

## Significado tectónico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria en el Antearco de Costa Rica

Carolina Fallas-Salazar<sup>1\*</sup>, Lepolt Linkimer<sup>2</sup> e Ivonne G. Arroyo<sup>3</sup>

### Abstract

In this research, we study the Jaris and Candelaria faults, in the fore-arc of Costa Rica, based on photointerpretation, field work, and the relocation of earthquakes recorded by the National Seismological Network of Costa Rica. We present evidence that confirms that both systems correspond to right-lateral strike-slip faults and are oriented northwest-southeast. Furthermore, we determined a total length of 35 and 65 km, for the Jaris and Candelaria fault systems, respectively, which implies a seismic potential of moment magnitude (Mw) 6.9 and 7.2. We postulate that the 2004 Damas Earthquake (Mw 6.4) is associated with the Candelaria system and, furthermore, that these faults, together with other right-lateral strike-slip faults in the center of the country, facilitate the tectonic escape of the Central American Forearc Block from an area much further to the southeast than previously proposed. Due to their proximity to the Greater Metropolitan Area of San Jose (15-35 km), the studied faults are dangerous for the most populated area of Costa Rica.

**Key words:** neotectonics; seismicity; active fault; forearc sliver; Central American Forearc, Damas earthquake.

### Resumen

En esta investigación se estudian las fallas Jaris y Candelaria, en el antearco de Costa Rica, a partir de la fotointerpretación, el trabajo de campo y la relocalización de sismos registrados por la Red Sismológica Nacional de Costa Rica. Presentamos evidencias que confirman que ambos sistemas son de tipo dextral y de rumbo noroeste-sureste. Además, determinamos una longitud total de 35 y 65 km, para los sistemas Jaris y Candelaria, respectivamente, lo que implica un potencial sísmico de magnitud momento (Mw) 6.9 y 7.2. Postulamos que el Terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) está asociado con el sistema Candelaria y, además, que estas fallas, junto con otras fallas dextrales del centro del país facilitan el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano desde una zona mucho más al sureste de lo propuesto anteriormente. Debido a su cercanía con la Gran Área Metropolitana de San José (15-35 km), las fallas estudiadas son peligrosas para la zona más poblada de Costa Rica.

**Palabras clave:** neotectónica; sismicidad; falla activa; escape tectónico, antearco centroamericano; terremoto de Damas.

Received: July 23, 2023; Accepted: November 21, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

---

Editorial responsibility: Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta

\* Corresponding author: Carolina Fallas-Salazar, [xinia.fallas@ucr.ac.cr](mailto:xinia.fallas@ucr.ac.cr)

<sup>1</sup> Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, [xinia.fallas@ucr.ac.cr](mailto:xinia.fallas@ucr.ac.cr)

<sup>2</sup> Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, [lepolt.linkimer@ucr.ac.cr](mailto:lepolt.linkimer@ucr.ac.cr)

<sup>3</sup> Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, [ivonne.arroyo@ucr.ac.cr](mailto:ivonne.arroyo@ucr.ac.cr)

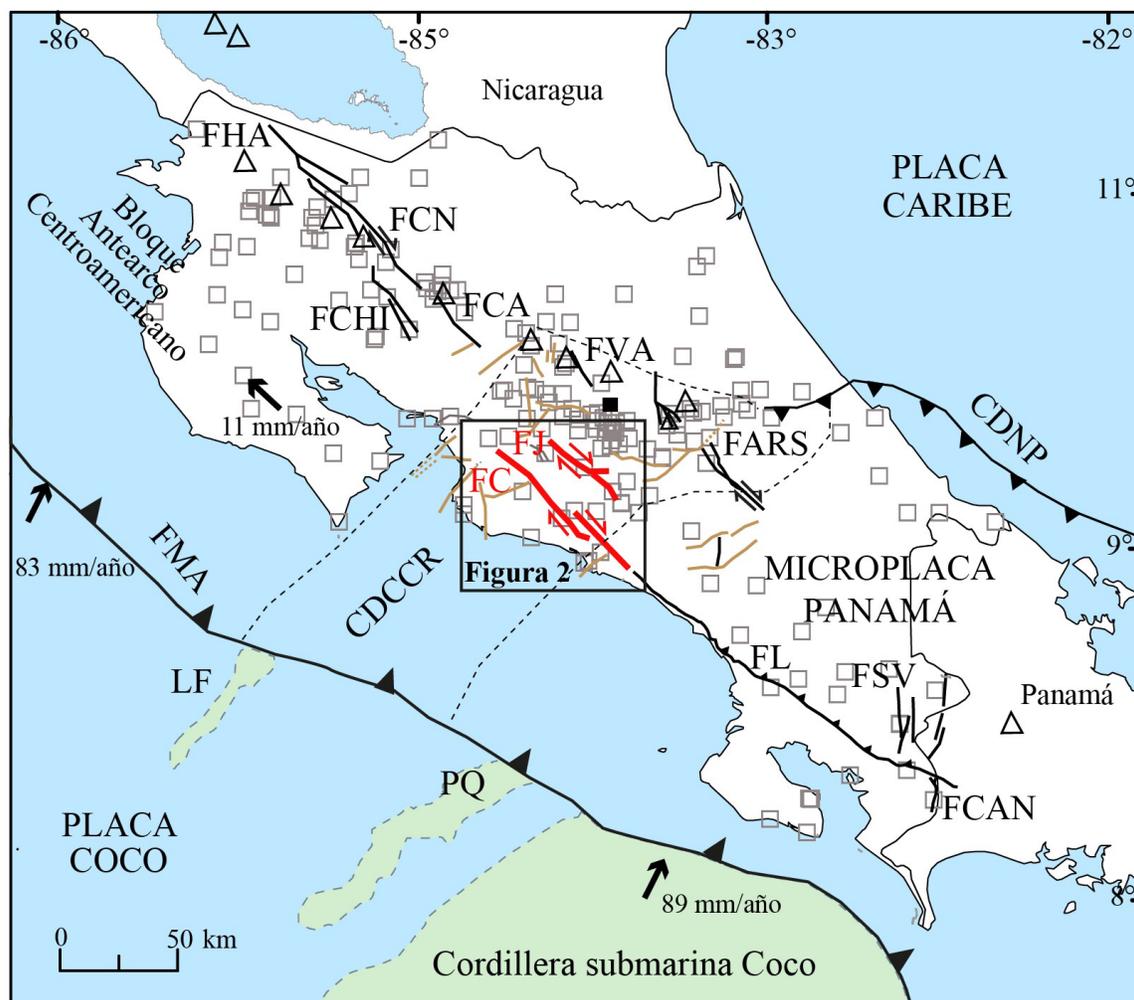
<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1720>

## Introducción

Las fallas Jaris y Candelaria se localizan en el antearco del Pacífico Central de Costa Rica, a solo 15-35 km al suroeste de la ciudad capital de San José (Figura 1). Estas dos fallas son ejemplos de las muchas estructuras geológicas que han resultado del complejo contexto tectónico dominado por la subducción de la placa Coco junto con una cordillera submarina debajo de la placa Caribe y de la microplaca Panamá (Figura 1).

Los grandes rasgos geomorfológicos de las fallas Jaris y Candelaria han sido descritos previamente, por ejemplo, su rumbo general noroeste-sureste y la localización geográfica de la traza principal (e.g., Montero y Morales, 1990; Arias y

Denyer, 1991a; Montero *et al.*, 1998) y su tipo de movimiento dextral (Montero, 2001; Montero y Rojas, 2014). También existen estudios de secuencias sísmicas cercanas a las fallas (e.g., Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019; Campos-Durán *et al.*, 2021). Pese a lo anterior, hasta este momento ambas fallas han carecido de la descripción detallada de todos sus ramales y especialmente, de estudios de la sismicidad de sus trazas, esto último debido a la falta de cobertura con estaciones sismológicas en décadas previas. Además, las fallas Jaris y Candelaria no han sido explicadas en el contexto del escape tectónico del noroeste de Costa Rica, en el cual el Bloque Antearco Centroamericano se mueve hacia el noroeste (Montero *et al.*, 2017; Figura 1) y cuyo despegue en el centro de Costa Rica aún no ha sido determinado



**Figura 1.** Contexto tectónico simplificado de Costa Rica mostrando los principales sistemas de fallas dextrales de acuerdo con Montero (2001) y Denyer *et al.* (2003). Se rotulan los siguientes elementos tectónicos: CDCCR Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDNP Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FARS falla Atirro-Río Sucio, FCA Falla Cote-Arenal, FC falla Candelaria, FCAN falla Canoas, FCHI falla Chiripa, FCN falla Caño Negro, FHA falla Haciendas, FJ falla Jaris, FL falla longitudinal, FSV falla San Vito, FVA falla Viejo-Aguas Zarcas, FMA fosa Mesoamericana, LF levantamiento de Fisher y PQ Plateau de Quepos. Algunas fallas sinestrales relevantes se muestran como líneas café de acuerdo con la compilación de Rodríguez (2017). Los volcanes del Holoceno de Costa Rica se representan como triángulos y la ciudad de San José como un cuadrado. Las estaciones sismológicas se representan como cuadros grises. El recuadro señala el área mostrada en la Figura 2.

con claridad. Con el fin de llenar estos vacíos de información, se realizó una tesis de licenciatura (Fallas, 2022) en la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR), que dio pie al presente artículo, en el cual se sintetizan y refinan los resultados, aportando por primera vez una descripción detallada de las trazas de los sistemas de falla y de la sismicidad relacionada con estas.

La Red Sismológica Nacional (RSN) de la UCR posee un catálogo sísmico que se extiende desde 1975 hasta el presente. Desde el año 2015, la red de estaciones sismológicas ha crecido drásticamente, pasando de solo 47 en ese año a 180 en el 2023 (Linkimer *et al.*, 2018; Linkimer, *et al.*, 2023; Figura 1). Este reciente aumento de cobertura ha permitido usar en esta investigación un extenso registro de sismos, los cuales han sido cuidadosamente relocalizados para iluminar las características de las fallas.

Desde 1976, la RSN registra en promedio dos sismos de magnitud momento ( $M_w$ ) mayor o igual a 5.0 en la región del Pacífico Central de Costa Rica, la mayoría asociados con la subducción de la placa Coco. El 20 de noviembre del 2004, un sismo de  $M_w$  6.4, conocido como el terremoto de Damas de Parrita, provocó serios daños en la región del Pacífico Central. Su epicentro estuvo localizado muy próximo ( $\sim 5$  km) al sistema de fallas Candelaria; sin embargo, estudios previos sobre este terremoto (e. g., Barquero y Rojas, 2004; Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019) solo descartaron que este evento fuera ocasionado en la zona sismogénica de la subducción de la placa Coco y no concluyeron sobre su origen en una falla específica.

A partir del análisis de sensores remotos y del trabajo de campo, en conjunto con la relocalización de la sismicidad reciente registrada por la RSN, presentamos a continuación la geomorfología, geometría, grado de actividad y potencial sísmico de las fallas Jaris y Candelaria. Adicionalmente, proponemos por primera vez, que el terremoto del 2004 se relaciona con el sistema de fallas Candelaria. Finalmente, con base en la integración de nuestras observaciones con las de estudios previos, discutimos el significado tectónico de los sistemas de fallas que podrían contribuir con el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano desde una zona mucho más al sureste de lo anteriormente propuesto.

## Contexto tectónico

El contexto tectónico de Costa Rica es complejo porque interactúan al menos cinco bloques tectónicos. El país se ubica en la placa Caribe y la microplaca Panamá, debajo de las cuales ocurre la subducción de la placa Coco, que a su vez incluye la cordillera submarina del mismo nombre (Figura 1). Esta subducción es oblicua a la fosa Mesoamericana y termina en el sur

de Costa Rica en el contacto con la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), una falla transformada de tipo dextral que sirve de límite entre las placas Coco y Nazca. La subducción de la placa Coco posee una tasa de convergencia variable a lo largo del margen Pacífico de Costa Rica, con una velocidad de 83 mm/año para el sector noroeste y de 89 mm/año en el sureste (DeMets *et al.*, 1994; Figura 1).

La cordillera submarina Coco es el elemento batimétrico más notorio de la placa Coco en las proximidades de Costa Rica (Figura 1), con una extensión de casi 2000 km de largo, 150-300 km de ancho y con una elevación de 2-2.5 km sobre el piso marino (Walther, 2003). Se calcula que su arribo a la fosa Mesoamericana ocurrió hace unos 2-3 Ma., y este evento propició el régimen compresivo que predomina actualmente y el engrosamiento de la corteza de la placa superior (e.g., Morell, 2015).

Además de la interacción entre las placas tectónicas mencionadas, en el noroeste de Costa Rica ocurre el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano (Figura 1) a 11 mm/año (e.g., LaFemina *et al.*, 2009; Feng *et al.*, 2012; Álvarez *et al.*, 2019). La subducción de la cordillera submarina Coco ha sido propuesta como el origen de este escape tectónico por su papel de indentador, al ser el elemento más espeso y prominente de la placa Coco que colisiona con la fosa Mesoamericana (Montero, 1994; LaFemina *et al.*, 2009). El límite noreste del Bloque Antearco Centroamericano está marcado por un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo dextral que ha sido claramente reconocido a lo largo del arco volcánico de Guatemala, El Salvador y Nicaragua (e.g., DeMets, 2001; Corti *et al.*, 2005; Styron *et al.*, 2020). En Costa Rica, Montero *et al.* (2017) proponen que los sistemas de fallas Caño Negro y Haciendas-Chiripa (Figura 1), también de tipo dextral, representan este límite; sin embargo, la terminación sureste del Bloque Antearco Centroamericano aún no ha sido determinada claramente en la literatura.

Por otra parte, el límite entre la placa Caribe y la microplaca Panamá corresponde con el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR, Marshall, 2000; Montero, 2001; Figura 1). Este cinturón consiste de una zona de unos 100 km de ancho, con una alta densidad de fallas y pliegues activos, que atraviesa Costa Rica desde el Pacífico hasta el Caribe. Las fallas Jaris y Candelaria, objetos de este estudio, han sido descritas como parte del CDCCR (Montero, 2001). Además, la subducción de la cordillera submarina Coco también ha sido ligada con el desarrollo del CDCCR impulsando la propagación de los esfuerzos hacia las placas cabalgantes (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001).

La falla Jaris aparece en diversos mapas geológicos de la zona central de Costa Rica (e. g., Dóndoli y Chaves, 1968; Castillo, 1969; Denyer y Arias, 1990) y ha sido abordada con su nombre y con diverso grado de detalle en al menos seis estudios previos. Arias y Denyer (1990a, 1990b) y Denyer y Arias (1991a) identificaron la falla como una estructura lineal de unos 42 km,

principalmente a lo largo del río Jaris que le da su nombre, sin embargo, Obando (2011) identificó su traza más hacia el sureste. Todos estos autores indicaron que su movimiento es dextral. Montero (2001), por su parte, describió de forma general la geomorfología de la traza principal y reportó que la falla corta depósitos cuaternarios. Montero y Rojas (2014) hicieron una descripción más detallada y consideraron esta estructura como un sistema de fallas conectadas, las cuales, hacia el noroeste, limitan con la falla Picagres. Además, estos autores mencionaron una posible componente normal en algunos sectores, donde el bloque oriental se encuentra levantado.

Los estudios para la falla Candelaria han sido menos detallados que los de la falla Jaris. La falla se incluye en Arias y Denyer (1991a) y Denyer y Arias (1991b) desde el sureste de Orotina hasta las inmediaciones de Quepos y es descrita como de movimiento dextral y con longitudes de 60-80 km (Montero *et al.*, 1998; Montero, 1999; 2001; Marshall *et al.*, 2000 y Denyer *et al.*, 2003). Montero (1999) y Montero (2001) presentaron una descripción geomorfológica de su traza principal y Fernández y Pacheco (1998) y Montero (2001) indicaron que la falla podría tener sismicidad. Asimismo, Montero (1999) sugirió que algunas de las réplicas del terremoto de Orotina de 1924 pudieron haberse originado en esta falla y Montero y Rojas (2014) le asociaron sismicidad de la secuencia de Puriscal de 1990. Marshall *et al.* (2000) y Montero (1999) agregaron que la falla presenta una componente inversa que levanta el bloque noreste y Montero y Rojas (2014) propusieron que la falla Purires es un ramal de la Candelaria.

## Datos y metodología

### Sensores remotos y trabajo de campo

La identificación de marcadores geomorfológicos del fallamiento activo se realizó a partir de fotointerpretación, el uso de herramientas geoespaciales como *Google Earth*, la interpretación de las curvas de nivel y de los ríos del Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica (IGN) a escala 1:25000 y la comprobación de campo.

Para la fotointerpretación, se usaron 256 fotografías del proyecto Terra del IGN tomadas entre los años 1996 y 2000. Además, se utilizaron las ortofotos del 2017, a escala 1:5000, provenientes del OGC (*Open Geospatial Consortium*) obtenidos a través del geoportal del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) del IGN. Estas fotografías se georreferenciaron usando el software ArcGIS como Sistema de Información Geográfica y se integraron con un modelo de elevación digital construido con las curvas de nivel, escala 1:25000 del IGN. Este fue el marco de referencia en el cual se identificaron las geofor-

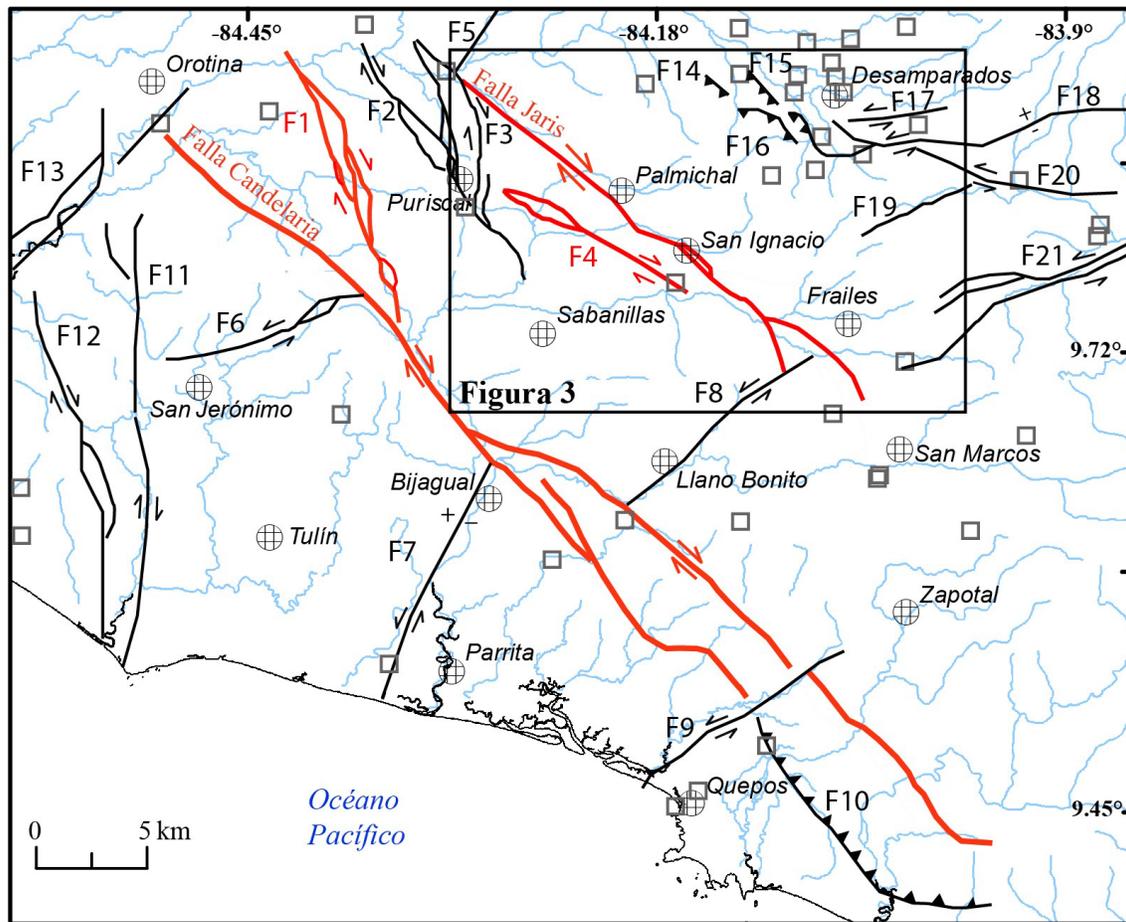
mas sugestivas de fallamiento activo. Con el fin de comprobar detalles de la geomorfología, se usó *Google Earth* para sitios seleccionados, aprovechando las funciones de acercamiento, rotación y visualización en 3D.

La estrategia seguida fue el análisis de la topografía usando las herramientas mencionadas en búsqueda de escarpes, bermas (*i.e.* cambios de pendiente), facetas, terrazas aluviales y cualquier rasgo geomorfológico que pudiera ser indicativo de movimiento tectónico reciente. Además, se prestó especial atención a los drenajes, en busca de desplazamientos o desvíos en las corrientes, que coincidieran con la traza de los lineamientos propuestos. De esta forma, se fueron marcando en los mapas los elementos geomorfológicos como símbolos individuales, que luego fueron interpretados en conjunto, para establecer las trazas de las fallas.

Posteriormente, se seleccionaron unos 50 sitios en donde se realizó una comprobación de campo. Los puntos visitados fueron seleccionados con base en los siguientes criterios: el sitio coincide con la traza del lineamiento, el sitio ha sido cartografiado con depósitos del Holoceno en mapas geológicos, el sitio coincide con sismicidad localizada en este estudio y el sitio posee elementos geomorfológicos prominentes sugestivos de falla activa determinados en la fotointerpretación. En cada punto, se realizó un registro fotográfico y una descripción detallada de lo observado. Aunque no fue posible encontrar un afloramiento con las fallas cortando claramente depósitos del Holoceno, sí se midieron planos de falla y estrías en rocas más antiguas cuando fueron encontradas.

Luego de la identificación de los marcadores geomorfológicos, se realizó una descripción detallada de los lineamientos sugestivos de ser fallas activas, los cuales fueron referidos con nombres de poblados cercanos o con los nombres previamente propuestos en la literatura (Figura 2). Finalmente, para confeccionar los mapas del fallamiento activo, se realizó la integración de nuestras observaciones geomorfológicas con descripciones de investigaciones previas y con los resultados de nuestro estudio de la sismicidad.

Con base en todo lo anterior, para cada falla se determinó la longitud, el rumbo promedio, el sentido de movimiento, el grado de expresión superficial y de actividad, la sismicidad y el sismo máximo posible (Tabla 1). La expresión geomorfológica de cada falla se clasificó en tres categorías: prominente, moderada y débil y el grado de actividad en dos: activa y neotectónica, con base en las definiciones descritas en Linkimer (2003). Un lineamiento fue considerado prominente cuando los rasgos geomorfológicos puntuales o lineales se pueden apreciar casi continuamente a lo largo de toda su extensión; un lineamiento fue clasificado como moderado cuando los rasgos geomorfológicos poseen una naturaleza discontinua a lo largo de la traza y débil, cuando los rasgos geomorfológicos se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) y solo definen una traza aproximada.



⊕ Localidad	F1=Purires	F8=Delicias	F15=Bello Horizonte
□ Estación RSN	F2=Zapote	F9=Paquita	F16=Aserrí
— Drenaje	F3=Picagres	F10=Longitudinal	F17=Río Azul
— Falla	F4=Bajos Jorco	F11=Delicias 2	F18=Ochomongo
	F5=Virilla	F12=Herradura	F19=Tobosi
	F6=Tulín	F13=Tárcoles-Garita	F20=Aguacaliente
	F7=Parrita	F14=Escazú	F21=Navarro

**Figura 2.** Ubicación de las fallas Jaris y Candelaria (rojo) y fallas aledañas (negro), de acuerdo con la compilación de Rodríguez (2017). El recuadro señala el área mostrada en la Figura 3.

Finalmente, la inclinación del plano de falla se infirió con base en la fotointerpretación a partir del patrón que la falla mostraba en superficie o también con base en los planos nodales de los mecanismos focales.

**Localización de sismicidad y potencial sísmico**

Esta parte del estudio inició con la búsqueda de sismicidad localizada en la zona de estudio contenida en el catálogo sísmico de la RSN, con el objetivo de extraer las formas de onda y posteriormente realizar su relocalización. La búsqueda de los sismos se realizó seleccionando los eventos registrados en al menos cinco estaciones sismológicas cuya cobertura tuviera un

vacío menor o igual a 180° y una localización hipocentral con una profundidad menor a 40 km. Estos criterios fueron usados para seleccionar los eventos con las mejores localizaciones iniciales.

La base de datos construida está compuesta por 710 sismos, divididos en dos rangos temporales. El más antiguo contiene 225 sismos registrados entre noviembre del 2004 y noviembre del 2005. Este periodo fue determinado para estudiar el terremoto de Damas del 2004: el único sismo de Mw > 6.0 en las proximidades de la falla Candelaria registrado durante el periodo de existencia de la RSN y cuyo origen no se ha relacionado con una falla particular en la literatura.

El segundo rango temporal contiene 485 sismos escogidos entre enero del 2011 hasta agosto del 2020. La elección del año

**Tabla 1.** Características de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.

	Falla	Longitud (km)	Rumbo	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Sismicidad asociada	Grado de actividad	Potencial sísmico
Jaris	Jaris	13.5	N50-60°W	Dextral	Moderado	Sí	Activa	6.4
	Palma	5.8	N40-50°W	Dextral	Moderado-débil	Sí	Activa	6.0
	Jaris (Tabarcia)	11.5	N50°W	Dextral	Prominente-moderado	Sí	Activa	6.3
	Corralar	6.4	N20-70°W	Dextral-normal	Prominente	Sí	Activa	6.1
	Mina	7.4	N30-80°W	Dextral	Moderado	No	Neotectónica	6.1
	San Ignacio	10.2	N30-50°W	Dextral	Prominente-moderado	Sí	Activa	6.3
	Bajos de Jorco	15.5	N50°W	Dextral	Moderado	Sí	Activa	6.5
	Resbalón	12.0	N30-55°W	Dextral	Prominente-moderado	Sí	Activa	6.4
	Jaris (Monterrey)	10.3	N30-60°W	Dextral-normal	Prominente	Sí	Activa	6.3
Candelaria	Purires	25.0	N15-30°W	Dextral	Prominente-Moderado	Sí	Activa	6.7
	Candelaria (Túfares)	45.0	N40-60°W	Dextral	Prominente	No	Neotectónica	7.0
	Bajo Pérez	12.0	N46°W	Dextral-normal	Prominente	No	Neotectónica	6.4
	Carmen	32.0	N50°W	Dextral	Moderado	Sí	Activa	6.8
	Candelaria (Bijagual)	12.5	N50°W	Dextral	Moderado	Sí	Activa	6.4
	Candelaria (Cañas)	14.0	N45°W	Dextral	Moderado	Sí	Activa	6.4

2011 como el inicio para este rango temporal, se debe a que a partir de ese momento la RSN posee una red de instrumentos suficientemente densa para obtener localizaciones óptimas con base en los criterios de selección mencionados anteriormente.

Posteriormente, se realizó la revisión del arribo de las ondas P y S en cada sismograma de los 710 sismos seleccionados. Para estas lecturas de arribos se siguió un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los arribos, con factores de calidad que oscilan de 0 para la incertidumbre de lectura más baja ( $\pm 0.05$  s) hasta 4 ( $> 0.30$  s). Se estableció la polaridad (compresión o dilatación) en los arribos de las ondas P, para elaborar mecanismos focales. Con las lecturas revisadas se realizó una nueva localización de cada sismo usando el programa HYP (*Hypocenter*) incluido en el sistema de análisis sísmológico SEISAN (Ottmüller *et al.*, 2011). No se llevó a cabo el cálculo de magnitudes, sino que se usó el provisto por el catálogo de la RSN para los 710 sismos relocalizados.

El cálculo de los mecanismos focales se realizó a partir de la observación de los primeros arribos de la onda P con el programa Focmec (Snoké *et al.*, 1984). Solo se interpretaron los mecanismos focales considerados como de alta calidad, siguiendo los siguientes criterios: un mínimo de 30 polaridades distribuidas en todas las regiones de la esfera, planos nodales que separan sin

errores las observaciones de polaridades positivas y negativas y una variación menor a 10 grados en el rumbo y buzamiento para las posibles soluciones de los planos nodales. Solamente cumplieron con estos requisitos los sismos posteriores al 2014, cuando la red de estaciones ha sido más densa. La solución elegida como final, fue determinada usando el promedio geométrico de los planos obtenidos y cuando fue posible, la solución fue comparada con soluciones presentadas por otros autores (Campos-Durán *et al.*, 2021).

Para la base de datos de 710 sismos con lecturas revisadas, se realizó la relocalización por medio del algoritmo de doble diferencia HypoDD, el cual permite ubicar más adecuadamente los sismos cuando estos ocurren en una misma estructura (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Este programa usa tiempos de arribo absolutos y diferenciales: los primeros fueron determinados directamente de la lectura de los sismogramas y los segundos se obtuvieron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos caracterizados por una distancia menor a 10 km entre sí y registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 200 km con respecto del conjunto de sismos de interés. Los dos grupos de sismos con distintos rangos temporales descritos arriba (2004-2005 y 2011-2020) fueron relocalizados por aparte en HypoDD.

Para complementar el estudio de la sismicidad reciente, se buscó en referencias bibliográficas y en el catálogo de la RSN los sismos que han provocado daños en la zona de estudio desde el inicio del catálogo de la RSN en 1976. Este grupo de sismos consiste de cinco eventos. El arribo de las ondas P y S también fue revisado para estos sismos y luego fueron relocalizados individualmente usando el programa Hypocenter. Para estos eventos también se buscó el tensor de momento usando el catálogo del Centro Nacional de Información sobre Terremotos (NEIC, por sus siglas en inglés) que es parte del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Los cinco eventos históricos fueron luego analizados en conjunto con los sismos relocalizados en HypoDD en este trabajo y con las localizaciones de la secuencia del terremoto de Damas provistas por Pacheco *et al.* (2006).

Finalmente, se calculó el potencial sísmico de las fallas con el método clásico de Wells y Coppersmith (1994), en el que la magnitud momento ( $M_w$ ) se relaciona con la longitud de ruptura

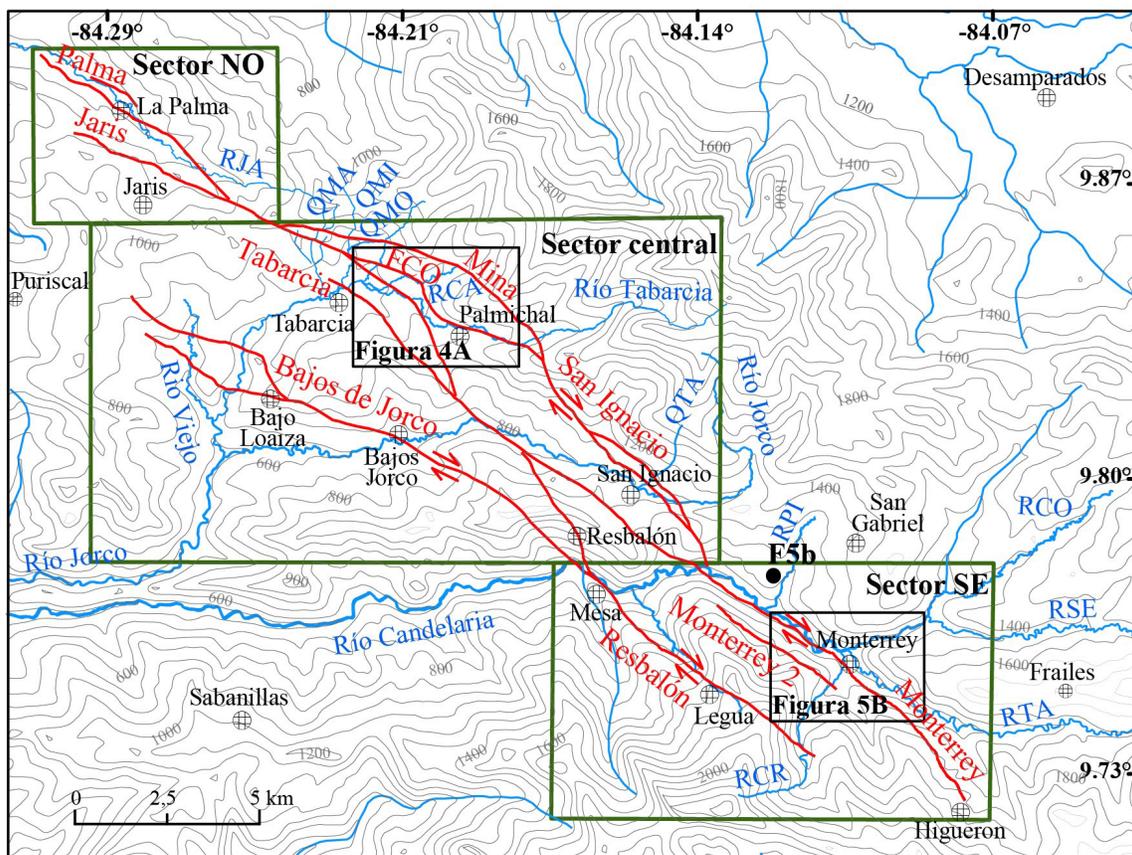
en la superficie ( $L$  en km) y para esto se usó la ecuación  $M_w = 5.16 + 1.12 \log L$  sugerida para fallas desplazamiento de rumbo.

## Resultados

### Expresión geomorfológica del fallamiento

#### Sistema de fallas Jaris

Este sistema está conformado por al menos nueve fallas de desplazamiento de rumbo dextral con componente normal, con un rumbo general noroeste-sureste, que transcurren a lo largo de 35 km en una zona con un ancho de hasta 6 km. Se infiere con base en la fotointerpretación que todas estas fallas tienen un ángulo de inclinación casi vertical. Se extienden desde el poblado La Palma, al noreste de Puriscal, hasta la comunidad de Higuieron al suroeste de Frailes de Desamparados (Figura 3).



**Figura 3.** Mapa del sistema de fallas Jaris separando los sectores noroeste (NO), central y sureste (SE), con recuadros verdes. Se rotulan los siguientes drenajes con abreviaturas: QMA Quebrada Mata, QMI Quebrada Mina, QMO Quebrada Mónica, QTA Quebrada Tablazo, RCA Río Cañas, RCO Río Conejo, RCR Río Carraigres, RJA Río Jaris, RPI Río Pital, RSE Río Santa Elena y RTR Río Tarrazú y la falla Corralar (FCO). Los recuadros negros señalan las áreas mostradas en las figuras 4A y 5B. El punto F5b denota la localización de la fotografía mostrada en Figura 5B.

Este conjunto de fallas recibe su nombre por ubicarse de forma paralela o a lo largo del valle lineal del río Jaris. El sistema incluye las fallas Jaris, Bajos de Jorco y Resbalón descritas previamente en Arias y Denyer (1990a, 1991b) y Montero y Rojas (2014). La falla Jaris propiamente se divide desde el noroeste al sureste en tres segmentos, denominados en esta investigación: Jaris, Tabarcia y Monterrey. Además, se incorporan las siguientes fallas como parte del sistema: Palma, Mina, Corralar y San Ignacio (Figuras 3 y 4, Tabla 1). En este artículo, la descripción del sistema Jaris se presenta dividida en tres sectores: noroeste, central y sureste (Figura 3).

El sector noroeste se caracteriza por dos trazas principales denominadas Jaris y Palma, de 6.5 y ~5.8 km de longitud, respectivamente; sin embargo, el segmento Jaris posee una longitud mayor pues continúa por otros 7 km en el sector central (Figura 3). En el sector noroeste, la falla Jaris posee una expresión geomorfológica moderada, con escarpes de hasta 300 m de altura, colinas desplazadas y bermas y sillars de falla. Por su parte, el segmento Palma tiene una expresión de moderada a débil, caracterizada por la alineación de sillars y bermas de falla y por escarpes facetados de 50 m de alto y 700 m de longitud, que miran al suroeste. También se reconocen valles lineales en el río Jaris y en las quebradas Ingenio y Aguacate, en las cercanías de la comunidad de La Palma.

El sector central es el más complejo, ya que existen al menos siete trazas distintas distribuidas en una zona de unos 6 km de ancho (Figura 3). Aquí se identificaron los segmentos de fallas: Jaris, Mina, Corralar, Tabarcia, San Ignacio, Bajos de Jorco y Resbalón (Figura 3; Tabla 1). El segmento de falla Jaris posee una expresión prominente a lo largo de 7 km, con evidencias como: bermas, lomos y sillars de falla, colinas y terrazas desplazadas y el desplazamiento dextral de 50 m en la quebrada Mónica y de 70 m en el río Cañas. Además, cerca de la localidad de Corralar se observa un desplazamiento dextral de por lo menos 500 m en el río Tabarcia (Figura 4A).

El segmento Tabarcia en su extremo noroeste es subparalelo a la falla Jaris, hasta unirse con dicha falla al sur del poblado de Palmichal. En total posee una longitud de 11.5 km dentro del sector central, pero continúa hacia el sector sureste en el segmento que se denominó Monterrey. El segmento Tabarcia presenta una expresión de prominente a moderada, con marcadores como: bermas, sillars, valles lineales, escarpes, divisorias desviadas, colinas y terrazas desplazadas y facetas triangulares. Además, provoca un desplazamiento dextral de 700 m en los ríos Tabarcia y Jorco (Figura 3).

El segmento de falla Corralar presenta una expresión prominente de 6.4 km de longitud y está evidenciado por geofomas como: bermas, sillars, escarpes, facetas triangulares y divisorias, colinas y terrazas desplazadas. Además, se reconoció el desplazamiento dextral de 550 m en el río Cañas, de 400 m en el

río Tabarcia (Figura 4A) y de 150 m en las quebradas Mónica y Mina (Figura 3).

En la zona del poblado de Corralar (Figura 4), la falla Corralar cambia su rumbo de noroeste a nornoroeste (Figura 4A) propiciando la formación de una zona transtensiva que fue descrita en Montero y Rojas (2014) y que está caracterizada por una zona de depósitos aluviales en medio de la zona montañosa con dimensiones de 2.5 por 0.5 km. La componente normal de la falla en ese sitio se evidencia por una serie de facetas triangulares ubicadas en el lado este de la falla (Figura 4B). El descenso del bloque oeste ha facilitado la acumulación de los depósitos aluviales en esta zona. Adicionalmente, en este sector existe un marcado contraste geológico a ambos lados de la falla con el afloramiento de rocas sedimentarias de edad Mioceno de la Formación Peña Negra del lado noreste y las formaciones volcánicas La Cruz y Grifo Alto de edad Mioceno-Plioceno en el lado suroeste (Figura 4A; Denyer y Arias, 1991b).

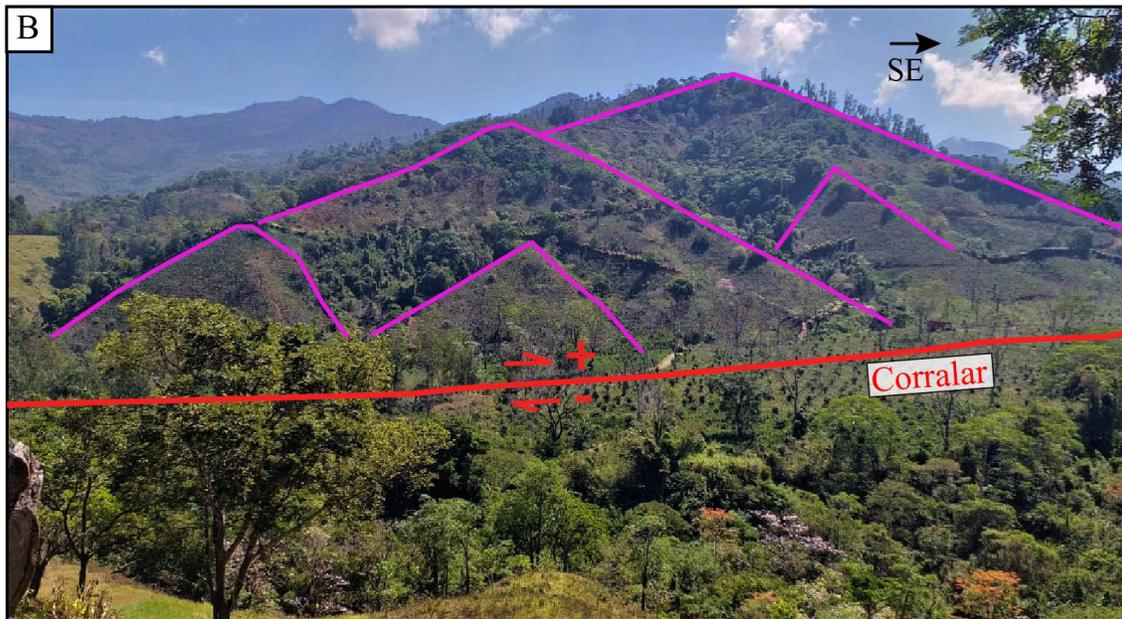
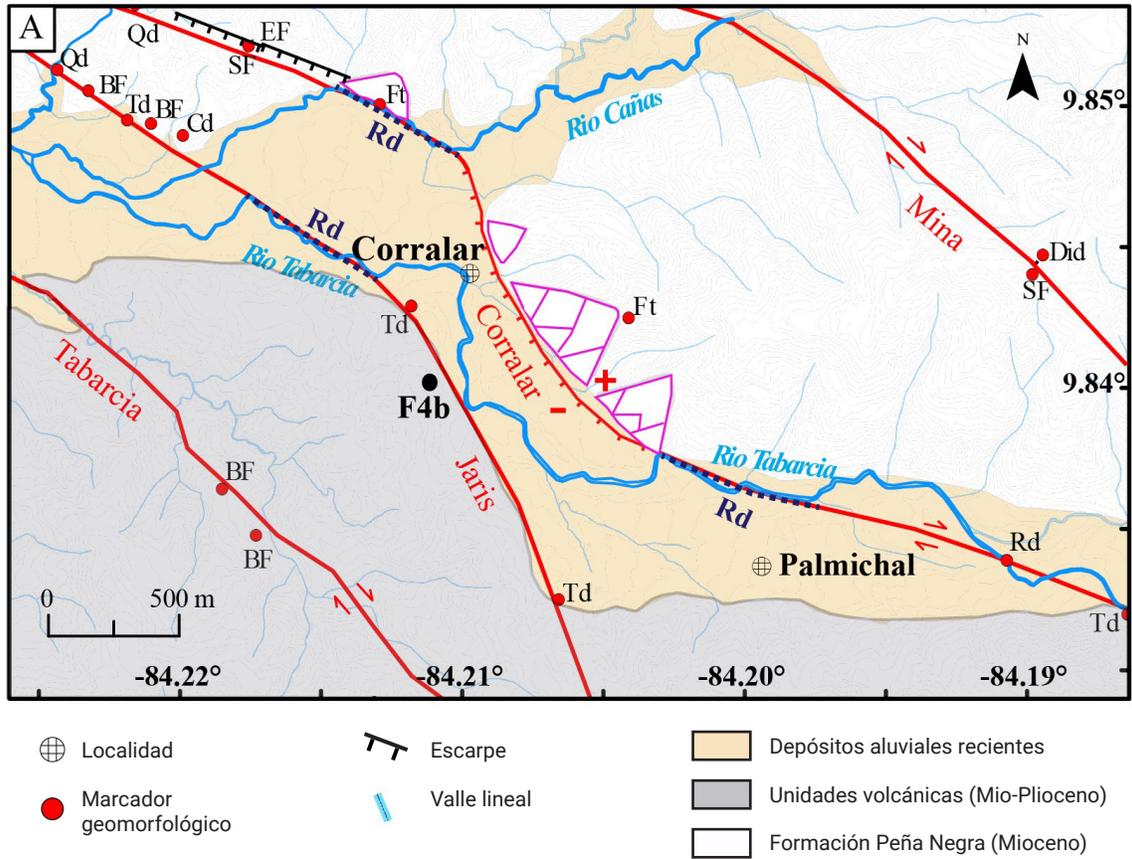
Por su parte, la falla Mina presenta una expresión de moderada a débil a lo largo de 7.4 km de longitud. Este segmento posee geofomas como: bermas, escarpes, sillars, lomos, valles lineales, facetas triangulares, quebradas descabezadas y colinas, terrazas, divisorias y drenajes desplazados, como por ejemplo el desplazamiento dextral de 150 m en la quebrada Mata y de 500 m de la quebrada Mónica (Figura 3).

El segmento San Ignacio presenta una expresión de prominente a moderada a lo largo de 10.2 km longitud, con marcadores como: bermas, sillars, valles lineales, escarpes, divisorias desviadas, colinas y terrazas desplazadas y el desplazamiento dextral de 50 m de la quebrada Tablazo y de 300 m del río Jorco (Figura 3).

En el sector central también existen los segmentos Bajos de Jorco y Resbalón (Figura 3) con expresión de prominente a moderada y longitud de 15.5 y 4 km respectivamente, sin embargo, la falla Resbalón tiene una longitud mayor pues se extiende por el sector sureste con 8 km adicionales. Las evidencias geomorfológicas de estas dos últimas fallas mencionadas son las siguientes: escarpes, valles, bermas, sillars, colinas y quebradas desplazadas, divisorias desviadas, una quebrada descabezada. También se reconoció un represamiento aluvial en el río Viejo, al noroeste de Bajo Loaiza y el desplazamiento dextral de 150 m de los ríos Viejo, Tabarcia y Jorco por la falla Bajos de Jorco.

Por último, en el sector sureste continúa la falla Resbalón por 8 km y la falla Jaris-Monterrey con 10 km de longitud, ambas con una expresión prominente (Figura 3). Uno de los aspectos más notorios del segmento Resbalón es el desplazamiento dextral de 1.5 km del río Candelaria en las proximidades del poblado Mesa (Figura 3).

Por su parte, el segmento Jaris-Monterrey corresponde con la continuación al sureste de las fallas Tabarcia y San Ignacio. A lo largo de su traza se encontraron divisorias, colinas y quebradas desplazadas, escarpes y bermas de falla, terrazas desplazadas



**Figura 4.** Neotectónica del sector central de la falla Jaris (Figura 3). A) Mapa de marcadores geomorfológicos en la zona de los poblados Corralar y Palmichal en donde ocurre el levantamiento del bloque este de la falla. Se muestran los siguientes elementos geomorfológicos: BF berma de falla, Cd colina desplazada, Did divisoria desviada, EF escarpe de falla, Ft faceta triangular, Qd quebrada desplazada, Rd río desplazado, Sf silla de falla y Td terraza desplazada. Las facetas triangulares se muestran como líneas moradas y los ríos desplazados como una línea azul punteada. La geología es modificada de Denyer y Arias (1990). B) Fotografía tomada desde el punto F4b (Figura 4A) hacia el noreste mostrando tres generaciones de facetas triangulares (líneas moradas) del segmento de falla Corralar.

y adelgazadas, facetas triangulares, una quebrada y un valle descabezados (indicados con abreviaturas en Figuras 5). Este segmento presenta una expresión prominente y al igual que la falla Resbalón, provoca el desplazamiento dextral del río Candelaria por 4.5 km y a su vez genera gran cantidad de facetas triangulares (Figura 5B).

Al noreste de la localidad de Monterrey (Figuras 5A y 6), se reconoce la traza de la falla, principalmente por un escarpe de 100 m de alto, con facetas triangulares y con un pequeño deslizamiento activo cuya corona tiene 30 m de diámetro (Figuras 6A y 6C). Además, se identificó un valle que ha sido descabezado por el paso de la falla, generando a su vez un desvío hacia la izquierda del drenaje de aproximadamente 30 m (Figuras 6A y 6B).

En la zona de confluencia de los ríos Tarrazú, Caragres y Santa Elena, que dan origen al río Candelaria, existe una zona de depósitos aluviales de 0.5 km de ancho en donde se presentan al menos tres niveles de terrazas aluviales levantadas que son desplazadas al ser atravesadas por la falla Jaris-Monterrey (marcado con las abreviaturas At y Td en Figuras 5A y 6A.). Esta observación también fue documentada por Montero y Rojas (2014) quienes describen que estas terrazas se adelgazan al ser atravesadas por la falla. Finalmente, en este sector, existe el lineamiento de 5 km de longitud, paralelo a la falla Monterrey y ubicado a 1 km al suroeste de esta, que está caracterizado por bermas de falla (falla Monterrey 2 en Figuras 5, 6A y 6C).

### *Sistema de fallas Candelaria*

Este sistema está formado por al menos seis fallas de desplazamiento de rumbo dextral con componente normal, con un rumbo general noroeste-sureste, que se extienden a lo largo de 65 km y discurren en una zona de 10 km de ancho, desde el sureste de Orotina hasta el este de los poblados de Damas de Parrita y Cañas (Figura 7A). Con base en la fotointerpretación se deduce que estas fallas tienen un ángulo de inclinación casi vertical, ya que el patrón en superficie es muy lineal.

En este artículo, se considera como parte del mismo sistema a las fallas Purires y Candelaria descritas previamente en Arias y Denyer (1990a, 1991b), Montero (2001) y Montero y Rojas (2014). La falla Candelaria se divide en este trabajo en tres segmentos denominados: Túfares, Bijagual y Cañas. Además, se proponen las fallas Bajo Pérez y Carmen (Figura 7A, Tabla 1). Para su descripción, todo este grupo de fallas es separado en dos sectores: noroeste y sureste (Figura 7A) y el detalle de cada lineamiento geomorfológico puede ser consultado en Fallas (2022).

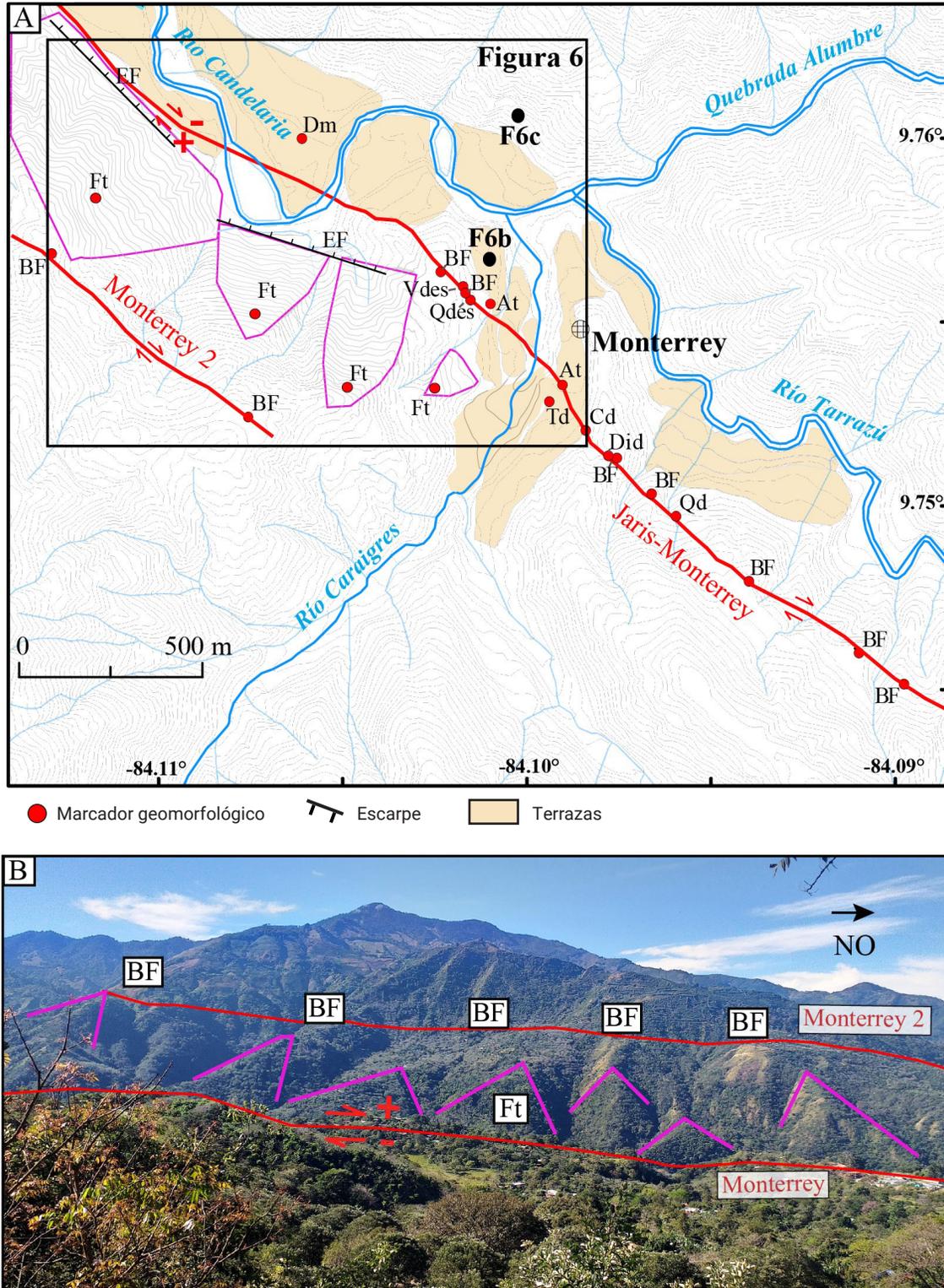
El sector noroeste presenta dos trazas principales denominadas Purires y Candelaria-Túfares de 25 y 45 km de longitud, respectivamente. La falla Purires fue descrita por primera vez

en Montero y Rojas (2014) como un ramal de la falla Candelaria debido a que están ubicadas muy cerca una de la otra y muestran una alineación y orientación similar, además de que se conectan entre sí al sureste de Jilgueral (Figura 7A). La falla Purires presenta expresión superficial moderada con marcadores geomorfológicos como: bermas, sillas, escarpes y valles de falla, quebradas descabezadas, divisorias desviadas y el desplazamiento de 700 m del río Grande de Tárcoles, de 300 m en el río San José y de 50 m en las quebradas Salitrillos y Grande. Al noroeste de las localidades de Purires y Jilgueral, la falla Purires consiste de dos trazas paralelas. Al sureste del poblado de Jilgueral las trazas se unen y la falla provoca el desplazamiento de 1.6 km en el río Quivel (Figura 7A) y un lomo de falla.

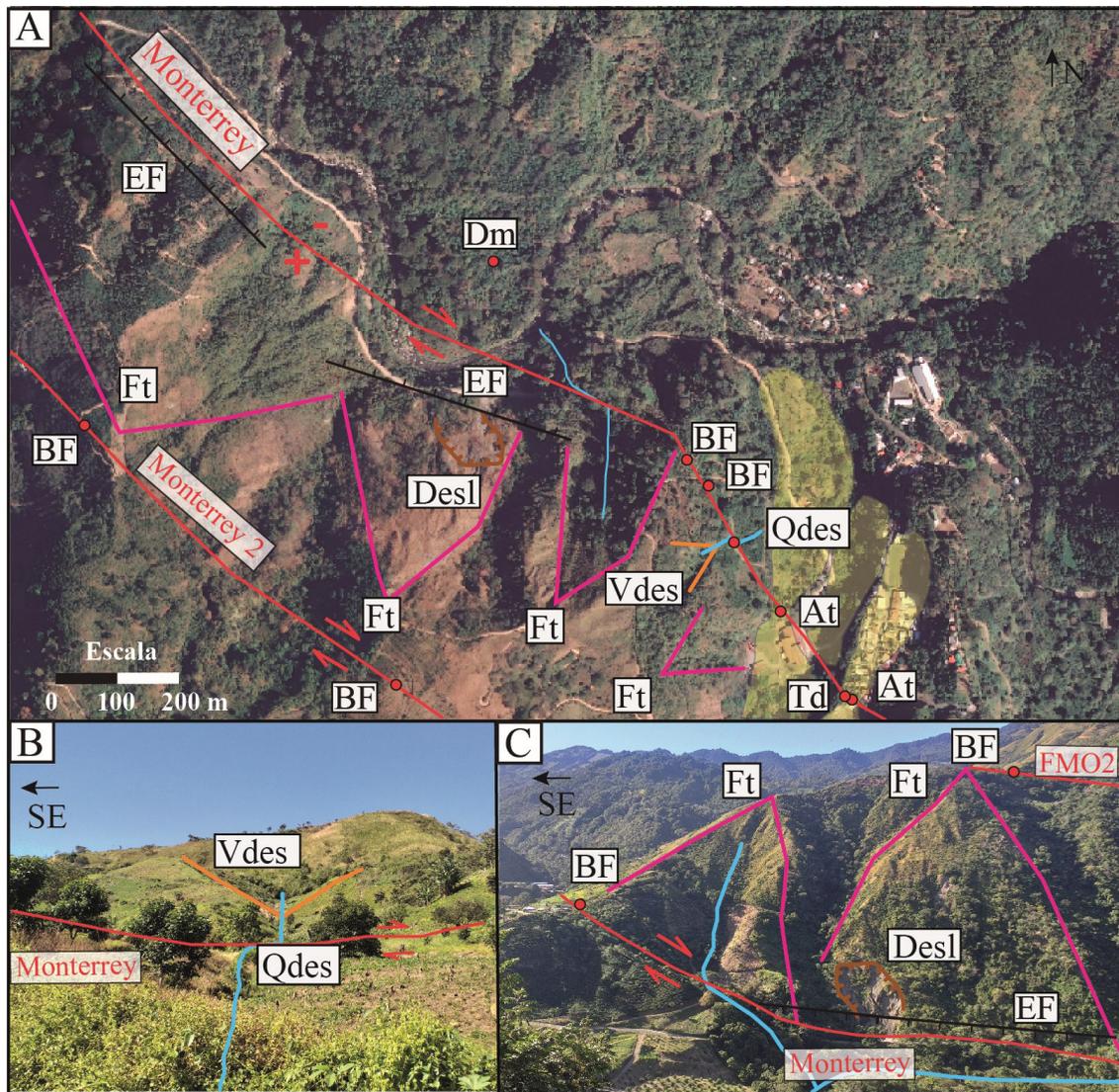
El segmento Túfares de la falla Candelaria se extiende desde Orotina hasta la intersección con la falla Purires. Este segmento tiene una expresión geomorfológica prominente y presenta un marcado contraste topográfico a ambos lados de la traza. Del lado noreste, la pendiente es moderada (10-25°) mientras que, del lado suroeste, en donde se encuentran los cerros de Turrubares y La Cangreja, las pendientes son altas (25-38°) y existen facetas triangulares que sugieren el levantamiento de ese bloque (Figura 7B). A lo largo del segmento Túfares se observan elementos geomorfológicos como: bermas, sillas, valles y escarpes de falla, colinas desplazadas y desplazamientos dextrales en quebradas y ríos como el Grande de Tárcoles por 800 m y el Turrubares por 100 m. Además, se caracteriza por el valle lineal y el desplazamiento dextral de 3.7 km en el río Cajón.

En el sector sureste del sistema de fallas existen al menos cuatro trazas distintas distribuidas en una zona de unos 4 km de ancho (Figura 7A). Aquí se identificaron los segmentos de falla: Bajo Pérez, Carmen, Candelaria-Bijagual y Candelaria-Cañas (Figura 7A; Tabla 1). En este sector, el segmento de falla Bajo Pérez presenta una expresión prominente a lo largo de sus 12 km de longitud y posee geofomas como: el valle lineal en el río Candelaria, bermas, sillas y el desplazamiento dextral de 200 m en el río Parritilla. En un afloramiento en el campo (P en Figura 7A) se midió la orientación de una falla cortando la unidad de basaltos del Cretácico-Paleógeno del complejo de Nicoya (Denyer y Arias, 1991b). El plano de falla posee un rumbo de N46°W, una dirección de buzamiento S44°W y un ángulo de inclinación de 77° que coincide con la orientación de la falla Candelaria en ese sector (Tabla 1). Desafortunadamente, no se encontraron depósitos del Holoceno afectados por fallamiento y por esta razón, no se puede discriminar si la falla observada corresponde con una traza activa de la falla Candelaria.

La falla Carmen tiene una expresión geomorfológica moderada, una longitud de 32 km y presenta los siguientes marcadores geomorfológicos: bermas y sillas de falla y colinas desplazadas (Figura 7C), además de valles de falla, divisorias desplazadas,



**Figura 5.** Neotectónica del sector sureste de la falla Jaris (Figura 3). A) Mapa de marcadores geomorfológicos en la zona de Monterrey. Se marcan los elementos geomorfológicos: At: adelgazamiento de terraza, BF berma de falla, Cd: colinas desplazadas, Did divisoria desviada, Dm drenaje meándrico, EF escarpe de falla, Ft faceta triangular, Qd quebrada desplazada, Qdes quebrada descabezada, Td terraza desplazada y Vdes: valle descabezado. Las facetas triangulares se muestran como líneas moradas. El recuadro negro señala el área mostrada en Figura 6A. Los puntos F6b y F6c denotan la localización de las fotografías mostradas en Figuras 6B y 6C. B) Fotografía tomada desde el punto F5b marcado en Figura 3 hacia el suroeste, mostrando las facetas triangulares de la falla Jaris-Monterrey (líneas moradas).



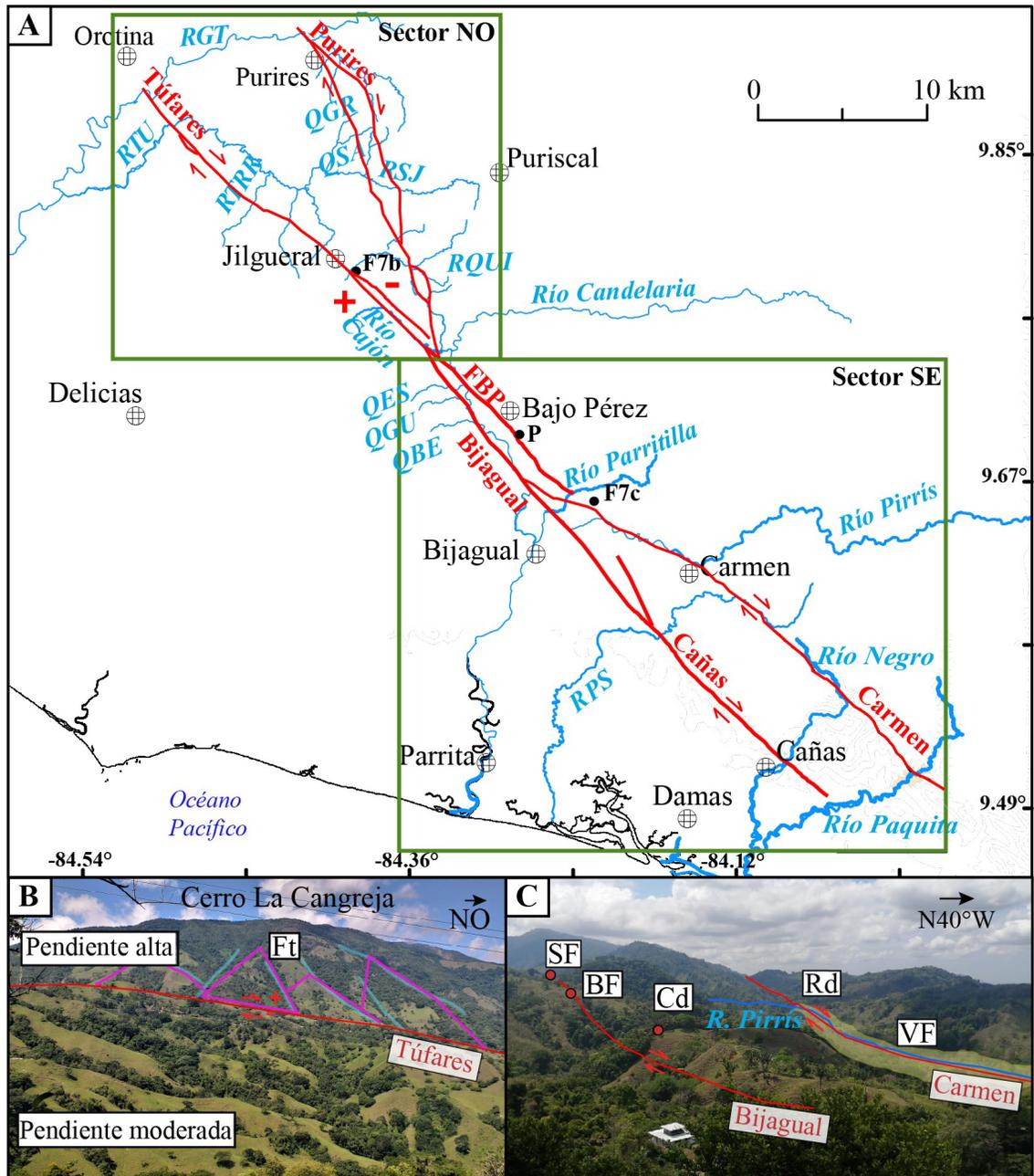
**Figura 6.** Neotectónica del sector sureste de la falla Jaris (Figura 5A). A) Ortofoto del 2017, proveniente del OGC (*Open Geospatial Consortium*) a través del geoportal del SNIT del IGN, mostrando la interpretación de marcadores geomorfológicos en la zona de Monterrey: At: adelgazamiento de terraza, BF berma de falla, Dm drenaje meándrico, EF escarpe de falla, Ft faceta triangular, Qdes quebrada descabezada, Td terraza desplazada y Vdes: valle descabezado. Se señala un deslizamiento con línea café, las facetas triangulares con líneas moradas, una quebrada descabezada con línea celeste y un valle descabezado con líneas anaranjadas. B) Fotografía tomada desde el punto F6b (Figura 5A) hacia el suroeste, mostrando un valle descabezado (línea amarilla, Vdes) y una quebrada descabezada de la falla Jaris-Monterrey (línea celeste, Qdes). C) Fotografía tomada desde el punto F6c (Figura 5A) hacia el suroeste, mostrando para la falla Jaris-Monterrey: facetas triangulares (líneas moradas, Ft), una berma de falla (BF) y un deslizamiento (Desl) y para el ramal Monterrey 2 (FMO2) una berma de falla (BF).

escarpes facetados, el desplazamiento dextral de 75 m en el río Parritilla, 7 km en el río Pirrís y 3 km en el río Palo Seco y el desvío izquierdo de los ríos Negro y Paquita.

La parte sureste de la falla Candelaria presentan una expresión superficial moderada y se divide en los segmentos Bijagual y Cañas, con longitudes de 12.5 y 14 km, respectivamente. El segmento Bijagual transcurre desde la unión entre los segmentos Túfares y Purires hasta la intersección entre los segmentos Cañas y Carmen. Este segmento se caracteriza por: bermas, sillars, es-

carpes y valles de falla, colinas, terrazas y divisorias desplazadas y el desplazamiento dextral de 100 m en las quebradas Estrella, Guatuso y Bejuco (Figura 7A) y de 1.7 km del río Parritilla y de 1.5 km en el río Pirrís (Figura 7C). Además, la falla transcurre por 8 km a lo largo del río Grande de Candelaria.

Por último, el segmento Cañas es la traza ubicada más al sureste de la falla Candelaria y presenta geofomas como: bermas y sillars de falla, divisorias y colinas desplazadas y el desplazamiento dextral de 1 km en el río Palo Seco, de 50 m en



**Figura 7.** A) Mapa del sistema de fallas Candelaria separando los sectores noroeste (NO) and sureste (SE). Se muestra las siguientes abreviaturas: QBE Quebrada Bejuco, QES Quebrada Estrella, QGR Quebrada Grande, QGU Quebrada Guatuso, QSA Quebrada Salitrillos, RGT Grande de Tárcoles, RTU Turrubares, RTRR Turrubaritos, RSJ San José, RQUI Quivel y RPS Palo Seco. Además, se rotula la falla Bajo Pérez (FBP). Se rotula el punto P en donde se realizó una medición del plano de falla. B) Fotografía tomada desde el punto F7b (Figura 7A) hacia el suroeste, mostrando facetas triangulares (Ft, líneas moradas) del segmento de falla Candelaria-Túfares y un sector donde ocurre un cambio de pendiente al noreste del cerro La Cangreja. C) Fotografía tomada desde el punto F7c marcado en Figura 7A) hacia el sureste, señalando algunos marcadores geomorfológicos de los segmentos de falla Candelaria-Bijagual y Carmen mostrando una silla de falla (SF), berma de falla (BF), colina desplazada (Cd), río Pirrís desplazado (Rd) y un valle de falla (VF).

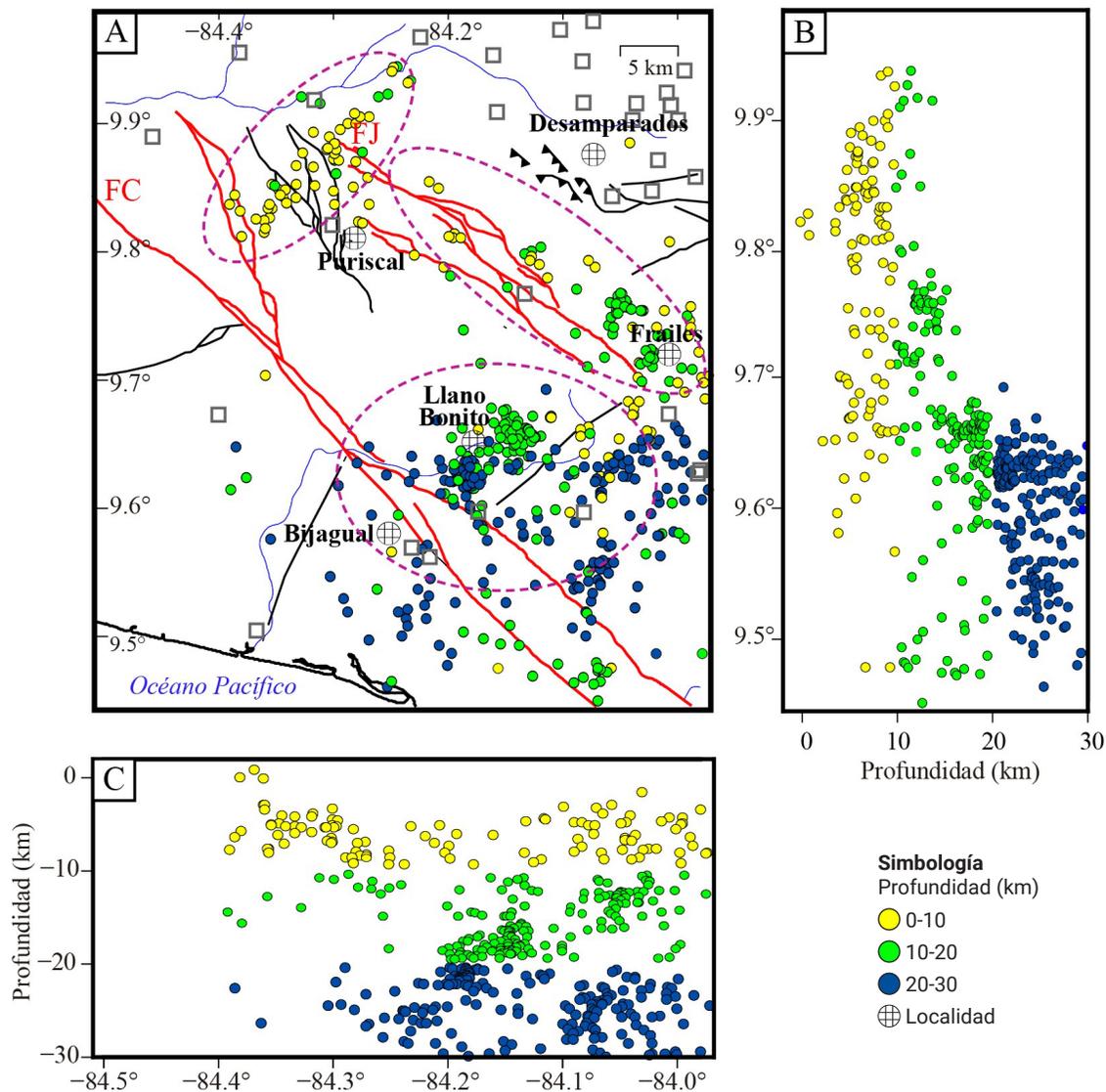
el río Damas, de 100 m en el río Cañas y de 1 km en el Savegre, todos ubicados en la cercanía del poblado Cañas (Figura 7A).

### Sismicidad del 2011-2020

Los 485 sismos localizados con el programa Hypocenter que sucedieron entre enero del 2011 y agosto del 2020 se caracterizan por presentar magnitudes  $M_w$  de entre 1.7 y 4.9 y profundidades entre 1 y 30 km (Figura 8). Los errores promedio estimados en estas localizaciones son: 1.6 km en latitud, 3.0 km en longitud y 4.9 km en profundidad. Los años con la mayor cantidad de sismos localizados fueron el 2014 (93 sismos) y el 2015 (78 sismos). Por otro lado, los años 2011, 2012 y 2013 tuvieron la

menor cantidad de sismos localizados, con sólo 8, 30 y 7 respectivamente. Esto podría deberse a que a partir del año 2014 la RSN aumentó significativamente su número de estaciones en la parte central del país, permitiendo registrar y localizar con calidad óptima una mayor cantidad de sismos.

La mayoría de los sismos localizados no corresponden con secuencias sísmicas (*i.e.* sismo principal, premonitores y réplicas) o con enjambres (*i.e.* grupos de sismos de magnitud similar ubicados en la misma región geográfica durante un rango de tiempo corto). En su lugar, la actividad sísmica se podría describir como sismicidad de fondo, sin una relación temporal entre eventos. Solo 52 sismos se relacionan con secuencias sísmicas de los tres eventos de mayor tamaño, ocurridos el 7



**Figura 8.** Sismicidad localizada con el programa Hypocenter entre enero del 2011 y agosto del 2020. A) Mapa epicentral con indicación de la profundidad de acuerdo con el color señalado. Las estaciones sismológicas están representadas como cuadros grises. Se rotulan las fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC). Las líneas discontinuas engloban las tres zonas de sismicidad descritas en el texto. B) Perfil de hipocentros con dirección norte-sur. C) Perfil de hipocentros con dirección este-oeste.

de agosto del 2014 (Mw 4.9), el 5 de julio del 2020 (Mw 4.8) y el 27 de julio del 2018 (Mw 4.5; Tabla 1). Con respecto a la magnitud, la mayoría de los sismos (464) tuvieron una Mw menor a 3.4 y solo 21 una Mw entre 3.5 y 4.9. Por profundidad, la mayoría (40% del total) de los hipocentros se ubicaron en un rango entre 18 y 25 km y luego entre 5 y 12 km (30% del total), mostrando dos zonas sismogénicas dentro de la corteza a esas profundidades (Figura 8).

Geográficamente, los sismos localizados se distribuyen espacialmente en tres sectores (Figura 8A) que no corresponden exactamente con la ubicación de las tres secuencias sísmicas mencionadas. Esos sectores son al noroeste de Puriscal, al oeste de Frailes y entre los poblados de Llano Bonito y Bijagual. La tendencia general de los epicentros cercanos a la localidad de Puriscal es noreste-suroeste, no obstante, en la geomorfología no se observó lineamientos con esa orientación en ese sector. Aunque la localización general de estos epicentros no coincide con el rumbo general de los sistemas de fallas Picagres y Zapote (Figuras 2 y 8A), no se descarta que parte de esta sismicidad haya sido originada por esas fallas o en fallas ciegas de rumbo noreste-suroeste. La sismicidad de esta zona se caracteriza también por ser muy superficial, con profundidades usualmente menores a 10 km (Figura 8A) y con un promedio de 8 km.

La sismicidad en las proximidades de Frailes tiene una tendencia general noroeste-sureste (Figura 8A). Estos epicentros coinciden o discurren de forma paralela al sistema de falla Jaris, por lo que proponemos que esta sismicidad está principalmente asociada con ese fallamiento. Cerca de la localidad de Frailes, los epicentros se localizan entre 0 y 5 km al noreste de las trazas de las fallas, lo que sugiere que el fallamiento se inclina en esa dirección coincidiendo también con la inclinación de los planos nodales de los mecanismos focales indicados en la siguiente sección. Los hipocentros a lo largo del sistema de fallas Jaris se encuentran entre 5 y 15 km de profundidad y son en general más profundos (promedio 12 km) que los de la zona de Puriscal.

Finalmente, en el sector de Llano Bonito y Bijagual, la sismicidad se concentra en una zona de 15 por 20 km, sin una tendencia particular (Figura 8A). Es aquí donde se localizaron la mayor cantidad de sismos de este estudio (120 eventos). En este sector coexisten las fallas del sistema Candelaria y Delicias (Montero *et al.*, 1998; Figuras 2 y 8A) por lo que la sismicidad podría ser atribuida a ambos sistemas. Esta zona contiene los sismos más profundos, con hipocentros usualmente entre 10 y 30 km, para un promedio de 20 km. En esta zona además los sismos con hipocentros menores a 10 km son muy escasos.

Una observación relevante es la ausencia de sismicidad en una zona de unos 35 km a lo largo de la mitad noroeste de la falla Candelaria durante el periodo de tiempo estudiado del 2011 al 2020 (Figura 8A). Por las características de la red de estaciones

de la RSN en el periodo analizado, se descarta que la falta de cobertura sea la causa de este vacío sísmico para ese sector. La ausencia de sismicidad en el noroeste de la falla Candelaria durante este periodo de tiempo podría significar que este sector presenta un deslizamiento asísmico, o bien, que se encuentra en un momento del ciclo sísmico en el que no está ocurriendo sismicidad luego de haber presentado sismicidad en décadas previas. Montero y Rojas (2014) sugieren que algunos sismos durante la secuencia de Puriscal de 1990 pudieron haber sido originados en la falla Candelaria, no obstante, la calidad de las localizaciones en esa época no era óptima y esa sismicidad podría estar asociada con otros sistemas de fallas cercanos.

Los perfiles de la sismicidad (Figuras 8B y 8C) permiten visualizar claramente que el sector norte del área estudiada (al norte de latitud 9.7°) no posee hipocentros con profundidades mayores a 12 km, sino que los sismos son muy superficiales, entre 3 y 12 km (Figura 8B). Por otro lado, la zona al sur de latitud 9.7° posee una menor cantidad de sismicidad superficial y la mayoría de los hipocentros ocurren en un rango entre 15 y 30 km. Este patrón observado en la sismicidad en profundidad podría significar que las fallas en el sector sur cortan partes más profundas de la corteza, en comparación con el sector norte, en donde las fallas podrían ser más someras.

### *Sismicidad histórica y mecanismos focales*

En la vecindad de las fallas Jaris y Candelaria han ocurrido cinco sismos con reportes de daños en las localidades de la zona de estudio (Tabla 2; Figura 9): el sismo de Los Santos del 26 de febrero de 1989 (Mw 5.4; Barquero *et al.*, 1989), el sismo de Puriscal del 30 de junio de 1990 (Mw 5.5; Barquero y Boschini, 1991), el Terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre 1990 (Mw 6.0; Montero y Rojas, 2014), el sismo de Frailes del 9 de agosto de 1991 (Mw 5.2; Barquero *et al.*, 1991) y el Terremoto de Damas del 20 de noviembre del 2004, (Mw 6.4; Pacheco *et al.*, 2006).

Los mecanismos focales para los cuatro eventos de 1989-1991 (Tabla 2; Figura 9) corresponden con fallas de desplazamiento de rumbo puro, mientras que el del terremoto de Damas del 2004 es oblicuo con una componente normal (Pacheco *et al.*, 2006). Tomando en cuenta su mecanismo focal y la ubicación de los sismos con respecto de las fallas cartografiadas, se ha asociado el sismo de Puriscal de 1990 con la falla Purires (Montero y Rojas, 2014), el terremoto de Piedras Negras con la falla Picagres y el sismo de Frailes de 1991 con la falla Navarro (Montero *et al.*, 2016). El sismo de Los Santos de 1989 no ha sido determinado claramente en la literatura (*e.g.*, Barquero *et al.*, 1989; Montero, 2001; Campos-Durán *et al.*, 2021), no obstante, el epicentro relocalizado con los registros de la RSN se ubica 5 km al noreste

**Tabla 2.** Mecanismos focales usados en esta investigación. Las localizaciones de todos los sismos fueron determinadas en esta investigación. Los mecanismos focales de los sismos de los años 1989-1991 se tomaron del catálogo del NEIC (USGS, s.f.) y el terremoto del 2004 de Pacheco *et al.* (2006). El resto de mecanismos, numerados del 1 al 15, fueron determinados en este trabajo. Se resalta en negrita el plano nodal seleccionado como origen del sismo cuando pudo ser determinado.

Identificador	Fecha	Hora UTC	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	Mw	Rumbo 1 (°)	Buz. 1 (°)	Rake 1 (°)	Rumbo 2 (°)	Buz. 2 (°)	Rake 2 (°)
Santos	1989/02/26	12:21	9.67	-84.18	15.7	5.4	251	80	6	160	84	170
Puriscal	1990/06/30	14:51	9.88	-84.39	20.1	5.5	61	69	-26	<b>161</b>	<b>66</b>	<b>-157</b>
P.Negras	1990/12/22	17:27	9.89	-84.33	5.8	6.0	57	89	-23	<b>147</b>	<b>67</b>	<b>-179</b>
Frailles	1991/08/09	9:33	9.77	-84.05	5.1	5.2	158	90	-180	<b>68</b>	<b>90</b>	<b>0</b>
Damas	2004/20/11	8:07	9.53	-84.21	23.3	6.4	208	44	-18	<b>311</b>	<b>78</b>	<b>-133</b>
1	2014/08/07	8:50	9.66	-84.21	21.1	4.9	209	41	-40	332	64	-124
2	2015/02/04	8:10	9.70	-84.18	15	3.6	277	38	-46	357	63	-118
3	2015/04/30	8:50	9.66	-84.21	19.2	3.4	230	33	-23	341	77	-121
4	2015/10/02	10:41	9.85	-84.37	3	3.9	55	90	10	<b>325</b>	<b>80</b>	<b>-180</b>
5	2015/12/16	21:01	9.69	-84.05	22.1	3.4	247	44	-21	353	75	-132
6	2016/01/12	8:15	9.59	-84.11	21.9	3.8	198	36	-13	<b>299</b>	<b>82</b>	<b>-125</b>
7	2016/07/27	10:50	9.67	-84.39	22.2	4.2	<b>66</b>	<b>71</b>	<b>-23</b>	164	67	-159
8	2018/04/16	7:47	9.69	-84.17	14.5	3.3	<b>226</b>	<b>69</b>	<b>-12</b>	320	78	-158
9	2018/07/27	15:33	9.78	-84.09	12.5	3.9	233	77	-15	<b>326</b>	<b>74</b>	<b>-167</b>
10	2018/07/27	17:50	9.79	-84.10	12.5	4.5	237	85	-16	<b>328</b>	<b>76</b>	<b>-175</b>
11	2018/09/04	15:53	9.78	-84.09	12.3	3.4	237	76	-26	<b>334</b>	<b>64</b>	<b>-164</b>
12	2019/09/04	6:22	9.69	-84.18	15	3.7	<b>233</b>	<b>53</b>	<b>16</b>	133	77	141
13	2020/03/29	5:19	9.87	-84.30	9.6	3.2	218	75	1	<b>128</b>	<b>88</b>	<b>165</b>
14	2020/07/05	9:39	9.86	-84.39	7.1	4.8	233	83	-28	<b>327</b>	<b>61</b>	<b>-171</b>
15	2020/07/12	22:24	9.75	-84.07	10.1	3.4	83	65	38	<b>334</b>	<b>56</b>	<b>-149</b>

de la falla Candelaria y 1 km al noroeste de la falla Delicias, por lo que no se descarta que esté asociado con alguna de estas estructuras. Finalmente, el origen del terremoto de Damas del 2004 no se ha establecido en una falla particular en la literatura y se detallará más adelante en este trabajo.

De los sismos localizados en el periodo 2011-2020, se calcularon 15 mecanismos focales de alta calidad (Figura 9; Tabla 2). Se obtuvieron 10 soluciones de desplazamiento de rumbo puro (Figura 9, color gris) y de estas, cuatro corresponden con sismos ubicados al noreste de la traza de la falla Jaris (números 9, 10, 11 y 15) por lo que se considera que se originaron en ese sistema. Además, el plano nodal con rumbo noroeste-sureste de tipo dextral, coincide para estos casos con la falla Jaris (Tabla 2). El sismo del 27 de julio del 2018 (Tabla 2 y Figura 9, número 10), que corresponde con el tercer sismo de mayor magnitud (4.5 Mw) analizado en este trabajo, también fue estudiado por Campos-Durán *et al.* (2021) quienes determinaron el tensor de momento del centroide (CMT), usando estaciones de la red sismográfica de la Universidad Nacional de Costa Rica (UNA).

Nuestros resultados para ese mecanismo focal coinciden con dicho estudio y con la interpretación de que el plano nodal más favorable para el origen del sismo es el de rumbo noroeste-sureste de tipo dextral y con alto ángulo de inclinación (76°). No obstante, en la zona exacta del epicentro no se encontraron evidencias geomorfológicas de una traza de falla, pero al encontrarse esta sismicidad a sólo 3 km de la falla Jaris-Monterrey, sugerimos que está asociado con dicho sistema de fallas, ya que coincide con su orientación y tipo de movimiento.

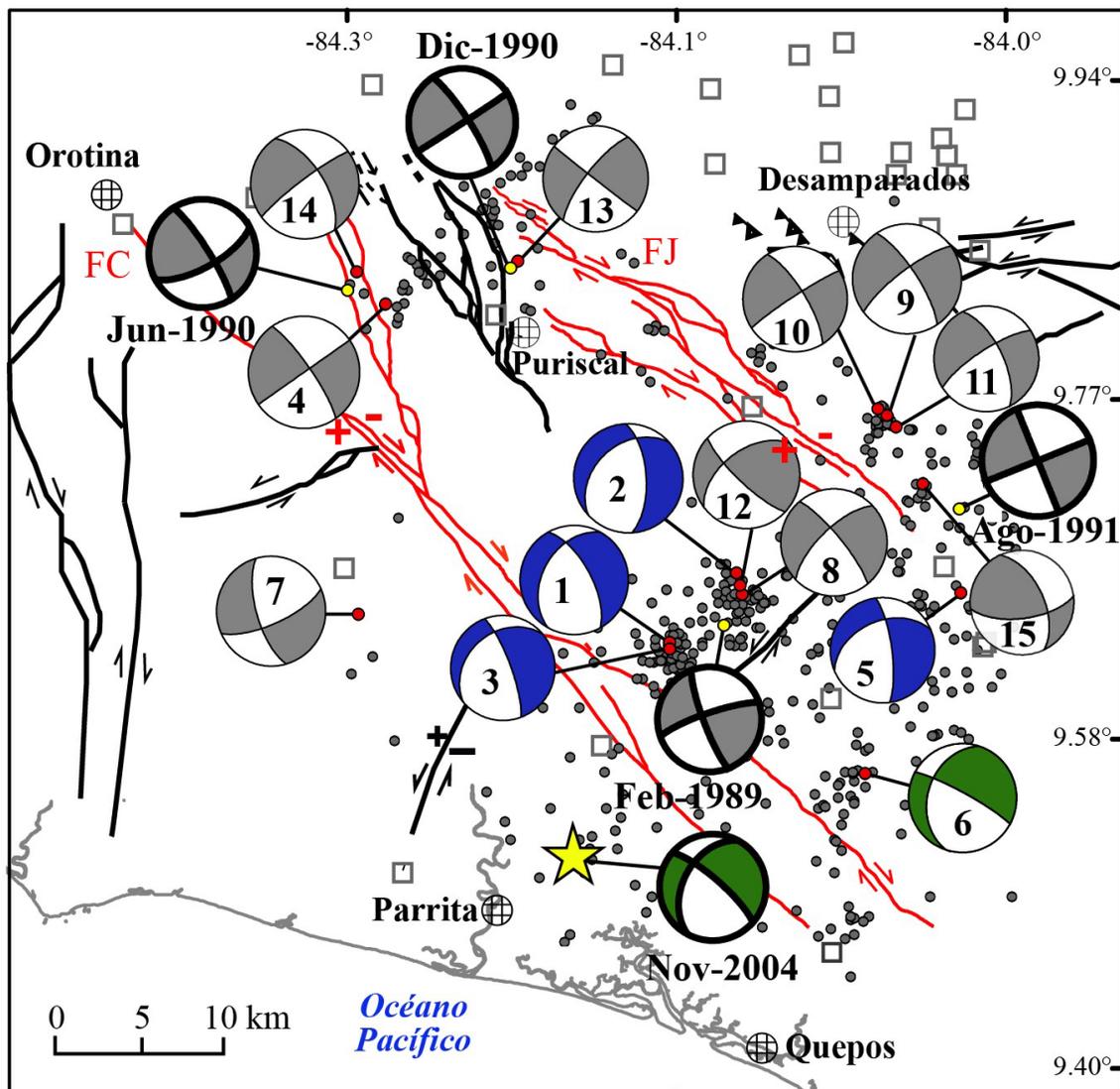
Para otros tres mecanismos focales de desplazamiento de rumbo (números 4, 13 y 14), también se prefiere el plano nodal noroeste-sureste de tipo dextral para explicar el origen del sismo. Uno de estos eventos tiene su epicentro al noreste de Puriscal (Figura 9, número 13) cerca de la falla Picagres y del terremoto de Piedras Negras (Montero y Rojas, 2014; Figuras 3 y 9) por lo que se considera originado en esa falla. Otros dos eventos (Figura 9, números 4 y 14) se localizan al noroeste de la falla Purires y cerca del epicentro del sismo de Puriscal de 1990 (Montero y Rojas, 2014; Figuras 3 y 9). Ambos casos se asocian con la

falla Purires y uno de estos, el sismo del 5 de julio del 2020, es el segundo en magnitud (4.8 Mw) analizado en este estudio.

Por su ubicación epicentral, tres sismos con mecanismos focales de desplazamiento de rumbo podrían corresponder con eventos originados en el plano nodal noreste-suroeste de tipo sinistral y relacionarse con fallas no estudiadas en esta investigación (Figura 3), como las fallas Tulín (Figura 9, número 7) y Delicias (Figura 9, números 8 y 12).

Cuatro sismos con mecanismo focal de falla normal con componente de rumbo (Figura 9, números 1, 2, 3 y 5) se sitúan

en el conjunto de sismos entre las fallas Jaris y Candelaria. Estos sismos tienen hipocentros con profundidad de entre 15 y 21 km y cada uno posee dos opciones de planos nodales: uno con rumbo noreste-suroeste y otro nornoroeste-sursureste (rumbos 1 y 2 en Tabla 2). Uno de estos sismos, ocurrido el 7 de agosto del 2014 (Tabla 1, Figura 9, número 1), corresponde con el sismo de mayor magnitud de esta investigación (Mw 4.9). El mecanismo focal determinado para este evento coincide con el presentado por Campos-Durán *et al.* (2021), quienes no lo asocian con una falla en específico. Aunque existe cierta tendencia



**Figura 9.** Relación entre el fallamiento propuesto en esta investigación (líneas rojas) y otras fallas (líneas negras, Rodríguez, 2017) con los mecanismos focales. Los círculos amarillos corresponden con los sismos históricos (Tabla 2). El resto de los círculos son los eventos localizados con el programa Hypocenter, resaltando en rojo los eventos a los que se les calculó un mecanismo focal y cuyos números están referidos en el Tabla 2. Los mecanismos focales están coloreados según el tipo de falla: gris para desplazamiento de rumbo puro, azul para falla normal y verde para oblicua con un plano dextral-normal. Los mecanismos focales señalados con un borde de mayor grosor y con indicación de la fecha corresponden con los sismos históricos (Tabla 2). La estrella señala el epicentro del terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) relocalizada en este trabajo. Las estaciones sísmológicas están representadas como cuadros grises.

noreste-sureste en la sismicidad localizada en ese sector, la falta de lineamientos geomorfológicos con evidencias de fallamiento normal no permite determinar un plano nodal favorito para explicar el origen de estos sismos que también podrían haberse generado en fallas ciegas.

Finalmente, se calculó un mecanismo focal oblicuo (Figura 9, número 6), con un plano nodal de rumbo noroeste-sureste de tipo dextral-normal y un plano nodal de rumbo noreste-suroeste de tipo sinistral. El epicentro de este sismo se ubica a 3 y 10 km al noreste de las trazas de los segmentos Carmen y Cañas, respectivamente. El primer plano nodal coincide con el rumbo de las trazas de ambos segmentos por lo que se podría asociar con alguna de estas fallas o con una falla ciega paralela. Este sismo posee un mecanismo focal muy similar al del terremoto de Damas del 2004 (Figura 9) y además ocurrió a una profundidad de 22 km, similar a la de dicho terremoto (23 km).

### **Grado de actividad del fallamiento y potencial sísmico**

Con base en la integración del estudio geomorfológico, geológico y de sismicidad y los hallazgos de referencias previas, se propone el grado de actividad de cada uno de los segmentos de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria (Tabla 2). Para el sistema Jaris se estima que ocho de los nueve segmentos son fallas activas, por considerarse que existe suficiente evidencia geomorfológica y sismicidad sobre o muy cerca de cada uno de estos segmentos. Las fallas tienen longitudes de entre 5.8 km (Palma) y 15.5 (Bajos de Jorco), lo que implica un potencial sísmico con Mw de entre 6.0 y 6.5. La ruptura total de extremo a extremo en el sistema de falla Jaris (~35 km), implicaría un terremoto de Mw 6.9.

Para el sistema Candelaria se considera que cuatro de los seis segmentos son fallas activas. Los segmentos Túfares y Bajo Pérez, aunque poseen una expresión geomorfológica prominente, no presentaron sismicidad durante el periodo observado. Las fallas del sistema Candelaria tienen longitudes de entre 12 km (Bajo Pérez) y 45 km (Túfares), por lo que el potencial sísmico podría variar entre Mw 6.4 y 7.0. Una ruptura total del sistema de fallas de extremo a extremo (~65 km) significaría un terremoto de Mw 7.2.

## **Discusión**

### **¿Es la falla Candelaria el origen del terremoto de Damas del 2004?**

Usualmente, los sismos destructivos con Mw > 6.0 en la zona del Pacífico Central de Costa Rica se originan en la zona

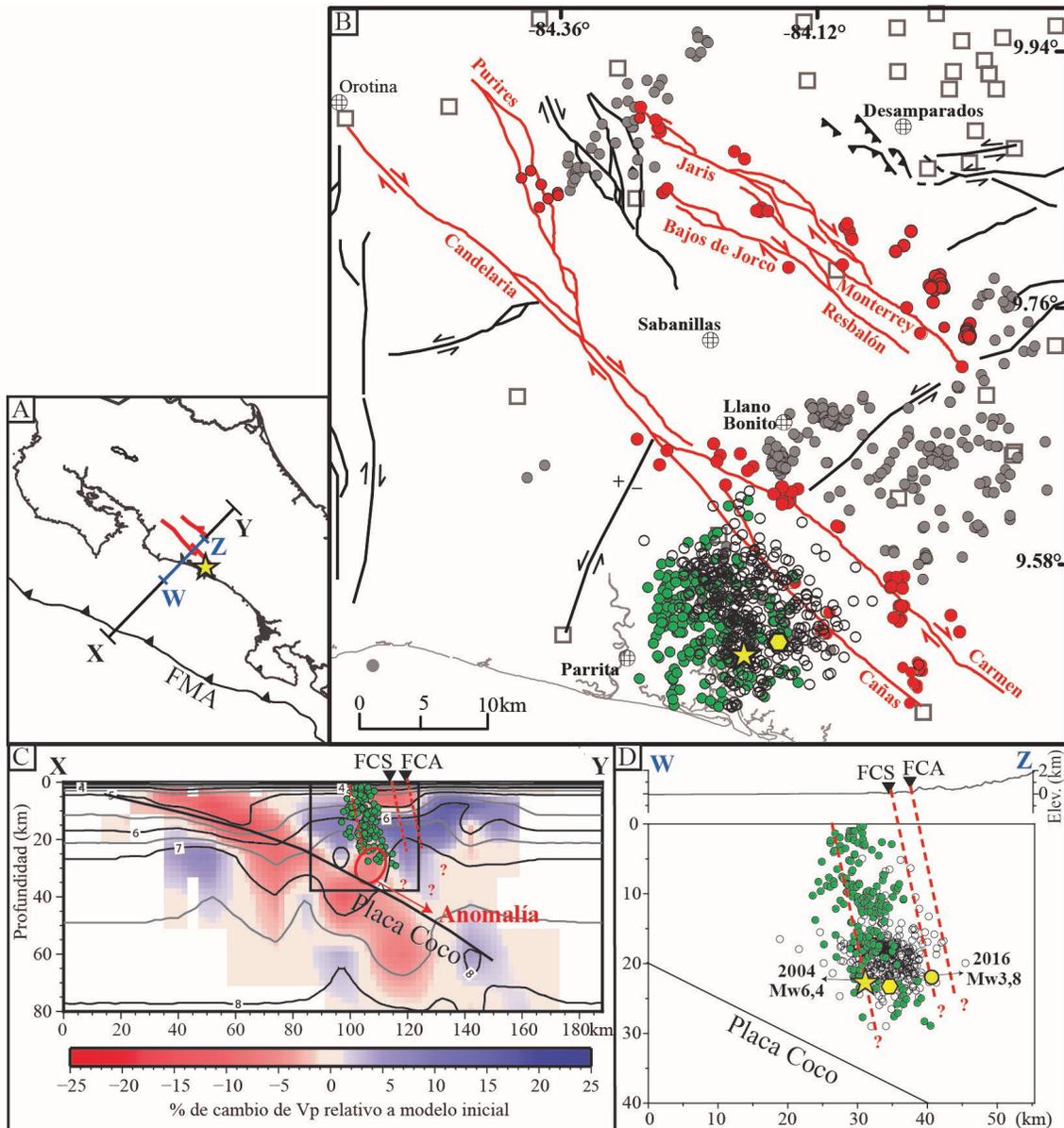
sismogénica interplacas debido a la subducción de la placa Coco. No obstante, el 20 de noviembre del 2004 ocurrió un terremoto de Mw 6.4 con un origen distinto, dentro de la corteza de la placa superior (Figuras 9 y 10, estrella amarilla). Este evento, conocido como el terremoto de Damas de Parrita, causó ocho muertes y daños considerables en la zona epicentral, en donde alcanzó la intensidad de VII en la escala Mercalli Modificada (Barquero y Rojas, 2004).

Tres estudios diferentes sobre este sismo (Barquero y Rojas, 2004; Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019) coinciden en que el origen del terremoto fue en una falla cortical, pero ninguno lo asocian directamente con estructuras reconocibles en la superficie. Según Barquero y Rojas (2004), el origen se relacionó con una falla en la parte profunda de la corteza que tendría una dirección norte-sur y un ángulo de inclinación de 45° al oeste, no obstante, esta interpretación se basó meramente en la distribución de los hipocentros.

Pacheco *et al.* (2006) coinciden en que este terremoto ocurrió en la corteza inferior. El mecanismo focal estimado por estos autores tiene un plano nodal con rumbo noreste de tipo sinistral y otro de rumbo noroeste de tipo dextral (Tabla 2; Figura 9), los cuales son similares a los calculados por el NEIC (rumbo 204, inclinación 49 y rake -16 del plano 1 y rumbo 305, inclinación 78 y rake -138 del plano 2). A pesar de esto, los autores no distinguen cuál de los dos planos nodales describe mejor el origen del terremoto. Por su parte, Quintero *et al.* (2019) sí establecen una preferencia con base en la distribución de las réplicas y atribuyen el origen de este sismo a una falla con un rumbo nornoroeste-sursureste y con un ángulo de buzamiento de 77° hacia el noreste.

La relocalización de la secuencia del terremoto de Damas registrada por la RSN y realizada como parte de esta investigación (Figura 10), muestra una distribución muy similar a la de Pacheco *et al.* (2006) y Quintero *et al.* (2019). Los epicentros se encuentran distribuidos en una zona con forma casi rectangular, con dimensiones 12 por 15 km, que tiende a ser más alargada en el sentido noroeste-sureste y que colinda con las trazas del sistema de falla Candelaria (Figura 10B). Los hipocentros en su mayoría tienen profundidades entre 15 y 25 km, pero también existe sismicidad más somera hasta la superficie. En un perfil transversal a la falla Candelaria (Figura 10A), los hipocentros muestran una tendencia general que se inclina ~80° hacia el noreste (Figuras 10C y 10D).

Arroyo *et al.* (2014) realizaron un estudio de tomografía con sismos locales en la zona del Pacífico Central. La superposición de la sismicidad relocalizada en la imagen tomográfica muestra que la secuencia del terremoto de Damas ocurre directamente sobre una anomalía de bajas velocidades detectada en ese estudio (Figura 10B). Apoyados en varias herramientas para evaluar la



**Figura 10.** A) Mapa de ubicación de las fallas estudiadas (rojo) con respecto de la fosa Mesoamericana (FMA) y de los perfiles mostrados en esta figura. La estrella amarilla muestra el terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4). B) Mapa de las fallas estudiadas (líneas rojas) y la sismicidad relocada con hypoDD. Los círculos rojos son los sismos asociados con las fallas estudiadas y los grises los asociados con otras fallas (líneas negras) y/o con fallas ciegas o aún no descritas. Los círculos vacíos muestran la sismicidad localizada por Pacheco *et al.* (2006) para el terremoto de Damas. Las estaciones sismológicas están representadas como cuadros grises. El hipocentro del terremoto de Damas se muestra como una estrella amarilla según este estudio y como un hexágono amarillo según Pacheco *et al.* (2006). C) Perfil tomográfico X-Y tomado de Arroyo *et al.* (2014) en el que se sobrepone la sismicidad relocada (círculos verdes) asociada con el terremoto de Damas. El recuadro representa la zona mostrada en la parte D. Las abreviaturas FCS y FCA son para las fallas Cañas y Carmen del sistema Candelaria. Además, se muestra el techo de la placa Coco según Lücke y Arroyo (2015) y una interpretación de las fallas en profundidad (líneas discontinuas) y de la falla ciega que ocasionó el terremoto de Damas. Se señala en rojo la anomalía tomográfica mencionada en el texto. D) Detalle de la zona hipocentral del terremoto de Damas, mostrando la sismicidad de Pacheco *et al.* (2006) como círculos vacíos. Los símbolos son los mismos de la parte C y el hipocentro del sismo del 2016 (número 6 en Tabla 2) se muestra como un círculo amarillo.

calidad y la resolución de la tomografía, Arroyo *et al.* (2014) interpretaron dicha anomalía como evidencia de la subducción de un monte submarino. Estos rasgos batimétricos cubren el 40% del piso oceánico del Pacífico Central, siendo los más notables el Levantamiento de Fisher y el Plateau de Quepos (Figuras 1; von Huene *et al.*, 2000).

Del perfil tomográfico (Figura 10B) se puede interpretar que la secuencia de Damas ocurre totalmente en la placa superior, en una falla que parece cortar la totalidad de la corteza, desde la zona sismogénica interplacas hasta la superficie. Siguiendo la interpretación de que la anomalía de velocidades corresponde con un monte submarino subducido, ubicado inmediatamente debajo de la sismicidad, inferimos que la rugosidad del piso oceánico que se subduce tiene un impacto profuso en la deformación de la placa superior en el antearco, propiciando el fallamiento desde la parte inferior de la corteza. La deformación producida en el antearco interno por la presencia de montes submarinos en la zona interplacas ha sido ampliamente documentada en varios estudios neotectónicos (Gardner *et al.*, 2001; Sak *et al.*, 2009; Morell, 2016).

Una comparación entre la sismicidad de la RSN relocalizada en este estudio y la de Pacheco *et al.* (2006) muestra que la mayor parte de la sismicidad coincide geográficamente. La localización del sismo principal es en ambos casos muy similar, con un hipocentro a profundidad de ~23 km y con un epicentro a una distancia de 2 km el uno del otro (Figura 10B). Al igual que nuestros resultados, el estudio de Pacheco *et al.* (2006) muestra que la mayoría de los hipocentros se ubican entre 15 y 25 km de profundidad, pero la sismicidad registrada por la RSN contiene más eventos someros.

La distribución de las réplicas relocalizadas muestra una tendencia de rumbo noroeste-sureste y un ángulo de inclinación casi vertical que concuerda con uno de los planos nodales determinados tanto por Pacheco *et al.* (2006) como por el NEIC (United States Geological Survey [USGS], s.f.). Por otro lado, las réplicas no coinciden con el otro plano nodal de rumbo noreste-suroeste y de solo 44° de inclinación, por lo que ese plano nodal se descarta como posible origen del terremoto. El plano nodal que sí coincide con la distribución de las réplicas también es consistente con el rumbo noroeste-sureste y el sentido de movimiento dextral-normal del sistema de fallas Candelaria.

La falla reconocida en superficie más próxima a la secuencia de Damas del 2004 es la falla Candelaria, la cual es justamente una de las fallas más largas (65 km) y de expresión más prominente en el Pacífico Central. El epicentro del sismo principal relocalizado en este estudio se ubica 6 km al suroeste del segmento Cañas, mientras que el resultado de Pacheco *et al.* (2006) a sólo 4 km. La zona de réplicas cubre un área ubicada entre 1 y 12 km al suroeste de la traza de la falla mencionada (Figura

10B). Debido a que los errores promedio estimados en nuestras localizaciones (1.6 km en latitud, 3.0 km en longitud y 4.9 km en profundidad) son menores a esas distancias, no se puede concluir con los datos actuales que el terremoto haya ocurrido en uno de los segmentos de falla del sistema Candelaria que tienen expresión superficial. Sin embargo, la proximidad geográfica entre el hipocentro y la falla más larga y prominente de la zona nos permite sugerir que sí existe conexión entre este sistema de fallas y el terremoto de Damas.

Tal y como se ha descrito en secciones anteriores, los sistemas de fallas en esta zona del antearco están compuestos por una serie de trazas paralelas, con el mismo sentido de movimiento, separadas a pocos kilómetros unas de las otras. De manera análoga, proponemos entonces que existen otros segmentos del sistema de falla Candelaria que no tienen expresión superficial y que ocasionaron la sismicidad del 2004 (Figura 10D). De ser así, el sistema de falla Candelaria tendría un segmento ciego y paralelo al denominado Cañas, pero ubicado ligeramente al suroeste, que ocasionó la ruptura del terremoto del 2004 (Figura 10D). Esta sería una manera de explicar por qué la distribución de las réplicas y el mecanismo focal sí coinciden con la geometría y sentido de movimiento de la falla Candelaria, aunque la secuencia no está ubicada exactamente en la traza de las fallas reconocidas.

### Significado tectónico

El rasgo tectónico más importante del sector Pacífico de Costa Rica es la subducción de la placa Coco junto con la cordillera submarina del mismo nombre (Figura 1). Se ha estimado que la corteza engrosada de la cordillera submarina Coco arribó a la fosa Mesoamericana entre el Plioceno Superior (Morell, 2015) y el Pleistoceno Inferior (Vannucchi *et al.*, 2013). La subducción de esta corteza engrosada bajo el sureste de Costa Rica ha sido ampliamente citada para explicar las peculiaridades que posee el istmo centroamericano en ese sector, como el rápido levantamiento de la cordillera de Talamanca y el cese del volcanismo durante el Pleistoceno (*e.g.*, Gräfe *et al.*, 2002; MacMillan Gans y Alvarado, 2004).

La deformación en las placas superiores también ha sido explicada en términos de la subducción de la cordillera submarina Coco por su papel de indentador tectónico. Por ejemplo, se ha explicado que el origen del CDCCR tiene relación con la indentación de la cordillera Coco (Montero, 1994; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001). En forma similar, el escape tectónico hacia el noroeste del Bloque Antearco Centroamericano con una velocidad de 11 mm/año (Feng *et al.*, 2012; Figura 1) también ha sido atribuido a la indentación. Incluso el arreglo de fallas neotectónicas de la península de Nicoya se ha explicado como parte de ese mismo proceso (Montero *et al.*, 2017).

Un ejemplo clásico de indentación a nivel global, es la colisión/subducción entre la India y el continente asiático (Figura 11A). En esta zona del planeta ocurrió la migración de la India desde finales del Cretácico aproximándose hacia Asia (Molnar y Tapponnier, 1975), de forma que los fragmentos de corteza oceánica que tenía por delante eran subducidos y se generó un arco volcánico continental. Finalmente, las dos masas continentales chocaron durante el Mioceno por lo que la subducción cesó, finalizó la actividad volcánica y se formaron las grandes cadenas montañosas del Himalaya (Molnar y Tapponnier, 1975).

Tapponnier *et al.* (1982), mediante experimentos con bloques de plastilina, reprodujeron en el laboratorio ese caso particular de indentación comprobando cómo esta colisión desenlaza en el escape o extrusión de bloques continentales facilitados por grandes fallas, como la falla Sagaing de tipo dextral que transcurre por Myanmar y Tailandia (Figura 11A; Tsutsumi y Sato, 2009) y la falla del Río Rojo, también de tipo dextral, que se extiende por el sureste de China (Figura 11A; Molnar y Tapponnier, 1975; Tapponnier y Molnar, 1977; Shi *et al.*, 2018).

Aunque el caso de indentación del sureste asiático diverge del de Costa Rica en aspectos como las dimensiones del indentador, la magnitud de los desplazamientos y la edad de los procesos, sí se asemeja en el concepto básico de un indentador más rígido aproximándose e interactuando con una zona de subducción. Tal como ya se ha propuesto, la subducción de la corteza engrosada de la cordillera Coco transfiere esfuerzos compresivos a la placa superior que resultan en el escape o extrusión de bloques limitados por fallas (Montero, 1994; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001).

En Costa Rica se han identificado muchas fallas de tipo dextral a lo largo de su territorio. En el arco volcánico de Guanacaste existen, por ejemplo, las fallas Haciendas-Chiripa, Caño Negro y Cote-Arenal (Montero *et al.*, 1998; Camacho, 2015; Montero, 2001; Montero *et al.*, 2017; Figura 2), caracterizadas por un rumbo noroeste-sureste, expresión geomorfológica prominente y sismicidad. Estos sistemas de fallas han sido propuestos como el límite noreste del Bloque Antearco Centroamericano (Montero *et al.*, 2017; Figura 2), que continúa hacia el noroeste a lo largo del margen Pacífico hasta Guatemala a través de Nicaragua y El Salvador (*e.g.*, DeMets, 2001; Corti *et al.*, 2005; Styron *et al.*, 2020). No obstante, el límite sureste del Bloque Antearco Centroamericano, en la parte más cercana al indentador, aún no se encuentra descrito claramente en la literatura.

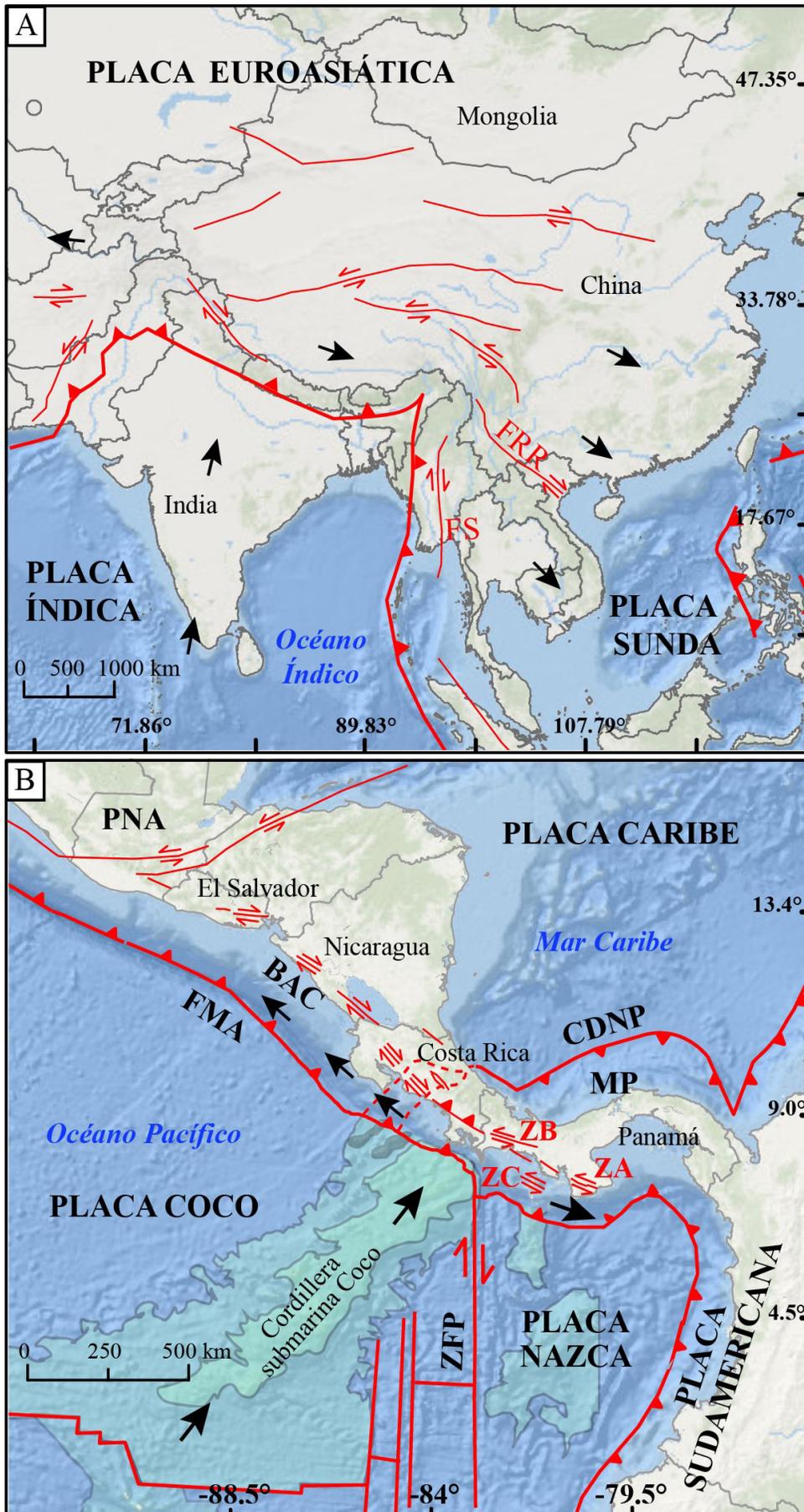
Las fallas mencionadas de tipo dextral en el arco volcánico de Guanacaste, se ubican a más de 300 km de la zona de contacto entre la cordillera Coco y la fosa Mesoamericana. Como parte del CDCCR, han sido descritas algunas fallas de geometría y dimensiones similares a las mencionadas, pero que se encuentran mucho más cerca de la zona de contacto entre la cordillera

Coco y la fosa Mesoamericana. Algunos ejemplos son (Figura 1; Montero, 2001): las fallas Jaris (ubicada a 210 km), Candelaria (190 km), Atirro-Río Sucio (175 km) y Viejo-Aguas Zarcas (250 km). Estas fallas también se caracterizan por ser de tipo dextral y de gran longitud (35-150 km) y por tener un rumbo noroeste-sureste, una expresión geomorfológica prominente y sismicidad asociada.

Al ser estas fallas dextrales más cercanas a la zona de contacto de la cordillera Coco y la fosa Mesoamericana y poseer geometrías y dimensiones similares a las que limitan el Bloque Antearco Centroamericano, creemos posible que estas estructuras también podrían facilitar el movimiento hacia el noroeste del antearco. En este escenario, el Bloque Antearco Centroamericano se extendería hasta el Pacífico Central de Costa Rica, coexistiendo con la zona del CDCCR en donde, a diferencia del arco volcánico de Guanacaste, existen fallas dextrales más separadas unas de otras en una zona de deformación ancha (100 km).

Desafortunadamente, existen pocas observaciones de GPS en el Pacífico Central de Costa Rica, ya que las redes locales e internacionales se han concentrado históricamente en las penínsulas de Nicoya (Norabuena *et al.* 2004, Feng *et al.*, 2012) y Osa (Perry *et al.*, 2023). Los estudios existentes para toda Costa Rica indican que las velocidades de las placas cabalgantes muestran un patrón de movimiento en abanico alejándose del eje de la cordillera Coco (LaFemina *et al.*, 2009; Álvarez *et al.*, 2019). Específicamente, en el antearco del Pacífico Central, los trabajos de LaFemina *et al.* (2009) y Kobayashi *et al.* (2014) incluyen datos de velocidades horizontales derivadas de solamente cinco estaciones de GPS. De ellas, dos estaciones ubicadas en Quepos y en el promontorio de Herradura (60 km al noroeste de Quepos) muestran velocidades horizontales en el orden de 20 mm/año hacia el nor-noroeste. En contraste, una estación de GPS ubicada 20 km al sureste de Quepos y todas las estaciones de la región sureste de Costa Rica muestran velocidades hacia el noreste. Dado que la estación de GPS de Quepos se encuentra en el límite sur de la falla Candelaria, estos datos coinciden con el inicio del escape tectónico del antearco como se propone en este trabajo. Sin embargo, los datos disponibles son muy escasos como para ser interpretados en detalle y es necesaria una mayor instrumentación para la parte del Pacífico Central para lograr documentar apropiadamente el movimiento del antearco en ese sector.

Inmediatamente al noreste del indentador, la falla activa más prominente reconocida en la literatura es la falla Longitudinal, de tipo inverso (Montero *et al.*, 1998; Figura 1) y que manifiesta el régimen compresivo en la zona más próxima al arribo de la cordillera submarina Coco. Más hacia el este, existe el sistema de fallas Canoas, San Vito y otras fallas dextrales, con rumbo norte-sur (*e.g.*, Arroyo, 2001; Morell *et al.*, 2008; Figura 1), las



**Figura 11.** Comparación del contexto tectónico del sureste de Asia y de América Central. Las flechas negras gruesas marcan el sentido de movimiento de los bloques tectónicos. A) Mapa simplificado de la tectónica y grandes fallas en Asia oriental, modificado de Tapponnier *et al.* (1982). Las abreviaturas mostradas son las siguientes: FS: falla Sagaing, FRR: falla Río Rojo. B) Mapa tectónico simplificado de América Central mostrando la extrusión del Bloque Antearco Centroamericano (BAC). La línea roja discontinua es el área aproximada del CDCCR. Las abreviaturas mostradas son las siguientes: CDNP Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FMA fosa Mesoamericana, MP Microplaca de Panamá, PNA Placa Norteamericana, ZA Zona de falla Azuero-Soná, ZB Zona de falla Ballena Celmira, ZC Zona de falla Coiba y ZFP Zona de Fractura de Panamá

cuales han sido explicadas como una respuesta a la subducción de la Zona de Fractura de Panamá (Morell *et al.*, 2008).

Las fallas Jaris y Candelaria estudiadas en este artículo son entonces las fallas dextrales de rumbo noroeste-sureste más cercanas al indentador, y en estas se iniciaría la extrusión del antearco, no obstante, no se descarta que existen otras trazas con orientación similar todavía más cerca del indentador. La gran longitud de la falla Candelaria (65 km) y la sismicidad localizada en su vecindad a profundidades de entre 18 y 25 km, sugieren que esta falla es una estructura regional que podría cortar casi la totalidad de la placa superior y significar que es una de las fallas principales desde donde ocurre el despegue del Bloque Antearco Centroamericano. Las fallas equivalentes del lado panameño, al este del indentador, serían las zonas de falla Ballena-Celmira, Azuero-Soná y Coiba (Cowan *et al.*, 1997, 1998; Styron *et al.*, 2020; Figura 11B), que también poseen un rumbo noroeste-sureste, pero son de tipo sinistral, y facilitan en este sector la extrusión del antearco de Panamá, en una dirección opuesta a la del antearco de Costa Rica (Figura 11B).

## Conclusiones

Los sistemas de fallas Jaris y Candelaria están compuestos por segmentos de falla de tipo predominantemente dextral y con componente normal, de rumbo noroeste-sureste y con una expresión geomorfológica prominente. La longitud total de 35 y 65 km para los sistemas de falla Jaris y Candelaria implica un potencial sísmico de Mw 6.9 y 7.2, respectivamente.

Con base en la ubicación de la sismicidad reciente con respecto de las trazas de las fallas, se considera que ocho de los nueve segmentos del sistema Jaris y cuatro de los seis segmentos del sistema Candelaria son fallas activas. La sismicidad localizada cercana al sistema de falla Jaris se caracteriza por ser más superficial (promedio 12 km de profundidad) que la sismicidad en las cercanías de la falla Candelaria (20 km). Además, la mitad noroeste del sistema de falla Candelaria no presentó sismicidad durante el periodo analizado entre el 2011 y 2020.

Existe sismicidad entre los sistemas de fallas Jaris y Candelaria que podría asociarse con fallas sinestrales de rumbo noreste-sureste, como la Tulín o Delicias y/o con fallas ciegas o no descritas aún en la literatura. Además, existe sismicidad en el sector de Llano Bonito y Bijagual, con profundidades entre 15 y 20 km y con mecanismos focales de tipo normal, que no fue posible correlacionar con fallas específicas con los datos recopilados.

La falla reconocida en superficie más próxima al terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) es la falla Candelaria. La distribución de las réplicas relocalizadas y la solución del mecanismo focal

del terremoto son consistentes con un origen en un plano de falla con rumbo noroeste-sureste y con sentido de movimiento dextral-normal, similar al de la falla Candelaria. Este aspecto, junto con la proximidad geográfica (5 km) entre el hipocentro y las trazas de las fallas, nos permite concluir que el terremoto de Damas ocurrió en un segmento ciego y paralelo al segmento denominado Cañas, pero ubicado ligeramente al suroeste de las fallas con expresión superficial.

La gran longitud de la falla Candelaria (65 km) y la sismicidad localizada en su vecindad a profundidades de entre 18 y 25 km, sugieren que esta falla es una estructura regional que podría cortar la totalidad de la placa superior. Proponemos que las fallas Jaris y Candelaria, al poseer geometrías y dimensiones similares a las que limitan el Bloque Antearco Centroamericano en la cordillera de Guanacaste, facilitan el movimiento hacia el noroeste del antearco desde una zona más cercana al indentador (cordillera submarina Coco). En este escenario, el Bloque Antearco Centroamericano se extendería hasta el Pacífico Central de Costa Rica, coexistiendo con la zona del CDCCR.

## Agradecimientos

Este artículo resulta de los proyectos 830-C3-073 “Replanteamiento de los límites de las placas cabalgantes en Costa Rica y posibles efectos de su sismicidad asociada en las edificaciones” y 113-B5-704 “Vigilancia sísmica de Costa Rica”, adscritos al programa de investigación 113-B9-911 “Red Sismológica Nacional” de la UCR. Además, ha sido posible gracias al financiamiento que la RSN recibe a través de la Ley Nacional de Emergencias N° 8488. Agradecemos al personal de la UCR y del ICE que permitió mantener la red de estaciones, especialmente a Jean Paul Calvo y también a tres revisores anónimos, cuyos aportes mejoraron significativamente el manuscrito. Finalmente, agradecemos al Dr. Javier Pacheco del Ovsicori-UNA por proveer las localizaciones de los sismos del artículo Pacheco *et al.* (2006).

## Referencias

- Álvarez-Gómez, J. A., Staller Vázquez, A., Martínez-Díaz, J. J., Canora, C., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., and Béjar-Pizarro, M. (2019). Push-pull driving of the Central America Forearc in the context of the Cocos-Caribbean-North America triple junction. *Scientific Reports*, 9, 11164. doi: <https://doi.org/10.1038/S41598-019-47617-3>
- Arias, O., y Denyer, P. (1990a). Mapa geológico de la hoja Caraigres. - Escala 1:50 000. Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1990b). Mapa geológico de la hoja Río Grande. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1991a). Estructura geológica de la región com-

- prendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61-74.
- Arias, O., y Denyer, P. (1991b). Aspectos neotectónicos y geológicos de Puriscal y alrededores, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 83-95.
- Arroyo, I. G. (2001). Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del Proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Arroyo, I., Husen, S., and Flueh, E. R. (2014). The seismogenic zone in the Central Costa Rican Pacific margin: high-quality hypocentres from an amphibious network. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1747-1764. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0955-8>
- Barquero, R., y Boschini, I. (1991). La crisis sísmica del golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990. [Informe Interno]. Red Sismológica Nacional, 163 págs.
- Barquero, R., y Rojas, W. (2004). *Terremoto de Damas (Quepos) del 20 de noviembre del 2004*. Informe sismológico. Instituto Costarricense de Electricidad y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica.
- Barquero, R., Rojas, W., y Climent, A. (1989). *El temblor del 26 de febrero de 1989: Informe sismológico y análisis preliminar de acelerogramas de la presa San Miguel*. [Informe Interno]. Instituto Costarricense de Electricidad. 18 págs.
- Barquero, R., Rojas, W., Climent, A y Montero, W. (1991). *El temblor el 9 de agosto de 1991, Costa Rica. Informe Sismológico, Oficina de Sismología y Vulcanología*, [Informe Interno]. Instituto Costarricense de Electricidad, San José 7 págs.
- Camacho, J. (2015). *Caracterización geofísica y neotectónica de la falla Cote-Arenal*, Costa Rica. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Campos-Durán, D., Quintero-Quintero, R., y Segura-Torres, J. (2021). Sismo de San Gabriel, 27 de julio de 2018 (Ml 4,6): análisis de los parámetros de la fuente sísmica y del contexto sísmico de la región suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Boletín de Geología*, 43(3), 165-178. doi: <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021008>
- Castillo, R. (1969). *Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica*. Mapa 1: 50 000. Informe MEIC [Informe Interno]. 40 pág.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., and García, M. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33 (12): 989-992. doi: <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Cowan, H., Montero, W., Salazar, G., Tapia, A., Alvarado, G., and Arias, R. (1997). Active faulting at the Cocos-Nazca-Caribbean Triple Junction, Southern Costa Rica, and Western Panama. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(6), A-442.
- Cowan, H., Machette, M. N., Haller, K. M., and Dart, R. L. (1998). Map and database of Quaternary faults and folds in Panama and its offshore regions (Open-File Report 98-779). U.S. Geological Survey. url: <https://pubs.usgs.gov/of/1998/ofr-98-0779/ofr-98-779.pdf>
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications or slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046, doi: <https://doi.org/10.1029/2001GL013518>
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Journal Geophysical Research Letters*, 1, 2191-2194. doi: <https://doi.org/10.1029/94gl02118>
- Denyer, P., y Arias, O. (1990). Geología de la hoja Abra. - Escala 1: 50 000, Instituto Geográfico Nacional, San José.
- Denyer, P., y Arias, O. (1991a). Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61-74.
- Denyer, P., y Arias, O. (1991b). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1-59.
- Denyer, P., Aguilar, T., y Alvarado, G. (2003). Geología y estratigrafía de la Hoja Barranca, Costa Rica. San José, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 29, 105-125.
- Dóndoli, C. y Chaves, R., (1968). Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central-Escala 1: 150 000, IGN, San José.
- Fallas, C. (2022). *Sismotectónica de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- Feng, L., Newman, A. V., Protti, M., González, V., Jiang, Y., and Dixon, T. H. (2012). Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: Interseismic megathrust coupling. *Journal of Geophysical Research*, 117, B06407. doi: <https://doi.org/10.1029/2012JB009230>
- Fernández, M. y Pacheco, J. (1998). Sismotectónica de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 21, 5-23.
- Gardner, T. W., Marshall, J., Merritts, D., Bee, B., Burgette, R., Burton, D., Cooke, J., Kehrwal, N., Protti, M., Fisher, D. M., and Sak, P. (2001). Holocene forearc block rotation in response to seamount subduction, southeastern Peninsula de Nicoya, Costa Rica. *Geology*, 29(2), 151-154.
- Gräfe, K., Frisch, W., Villa, I. M., and Meschede, M. (2002). Geodynamic evolution of Southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, 348, 187-204.
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Sallallos, A., Mattioli, G., Protti, M., and Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(Q05S14). doi: <https://doi.org/10.1029/2008GC002181>
- 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, San Pedro, Costa Rica.
- Linkimer, L., Fallas, C., y Arroyo, I. G. (2023). Sismicidad localizada por la Red Sismológica Nacional durante el 2022. *Revista Geológica*

- gica de América Central*, 68, 1-18. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.2023.54122>
- Linkimer, L., Arroyo, I. G., Alvarado, G. E., Arroyo, M., and Bakkar, H. (2018). The National Seismological Network of Costa Rica (RSN): An Overview and Recent Developments. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 392-398. doi: <https://doi.org/10.1785/0220170166>
- Lücke, O., 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 Discussions*, 7, 1941-1977. doi: <https://doi.org/10.5194/sed-7-1941-2015>
- MacMillan, I., Gans, P. B., and Alvarado, G. (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics*, 392 (1), 325-348.
- Marshall, J. (2000). *Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America*. (Tesis de doctorado). Pennsylvania State University.
- Marshall, J. S., Fisher, D. M., and Gardner, T.W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: *Science*, 189, 419-426.
- Montero, W. (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. *Profil*, 7, 125-141.
- Montero, W. (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran terremoto interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá? *Revista Geológica América Central*, 22, 25-62.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica América Central*, 24, 29-56.
- Montero, W., y Morales, L. D. (1990). Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 11, 69-87.
- Montero, W., y Rojas, W. (2014). Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica del Puriscal de 1990. *Revista Geológica de América Central*, 50, 39-69. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i50.15107>
- 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: <https://doi.org/10.15517/rgac.v55i0.27062>
- Montero, W., Lewis, J. C., and Araya, M. C. (2017). The Guanacaste Volcanic Arc Sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7, 1797. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01593-8>
- Montero, W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, G. E., Cowan, H., Machette, M., Haller, K., and Dart, R. (1998). Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. Reporte preliminar de USGS.
- Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 3362-3382, doi: <https://doi.org/10.1002/2015GC005971>
- Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 35, 357-385. <https://doi.org/10.1002/2015TC003950>
- Morell, K. D., Fisher, D. M., and Gardner, T. W. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 82-95. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.039>
- Norabuena, E., Dixon, T. H., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M., Gonzalez, V., Dorman, L., Flueh, E. R., Lundgren, P., Pollitz, F., and Sampson, D. (2004). Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 109(B11403). doi: <https://doi.org/10.1029/2003JB002931>
- Obando, L. (2011). Estratigrafía y tectónica de la parte noroeste de la hoja Dota (1:50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 44, 71-82.
- 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.
- Pacheco, J., Quintero, R., Vega, F., Segura, J., Jiménez, W., and González, V. (2006). The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershock and Slip Distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4), 1-12. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050261>
- Perry, M., Muller, C., Protti, M., Feng, L., and Hill, E. M. (2023). Shallow slow slip events identified offshore the Osa Peninsula in southern Costa Rica from GNSS time series. *Geophysical Research Letters*, 50. doi: <https://doi.org/10.1029/2023GL104771>
- Quintero Q. R., Vega S., F., Segura T., J., y Jiménez U., W. (2019). Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica. *Revista Geofísica*, 61, 19-32.
- Rodríguez, J. (2017). *Potencial Sísmico de las fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica. San Pedro, Costa Rica.
- Sak, P. B., Fisher, D. M., Gardner, T. W., Marshall, J. S., and La Femina, P. C. (2009). Rough crust subduction, forearc kinematics, and Quaternary uplift rates, Costa Rican segment of the Middle America Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 121(7/8), 992-1012. doi: <https://doi.org/10.1130/B26237.1>
- Shi, X., Sieh, K., Weldon, R., Zhu, C., Han, Y., Yang, J., and Robinson, S. W. (2018). Slip rate and rare large prehistoric earthquakes of the Red River fault, southwestern China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2014-2031. doi: <https://doi.org/10.1029/2017GC007420>
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., and Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and S v-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15-20.
- Styron, R., García-Pelaez, J., and Pagani, M. (2020). CCAF-DB: the Caribbean and Central American active fault database. *Natural Hazards*

- and Earth System Sciences*, 20, 831-857. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-20-831-2020>
- Tapponnier, P., and Molnar, P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2905-2930. doi: <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02905>
- Tapponnier, P., Peltzer, G. L., Le Dain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia. New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-616. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<611:PETIAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<611:PETIAN>2.0.CO;2)
- Tsutsumi, H., and Sato, T. (2009). Tectonic Geomorphology of the Southernmost Sagaing Fault and Surface Rupture Associated with the May 1930 Pegu (Bago) Earthquake, Myanmar. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 99(4): 2155-2168. doi: <https://doi.org/10.1785/0120080113>
- United States Geological Survey. (s.f.). NEIC Catalog [Catálogo de información sísmica]. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>
- Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K., and Ujiie, K. (2013). Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins. *Geology*, 41(9), 995-998, doi: <https://doi.org/10.1130/G34355.1>
- von Huene, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., and Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19, 314-334.
- 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: <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Walther, C. H. E. (2003). The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2136. doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000888>
- Wells, D., and Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and Surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974-1002. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>