

Análisis de sismos interplaca, Pacífico central de Costa Rica: los sismos de Esterillos (13 de noviembre de 2017) y Herradura (24 de agosto de 2020)

Interplate earthquake analysis, central Pacific of Costa Rica: the Esterillos (November 13, 2017) and Herradura (August 24, 2020) earthquakes

Ronni Quintero-Quintero¹, Daniela Campos-Durán^{2,*}, Hernán Porrás-Espinoza³, Juan Segura-Torres¹

¹ Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. 2386-3000. Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.

² Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional. Campus Omar Dengo. Avenida 1, Calle 9. Apartado Postal 86-3000, Heredia, Costa Rica.

³ Sistema Nacional de Monitoreo de Tsunami. Departamento de Física (SINAMOT-OP-COS), Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.

* Autor para correspondencia: (D. Campos-Durán) daniela.campos.duran@una.cr

Cómo citar este artículo:

Quintero-Quintero, R., Campos-Durán, D., Porrás-Espinoza, H., Segura-Torres, J., 2021, Análisis de sismos interplaca, Pacífico central de Costa Rica: los sismos de Esterillos (13 de noviembre de 2017) y Herradura (24 de agosto de 2020): Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73 (2), A100121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a100121>

Manuscrito recibido: 11 de Septiembre de 2020
Manuscrito corregido: 8 de Diciembre de 2020
Manuscrito aceptado: 20 de Diciembre de 2020

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

Se analizan dos sismos fuertes que ocurrieron el 13 de noviembre del 2017, 02:28:20 (sismo Esterillos) y el 24 de agosto 2020 a las 21:51:08 (sismo de Herradura) en el Pacífico Central de Costa Rica. El sismo de Herradura se ubicó con latitud 9.501° N, longitud 84.665° W, con centroide a 25 km de profundidad, Mw 5.9 y +1.3 segundos después del tiempo de origen. Este evento se asocia con una falla inversa con dirección noroeste (311°), buzando al noreste en un ángulo bajo de 20° y con un ángulo de deslizamiento de 98°. El sismo fue reportado sentido desde muy fuerte a fuerte y mantiene estrecha relación con las aceleraciones pico (PGA) registradas instrumentalmente; con las que se determinó que la máxima intensidad en la escala de Mercalli Modificada (MMI) fue de VI, correspondiendo a 12%g. El sismo de Esterillos de 2017 se localizó a 14 km al sureste del sismo de Herradura, con centroide a 21 km de profundidad, Mw 6.4. El plano de falla que originó el sismo se orienta en dirección 289°, buzando 17° al noreste y ángulo de deslizamiento de 85°, con distribución de deslizamientos máximos de 0.6 m, alrededor del centroide y con radio de ~8 km. Estos sismos se ubican en la interfaz sismogénica de las placas de Coco y Caribe (CO-CA) y la mayoría de las réplicas se registraron en los primeros 25 km de profundidad y con epicentros entre la costa y la trinchera mesoamericana (TMA). Después de ocurrido el sismo de Esterillos, se localizaron sismos corticales en la placa continental y cercanos a la zona epicentral; la deformación transtensional en esta zona se confirma por medio de mecanismos focales obtenidos para algunos de estos sismos y que puede ser indicio de la subducción de montes submarinos en el área.

Palabras clave: Pacífico Central, sismo, localización, mecanismo focal, réplicas.

ABSTRACT

Two strong earthquakes occurred on November 13, 2017, 02:28:20 (Esterillos Earthquake) and August 24, 2020 at 21:51:08 (Herradura Earthquake) in the Central Pacific of Costa Rica and are analyzed in this work. Herradura earthquake was located at latitude 9.501° N, longitude 84.665° W, with centroid at 25 km depth, Mw 5.9, and +1.3 seconds after the origin time. It is associated with an inverse fault striking northwest (311°), dipping to the northeast at a low angle of 20° and with a slip angle of 98°. The earthquake was reported felt from strong to very strong; keeping a close relation with the peak accelerations (PGA) registered instrumentally; this data allowed determined that the maximum intensity in the scale of Modified Mercalli (MMI) was of VI, corresponding to 12%g. Esterillos earthquake, was located 14 km southeast of the Herradura earthquake, with centroid at 21 km depth, Mw 6.4. The chosen fault plane where the event originated is striking 289° to the NW, dipping 17° to the northeast and with a slip angle of 85°, with circular form slip distribution, reaching maximum of 0.6 m around the centroid and with a radius of ~8 km. These earthquakes are located at the seismic interface of the Cocos and Caribbean plates (CO-CA) and most of the aftershocks were recorded in the first 25 km depth and with epicenters between the coast and the Middle America Trench (MAT). Cortical Caribbean events were located after the Esterillos event and close to it epicenter, the transtensional deformation in the continental Esterillos epicentral area and confirmed with calculated focal mechanism for some of these events could be related to subducted seamount in the zone.

Keywords: Central Pacific, earthquake, location, focal mechanism, aftershocks.

1. Introducción

El 24 de agosto de 2020 a las 21:51:08 (hora UTC), se presentó un evento sísmico, registrado por la red sísmica del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica de la Universidad Nacional (OVSICORI-UNA), 13 km al sur de la ciudad de Jacó, Puntarenas, Pacífico Central de Costa Rica, con magnitud de 6.3 Mwp (Tsuboi *et al.*, 1995), magnitud Richter MI 6.1 y a una profundidad de 18 km. Con base en los reportes de la población en la página oficial de Facebook del OVSICORI-UNA, se determinó que el sismo fue sentido desde muy fuerte a fuerte en gran parte del territorio nacional. Fue reportado como percibido en forma oscilatoria y mecida, las ondas sísmicas fueron registradas por los instrumentos de baja ganancia instalados en distintos puntos del país y que mostraron la aceleración máxima del suelo en las componentes horizontales; no sobrepasó 15% del valor de la gravedad.

En este trabajo se llevó a cabo la relocalización del sismo principal, así como el cálculo de la inversión de parámetros de la fuente sísmica, como el centroide, ubicación y tiempo de origen, mecanismo focal, plano de falla (principal y auxiliar), distribución de las réplicas, distribución de deslizamientos en la falla, cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb y el análisis del contexto sismotectónico donde se localizó el sismo. Además, con base en las aceleraciones pico (PGA) registradas en estaciones sísmicas, se determinaron las intensidades instrumentales y su correspondencia en la escala de Intensidad Mercalli Modificada (IMM), lo que permitió generar un mapa de intensidades para todo el país, el valor máximo registrado en la escala IMM fue de VI. Esto se comparó con los reportes de la población en la red social Facebook del OVSICORI-UNA, en su mayoría el sismo fue reportado desde muy fuerte a fuerte, además se reportó la caída de objetos en áreas pobladas cercanas al epicentro (13 km), lo que coincide con una intensidad máxima IMM de VI.

Aunque la idea principal en este trabajo fue analizar el sismo de Herradura del 2020 y

teniendo que en el 2017 se localizó un sismo, con magnitud Mw 6.4 (llamado sismo de Esterillos en este trabajo) y muy cercano al sismo de Herradura es que también procedemos a la caracterización de esa fuente sísmica.

2. Contexto tectónico

La placa de Cocos se subduce perpendicular a la trinchera mesoamericana (TMA) originando un régimen de contracción en la placa superior (Mescua *et al.*, 2017). Actualmente las variaciones morfotectónicas a lo largo del antearco de Costa Rica han sido atribuidas principalmente a cambios composicionales y morfológicos presentes en la placa de Cocos. Estos cambios han llevado a muchos autores a proponer una segmentación de la placa de Cocos, la cual ha sido definida por anomalías magnéticas (Barckhausen *et al.*, 2001), batimetría multibeam (von Huene *et al.*, 1995; von Huene *et al.*, 2000), estudios sísmicos (Walther y Flueh 2002; Sallares y Charvis 2003; Walther, 2003; Wilson *et al.*, 2003; Sallares *et al.*, 2005) y muestreo geológico (Hauff *et al.*, 1997; Werner *et al.*, 1999; Wilson *et al.*, 2003; Hoernle y Hauff, 2007).

Como resultado, en esta área se han definido tres segmentos de litosfera oceánica con edades variables, denominados CNS-1, CNS-2 y CNS-3, originados en el centro de expansión Cocos-Nazca, que limitan al norte con la Dorsal del Pacífico Este y al sur con la Placa Nazca.

El segmento CNS-1, que se subduce bajo el centro y sur de la Península de Nicoya, se caracteriza por una batimetría rugosa asociada a un fragmento de litosfera creada durante el Mioceno inferior (21-22,5 ma) (Barckhausen *et al.*, 2001). El segmento CNS-2 comprende el dominio de los montes submarinos que chocan con la costa del centro y sur de Costa Rica e incluye la litosfera engrosada y rugosa del punto caliente de las Galápagos que contiene la Dorsal de Cocos (Gardner *et al.*, 1992; Fisher *et al.*, 1998). Este segmento exhibe una batimetría rugosa suave con numerosos montes submarinos cónicos y otras

características batimétricas tales como el Plateau de Quepos en el centro (von Huene *et al.*, 1995) y un área de corteza oceánica engrosada con un fondo marino elevado y un espesor de sedimentos variable de hasta 1 km, asociado a la cresta de Cocos en el sector sur (Walther *et al.*, 2000; von Huene *et al.*, 2000; Kolarsky *et al.*, 1995).

En cuanto a la sismicidad asociada al segmento CNS-2, Protti *et al.* (1995a) correlacionan el acoplamiento sísmico con las características del fondo marino subducido y observan que históricamente los montes submarinos aislados pueden reducir el acoplamiento entre las placas y generar sismos con una magnitud máxima de Mw 7.0. Superficialmente, la sismicidad es frecuente y de menor magnitud, lo cual sugiere que los altos batimétricos que ingresan a lo largo del margen central de Costa Rica forman asperezas aisladas que solo pueden generar sismos de tamaño moderado (Mw 6.0-7.3) (Protti *et al.*, 1995b; Bilek *et al.*, 2003; Proyecto Global Centroid Moment Tensor (GCMT), 2020).

Cada uno de estos montes submarinos subducidos deja una depresión a su paso, que puede ser rastreada hasta 55 km hacia el frente de deformación (Sak *et al.*, 2009). Ese rastro es creado por la deformación y el levantamiento del talud continental cuando el monte submarino pasa por debajo de él, seguido por el colapso cuando se retira el soporte del área levantada (Hühnerbach *et al.*, 2005). Las áreas de levantamiento sobre los montes submarinos se caracterizan por patrones complejos de fallas normales y de deslizamiento (Sak *et al.*, 2009; Hühnerbach *et al.*, 2005).

Estos montes submarinos pueden actuar como asperezas o barreras temporales en la zona de acople entre las placas (Watts *et al.*, 2010), lo que dificulta la propagación de ruptura o genera esfuerzos locales que contribuyen a la ocurrencia de sismos fuertes en la zona. Husen *et al.*, (2002) asocian el sismo del 25 de marzo de 1990, Mw 7.3 (GCMT, 2020) dentro del segmento CNS-2 en la entrada del Golfo de Nicoya, ubicado a ~25 km al oeste del sismo del 24 de agosto de 2020, con un monte submarino que podría estar actuando como aspereza.

Entre los sismos más importantes ocurridos recientemente en la zona, se encuentran el del 13 de noviembre de 2017 a las 02:28:20.3 hora UTC, Mw 6.4, que se ubicó a 14 km al sureste del epicentro del sismo de Herradura o el sismo de Cóbano en marzo de 1990, -13:22:55 hora UTC, Mw 7.3, que también se ubicó cercano a este.

3. Metodología

Se realizó una caracterización de los parámetros de la fuente sísmica, para ello se utilizó principalmente el catálogo sísmico y formas de onda de la red sísmica del OVSICORI-UNA. Además, se revisaron los catálogos disponibles en línea del International Seismological Center (ISC) (2020), del Proyecto Global Centroid Moment Tensor (GCMT) (2020), del USGS (2020) y Guendel, (1986). Los sismos se localizaron con el programa GenLoc de Fan *et al.*, (2006); para la inversión, el centroide y tensor de momento (CTM), se utilizó el paquete ISOLA (Sokos y Zahradnik, 2008 y 2013) y FOCMEC (Snoko *et al.*, 1984), esto permitió obtener el mecanismo focal por medio de las polaridades de los primeros arribos de la onda P. Para la distribución del deslizamiento en el plano de falla se implementó el paquete computacional de inversión lineal de desplazamiento (Gallovic y Zahradnik 2011; Gallovic *et al.*, 2014). Para la localización de los sismos, cálculo del CMT, distribución de deslizamiento en la falla y mecanismo focal se usó el modelo de velocidad de Quintero y Kissling (2001) y en el caso del cálculo de cambio de esfuerzos estático de Coulomb (ΔCFS) se empleó el paquete computacional Coulomb 3.3 (Toda *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2004). Se usó el método de cambio de esfuerzos con el fin de encontrar áreas donde se ve un aumento de ΔCFS y señalar la posible ocurrencia de futuros eventos sísmicos.

Para el catálogo sísmico del OVSICORI-UNA, los sismos entre 1986-1992, fueron localizados con el programa HYPOINVERSE (Klein, 1984). A partir de 1992 hasta 03 de marzo del 2010 se

Tabla 1. Intensidades instrumentales en la escala de Mercalli Modificada (MMI).

Intensidad instrumental (IMM)	Aceleración (%g)	Velocidad (cm/s)	Sacudida percibida	Potencial de daño
I	<0.17	<0.1	No sentida	Ninguno
II-III	0.17-1.4	0.1-1.1	Débil	Ninguno
IV	1.4-3.9	1.1-3.4	Ligera	Ninguno
V	3.9-9.2	3.4-8.1	Moderada	Muy ligero
VI	9.2-18	8.1-16	Fuerte	Ligero
VII	18-34	16-31	Muy fuerte	Moderado
VIII	34-65	31-60	Severa	Moderado a fuerte
XI	65-124	60-116	Violenta	Fuerte
X +	>124	>116	Extrema	Muy fuerte

procesó por medio del programa HYPOCENTER (Lienert y Haskov, 1995). Siendo el 04 de marzo del 2010, cuando las asociaciones de sismos y localizaciones fueron hechas con ANTELOPE (BRTT, 2010), el cual hace uso del programa de localización llamado LOCSAT (Bratt y Bache, 1988), basado en el modelo de velocidad IASPEI91 (Kennett y Engdahl, 1991) para sismos regionales y telesismos, y las librerías GENLOC (Generalized Earthquake-Location) de Fan *et al.* (2006), basado en el modelo de velocidad de Quintero y Kissling (2001) para la sismicidad local. El uso de un modelo 1D para la localización de sismos y la metodología de inversión puede producir que sismos superficiales aparezcan en el aire o en la capa de agua; estos sismos son un poco más profundos; pero en este trabajo son graficados en las localizaciones obtenidas sin hacerles modificación.

En el catálogo OVSICORI-UNA, las magnitudes de los sismos que ocurrieron antes del 10 de marzo del 2010 se obtuvieron de la siguiente forma: la magnitud de los eventos sísmicos fue obtenida del promedio de las magnitudes parciales calculadas para cada estación, según la duración de las trazas en las estaciones de corto período. Estas magnitudes parciales se calcularon según la relación obtenida por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para sismos en Alaska:

$$M_c = -1.16 + 2.01 * \log_{10} T + 0.0035 * \Delta + \Delta M$$

T: duración del sismo

Δ: distancia epicentral

ΔM: corrección para cada estación

A partir de 1992 se implementó un sistema digital en el centro de registro, que además contaba con estaciones de banda ancha, con respuestas instrumentales calibradas.

Estas permitían simular la respuesta de un instrumento Wood-Anderson para el cálculo de la magnitud local Richter. En este cálculo se utiliza la siguiente relación propuesta por Hutton y Boore (1987):

$$ML = \log_{10}(A) + 1.11 * \log_{10}(\Delta) + 0.00189 * \Delta - 2.09$$

Δ: Distancia epicentral.

A: Amplitud pico-pico de la onda.

Después de implementado el sistema de adquisición sísmológico ANTELOPE, se dejó de cuantificar la magnitud coda y, en vez de esta y para sismos locales, se cuantifica la magnitud local (ML) que representa la magnitud Richter, donde el paquete computacional (BRTT, 2010) aplica la metodología y funciones de corrección propuestas por Richter (1935). Es a partir de la implementación de ANTELOPE que se comienza con el cálculo de la magnitud momento de la onda P: Mwp (Tsuboi *et al.*, 1995). Las magnitudes son calculadas automáticamente por el paquete ANTELOPE y se reporta la mediana de los valores de magnitud cuantificados en cada estación. En los años anteriores, se calculaba el valor medio de las magnitudes obtenidas en cada estación. Las magnitudes calculadas según sea la metodología van a variar; para el caso del sismo

del 11 de noviembre del 2017, USGS (2020) y GCMT (2020) lo reportan con magnitudes entre 6.1 y 6.6 y el OVSICORI-UNA con MI 6.4 y en este estudio se encontró Mw 6.4; y la diferencia con otros estudios que hacen calculo de magnitud momento global es por el ancho de banda usado en la inversión; siendo usadas frecuencias más altas en el caso de usar datos locales. Para el sismo del 24 de agosto de 2020, el GCMT (2020) y USGS (2020) reportaron magnitudes entre 5.5 y 6.1 y el OVSICORI-UNA con MI 6.1, Mwp 6.3 y en este trabajo se encuentra magnitud momento usando datos locales de Mw 5.9.

El mapa de intensidades instrumentales, para el sismo de Herradura, en la escala de Mercalli Modificada (MMI) se generó mediante una interpolación estadística (Krigging) a través del software Arc Gis 10.7, para ello se utilizaron las aceleraciones pico (PGA) registradas en 21 estaciones distribuidas en el territorio nacional.

La conversión de PGA a MMI se llevó a cabo aplicando la conversión propuesta por Wald *et al.* (2005) (Tabla 1).

Los resultados obtenidos fueron comparados con los reportes de la población en la página oficial del Facebook del OVSICORI-UNA para determinar la relación entre las intensidades instrumentales en la escala MMI y las características de cómo fue sentido el sismo en diferentes ciudades y poblados del país.

4. Resultados

4.1. RÉPLICAS DEL SISMO DE HERRADURA

El sismo de Herradura de las 21:51:08.1, hora UTC, se localizó a una latitud 9.501 y longitud -84.665, a una profundidad de 18 km, con magnitud MI 6.1 . Las réplicas de este evento (para dos

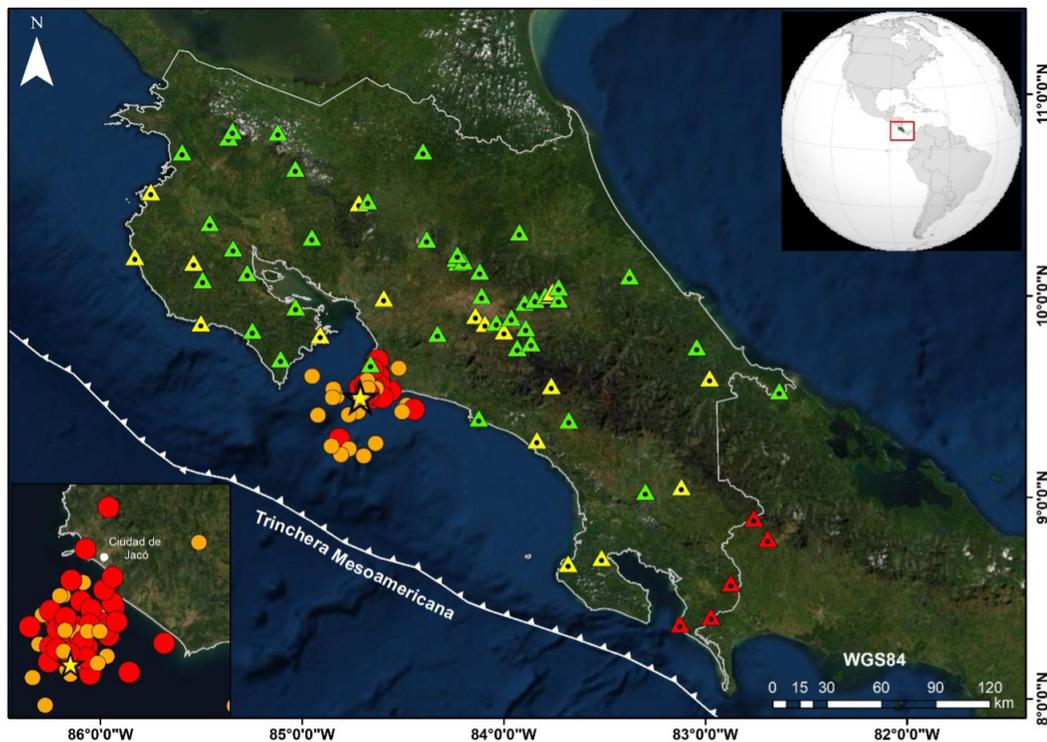


Figura 1 Sismicidad asociada al sismo de Herradura, el sismo principal se indica por una estrella amarilla y las réplicas por círculos, donde el color indica la profundidad, los anaranjados con profundidades entre 0 y 20 km y los rojos presentan profundidades mayores a 20 km. Las estaciones sísmicas usadas en la localización del sismo principal se indican por triángulos, el color indica el residuo; verde si es menor a 0.5 segundos, amarillo entre 0.5 y 1.5 segundos y rojo para residuos mayores a 1.5 segundos. La estación sísmica más cercana al epicentro del sismo principal está ubicada en Herradura, Jacó. Para el cálculo de las réplicas también se usaron estas estaciones sísmicas.

días posteriores) fueron localizadas principalmente frente a la costa del Pacífico Central de Costa Rica, en un área de 400 km² aproximadamente (Figura 1). En total se registraron 91 réplicas cuyas magnitudes se encontraron entre MI -0.8 y MI 3.6. Referente a las profundidades, estas oscilaron entre 3.5 y 32.7 km del total de esas réplicas, 80 se ubicaron a profundidades mayores a 15 km, concentradas en una banda de 20 a 25 km de profundidad y con epicentros desde la costa hacia la TMA.

4.1.1. MECANISMO FOCAL DEL SISMO DE HERRADURA

La solución del mecanismo focal (MF) del evento principal, calculado usando polaridades de los primeros arribos y el programa FOCMEC (Snoke *et al.*, 1984) muestran un plano de falla inclinado

al NE con un ángulo de 31°, el cual corresponde a una falla inversa con azimut de 287° y ángulo de deslizamiento de 71° (287°/31°/71°).

La solución del MF obtenida de la inversión de formas de onda y el paquete ISOLA (Sokos y Zahradnik, 2008 y 2013), también da como resultado un mecanismo inverso, con un plano de falla buzando al NE, con ángulo de inclinación de 20°, rumbo de 311° y deslizamiento de 98° (311°/20°/98°) (Figura 2B). El sismo está relacionado con el acople entre la placa de Cocos y la placa Caribe (Co-Ca) en el Pacífico Central de Costa Rica.

La correlación entre los datos sintéticos y observados usando estaciones en el campo cercano entre 18 y 129 km del epicentro es alta (Figura 2A) y el mecanismo focal obtenido está en concordancia con los mecanismos calculados por el USGS

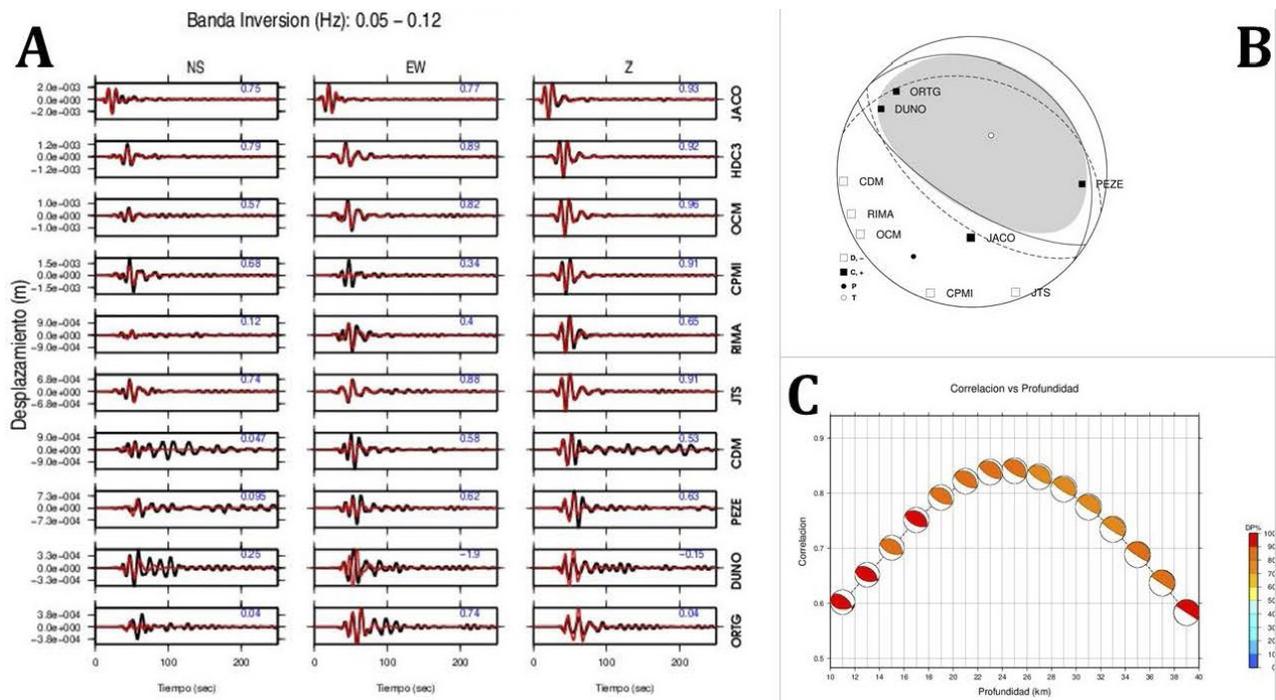


Figura 2 A) Correlación de las formas de onda de desplazamiento reales (negro) y sintéticas (rojo) usando un ancho de banda de 0.05 a 0.12 Hz. El gráfico para cada componente de la estación sísmica indica tiempo (segundos) vs desplazamiento (metros), B) Mecanismo focal calculado usando inversión de formas de onda (línea continua en la esfera focal) y polaridades de primeros arribos, indicando los planos de falla con líneas discontinuas. Las estaciones usadas en la inversión de las formas de onda muestran la respectiva polaridad; con rectángulos blancos se indica la dilatación (D) y con rectángulos negros la compresión (C), el eje de Presión (P) está indicado por un círculo negro y el de tensión (T) por un círculo blanco. El eje de presión (215°/25) tiene dirección noreste y el de tensión con parámetros 27°/65°, C) Correlación vs profundidad para el sismo de Herradura. El porcentaje doble par de fuerzas (DP) se indica por una barra de color a la derecha y en este caso es de 81% DP.

Tabla 2. PGA en estaciones del OVSICORI-UNA.

Estación	E (%g)	N(%g)	Z (%g)	Intensidad
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	I-XII
BATAN	0.74	0.63	0.18	III
CCOL	0.80	0.56	0.04	III
CDITO	0.18	0.24	0.14	III
COVE	0.47	0.56	0.21	III
CDM	1.03	0.99	0.57	III
CPMI	0.78	0.55	0.33	III
CTCR	0.59	0.62	0.22	III
DUNO	1.19	1.78	0.50	IV
HDC3	0.34	0.32	0.29	III
JACO	11.52	11.03	3.76	VI
JTS	1.09	0.65	0.30	III
OCM	0.85	0.75	0.31	III
ORTG	0.11	0.14	0.11	II
PEZE	0.93	1.37	0.31	III
PNPB	0.39	0.33	0.13	III
POTG	0.58	0.60	0.16	III
RIFO	0.53	0.40	0.21	III
RIMA	1.29	0.99	0.35	III
RIOS	1.97	2.10	0.77	IV
TIGR	0.86	0.70	0.32	III
VMAR	0.33	0.01	0.25	III

(2020). Asimismo, el centroide calculado usando datos de la red del OVSICORI-UNA, se ubicó debajo del epicentro a una profundidad de 25 km y +1.3 segundos después del tiempo de origen y una magnitud Mw 5.9.

Además, la correlación por profundidad también es bastante alta, alcanzando un valor de 0.83 (Figura 2C) para 25 km de profundidad; la cual corresponde a una profundidad similar a los sismos ubicados entre la interfaz CO-CA para esta zona.

Se hizo búsqueda en el plano, pero la mejor correlación se obtuvo para un punto ubicado por debajo del epicentro; lo que indica que los deslizamientos en la falla fueron focalizados y no se

produjo rompimiento a lo largo del plano de falla, como lo evidencian las réplicas, que se mantuvieron concentradas y cercanas al hipocentro.

4.1.2. INTENSIDADES INSTRUMENTALES EN LA ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA (MMI)

Las máximas PGA se registraron en la estación sísmica JACO, ubicada en Herradura, Garabito, Puntarenas, estas alcanzaron 11.52%g, que corresponde a una intensidad de VI en la escala IMM. Sin embargo, sismos con estas características tienen la particularidad de no producir daños importantes en infraestructuras, aunque la sacudida es fuerte y sentida por la población.

Para establecer la relación planteada por Wald *et al.*, (2005) se utilizaron datos de PGA de 21 estaciones sísmicas, distribuidas por todo el país, y se determinó que las intensidades se corresponden con valores entre II y VI (Tabla 2, Figura 3B).

Las mayores intensidades (VI) se concentraron en la ciudad de Jacó y en Herradura; en Cóbano y Paquera, en el extremo sureste de la Península de Nicoya, se registró una intensidad máxima de V, las intensidades menores a III se registraron en poblados como San Isidro del General, Limón, Upala y en ciudades de la Gran Área metropolitana (GAM) destacando centros urbanos como San José (capital del país), Alajuela, Cartago y Heredia (Figura 3A).

Con base en la información recabada en el Facebook del OVSICORI-UNA se identificaron algunas particularidades relevantes, ya que la población reportó el sismo sentido desde muy fuerte a fuerte. Se destaca que en la ciudad de Jacó, ubicada a 13 km del epicentro, se reportó la caída de objetos en supermercados. Con la información facilitada por los usuarios de la red social (Facebook oficial del OVSICORI-UNA) se lograron sistematizar las principales características del sismo en las siete provincias del país (Tabla 3). Se hace énfasis en que la información recabada correspondió a reportes en el Facebook del

OVSICORI-UNA y no a encuestas. En total se registraron 2679 reportes, los cuales se clasificaron por provincia y según la descripción macrosísmica.

5. Análisis de la sismicidad en el área de estudio

En el área de estudio se han registrado otros sismos importantes, tales como a) el sismo del 25 de marzo de 1990 a las 13:22:55 hora UTC, Mw 7.3 (GCMT, 2020), b) el sismo del 20 de agosto 1999 a las 10:02:20 hora UTC, Mw 6.9 (GCMT, 2020) y c) el sismo del 13 de noviembre 2017, Mw 6.4 (este trabajo) y se presentó a las 02:28:20 hora UTC (Figura 4). Algunos de los sismos registrados en el área presentan dos particularidades importantes: a) microsismicidad abundante y b) que en un período de tiempo corto los eventos premonitores y sus réplicas, alcanzan una magnitud significativa, incluso en ocasiones cercanas a la del evento principal. Por ejemplo, el sismo ocurrido el 21 diciembre de 1939 (20:54:53, hora UTC) con magnitud Ms 7.3, y al día siguiente (04:44:03 hora UTC) se presentó una réplica magnitud Ms 6.8; el 19 de julio 1956 (23:26:30 y 23:38:04 hora UTC) se presentaron dos sismos de igual magnitud (Ms 6.2). El 23 agosto de 1978 (00:38:31 y 00:50:27

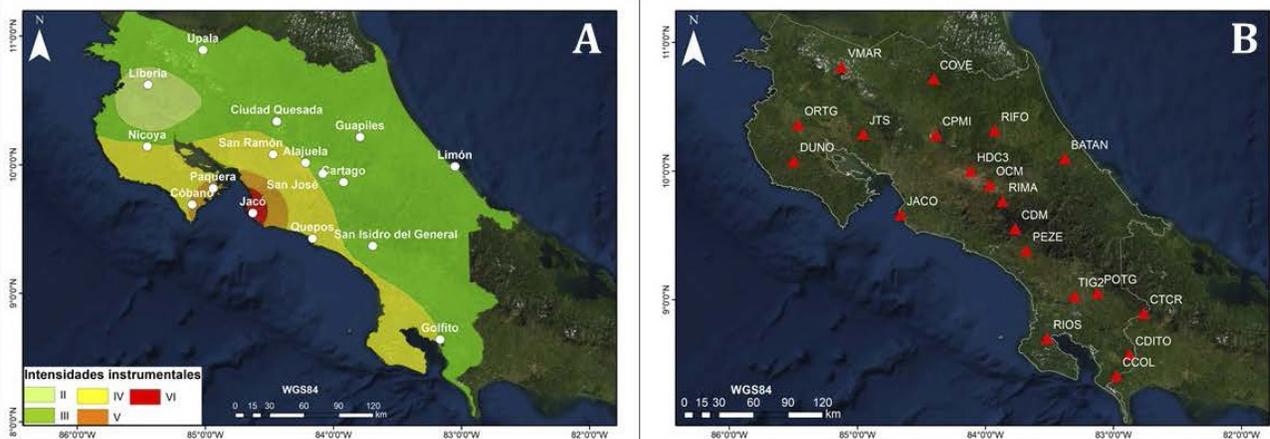


Figura 3 A) Intensidades instrumentales en la escala de Mercalli Modificada (MMI) registradas para el sismo de Herradura del 24 de agosto de 2020, MI 6,1. Para determinar las intensidades IMM se utilizó la relación de Wald *et al.*, 2005; para conversión de PGA a intensidad. Los puntos blancos indican ciudades y poblados, B) Estaciones sísmicas, señaladas con triángulos rojos, donde se registraron las intensidades instrumentales.

Tabla 3. Descripción macrosísmica del sismo de Herradura y su distribución por provincias.

Provincia	Ciudades o poblados	Descripción macrosísmica
Alajuela	Ciudad de Alajuela	Sumamente fuerte y largo. Movimiento de objetos y caída de ellos en algunas viviendas.
	Turrucares	Demasiado fuerte y largo. La población reportó que percibieron dos sismos largos de abajo hacia arriba y luego hacia los lados.
	Poás, Naranjo, La Garita, Ciudad Quesada, Sarchí, Río Segundo de Alajuela, Grecia, San Ramón, Palmares y La Fortuna de San Carlos.	Muy fuerte y de larga duración.
	Guácima de Alajuela	Se sintió hacia arriba y abajo y después hacia los lados. Larga duración.
Cartago	Ciudad de Cartago, Orosí, Caballo Blanco, Tres Ríos de La Unión y Villas de Ayarco.	Muy fuerte y largo, en la ciudad de Cartago se reportó movimiento de objetos.
	Juan Viñas	Muy fuerte y duró aproximadamente 13 segundos.
Heredia	Ciudad de Heredia, Santo Domingo, San Rafael, San Pedro de Barva y San Pablo.	Muy fuerte y de larga duración, en San Rafael se reportó movimiento de objetos.
	Varablanca	Muy leve pero de larga duración.
	Mercedes Norte y Barva	Se reportó como dos sismos sentidos muy fuertes y de larga duración.
Guanacaste	Liberia, Sardinal, Nosara	Leve pero de larga duración.
	Tilarán, Nandayure, Cañas, Guayabo y Santa Cruz.	Fuerte y de larga duración.
Limón	Ciudad de Limón, Siquirres, Cocles y Pueblo Nuevo de Guácimo.	Fuerte y de larga duración.
	Río Jiménez de Guácimo	Muy fuerte.
	Guápiles y Pensurth	Leve, en Guápiles provocó el movimiento de objetos.
Puntarenas	Ciudad de Puntarenas, Barranca	Muy fuerte
	Monteverde	Fuerte y de larga duración, movimiento de objetos.
	Parrita	Muy fuerte y de larga duración, se reportaron objetos caídos y quebrados.
	San Vito	Leve.
	Quepos y Esparza	Fuerte y de larga duración.
	Río Claro de Golfito,	Leve y de larga duración.
	Orotina, ciudad de Jacó, Herradura y Uvita	Muy fuerte y de larga duración.
San José	Ciudad de San José, Pavas, Moravia Guadalupe, Santa Ana, San Antonio de Coronado, Alajuelita, Tibás, San Pablo León Cortés, San Francisco de Dos Ríos, Sabanilla Montes de Oca, Desamparados, Pérez Zeledón y Acosta.	Fuerte y de larga duración. En Moravia reportaron sentir dos sismos, una más fuerte que el otro. En Sabanilla Montes de Oca se reportó la caída de objetos.
	Vueltas del Jorco, Aserrí	Muy fuerte y de larga duración.

hora UTC), se ubicaron dos eventos en Sámara, frente a la Península de Nicoya, con magnitud de Ms 7.0 y 6.9, respectivamente; el 25 de marzo de 1990 (13:16:05 hora UTC), ocurrió un evento premonitor de Ms 6.4 y un evento principal de Mw 7.3 a las 13:22:55 hora UTC; el 20 de agosto de 1999 (10:02:20 hora UTC), un sismo de magnitud Mw 6.9 y una réplica al día siguiente (10:49:50 hora UTC) de Mw 5.8.

El penúltimo evento fuerte registrado en esta área corresponde al sismo de Esterillos del 13 de noviembre de 2017 (02:28:20 hora UTC), con magnitud Mw 6.4 y con una réplica de MI 5.2 a las 02:32:31 hora UTC (Güendel, 1986; ISC, 2020; OVSICORI-UNA, 2020; Global Catalogue, 2020; para información sobre sismos históricos en la zona) (Tabla 4).

Referente al sismo de Esterillos, se obtuvo que los parámetros de la fuente sísmica lo ubican en la latitud 9.463 y longitud -84.546, con una

profundidad de 27 km. La magnitud es de MI 6.4, con el centroide a 21 km de profundidad debajo del epicentro y a +4.0 segundos después del tiempo de origen. El plano de falla se orienta en dirección 289°, y buza 17°, su deslizamiento es de 85° (Figura 5). La magnitud momento obtenida usando datos de la red local es dos décimas inferiores a la obtenida usando datos de la red global por el GCMT (2020), que la ubica en Mw 6.6, cuya diferencia en magnitud se debe al ancho de frecuencias usadas en la inversión. Por otra parte, se muestran (Figura 6A) los epicentros de algunos sismos registrados entre el 2010 y agosto de 2020, con su respectivo perfil indicado a lo largo de la línea 1, así como la sismicidad asociada a los sismos de Esterillos y Herradura. La sismicidad se concentró en los primeros 25 km de profundidad (Figura 6B), con epicentros al sur de la ciudad de Jacó. Un perfil de la sismicidad a lo largo de la línea 1 muestra que el sismo se encuentra en la parte superior de la



Figura 4 Se muestran con círculos rojos los epicentros para sismos que se han registrado en el Pacífico Central de Costa Rica, desde 1984 hasta agosto de 2020, con magnitudes MI > 5.9. Se destacan cuatro principales eventos con su respectiva fecha y magnitud asociada a) el sismo del 25 de marzo de 1990 (Mw 7.3), b) el sismo del 05 de septiembre de 2012 (Mw 7.6), conocido como el terremoto de Nicoya, c) el sismo del 13 de noviembre de 2017 (MI 6.4) y d) el sismo del 01 de junio de 2019 (MI 4.3), e) el sismo del 25 de agosto de 2020 (MI 6,1). Los MF para el sismo del 05 setiembre 2012 (Quintero *et al.*, 2014) y para el sismo de 25 de marzo 1990 (GCMT, 2020); los otros tres se realizaron en este trabajo. Los MF indican que los sismos ocurren como consecuencia de fallas inversas asociadas a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe, buzando al nor-noreste y en bajo ángulo.

Tabla 4. Sismos históricos importantes entre 1939 y 2020.

Sismo	Año	Mes-día	Hora UTC	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	Magnitud	Fuente
1	1939	12-21	20:54:47.20	10.140	-84.630	33.0	7.3	7.6MISC	1,2
2	1939	12-22	04:43:58.10	09.800	-84.550	33.0	6.8	6.8SISC	1,2
3	1956	07-19	23:26:37.00	09.550	-84.140	93.0	6.2	5.8SISC	1,2
4	1956	07-19	23:38:14.00	09.520	-83.960	81.0	6.2		1,2
5	1978	08-23	00:38:27.00	09.760	-85.570	26.0	7.0SUSGS		1,3
6	1978	08-23	00:50:24.40	09.890	-85.500	42.0	6.9SISC		1,2
7	1990	03-25	13:16:05.30	09.585	-84.948	27.9	6.4SUSGS		4,3
8	1990	03-25	13:22:55.20	09.628	-84.923	23.3	7.3WGCMT		4,5
9	1999	08-10	14:55:42.80	09.263	-84.120	35.0	5.7LUNA	5.5WGCMT	4,5
10	1999	08-10	14:55:42.80	09.263	-84.120	35.0	5.7LUNA	5.5WGCMT	4,5
11	1999	08-20	10:02:20.00	09.038	-84.156	14.0	6.2LUNA	6.9WGCMT	4,5
12	1999	08-20	10:42:15.60	08.884	-84.107	21.6	5.3LUNA	5.2bUSGS	4,3
13	1999	08-21	10:49:50.00	08.976	-84.014	45.3	5.8WGCMT		4,5
14	2017	11-13	02:28:20.30	09.463	-84.546	27.0	6.4LUNA		4
15	2017	11-13	02:32:30.90	09.454	-84.546	17.3	5.2LUNA		4
16	2019	06-01	06:53:29.20	09.542	-84.573	12.3	4.3LUNA		4
17	2020	08-24	21:51:08.00	09.501	-84.665	18.3	6.1LUNA		4

¹ Guendel, (1986)

² International Seismological Centre, (2020)

³ USGS, (2020)

⁴ OVSICORI-UNA, (2020)

⁵ Dziewonski *et al.*, (1981), Ekström *et al.*, (2012)

zona sismogénica y en contacto CO-CA y el sismo principal corresponde a una falla inversa. El sismo de Esterillos se caracteriza por tener réplicas hacia arriba del epicentro y el de Herradura por estar alrededor de la zona epicentral.

Es posible que estos sismos estén asociados con la subducción de los altos batimétricos que ingresan a lo largo del margen central de Costa Rica y que forman asperezas aisladas que pueden generar terremotos que podrían alcanzar una magnitud Mw 7.3 (GCMT, 2020).

Después del sismo de Esterillos (Mw 6.4) se ubicó sismicidad cortical superficial, donde ocurrió un sismo magnitud MI 4.3 el 01 de junio de 2019 a las 06:53:29 hora UTC, cuyo origen es atribuido a una falla normal con componente de desplazamiento y parámetros para un plano nodal $\text{azimut}=18^\circ$, $\text{buzamiento}=61^\circ$ y $\text{deslizamiento}=-139^\circ$, parámetros obtenidos con inversión por el CMT usando datos sísmicos de la red del OVSICORI-UNA. En el pasado sismicidad como la del sismo de Cóbano del 25 de marzo 1990, Mw 7.3 disparó sismicidad en la placa continental; que

ocurrió en superficie (Protti *et al.*, 1995), después del sismo del 13 de noviembre de 2017 no es muy clara en una relación directa con este; pero existe sismicidad localizada en la placa continental, principalmente en fuentes sísmicas, cercanas al epicentro.

En profundidad y a unos 100 km de distancia de la trinchera, en la zona de contacto de las placas CO-CA se localizan pocos sismos y los sismos como el de Esterillos y el de Herradura ubican el centroide por debajo del epicentro, con réplicas hacia la TMA; por lo que la zona que evidencia poca sismicidad puede ser una barrera que impida rompimiento a lo largo del plano de inmersión de la falla (Figura 6). El cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb para los sismos de Esterillos (Mw 6.4) y de Herradura (Mw 5.9) graficados con perfiles que cortan la TMA y en dirección al buzamiento de la placa de Cocos muestran que existe una acumulación de esfuerzos en los extremos superior e inferior de la falla inversa que originó estos sismos (Figura 7). El extremo inferior de esta zona de interfaz sismogénica entre las placas de Cocos y

Caribe, ubicada al noroeste de donde ocurrieron los sismos en mención, ha mostrado poca sismicidad en el pasado y donde existe acumulación positiva de esfuerzos puede indicar una zona con potencial para generar futuros eventos sísmicos.

Resultados preliminares de la distribución de deslizamiento final en el plano de falla $289^\circ/17^\circ/85^\circ$ para el sismo de Esterillos, y para el sismo de Herradura en el plano de falla $311^\circ/20^\circ/98^\circ$, muestran una concentración de deslizamientos concéntricos alrededor del centroide con deslizamientos máximos de 0.6 y 0.1 metros, respectivamente y con una ligera concentración hacia la parte inferior de la falla para el sismo de Esterillos y hacia la superficie para el sismo de Herradura (Figura 8).

6. Discusión

El sismo del 24 de agosto del 2020, 21:51:08 hora UTC, conocido como el sismo de Herradura,

ubicado en el Pacífico Central de Costa Rica, corresponde a una falla inversa, con hipocentro a 18 km de profundidad, su centroide se encuentra debajo del epicentro a 25 km de profundidad y +1.3 segundos después del tiempo de origen. Sismos con este tipo de mecanismo focal están asociados a la interfaz Cocos-Nazca, tal y como se observa en el perfil en profundidad (Figura 6). La ubicación del centroide y de las réplicas muestran que los hipocentros se encuentran concentrados en un área pequeña y que no existe rompimiento a lo largo de la inmersión de la placa de Cocos bajo la placa Caribe.

Lo mismo ocurrió con el sismo de Esterillos con centroide por debajo del epicentro.

Estos sismos inversos de mayor magnitud están asociados con la subducción de los altos batimétricos que ingresan a lo largo del margen central del antearco de Costa Rica y forman asperezas aisladas que tienen potencial para generar sismos con una magnitud de M_w 7.3 (GCMT, 2020). El modelo de deformación de la placa superior

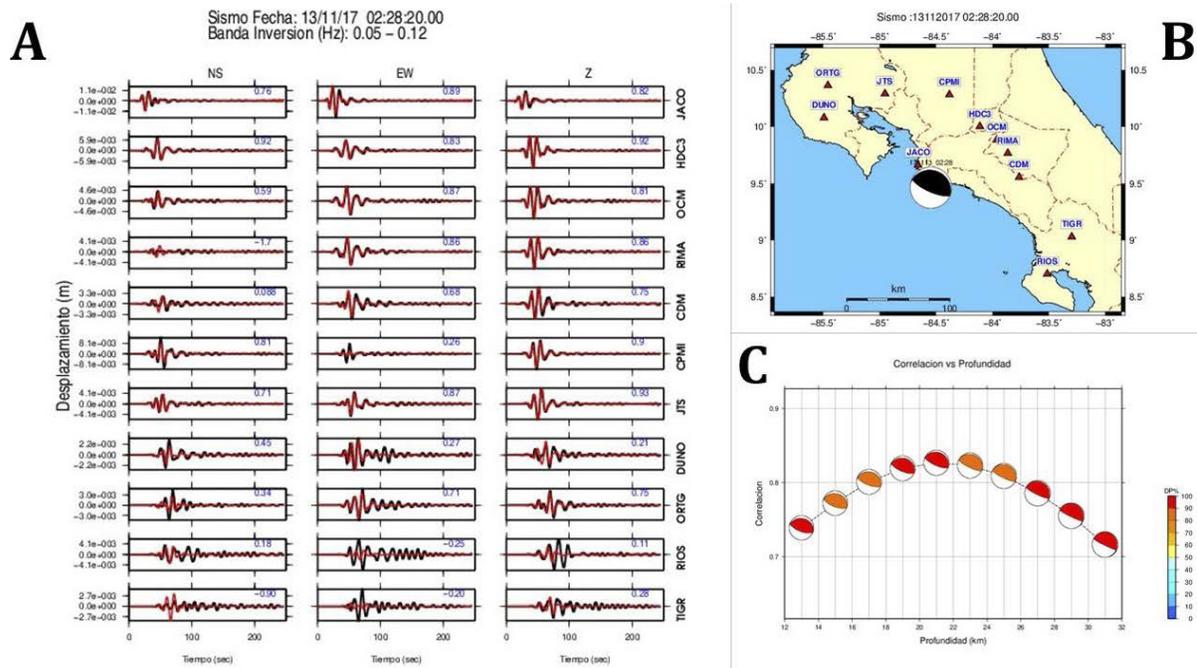


Figura 5 Inversión por el centroide y tensor de momento del sismo del 13 de noviembre de 2017. A) Gráfico de formas de ondas observadas y sintéticas en estación sísmicas usadas, en color negro y rojo, respectivamente, B) Mecanismo focal y estaciones usadas en la inversión, C) Gráfico que muestra la correlación a diferentes profundidades, con diagrama de barras indicando el porcentaje de doble par de fuerzas.

propuesto para esta región por Domínguez *et al.* (1998) indica que se desarrollan fallas inversas arqueadas delante del monte submarino, fracturas subverticales que se extienden desde arriba del monte submarino, algunas con movimiento de desplazamiento de rumbo.

El monte submarino acrecionado proporciona una aspereza local, pero podría transferir la tensión a las fracturas preexistentes en la parte superior, en relación directa con los sismos que abarcan un amplio rango de profundidades.

Estos sismos con mecanismo focal normal estarían asociados al colapso producido por la depresión creada durante la deformación del talud continental cuando el monte submarino pasa por debajo, similar a los modelos propuestos por Domínguez *et al.* (1998), von Huene *et al.* (2000), Husen *et al.* (2002), Hühnerbach *et al.* (2005) y Sak *et al.* (2009).

Esta región sobre el monte submarino se caracteriza por patrones complejos de fallas normales y deslizamientos (Sak *et al.*, 2009; Hühnerbach *et al.*, 2005), por lo que se esperarían fallas normales producidas por un monte submarino en subducción, debido al colapso del material de la placa superior (Domínguez *et al.*, 1998).

7. Conclusiones

El sismo de Herradura, 21:51:08 hora UTC, ubicado en el Pacífico Central de Costa Rica, corresponde a una falla inversa, con hipocentro a 18 km de profundidad, su centroide se encuentra debajo del epicentro a 25 km de profundidad y +1,3 segundos después del tiempo de origen, con deslizamiento en forma circular, distribución uniforme y máximos deslizamientos de 0.1 m y magnitud Mw 5.9. Sismos con este tipo de mecanismo focal están asociados a la interfaz CO-CA y asociados con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe. La disminución de la sismicidad que se observa debajo de la interfaz podría estar relacionado a un monte submarino cortado en la placa subducida.

La ubicación del centroide y de las réplicas del sismo de Herradura muestran que los hipocentros se encuentran concentrados en un área pequeña y que no existe rompimiento a lo largo de la inmersión de la placa de Cocos bajo la placa Caribe; lo mismo ocurrió con el sismo de Esterillos, a las 02:28:20.3 hora UTC, con magnitud Mw 6.4 con centroide por debajo del epicentro y máximos deslizamientos de 0.6 m y con concentración de

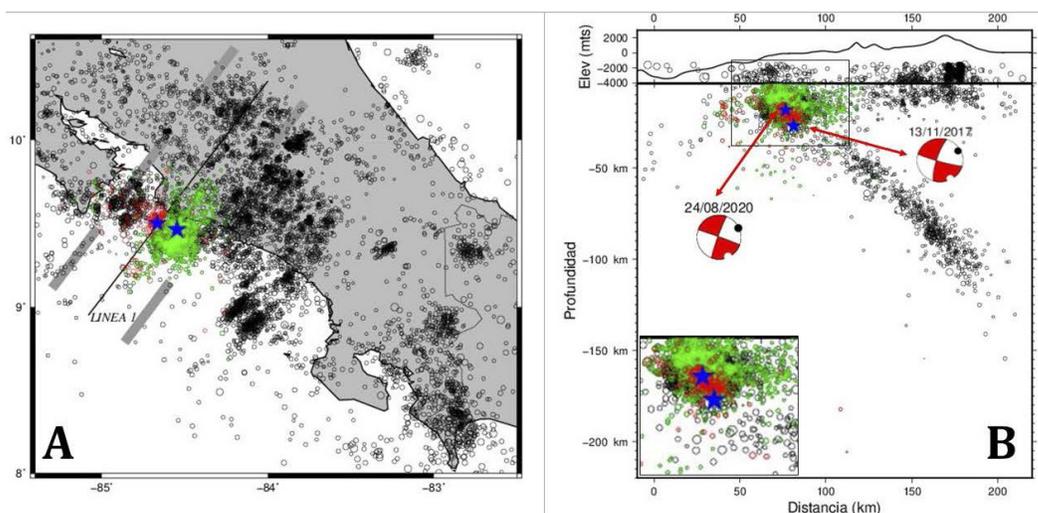


Figura 6 Epicentros de sismos registrados por la red sísmica del OVSICORI-UNA, entre 2010 hasta septiembre del 2020 representados por círculos negros, verdes y rojos, los dos últimos indican epicentros para los primeros 10 días de réplicas después de ocurrido el sismo de Esterillos y Herradura, respectivamente, B) Proyección vertical de los sismos que se encuentran a una distancia máxima de 30 km (líneas grises gruesas en mapa), a ambos lados de la línea 1 y las proyecciones de sus MF en la línea 1, se muestra el eje P y T, con círculos blancos y negros, respectivamente. Con estrellas azules se indican las localizaciones de los sismos de Herradura y Esterillos. Se presenta una ampliación en la esquina inferior izquierda de los eventos principales.

réplicas hacia la superficie y en zonas con cambio de esfuerzos de Coulomb negativos.

La acumulación de esfuerzos estáticos como lo muestra el cambio de esfuerzos de Coulomb se da en las fronteras superior e inferior de la falla en la zona de interfaz sismogénica entre la placa de Cocos y la placa Caribe, zona que se caracteriza por haber subducido montes submarinos que han

sido generadores de sismos fuertes en el pasado. La distribución de deslizamientos muestra concentración alrededor del centroide y sin deslizamiento hacia la parte inferior de la interfaz sismogénica; por lo que la distribución de esfuerzos y deslizamiento en la falla producto de estos sismos puede indicar que la parte inferior de la zona sismogénica en esta parte del Pacífico Central de Costa Rica

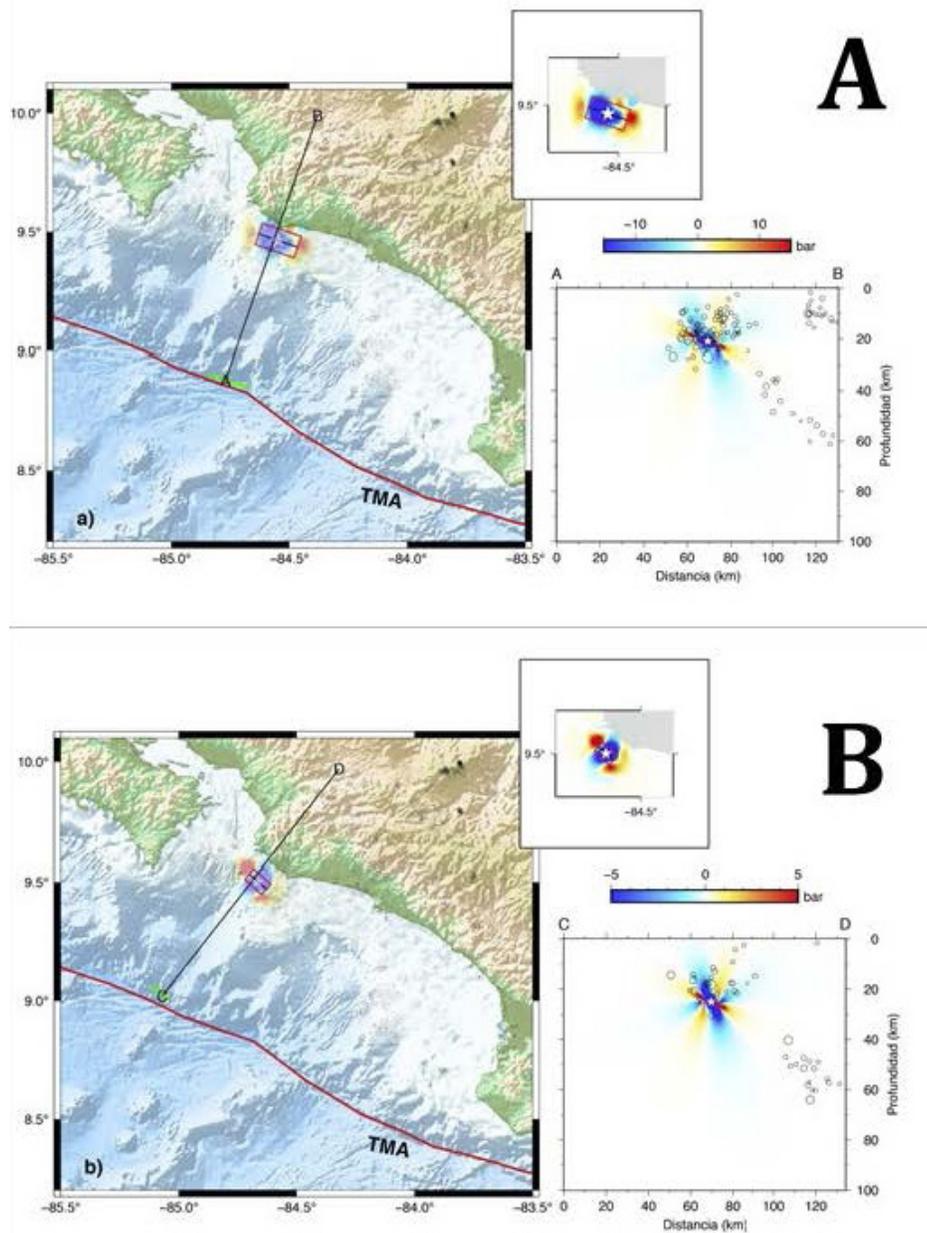


Figura 7 A) Cambios de esfuerzos estáticos de Coulomb debido al sismo del Esterillos (parámetros de falla 289°/17°/85°, $M_0=4.35e+18$ Nm, M_w 6.4, profundidad 21 km, epicentro indicado por estrella blanca, B) Cambios de esfuerzos estáticos de Coulomb debido al sismo de Herradura (parámetros de falla 11°/20°/98°, $M_0=9.719e+17$, M_w 5.9, profundidad 25 km), epicentro indicado por estrella blanca, se asume un coeficiente de fricción de 0.4. La barra de colores indica los cambios de esfuerzos de Coulomb en bares y con círculos negros se muestran algunos de las localizaciones del catálogo sísmico del OVSICORI-UNA. Una línea de color rojo muestra la TMA y en negro y verde se indica la falla en profundidad y la proyección en superficie, un cuadrado en rojo indica la dimensión de falla.

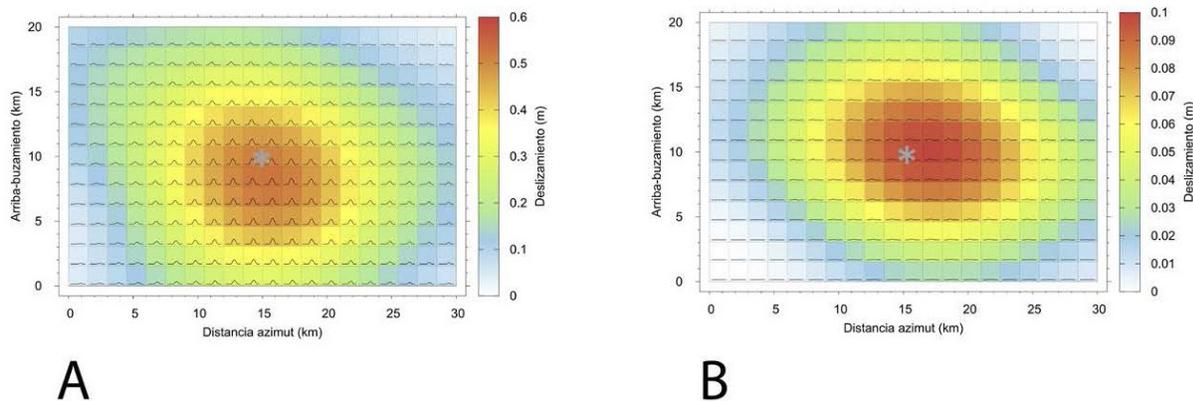


Figura 8 A) Modelo de deslizamiento obtenido a partir de la inversión de deslizamiento lineal de fallas finitas para el sismo de Esterillos, Mw 6.4, B) Modelo de deslizamiento obtenido a partir de la inversión de deslizamiento lineal de fallas finitas para el sismo de Herradura, Mw 5.9. La escala de la derecha representa la variabilidad de la amplitud de deslizamiento. El asterisco en color gris denota el centroide proyectado en el plano de falla (no se usa en la inversión). La distancia es a lo largo del azimut.

tiene alto potencial sísmico. Es posible que un monte submarino en la zona esté actuando como barrera que impide la propagación de la ruptura a lo largo de la zona de acople CO-CA.

En la proyección de la sismicidad por profundidad se observa que los sismos en la zona de contacto de las cortezas CO-CA se encuentran concentradas en la zona más superficial quedando la zona inferior de la interfaz con capacidad de romper con otro sismo fuerte o por el contrario actuar como barrera que impida el rompimiento hacia debajo de la zona sismogénica.

La magnitud del sismo de Herradura fue fuerte (Ml 6.1; Mw 5.9), sin embargo, al no ser un sismo superficial y al romper en la TMA y concentrar sus réplicas en esta zona, no generó daños en ciudades y poblados cercanos al epicentro, tal como la ciudad de Jacó (ciudad más próxima). Las intensidades instrumentales en la escala de Mercalli Modificada (MMI) máximas de VI y aceleraciones pico de $\sim 12\%$ en la estación más cercana al epicentro, provocó caída de objetos y pánico en las personas en el área de mayor aceleración del suelo, sin embargo, no se reportaron daños a estructuras o pérdidas de vidas.

Agradecimientos

Agradecemos al editor en jefe Dr. Antoni Camprubí y a los dos revisores anónimos por sus

comentarios constructivos y sugerencias para mejorar este trabajo. Agradecemos también a la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) por los fondos económicos facilitados al OVSICORI-UNA, mediante la ley 8488 para el mantenimiento de la red de monitoreo sísmico en el país y al equipo de profesionales del OVSICORI-UNA por su arduo trabajo en mantener en operación la red sísmica y por el trabajo realizado para la recopilación de la sismicidad del país desde 1984 y a la Universidad Nacional por medio del OVSICORI-UNA por permitir el uso de los datos sísmicos. Se agradece al Dr. Allan López por su generosa contribución en la forma de usar el paquete Coulomb3.3 y al Dr. Esteban Poveda de la Red Sísmica de Colombia por la ayuda con el cálculo de la distribución de deslizamiento en la falla producto de estos sismos fuertes, y a ambos por la discusión sobre los cambios de esfuerzos; distribución y tasa de deslizamientos de los sismos analizados aquí.

Referencias

Barckhausen, U., Ranero, C., Cande, S., Roeser, H., 2001, Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models: *Journal of Geophysical Research*, 106, 19207–19220. <https://doi.org/10.1029/2001JB000238>

- Bilek, S., Schwartz, Y., Heather, R., DeShon, H., 2003, Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior: *Geology*, 31 (5), 455-458. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0455:COSROE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0455:COSROE>2.0.CO;2)
- Boulder Real Time Technologies (BRTT), 2010, Software Antelope, Boulder, Colorado. www.brtt.com
- Bratt, S.R., Bache, T.C., 1988, Location Estimation using regional array data: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 780-798.
- Dominguez, S., Lallemand, S. E., Malavieille, J., von Huene, R., 1998, Upper plate deformation associated with seamount subduction: *Tectonophysics*, 293(3-4), 207-224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00086-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00086-9)
- Dziewonski, A., Chou T., Woodhouse, J., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86, 2825-2852. <https://doi:10.1029/JB086iB04p02825>
- Ekström, G., Nettles, A., Dziewonski, M., 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9. <https://doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Fan, C., Pavlis, G., Tuncay, K., 2006, GCLGRID: A three-dimensional geographical curvilinear grid library for computational seismology: *Computers in Geosciences*, 32, 371-381. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.07.001>
- Fisher, D., Gardner, T., Marshall, J., Sak, P., Protti, M., 1998, Effect of subducting seafloor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica: *Geology*, 26(5), 467-470. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0467:EOSSFR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0467:EOSSFR>2.3.CO;2)
- Gallovic, F., Imperatori, W., Mai, P. M., 2014, Effects of three-dimensional crustal structure and smoothing constraint on earthquake slip inversions: case study of the Mw6.3 2009 L'Aquila earthquake: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 428-449, <https://doi.org/10.1002/2014JB011650>
- Gallovic, F., Zahradník, J., 2011, Toward understanding slip-inversion uncertainty and artifacts 2: Singular value analysis: *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-12. <https://doi.org/10.1029/2010JB007814>
- Gardner, T., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K., Bullard, T., Wells, S., 1992, Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica: *GSA Bulletin*, 104 (2), 219-232. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0219:QUATAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0219:QUATAC>2.3.CO;2)
- Guendel, F., 1986, Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench: Universidad de California, USA, Tesis doctoral.
- Global Catalogue, 2020, Global CMT Catalogue. <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Hauff F., Hoernle K., Schmincke H.U., Werner R., 1997, A Mid Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments: *International Journal of Earth Sciences*, 86, 141-155. <https://doi.org/10.1007/PL00009938>
- Hühnerbach, V., Masson, D. G., Bohrmann, G., Bull, J. M., Weinrebe, W., 2005, Deformation and submarine landsliding caused by seamount subduction beneath the Costa Rica continental margin-new insights from high-resolution sidescan sonar data: *Geological Society, London*, 244(1), 195-205. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.244.01.12>
- Husen, S., Kissling, E., Quintero, R., 2002, Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: The cause of the 1990 Mw = 7.0 Gulf of Nicoya earthquake: *Geophysical*

- Research Letters, 29, 79-1-79-4. <https://doi.org/10.1029/2001GL014045>
- Hutton, K., Boore, D., 1987, The ML scale in southern California: Bulletin of the Seismological Society of America, 77 (6), 2074-2094.
- Hoernle, K., Hauff, F., 2007, Oceanic igneous complexes in Central America, en Bunschuh, J., Alvarado, G. (Eds.), Central America: Geology, Resources and Hazards. London: CRC Press, 523-548. <https://doi.org/10.1201/9780203947043>
- International Seismological Center, 2020, Summary of the Bulletin of the ISC. <http://www.isc.ac.uk>
- Kennett, B., Engdahl E., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification: Geophysical Journal International, 122, 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Klein, E., 1984, User's guide to Hypoinverse, a program for Vax and Pc350 computers to solve for earthquake locations: U. S. Geological Survey, Open File Report 84-000. <https://doi.org/10.3133/ofr89314>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E., 2014, A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15, 3849-3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Kolarsky, R., Mann, P., 1995, Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama, en Mann, P. (ed.), Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: GSA, Special Papers, 131-157. <https://doi.org/10.1130/SPE295-p131>
- Lienert, B. R., Haskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally: Seismological Research Letters, 66, 26 - 36. <https://doi.org/10.1785/gssrl.66.5.26>
- Lin, J., R.S. Stein., 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults: Journal of Geophysical Research, 109, 1-19. <https://doi.org/10.1029/2003JB00260>
- Marshall, J., Fisher, D., Gardner, T., 2000, Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama Block: Tectonics 19(3), 468-492. <https://doi.org/10.1029/1999TC001136>
- Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Poblete, F., 2017, Middle to late Miocene contractional deformation in Costa Rica triggered by plate geodynamics: Tectonics, 36(12), 2936-2949. <https://doi.org/10.1002/2017TC004626>
- Richter, C. F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale: Bulletin of the Seismological Society of America, 25, 1-32.
- OVSICORI-UNA, 2020, Catálogo sísmico en línea. <http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php/localizacion-automatica>.
- OVSICORI-UNA, 24 de agosto de 2020, Reporte de sismo día: 2020-08-24, [Publicación de estado]. Facebook. <https://www.facebook.com/OVSICORI/photos/a.120485684655365/3126011160769454/?type=3>
- Protti, M., Güendel, F., McNally, K., 1994, The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 84, 271-287. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90046-9)
- Protti, M., Güendel, F., McNally, K., 1995a, Correlation between the age of the subducting Cocos Plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica: Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, 309-326. <https://doi.org/10.1130/SPE295-p309>
- Protti, M., McNally, K., Pacheco, J., González, V., Montero, C., Segura, J., Brenes, J., Barboza, V., Malavassi, E., Güendel, F., Simila, G.,

- Rojas, D., Velasco, A., Mata, A., Schillinger, W., 1995b, The March 25, 1990 (M_w = 7.0, M_L = 6.8), earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: Its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100 (B10), 20345– 20358. <https://doi.org/10.1029/94JB03099>
- Proyecto Global Centroide Momento Tensor (GCMT), 2020, Catalogo en línea. <https://www.globalcmt.org/>
- Quintero, R., Kissling, E., 2001, An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica: *Geofísica Internacional*, (40) 1, 3-19.
- Quintero, R., Zahradník, J., Sokos, E., 2014, Near-regional CMT and multiple-point source solution of the September 5, 2012, Nicoya, Costa Rica Mw 7.6 (GCMT) earthquake: *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 155–165. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.009>
- Sak, P. B., Fisher, D. M., Gardner, T. W., Marshall, J. S., LaFemina, P. C., 2009, Rough crust subduction, forearc kinematics, and Quaternary uplift rates, Costa Rican segment of the Middle American Trench: *Geological Society of America Bulletin*, 121(7-8), 992-1012. <https://doi.org/10.1130/B26237.1>
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., 2003, Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction: *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 2564, <https://doi:10.1029/2003JB002431>
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J., Salieri S, 2005, Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galapagos hotspot: *Geophysical Journal International*, 161(3), 763-788. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x>
- Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), 2020, M 6.0 - 4 km S of Jacó, Costa Rica. Nota técnica.
- Sokos, E., Zahradník, J., 2008, ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data: *Computers and Geosciences*, 34, 967-977. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.005>
- Sokos, E., Zahradník, J., 2013, Evaluating centroid_moment tensor uncertainty in the new version of ISOLA software: *Seismological Research Letters*, 84 (4), 656-665. <https://doi.org/10.1785/0220130002>
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., Bollinger, G., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data: *Earthquake notes*, 55.
- Toda, S., R. S. Stein., K. Richards-Dinger and S. Bozkurt, 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer: *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 110, 1-17. <https://doi.org/10.1029/2004JB003415>
- Tsuboi, S., Abe, K., Takano, K., Yamanaka, Y., 1995, Rapid Determination of Mw from Broadband P waveforms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85 (2), 606–613.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W., Hinz, K., 2000, Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism: *Tectonics*, 19(2), 314-334. <https://doi.org/10.1029/1999TC001143>
- von Huene, R., Bialas, J., Flueh, E., Cropp, B., Csernok, T., Fabel, E., Hoffman, J., Emeis, K., Holler, P., Jeschke, G., Leandro, C. M., Perez, I., Chavarria, J., Florez, A., Escobedo, D., Leon, R., Barrios, O., 1995, Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica, en Mann, P. (Ed.) *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Geological Society of America, Special Paper*, 295, 291-307. <https://doi.org/10.1130/SPE295-p291>
- Wald, D., Worder, B., Quitoriano, V., Pankow, K., 2005, ShakeMap manual: technical manual, user's guide, and software guide. U.S.

- Geological Survey, Techniques and Methods 12-A1, 132.
- Walther, C.H., Bialas, J., Flueh, E.R., 2000, Crustal structure of the Cocos Ridge off Costa Rica. Preliminary results from a seismic wide-angle experiment, EOS: American Geophysical Union Fall Meet. Suppl., 81, Abstract T11A-03.
- Walther, C., 2003, The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 108(B3), 2136. <https://doi.org/10.1029/2001JB000888>
- Walther, C., Flueh, E., 2002, Remnant of the ancient Farallon Plate breakup: a low-velocity body in the lower oceanic crust of Nicoya Peninsula, Costa Rica-evidence from wide-angle seismic: *Geophysical Research Letters*, 29, 1939. <https://doi:10.1029/2002GL015026>
- Watts, B., Koppers, A., Robinson, D., 2010, Seamount subduction and earthquakes: *Oceanography*, 23(1), 166–173. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.68>
- Werner, R., Hoernle, K., Van Den Bogaard P., Ranero, C., von Huene, R., Korich, D., 1999, Drowned 14-m.y.-old Galapagos archipelago off the coast of Costa Rica: implications for tectonic and evolutionary models: *Geology*, 27 (6), 499–502. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2)
- Wilson D.S., Teagle D.A., Acton G.D., 2003, First results from hole 1256D-a new ocean-crust reference hole drilled in fast-spread crust during ODP Leg 206, *Eos Transactions American Geophysical Union*, 84(46), U12A-02.