

Sismicidad de profundidad intermedia de la losa de subducción de las Antillas menores, próxima a la península de Paria, Venezuela

Franck A. Audemard M.^{1,2,3*} ; Leonardo Alvarado⁴ ; Mariano Arnaiz^{1,5} ; Gloria Romero⁴ ; Carlos E. Reinoza-Gómez³ ; Alejandra I. Martínez-González^{3,4} ; Ana Karina Sánchez-Gamboa¹ ; Jean Frédéric Lebrun⁶ ; Luz María Rodríguez² ; José Antonio Rodríguez² ; Mélody Philippon⁶ ; André Singer² ; Jorge González⁷ ; Mariana Lotuffo⁷ 

¹Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela. (*) faudemard@gmail.com; marianoarnaiz@gmail.com; anaksgamboa@gmail.com

²Departamento de Geología de Terremotos, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas, Venezuela. lrodriguez@funvisis.gob.ve; rodriguez.arteaga@gmail.com; singer.andrel@gmail.com

³División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México. reinoza@cicese.mx; amgonzalez@cicese.edu.mx

⁴Departamento de Sismología, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas, Venezuela. joleonar@gmail.com; gromerot@gmail.com

⁵Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, Francia.

⁶Laboratoire des Géosciences, Université des Antilles, Isla de Guadalupe, Francia. jean-frederic.lebrun@univ-antilles.fr; melody.philippon@univ-antilles.fr

⁷Departamento de Ingeniería Sísmica, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas, Venezuela. jorgeg79@gmail.com; mlotuffo@gmail.com

Resumen

A partir de una investigación macrosísmica de sismos recientes (2000-presente), en el rango de profundidad de 45 a 150 km y de magnitud $M_w \geq 5,0$, vinculados a la losa de subducción sudamericana-atlántica (SAA) en la zona de STEP (*Subduction to Transform Edge Propagator*) del Caribe suroriental, se ha determinado que las ciudades de Ciudad Guayana y Ciudad Bolívar, emplazadas en la margen más septentrional del área de afloramiento de las rocas competentes del cratón Precámbrico de Guayana, muestran intensidades sísmicas que no respetan un patrón normal de atenuación con la distancia. Esta situación requiere que la norma sismorresistente venezolana vigente (COVENIN 1756-1:2019) sea revisada, al estar aparentemente subestimada en sus estimaciones de los niveles de amenaza sísmica para esta región sureña venezolana.

Palabras clave: Desgarre litosférico; Atenuación sísmica; Radiación de energía sísmica; Canalización; Intensidad sísmica; Amenaza sísmica.

Intermediate-depth seismicity of the lesser Antilles subduction slab, close to the Paria peninsula, Venezuela

Abstract

From a macroseismic investigation of earthquakes ranging between 45 and 150 km in depth and magnitudes $M_w \geq 5.0$ since year 2000, related to the South American-Atlantic (SAA) subduction in the region of the southeastern Caribbean STEP, we have determined that the cities of Ciudad Guayana and Ciudad Bolívar,

Forma de citar: Audemard M., F.A.; Alvarado, L.; Arnaiz, M.; Romero, G.; Reinoza-Gómez, C.E.; Martínez-González, A.I.; Sánchez-Gamboa, A.K.; Lebrun, J.F.; Rodríguez, L.M.; Rodríguez, J.A.; Philippon, M.; Singer, A.; González, J.; Lotuffo, M. (2025). Sismicidad de profundidad intermedia de la losa de subducción de las Antillas menores, próxima a la península de Paria, Venezuela. *Boletín de Geología*, 47(1), 105-127. <https://doi.org/10.18273/revbol.v47n1-2025005>

sitting at the northernmost edge of competent rock outcrops of the Precambrian craton of Guyana, show seismic intensities which do not comply with a normal attenuation pattern of decreasing intensities with increasing distance. This necessarily leads to the revision of the current Venezuelan seismic-resistant code (COVENIN 1756-1:2019), since the seismic hazard estimations for this southern region of Venezuela appear to be clearly underestimated.

Keywords: Lithospheric tear; Seismic attenuation; Seismic energy radiation; Channeling; Seismic Intensity; Seismic hazard.

Introducción

A la escala del país, la región nororiental venezolana se caracteriza por ser la de mayor actividad sísmica en tiempos recientes, tal como lo evidencia cualquier catálogo sísmico instrumental, sea aquel generado a partir de redes nacionales, como el de FUNVISIS (e. g., Audemard, 2002; Audemard *et al.*, 2005, 2019), o de redes internacionales, cuyos catálogos pueden ser visitados en portales de agencias internacionales en línea (e. g., el National Earthquake Information Center –NEIC– del United States Geological Survey –USGS–, el International Seismological Center –ISC–, entre otras). Esta sísmicidad instrumental ha sido evidentemente mejor conocida, caracterizada y catalogada desde la implementación de la primera red de estaciones sismológicas de cobertura nacional (Red de Estaciones Sismológicas de Venezuela de Apertura Continental –RESVAC–), en el año 1983; a pesar de estar constituida por sólo 20 estaciones sismológicas corto período, la cual disfrutó de una sustancial mejora tecnológica a inicios del siglo XXI con el proyecto de ampliación y modernización preparado para 1998, e implementado en el período 2000-2002, el cual contenía una red moderna de transmisión satelital en tiempo real de 35 estaciones, banda ancha de 3 componentes, distribuidas a lo largo y ancho del país (Orihuela, 2007), aunque con una densificación mayor a lo largo de la frontera de placas descrita por numerosos autores (e. g., Audemard *et al.*, 2000, 2005, 2006; Audemard, 2002). Esta nueva red, como señalan Palma *et al.* (2010), asegura una mejor cobertura azimutal que no solo reduce el umbral de detección de los sismos y mejora los cálculos de los parámetros tradicionales del foco — tiempo origen, localización hipocentral y magnitud—, sino que facilita la determinación del mecanismo focal del evento sísmico, información que refleja el posible mecanismo de ruptura de la falla en el foco.

La rápida visualización de cualquier representación cartográfica de dicha sísmicidad instrumental, además de establecer que la sísmicidad se concentra a lo largo de las zonas de relieves significativos del territorio, que a su vez se asocian a los más importantes accidentes tectónicos activos del país (Audemard *et al.*, 2000, 2005, 2006), permite apreciar que la actividad sísmica se concentra bajo la forma de grandes centros o focos, tanto a escala nacional (Audemard *et al.*, 2005) como local (Audemard *et al.*, 2019; Figuras 1 y 2). La más grande de

estas nubes de actividad sísmica, aquella ubicada al norte de la península de Paria, es de profundidad intermedia (entre –60 y menos de –200 km), tal como lo puso en evidencia Audemard *et al.* (2019), por intermedio de una simple comparación entre sus figuras 2 (toda sísmicidad confundida) y 3 (solo menores a 25 km de profundidad).

Esta sísmicidad intermedia, al Norte de la península de Paria (Figura 2), ha sido regularmente vinculada a un desgarramiento litosférico de la losa oceánica atlántica adherida al continente sudamericano, en su proceso de subducción por debajo de la placa Caribe (Russo y Speed, 1992; VanDecar *et al.*, 2003; Sobiesiak *et al.*, 2005; Clark *et al.*, 2008; Levander *et al.*, 2014; Lugo y Audemard, 2021), que lleva a su vez al desprendimiento del manto litosférico de la corteza continental sudamericana (VanDecar *et al.*, 2003; Bezada *et al.*, 2010; Levander *et al.*, 2014). Se puede señalar que la orientación NE-SO de dicha sísmicidad intermedia, subparalela a las isóbatas de la losa de subducción propuestas por VanDecar *et al.* (2003), correspondería particularmente con la terminación nororiental de dicho desgarramiento, tal como fue visualizado por Clark *et al.* (2008), que indicaron que este proceso está actualmente en curso y sísmicamente activo en tal terminación o *STEP* (*Subduction to Transform Edge Propagator*, por sus siglas en inglés). Gran parte de esta sísmicidad ronda alrededor del centenar de kilómetros de profundidad (Figura 2); y a diferencia de una familia de sismos más someros que responden a fallamiento normal por flexión de placas (fallas por momento flector; solución 16 de Audemard y Castilla, 2016), esta sísmicidad responde a compresión NO-SE (ver solución 15 de Audemard y Castilla, 2016), y muchos de los mecanismos focales que componen esta solución resultan tener movimiento oblicuo con componente subordinada de rumbo, lo cual aparenta ser coherente con modo de ruptura III (desgarre).

Por el contrario, tal como ha sido expresado por Audemard *et al.* (2019), las otras “nubes” de sísmicidad expuestas en su Figura 3 están restringidas a la corteza, y están contenidas en los primeros 25 kilómetros de profundidad (Figura 1). La presente investigación más bien se centra en cómo los sismos de foco de profundidad intermedia (en el rango –60 a –300 km), ubicados al norte de la península de Paria, aunque más particularmente aquellos ubicados en el rango entre –45 y –150 km y de magnitud

Mw 5,0 o superiores, son percibidos en las márgenes septentrionales de afloramiento del cratón de Guayana, específicamente en los centros poblados de la margen sur del río Orinoco (entiéndase Ciudad Guayana, compuesta por la conurbación Puerto Ordaz-San Félix, y Ciudad Bolívar). La atención o curiosidad científica del primer autor fue incitada por la distribución de las intensidades reportadas por la población durante encuestas realizadas de manera presencial, debido al sismo del 4 de octubre de 2000 de magnitud Mw 5,8 y profundidad focal de 113 km. Al respecto,

la representación cartográfica de las intensidades recolectadas, construida por Lotuffo y Molina (2003), asemejaba literalmente a un “par de huevos fritos”, con 2 centros de intensidades máximas bien definidos: uno cercano al epicentro instrumental en cercanías a la península de Paria, mientras el segundo se ubicaba en Puerto Ordaz-Ciudad Bolívar. Tal mapa de intensidades construido en escala MMI desafortunadamente nunca fue publicado. Históricamente, hay un sismo que presenta características similares: el sismo del 21 de octubre de 1766, el cual será discutido ampliamente.

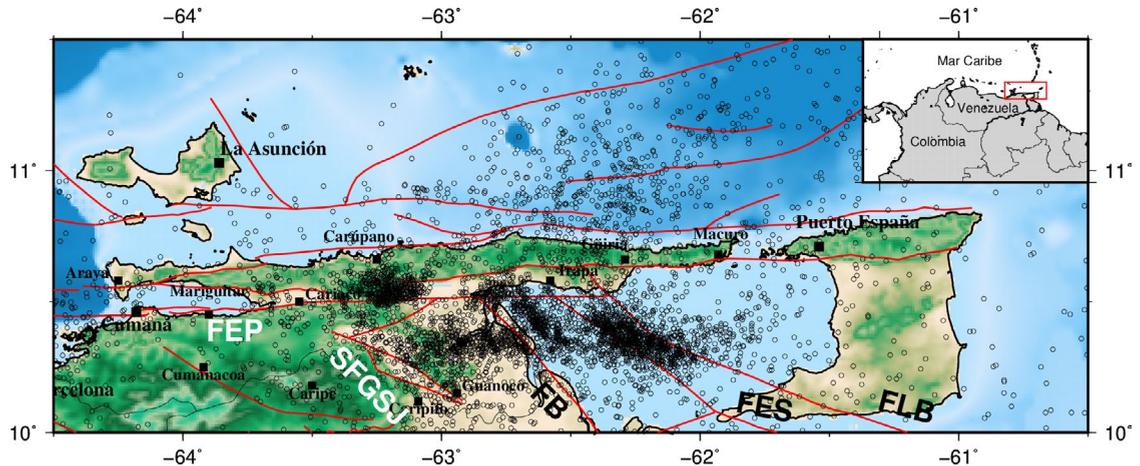


Figura 1. Sismicidad instrumental somera, menor a 25 km de profundidad, del oriente venezolano, para la ventana temporal enero 2000 a diciembre 2023, toda magnitud confundida (Catálogo FUNVISIS). Se puede observar, a pesar de existir una sismicidad cortical distribuida, que esta tiende a estar en nubes de epicentros a lo largo de las fallas principales (FB: Falla Bohordal; FEP: Falla El Pilar; FES: Falla El Soldado; FLB: Falla Los Bajos; SFGSJ: Sistema de Fallas del Graben del San Juan), como indica Audemard et al. (2019). De particular interés resulta la nube en la extremidad occidental del sistema inverso Tunapuy-Arima (de vergencia sur y tangente a las poblaciones de Güiria y Macuro asentadas en la península de Paria), en su confluencia con FEP, así como en la confluencia FEP con las fallas de orientación NO-SE (FB, FES y FLB). Mapa de fallas cuaternarias según Beltrán (1994) y Audemard et al. (2000). El recuadro rojo en el mapa inserto en la esquina superior derecha señala la ubicación relativa de la zona de estudio.

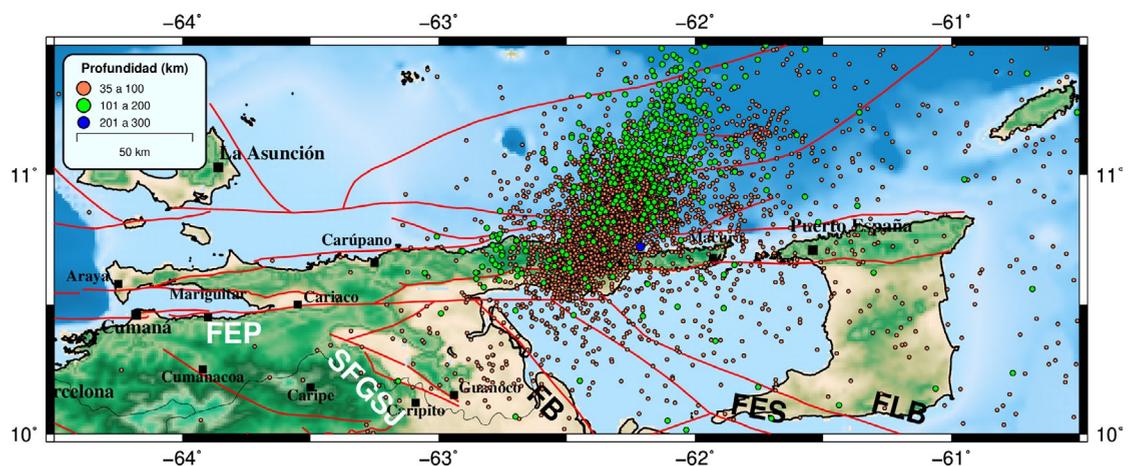


Figura 2. Sismicidad instrumental entre 35 y 300 km de profundidad (esencialmente en el rango intermedio: 60-300 km), del oriente venezolano, para la ventana temporal enero 2000 a diciembre 2023 (catálogo FUNVISIS), desagregada según la escala de colores provista. Se puede observar, a pesar de existir una sismicidad distribuida de entre 35 y 100 km de profundidad, esencialmente al Este del Sistema de Falla del Graben del San Juan (SFGSJ), que ésta tiende a estar bajo la forma de una prominente nube de sismicidad de forma elíptica de eje mayor NE-SO, de igual orientación que la extremidad sur de la losa de subducción bajo las Antillas menores, como indica Audemard et al. (2019). Esta sismicidad intermedia profundiza hacia el NE, aunque es más bien subvertical bajo la península de Paria. Mapa de fallas cuaternarias según Beltrán (1994) y Audemard et al. (2000).

Con el advenimiento de la generación de los mapas de intensidades sísmicas a partir de encuestas llenadas remotamente por la población en portales creados para tal fin por diversos institutos de observación sísmológica (*internet intensity map* en inglés), tales como el USGS o FUNVISIS, ahora es posible detectar que este fenómeno es más frecuente de lo pensado, lo cual es uno de los objetivos del presente trabajo, así como plantear una justificación física igualmente viable, aunque diferente al contraste de impedancia ya avanzado por algunos autores. Por último, también se desea hacer un llamado de atención en las connotaciones que tendría tal comportamiento (de los efectos de los sismos de profundidad intermedia asociados al desgarre de la losa de subducción del Atlántico) sobre las vigentes normas de construcción sismorresistente para la región del norte del escudo de Guayana, supuestamente alejada en un mínimo de unos 250 km de la frontera tectónicamente activa, lo que representa una significativa amenaza para la población y sus construcciones.

Marco geodinámico

La tectónica activa de Venezuela debe ser relacionada con la interacción entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca, e igualmente con otros bloques continentales de menores dimensiones atrapados entre las placas antes indicadas, donde esta interacción varía dramáticamente del Este hacia el Oeste (*e. g.*, Audemard *et al.*, 2000, 2005, 2006; Audemard, 2002, 2003).

La falla El Pilar (FEP; Figuras 1 y 2), en conjunto con otras fallas como Boconó, San Sebastián, los Bajos-El Soldado y/o Warm Springs, conforma un gran sistema transcurrente dextral (*e. g.*, Rod, 1956; Molnar y Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Pérez y Aggarwal, 1981; Stéphan, 1982; Aggarwal, 1983; Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán y Giraldo, 1989; Singer y Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 2000, 2005; Pérez *et al.*, 2001a, 2001b; Weber *et al.*, 2001; Audemard, 2006, 2009, 2011, 2014, entre muchos otros), que facilita el movimiento relativo dextral entre las placas Caribe y Suramérica. No obstante, esta frontera de placas no está representada por un accidente tectónico único (*e. g.*, Soulas, 1986; Beltrán, 1994) y más bien es una franja de deformación transpresiva (de hecho, transcurrente-compresiva), en el oriente venezolano, de más de 100 km de ancho (Audemard, 1993, 1998, 2002; Singer y Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 2000, 2005, 2006; Audemard y Castilla, 2016; Lugo y Audemard, 2021; Figura 3); una zona de frontera de placas o PBZ (*Plate Boundary Zone* por sus siglas en inglés).

De hecho, la PBZ en el Este de Venezuela incluye una franja ancha, de hasta unos 250 km, entre el corrimiento de la Blanquilla al Norte y los corrimientos frontales de la serranía del Interior al Sur (Figuras 3 y 4). Este borde de placas acomoda partición de deformaciones, la cual se extiende desde los Andes de Mérida en el Oeste, donde la partición ocurre entre la falla dextral de Boconó en posición axial y los corrimientos frontales y el acortamiento transversal de la cadena meridiana (Audemard y Audemard, 2002). En el centro del país, este mecanismo de deformación se reparte entre el acortamiento transversal acomodado por el cinturón de deformación surcaribeño al Norte, los corrimientos frontales de las napas Caribe al Sur y el levantamiento de las serranías de la región central, mientras la transcurrancia dextral ocurre en gran medida tanto sobre el propio cinturón surcaribeño—considerado por mucho tiempo como solo un accidente contractivo—como las típicas fallas de rumbo de San Sebastián y La Victoria y otras fallas menores (*i. e.*, Riedels sintéticos). Por su parte, en el oriente venezolano, el acortamiento transversal de orientación NNO-SSE (*e. g.*, Audemard *et al.*, 2005; Audemard y Castilla, 2016; Reinoza *et al.*, 2020) ocurre desde el Norte en el corrimiento de vergencia norte de la Blanquilla (con placa Caribe subductando) hasta los corrimientos frontales de la serranía del Interior (*e. g.*, Pirital) al Sur, mientras la transcurrancia dextral ocurre a lo largo de FEP por lo esencial (Figura 4).

Al respecto, tal como lo resume Audemard (2009), a pesar que muchos autores han considerado al sistema transcurrente dextral de Boconó-San Sebastián-El Pilar como el límite de placa en transformación (*e. g.*, Hess y Maxwell, 1953; Schubert, 1979; Stéphan, 1985; Pérez *et al.*, 2001a, 2001b), otros afirman que la deformación está distribuida sobre una franja ancha de un centenar de kilómetros o más, una PBZ, donde se ha interpretado una estructuración en orógeno flotante en los Andes de Mérida (Audemard, 1991; Jácome, 1994; Audemard y Audemard, 2002; Chacín *et al.*, 2005; Monod *et al.*, 2010; Rondón, 2016; Ávila-García *et al.*, 2022), a través de la cuenca de Falcón (Porras, 2000), y en Venezuela nororiental (Ysaccis, 1997; Ysaccis *et al.*, 2000; Figuras 3 y 4). Ello implica que la frontera de placas del norte de Suramérica en territorio venezolano está por definición flanqueada tanto por una subducción tipo A como por una B en toda su extensión (Figura 3). Y, de manera particular, el extremo más oriental de este ancho cinturón particionado (Figura 4) evoluciona en un típico STEP según la acepción, por ejemplo, de Govers y Wortel (2005), con la presencia de desgarres litosféricos.

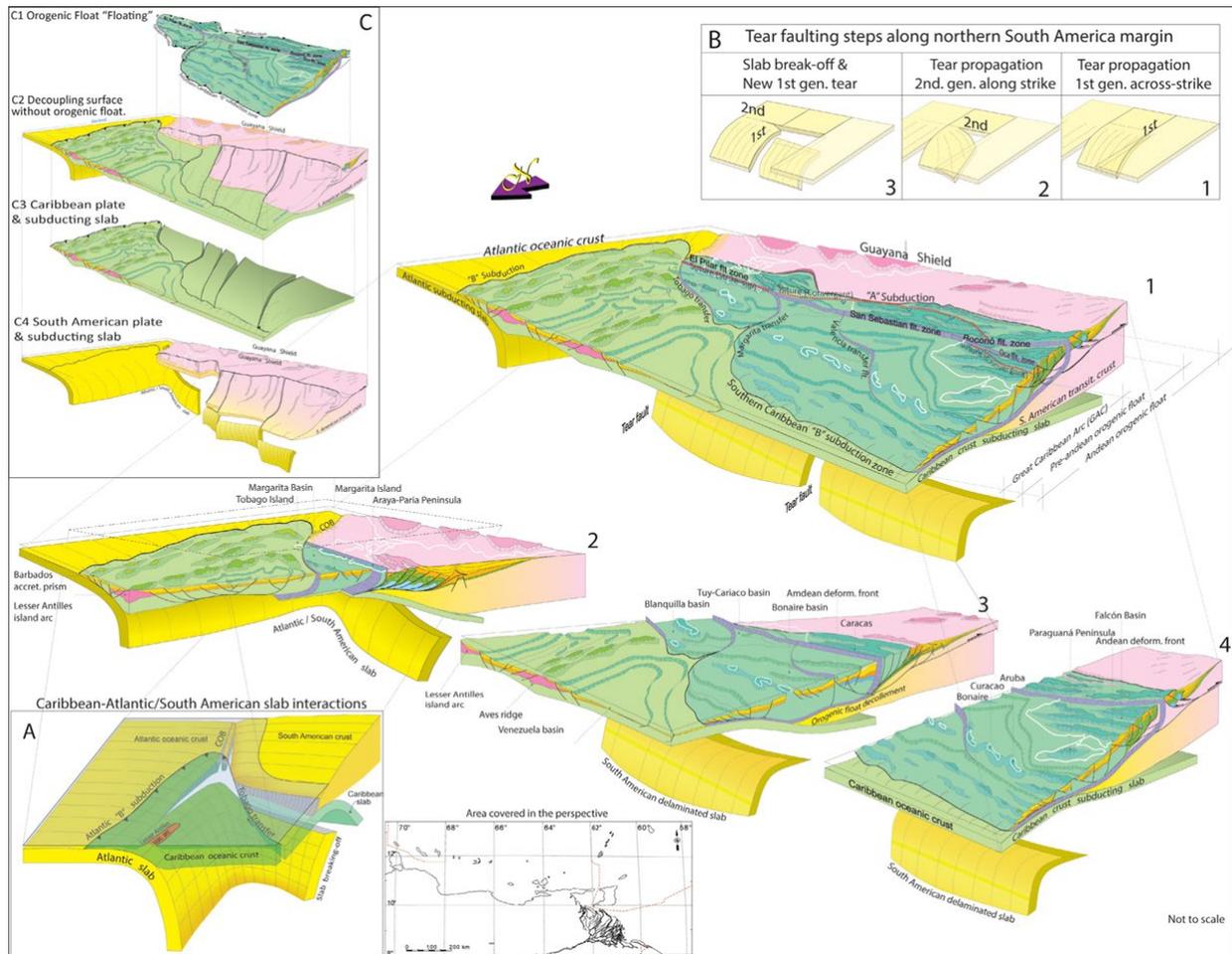


Figura 3. Modelo 3D del contacto entre el Caribe suroriental y las placas sudamericana y atlántica (SAA), donde la colisión y acreción del extremo sur del Gran Arco Caribeño (GAC) contra la litosfera del norte de Suramérica disparó delaminación del borde continental y ascenso astenosférico térmico y levantamiento tectónico (tomado de [Lugo y Audemard, 2021](#)). La línea de costa del norte de Venezuela ha sido dibujada en blanco para referencia geográfica. El bloque 1 muestra el orógeno flotante desde la península de Paraguaná hacia el Este, hasta lo que estos autores infieren como la falla de transferencia de Tobago (COB). Existe una compleja interacción entre las placas Caribe y SAA, donde la Caribe subduce hacia el Sur bajo SAA, mientras ésta obduce al Este encima de la misma al Sur de Trinidad, por lo que se requiere invocar una falla de desgarre a niveles corticales. A diferencia de los autores presentes, [Audemard et al. \(2019\)](#) ha propuesto que esta frontera debe ubicarse bajo las fallas Bohordal-El Soldado-Los Bajos en el golfo de Paria y al Oeste de Trinidad. Igualmente, estos autores del modelo postulan que la subducción del Caribe más oriental al Norte de la plataforma de Margarita y al Este del sistema de transferencia de Margarita requiere de otro sistema de transferencia para acomodar la subducción de la placa Atlántica bajo ella. Los bloques diagrama 2, 3 y 4 muestran el orógeno flotante en tres perspectivas distintas. El bloque 2 muestra cómo los autores han interpretado la posición de la falla de transferencia de Margarita y Tobago y los desplazamientos laterales del Southern Caribbean B Subduction (SCBS), así como el desgarre y desprendimiento de la losa de SAA. El inserto A exhibe la configuración de la losa para la subducción Caribe bajo Suramérica, la falla de desgarre y la falla de transferencia que facilita la subducción concurrente de la placa Atlántica bajo la Caribe. El inserto B muestra la delaminación progresiva de la losa suramericana por dos desgarres progresivos en la losa; primero, uno transversal a la losa, seguido de uno paralelo, hasta lograr el desprendimiento de la losa sudamericana. El inserto C es el mismo bloque 1 que muestra por separado: el orógeno flotante y las geometrías de las losas subductantes Caribe y SAA.

Sismicidad de profundidad intermedia de la losa de subducción de las Antillas menores, próxima a la península de Paria, Venezuela

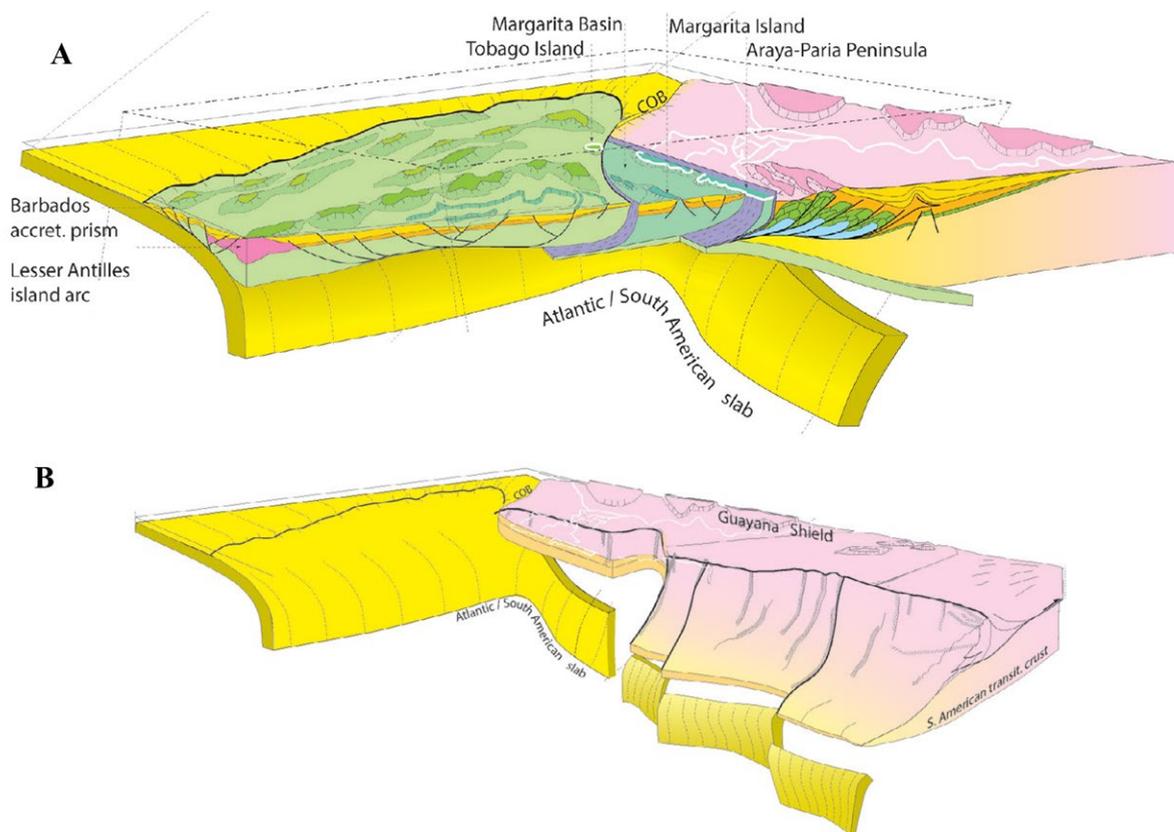


Figura 4. A. Ampliación del bloque 2 de la Figura 3 que muestra la geometría a escala cortical del orógeno flotante en el oriente del país y su relación con las subducciones contiguas (figura original de Lugo y Audemard, 2021). B. Ampliación de la figura inferior del inserto C de la Figura 3 (Lugo y Audemard, 2021), donde se muestra los desgarres y el STEP de la corteza atlántica bajo la península de Paria y de la isla de Trinidad. Se difiere de estos autores en que el desgarre transverso actualmente activo se ubica al Este de Trinidad (COB). La sismicidad instrumental sugiere que se ubica en el golfo de Paria (Figuras 1 y 2), bajo las fallas de Bohordal-Los Bajos-El Soldado, que limita la costa atlántica del delta del Orinoco y las llanuras de Guaraúnos (Pérez y Aggarwal, 1981; Sobiesiak *et al.*, 2005; Audemard y Castilla, 2016).

En términos evolutivos, durante el Terciario y el Cuaternario, tal como lo plantea Audemard (2009), la PBZ del Caribe meridional se inició ya en el Cretácico como subducción oblicua de tipo B, donde la corteza oceánica sudamericana subducía hacia el NO bajo el LIP (*Large Igneous Province*, por sus siglas en inglés) Caribe (CLIP), y dio sucesivamente paso a una creciente colisión oblicua progresivamente más joven al Este (con creciente superficie de contacto y acoplamiento), que fue permitiendo el sobrecorrimiento de las napas de afinidad Caribe de vergencia SSE sobre el margen pasivo Jurásico indeformado del norte de Suramérica. A medida que la colisión se hizo insostenible por el creciente acoplamiento, la transpresión particionada tomó el relevo (Audemard, 1993, 1998, 2009), lo cual implicó que la transcurrencia asumiera un rol preponderante en tiempos más recientes. Este autor indica que la activación de la transcurrencia se inicia en el Oeste a unos 17 Ma (sistema de fallas de Oca-Ancón) y alcanza el oriente venezolano, a la FEP, alrededor de

los 10-12 Ma. Esto implica que la subducción-colisión-transpresión, así como el mecanismo de STEP en su extremo más oriental, fue migrando de Oeste en Este como una ola que rompe a lo largo de una playa y está hoy día en funcionamiento en Venezuela oriental y Trinidad (Audemard, 2009, 2011). En consecuencia, igualmente, la PBZ se ha hecho más transcurrente y menos compresiva con el tiempo, aunque se mantiene compresiva (Audemard *et al.*, 2005, 2006; Audemard y Castilla, 2016), a pesar de mostrar transtensión localizada, como en la fosa de Cariaco y en la plataforma de Carúpano (Audemard *et al.*, 2005) o entre las penínsulas de Araya y Paria (Reinoza *et al.*, 2020).

La Red Sismológica Nacional (RSN) de Venezuela

La Red Sismológica Nacional (RSN) de Venezuela, cuyo proyecto de ampliación y modernización fue preparado para 1998, e implementado en el período 2000-2002, ha permitido, por su distribución espacial más amplia,

pero igualmente más densa, y con equipos de mayor sensibilidad y rango de frecuencias, ahondar en el mejor conocimiento de la sismicidad que ocurre en el país y su correlación con las fallas geológicas activas en el siglo en curso. Esta nueva red, en pleno funcionamiento desde 2002, logró contar hasta con 35 estaciones sismológicas equipadas con sismómetros banda ancha, modelo Guralp 40-T (Orihuella, 2007), en pleno funcionamiento hasta al menos el año 2017. La pérdida progresiva y sostenida de cobertura de la RSN en el oriente venezolano ha sido suplida en los últimos años (particularmente en tiempos de pandemia COVID-19 y posteriormente) con el intercambio de los datos de localización de los sismos con redes nacionales de países vecinos, como Trinidad, y redes internacionales (EE. UU.), aunque las soluciones hipocentrales obtenidas han definitivamente perdido en calidad y precisión.

La sismicidad intermedia en el STEP

El foco de actividad sísmica de profundidad intermedia más profuso en territorio venezolano, larga y ampliamente identificado (e. g., Pérez y Aggarwal, 1981; Russo et al., 1992; Audemard et al., 2005, 2019; Sobiesiak et al., 2005, entre muchos otros), se ubica en el oriente del país, próximo a la península de Paria (Figura 2). Cabe destacar que los dos sismos más grandes hasta el pre-

sente reportados en el país, uno instrumental y el otro histórico, han ocurrido en esta zona y alrededor de los 100 km de profundidad: un Mw 7,3 (según FUNVISIS, 2018) a 7,5 (según USGS) el 21 de agosto de 2018 y un Mw 7,5 (según Audemard, 1999, 2007) a 7,8-7,9 (según Grases y Rodríguez, 2001) el 21 de octubre de 1766. No obstante, el primer sismo instrumental en llamar la atención del primer autor en referencia por una inusual y curiosa distribución de sus intensidades macrosísmicas en su momento, con similares parámetros de la fuente a los dos precitados, fue el sismo Mw 6,2 del 4 de octubre de 2000. Estos 3 eventos, 2 instrumentales y 1 histórico (que puede ser considerado un excelente antecedente) son descritos en mayor detalle a continuación.

El sismo de Güiria del 4 de octubre de 2000

FUNVISIS, en esa fecha, reporta un sismo de Mw 5,8 en las coordenadas 11,153° de latitud norte y 62,481° de longitud oeste, y a una profundidad de 113 km. A una profundidad similar (110 km), pero levemente al suroeste de la ubicación provista por FUNVISIS, el USGS estima una magnitud Mw de 6,2. El mecanismo focal de este evento caracteriza una ruptura en el foco fuertemente compresiva, con algo de componente horizontal (mecanismo focal 98 en Audemard et al., 2005; sismo etiquetado “2000-10-04” en Figura 5).

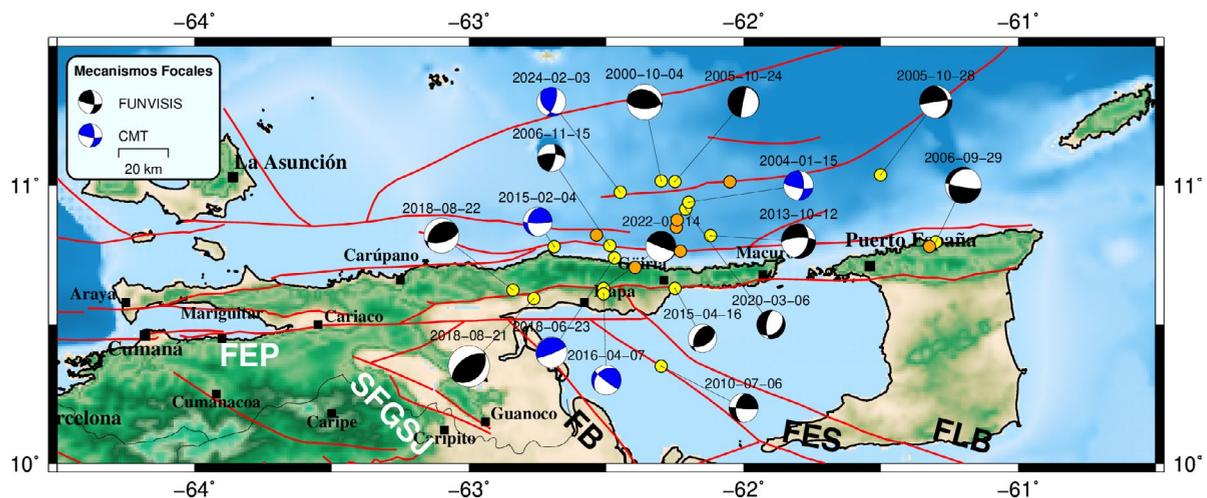


Figura 5. Sismos de profundidad intermedia, particularmente entre -45 y -150 km, con magnitudes USGS $M_w \geq 5,0$, que muestran sus mecanismos de ruptura en la fuente; 7 eventos de los 24 compilados en la Tabla 1 no tienen soluciones focales porque su magnitud no alcanza $M_w 5,0$ según FUNVISIS, aunque en el análisis no tienen mucha relevancia porque 4 de ellos son pre-2006, antes de que iniciasen las encuestas macrosísmicas en línea del USGS. La gran mayoría de estos eventos son fuertemente inversos con alguna componente transcurrente subordinada, salvo 6 eventos, donde 2 de ellos son igualmente pre-2006. De los 4 restantes, los sismos del 29-IX-2006 (normal; N de Trinidad) y 06-VII-2010 (transcurrente, FES) son someros para FUNVISIS (Tabla 1). El evento del 07-IV-2016 es transcurrente, aparentemente asociado a la FLB, mientras que el del 06-III-2020, ampliamente extensional, no tiene evaluación macrosísmica (solo $M_w 4,8$ FUNVISIS), cuya solución focal recuerda mucho la solución tensorial 16 de Audemard y Castilla (2016) asociada a momento flector de la placa subductante.

Tras recibir reportes por vía telefónica sobre daños a la construcción ocurridos en la población sucrense de Güiría, particularmente en un liceo, FUNVISIS envió varias comisiones a la región oriental del país en los días sucesivos —usanza de esos tiempos cuando no se disponía del llenado de encuestas en línea aún— para inspeccionar los eventuales daños y levantar encuestas macrosísmicas, a fin de conocer mejor los efectos del sismo en el medio construido y natural y en sus habitantes, para luego redactar el informe del sismo correspondiente y así también construir el mapa de intensidades.

El primer autor, en compañía de los colegas ingenieros Jorge González y el director técnico de aquel entonces, doctor Germán Tovar, realizaron las encuestas de la región epicentral (principal) en los alrededores de la ciudad de Güiría y otras poblaciones de la península de Paria, así como la inspección ocular a las edificaciones reportadas con daños. Se precisa “epicentro principal”, porque al generar el mapa de intensidades, a partir de las encuestas realizadas a los pobladores de la región, por parte de los colegas del Departamento de Ingeniería Sísmica de FUNVISIS en las semanas sucesivas (Lotuffo y Molina, 2003), resultó existir un “epicentro macrosísmico secundario” centrado en las ciudades de Ciudad Guayana y Ciudad Bolívar, en la margen sur (derecha) del río Orinoco. En consonancia con lo antes expuesto, Isabel Audemard, habitante de Puerto Ordaz, reportó que cristalería ligera en su domicilio había caído de las estanterías en las vitrinas durante ese evento. Este mapa presentaba la peculiaridad de asemejarse a “un par de huevos fritos”, orientados burdamente norte-sur. Esta singularidad es igualmente compartida por los otros 2 sismos, como se podrá ver a continuación.

El sismo de Yaguaraparo del 21 de agosto de 2018

En el año 2018, a pesar del declive de la RSN reportado por Martínez-González (2017), fue registrado el sismo instrumental más grande en magnitud por red sísmológica venezolana hasta el presente. Particularmente, el 21 de agosto de 2018, a las 17:31 hora local de Venezuela (HLV), FUNVISIS reportó preliminarmente un evento sísmico de magnitud (Mw) 6,9 a 5 km al Este de Yaguaraparo (epicentro reportado en las Figuras 5 y 6), con una profundidad de 31,6 km (Romero *et al.*, 2018). La misma fuente de información indica que durante el periodo comprendido entre la ocurrencia del sismo principal y el 7 de septiembre de ese año 2018, algo más de 2 semanas de observación, se reportaron un total de 45 sismos asociados al sismo

principal, con magnitudes Mw entre 2,0 y 5,9 (Figura 6). Los parámetros de la fuente fueron luego recalculados, y arrojaron que el epicentro del sismo se localiza en las coordenadas 10,59° de latitud N y 62,76° de longitud O, aproximadamente a 7 km al Este de Yaguaraparo, con una profundidad esta vez de unos 110 km (Romero *et al.*, 2018; Vásquez-Stanescu *et al.*, 2019; Figuras 5 y 6).

Comparado con los reportes emitidos por otros centros sísmológicos internacionales, que proponen más bien epicentros marinos al Norte y cercanos a la costa de la península de Paria, las profundidades del foco varían entre 86 y 169 km (ver la Tabla 1 en Vásquez-Stanescu *et al.*, 2019), y se mantiene siempre en el rango de las profundidades intermedias. En la tabla antes mencionada, en lo concerniente a la magnitud, las estimaciones en magnitud de momento sísmico (Mw) varían entre 6,9 (*Seismic Unit of the University of the West Indies*) y 7,3 (USGS, CMY, GFZ, IRIS, entre otros), lo cual lleva a pensar que la magnitud tiende a la estimación más alta por haber sido el valor modal obtenido por los distintos centros consultados, y, particularmente, por la extensión del área de percepción.

En tal sentido, Vásquez-Stanescu *et al.* (2019) estimaron dicha área de percepción del evento principal en unos $7,5 \times 10^6$ km² (Figura 7), lo cual amplía la estimación original de 4'656.142 km² (unas 5 veces la extensión del territorio venezolano) de Romero *et al.* (2018), realizada en los días sucesivos al evento de manera preliminar a partir de las encuestas de intensidades rellenadas en línea (<http://www.funvisis.gob.ve/index.php>) y ninguna complementación hemerográfica. Según una investigación documental en medios de comunicación social, llevada por el equipo de investigadores liderado por Vásquez-Stanescu *et al.* (2019), en los meses sucesivos, este sismo de Yaguaraparo fue reportado en 15 países distintos de la región Caribe y del norte de Suramérica (Figura 7). Este sismo presenta un mecanismo en el foco muy similar al del evento de octubre de 2000: fuertemente compresivo con transcurencia subordinada (2000-10-04 en Figura 5). Si asumimos que este sismo principal y sus réplicas ocurrieron en la losa de subducción de fuerte buzamiento norte, como lo denota la distribución hipocentral de la nube de estos eventos (zona de Wadati-Benioff), ilustrada en la Figura 6, el plano nodal solución (aquel con buzamiento norte) tendría componente horizontal dextral subordinada, al igual que la solución focal del sismo del 4 de octubre de 2000. Ambos mecanismos estarían apuntando a un mecanismo de rotura en desgarre (modo III).

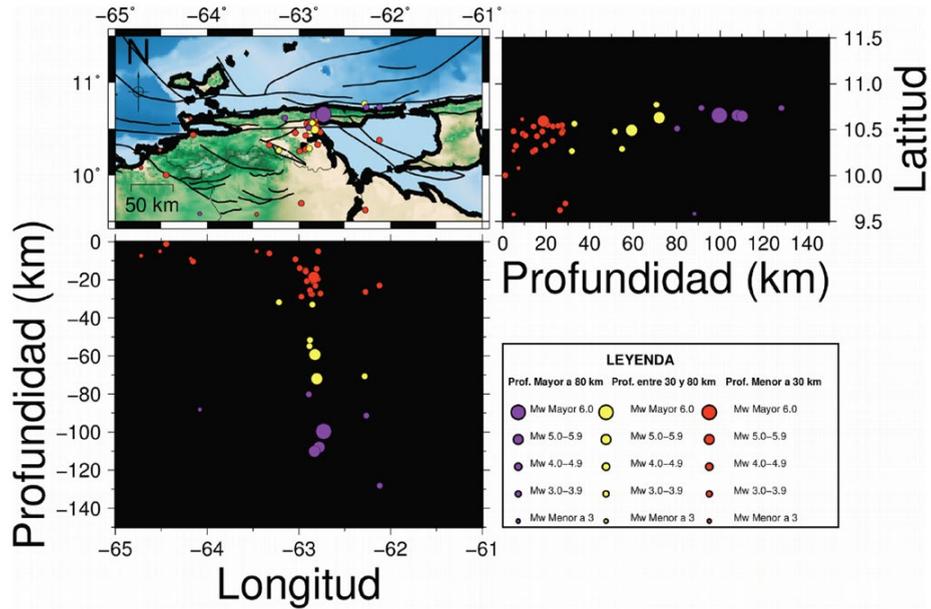


Figura 6. Distribución espacial de la actividad sísmica del terremoto de Yaguaraparo del 21 de agosto de 2018 y sus réplicas, para la ventana temporal desde el 21/08/2018 al 7/09/2018, tanto en vista en planta como en perfiles ortogonales N-S y O-E (tomado de Romero *et al.*, 2018). La nube de sismos define claramente una estructura de alto buzamiento norte, y la nube inclina al este, que se extiende desde la superficie hasta los 110 km de profundidad del sismo principal de magnitud Mw 7,3.

Dada la extensa área sentida de este sismo (Romero *et al.*, 2018; Vásquez-Stanescu *et al.*, 2019; Figura 7), este evento recordó en su momento al sismo de octubre de 1766, el cual, luego de una serie de consideraciones presentadas por Audemard (2006), se concluye que debe

ser un sismo de profundidad intermedia en relación con la losa de subducción Atlántica en la esquina SE del Caribe en la misma región de Paria; de igual manera que un sismo instrumental anterior ocurrido el 4 de octubre de 2000, pero de un orden de magnitud menor.

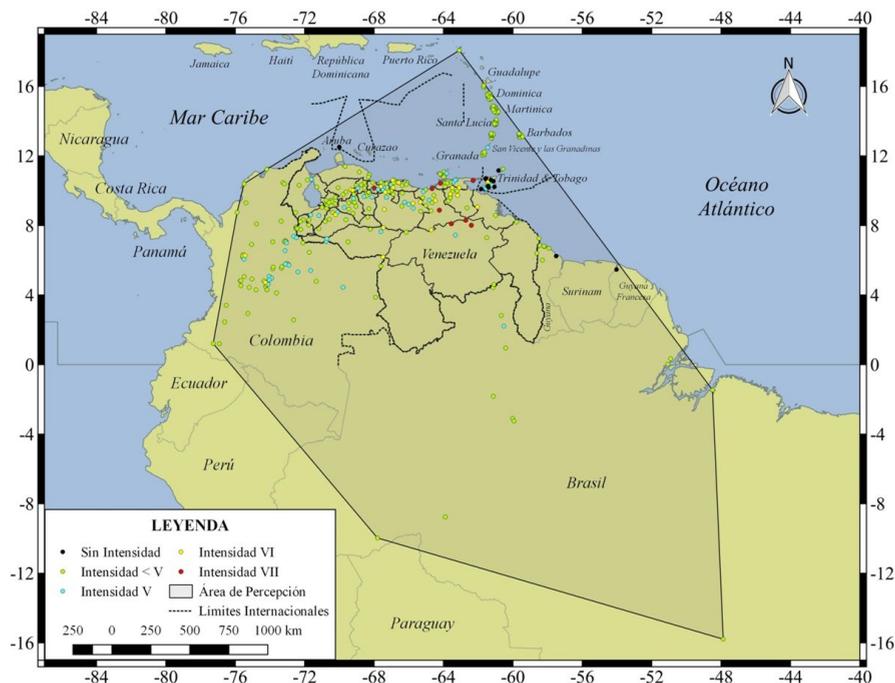


Figura 7. Área de percepción, superior a 7,5 millones de kilómetros cuadrados (áreas marinas incluidas), 8 veces la superficie territorial continental de Venezuela, y variación espacial de las intensidades sísmicas del terremoto del 21 de agosto de 2018 (tomado de Vásquez-Stanescu *et al.*, 2019). Noten las intensidades anómalamente altas en la margen sur del río Orinoco (centros de intensidad rojos) en uno o dos grados de intensidad en comparación con su entorno. Incluso, en el Tigre, como para el evento del 7 de abril de 2016 (comparar con Figura 9).

Además, la evaluación de intensidades macrosísmicas, realizada por Vásquez-Stanescu *et al.* (2019), permite identificar niveles de intensidad inesperados en las 2 principales ciudades del norte del estado Bolívar: Ciudad Bolívar y Ciudad de Guayana, en comparación con las poblaciones vecinas al Norte y más cercanas al epicentro instrumental y macrosísmico (3 centros con intensidad VII, en color rojo, ubicados en la margen sur del río Orinoco en la Figura 7). Estos valores de intensidad parcialmente resultan de la identificación de daños en el medio construido, tal como evalúan diversas escalas de intensidades existentes (MMI, MSK, EMS-98, entre otras). Tal como reportan Vásquez-Stanescu *et al.* (2019), para poblaciones cercanas al foco sísmico, Cumaná y Güiría (ubicada a la vertical del foco), fueron también inventariados, en las dos ciudades bolivarenses más sureñas precitadas, daños en construcciones, aunque no estructurales. En un trabajo más exhaustivo y basado sobre una recopilación documental de daños en construcciones, Coronel (2018) indica que el estado Bolívar fue uno de los más afectados, donde principalmente se reportaron daños no estructurales, pero sin confirmación a ciencia cierta.

Se mencionan 48 afectaciones en el municipio Caroní (Ciudad Guyana), de las cuales 22 viviendas sufrieron daños menores y una fue declarada inhabitable en San Félix, según declaraciones del alcalde (El Pitazo, 2018). Coronel (2018) indica que en la parroquia Unare de Puerto Ordaz se reportaron daños en algunos edificios o bloques residenciales antiguos de hasta 10 pisos de altura, donde se observaron daños no estructurales importantes en la tabiquería, juntas de separación entre bloques, puertas y ventanas, razón por la que fueron desalojadas preventivamente 98 familias (238 personas). Por su parte, en la parroquia Universidad, al menos 10 edificaciones sufrieron daños, entre ellas los edificios del urbanismo los Raudales y el hospital Uyapar con daños no estructurales.

De igual manera, en las parroquias Cachamay, Simón Bolívar, Dalla Costa y Vista al Sol de Puerto Ordaz, resultaron afectadas algunas viviendas entre otras edificaciones (Primicia, 2018). Es significativo señalar que este nivel de daños no es observado en ninguna otra parte, aunque Coronel (2018), en su búsqueda documental en diversas fuentes, señala reportes de daños en diversas poblaciones venezolanas diseminadas en los otros estados orientales: en el estado Sucre, 47 viviendas, en Cumaná y Cariaco; en el estado Anzoátegui, al menos 29 estructuras fueron afectadas por el sismo, entre ellas 17 casas, 6 edificios, 1 hotel, 2 iglesias, 2 escuelas y 1 hospital, repartidas entre Clarines, Barcelona, el Tigre, Guanta, Puerto la Cruz, Barcelona, Soledad y Pariaguán; y en Monagas, un centro comercial, la universidad Santiago Mariño y 1 gimnasio vertical, en Maturín.

En definitiva, de acuerdo a la extensión del área en la cual fue sentido este evento sísmico, los daños inusuales reportados en las ciudades de la margen sur del río Orinoco, la profundidad del sismo —aparentemente relacionado con el sector muy complejo de subducción del oriente del país y un eventual desgarre litosférico en curso (Figuras 3 y 4)—, su ubicación epicentral y los escasos daños registrados en consideración con la magnitud del evento en proximidad al epicentro, este sismo evoca las características macrosísmicas al evento preinstrumental del 21 de octubre de 1766, cuya región epicentral macrosísmica está ubicada a caballo sobre la región de Paria y Trinidad, y cuya extensión de percepción superó los 4 millones de km², sentido en Amazonas y hasta La Guajira colombiana, las tres Guayanas y Martinica. Es decir, que el sismo de 1766 es un excelente antecesor histórico de este de agosto de 2018, cuya comparación macrosísmica pareciera no resultar directa y simple por las diferencias de distribución y densidad poblacional y, en consecuencia, del medio construido tan dispar de 2 sismos separados por unos 250 años de evolución social y cultural, tal como evocan Rodríguez y Audemard (2003) en su investigación referente a las principales limitaciones confrontadas durante los estudios de sismicidad histórica.

El sismo del 21 de octubre de 1766: un antecedente histórico

Históricamente, hay un sismo que presenta características similares a los eventos de octubre 2000 y agosto 2018 antes descritos: el sismo del 21 de octubre de 1766. Este es considerado el más grande en magnitud (Mw 7,8-7,9 para Grases y Rodríguez, 2001; al menos Mw 7,5 para Audemard *et al.*, 2019) en el territorio nacional, pero no necesariamente el más destructivo aun para la región oriental, aunque sí el de mayor área sentida (del orden de 2×10^6 km² y más de $3,6 \times 10^6$ km² si se incluyen las áreas marinas), lo cual ha llevado a diversos autores (Lugo y Giraldo, 1989; Audemard, 1999, 2007; Mocquet, 2007) a considerarlo de profundidad intermedia y vincularlo a la losa de subducción atlántica en cercanía a la península de Paria.

Grases (2006), quien comparte su magnitud, su ubicación epicentral y su profundidad focal con los autores citados, confronta la problemática de no saber si es un único sismo por su inusual distribución de daños, lo que le lleva a plantearse la posibilidad de 2 sismos: uno con epicentro en cercanía a la península de Paria y otro en la Encaramada (en el extremo noroeste del estado Bolívar, en las márgenes del río Orinoco), cuyos reportes de daños no pudieron separarse en el tiempo por haber ocurrido en el distante año 1766, caracterizado por una demografía aún más dispersa y menos numerosa. Posteriormente, en exhaustivo y detallado estudio macrosísmico realizado

por [Mocquet \(2007\)](#), a partir de una búsqueda en varias fuentes primarias (Archivo General de Indias –AGI–, Archivo del Consejo Municipal de Caracas –ACMC– y el Archivo Arquidiocesano de Caracas –AAC–), apoyada en las bibliotecas europeas del Instituto Francés en París, de La Rochelle (Francia) y del Real Observatorio de Bélgica en Bruselas, revela que las poblaciones a las márgenes del río Orinoco presentan valores de intensidad sísmica superiores a las esperadas según un patrón de atenuación decreciente con la distancia.

En particular, Angostura (Ciudad Bolívar), Buena Vista (cerca de la anterior), Presidio o Antigua Guayana y Urhuana (La Urbana) (véanse [Figura 3](#) y [Tabla 2](#) de [Mocquet, 2007](#)) presentaron intensidad igual o superior a VII en la escala EMS-98, lo cual confirma este comportamiento previamente expuesto en análisis macrosísmico del mismo evento usando la escala de intensidad MMI compilado por [CERESIS \(1985\)](#). [Mocquet \(2007\)](#) atribuye esta anomalía de incremento de la intensidad en las márgenes del río Orinoco a un fuerte contraste de impedancia entre los sedimentos blandos suprayacentes a las rocas muy competentes del cratón Precámbrico suramericano, tal como había sido comprobado en otras regiones por [Sánchez-Sesma \(1998\)](#) y [Ohtsuki y Harumi \(1983\)](#).

Aunque [Mocquet \(2007\)](#) demuestra con testimonios de la época que las poblaciones aledañas al Orinoco, y tan lejanas como en al menos unos 200 km (*e. g.*, Ciudad Guayana) y hasta unos 600 km de distancia como la Encaramada (Urhuana o Urbana), presentan daños que permiten asignarle intensidades EMS-98 de VII o más, y demuestran un comportamiento peculiar y anómalo de los efectos de este sismo de octubre de 1766 en las márgenes del cratón de Guayana, se difiere en que la justificación física sea por fortísimos contrastes de impedancia entre los sedimentos blandos de la cobertura que reposa sobre un basamento cristalino mucho más rígido, que definitivamente debe existir. Bastaría con indicar que Ciudad Bolívar no reposa sobre significativos espesores de sedimentos blandos, si simplemente recordamos que rocas graníticas precámbricas afloran en la Piedra del Medio o de La Sapoara, en medio del lecho actual del río Orinoco, a unas pocas centenas de metros frente a Ciudad Bolívar.

[Audemard \(1999, 2007\)](#) concluye que este evento histórico del año 1766 pudo haber sido generado por una fuente distinta a la falla El Pilar, dada la extensa área sentida, la ausencia de maremoto, la ausencia de licuación en Cumaná y que no se reportaron víctimas fatales, por lo que se asocia con un evento de subducción a profundidad intermedia, en proximidad al golfo de Paria y la costa NO de Trinidad.

Sismos de profundidad intermedia en Paria del siglo XXI

Atendiendo los principales parámetros de la fuente de los 3 eventos previamente descritos, es decir: a) sismos al menos moderados en magnitud (Mw 5,0 en catálogo USGS o más), b) no corticales y de profundidad intermedia, particularmente en el rango –45 km (no corticales pero aún someros en profundidad) y –150 km, c) con localización epicentral a lo largo de la península de Paria y su costa norte y d) con mecanismo focal en fallamiento inverso (de la misma familia que la solución 15 de [Audemard y Castilla, 2016](#)), lanzamos una búsqueda ampliada de sismos con dichas características en los catálogos sismológicos de FUNVISIS y del USGS a fin de identificar si estos igualmente producían efectos o daños inusuales en las poblaciones de la margen sur del río Orinoco, tanto en los estados Bolívar como Amazonas, tal como ocurrió con los 3 sismos antes analizados de los años 1766, 2000 y 2018 (ver [Tabla 1](#)).

A fines de nuestra investigación macrosísmica, se pudieron reunir solo sismos ocurridos a partir del año 2006, porque el Servicio Geológico de EE. UU. (USGS) ha generado y puesto a disposición mapas de intensidad macrosísmica para la región desde entonces, lo que lleva a presumir que sus portales de encuestas sísmicas en línea fueron activados para ese momento ([Tabla 1](#)). Las entradas en la [Tabla 1](#) resaltadas en amarillo corresponden a los 12 sismos de los cuales el USGS generó su respectivo mapa de intensidad con información recabada en línea. Se debe aclarar, dado que el cálculo de magnitud por parte de FUNVISIS parece siempre arrojar valores algo inferiores a los de centros sismológicos internacionales, que se consideraron para este análisis sismos extraídos del catálogo FUNVISIS con magnitud Mw de 4,8 y superiores, para equivalerlos a aquellos de Mw 5,0 de agencias internacionales.

De esos 12 eventos post-2005, solo 4 no presentan reportes de intensidades en las ciudades del estado Bolívar. Uno de ellos es el sismo del 06 de julio de 2010 ([Tabla 1](#)), con reporte de intensidad IV en Cumaná únicamente ([Figura 8](#)), probablemente como el resultado combinado de una profundidad somera (solo 49 km para el USGS y 5 km para FUNVISIS), una magnitud Mw de 5,0 (USGS) o 3,9 (FUNVISIS) y un mecanismo de ruptura en falla transcurrente ([Figura 5](#)). El otro que no aparece sentido en los mapas de intensidades del USGS es el sismo del 07 de abril de 2016 (penúltimo en la [Figura 9](#)), que sí fue sentido a nivel nacional en varias localidades de los llanos orientales: Maturín (edo. Monagas) y el Tigre y la conurbación Puerto la Cruz-Barcelona (edo. Anzoátegui), con intensidades entre II y V (en el Tigre). Este evento

*Sismicidad de profundidad intermedia de la losa de subducción de las Antillas menores,
próxima a la península de Paria, Venezuela*

es fuertemente transcurrente con componente inversa subordinada (Figura 5) y su magnitud apenas ronda la magnitud Mw 5,0 (Tabla 1). Al igual que el sismo del 06 de julio de 2010, aunque es un evento que sí cumple con las características de la fuente por nosotros impuestas, yace algo al Sur de la península de Paria en comparación con los 10 eventos restantes que se ubican al Norte de la península de Paria (Figuras 8 a 10). No obstante, la población del Tigre, durante este evento del 07 de abril de 2016, exhibe un valor anómalo (intensidad V), mayor que poblaciones más cercanas al foco.

Finalmente, los últimos 2 eventos de la Tabla 1, ambos de febrero del año 2024, cuyas magnitudes USGS son sólo de 4,9, fueron sentidos solo en Trinidad y en la isla de Grenada, en su capital Saint Georges, según los mapas de intensidades del USGS (correspondiente a los dos mapas inferiores de la Figura 10). No obstante, estos eventos sí fueron sentidos en Puerto Ordaz (Ciudad Guayana), tal como lo reportara el ingeniero geólogo Noel Mariño por la cuenta X® @GeonotasVzla, quien habita en esa localidad.

Tabla 1. Sismos instrumentales extraídos del catálogo USGS desde el año 2000 inclusive, con magnitudes $M_w \geq 5,0$ (o 4,8 FUNVISIS) y profundidades entre 45 y 150 km, en la ventana geográfica 60,5° a 64,5° de longitud oeste y 10,0° a 11,5° de latitud norte (equivalente a las de las Figuras 1, 2 y 5). Los eventos resaltados en amarillo corresponden a los que tienen mapas de intensidades en el portal del USGS, construidos a partir de encuestas en línea, presentados en las Figuras 8 a 10. Los mecanismos focales disponibles se presentan en la Figura 5. A título comparativo, se muestran los parámetros de dichos eventos contenidos en el catálogo FUNVISIS.

Fecha			FUNVISIS					USGS					Mec. FOCAL		
AAAA-MM-DD	hora	min	seg	latitud (°)	longitud (°)	Prof. (km)	mag.	hora:min:seg	latitud (°)	longitud (°)	Prof. (km)	mag.	Tipo mag.	FUNVISIS	CMT
2000-10-04	14	37	0	11,153	-62,481	113,0	5,8	14:37:44.150000	11,124	-62,559	110,3	6,2	mwc		
2001-04-24	17	3	0	10,764	-62,230	67,0	4,9								
2001-10-14	4	41	0	11,013	-62,050	105,0	4,8								
2001-12-06	10	40	0	10,822	-62,536	69,0	4,8								
2002-03-17	16	40	0	10,705	-62,395	71,0	4,8								
2004-01-15	10	56	0	10,872	-62,221	71,0	5,0	10:56:20.240000	10,851	-62,468	98,0	5,1	mwc		
2005-10-24	9	19	0	11,049	-62,205	117,0	5,1	09:19:19.780000	11,138	-62,079	116,0	5,1	mwc		
2005-10-28	22	31	0	10,850	-61,885	76,0	5,3	22:30:58.240000	11,070	-62,040	64,2	5,4	mwc		
2006-09-29	18	23	0	10,781	-61,323	26,0	4,8	18:23:05.000000	10,814	-61,758	52,0	5,5			
2006-09-29	13	8	0	10,797	-61,300	54,0	5,4	13:08:26.000000	10,876	61,756	53,0	6,1			
2006-11-15	20	25	0	10,784	-62,487	97,0	4,9	20:25:51.160000	10,770	-62,686	96,8	4,9	mb		
2010-07-06	13	47	0	10,355	-62,324	5,0	3,9	13:47:49.000000	10,358	62,448	49,0	5,0			
2013-10-12	2	10	30,0	10,822	-62,122	68,0	5,6	02:10:27.290000	10,905	-62,315	63,0	6,0	mww		
2015-02-04	10	59	29,9	10,655	-62,752	96,1	3,9	10:59:28.750000	10,680	-62,835	110,5	5,1	mb		
2015-04-16	2	24	17,3	10,741	-62,315	27,2	4,8	02:24:16.130000	10,834	-62,410	77,3	5,1	mb		
2016-04-07	12	22	22,9	10,520	-62,501	81,5	4,9	12:22:21.990000	10,542	-62,588	86,2	5,2	mb		
2017-04-23	1	52	21,6	10,850	-62,245	86,9	4,8								
2018-06-23	1	54	42,2	10,656	-62,535	86,4	5,3	01:54:40.710000	10,741	-62,673	90,6	5,2	mww		
2018-08-21	21	31	41,7	10,593	-62,764	110,8	7,0	21:31:40.270000	10,658	-62,852	108,9	7,3	mb		
2018-08-22	13	27	49,9	10,624	-62,845	82,5	5,9	13:27:48.490000	10,659	-62,929	108,0	5,8	mww		
2020-03-06	2	44	51,9	10,915	-62,210	73,3	4,8								
2022-07-14	19	16	57,9	10,644	-62,599	18,2	4,9	19:16:58.990000	10,732	-62,601	107,7	5,3	mww		
2024-02-03	18	33	36	10,835	-62,269	66,7	4,9	18:33:35.453000	10,927	-62,483	85,3	4,9	mww		
2024-02-06	2	18	4,5	10,876	-62,242	28,3	4,8	02:18:02.618000	10,924	-62,497	88,4	4,9	mb		

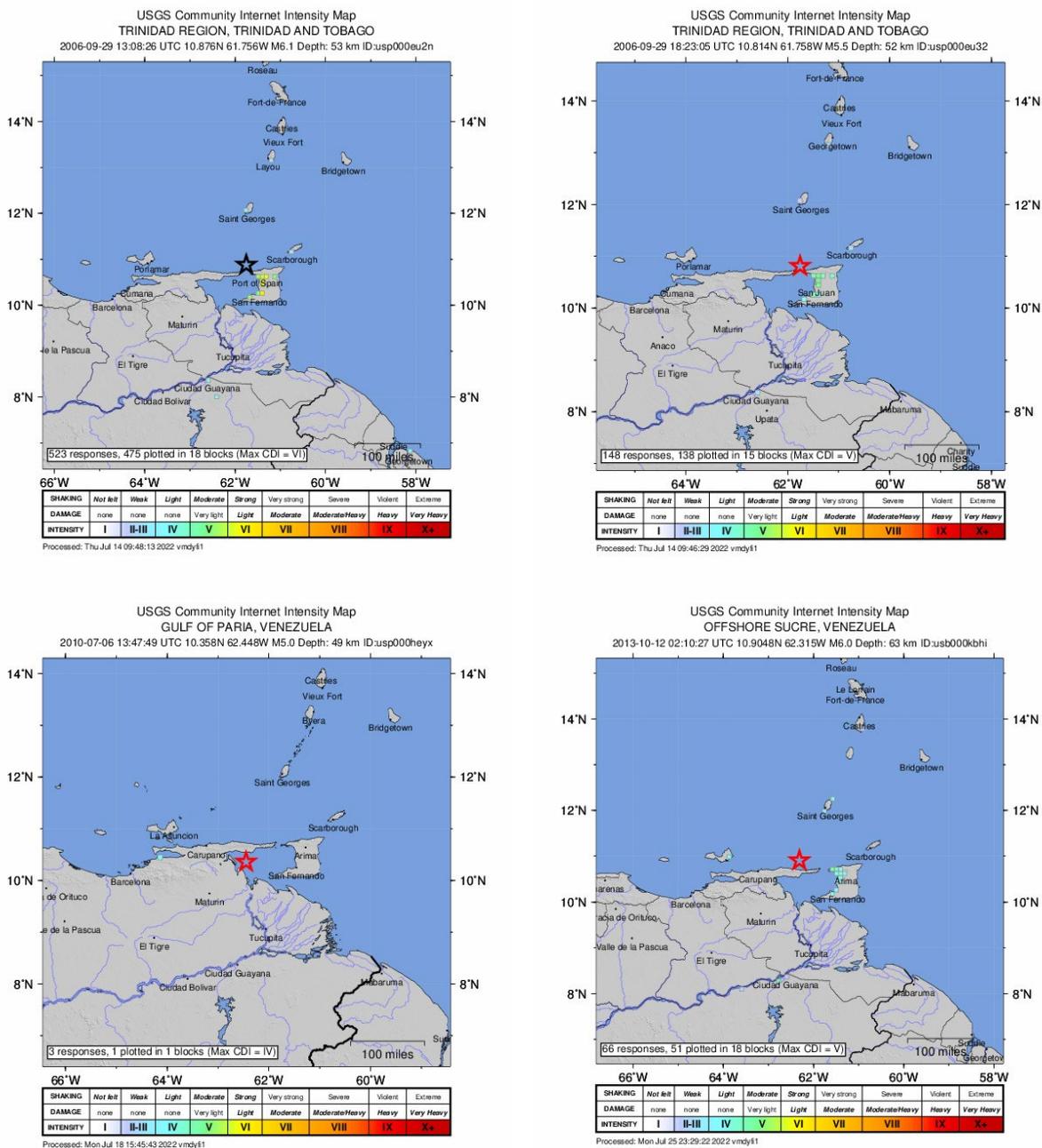


Figura 8. Mapas de intensidades macrosísmicas publicados por el USGS, generados a partir de encuestas hechas en línea, de sismos ocurridos próximos a la península de Paria, Venezuela, entre 45 y 150 km de profundidad y magnitud Mw de al menos 4,9, sentidos (o no) en el margen norte del cratón de Guayana (en la margen sur del río Orinoco): sismos de 29-IX-2006 (Mw 6,1), 29-IX-2006 (Mw 5,5), 6-VII-2010 y 12-X-2013.

Sismicidad de profundidad intermedia de la losa de subducción de las Antillas menores, próxima a la península de Paria, Venezuela

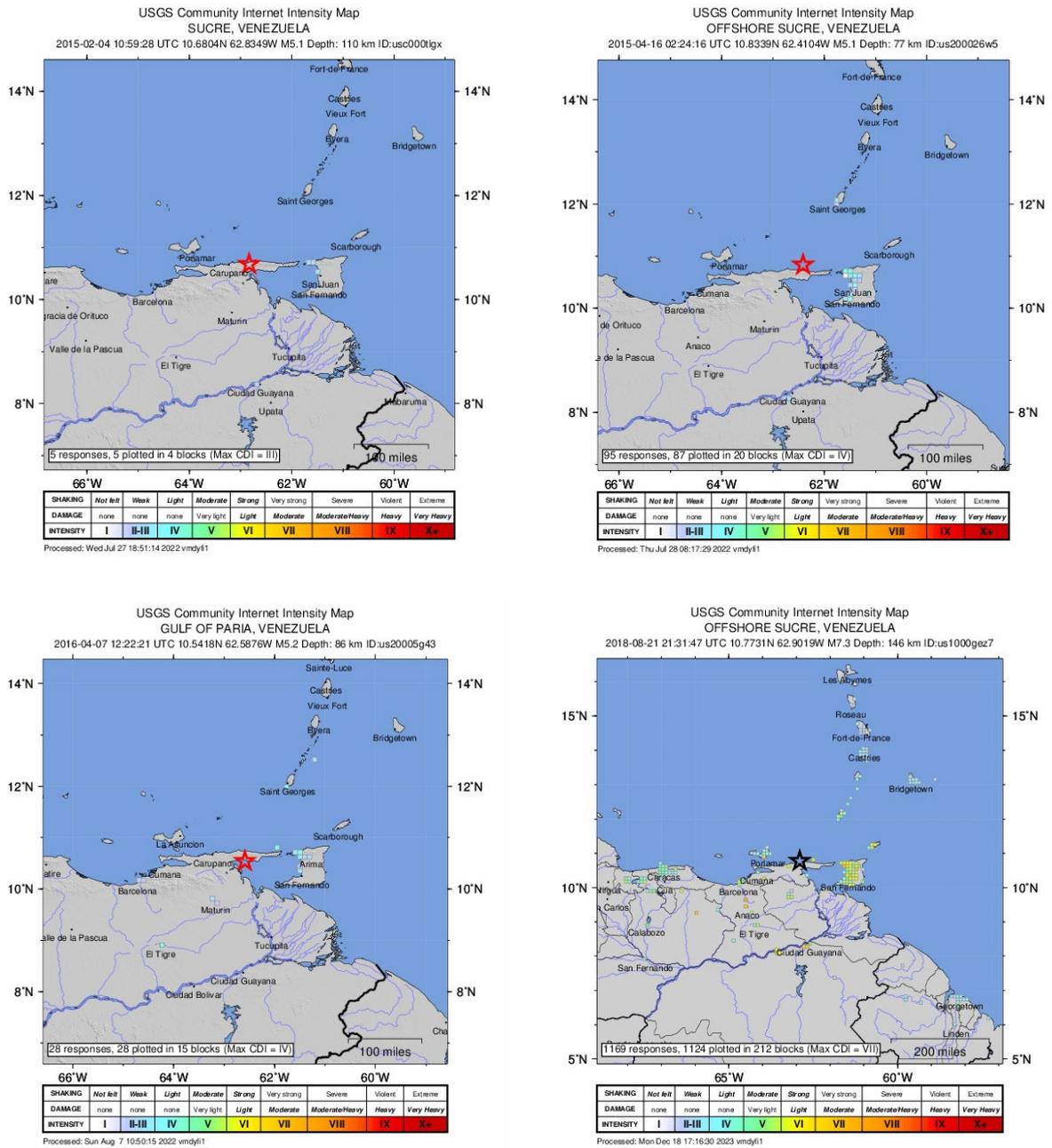


Figura 9. Mapas de intensidades macrosísmicas publicados por el USGS, generados a partir de encuestas hechas en línea, de sismos ocurridos próximos a la península de Paria, Venezuela, entre 45 y 150 km de profundidad y magnitud Mw de al menos 4,9, sentidos (o no) en el margen norte del cratón de Guayana (en la margen sur del río Orinoco): sismos de 4-II-2015, 16-IV-2015, 7-IV-2016 y 21-VIII-2018.

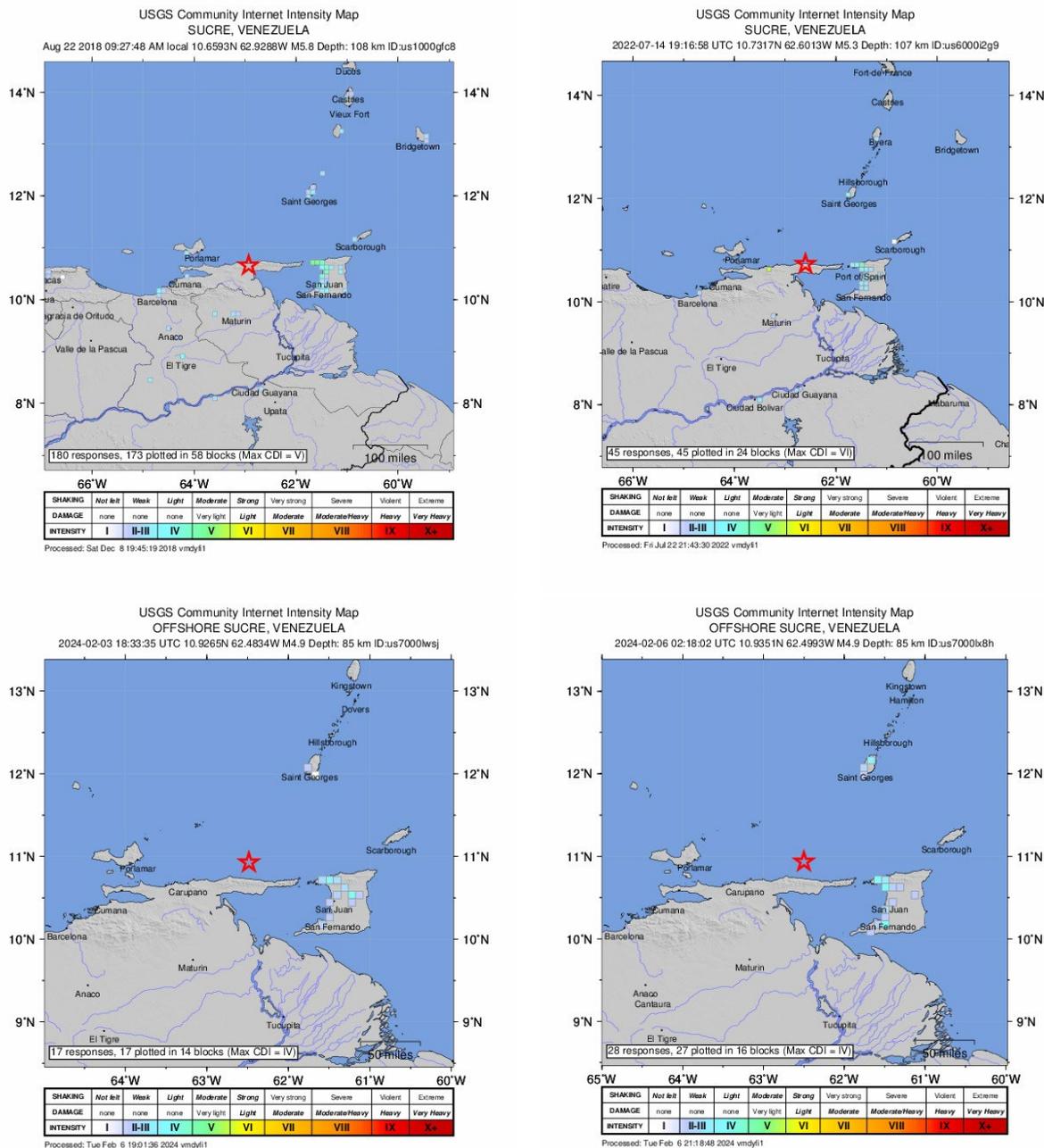


Figura 10. Mapas de intensidades macrosísmicas publicados por el USGS, generados a partir de encuestas hechas en línea, de sismos ocurridos próximos a la península de Paria, Venezuela, entre 45 y 150 km de profundidad y magnitud Mw de al menos 4,9, sentidos (o no) en el margen norte del cratón de Guayana (en la margen sur del río Orinoco): sismos de 22-VIII-2018, 14-VII-2022, 3-II-2024 y 6-II-2024. Estos 2 últimos de solo magnitud Mw 4,9 (según USGS), ocurridos ambos a comienzos del año 2024, aparecen como no sentidos en Guayana en el portal USGS, pero el primer autor tiene reportes (por Twitter®) que ambos sí fueron sentidos.

Del análisis en conjunto de los mapas de intensidades compendiados en las Figuras 8 a 10, 10 de los 12 sismos instrumentales del siglo XXI de al menos magnitud Mw 5,0 (USGS; $\geq 4,8$ por FUNVISIS) y ubicados más bien al Norte de la península de Paria, tienen afectación, o al menos son sentidos, en las ciudades de Ciudad Bolívar, capital del estado Bolívar, y la conurbación de Ciudad Guayana, ciudad de industria pesada del mismo estado y compuesta por Puerto Ordaz y San Félix; esta última ubicada al menos 250 km al sur de los epicentros de los sismos de la península de Paria. Las intensidades reportadas en estas 2 ciudades de la margen sur del río Orinoco, y asentadas en la margen norte aflorante del cratón Precámbrico de Guayana, son definitivamente anómalas para un patrón de atenuación de la energía decreciente con la distancia para los 10 eventos identificados entre el 2006 y 2024, de igual manera que lo fueron los 2 sismos de octubre de 1766 y 2000.

Las intensidades reportadas en el Norte del estado Bolívar son siempre al menos un grado de intensidad más alta que las ciudades ubicadas en la cuenca oriental (cuenca de Maturín) ubicada en la margen norte del río Orinoco. En ocasiones, puede ser hasta 3 o 4 grados de intensidad superior, como sucedió durante el sismo del 21 de agosto de 2018: VI-VII en el Sur contra III-IV al Norte del Orinoco, a pesar de estar estas últimas poblaciones más cerca de los epicentros instrumentales y macrosísmicos “principales”. Los sismos en el mismo rango de profundidad y magnitud, pero ubicados al Sur de la península de Paria (2 de los 12), no parecen generar los mismos niveles de afectación en las ciudades asentadas en el cratón Precámbrico de Guayana que los 10 restantes, así como por los 2 sismos de octubre de 1766 y 2000.

Discusión

Hemos aquí mostrado que sismos de profundidad intermedia y ubicados en proximidad a la península de Paria, particularmente a lo largo de su costa norte, tanto en tiempos históricos como instrumentales, producen efectos inusitados en las poblaciones asentadas en la margen norte del cratón precámbrico de Guayana y al Sur del río Orinoco, particularmente en los centros poblados principales de Ciudad Bolívar (capital del estado Bolívar) y Ciudad Guayana (mayor polo de desarrollo industrial y habitacional del mismo estado). Tales efectos fueron observados en el medio construido, la población y en el ambiente, y resultan de mayor intensidad que los percibidos por poblaciones más cercanas a los focos sísmicos de profundidad intermedia de Paria, como aquellas ubicadas en la cuenca oriental y en la serranía del Interior del oriente venezolano. Es

decir, el oriente venezolano, desde el estado Sucre al Norte hasta el estado Bolívar al Sur, no muestran un típico patrón de atenuación de las ondas sísmicas con la distancia creciente.

Se esperaría de manera teórica que ciudades ubicadas a 250-300 km o más, como Ciudad Bolívar y Ciudad Guayana, sintiesen menos los sismos que ciudades más cercanas a estos focos, como Maturín y el Tigre. No es el caso. Sin embargo, a diferencia de Mocquet (2007), quien atribuye esta distribución inusual en las intensidades resentidas al borde septentrional del cratón a cambios de impedancia sísmica, se propone aquí que la justificación física es aún más simple y resulta de la geometría de la corteza terrestre que se extiende en el subsuelo de esta región. Esta configuración geométrica es compleja, porque corresponde a un STEP (*Subduction to Transform Edge Propagator*), donde la losa oceánica atlántica amarrada a la placa continental sudamericana está siendo desgarrada (Russo y Speed, 1992; VanDecar et al., 2003; Sobiesiak et al., 2005; Clark et al., 2008; Levander et al., 2014; Lugo y Audemard, 2021), como se ilustra en las Figuras 3 y 4; ésta es responsable de la intensa actividad sísmica de profundidad intermedia (e. g., Pérez y Aggarwal, 1981; Russo et al., 1992; Audemard et al., 2005, 2019; Sobiesiak et al., 2005, entre muchos otros).

Se debe tener presente que la corteza continental sudamericana y su margen pasivo extendido (corteza transicional) de edad mesozoica se extiende hacia el Norte desde el cratón de Guayana aflorante justo al Sur del río Orinoco –donde están asentadas las ciudades de Ciudad Guayana y Ciudad Bolívar directamente en rocas de ese basamento cristalino muy resistente y competente, por ende caracterizado por velocidades de ondas sísmicas típicas de estas rocas (mayor que en rocas sedimentarias)–, como basamento cristalino de la cuenca oriental de Venezuela y a su vez de las unidades tectónicas sobrecorridas de la serranía del Interior oriental y eventualmente de Araya-Paria (Figuras 3 y 4). De esta litosfera sudamericana, se está desgarrando hoy día su litosfera oceánica asociada, originalmente de afinidad atlántica, como lo evidencia la intensa actividad sísmica de profundidad intermedia. Como ilustran las Figuras 3 y 4, así como la Figura 11, la energía irradiada por los sismos de profundidad intermedia, productos de la subducción de la placa sudamericana-atlántica (SAA) y de la rotura del desgarre litosférico, viaja preferencialmente por dentro de la litosfera más rígida (etiquetado como “slab” y de tonos azules en la Figura 11), oceánica primero y continental después (transicional primero y normal luego), para sentirse más intensamente en las márgenes septentrionales aflorantes

del cratón de Guayana, en las fundaciones de las ciudades a la margen sur del río Orinoco. Esta sismicidad de profundidad intermedia define muy bien el tope de la losa oceánica bajo Paria, como ilustra tanto la Figura 11 como aquella sismicidad asociada al evento del 21 de agosto de 2018 (ver Figura 6). De igual manera, cabe señalar que el subsuelo (geotécnicamente hablando) de las poblaciones asentadas en la cuenca Oriental,

contentiva de una potente secuencia de sedimentos terciarios y mesozoicos de hasta unos 13 km de espesor sedimentario (e. g., Passalacqua *et al.*, 1995; Hung, 1997; Jácome *et al.*, 2003; Parra *et al.*, 2011; Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2021; Lugo y Audemard, 2021), debe estar sometido a una considerable atenuación de las ondas sísmicas, si la energía se canaliza más bien a lo largo del subyacente basamento cristalino camino hacia el Sur.

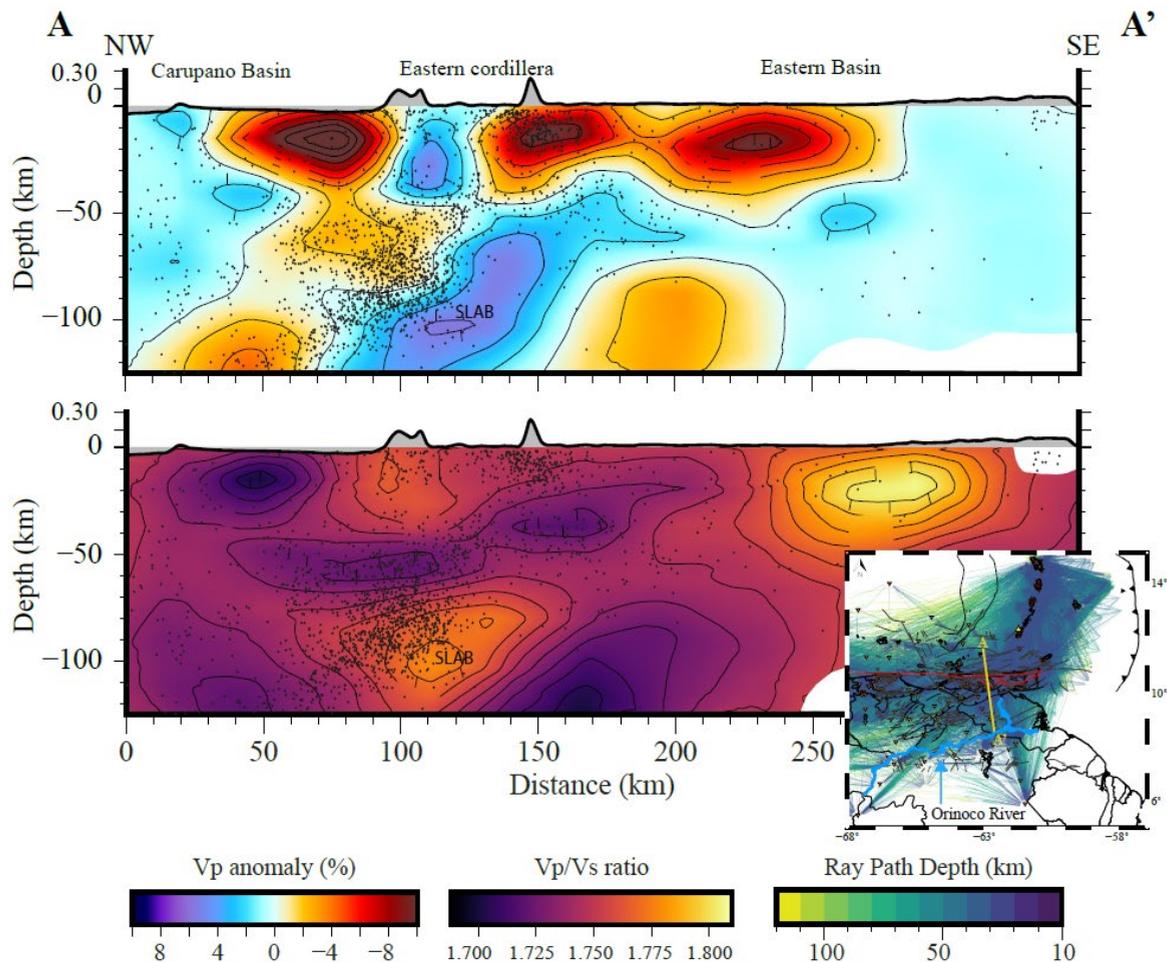


Figura 11. Resultados preliminares de inversión tomográfica de sismos locales en Venezuela oriental, vistos en perfil cercano a la N-S (Arnaiz-Rodríguez *et al.*, en preparación). Unos 4384 eventos fueron empleados en la inversión. 70.891 y 42.532 arribos de ondas P y S, respectivamente, fueron registrados en un total de 286 estaciones sismológicas. Las grandes estructuras (>20 km) tienen buena resolución en la tomografía. La escala vertical está algo comprimida (H:V de 10:8). Los puntos finos negros corresponden a los focos de sismicidad que definen la zona de Wadati-Benioff de la losa atlántica subductante bajo las penínsulas Araya-Paria y serranía del Interior (Eastern Cordillera). Tope: anomalía de Vp expresada en %, a lo largo del perfil A-A' submeridiano, reportado en el inserto. La losa de subducción, así como el basamento cristalino de la placa sudamericana están ambos bien definidos por una anomalía más rápida, relacionada a su temperatura más fría. Por su parte, las potentes unidades sedimentarias de Norte a Sur, de la plataforma de Carúpano, serranía del Interior y cuenca de Maturín, están caracterizadas por velocidades más lentas. Base: relación de Vp contra Vs expresada en % a lo largo del mismo perfil. El extremo sur del perfil coincide con el curso del río Orinoco. Inserto inferior derecho: distribución de las estaciones y el trazado de rayos empleados para la inversión. Se logra una buena cobertura entre 20 y 100 km de profundidad. Línea roja: sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar (Audemard *et al.*, 2000); líneas negras: estructuras tectónicas mayores. Líneas grises: fallas menores. El triángulo amarillo identifica el volcán activo Kick'em Jenny. La sismicidad reportada cubre una banda de 20 km de ancho centrada sobre el perfil (10 km a cada lado).

En términos de amenaza sísmica, estos hallazgos tienen implicaciones sustantivas. La norma de construcción sismorresistente vigente (COVENIN 1756-1:2019) prescribe un A_0 de 0,06 g para Puerto Ordaz y 0,05 g para Ciudad Bolívar (véase Mapa 30 del Atlas Sismológico de Venezuela compilado por Rodríguez *et al.*, 2023), valores de diseño en roca que fueron superados durante el sismo de agosto de 2018 de Mw 7,3-7,5 según Coronel (2018), quien estima la aceleración entre 0,04 y 0,08 g en ambas ciudades con base en las intensidades macrosísmicas asignadas por el USGS (VI-VII en mapa inferior derecho de la Figura 9). Por su parte, y basados en daños como los reportados por el mismo Coronel (2018) en ocurrencia del sismo del 21 de agosto de 2018 y aquí detallados previamente, Vásquez-Stanescu *et al.* (2019) le asignan valores de intensidades de VIII a ambas ciudades del norte del estado Bolívar (Figura 7), lo cual arrojaría valores aún más elevados de A_0 . En la eventual repetición de un escenario real ya acontecido, como el sismo del 21 de octubre de 1766, para el cual Mocquet (2007) estimó intensidad de al menos VIII, y se le calculó una magnitud Mw de 7,8-7,9 (Grases y Rodríguez, 2001), la norma sismorresistente venezolana vigente (COVENIN 1756-1:2019) parece claramente subestimada. Pareciera que este efecto, resultante de una propagación más efectiva de las ondas sísmicas en el margen aflorante más norte del cratón de Guyana, hubiese sido previamente incorporado en la normativa venezolana, como en la Norma del MOP-1967, en Mapa 26 en Atlas Sismológico de Venezuela (Rodríguez *et al.*, 2023). Probablemente, lo antes expresado implique la revisión del modelo sismotectónico de toda la región oriental como de las leyes de propagación o atenuación de la energía sísmica empleados en la elaboración de esta última versión de la norma.

Conclusiones

La terminación sur de las Antillas menores finaliza en un STEP (*Subduction to Transform Edge Propagator*) y, como muchos de ellos al nivel mundial, tiene asociado al menos un desgarre litosférico de la placa oceánica subductante. Este desgarre está iluminado por una frecuente actividad sísmica de profundidad intermedia bajo al Norte de la península de Paria, que la convierte en la región del territorio venezolano, en frecuencia, más activa sísmicamente. Por otra parte, hasta el presente, es responsable de los sismos igualmente más grandes en magnitud a la escala del territorio nacional, tanto histórica (sismo del 21 de octubre de 1766 de Mw estimada de 7,8-7,9) como instrumentalmente (sismo del 21 de agosto de 2018 de Mw 7,3).

Los sismos generados en esta condición tectónica y geodinámica, de profundidad en el rango 45-150 km, con

magnitudes 5,0 o superiores y mecanismos de ruptura en falla inversa oblicua (modo de ruptura III o desgarre), resultan generar un segundo foco de intensidades macrosísmicas no despreciable, generalmente de 1 a 2 órdenes de magnitud superior que poblaciones más cercanas al hipocentro y al epicentro macrosísmico principal; y ocasionalmente en 3 y 4 órdenes superiores. Sismos superiores a Mw 7,0, tales como los sismos del 21 de octubre de 1766 y del 21 de agosto de 2018, han producidos intensidades VII y VIII en poblaciones asentadas contiguas a la margen sur del río Orinoco, modernamente en Ciudad Bolívar y Ciudad Guayana (las 2 ciudades más importantes del sur venezolano), donde se inician los extensos afloramientos de rocas competentes del cratón de Guayana hacia el Sur. Consideramos que estos niveles de intensidades sísmicas resultan de una más efectiva propagación de las ondas sísmicas producidas en la losa de subducción y su desgarre litosférico, a lo largo de la litosfera que yace bajo los potentes depósitos sedimentarios terciarios (hasta 13 km de espesor) de la cuenca Oriental de Venezuela. Esta situación llama a la revisión de las actuales normas sismorresistentes del país (COVENIN 1756-1:2019), las cuales solo prescriben aceleraciones de diseño en roca A_0 de 0,06 g en Ciudad Guayana y aún menos en Ciudad Bolívar.

Agradecimientos

Los autores desean expresar públicamente su gratitud a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, por poner a nuestra disposición el catálogo sismológico instrumental recabado en este siglo XXI. Igualmente, por permitir a algunos de los autores, miembros del personal de FUNVISIS entonces, haber participado en la evaluación postsísmica del evento del 04 de octubre de 2000. A la Université des Antilles por permitir el diálogo profesional del primer autor con colegas del Departamento de Geociencias. Nuestro agradecimiento también va a dos árbitros anónimos por sus revisiones constructivas.

Referencias

- Aggarwal, Y. (1983). Neotectonics of the Southern Caribbean: Recent Data, new ideas. *Acta Científica Venezolana*, 34(1), 17.
- Arnaiz-Rodríguez, M.S.; Zhao, Y.; Sánchez-Gamboa A.K.; Audemard, F.A. (2021). Crustal and upper-mantle structure of the Eastern Caribbean and Northern Venezuela from passive Rayleigh wave tomography. *Tectonophysics*, 804, 228711. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228711>

- Arnaiz-Rodríguez, M.S.; Crasto, N.; Jaramillo, A.; Sánchez-Gamboa, A.K.; Koulakov, I.; Schmitz, M.; Audemard, F.A.; Reinoza-Gómez, C.E. (en preparación). Insights on Northeastern South America Tectonics from Local Event Tomography.
- Audemard, F.E. (1991). Tectonics of Western Venezuela. PhD thesis, Rice University, Houston.
- Audemard, F.A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). PhD thesis, Université Montpellier II, France.
- Audemard, F.A. (1998). Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. *XIV Caribbean Geological Conference*, Trinidad.
- Audemard, F.A. (1999). Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosísmicos. *VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Mérida, Venezuela.
- Audemard, F.A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *IX Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.
- Audemard, F.A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102, 43-65. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00128-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00128-3)
- Audemard, F.A. (2006). Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 Earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics*, 424(1-2), 19-39. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.04.018>
- Audemard, F.A. (2007). Revised seismic history of El Pilar Fault, Northeastern Venezuela, after the Cariaco 1997 Earthquake and from recent preliminary paleoseismic results. *Journal of Seismology*, 11(3), 311-326. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9054-2>
- Audemard, F.A. (2009). Key issues on the post-Mesozoic southern Caribbean plate boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 567-584. <https://doi.org/10.1144/SP328.23>
- Audemard, F.A. (2011). Multiple-trench investigations across the newly ruptured segment of the El Pilar fault in northeastern Venezuela after the 1997 Cairo earthquake. In: F.A. Audemard, A.M. Michetti, J. McCaillin (eds.). *Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes* (pp. 133-157). GSA. [https://doi.org/10.1130/2011.2479\(06\)](https://doi.org/10.1130/2011.2479(06))
- Audemard, F.A. (2014). Active block tectonics in and around the Caribbean: A Review. In: M. Schmitz, F.A. Audemard, F. Urbani (eds.). *El límite Noreste de la Placa Suramericana - estructuras litosféricas de la superficie al Manto (The Northeastern Limit of the South American Plate - Lithospheric Structures from Surface to the Mantle)* (pp. 29-77). Universidad Central de Venezuela/FUNVISIS.
- Audemard, F.A.; Machette, M.N.; Cox, J.W.; Dart, R.L.; Haller, K.M. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-018, 1-64 + map.
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 1-26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Audemard, F.A.; Romero, G.; Rendón, H.; Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 181-233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>
- Audemard, F.A.; Singer, A.; Soulas, J.P. (2006). Quaternary faults and stress regime of Venezuela. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 492-503.
- Audemard, F.A.; Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 309-319. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.005>
- Audemard, F.A.; Alvarado, L.; Fernández, A.; Romero, G.; Leal, A.; Vásquez, R.; Rodríguez, J.A.; Martínez, A.; Barrios, I. (2019). Renovada sismicidad superficial en el oriente venezolano después del sismo de Cariaco de julio de 1997.

- Boletín de Geología*, 41(1), 117-132. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019006>
- Ávila-García, J.; Schmitz, M.; Mortera-Gutiérrez, C.; Bandy, W.; Yegres, L.; Zelt, C.; Aray-Castellano, J. (2022). Crustal structure and tectonic implications of the southernmost Mérida Andes, Venezuela, from wide-angle seismic data analysis *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103853. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103853>
- Beltrán, C. (1994). Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. *VII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas.
- Beltrán, C.; Giraldo, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. *VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto.
- Bezada, M.J.; Levander, A.; Schmandt, B. (2010). Subduction in the southern Caribbean: Images from finite frequency P wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12). <https://doi.org/10.1029/2010JB007682>
- CERESIS. (1985). *Catálogo de terremotos para América del Sur*. In: S.T. Algermissen, B. Askew (eds.). Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina, Proyecto SISRA, vol 1-14. Centro Regional de Sismología para América del Sur.
- Chacín, L.; Jácome, M.; Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.004>
- Clark, S.A.; Sobiesiak, M.; Zelt, C.A.; Magnani, M.B.; Miller, M.S.; Bezada, M.J.; Levander, A. (2008). Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 9(11). <https://doi.org/10.1029/2008GC002084>
- Coronel, D.G. (2018). El terremoto más grande de los últimos tiempos en Venezuela, Trinidad y otras islas del Caribe. <https://gustavocoroneld.blogspot.com/2018/08/el-terremoto-mas-grande-de-los-ultimos.html>
- COVENIN 1756-1:2019. (2019). *Construcciones Sismorresistentes*. Parte 1: Requisitos (2da. Revisión). Norma Venezolana. FODENORCA.
- El Pitazo, (2018). Temblor dejó 48 afectaciones en Caroní. Redacción El Pitazo, Bolívar, agosto 23, 2018 1:12 am. <https://elpitazo.com/guayana/temblor-dejo-48-afectaciones-caroni/>
- FUNVISIS. (2018). Red Sismológica Satelital Nacional [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. <https://doi.org/10.7914/SN/VE>
- Govers, R.; Wortel, M.J.R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236(1-2), 505-523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Grases, J. (2006). El terremoto del 21 de octubre de 1766. Inicio de la sismicidad histórica en Venezuela. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de Venezuela*, LXVI(1-2), 15-44.
- Grases, J.; Rodríguez, J.A. (2001). Estimaciones de magnitud de sismos venezolanos a partir de mapas de isosistas. *II Seminario Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid.
- Hess, H.; Maxwell, J. (1953). Caribbean Research Project. *Bulletin Geological Society of America*, 64, 1-6.
- Hung, E.J. (1997). Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturin Sub-basin, Eastern Venezuela Basin. MSc thesis, Rice University, Houston, USA.
- Jácome, M.I. (1994). Interpretación geológica, sísmica y gravimétrica de un perfil transandino. Undergraduate Thesis, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Jácome, M.I.; Kuszniir, N.; Audemard, F.E.; Flint, S. (2003). Formation of the Maturin Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*, 22(5). <https://doi.org/10.1029/2002TC001381>
- Levander, A.; Bezada, M.J.; Niu, F.; Humphreys, E.D.; Palomeras, I.; Thurner, S.M.; Masy, J.; Schmitz, M.; Gallart, J.; Carbonell, R.; Miller, M.S. (2014). Subduction-driven recycling of continental margin lithosphere. *Nature*, 515, 253-256. <https://doi.org/10.1038/nature13878>

- Lotuffo, M.; Molina, A. (2003). Evaluación macrosísmica y mapa preliminar de isosistas correspondiente al sismo del 4 de octubre de 2000, Güiría, Estado Sucre. *VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Barquisimeto, Venezuela.
- Lugo, M.; Giraldo, C. (1989). The earthquake of October 21, 1766: its possible seismotectonic associations. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission*, 12, 95.
- Lugo, J.; Audemard, F.E. (2021). Cretaceous to Neogene arc-continent collision, orogenic float development, and implications on the petroleum systems of northern Venezuela. In: C. Bartolini (ed.). *South America-Caribbean-Central Atlantic plate boundary: Tectonic evolution, basin architecture, and petroleum systems* (pp. 1-84). Vol. 123. AAPG Memoir. <https://doi.org/10.1306/13692242M1233845>
- Martínez-González, A.I. (2017). Condición del servicio sísmológico en el oriente de Venezuela. Informe inédito FUNVISIS, Caracas.
- Minster, J.B.; Jordan, T.H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B11), 5331-5354. <https://doi.org/10.1029/JB083iB11p05331>
- Mocquet, A. (2007). Analysis and interpretation of the October 21, 1766 earthquake in the Southeastern Caribbean. *Journal of Seismology*, 11(4), 381-403. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9059-x>
- Molnar, P.; Sykes, L.R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. *GSA Bulletin*, 80(9), 1639-1684. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1639:TOTCAM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1639:TOTCAM]2.0.CO;2)
- Monod, B.; Dhont, D.; Hervouët, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490(1-2), 123-135. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.036>
- Ohtsuki, A.; Harumi, K. (1983). Effect of topography and subsurface inhomogeneities on seismic SV waves. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 11(4), 441-462. <https://doi.org/10.1002/eqe.4290110402>
- Orihuela, N. (2007). Sismicidad y evolución geológica de Venezuela. Cap. 9. Fundación Empresas Polar, Caracas, Venezuela, 36-73.
- Palma, M.; Audemard, F.A.; Romero, G. (2010). Nuevos mecanismos focales para Venezuela y áreas vecinas 2005-2008: importancia de la densificación y distribución de la red sísmológica nacional. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería Universidad del Zulia*, 33(2), 108-121.
- Parra, M.; Sánchez, G.J.; Montilla, L.; Guzmán, O.J.; Namson, J.; Jácome, M.I. (2011). The Monagas fold-thrust belt of eastern Venezuela. part I: structural and thermal modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 40-69. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.01.001>
- Passalacqua, H.; Fernández, F.; Gou, Y.; Roure, F. (1995). Crustal architecture and strain partitioning in the Eastern Venezuela Ranges. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco, H.J. Welsink (ed.). *Petroleum Basins of South America* (pp. 667-679). AAPG, Memoir, 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C36>
- Pérez, O.; Aggarwal, Y. (1981). Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10791-10804. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10791>
- Pérez, O.; Bilham, R.; Bendick, R.; Hernández, N.; Hoyer, M.; Velandia, J.; Moncayo, C.; Kozuch, M. (2001a). Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia*, 26(2), 69-74.
- Pérez, O.J.; Bilham, R.; Bendick, R.; Velandia, J.R.; Hernández, N.; Moncayo, C.; Hoyer, M.; Kozuch, M. (2001b). Velocity field across the Southern Caribbean Plate Boundary and estimates of Caribbean/South-American Plate Motion using GPS Geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2987-2990. <https://doi.org/10.1029/2001GL013183>
- Porras, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *VII Congreso Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Caracas, Venezuela.

- Primicia (2018). Daños en estructuras del municipio Caroní por el sismo. Redacción Primicia, miércoles 22 agosto. <https://primicia.com.ve/danos-en-estructuras-del-municipio-caroni-por-el-sismo/>
- Reinoza, C.E.; Audemard, F.A.; Jouanne, F.; Pousse-Beltrán, L.; Beck, C. (2020). Strain calculations of active tectonic blocks in Northeastern Venezuela from GNSS analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102661. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102661>
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*, 40(3), 457-476. <https://doi.org/10.1306/5CEAE3E5-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Rodríguez, J.A.; Audemard, F.A. (2003). Sobrestimaciones y limitaciones en los estudios de sismicidad histórica con base en casos venezolanos. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(1), 47-75.
- Rodríguez, L.M.; Romero, G.; Castro, M.A.; Munares, J.J.; Leal, A.; Rendón, H.; Alvarado, L.; Torres, J.; Audemard, F.A.; Singer, A.; Rodríguez, J.A.; Linares, M.E.; Ramírez, K.; Schmitz, M.; Rondón, F.; Gines, C.; López, O.A.; González, J.; Rendón, M.; Ascanio, W.; Duran, M.; Grimán, C.; Blanco, O.; Aguilar, A.; Guzmán, J.L.; Carmona, E.; Sequeira, J.; Ortuzar, F. (2023). *Atlas Sismológico de Venezuela*. FUNVISIS.
- Romero, G.; Soto, S.; Martínez-González, A.I.; Vásquez, R.; Leal-Guzmán, A.F.; Rendón, H.; Alvarado, L.; Rodríguez, J.A.; Parra, J.; Singer, A.; Audemard, F.A.; Colón, S.; Rojas, R.; Ascanio, W.; González, J.; Betancourt, A.R. (2018). Informe técnico preliminar Terremoto de Yaguaraparo, Municipio Cajigal, estado Sucre, 21 de agosto de 2018. Informe Técnico Interno FUNVISIS, Caracas, 14 p.
- Rondón, F. (2016). Modelo gravimétrico cortical 2D del perfil sur proyecto GIAME, ubicado en la región andina de Venezuela. Trabajo de Grado, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Russo, R.; Okal, E.; Rowley, K. (1992). Historical seismicity of the Southeastern Caribbean and tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 139(1), 87-120. <https://doi.org/10.1007/BF00876827>
- Russo, R.M.; Speed, R.C. (1992). Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes. *Geology*, 20(5), 447-450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0447:OCATWO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0447:OCATWO>2.3.CO;2)
- Sánchez-Sesma, F.J. (1998). On the seismic response of alluvial valleys. In: J. Bonnin, M. Cara, A. Cisternas, R. Fantechi (eds.). *Seismic hazard in Mediterranean regions* (pp. 85-104). Kluwer.
- Schubert, C. (1979). El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: brief review. *Tectonophysics*, 52(1-4), 447-455. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90259-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90259-2)
- Schubert, C. (1984). Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5711-5718. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05711>
- Singer, A.; Audemard, F.A. (1997). Aportes de FUNVISIS al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico. In: J. Grases (ed.). *Diseño sismorresistente. Especificaciones y criterios empleados en Venezuela* (pp. 25-38). Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas, 33.
- Sobiesiak, M.; Alvarado, L.; Vásquez, R. (2005). Recent seismicity in northeastern Venezuela and tectonic implications. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*, 20(4), 43-52.
- Soulas, J.P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas.
- Stéphan, J.F. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). PhD thesis, Paris.
- Stéphan, J.F. (1985). Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Evolution géodynamique. *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Paris, Francia.
- VanDecar, J.C.; Russo, R.M.; James, D.E.; Ambeh, W.B.; Franke, M. (2003). Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1). <https://doi.org/10.1029/2001JB000884>

- Vásquez-Stanescu, R.N.; Leal-Guzmán, A.F.; Rodríguez, J.A. (2019). Área de percepción y grado de exposición del terremoto del 21 de agosto de 2018 en el nororiente de Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*, 43(4).
- Weber, J.; Dixon, T.; DeMets, C.; Ambeh, W.; Jansma, P.; Mattioli, G.; Saleh, J.; Sella, G.; Bilham, R.; Pérez, O. (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, 29(1), 75-78. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0075:GEORMB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0075:GEORMB>2.0.CO;2)
- Ysaccis, R. (1997). Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore. PhD thesis, Rice University, Houston.
- Ysaccis, R.; Cabrera, E.; Del Castillo, H. (2000). El sistema petrolífero de la Blanquilla, costa afuera Venezuela. *VII Congreso Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Caracas, Venezuela.

Fecha de recibido: 01 de junio de 2024

Fecha de aceptado: 25 de septiembre de 2024
