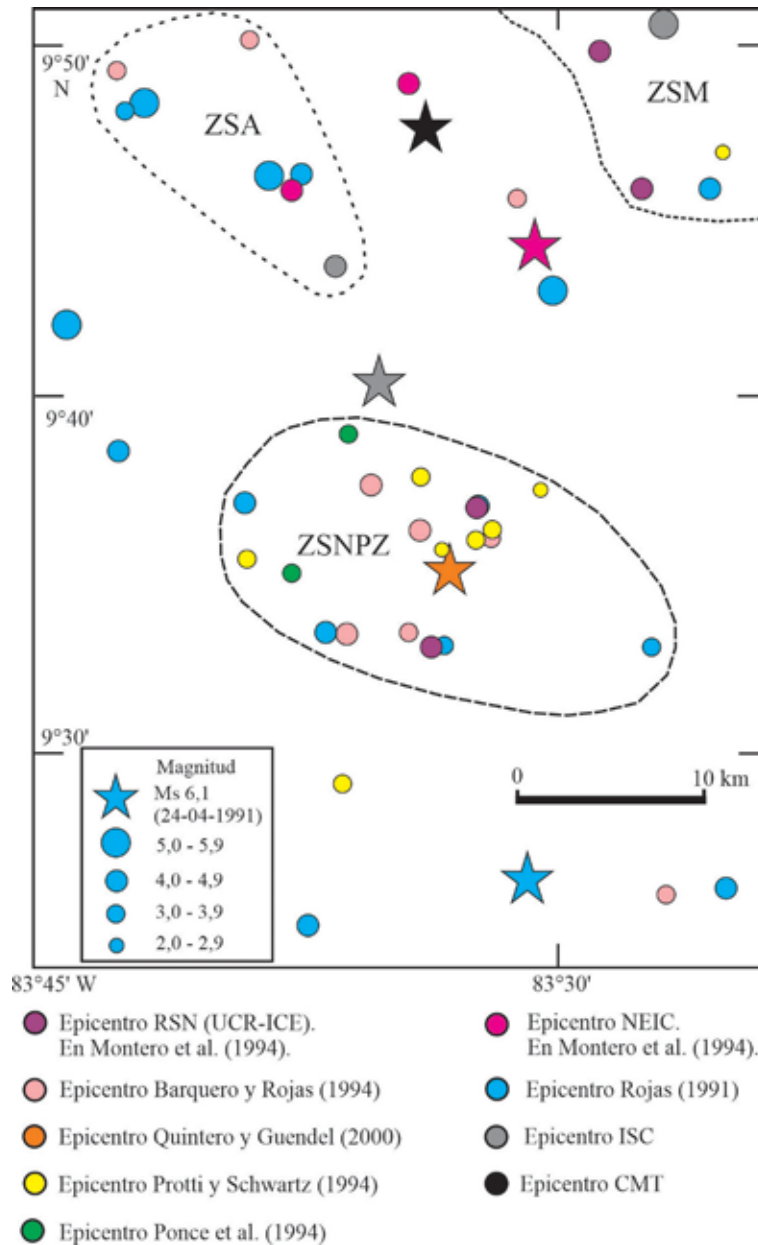


Fig. 7: Localizaciones de los eventos principales del terremoto de Cuericí del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1; estrellas de diversos colores) y de sismos disparados por el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) en las zonas sísmicas de Moravia (ZSM), Atirro (ZSA) y del noreste de Pérez Zeledón (ZSNPZ) (Montero, 2021). Se puede observar que las localizaciones para el terremoto de Cuericí obtenidas por el GMCT, el NEIC y la RSN (UCR-ICE) no tienen asociadas zonas de réplicas, mientras que las localizaciones del ISC y en especial la de Quintero y Güendel (2000) se relacionan con la ZSNPZ. Ubicación en figura 1.

mediante datos locales son en general más confiables que las que usan datos regionales y telesísmicos. De hecho, como había sido observado previamente por varios autores, las localizaciones del ISC y del NEIC tienden a estar desplazadas hacia el noreste unos 30 km. Por ejemplo, Singh y Lermo (1985) reportaron ese hallazgo para los temblores mejicanos y Dewey y Algermissen (1974) para los temblores centroamericanos. Güendel (1986) también relocalizó temblores costarricenses para el período 1964-1985 usando el método del *Joint Hypocenter Determination*. En Montero (2021) también se observa que el epicentro del terremoto de Limón y de varias de sus réplicas reportadas por las agencias internacionales están desplazadas hacia el norte o el noreste con respecto a las de la RSN, especialmente las de GMCT. En el caso del temblor de Cuericí se observa que las localizaciones obtenidas especialmente por el GMCT y el NEIC y en menor medida por el ISC se encuentran desplazadas hacia el norte (23 km, 18 km y 11 km respectivamente) con respecto al epicentro obtenido por Quintero y Güendel (2000) (Fig. 2). Lo anterior posiblemente se explique por un efecto geográfico, donde las lecturas de onda P de las estaciones norteamericanas tuvieron un peso importante en las localizaciones reportadas especialmente por GMCT y NEIC, provocando un desplazamiento de la localización del evento de Cuericí hacia el norte.

Relación entre la sismicidad, la sismotectónica y la neotectónica

La ubicación de las réplicas obtenidas para el terremoto de Cuericí por Protti y Schwartz (1994), Barquero y Rojas (1994), Ponce et al. (1994) y Montero et al. (1994) se localizan en su mayoría dentro de la estructura transtensiva asociada con el extremo este de la falla División (Fig. 3). Las únicas localizaciones que se muestran muy dispersas y que no tienen buena relación espacial con la estructura transtensiva son las de Rojas (1991). Además, el terremoto de Cuericí originó actividad sísmica en una traza que se localiza cerca de las nacientes del río Chirripó. De hecho, el evento principal del 24 de abril (Mw 6,1) localizado por Quintero y Güendel (2000) y varias réplicas localizadas por Protti y Schwartz (1994) y por Barquero y Rojas (1994) se localizaron muy cerca de esta traza de falla. Asimismo, se observa que las réplicas se localizan al oeste de la falla dextral Atirro y por lo tanto no tienen relación con esta última falla. También, se observa que en la traza de falla División que se localiza al sur del río División, que se continúa al este cerca del valle del río Páramo y que se releva en forma transpresiva con otro segmento que termina al este cerca de la quebrada Fría, no se detectó actividad sísmica asociada con el terremoto de Cuericí (Fig. 3).

Con respecto a la sismotectónica, los mecanismos focales obtenidos para el evento principal de Cuericí por parte del NEIC y el GCMT (Fig. 2) y para dos réplicas de magnitudes 3,0 y 3,1 por parte de Protti y Schwartz (1994) (Fig. 3) son muy similares entre sí y son predominantemente de desplazamiento de rumbo, en los cuales los planos nodales de rumbo noreste indican un movimiento sinistral, con un rumbo bastante coincidente con el rumbo de las trazas de falla División. Por otro lado, Quintero y Güendel (2000) reportan la posición de los ejes de presión y de tensión de la solución focal del sismo de Cuericí. A partir de los anteriores ejes se redibujó el mecanismo focal (Fig. 3). El mismo sugiere un plano sub-vertical de rumbo noroeste y otro subhorizontal. Este mecanismo no lo explicaría el fallamiento neotectónico determinado en la zona donde ocurrió el sismo. Aquí debemos de diferenciar las diferentes técnicas aplicadas para la obtención de los mecanismos focales del evento principal. El mecanismo focal obtenido por Quintero y Güendel (2000) fue con base en once datos de polarización de onda P. Desafortunadamente como el mecanismo focal de ese evento no se muestra en el trabajo anterior, no se puede evaluar si los planos nodales están bien o mal restringidos. Asimismo, debe acotarse que los mecanismos focales realizados a partir de datos de polarización de onda P son muy sensibles a la profundidad obtenida para el evento y puede ocurrir que pequeñas variaciones en la profundidad del evento pueden provocar importantes variaciones en los ángulos de salida de los rayos sísmicos a las diversas estaciones sismológicas, especialmente a las ubicadas en el campo cercano. Por otro lado, los mecanismos focales obtenidos para el terremoto de Cuericí por el GMCT y por NEIC se basan en el cálculo de amplitudes de ondas telesísmicas y son menos sensibles a la distancia entre la fuente y la estación sísmica y a la profundidad que los mecanismos obtenidos de la polarización de onda P (Protti y Schwartz, 1994). De igual manera, los mecanismos focales obtenidos por Protti y Schwartz (1994) para dos réplicas de magnitudes 3,0 y 3,1 fueron realizados invirtiendo las amplitudes de las ondas P, SH y SV de las estaciones de la red local y son por tanto similarmente confiables, dado que las amplitudes dependen del momento sísmico, la orientación de la fuente sísmica y del azimut de la estación (Protti y Schwartz, 1994). Por esto último, los mecanismos focales realizados por estos últimos autores pueden considerarse confiables.

Barquero y Rojas (1994) también realizaron mecanismos focales para cuatro réplicas del terremoto de Cuericí. Las soluciones escogidas por estos autores son de falla inversa con planos nodales de rumbo noroeste. Sin embargo, los planos nodales están poco restringidos, debido al escaso número de polaridades de onda P usadas para obtener las soluciones focales que varían entre un mínimo de cuatro polaridades y un máximo de siete (ver figura 2 en Barquero y Rojas, 1994). De hecho, las mismas admiten también soluciones de desplazamiento de rumbo, como las obtenidas por NEIC y el GCMT para el evento principal y por Protti y Schwartz (1994) para dos réplicas.

Con base en las anteriores resultados obtenidos de la sismicidad, la sismotectónica y la neotectónica se define que la terminación este de la falla División, de movimiento predominante sinistral, fue la fuente del terremoto del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1). Asimismo, se selecciona la ubicación epicentral de Quintero y Güendel (2000), la cual se localizó sobre lo que se considera una de las trazas principales de la falla División, como el mejor epicentro del terremoto de Cuericí. Además, con esta traza parecen asociarse un buen número de réplicas (Fig. 3).

Como se describió previamente, las determinaciones de profundidad reportadas para el terremoto de Cuericí muestran importantes variaciones, con una tendencia a una profundidad mayor a los 10 km, tal como lo sugieren las localizaciones obtenidas por Rojas (1991), NEIC, ISC y GMCT, que están entre 12,8 km y 22,5 km. La única profundidad muy somera (3,5 Km) para este evento es la Quintero y Güendel (2000). Sin embargo, las profundidades de las réplicas localizadas por Rojas (1991), Protti y Schwartz (1994), Ponce et al. (1994), Barquero y Rojas (1994) y Montero et al. (1994) muestran una amplia variación entre 0 km y 24 km. Lo anterior corrobora la naturaleza cortical del sismo de Cuericí, aunque como es bien conocido, la profundidad de los sismos es uno de los parámetros hipocentrales menos restringidos, especialmente cuando hay poco conocimiento de la estructura de velocidades de la corteza y cuando hay ausencia de una buena cobertura de estaciones sismológicas en el campo cercano. Ambas situaciones se presentaron en los estudios que reportaron localizaciones hipocentrales del sismo principal de Cuericí y de sus réplicas.

DISCUSIÓN

Ausencia de estudios previos del terremoto de Cuericí

A partir del estudio de la localización del evento principal de Cuericí y de sus réplicas y de la sismotectónica, en el presente estudio se ha determinado que el mismo ocurrió en la falla sinistral División, de rumbo ENE. Sin embargo, llama la atención que a este sismo se le dio poca atención previamente a pesar de su importante magnitud M_w 6,1. Se considera que las razones de esto fueron: 1. La mayoría de los estudios realizados luego del terremoto de Limón se enfocaron en estudiar el evento principal y sus características sismológicas y tectónicas y también en el estudio de sus réplicas. 2. Por otro lado, el temblor de Cuericí ocurrió cerca del eje de la Cordillera de Talamanca, en una zona despoblada, selvática y por tanto poco accesible, por lo cual aunque su intensidad en la zona epicentral pudo ser alta, no hay información macrosísmica reportada que indique que provocó daños en obras civiles. Sin embargo, es posible que este sismo haya generado efectos en el suelo, especialmente deslizamientos, pero los mismos no quedaron documentados.

La fuente sismogénica del terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,3)

El 3 de julio de 1983 ocurrió el terremoto de Buenavista (M_s 6,3), el cual provocó considerables daños en construcciones de San Isidro de Pérez Zeledón, así como en diversas localidades cercanas, especialmente aquellas ubicadas al norte y al noroeste de San Isidro y gran cantidad de deslizamientos y múltiples afectaciones a las vías de comunicación (Leandro et al., 1983; Morales y Leandro, 1985; Morales, 1987; Mora y Peraldo, 2011).

Existen varias propuestas diferentes con respecto a la falla que originó el terremoto de Buenavista de 1983. Morales (1987) propone una zona elipsoidal con un eje mayor de dirección ENE como la zona más afectada por el terremoto (Fig. 9) indicando que los deslizamientos se alinean con el eje mayor de la elipse y con rasgos morfoTECTÓNICOS de la zona y que uno de los planos de ruptura ($N80^\circ E$) del mecanismo focal del NEIC es correspondiente con la zona más afectada. Boschini et al. (1988) propusieron que la fuente sismogénica fue la falla dextral Buenavista, mientras que Mora y Peraldo (2011) proponen

que este sismo se puede relacionar con una fuente en dirección E-W o NW-SW ubicada al norte de la localidad de Bellavista. También refieren las fallas Pangolín, División y Buenavista aunque consideran que no es posible atribuir el terremoto de Buenavista a una de las fallas anteriores. Sin embargo, al considerar observaciones macrosísmicas indican que en la zona epicentral los testimonios de diversas personas indican movimientos este-oeste y la mayoría de los deslizamientos relacionados con el terremoto se localizaron en un área de 20-25 de largo por 5 km de ancho orientada casi este-oeste. Las anteriores evidencias los llevan a plantear la hipótesis de que el sismo fue generado por una ruptura de dirección este-oeste. En este trabajo se considera, en coincidencia con la sugerencia de Morales (1987), que el terremoto de Buenavista de 1983 ocurrió a lo largo de una estructura ENE, que en este caso particular se identifica como la falla sinistral División. El primer criterio para sustentar esta propuesta es que las réplicas localizadas durante las primeras diez horas posteriores al evento principal de 1983 mostradas en Boschini et al. (1988; ver su figura 1), ocurrieron al norte de donde termina la falla Buenavista, precisamente del lado donde se ubica la falla División propuesta en este estudio. Es decir, aunque existe una considerable dispersión en las localizaciones hipocentrales reportadas por Boschini et al. (1988), a partir de las mismas se puede sugerir que el segmento de la falla División, que rompió durante el terremoto de Buenavista de 1983, es el subparalelo al valle del río Páramo y que continúa al este-noreste de la localidad de Alaska (Fig. 4). El segundo criterio es que la mayor cantidad de los deslizamientos disparados por el terremoto ocurrieron a lo largo de ambos márgenes del río Páramo y del tramo del río Buenavista que pasa por la localidad de Alaska, tal como se puede observar en el mapa de deslizamientos de Leandro et al. (1983). Muchos de esos deslizamientos también fueron los de mayor envergadura. Incluso un buen número de esos deslizamientos ocurrieron a lo largo del escarpe de la falla División, según se puede apreciar en las figuras 5A y 5C. Por el contrario, los deslizamientos ocurridos a lo largo del valle del río Buenavista, donde este es sub-paralelo a la falla Buenavista, fueron menos numerosos y de menor tamaño (Leandro et al., 1983). El tercer criterio es que de acuerdo con Morales y Leandro (1985), la zona de máxima intensidad MM VIII está alargada a lo largo del rumbo de la traza de la falla División (Fig. 9). Asimismo, Morales (1987) considera que la zona más afectada por este terremoto tiene una forma elipsoidal con un eje mayor ENE, el cual es coincidente con el rumbo de la falla División en el sector donde pasa por la localidad de Alaska (Fig. 4). Por otro lado, Mora y Peraldo (2011) muestran sitios donde determinaron intensidad VIII y IX, donde la mayoría se localizan cerca de la falla División en su trazo del río Páramo y su continuación al ENE de la localidad de Alaska. También, hay varios con las mismas intensidades al norte y al sureste de ese trazo de la falla, pero relativamente menos donde se ubica el trazo de la falla Buenavista, excepto cerca de donde termina contra la falla División.

El terremoto de Buenavista fue precedido por un temblor de M_b 5,1 ocurrido cuarenta y dos segundos antes del evento principal. Morales (1987) y Boschini et al. (1988) reportaron la localización del temblor precursor cerca de la terminación norte de la falla Buenavista contra la falla División (Fig. 8). Asimismo, ambos autores indican que el evento principal no pudo ser localizado por la RSN debido a la interferencia de las señales sísmicas asociadas con el evento precursor. Sin embargo, es de esperar que la localización del evento principal fuera muy cercana a la del evento precursor. Es decir, el evento precursor rompió una barrera en la falla División, lo cual llevó a que se generará el evento principal a lo largo del mismo segmento de falla. Por esta razón se propone que ambos eventos tienen una gran cercanía espacial (Fig. 8). Con respecto al mecanismo focal, el GCMT reporta una solución que es de desplazamiento de rumbo con una componente normal, donde el plano nodal con componente izquierda y un rumbo ENE se inclina al SSE (Fig. 8B). Por su parte, Güendel (1986) reporta una solución similar usando datos de polarización de onda P de la *World Wide Standardized Seismographic Network* (WWSSN), pero donde el plano nodal de rumbo ENE tiene una inclinación al NNW (Fig. 8A). Obsérvese que la posición del plano nodal obtenida por Güendel (1986) es coincidente con la geomorfología tectónica descrita previamente para la falla División en el tramo entre el río Páramo y al este de la localidad de Alaska (Figs. 3, 4, 5A y 5C) y por tanto se escoge este plano nodal como el plano de falla del terremoto de Buenavista.

El potencial sísmico del segmento de la falla División que es subparalelo al río Páramo y que pasa por la localidad de Alaska se puede estimar a partir de su longitud, el cual es de unos 8,5 km (Fig. 4). Aplicando la relación de Wesnousky (2008):

$$M_w = 5,56 + 0,87 \log L$$

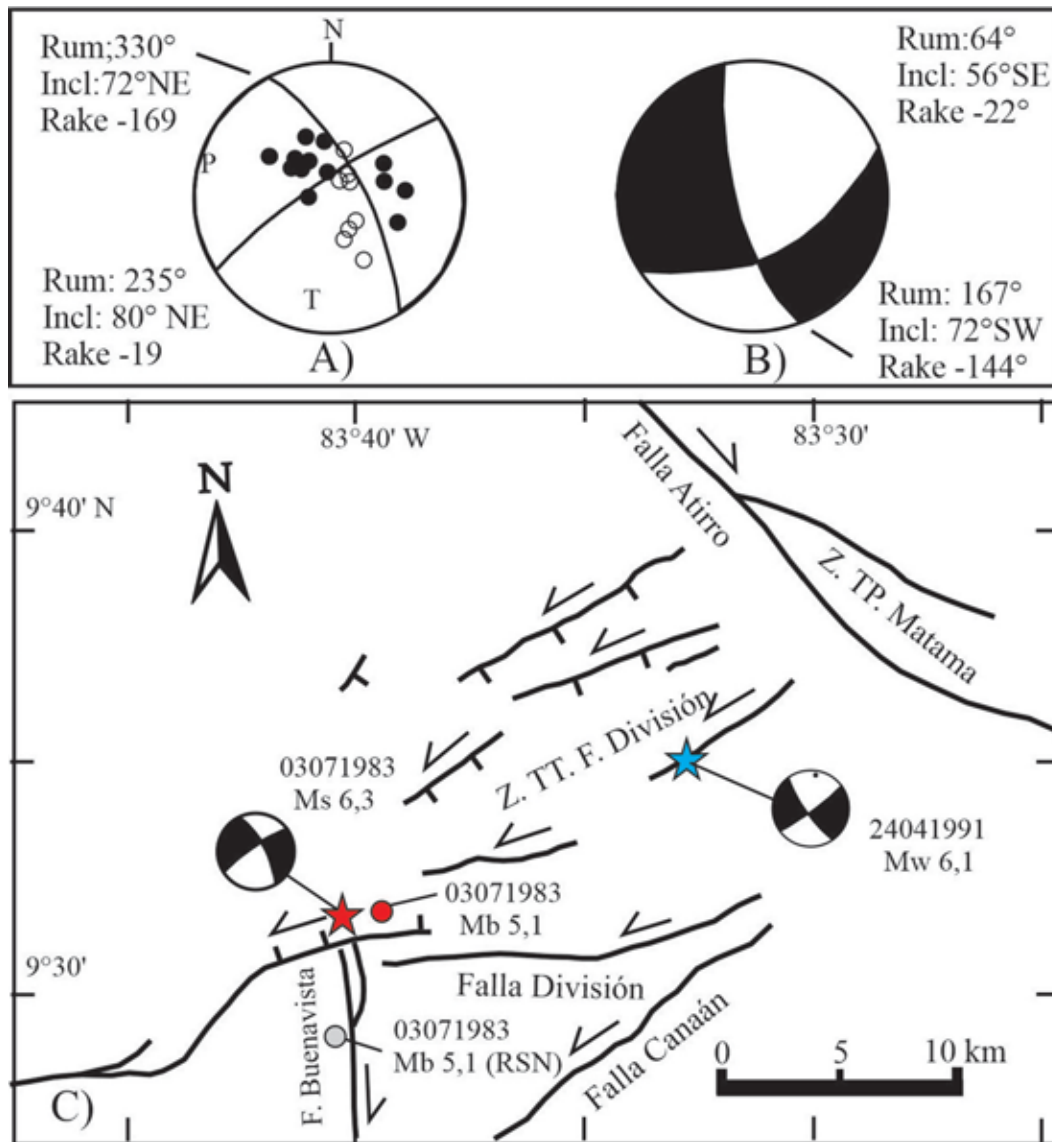


Fig. 8: (A) Mecanismo focal obtenido por Güendel (1986) para el terremoto de Buenavista de 1983. (B) Mecanismo focal obtenido por GMCT para el terremoto de Buenavista de 1983. (C) Modelo tectónico sugiriendo que la falla División fue la fuente sismogénica de los terremotos del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3) y de su precursor de Mb 5,1 y también del terremoto del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1). Los epicentros propuestos para los tres sismos anteriores son respectivamente la estrella roja, el círculo rojo y la estrella azul según epicentro de Quintero y Güendel (2000). También se muestra la ubicación del sismo precursor del terremoto de Buenavista de Mb 5,1 (círculo gris) según ubicación reportada por Boschini et al. (1988) con base en datos de la RSN. Los mecanismos focales son los de Güendel (1986) para el sismo de Bellavista de 1983 y el del GMCT para el sismo de Cuericí de 1991. Se observa las zonas transpresivas asociadas con las fallas sinistral División (Z. TT. División) y la dextral Buenavista y la zona transpresiva de Matama (Z. TP. Matama) asociada con la falla Atirro. Ubicación en figura 1.

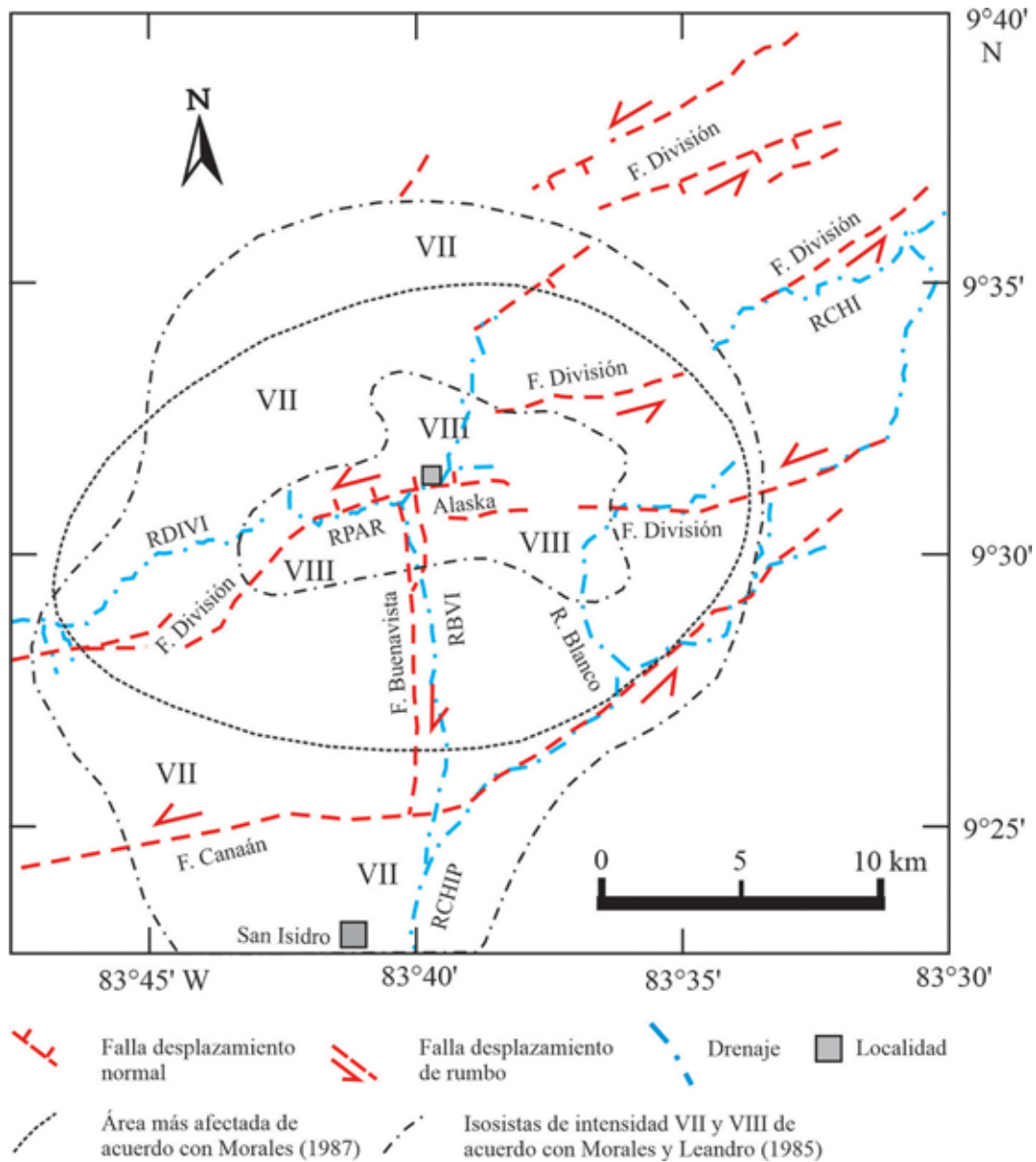


Fig. 9: Muestra la relación entre las isosistas de intensidad VII y VIII propuestas por Morales y Leandro (1985) para el terremoto de Buenavista de 1983 y la zona más afectada para el mismo terremoto propuesta por Morales (1987) con la falla División. El trazo de la falla División comprendido entre el río Páramo (RPAR) y donde el río Buenavista es subparalelo a la falla División, cerca de la localidad de Alaska se ubica dentro de la isosista de intensidad VIII propuesta por Morales y Leandro (1985). Por otro lado, el eje mayor de la zona elíptica determinada por Morales (1987) que corresponde con la zona más afectada por el terremoto de 1983 tiene un eje mayor que es de un rumbo subparalelo al trazo de la falla División. RDIVI, RCHI y RCHIP son respectivamente los ríos División, Chirripó y Chirripó Pacífico. Localización en Figura 1.

donde L es la longitud de ruptura en km, se obtiene una M_w de 6,4, valor de magnitud similar al que tuvo el terremoto de Buenavista de 1983 (M_s 6,3). Obsérvese que el tramo de la falla División para el cual se midió una longitud de 8,5 km termina al este de la localidad de Alaska y al oeste tiene un cambio de rumbo hacia al noreste donde se sugiere una transtensión del lado sur del río División (Fig. 4). De hecho, Araya (2017) relocalizan una secuencia sísmica ocurrida en abril del 2015 que parece relacionarse con este sector de la falla División, dado que se ubica alrededor de la latitud de $9^{\circ} 31,48' N$ y una longitud de 83° y $43.48' W$. En el mecanismo focal realizado por esta autora se selecciona el plano nodal noreste como el plano de falla.

Debe indicarse que aunque se propone que el sismo de Buenavista de 1983 ocurrió en la falla División, esto no quiere decir que la falla Buenavista no haya tenido actividad de réplicas luego de este terremoto. Por ejemplo, la figura 3b de Boschini et al. (1988) muestra la actividad de réplicas, entre los años 1984 y 1986, en la cual se puede observar que aparte de la actividad sísmica que se puede relacionar con la falla División, también hay otra actividad sísmica al sur de la falla División, que puede asociarse con la falla Buenavista.

Como se indicó previamente, el segmento de la falla División que es subparalelo al río Páramo y que pasa cerca de la localidad de Alaska prácticamente no mostró sismicidad luego del terremoto de Cuericí de 1991. Esto se explica porque el terremoto de Buenavista de 1983, habiendo ocurrido tan solo unos 8 años antes del terremoto de Cuericí, ya había liberado la energía sísmica acumulada en ese segmento de falla.

Modelo tectónico de las rupturas de los terremotos de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,3) y de Cuericí del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1)

Con base en los resultados anteriores se propone que el evento de Buenavista de 1983 rompió el segmento de falla que es subparalelo al río Páramo y que pasa por la localidad de Alaska (Fig. 4). Por otro lado, el evento de Cuericí de 1991 rompió el segmento ubicado al este de la ruptura de 1983, localizada sobre la margen izquierda de las nacientes del río Chirripó. Este segmento de la falla División fue donde Quintero y Güendel (2000) localizaron el epicentro de Cuericí y hay también varias réplicas localizadas cerca de su traza (Fig. 3). Por lo tanto, con base en las anteriores observaciones sismológicas, sismotectónicas y neotectónicas se propone que las rupturas asociadas con los terremotos de Buenavista de 1983 (M_s 6,3) y de Cuericí de 1991 (M_w 6,1) corresponden con la ruptura de dos segmentos contiguos de la falla sinistral División (Figs. 8 y 10). Debe indicarse que previamente Fan et al. (1993) habían sugerido que los terremotos de Cuericí de 1991 y de Buenavista de 1983 podían relacionarse con una falla sinistral. Sin embargo, estos autores propusieron que la misma podía corresponder con el límite oeste del bloque Panamá. Una propuesta similar se encuentra en Protti y Schwartz (1994). Sin embargo, como fue establecido por Marshall et al. (2000), Montero (2001) y Montero et al. (2013), a lo largo de la región central de Costa Rica se localiza una zona de deformación ancha que incluye predominantemente fallas dextrales norte-sur a noroeste y sinestrales este-noreste a noreste, que se ha denominado el CDCCR y dentro de este ocurrieron los terremotos de Buenavista de 1983 y de Cuericí de 1991 en su sector sur. De hecho, en Montero et al. (2013) se considera que son las fallas dextrales las más relevantes por su longitud y son las que permiten el escape tectónico de la región central de Costa Rica hacia al noroeste como parte del *sliver* centroamericano. Por lo tanto, aunque los temblores de 1983 y 1991 ocurrieron en la falla izquierda División, que es subparalela a otra falla similar como es la falla Canaán y aunque en este sector sur del CDCCR prevalece un sistema de desplazamiento de rumbo sinistral, también se observa que hacia el noreste el mismo es interrumpido por el sistema dextral Atirro, de importante longitud (Montero, 2003; Montero et al., 2013) y por consiguiente no existe un límite sinistral para el bloque de Panamá que pase por el centro de Costa Rica como fue propuesto originalmente por Fan et al. (1993) y por Protti y Schwartz (1994).

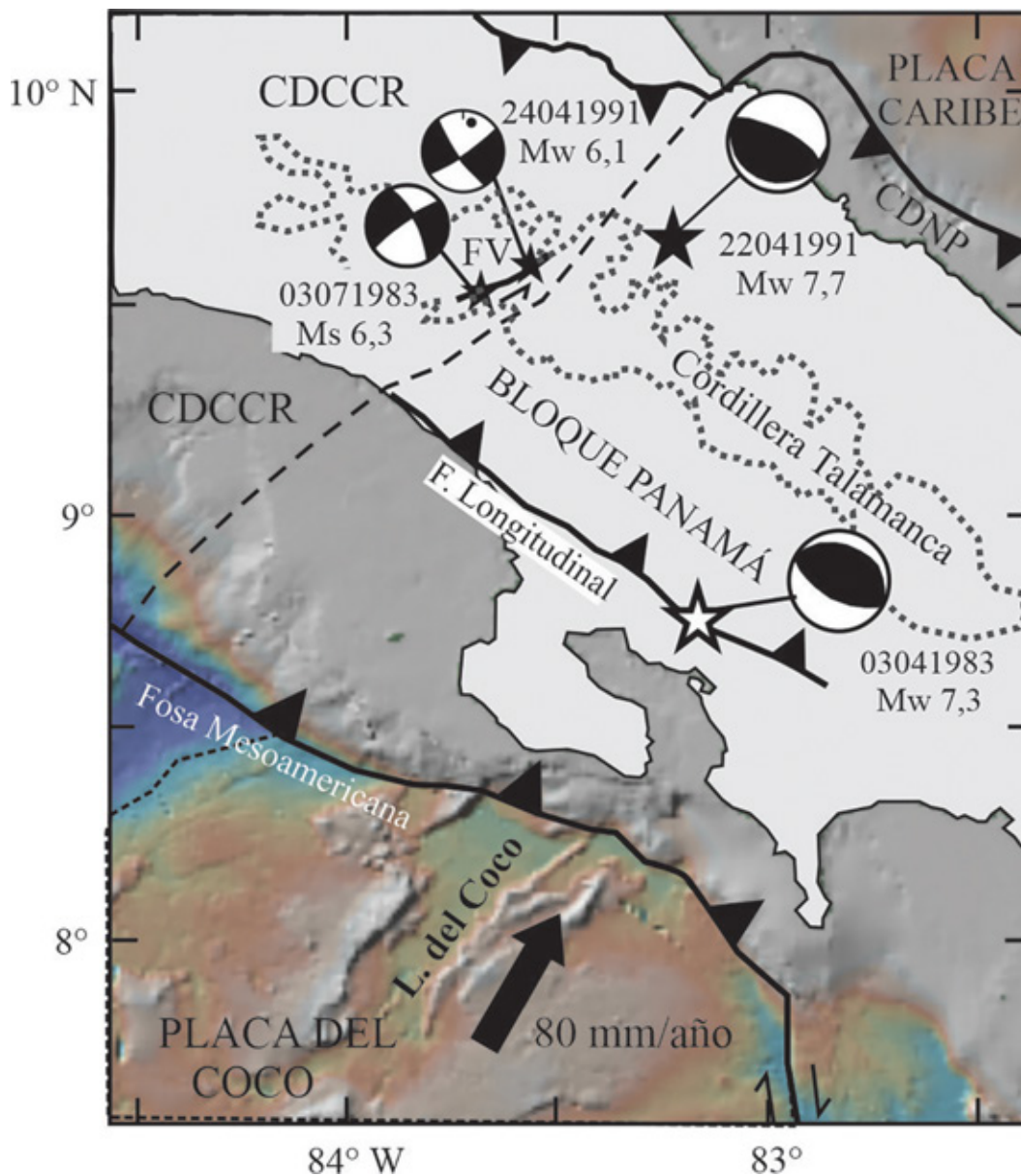


Fig. 10: Modelo tectónico regional sugiriendo que los terremotos de Buenavista del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3) y de Cuericí del 24 de abril de 1991 de Mw 6,1 ocurrieron en la falla sinistral División (FV), en dos rupturas contiguas. La falla División se localiza cerca del límite sur del CDCCR. Al sur del CDCCR el bloque de Panamá está sometido a compresión debido a la subducción del levantamiento del Coco bajo el sur de Costa Rica, lo cual originó el terremoto interplaca de Osa del 3 de abril de 1983 (Mw 7,3) y el levantamiento de la cordillera de Talamanca por su lado Caribe, donde se ocurrió el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) en una falla inversa. La falla Longitudinal se relaciona también con la compresión originada por la subducción del levantamiento del Coco bajo el sur de Costa Rica (Morell, 2016). Las alturas mayores a 2 km para la Cordillera de Talamanca se muestran con puntos en gris. El modelo de elevación del fondo marino fue obtenido de GeoMapApp. Ubicación en Figura 1.

Con respecto al mecanismo focal del evento de Buenavista de 1983 se cuenta con dos soluciones focales, que son las del GMCT y la de Güendel (1986). Ambas son similares en el rumbo del plano nodal de movimiento izquierdo, pero difieren en la inclinación. La solución del GMCT se inclina al SSE y la de Güendel (1986) al NNW. Como se observa de la morfología tectónica (Figs. 5A y 5C), es claro que la falla División en el segmento comprendido entre el río Páramo y al este de Alaska tiene un escarpe de falla que se inclina al NNW y que además bascula al SSE las filas que se ubican del lado del piso de la falla. Por lo tanto, se escoge como la superficie de ruptura del terremoto de Buenavista de 1983, el plano nodal del mecanismo focal de Güendel (1986) que tiene un rumbo N 55° E con inclinación de 80° al NW. La misma tiene una componente normal (rake -19), la cual se confirma con la morfología tectónica y también se explica porque este sector de la falla División se localiza cerca del ápice de la estructura transtensiva que caracteriza la terminación este de la falla División (Fig. 8).

En el contexto de la sismicidad regional, el evento de Bellavista de julio de 1983 (M_s 6,3) ocurrió tres meses después a una distancia de unos 100 km del epicentro del terremoto interplaca de Osa del 3 de abril 1983 (M_w 7,3), el cual se asocia con el desplazamiento del levantamiento del Coco bajo el sur de Costa Rica (Fig. 10). Adamek, Tajima y Wiens (1987) y Tajima y Kikuchi (1995) equivocadamente consideraron que el terremoto de Buenavista formó parte de la expansión de la zona de réplicas del terremoto de Osa. Es claro que ambos terremotos tienen fuentes muy diferentes. Sin embargo, considerando la cercanía espacial y temporal entre ambos eventos es posible inferir que la ocurrencia del terremoto de Osa adelantó la ruptura de la falla División en el segmento de falla donde ocurrió el terremoto de Bellavista. Finalmente, debe observarse que las fallas sinestrales División y Canaán se localizan en el borde sur del CDCCR y que la falla dextral Bellavista tiene una menor longitud que las sinestrales y que por lo tanto, en este sector del CDCCR predomina el movimiento sinistral. Sin embargo, más al noreste el sistema sinistral es interrumpido por el sistema noroeste dextral, donde destacan las fallas Atirro, Kabébeta, Pacuare y Ayil (Montero, 2001; Linkimer, 2003; Montero et al., 2013; Montero, 2021). Por lo tanto, aunque el CDCCR está caracterizado principalmente por fallas de desplazamiento de rumbo ENE de tipo sinistral, como es la falla División y de desplazamiento de rumbo N a NW de tipo dextral, como es la falla Buenavista (Montero, 2001; Montero et al., 2013), las que provocan el escape tectónico del centro de Costa Rica hacia el noroeste son principalmente las fallas dextrales. Por otro lado, la región de Costa Rica, ubicada al sureste y fuera del CDCCR, se localiza dentro de una zona sometida a un régimen predominantemente compresivo, debido a la subducción del levantamiento del Coco bajo el bloque de Panamá, lo cual origina fallamiento inverso tanto en la zona interplaca, como en la zona de falla Longitudinal y en los bordes pacífico y caribe de la Cordillera de Talamanca (Fig. 9).

CONCLUSIONES

El terremoto de Cuericí del 24 de abril de 1991 (M_w 6,1) representó una ruptura a lo largo del sector este de la falla sinistral División, donde la misma termina contra la falla dextral Atirro. Este sismo fue precedido, menos de ocho años antes, por una ruptura en la misma falla División, en el segmento de falla que es subparalelo al río Páramo y que pasa por la localidad de Alaska, originando el terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,3). Ambas rupturas en la falla División ocurrieron temporal y espacialmente cerca de grandes terremotos de falla inversa. El terremoto de Buenavista de 1983 ocurrió tres meses después y 100 km al noroeste del terremoto interplaca de Osa del 3 de abril de 1983 (M_w 7,3), debido al deslizamiento del levantamiento del Coco bajo el bloque de Panamá, en el sur de Costa Rica. Finalmente, el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) disparó dos días después y a unos 45 km al oeste una segunda ruptura en la falla División, en el segmento de falla de las nacientes del río Chirripó. Por lo tanto, las rupturas asociadas con los terremotos de Buenavista de 1983 y de Cuericí de 1991 rompieron segmentos contiguos de la falla sinistral División en menos de ocho años.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación se realizó como parte de las actividades de investigación del proyecto 830-B6-808: “Promoción del desarrollo científico, académico y tecnológico en geología”, del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad de Costa Rica. Se agradece a Lepolt Linkimer, Editor del número especial sobre el 30 Aniversario del Terremoto de Limón y a un Revisor anónimo las importantes observaciones que le hicieron a la primera versión de este trabajo que ayudaron a mejorarlo sustancialmente. Asimismo, se agradece a Astrid Amador su colaboración durante la gira de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarado, G., Barquero, R., Taylor, W., López, A., Mora, M., Peraldo, G., Salazar, G. y Aguilar, T. (2009). Geología de la hoja San Isidro, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 40, 111-122.
- Araya, M. C. (2017). Application of the Double Difference Earthquake Relocation Algorithm Methodology using HYPODD at Four Seismic Sequences in Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 57, 7-21.
- Argus, D., Gordon, R. y DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q11001. doi:10.1029/2011GC003751
- Barquero, R. y Rojas, W. (1994). Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Número Especial: Terremoto de Limón*, 111-120.
- Boschini, I., Alvarado, G. y Rojas, W. (1988). El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): evidencia de una fuente sismogénica desconocida en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 8, 111-121.
- Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R. y Winsemann, J. (2007). Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limon back-arc basin (Costa Rica). *Marine and Petroleum Geology*, 24, 277-287. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.03.002
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. San José: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Dewey, J.W. y Algermissen, S. T. (1974). Seismicity of the MiddleAmerica Arc-Trench system near Managua, Nicaragua. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 1033-1048.
- Güendel, F. (1986). *Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America trench* (Tesis de doctorado inédita). Universidad de California en Santa Cruz, California, Estados Unidos.
- Kobayashi, D., LaFemina, P., Geisson, H., Chachaco, E., Abrego, A. A., Mora, H. y Camacho, E. (2014). Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 1671– 1683. doi:10.1002/2014GC005234
- Leandro, G; León, C; Ávila, M., Fernández, A., Elizondo, J., Montalto, F., Chávez, R. y Obando, J. (1983). *Informe geológico-sismológico San Isidro de Pérez Zeledón y alrededores. Evaluación sismo 3 julio 1983*. San José: Instituto Costarricense de Electricidad-Escuela Centroamericana de Geología-Refinadora Costarricense de Petróleo-Ministerio de Industria Energía y Minas. Manuscrito inédito.

- Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Marshall, J., Fisher, D. M. y Gardner, T. W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19, 468-492.
- 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.
- Montero, W. (2021). Análisis retrospectivo del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) y de la actividad sísmica disparada en las fallas Aayil, Pacuare, Atirro, División y Navarro. *Revista Geológica América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65, 1-26.
- Montero, W., Lewis, J., Marshall, J., Kruse, S. y Wetmore, P. (2013). Neotectonic faulting and fore arc sliver motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125, 857-876. doi: 10.1130/B30471.1
- Montero, W., Pardo, M., Ponce, L., Rojas, W. y Fernández, M. (1994). Evento Principal y réplicas importantes del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Número Especial: Terremoto de Limón*, 93-102.
- Mora, M. y Peraldo, G. (2011). Análisis macrosísmico del terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón, 3 de julio de 1983 (M_s = 6,1), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 44, 41-70.
- Morales, L. D. (1987). Regionalización de la sismicidad de Costa Rica y la crisis sísmica de 1983. *Geoistmo*, 1, 33-49.
- Morales, L. D. y Leandro, G. (1985). Riesgos geológicos asociados al terremoto de Buenavista, Pérez Zeledón. Presentado en *3^{er} Seminario Nacional de Geotecnia*, San José, Costa Rica.
- Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 35, 357– 385. doi:10.1002/2015TC003950
- Ponce, L., Pardo, M., Domínguez, J., Montero, W., Rojas, W., Boschini, I., Suárez, G. y Camacho, E. (1994). Estudio de réplicas del terremoto de Limón usando datos locales: Resultados e implicaciones tectónicas. *Revista Geológica de América Central, Número Especial: Terremoto de Limón*, 103-110.
- Protti, M. y Schwartz, S. Y. (1994). Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7). *Tectonics*, 13, 1093-1107.
- Quintero, R. y Güendel, F. (2000). Stress field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology*, 4, 297-319.
- Rojas, W. (1991). *El terremoto del 22 de abril 1991, en la región Caribe y la sismicidad asociada en el mes de abril, Costa Rica*. San José: Red Sismológica Nacional. Manuscrito inédito.
- Sandoval, L. F., Sáenz, R., Acuña, J., Castro, J. F., Gómez, M., López, A., Mederos, B., Monge, A., Vargas, J., Fernández, T., Ulate, R. y Ramírez, C. (1982). *Mapa Geológico de Costa Rica* [Escala 1:200 000]. San José: Instituto Geográfico Nacional.

- Silver, E. A., Galewsky, J. y McIntosh, K. D. (1995). Variation in Structure, Style, and Driving Mechanism of Adjoining Segments of the North Panama Deformed Belt. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (pp. 225-233). Boulder: The Geological Society of America, Inc.
- Singh, S. K. y Lermo, J. (1985). Mislocation of Mexican Earthquakes as Reported in International Bulletins. *Geofísica Internacional*, 24, 333-351.
- Tajima, F. y Kikuchi, M. (1995). Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (pp. 327-340). Boulder: The Geological Society of America, Inc.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and process of the earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 1609-1632.