

Evaluación del potencial de tsunamis locales con base en análisis sismo-tectónico en el Caribe de Costa Rica

Evaluation of local tsunami potential based on seismic-tectonic analysis in the Caribbean of Costa Rica

Natalia Zamora^{1,2*}, Mario Arroyo-Solórzano³, Hernán Porras⁴, Silvia Chacón⁴,
Fabio Rivera⁴ y Anthony Murillo⁴

¹Centro de Supercomputadores de Barcelona (BSC) – Centro Nacional de Supercomputadores,
Barcelona, España

²Fundación Tropos (FunTropos), Heredia, Costa Rica

³Universidad de Costa Rica (UCR), Escuela Centroamericana de Geología (ECG) y Red
Sismológica Nacional (RSN), San José, Costa Rica

⁴Sistema Nacional de Monitoreo de Tsunamis (Sinamot-UNA), Heredia, Costa Rica

*Autora para contacto: natalia.zamora@bsc.es

(Recibido: 17/01/2021; aceptado: 09/04/2021)

ABSTRACT: In Costa Rica, despite their relative low frequency, tsunamis could pose risk to coastal communities. The integration of geophysical and geological information allows the interpretation of possible rupture areas for which tsunami propagation and inundation is evaluated through numerical modeling along the Caribbean of Costa Rica and areas adjacent to the tsunamigenic earthquake that occurred in 1991 (Mw 7.7). The results show that the tsunami threat in the Caribbean of Costa Rica arises particularly from earthquakes generated in the North Panama Deformation Belt. In addition, it is shown that medium-magnitude earthquakes (Mw ~ 7) in high-angle faults can cause local tsunamis. This work can be used as a basis for the generation of evacuation maps and awareness of the tsunami threat in the area.

Keywords: Maximum Expected Earthquake Scenario; Coseismic Slip; Tsunami Numerical Simulations; Caribbean; Costa Rica.

RESUMEN: En Costa Rica, pese a su relativa baja frecuencia, los tsunamis suponen un riesgo en las comunidades costeras. La integración de información geofísica y geológica permite la interpretación de posibles áreas de ruptura para las cuales se evalúa la propagación e inundación de tsunamis a través de simulaciones numéricas en el Caribe de Costa Rica y zonas adyacentes al sismo tsunamigénico ocurrido en 1991 (Mw 7.7). Los resultados muestran que el peligro de inundación por tsunamis en el Caribe de Costa Rica devenga particularmente de sismos generados en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Además, se muestra que sismos de mediana magnitud (Mw~7) en fallas de alto ángulo, pueden provocar tsunamis locales. Este trabajo puede ser usado como base para la generación de mapas de evacuación y concientización del peligro de tsunamis en la zona.

Palabras clave: escenario sísmico máximo; deslizamiento cósmico; simulación numérica de tsunami; Caribe; Costa Rica.



INTRODUCCIÓN

Los sismos pueden tener otros procesos naturales asociados, como los tsunamis, que si bien no ocurren frecuentemente, pueden generar muchos daños. Los tsunamis se generan por una deformación del fondo marino o por un desplazamiento de la columna de agua causados también por deslizamientos submarinos o subaéreos y erupciones volcánicas. La mayoría de los tsunamis en la historia se han registrado a lo largo del océano Pacífico (NCEI/WDS, 2020), sin embargo, en la cuenca del Caribe también existe un potencial tsunamigénico que ha sido menos explorado.

El 22 de abril de 1991 a las 21:56:51 UTC (15:56:51 hora local) ocurrió un sismo en el Caribe sur de Costa Rica con epicentro en las coordenadas 9,685°N y 83,073°W (NEIC, 2020; Goes, Velasco, Schwartz y Lay, 1993). La profundidad del sismo fue de aproximadamente ~15 km con una magnitud momento M_w 7,7 (Protti y Schwartz 1994). Las comunidades cercanas al epicentro sufrieron graves daños por el sismo (Montero, Segura, Malavassi, Güendel, González, Fernández y McNally, 1991; RSN-UCR, 2019).

Este sismo generó un tsunami que fue observado en 26 puntos desde Tortuguero hasta Gandoca, con un runup máximo de 3 m y una distancia de inundación máxima de 180 m (Chacón, Murillo y Rivera, 2021; Nishenko, Camacho, Astorga, Morales y Preuss, en prensa; Plafker y Ward, 1992). Aunque el tsunami no causó ningún daño material, sí causó al menos tres muertes en Costa Rica (Chacón et al., 2021). Sus efectos se observaron también en la provincia de Bocas del Toro en Panamá (Camacho, 1993; 1994) y fue registrado en los mareógrafos de Cocosolo en Panamá, Isla Magueyes en Puerto Rico y Limetree en US Virgin Islands (Nishenko et al., en prensa).

El sismo tsunamigénico de 1991 y la nueva información histórica de tsunamis anteriores en esta región (p.ej. Chacón et al., 2021; Molina, 1997), dejó en evidencia que esta zona tectónicamente compleja está expuesta a estos eventos. Sin embargo, no existen a la fecha estudios que evalúen la posibilidad de que otras estructuras tectónicas de la región sean capaces de generar tsunamis. A pesar de algunos intentos de definir peores escenarios de tsunamis originados en el Caribe de Costa Rica (Chacón y Zamora, 2017; UNESCO/IOC, 2018), aún se desconoce si el potencial tsunamigénico de esta zona es mayor a los eventos históricos documentados, sin mencionar que pudieran existir algunos otros eventos no documentados.

Este trabajo tiene como objetivo principal determinar el potencial tsunamigénico de fuentes sísmicas a lo largo del Caribe de Costa Rica y zonas adyacentes (Fig. 1). Para esto se identifican fuentes sísmicas y se aproximan las magnitudes máximas a lo largo de las rupturas más probables, definiendo así posibles escenarios de tsunamis. Se consideran sólo rupturas máximas y no un rango de magnitudes como lo requiere, por ejemplo, la evaluación probabilística de tsunamis realizada en la región (Zamora y Babeyko, 2020), con la incorporación de incertidumbres asociadas a la parametrización de fuentes tsunamigénicas.

CONTEXTO TECTÓNICO

La zona Caribe de Costa Rica se caracteriza por una zona trasarco definida hacia el norte de Moín (Fig. 1), y hacia el sur un régimen compresivo con predominancia de una zona de sobrecorrimientos entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá (p.ej. Adamek, Frohlich y Pennington, 1988; Silver, Reed, Tagudin y Heil, 1990). Esta zona también ha sido clasificada como un margen colisional (Suárez, Pardo, Domínguez, Ponce, Montero, Boschini y Rojas, 1995); y más recientemente se propone como una zona de convergencia donde la placa Caribe se subduce bajo la microplaca de Panamá (Arroyo y Linkimer, 2021), consistente con la propuesta de Camacho, Hutton y Pacheco (2010) para el centro de Panamá.

El Caribe de Costa Rica se subdivide en la cuenca Limón norte y sur. El límite estructural entre estos sectores es una zona de sismicidad activa conocida como Alto Moín (Fig. 2), que marca la transición entre el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) (Marshall, Fisher y Gardner, 2000; W. Montero, 2001) y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) (Fernández, Bottazzi, Barboza y Astorga, 1994; Montero, 2014; Protti y Schwartz, 1994).

La cuenca de Limón es el producto de una deposición poco profunda y en ambientes de turbidez, con aporte sedimentario resultante de la erosión de la Cordillera de Talamanca y Volcánica Central (Alvarado y Cárdenas, 2017), que está tectónicamente controlada por pliegues con ejes E-W y NW-SE y con fallas rumbo NS, EW y NW-SE (Brandes, Astorga, Back, Littke y Winsemann, 2007a). Se extiende a lo largo de la actual planicie costera y la plataforma continental (Fig. 1), tiene aproximadamente 250 km de largo y 130 km de ancho, delimitada en el norte por el Escarpe de Hess, al oeste por el arco volcánico actual, y al este por la continuación del CDNP en el mar (Fig. 1).

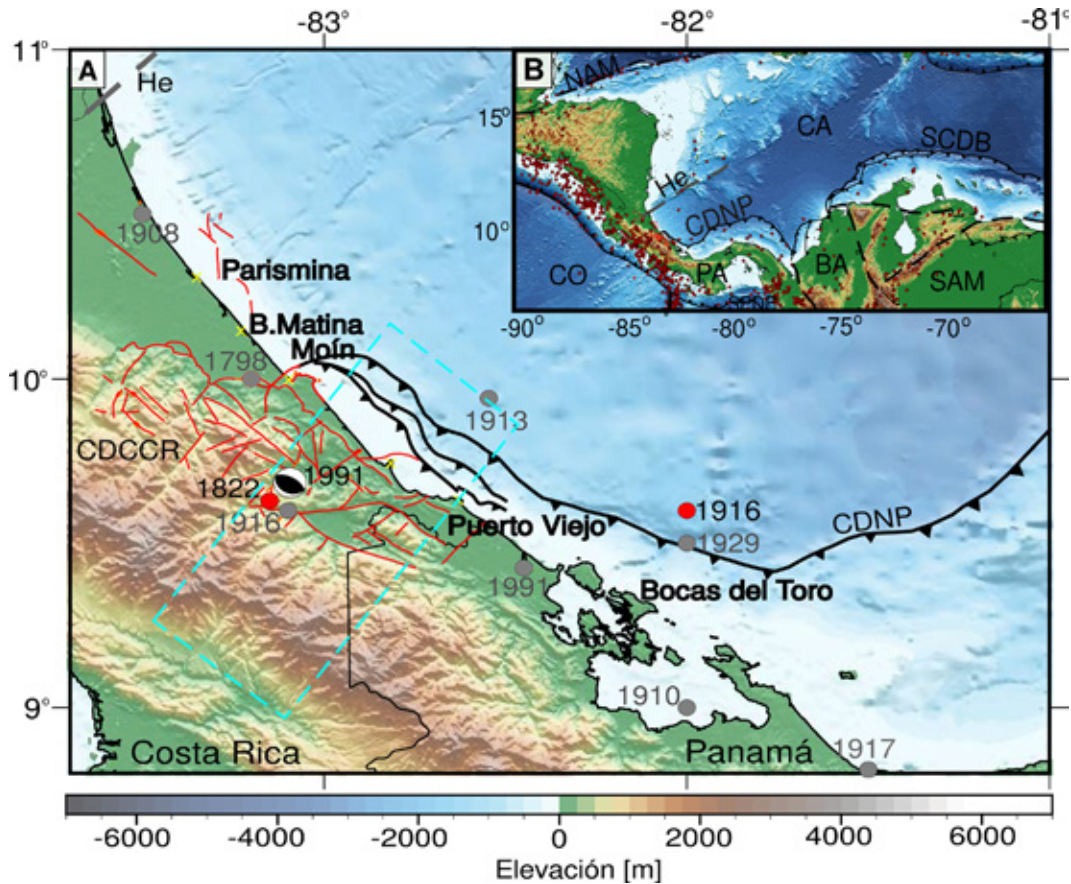


Fig. 1: A) Contexto tectónico del Caribe de Costa Rica y noroeste de Panamá. Círculos rojos muestran los sismos Mw a 6.0 solo para el Caribe. El mecanismo focal del sismo 1991 (Mw 7.7) es obtenido de Goes et al. (1993). Estructuras color rojo según Denyer et al. (2009). Círculos y números grises muestran sismos entre Mw 6-6.9 en la zona Caribe (Arroyo, 2019). Círculos rojos muestran los sismos Mw a 6.0 solo para el Caribe. Estructuras color rojo según Denyer et al. (2009). El recuadro color cyan indica la zona analizada por Protti y Schwartz (1994) mostrada en Fig. 6. B) Mapa tectónico regional en el que se enmarca la zona de estudio. NAM: placa Norteamericana; CO: placa Coco; CA: placa Caribe; PA: microplaca de Panamá; BA: Bloque Andino; SAM: placa Suramericana; He: Escarpe de Hess; CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá; CDCCR: Cinturón Deformado Centro de Costa Rica; SPDB: Zona de Deformación del Sur de Panamá; SCDB: Cinturón Deformado del Caribe Sur. Círculos rojos: sismicidad mayor a Mw 6.5 (Alvarado et al., 2017).

Cuenca de Limón norte

La cuenca de Limón norte se caracteriza por una morfología de llanura costera relativamente recta que se extiende por una franja de 10–15 km de ancho con crestas de playa paralelas a la costa (Parkinson, Cortés y Denyer, 1998). Esta cuenca es un depocentro amplio y estructuralmente homogéneo, con fallas lítricas normales, activas durante el Cuaternario (Brandes et al., 2007a). Estas fallas parcialmente continuas se extienden a lo largo de varias decenas de kilómetros en dirección NW-SE. En esta cuenca se han experimentado terremotos históricos de baja a mediana magnitud. La mayor actividad sísmica ha sido reportada en la región que comprende las llanuras de Nicaragua e incluye el Escarpe de Hess, la región entre las llanuras del norte de Costa Rica y la parte sur de la depresión de Nicaragua y la región que incluye los terremotos al este de la desembocadura del río Parismina (Brenes Marín, 1992; Linkimer, Arroyo, Alvarado, Arroyo y Bakkar, 2018). Aunque el escarpe de Hess no ha estado sísmicamente activo en comparación con otras regiones tectónicas, existen reportes de una actividad moderada cerca de Nicaragua con mecanismos focales sinestrales y componente normal (Carvajal-Arenas y Mann, 2018). Asimismo, las secciones transversales en el sector entre las llanuras del norte de Costa Rica y la parte sur de la depresión de Nicaragua muestran

varias fallas lítricas normales (Fig. 2A). Asociado a este sistema de fallas se tiene una sismicidad de magnitudes bajas (2,5 - 4,2 Mw), y la magnitud máxima asignada a esta zona es Mw 6,8 (Alvarado et al., 2017; Benito et al., 2012). Todos los sismos han tenido profundidades menores a 20 km, con predominio de profundidades entre 10 y 20 km (Linkimer et al., 2018).

Históricamente, existen referencias sobre terremotos en la zona limítrofe entre Costa Rica y Nicaragua en los años 1648, 1651 y 1663. De acuerdo con Peraldo y Montero (2007), estos terremotos levantaron los caudales del río San Juan, haciendo imposible que embarcaciones de cierto tamaño pudiesen recorrer sectores del río. Las líneas sísmicas interpretadas por Brandes et al. (2007a) muestran al pie de la pendiente una falla de cabalgamiento basal que estaría asociada a estos eventos sísmicos.

Hacia el sector de Parismina (Fig. 2B), las fallas normales lítricas se extienden a lo largo de varias decenas de kilómetros en dirección NW-SE y se unen en un desprendimiento sub-horizontal situado entre 2,5 a 3 km (Brandes et al., 2007a). Las imágenes sísmicas (Brandes, Astorga, Littke y Winsemann, 2008) muestran fallas lítricas que producen una pequeña estructura de graben hacia el SW (Fig. 2B). En esta área se origina un enjambre sísmico de sismicidad constante denominado “nido de Parismina” y destaca por encontrarse en una zona de baja sismicidad. El mayor evento sísmico registrado ocurrió en 1968 con una magnitud de 5,6 Mb (Brenes Marín, 1992). En esta región normalmente ocurren eventos sísmicos por debajo de 4,2 Mb a una profundidad entre 15 y 20 km (Brenes Marín, 1992). Los sismos están ligeramente alineados al NE, y el mecanismo focal compuesto sugiere una falla de desplazamiento de rumbo sinistral (Brenes Marín, 1992).

Cuenca de Limón sur

La cuenca de Limón Sur se caracteriza por un fuerte régimen compresivo que incluye varios terremotos de gran magnitud (Alvarado y Cárdenas, 2017; Brandes et al., 2007a). Los perfiles sísmicos en este sector muestran una orientación en dirección NE-SW (Brandes et al., 2007a; Brandes, Astorga, Back, Littke y Winsemann, 2007b; Fernández et al., 1994) y sus unidades sedimentarias presentan una vergencia NE, hacia el mar. El máximo espesor de sedimentos se observa en las cercanías de la línea costera actual. Estructuralmente este sector pertenece al CDNP el cual es una ancha zona arqueada activa de pliegues y cabalgamientos, en el margen Caribe de Panamá (Silver et al., 1990). La traza de la estructura más predominante del CDNP hacia el oriente, se separa solo 20 km de la costa del Caribe sur de Costa Rica, lo que tiene una implicación en la deformación y la generación de tsunamis.

El sistema de corrimientos de Limón Sur se caracteriza por presentar una serie de anticlinales asimétricos, fallas lítricas y planos con rumbo predominantes en dirección noroeste, con un nivel de despegue a una profundidad de 5 a 7 km en el trasarco externo (Fig. 2C). Lo anterior se obtiene del análisis de líneas sísmicas marinas que proponen Brandes et al. (2007b; 2008), mientras que en el trasarco interno los corrimientos tienen una mayor profundidad alcanzando los 20 km (Protti y Schwartz, 1994). Este sector presenta principalmente un régimen de tipo compresivo, donde cerca de una docena de grandes terremotos (Mw ~ 6,1-7,9) han ocurrido entre 1798 y 1991 (Camacho y Víquez, 1993).

El último terremoto tsunamigénico de gran magnitud en la cuenca Limón Sur ocurrió el 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) en el Valle de la Estrella, y es el resultado de una zona tectónicamente compleja de crecimiento y propagación de la faja de corrimientos con la activación de al menos tres fallas corticales (Denyer, Arias y Personius, 1994a), o como proponen recientemente Arroyo y Linkimer (2021), a lo largo de una zona de subducción que también ha sido descrita en el Caribe central de Panamá (Camacho et al., 2010). Los sismos del 7 de mayo de 1822, del 24 y 26 de abril de 1916, y del 7 de enero de 1953 (Fig. 1A) se han asociado también al CDNP (Alvarado et al., 2017; Arroyo, 2019; Rojas, Bungum y Lindholm, 1993; Camacho y Víquez, 1993). El evento de 1991 se encuentra junto con los sismos de 1822 y 1916 (Mw 7,3 y 7,7) entre los terremotos más dañinos que han afectado esta zona del país. Asimismo, existen registros de otros tres sismos tsunamigénicos en la costa Caribe de Costa Rica, que ocurrieron el 21 de junio de 1746, 22 de febrero de 1798 y en 1822 en Boca Matina (Chacón et al., 2021).

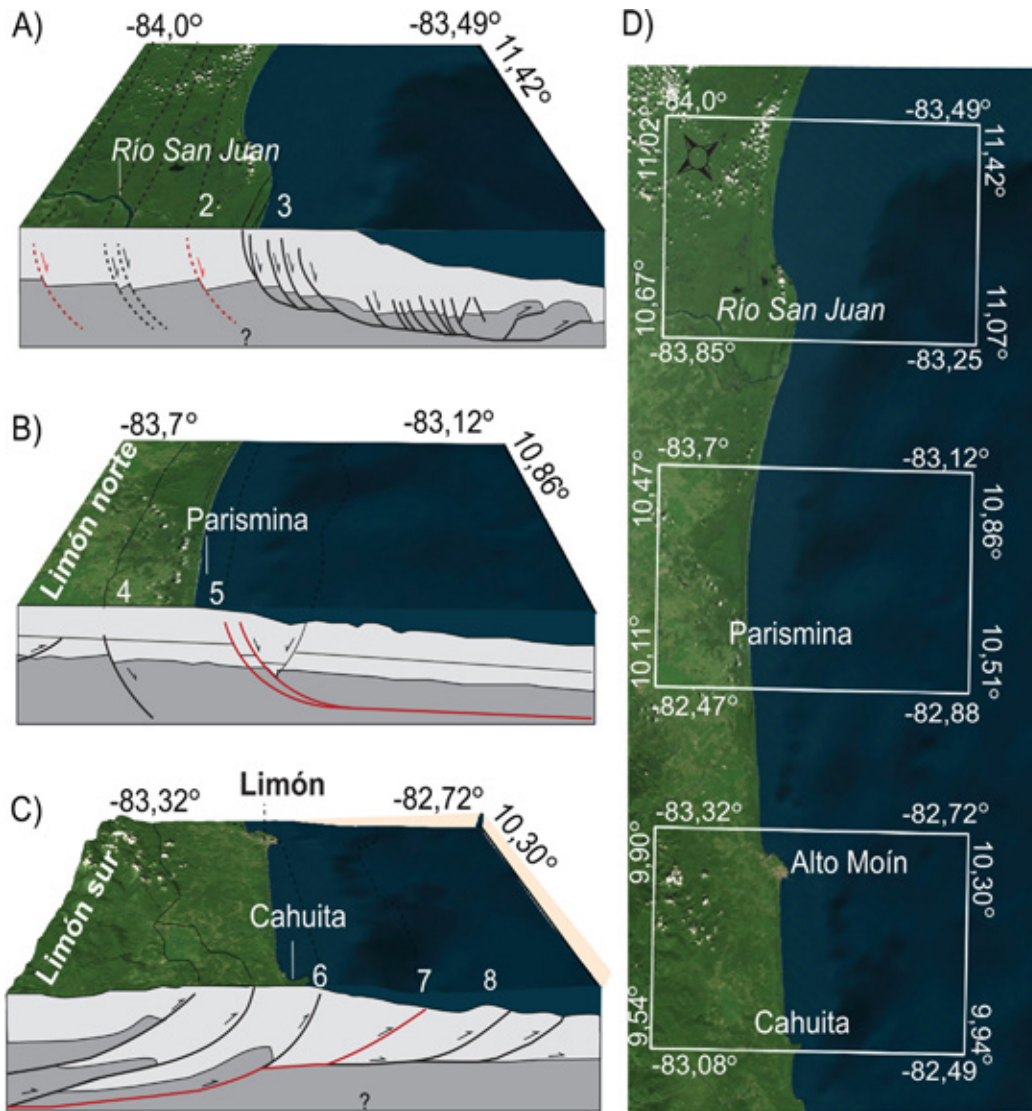


Fig. 2: Bloques esquemáticos que muestran las principales estructuras en el Caribe de Costa Rica, usados para definir planos de ruptura (p.ej. rumbo y buzamiento). A) Zona de San Juan. B) Zona de Parismina C) Zona de Cahuita. D) Los polígonos blancos muestran la extensión de los bloques del panel izquierdo. Modificado de Brandes et al. (2007a). Los números blancos hacen referencia a los planos de ruptura seleccionados en este trabajo.

MÉTODOS

Delimitación de rupturas sísmicas

La estimación del potencial de tsunamis se define, en este trabajo, a partir de escenarios sísmicos ubicados en la zona trasarco en el límite de Nicaragua y la cuenca Limón norte y a lo largo de la zona del Cinturón Deformado del Norte de Panamá. La primera fase de la investigación consistió en la integración de datos sismológicos y geofísicos. Específicamente se realiza

un análisis espacial de la sismicidad basado en los hipocentros, los mecanismos focales y las magnitudes máximas registradas en las zonas de interés. Por otra parte, se analizaron las fallas de la zona con base en la tectónica local (Denyer, Montero y Alvarado, 2003; 2009).

Además, se utiliza como referencia el trabajo de Alvarado et al. (2017), quienes proponen una segmentación sismotectónica con 58 zonas sísmicas a lo largo de América Central divididas según regímenes tectónicos predominantes de placa superior, interplaca e intraplaca. En el Caribe sur, definen tres zonas sismogénicas o segmentos de la placa superior o corticales, relacionadas con el trasarco del Caribe de Nicaragua y Costa Rica (N12, N13-N14, C10, en Fig. 3A). En estos segmentos, la sismicidad superficial (< 35 km) ocurre cuando la placa Caribe y microplaca de Panamá se deforman internamente e interactúan entre sí o con bloques vecinos (Fig. 1B).

Otros tres segmentos son definidos por Alvarado et al. (2017) a lo largo de la microplaca de Panamá, correspondientes principalmente a áreas de alta deformación cortical en los límites de placas del CDNP, que se extiende frente a la costa caribeña de Panamá con una forma arqueada desde la frontera entre Panamá y Colombia hasta la costa noroeste de Puerto Limón en Costa Rica (p.ej. P8, P9 y P10-C8). Además, Alvarado et al. (2017) definen una fuente sísmica de interplaca que denominan interfaz San Blas-Darién-Choco, Panamá (Psi10), la cual también incorporamos en esta investigación (Fig. 3A).

Los perfiles sísmicos interpretados por Brandes et al. (2007b; 2008) se usan para definir estructuras específicas en las zonas propuestas por Alvarado et al. (2017), respaldando la definición de posibles planos de ruptura como se muestra en la figura 2. Con la superposición de los mecanismos focales se puede determinar el plano principal y, de esta manera, obtener el rumbo y buzamiento. Así, a partir de la integración de todos los datos disponibles se realiza la delimitación tridimensional de las estructuras tectónicas, y se integran con los patrones de sismicidad para caracterizar los escenarios sísmicos.

Se ha considerado el evento máximo probable sugerido en Alvarado et al. (2017), que en algunos casos se ha modificado justificado por la sismicidad y tamaño de la ruptura con base en leyes de escalamiento (Blaser, Kruger, Ohrnberger y Scherbaum, 2010), que relacionan el área y la magnitud momento. Finalmente, a partir de la formulación del momento sísmico (Aki, 1966) se estima el deslizamiento promedio correspondiente. Se determinan los siguientes parámetros que caracterizan la ruptura: ubicación y profundidad del centro de cada subfalla, rumbo de la zona de falla, buzamiento, ángulo del deslizamiento cosísmico (rake), deslizamiento de la subfalla, largo y ancho de cada ruptura uniforme. Para cada uno de los escenarios se estima el deslizamiento cosísmico promedio cumpliendo con las leyes de escalamiento de Blaser et al. (2010).

Simulaciones numéricas de tsunamis

Las simulaciones numéricas de la generación, propagación e inundación se desarrollaron con el modelo Tsunami-HySEA (Macías, Castro, Ortega, Escalante y González-Vida, 2017) diseñado específicamente para simulaciones de tsunamis generados por terremotos. Este es un modelo basado en GPUs (Graphical Computing Units) que lo hace computacionalmente muy veloz. El modelo Tsunami-HySEA resuelve el sistema bidimensional de aguas someras utilizando una aproximación de volúmenes finitos en la propagación, el modelo dispersivo implementa un esquema numérico de volumen finito/diferencia (FV/FD) híbrido de segundo orden (<https://edanya.uma.es/hysea/index.php>).

En la etapa de generación, existen varias opciones para incorporar la deformación del fondo o condición inicial del tsunami, en este trabajo se ha utilizado el modelo rectangular de Okada (Okada, 1985). Este modelo requiere de los parámetros que caracterizan la ruptura como se especificó en la sección anterior. Se asume una deformación súbita, es decir, que en cada ruptura no se aplican pasos de tiempo para simular una ruptura cinemática.

Tsunami-HySEA realiza una anidación de grillas (mallas) topo-batimétricas en dos sentidos o anidación ‘en línea’. Esto requiere concordancia en la batimetría de las mallas en las zonas en las que se traslapan, y deben de tener una relación en potencias de 2. Se prepararon cuatro niveles de mallas con resoluciones de 64, 16, 4 y 1 segundos de arco. La malla del nivel 1 comprende todo el Mar Caribe (Fig. 4A), las mallas 2 y 3 cubren el Caribe sur de Costa Rica (Figs. 4B-C) y la malla 4 comprende Puerto Viejo (Fig. 4D).

Para visualizar los resultados de las series de tiempo de las simulaciones numéricas de propagación e inundación de tsunamis, se definieron cuatro boyas virtuales cuya ubicación se indica en Fig. 4. En estas boyas se van a obtener series de tiempo del nivel del mar como resultado del modelo, sin ajustar al nivel cero.

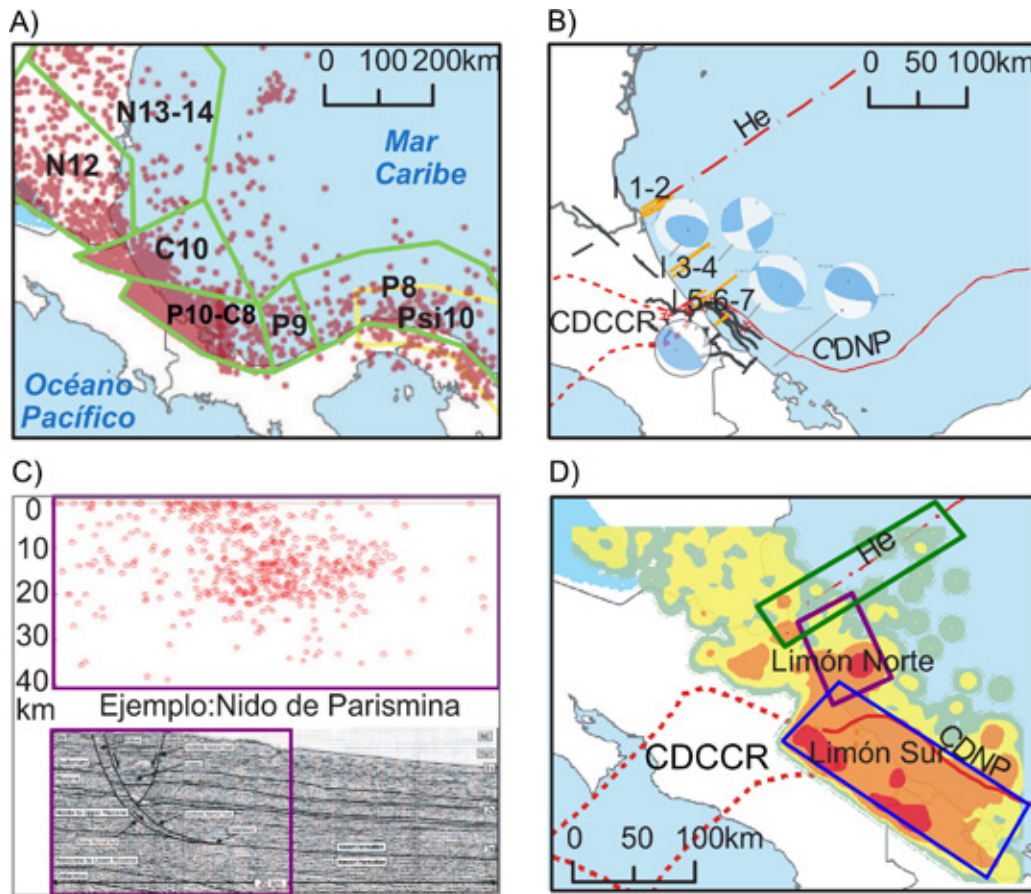


Fig. 3: Flujo de la integración de datos para generar escenarios sísmicos. A) Sísmicidad y áreas fuente. Los polígonos verdes muestran las fuentes corticales y el amarillo la de subducción interplaca, propuestas por Alvarado et al. (2017). B) Estructuras tectónicas principales y mecanismos focales de sismos seleccionados (NEIC, 2020; RSN-UCR, 2020) muestran en naranja las líneas sísmicas de Brandes et al. (2007a; 2008). C) Profundidad de eventos y perfil de línea sísmica. El panel superior muestra un corte de la profundidad de la sísmicidad del nido de Parismina (RSN-UCR, 2020). En el panel inferior las estructuras asociadas a dicho nido (líneas sísmicas 1: 3-4 mostradas en panel b (Brandes et al., 2007a; Brandes et al., 2008). D) Densidad de sismos y subsegmentos asociados. Se muestra en verde, amarillo, anaranjado y rojo de menos a más densidad de eventos, respectivamente. Los polígonos verde, magenta y azul representan algunos segmentos definidos en este trabajo. Las líneas rojas representan los límites de la microplaca de Panamá y placa Caribe (Fan, Beck y Wallace, 1993; Goes et al., 1993). CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. He: Escarpe de Hess.

DATOS

Datos geofísicos y sismológicos

Las bases de datos sismológicas utilizadas en este trabajo son parte del catálogo de la Red Sismológica Nacional (RSN, 2020) el cual contiene epicentros de sismos detectados de manera instrumental, principalmente en territorio costarricense, a partir de 1975. También se contó con sísmicidad instrumental e histórica registrada entre 1522 y 1975 basada en los estudios de Rojas et al. (1993) y del proyecto Resis II (Climent, Rojas, Alvarado y Benito, 2008), y con información de catálogos internacionales, como el de la International Seismological Centre (ISC) y de redes sísmicas de Nicaragua (INETER) y Panamá (UPA), para complementar la información sísmica de las zonas fronterizas. Los mecanismos focales de sismos ocurridos en el Caribe de Costa Rica, obtenidos a través de la RSN entre 2015-2020, como del National Earthquake Information Center (NEIC) del Servicio Geológico de Estado Unidos (USGS) entre 1991 y el 2020 (Fig. 3A).

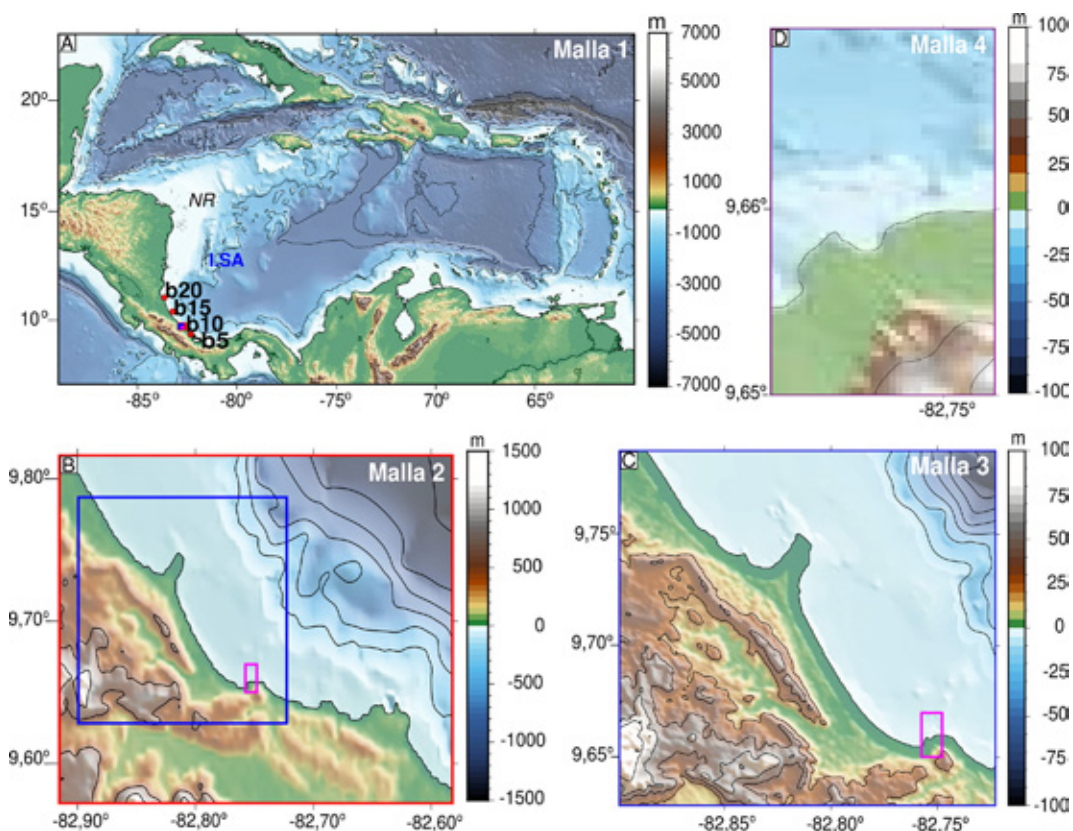


Fig. 4: Mallas topo-batimétricas (anidadas) usadas en la simulación numérica de tsunamis. Los recuadros se refieren a la extensión de anidamiento de cada malla con las siguientes resoluciones: A) Malla 1 con 64 segundos de arco. NR: Nicaragua rise. I.SA: isla San Andrés. B) Malla 2 con 16 segundos de arco. C) Malla 3 con 4 segundos de arco. D) Malla 4 tiene un 1 segundo de arco. En la malla 1 se muestra la ubicación de boyas virtuales en las que se registran las series de tiempo.

La base de datos de fallas y estructuras del Atlas Tectónico de Costa Rica en formato shape (Denyer et al., 2009) fue integrada al análisis. Además, los datos geofísicos utilizados incluyen una cuadrícula de líneas de reflexión sísmica 2D, que comprenden líneas en dirección NE-SW y líneas cruzadas en dirección NW-SE. Las líneas sísmicas se adquirieron en campañas sísmicas durante las décadas de 1970 y 1980 (RECOPE) y publicadas por Brandes et al. (2007a, 2007b; 2008) y Fernández et al. (1994) (Fig. 3C). Se utilizaron los polígonos de zonificación sismotectónica (Alvarado et al., 2017; Benito et al., 2012). Finalmente, se incluye el modelo sismo-tectónico para la zona de ruptura del sismo de Limón (1991) generado con base en las réplicas de dicho evento sísmico (Protti y Schwartz, 1994).

Datos de topografía y batimetría

Pese a la limitada disponibilidad de datos topo-batimétricos en la zona, fue posible generar las mallas del modelo de la elevación necesarias para el código HySEA con base en información de batimetría global (GEBCO-Group, 2019), cartas náuticas digitalizadas y datos de un levantamiento batimétrico en un área pequeña de Puerto Viejo realizado por la Unidad de Ingeniería Marítima de Ríos y Estuarios (IMARES) del Instituto de Investigaciones en Ingeniería (INII) de la Universidad de Costa Rica. Para la topografía se usaron datos LIDAR (Light Detection and Ranging) de 1 m de resolución pertenecientes a la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) complementados con datos de BID Catastro (IGN, 2012).

RESULTADOS

Zonas sísmicas tsunamigénicas

Se generaron 10 escenarios sísmicos en tres áreas del sur del Caribe de Nicaragua y Costa Rica (Fig. 5). Se evalúan tres planos en el límite de Costa Rica y Nicaragua (SJU1-2, HESS), cinco planos en Costa Rica (PAR3, PAR4 y LIM6, LIM8), y dos planos entre Costa Rica y Panamá (PAN9-10). Cada plano o polígono de ruptura corresponde a un escenario sísmico que se usa como dato de entrada para simular los tsunamis.

En el Cuadro 1, se resumen los parámetros de los escenarios de ruptura sísmica utilizados para obtener la deformación de la corteza, que es la condición inicial en el modelado numérico de tsunamis.

Zonas de ruptura Escarpe de Hess (HESS)

La estructura tectónica ha sido interpretada como falla de rumbo con sentido noreste, y representa una zona de límite entre los bloques geológicos Chortis y Chorotega (Bowland, 1993; Mann, Rogers y Gahagan, 2007; Baumgartner, Flores, Bandini, Girault y Cruz, 2008; Hauff, Hoernle, Bogaard, Alvarado y Garbe-Schönberg, 2000; MacKenzie et al., 2008). La extensión de esta estructura es más clara en el fondo marino, sin embargo, su distribución en el interior del istmo no está claramente definida. Linkimer et al. (2014) documentan sismicidad en la región de Isla Calero y la asocian con la posible extensión en tierra del Escarpe de Hess (Fig. 1A). Linkimer et al. (2014) describen la actividad sísmica de la región, indicando la ocurrencia de un sismo máximo de Mw 5.4 en el año 2014 (Fig. 5).

Para efectos de evaluar el potencial tsunamigénico de un régimen transtensivo, se delimita el plano 1 (HESS), que corresponde solo a un sector del Escarpe de Hess. Este segmento corresponde al límite de las zonas corticales N12, N13-N14 y C10 de acuerdo con Alvarado et al. (2017) mostrados en Fig. 3A. Si bien existen registros de sismicidad que se alinean con el escarpe en la plataforma continental y abisal, no se cuenta para este trabajo con mecanismos focales de calidad que puedan validar el régimen tectónico. No obstante, se determina un escenario sísmico a lo largo de una falla de rumbo oblicua normal sinistral, con un ángulo de deslizamiento de -50° , con base en la morfología y mecanismos focales (NEIC, 2020). De acuerdo con sus dimensiones, la máxima magnitud considerada es Mw 7,6 con un deslizamiento (cosísmico) promedio de 2,5 m de acuerdo con leyes de escalamiento (Blaser et al., 2010).

Zonas de ruptura San Juan (SJU)

Esta zona de ruptura se enmarca entre las zonas o segmentos sísmicos N12 y C10 (Fig. 3A) definidos por Alvarado et al. (2017). Dichas zonas se delimitan con base en características sismológicas y geológicas. La sismicidad que se ha registrado es baja, esto posiblemente por períodos de recurrencia más largos o por menor cobertura de estaciones. Por ello, existe un vacío de datos sismológicos que puedan apoyar la determinación de las fuentes. La definición de los escenarios SJU1 y SJU2 se ha basado en estudios que indican un régimen extensional de fallas normales o de fallas transtensivas (Alvarado et al., 2017; Brandes et al., 2007a; Brandes et al., 2008). En esta región existen zonas de alto ángulo (al menos en la parte somera) como se muestra en Fig. 2A, y aparentemente representan una inversión en el buzamiento de las fallas lítricas con respecto al CDNP.

Se han elegido dos segmentos de ruptura: SJU1 y SJU2 de sismos que pueden ocurrir a lo largo de fallas oblicuas normales sinestrales con ángulos de deslizamientos (rake) de -40° (SJU1) y -65° (SJU2) buzando hacia la plataforma continental. Las zonas de ruptura SJU (Fig. 2A y Fig. 5) representan dos geometrías con buzamientos de alto ángulo y con rumbo nort-sur correspondiendo con la ubicación de la línea de costa. Se delimitan dos escenarios sísmicos sintéticos considerando una magnitud máxima Mw 7,0 con un deslizamiento (cosísmico) promedio de 1,5 m y el centro de la ruptura a unos 10 - 12 km de profundidad.

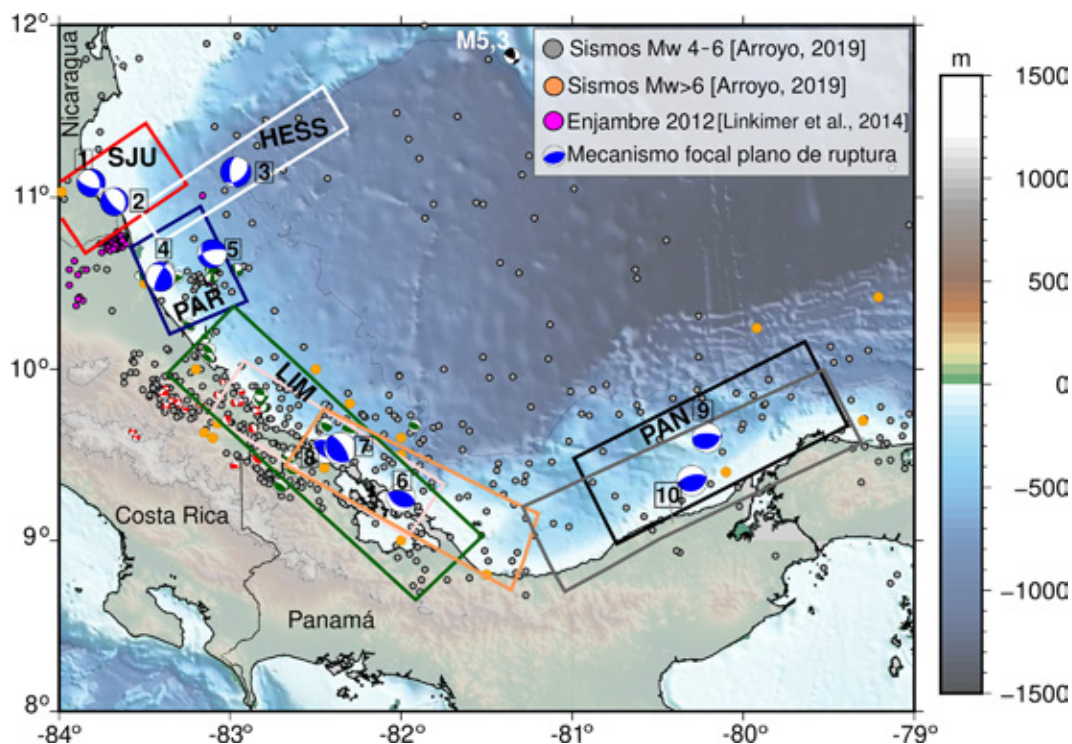


Fig. 5: Extensión de las principales fuentes analizadas. Los nombres corresponden a los polígonos que se diferencian por sus características estructurales. Los números se refieren a los planos de los polígonos (ver Cuadro 1). La sismicidad está mostrada solo para zona Caribe. Mecanismo focal de sismo (Mw 5,3) del catálogo GCMT (<https://www.globalcmt.org>). Mecanismos focales (en rojo) de Protti y Schwartz (1994). Mecanismos focales (verde) con base en sismos de RSN-UCR (2020) y NEIC (2020).

Zonas de ruptura de Parismina (PAR)

En esta región hay registros de sismicidad menor a Mw 5,5 y escasa información de mecanismos focales (Fig. 5). Es un sector representado por planos antitéticos que forman un graben (Fig. 2B). Brenes-Marín (1992) sugiere fallas sinestrales, sin embargo, la limitada muestra de sismos con mecanismos focales sugieren además un régimen compresivo. Brandes et al. (2008) sugieren fallas sinestrales con componente normal. En este trabajo realizamos un análisis estadístico de los rakes predominantes y se determina una falla oblicua inversa con rake promedio de 25°. Además, con base en las líneas sísmicas y la sismicidad registrada en la zona de Parismina (Fig. 3C) se delimitan rupturas a lo largo de fallas oblicuas sinestrales transpresivas (PAR3) con rake de 25° con un buzamiento de 35° y, un conjunto de fallas sinestrales con componente normal (PAR4) con rake -35° con un buzamiento de 40°.

Estos planos de ruptura están contenidos dentro de la zona sísmica cortical C10 determinada por Alvarado et al. (2017). La delimitación del plano PAR3 de la zona Parismina tiene un área que puede albergar un sismo máximo de Mw 7,4 con un deslizamiento promedio de 1,7 m (Cuadro 1). La delimitación del plano PAR4 tiene un área que representa un sismo máximo de Mw 7,2 con un deslizamiento promedio de 1.6 m (Cuadro 1).

Zonas de ruptura sur de Moín-Bocas del Toro (LIM)

Estas zonas de ruptura corresponden a un régimen compresivo, con fallas inversas que forman parte del sobrecorrimiento del CDNP, y zona entre placas (Arroyo y Linkimer, 2021; Camacho et al., 2010). Coincide con la zona de ruptura del sismo de Limón Mw 7,7 ocurrido en 1991 (W. Montero, Pardo, Ponce, Rojas y Fernández, 1994; Protti y Schwartz, 1994).

LIM6 conforma una zona de ruptura que representa rompiendo con mayor ángulo de buzamiento de 30° que aumenta hacia la parte marina (Cuadro 1). Este plano de ruptura (LIM6) se encuentra en la zona de ruptura del sismo de Limón mostrado en rojo en Fig. 6, simplificado de Protti y Swthwarz (1994).

Los planos de ruptura (6-7) se enmarcan en la zona sísmica P10-C8 (Fig. 3A). El plano LIM8 (Fig. 3D; Fig. 5) se extiende además hasta la zona sísmica P9 de Alvarado et al. (2017). Además, LIM7 y LIM8 representan rupturas a lo largo de una posible zona de interplaca. La zona de ruptura corresponde con un ángulo de buzamientos que varían con inclinación de 10° a 30° aumentando hacia el interior del istmo. A partir de Arroyo y Linkimer (2021) se considera la ruptura LIM8 con magnitud Mw 8.0 y un ángulo de buzamiento promedio de 20° (Cuadro 1), extendiéndose a mayor profundidad a lo largo del contacto entre placas.

Zona de ruptura Costa Rica-Panamá (PAN)

Comprende parte de la zona cortical P8 y P9 (Fig. 3A) de Alvarado et al. (2017) caracterizadas por un régimen compresivo. Coincide con la zona que comprende el sismo de 1882 sugerida en el CATSAM (<https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/CATSAM/>). En los segmentos de la zona PAN se prescriben magnitudes máximas entre Mw 8,2 - 8,4 consideradas con base en estudios previos y de catálogos sismológicos. Los planos de PAN9 y PAN10 representan una extensión del segmento '1882b' (UNESCO/IOC, 2018), cuyo mecanismo focal se describe en el Cuadro 1.

Propagación e inundación de tsunamis

En el análisis del potencial tsunamigénico, se determina la generación, propagación e inundación regional de tsunamis a partir de simulaciones numéricas. Como dato de entrada al modelo numérico se obtiene la deformación cosísmica (Fig. 7) y los resultados de la propagación de tsunamis en la malla 1 y 3 en las figuras 8 y 9.

El escenario sísmico HESS arroja entre -1,2 m y 0,2 m de deformación vertical (Fig. 7A). Esta deformación disminuye en los escenarios más pequeños como SJU1 y SJU2 y donde ocurre principalmente subsidencia del terreno (Fig. 7B-C) de -0,6 m. La deformación obtenida para los sismos de Parismina varía entre -0,6 m hasta 0,7 m (Fig. 7D-E). Un escenario como LIM6 arrojaría una deformación entre -0,3 hasta 2,5 m, con posible subsidencia en la zona de la costa (Fig. 7F). El escenario LIM7 (Fig. 7G) presenta deformaciones entre -0,5 a máximo 2,2 m, mientras que LIM8 los mínimos y máximos varían entre -0,8 - 1,9 m (Fig. H). Por último, PAN9 y PAN10 resultan con las mayores deformaciones entre -0,6 y hasta 4 m (Fig. 7 I-J).

En la figura 8 se muestra la dirección de la energía resultante en las simulaciones numéricas a nivel de la cuenca del Caribe y las alturas indicadas representan las alturas máximas en este primer nivel (malla 1) de las mallas batimétricas, que tiene 1 minuto de arco de resolución (Fig. 4). En este nivel no se muestra la inundación por tsunami, sino que se analiza el flujo de energía, lo que significa que el valor de las alturas en la costa variarán en las mallas con otra resolución.

El escenario sísmico evaluado en este estudio a lo largo del escarpe de Hess podría generar un tsunami que afecta toda la costa del país y presenta alturas máximas de 1,1 m. Se observa una dirección de la energía del flujo hacia el Caribe de Costa Rica (Fig. 8A). Los escenarios SJU1 (Fig. 8B), SJU2 (Fig. 8C), PAR3 (Fig. 8D) y PAR4 (Fig. 8E) generan alturas máximas en el Caribe norte de Costa Rica que no superan 1 m, y aún más pequeñas en Panamá. De estos tres, el escenario PAR4 es el único que podría representar una amenaza para la población costera y sus visitantes, con alturas máximas de 0,6 m.

El escenario LIM6 (Fig. 8F) presenta las mayores alturas de 2,2 m localizadas frente a Panamá. LIM7 (Fig. 8G) presenta alturas máximas para Costa Rica con casi 3 m, afectando todo el Caribe sur del país y una parte de Panamá, desde el promontorio Limón-Moín hasta Bocas del Toro. LIM8 (Fig. 8H), tiene el mayor tamaño de ruptura, pero la mayor deformación ocurre a mayor profundidad que LIM7 generando un tsunami menor. Si bien PAN9 (Fig. 8I) presenta las mayores alturas de tsunami en toda la cuenca (5,8 m), es el escenario sísmico LIM7 (Fig. 8G) el que presenta las mayores alturas para Costa Rica, especialmente para el Caribe sur del país. El escenario PAN10 (Fig. 8J) genera alturas de 5,4 m que afectarían especialmente la zona de Bocas del Toro y el sur del Caribe de Costa Rica. Se observa una concentración de energía en la zona de transición hacia fondo marino más somero del Alto de Nicaragua al norte del Escarpe de Hess (p.ej. Fig. 8E-J).

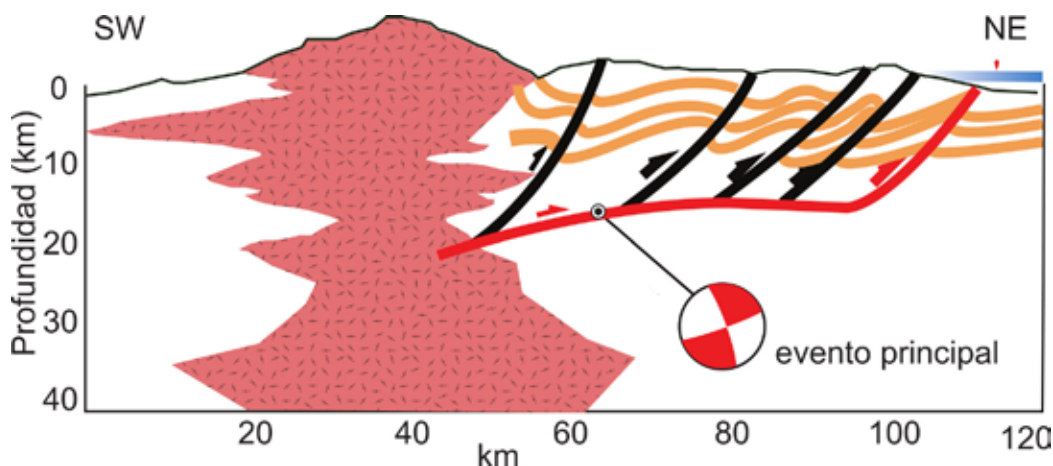


Fig. 6: Perfil esquemático que muestra una interpretación de las estructuras (rojo) asociadas al sismo de Limón 1991 (Mw 7,7). Simplificado de Protti y Schwartz (1994).

En la figura 9 se muestran los resultados de alturas de ola sólo para la zona sur de Costa Rica entre Cahuita y Puerto Viejo. Los mapas incluyen la interpolación de la batimetría y topografía de los niveles de menor resolución, ya que solo se cuenta con pocos datos de batimetría de resolución detallada en la zona de Puerto Viejo (Fig. 4 y Fig. 9). Las fuentes sísmicas de la zona norte (p.ej. PAR, SJU) no generan inundación en la zona de Cahuita a Puerto Viejo, excepto los tsunamis disparados por sismos que ocurran en el escarpe de Hess. De acuerdo al escenario evaluado hasta 1,5 m podrían afectar la zona del Caribe sur. Se observa que un sismo con las características de LIM que se extienden a la parte somera de zonas entre placas podrían generar inundación de 3 m de altura (Fig. 9H). Asimismo, los tsunamis resultantes de los escenarios PAN9 y PAN10 podrían generar tsunamis hasta de 3 m (Fig. 9I-9J) en Costa Rica. En cada panel de la figura 9 se muestran isobatas cada 50 m, lo que permite apreciar la batimetría somera, y el cambio de pendiente entre los 50 y 100 m de profundidad. Esto puede tener una influencia en el flujo de energía por su interacción con la morfología del fondo marino (somero) caracterizado por arrecifes.

La figura 10 muestra las series de tiempo registradas en cuatro boyas virtuales. La ubicación de esta boyas se indica en la figura 4A. En cada gráfico se muestra la amplitud de la ola y el tiempo de simulación numérica de 4 horas. Con estas series de tiempo se observan los tiempos de arribo y las amplitudes de la ola en aguas someras, cuyos primeros arribos varían entre 5 min y 20 min según la distancia de la boya a la zona de deformación.

DISCUSIÓN

Implicaciones metodológicas y del modelado numérico

En la zona de trasarco en el Caribe de Nicaragua y Costa Rica, existe relativamente limitada información sísmica y geodésica, lo que dificulta la caracterización de zonas de ruptura y la estimación de tasas de deslizamiento sísmico. En este trabajo hemos asumido algunas magnitudes mayores a las observadas en los catálogos de terremotos, de acuerdo con el tamaño de zonas de ruptura delimitadas con base en la extensión de estructuras, o la distribución de la sismicidad. De acuerdo con estos patrones de sismicidad y particularmente con los mecanismos focales y líneas sísmicas, se sugieren 10 zonas de ruptura que podrían generar tsunamis en su mayoría con efectos locales. Este abordaje es similar a otros trabajos en la zona (UNESCO/IOC, 2018) y para toda la cuenca del Caribe (Chacón et al., 2016; López et al., 2015).

Algunos de estos escenarios superan la magnitud momento propuesta por Alvarado et al. (2017), a partir del análisis espacial de estructuras específicas, o asumiendo que pueden ser zonas con tasas de ocurrencia sísmica bajas pero que podrían

Cuadro 1

Parámetros que caracterizan las rupturas uniformes. *Escenarios modificados de CATSAM.

ID	Long	Lat	Prof (km)	L (km)	W (km)	Rumbo	Buz.	Rake	Desliz. (m)	Mw
HESS	-83.00	11.14	16	110	40	50	45	-50	2.5	7.6
SJU1	-83.772	11.048	12	40	25	345	40	-40	1.5	7.0
SJU2	-83.65	10.95	10	40	25	345	22	-65	1.5	7.0
PAR3	-83.401	10.569	12	70	40	318	35	25	1.7	7.4
PAR4	-83.13	10.688	12	55	30	140	40	-35	1.6	7.2
LIM6	-82.00	9.25	18	130	65	120	30	100	4	8.0
LIM7*	-82.438	9.5335	12	150	45	122	25	90	4.2	7.9
LIM8	-82.40	9.538	18	165	60	125	20	70	4.2	8.0
PAN9*	-80.192	9.5715	22.5	166	70	63	30	65	6	8.2
PAN10	-80.30	9.35	25	200	70	75	30	90	8	8.3

albergar sismos de moderada magnitud, como en el caso de HESS, LIM y PAN. La propuesta de estas zonas de ruptura es determinista, y no se ha considerado en este trabajo estimaciones de recurrencia, pero no se descarta la posibilidad de comportamiento de sismo característico en fallas como las del terremoto de Limón de 1991 (Arroyo, 2019).

Particularmente, a partir de las simulaciones numéricas de 10 escenarios sísmicos (Fig. 8), se muestra que ninguno de estos provoca un tsunami que afecte toda la región del Caribe. En todos los casos la afectación está confinada a Costa Rica y los países vecinos (Nicaragua y Panamá), además las islas de San Andrés y Providencia (Colombia). Esto concuerda con lo expresado por algunos autores (Chacón et al., 2016; López-Venegas, Chacón, Zamora y Macías, 2019; López et al., 2015) de que los tsunamis originados en el Caribe tendrían áreas de afectación limitadas a sus áreas de origen, debido a la geomorfología de la cuenca y al moderado potencial sísmico que presenta, esto último aplica sobre todo a los sismos simulados en el Caribe norte de Costa Rica y sur de Nicaragua, donde se generan tsunamis locales.

A partir de sismos de mayor magnitud, se observan procesos de refracción y reflexión en cercanías de la isla San Andrés (ubicación en Fig. 4A), donde hay un cambio en la morfología del fondo marino hacia el Levantamiento de Nicaragua. Lo anterior es más evidente por el patrón de propagación resultante a partir del escenario sísmico LIM6 (Fig. 8J). Estos efectos requieren de más investigación, especialmente si se logra discriminar la influencia de la característica de la ruptura en el patrón de la inundación, o alternativamente, la influencia del fondo en el flujo.

A nivel local, puede observarse en la figura 7, que los escenarios sísmicos como LIM6 y LIM7 tienen la mayor deformación en el mar, lo que podría generar tsunamis diferentes al de 1991 (Mw 7,7) afectando a la comunidad de Cahuita. Es decir que la barrera de arrecifes que se levantó durante el sismo de 1991 y sirvió disipar la energía, no tiene este efecto en Cahuita ni en Puerto Viejo, permitiendo la penetración del tsunami. Denyer et al. (1994a) describen levantamientos de 0,3 a 1,85 m a lo largo de Caribe de Costa Rica y sugieren que una falla secundaria durante la ruptura del sismo del 1991 estaría asociada a la mayor deformación. Asimismo, Goes et al. (1993) sugieren que el deslizamiento cosísmico concentrado cerca de Moín sería el modelo que mejor explica la máxima elevación de la deformación generada por el sismo de 1991 (Mw 7,7). Estos elementos que caracterizan una ruptura sísmica compleja han tenido un efecto en el comportamiento del tsunami generado por el sismo de 1991, el cual afectó más en la zona de Bocas del Toro donde los modelos de deformación y los estudios de campo post-tsunami indican subsidencia (Denyer et al., 1994a). En este caso LIM8 es el escenario que más asemeja al tsunami de 1991, sin embargo, para poder comparar estos modelos se necesitan incluir más escenarios con variaciones en los parámetros sísmicos.

Se observa que los sismos en Panamá (PAN), que tienen la mayor deformación en el suelo marino, pueden generar tsunamis hasta de 6 m, afectando la zona de Costa Rica. La considerable diferencia de los tsunamis generados por PAN, se atribuye a una mayor deformación en la parte somera de las estructuras, además debido a las mayores profundidades del océano. Lo anterior se evidenciaría mejor si se consideran escenarios con deslizamiento cosísmico no uniforme.

Finalmente, si bien las mayores alturas de tsunamis se obtienen para el Caribe Sur de Costa Rica, las alturas obtenidas para el Caribe Norte del país no son despreciables considerando las condiciones de vulnerabilidad de la región, las que se

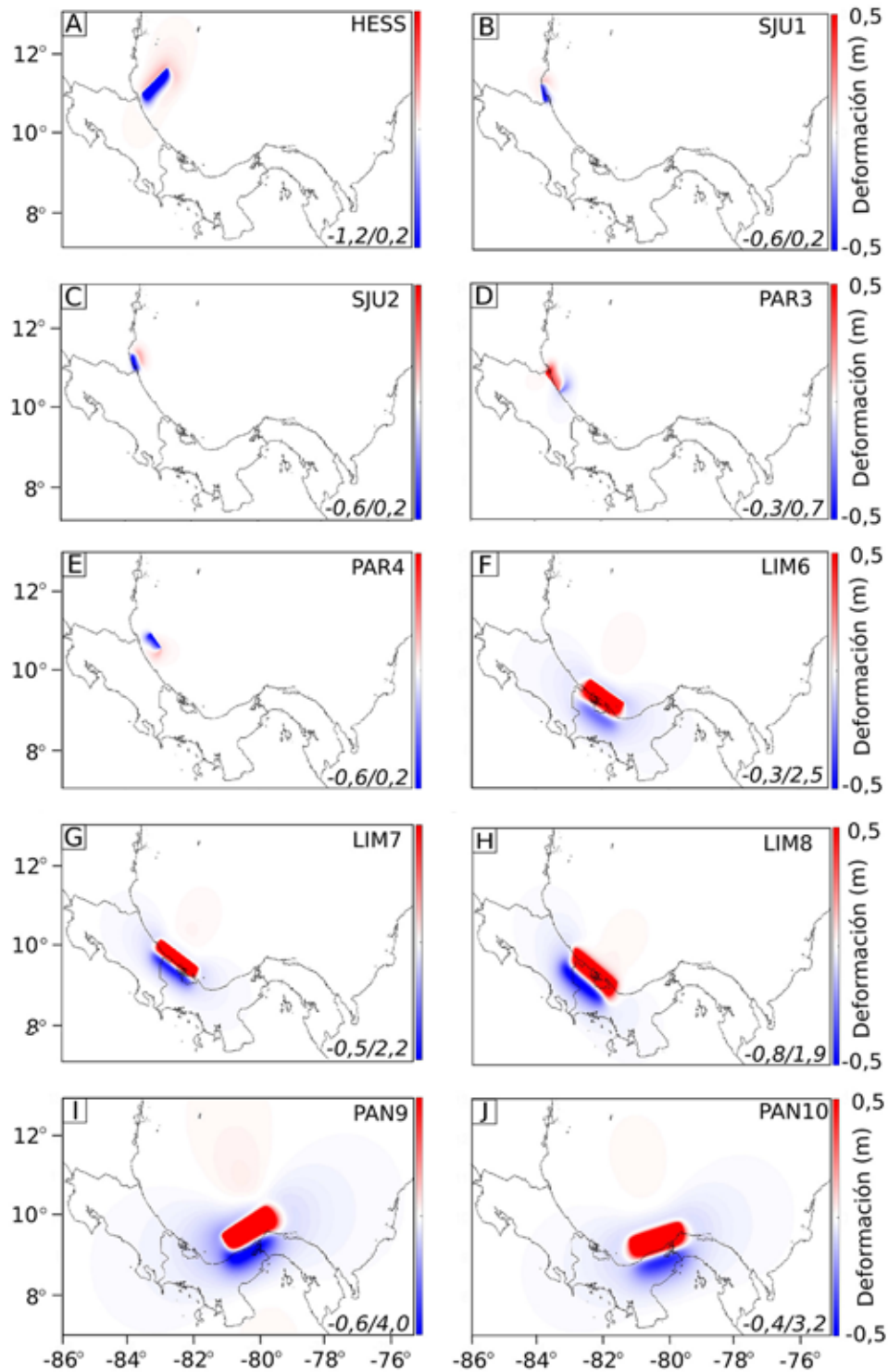


Fig. 7: Mapa de deformación cosísmica que resulta de cada fuente (falla uniforme). A) Escenario Hess. B) Escenario SJU1. C) Escenario SJU2. D) Escenario PAR3. E) Escenario PAR4. F) Escenario LIM6. G) Escenario LIM7. H) Escenario LIM8. I) Escenario PAN9. J) Escenario PAN10. Los valores mínimos y máximos de la deformación (en metros) se muestran en la esquina inferior derecha.

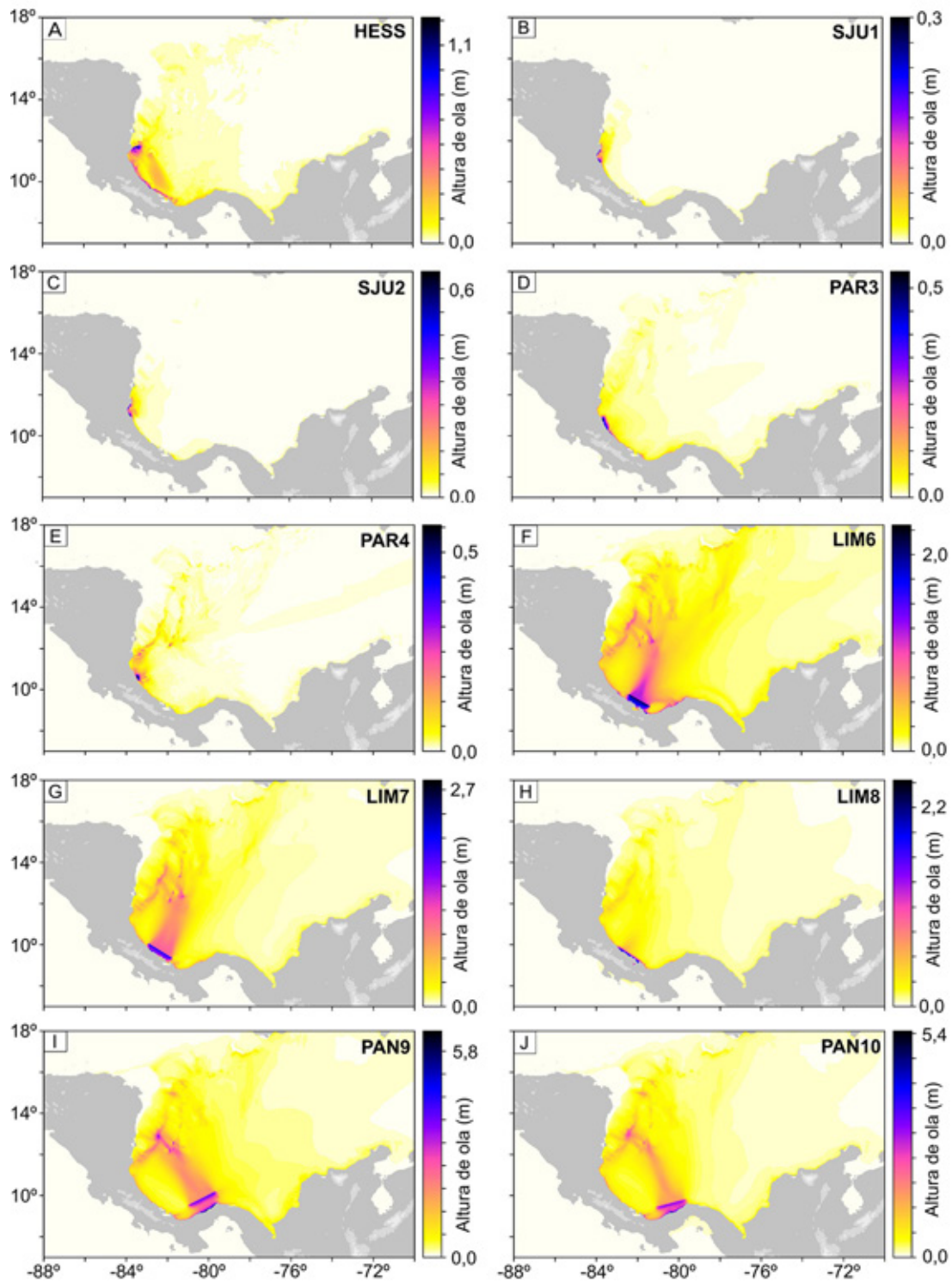


Fig. 8: Alturas máximas de la propagación de tsunamis que resulta de la simulación numérica de cada fuente sísmica. A) Escenario Hess. B) Escenario SJU1. C) Escenario SJU2. D) Escenario PAR3. E) Escenario PAR4. F) Escenario LIM6. G) Escenario LIM7. H) Escenario LIM8. I) Escenario PAN9. J) Escenario PAN10. El nombre del escenario se muestra en la esquina superior derecha de cada panel.

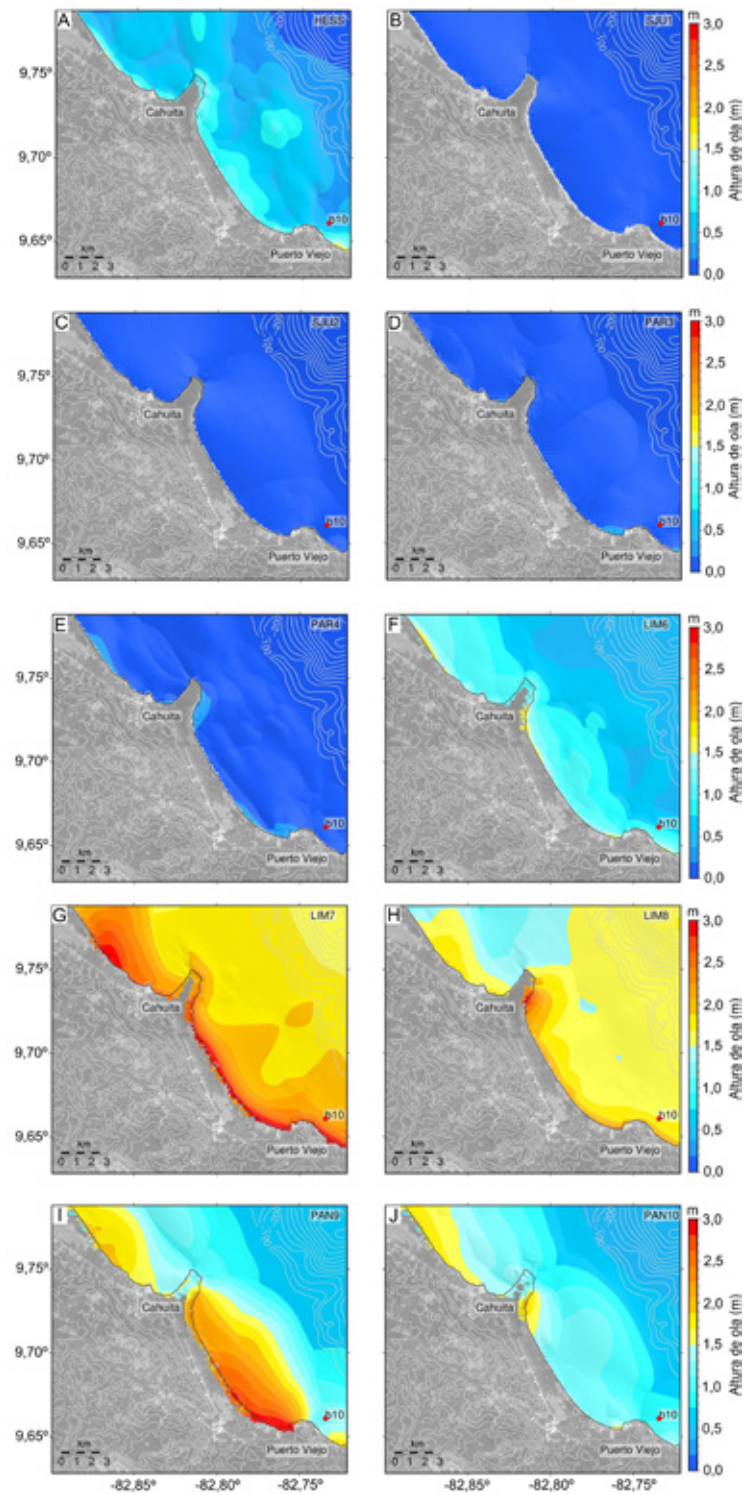


Fig. 9: Mapa de inundación de tsunamis que resulta de 10 fuentes en la malla 3. Estos mapas representan solo una referencia preliminar de la inundación desde Cahuita a Puerto Viejo. La línea de costa está marcada en negro. Líneas gris claro marcan isobatas cada 50 m. A) Escenario Hess. B) Escenario SJU1. C) Escenario SJU2. D) Escenario PAR3. E) Escenario PAR4. F) Escenario LIM6. G) Escenario LIM7. H) Escenario LIM8. I) Escenario PAN9. J) Escenario PAN10.

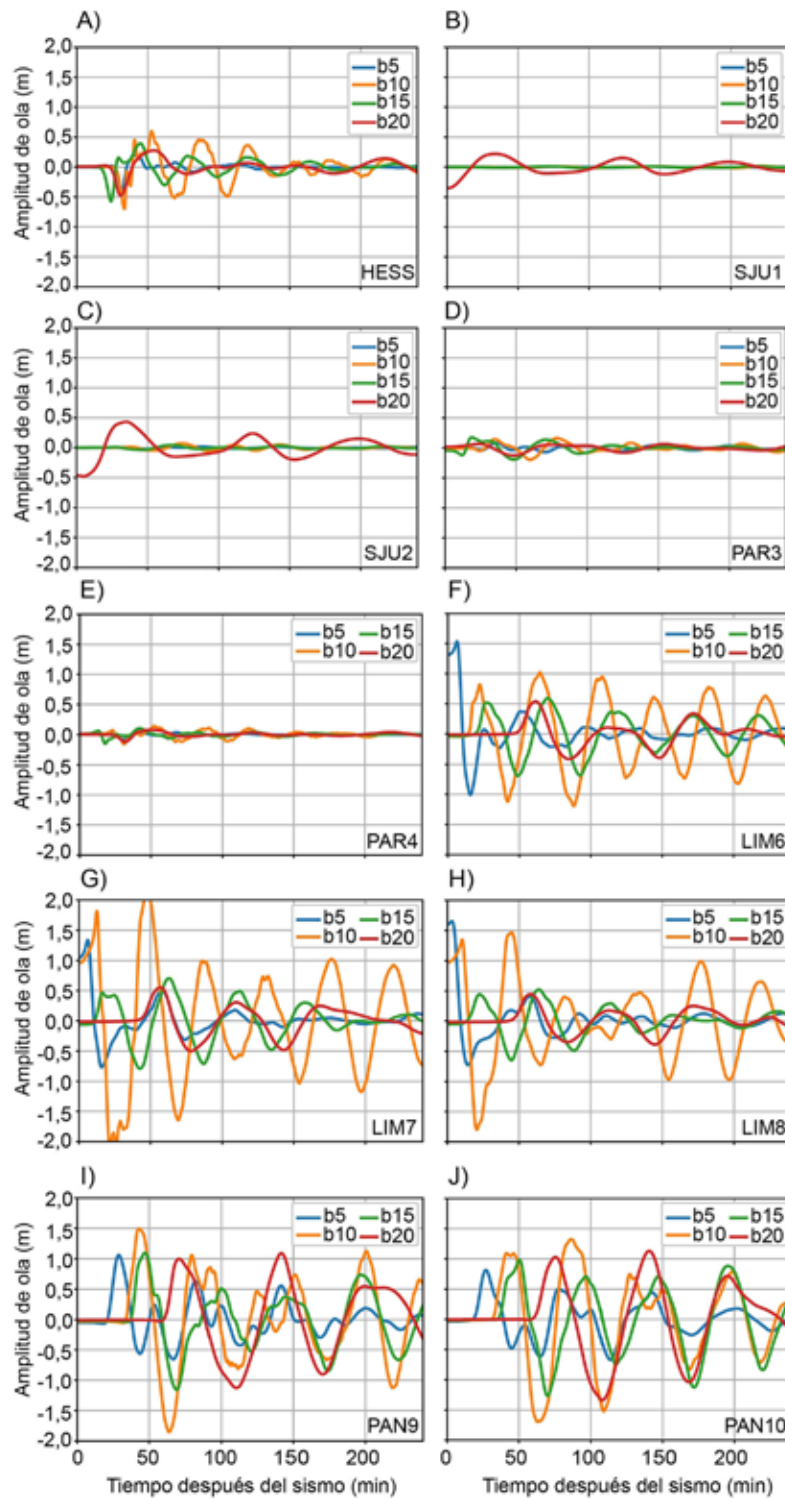


Fig. 10: Series de tiempo de cada escenario registradas en 4 boyas virtuales. La ubicación de las boyas virtuales (b5, b10, b15, b20) se indica en Fig. 4. A) Escenario Hess. B) Escenario SJU1. C) Escenario SJU2. D) Escenario PAR3. E) Escenario PAR4. F) Escenario LIM6. G) Escenario LIM7. H) Escenario LIM8. I) Escenario PAN9. J) Escenario PAN10. El nombre del escenario se muestra en la esquina inferior derecha.

incrementan al tratarse de un escenario cuya deformación cortical es cercana y los tsunamis tendrían tiempos de llegada entre los 5 y 20 minutos (Fig. 10), lo que generaría que se apliquen protocolos de evacuación.

Limitaciones y perspectiva a futuro

Los datos existentes han permitido delimitar posibles rupturas, sin embargo, se recalca que hay gran incertidumbre en el potencial del escarpe de Hess (en toda su extensión), en la zona de San Juan y Parismina. Los regímenes tectónicos predominantes no se han podido establecer con claridad, lo que limita la definición de las fuentes. Para subsanar esto, se requiere desarrollar mapeo de fallas geológicas en detalle, campañas de geofísica marinas y en continente.

Este trabajo podrá actualizarse con la construcción de geometrías que caractericen mejor la zona de ruptura y el déficit de deslizamiento, especialmente en la parte somera ya que esto contribuye con el resultado final de la inundación, incorporando además las variaciones en el deslizamiento cosísmico para disminuir los sesgos en los resultados que se generan solo con fallas uniformes (Geist, 2002; Melgar, Williamson y Salazar-Monroy, 2019).

Finalmente, la metodología descrita en este trabajo puede aplicarse para generar mapas de inundación y evacuación por tsunami para comunidades costeras del Caribe de Costa Rica. Para esto se requiere contar con batimetría de alta definición en la zona cercana a la costa, por lo que se recomienda el levantamiento de estos datos frente a comunidades costeras.

CONCLUSIONES

Este trabajo representa una actualización y extensión de estudios previos (Chacón y Zamora, 2017; UNESCO/IOC, 2018) en los que se ha propuesto una zona de ruptura a lo largo del Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Se incorporan nuevos escenarios sísmicos, en la cuenca Limón norte y la zona limítrofe de Nicaragua (SJU), la región de Parismina (PAR), y a lo largo del régimen compresivo de la Cinturón Deformado del Norte de Panamá con base en información geofísica y geológica especialmente de los últimos 30 años.

De acuerdo con los mecanismos focales obtenidos en la zona de Parismina (PAR), las fallas de desplazamiento de rumbo tienen fuertes componentes verticales y se infiere de los mecanismos locales que hay una transición de esfuerzo principales en un área pequeña lo que dificulta la definición de zonas de ruptura. Sin embargo se concluye que a partir de los escenarios sísmicos propuestos en Parismina, y en la zona de limítrofe de San Juan, no superan tsunamis de 1 m, pero esto requerirá de una validación futura debido a la escasa información para obtener mecanismos focales.

Se comprueba que las fallas de la zona del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (LIM y PAN) son capaces de generar tsunamis locales que podrían diferir al de 1991 afectando también comunidades costeras de Costa Rica. Sismos de Mw 7,9 - 8,0 generan tsunamis hasta de 6 m, especialmente cuando la ruptura continua hacia el mar y hay subsidencia en la costa. Si bien los tsunamis generados en la zona Caribe norte tienen alturas menores a los tsunamis generados en LIM y PAN, los sismos del Escarpe de Hess podrían representar una amenaza para las comunidades costeras cercanas.

A lo largo de toda la costa caribeña de Costa Rica se requiere más trabajo en la caracterización de la amenaza de tsunamis y en la preparación de las comunidades ante tsunamis. Los resultados de este trabajo contribuyen con un primer paso de esta caracterización de la amenaza local, a pesar de que aún existen limitantes de datos para tener evaluaciones más confiables.

AGRADECIMIENTOS

A la Unidad de Ingeniería Marítima de Ríos y Estuarios (Imares) del Instituto de Investigaciones en Ingeniería de la Universidad de Costa Rica por facilitarnos los datos obtenidos en el levantamiento batimétrico en Puerto Viejo de Limón. Este proyecto ha sido financiado por el acuerdo Marie Skłodowska-Curie H2020-MSCA-COFUND-2016-754433. Además, agradecemos al proyecto RES-AECT-2020-2-0001, y el grupo EDANYA por poner a disposición el código de simulación de tsunamis HySEA. Un agradecimiento a la Red Sismológica Nacional de la Universidad de Costa Rica por facilitar parte importante de los datos sísmicos utilizados, en específico a Dra. Ivonne Arroyo (RSN-UCR). La mayoría de las figuras fueron

desarrolladas con el programa Generic Mapping Tool (GMT) de Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. y Tian, D. (2019). Agradecemos a los editores de este volumen y a los dos revisores anónimos por sus valiosos comentarios.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adamek, S., Frohlich, C. y Pennington, W. D. (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B3), 2053-2075.
- Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 73-88.
- Alvarado, G. E., Benito, B., Staller, A., Climent, Á., Camacho, E., Rojas, W. y Lindholm, C. (2017). The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework. *Tectonophysics*, 721, 462-476. doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.013
- Alvarado, G. E. y Cárdenas, G. (2017). Geology, Tectonics, and Geomorphology of Costa Rica: A Natural History Approach. En M. Kappelle (ed.), *Costa Rican Ecosystems* (1ª ed., pp. 30-63). doi: 10.7208/chicago/9780226121642.001.0001
- Arroyo, I. y Linkimer, L. (2021). Modelo unidimensional de velocidades sísmicas y características tomográficas tridimensionales del Caribe Sur de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65, 1-15.
- Arroyo, M. (2019). *El parámetro sísmico b de la Relación Gutenberg-Richter en Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Baumgartner, P. O., Flores, K., Bandini, A., Girault, F. y Cruz, D. (2008). Upper Triassic to Cretaceous radiolaria from Nicaragua and northern Costa Rica: the Mesquito composite oceanic terrane. *Ophioliti*, 33, 1-19.
- Benito, M. B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, A., Marroquín, G., Molina, E. y Torres, Y. (2012). A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2), 504-523. doi: 10.1785/0120110015
- Blaser, L., Kruger, F., Ohrmberger, M. y Scherbaum, F. (2010). Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2914-2926. doi: 10.1785/0120100111
- Bowland, C. L. (1993). Depositional history of the western Colombian Basin, Caribbean Sea, revealed by seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 105 (10), 1321-1345. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<1321:DHOTWC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<1321:DHOTWC>2.3.CO;2)
- Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R. y Winsemann, J. (2007a). Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limón back-arc basin (Costa Rica). *Marine and Petroleum Geology*, 24(5), 277-287. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2007.03.002
- Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R. y Winsemann, J. (2007b). Fault controls on sediment distribution in the Limón back-arc basin, Costa Rica. *Journal of Petroleum Geology*, 30 (1), 25-40. doi: 10.1111/j.1747-5457.2007.00025.x

- Brandes, C., Astorga, A., Littke, R. y Winsemann, J. (2008). Basin modeling of the Limon back-arc basin (Costa Rica): burial history and temperature evolution of an island arc-related basin system. *Basin Research*, 20(1), 119–142. doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00345.x
- Brenes, J. A. (1992). Estudio preliminar de la sismicidad de la costa del Caribe de Costa Rica, con énfasis en la fuente sísmica Parismina. *Revista Geográfica de América Central*, (25–26), 247–264.
- Camacho, E. (1993). The tsunami of April 22, 1991 in Central America. *Tsunami Newsletter*, XXV(1), 6–7.
- Camacho, E. (1994). El tsunami del 22 de abril de 1991 en Bocas del Toro, Panamá. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 61–64.
- Camacho, E., Hutton, W. y Pacheco, J. F. (2010). A New Look at Evidence for a Wadati-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1), 343–348. doi: 10.1785/0120090204
- Camacho, E. y Viquez, V. (1993). Historical Seismicity of the North Panama Deformed Belt. *Revista Geologica de America Central*, 15, 49–64.
- Carvajal-Arenas, L. C. y Mann, P. (2018). Western Caribbean intraplate deformation: Defining a continuous and active microplate boundary along the San Andres rift and Hess Escarpment fault zone, Colombian Caribbean Sea. *AAPG Bulletin*, 102, 1523–1563. doi: 10.1306/12081717221
- Chacón, S., López-Venegas, A., Macías, J., Zamora, N., Moore, C. y Llorente, M. (2016). Numerical Simulation of Several Tectonic Tsunami Sources at the Caribbean Basin. *AGU Fall Meeting Abstracts*, NH43A-1799. Recuperado de <http://abstractsearch.agu.org/meetings/2016/FM/NH43A-1799.html>
- Chacón, S. y Zamora, N. (2017). Numerical Simulations of the 1991 Limón Tsunami, Costa Rica Caribbean Coast. *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 2945–2959. doi: 10.1007/s00024-017-1631-x
- Chacón, S. E., Murillo, A. y Rivera, F. (2021). Historical Tsunamis at the Costa Rican Caribbean Coast. *Revista Geológica de América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65, 1-11.
- Climent, Á., Rojas, W., Alvarado, G. E. y Benito, B. (2008). Proyecto Resis II, Evaluación de la amenaza sísmica en Costa Rica. San José, Costa Rica: Upm, NORSAR. Manuscrito inédito.
- Denyer, P., Arias, O. y Personius, S. (1994a). Efecto tectónico del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 39–52.
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado-Delgado, G. E. (2009). *Atlas Tectónico de Costa Rica* (2ª ed.). San José: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica* (1ª ed.). San José, Costa Rica: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., Personius, S. y Arias, O. (1994b). Generalidades sobre los efectos geológicos del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 29–38.

- Fan, G., Beck, S. L. y Wallace, T. C. (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica Aftershock Sequence: Evidence for a transcurrent plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, 98(B9), 15759-15778. doi: 10.1029/93JB01557
- Fernández, J. A., Bottazzi, G., Barboza, G. y Astorga, A. (1994). Tectónica y estratigrafía de la Cuenca Limón Sur. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 15–28. doi: 10.15517/rgac.v0i0.13391
- GEBCO (2019). *The GEBCO_2019 Grid - A continuous terrain model of the global oceans and land*. British Oceanographic Data Centre, National Oceanography Centre. doi: 10.5285/836f016a-33be-6ddc-e053-6c86abc0788e
- Geist, E. L. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), ESE 2-1-ESE 2-15. doi: 10.1029/2000JB000139
- Goes, S. D. B., Velasco, A. A., Schwartz, S. Y. y Lay, T. (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw = 7.7) earthquake and its tectonic implications: A broadband seismic study. *Journal of Geophysical Research*, 98(B5), 8127–8142. doi: 10.1029/93JB00019
- Hauff, F., Hoernle, K., Bogaard, P. V. D., Alvarado, G. y Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1(5). doi: 10.1029/1999GC000020
- Instituto Geográfico Nacional (IGN). (2012). *Proyecto BID catastro. Instituto Geográfico Nacional*. Recuperado de https://www.snitr.go.cr/ico_servicios_ogc
- Linkimer, L., Arroyo, I. G., Alvarado, G. E., Arroyo, M. y Bakkar, H. (2018). The National Seismological Network of Costa Rica (RSN): An Overview and Recent Developments. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 392–398. doi: 10.1785/0220170166
- Linkimer, L., Arroyo, I. y Montero, W. (2014). Enjambres sísmicos en la placa Caribe y la microplaca de Panamá disparados por el terremoto de Nicoya (7.6 Mw) del 4 de septiembre del 2012. *En Torno a La Prevención*, 12, 23–31.
- López-Venegas, A. M., Chacón, S. E., Zamora, N. y Macías, J. (2019). Nations work together to size up Caribbean Tsunami Hazards. *EOS Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting*, 100(5), 32–37. Recuperado de <https://eos.org/wp-content/uploads/2019/04/may-19-magazine.pdf>
- López, A. M., Chacón, S., Zamora, N., Audemard, F. A., Dondin, F., Clouard, V. y Huérfano, V. (2015). Tsunamis from Tectonic Sources along Caribbean Plate Boundaries. *AGU Fall Meeting Abstracts*, T11E-2942. Recuperado de <http://abstractsearch.agu.org/meetings/2015/FM/T11E-2942.html>
- Macías, J., Castro, M. J., Ortega, S., Escalante, C. y González-Vida, J. M. (2017). Performance Benchmarking of Tsunami-HySEA Model for NTHMP's Inundation Mapping Activities. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 3147–3183. doi: 10.1007/s00024-017-1583-1
- MacKenzie, L., Abers, G. A., Fischer, K. M., Syracuse, E. M., Protti, J. M., González, V. y Strauch, W. (2008). Crustal structure along the southern Central American volcanic front. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(8). doi: 10.1029/2008GC001991
- Mann, P., Rogers, R. y Gahagan, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. En J. Bundschuh y G. Alvarado (Eds.), *Central America: Geology, Resources and Hazards* (pp. 201–237). Londres: Taylor and Francis.

- Marshall, J. S. (2007). Chapter 3 The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America. En G. Bundschuh, J. y Alvarado (eds.), *Central America: Geology, Resources and Hazards* (pp. 1–51). Londres: Taylor y Francis.
- Marshall, J. S., Fisher, D. M. y Gardner, T. W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468–492. doi: 10.1029/1999TC001136
- Melgar, D., Williamson, A. L. y Salazar-Monroy, E. F. (2019). Differences between heterogenous and homogenous slip in regional tsunami hazards modelling. *Geophysical Journal International*, 219 (1), 553–562. doi: 10.1093/gji/ggz299
- Molina, E. (1997). *Tsunami Catalogue for Central America 1539-1996. Reduction of Natural Disasters in Central America. Reporte técnico No. II, 1-04*. Bergen, Norway: Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen
- Montero, C., Segura, J., Malavassi, E., Güendel, F., González, V., Fernández, E. y McNally, K. C. (1991). *Informe Preliminar Terremoto 22 de abril 1991, Ms 7.4 Valle de la Estrella, Limón, Costa Rica*. Heredia, Costa Rica: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA). Manuscrito inédito.
- Montero, W., Pardo, M., Ponce, L., Rojas, W. y Fernández, M. (1994). Evento principal y réplicas importantes del Terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 93–102. doi: 10.15517/rgac.v0i0.13434
- Montero, W. (2001). El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 29–56. doi: 10.15517/rgac.v0i24.8551
- Montero, W. (2014). Neotectónica en la Revista Geológica de América Central. *Revista Geológica de América Central, vol. esp: 30 aniversario (1984-2014)*, 83–98. doi: 10.15517/rgac.v0i0.16571
- NEIC (2020). *The National Earthquake Information Center. Earthquake Hazard program*. USGS. Recuperado de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>
- NCEI/WDS (2020). *National Geophysical Data Center / World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database*. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5PN93H7
- Nishenko, S. P. Camacho, E., Astorga, A., Morales, L. D. y Preuss, J. (en prensa). The 1991 Limón, Costa Rica Tsunami. *Revista Geológica de América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135–1154.
- Parkinson, R., Cortés, J. y Denyer, P. (1998). Passive margin sedimentation on Costa Rica's North Caribbean coastal plain, Río Colorado. *Revista de Biología Tropical*, 46, 221–236.
- Peraldo, G. and Montero, W. (2007). Temblores documentados para el periodo colonial de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 36, 25-47.
- Plafker, G. y Ward, S. N. (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake. *Tectonics*, 11(4), 709–718.
- Protti, M. y Schwartz, S. Y. (1994). Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7). *Tectonics*, 13 (5), 1093–1107. <https://doi.org/10.1029/94TC01319>

- Rojas, W., Bungum, H. y Lindholm, C. (1993). A catalog of historical and recent earthquakes in Central America. *Revista Geológica de América Central*, 16, 5–22.
- RSN-UCR. (2019). *Terremoto de Limón, 22 de abril de 1991*. Recuperado de: <https://rsn.ucr.ac.cr/component/content/article/26-sismologia/sismos-historicos/3235-terremoto-de-limon-22-de-abril-de-1991?Itemid=225>
- RSN-UCR. (2020). *The Costa Rica National Seismological Network Catalog during 1975-2019*. doi: 10.15517/TC. Recuperado de: <https://rsn.ucr.ac.cr/rsn/doi>
- Silver, E. A., Reed, D. L., Tagudin, J. E. y Heil, D. J. (1990). Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline. *Tectonics*, 9(2), 261–281. doi: 10.1029/TC009i002p00261
- Styron, R. and García-Pelaez, J. y Paganí M. (2020). CCAF-DB: The Caribbean and Central American active fault database. Natural Hazards Earth System. *Science*, 20(3), 831–857. doi: 10.5194/nhess-20-831-2020
- Suárez, G., Pardo, M., Domínguez, J., Ponce, L., Montero, W., Boschini, I. y Rojas, W. (1995). The Limon, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back-arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment. *Tectonics*, 14(2), 518–530.
- UNESCO/IOC. (2018). *Tsunami Hazard in Central America: Historical Events and Potential Sources*. San José, Costa Rica: UNESCO/IOC. Manuscrito inédito.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. y Tian, D. (2019). The Generic Mapping Tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>
- Zamora, N. y Babeyko, A. Y. (2020). Probabilistic tsunami hazard assessment for local and regional seismic sources along the Pacific coast of Central America with emphasis on the role of selected uncertainties. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3), 1471–1495. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02372-4>