

Análisis de los esfuerzos tectónicos de la crisis sísmica de 2010 en Haití

Tectonic stress analysis of the 2010 Haiti seismic crisis

Víctor López-Cuesta¹, Alfonso Muñoz-Martín^{1, 2} y José Luis Granja Bruña¹

¹ Grupo de Tectonofísica Aplicada. Departamento de Geodinámica. Univ. Complutense de Madrid. 28040, Madrid, España. vf.lopez@ucm.es, jlgranja@ucm.es

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España. amunoz@ucm.es

ABSTRACT

The $M_w=7$ event of the January 12th, 2010 triggered a seismic crisis in the southern Haiti that continued for 3 months. The epicenter was located in an E-W oriented transpressive plate boundary where E-W trending left-lateral strike-slip and NW-SE trending compressive structures coexist (i.e., strain partitioning). We carried out the stress inversion analysis over the focal mechanisms of the main event and 50 aftershocks. The main event was generated by a N084E° 64° N-dipping fault with both a main left-lateral slip component and a reverse component. The aftershocks have been generated by ENE-WSW pure reverse faults located in the area of interaction between the NW-SE compressive structures and E-W strike-slip structures. These aftershocks have been activated by a very homogeneous uniaxial compressive stress regime with a σ_1 horizontal trending 017°±10°. The absence of surface rupture indicates that the sources of the aftershocks are blind thrusts oriented 097°-117°. The interseismic surface convergence, derived from GPS velocities, shows an angular deviation of ≈30° related to the orientation of σ_1 derived from the stress inversion analysis. This deviation strongly suggests that a significant part of the elastic energy accumulated along the E-W trending structures was not released during seismic crisis of 2010.

Key-words: Active stresses, oblique tectonics, strain partitioning, Hispaniola, Haiti earthquake.

Geogaceta, 56 (2014), 11-14.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El 12 de Enero de 2010 un terremoto de $M_w=7$ dio comienzo a una crisis sísmica en el sur de Haití que se prolongó durante 3 meses. El evento principal se localizó a 15 km al SO de Puerto Príncipe y a 12 km de profundidad, y fue seguido por más de 50 réplicas con M_w entre 4,5 y 5, concentradas en un segmento E-O de 50 km de largo al O del evento principal. Los sismos se concentraron a lo largo de la zona de interacción entre las estructuras NO-SE del Cinturón Compresivo Transhaitiano (CCT) y las estructuras transcurrentes E-O de la zona de falla de Enriquillo Plantain-Garden (EPGFZ).

La EPGFZ y el CCT son estructuras de primer orden que definen el límite oriental de la Micropalaca de Gonave (Benford *et al.*, 2012).

Conocer si la EPGFZ ha tenido un papel activo en la crisis de 2010, o por el contrario, si no ha estado implicada y la energía todavía permanece sin liberar, es importante para evaluar el riesgo sísmico en el SO de La Española. Este último caso es el peor escenario, ya que la EPGFZ presenta una acumulación de deformación de unos 7 mm/año de desplazamiento E-O (Calais *et al.*, 2010). La liberación de esta componente E-O de deformación elástica podría generar una nueva crisis sísmica en la zona más habitada de Haití.

RESUMEN

El evento de $M_w=7$ del 12 de enero 2010 provocó una crisis sísmica en el sur de Haití, que duró 3 meses. Se ha realizado un análisis de inversión de esfuerzos de los mecanismos focales del evento principal y 50 réplicas. El evento principal fue generado por un falla de buzamiento 64°N y dirección N084E° con una componente principal de deslizamiento lateral-izquierda y una componente inversa. Las réplicas se han generado por fallas inversas puras ENE-OSO situadas en la zona de interacción entre estructuras compresivas orientadas NO-SE y de desgarre orientadas E-O. Estas réplicas han sido activadas por un régimen de esfuerzos compresivo uniaxial muy homogéneo orientado con σ_1 horizontal según N017°E ±10°. La ausencia de ruptura en superficie indica que el origen de las réplicas son fallas ciegas orientadas N097°-117°E. Los datos de deformación superficial intersísmica obtenidos a partir de velocidades derivadas de GPS para la zona epicentral muestran una desviación angular de ≈30° respecto a la orientación de σ_1 obtenidos del análisis de esfuerzos. Esta desviación sugiere que una parte significativa de la energía elástica acumulada a lo largo de las estructuras de tendencia E-O no fue liberada durante la crisis sísmica de 2010.

Palabras clave: Esfuerzos activos, tectónica oblicua, deformación comparimentada, La Española, terremoto de Haití.

Fecha de recepción: 31 de enero de 2014
Fecha de revisión: 29 de abril de 2014
Fecha de aceptación: 30 de mayo de 2014

En el presente estudio se analiza la crisis sísmica de 2010 de Haití a partir del análisis de los mecanismos focales (MF) calculados con el método del centroide para el evento principal y las 50 réplicas (Nettles y Hjörleifsdóttir, 2010). Los esfuerzos activos obtenidos se discuten dentro del contexto de la macroestructura regional y de las velocidades intersísmicas en superficie obtenidas a partir de datos GPS (Calais *et al.*, 2010).

Contexto geológico

Esta crisis sísmica se localiza en un límite de placas orientado E-O donde la

placa del Caribe (PC) y la Norteamericana (PN) convergen según una orientación N070°E y con un desplazamiento relativo de 20 mm/año. La convergencia es muy oblicua, generando una deformación transpresiva compartimentada. Así, las fallas de desgarre E-O acomodan el movimiento lateral-izquierdo (p.ej., EPGFZ) y las fallas inversas o cabalgamientos de dirección NO-SE acomodan la componente compresiva (p.ej., CCT).

Para explicar la crisis sísmica de Haití de 2010, se han propuesto diversos modelos. La hipótesis más aceptada sugiere que las rupturas, tanto del evento principal como de las réplicas, se produjeron en planos adyacentes y oblicuos al desgarre principal de la EPGFZ. Esta hipótesis descarta el papel sísmogénico de la EPGFZ. La acomodación de la deformación se produjo en dos fases sucesivas, una primera de tipo desgarre que evolucionó a un movimiento de tipo inverso (Calais *et al.*, 2010; Mercier de Lépinay *et al.*, 2011; Douilly *et al.*, 2013). La ruptura principal se corresponde con una falla inversa ciega con dirección N084°E y buzamiento 64°N situada a una profundidad entre 3 y 18 km, sin ruptura en superficie (Falla de Léogâne). El movimiento propuesto para dicho plano es polimodal, siendo de tipo falla inversa en la parte más superficial y lateral izquierda en profundidad. Esta combinación de movimiento concuerda con el modelo de régimen de deformación transpresivo, con componente lateral-izquierda y cizalla difusa, que domina en el S de la Isla de La Española (Hernaiz-Huerta *et al.*, 2007).

Datos y metodología

Los datos de partida son los parámetros fundamentales del Tensor de Momento Sísmico y orientación de los planos nodales de los mecanismos focales (MF) calculados para el evento principal y las réplicas a partir del método del centroide (Nettles y Hjörleifsdóttir, 2010). Existe cierta variación entre las localizaciones epicentrales telesísmicas (más imprecisas) y las derivadas de redes locales (*c.f.*, Douilly *et al.*, 2013). Para el presente estudio se utiliza la localización telesísmica calculada por el *National Earthquake Information Center* (*U.S. Geological Survey*).

La población de MF fue analizada con el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) y mediante el modelo de

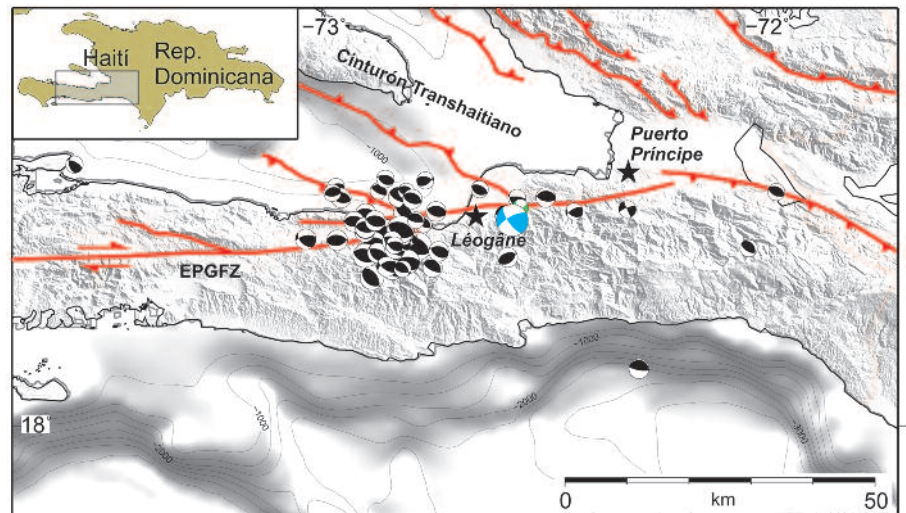


Fig. 1.- Mapa de las principales estructuras geológicas activas y mecanismos focales utilizados en este trabajo. En color azul está representado el evento principal. En color verde el MF de falla normal-oblicua. (Figura en color en la web).

Fig. 1.- Map of the main active geological structures and used focal mechanisms. The main event is represented in blue. The oblique normal focal mechanism is plotted in green. (Colour figure on the web).

deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988), que proporciona un valor de factor de forma ($K' = e_y/e_z$; siendo e_y la magnitud del máximo acortamiento horizontal, y e_z la magnitud del acortamiento vertical), y una orientación de máximo acortamiento horizontal (Dey) para cada MF. Posteriormente se realizaron mapas de distribución espacial de estos parámetros siguiendo la metodología propuesta por Olaiz *et al.* (2009). Finalmente se calculó un tensor de esfuerzos para toda la población de MF con el método propuesto por Reches *et al.* (1992). Para analizar la evolución dinámica de la serie sísmica, se proyectaron los valores de Dey y K' frente al tiempo en un diagrama ternario (Fig. 2B). Finalmente, se compararon las orientaciones Dey calculadas para la crisis sísmica con los valores de velocidades horizontales calculados con GPS para la serie intersísmica (Calais *et al.*, 2010).

Resultados

La inversión de los MF muestra que el evento principal responde a un desgarre compresivo de orientación N084°E, sentido de movimiento lateral izquierdo y buzamiento hacia el N. Este MF proporciona una Dey según N017°E y un régimen de deformación transpresivo (Figs. 1, 2A). La orientación de la falla y su cinemática coinciden con la de la EPGFZ, pero no así la dirección de acortamiento horizontal, mucho más norteada que lo que indican los datos es-

tructurales de superficie, y con un carácter más compresivo. La inversión de los MF de las réplicas muestran una orientación similar a las deformaciones horizontales (Dey) según N017°E \pm 12°, y un régimen de deformación muy homogéneo de tipo compresión uniaxial (Fig. 2). Este régimen de esfuerzos activa fallas inversas de orientaciones entre N050°E y N180°E, con buzamientos entre 20° y 84° tanto al N como al S (Fig. 2A). El método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) proporciona un tensor de esfuerzos único que explica el ~95% de las fallas de la población mediante un tensor de tipo compresión uniaxial pura con σ_3 vertical y σ_1 horizontal orientado según N016°E (Fig. 2A). El análisis de la evolución temporal del régimen y orientación de Dey durante la crisis sísmica (Fig. 2B) indica que el evento principal, de carácter compresivo fue seguido por un conjunto de MF de tipo compresivo con una Dey muy homogénea. La ausencia de MF previos a la crisis sísmica de 2010 en la zona de estudio no permite la comparación con los estados de esfuerzos activos antes de a la crisis.

Discusión

Deformación cosísmica profunda

El análisis de la distribución hipocentral y de MF de las réplicas, apoya la existencia de un cortejo de fallas inversas subsidiarias localizadas preferentemente hacia el O del

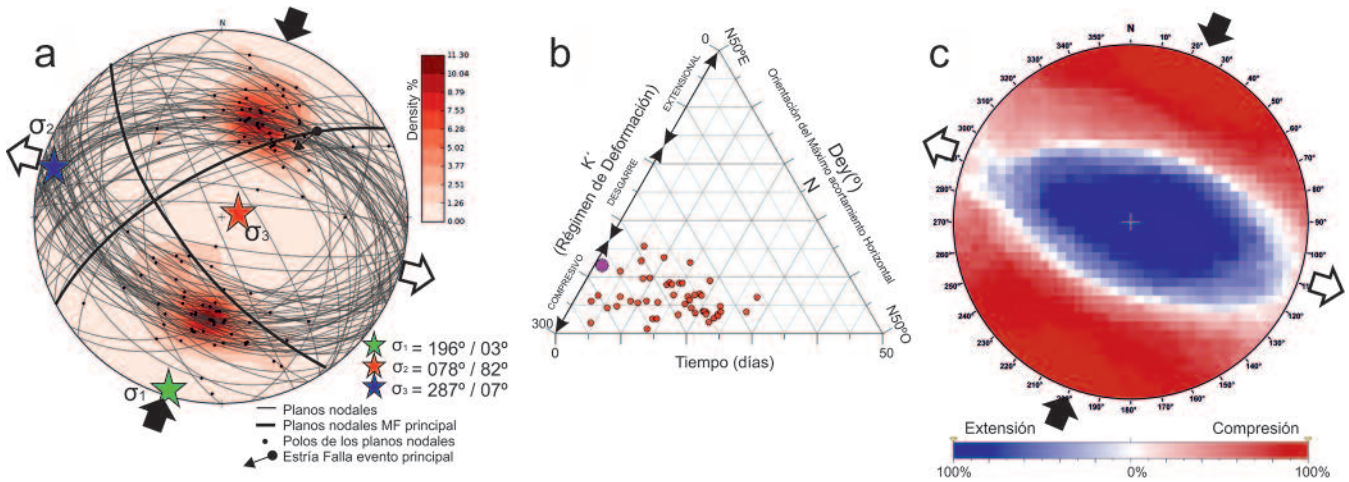


Fig. 2.- Resultados del análisis de esfuerzos. A) Planos de falla y ejes de esfuerzo principales para el conjunto de MF. B) Diagrama ternario representando la evolución temporal de la deformación (K') y de la dirección de acortamiento (Dey). C) Resultado del método de los diedros rectos, mostrando un régimen de compresión uniaxial puro.

Fig. 2.- Results of the stress inversion analysis. A) Fault planes derived from the focal mechanisms and principal axes of stress. B) Ternary diagram representing the temporal evolution of deformation (K') and the shortening orientation (Dey). C) Right dihedral solution showing a uniaxial compression regime of the aftershocks.

evento principal. Estas fallas son ciegas, y no presentan una vergencia dominante (Fig. 2A). Aparece un único MF de falla normal, pero compatible con la orientación NNE-SSO del máximo acortamiento horizontal (Dey, Fig. 3). Esta orientación de Dey es coherente con las estructuras cartografiadas en tierra y en mar. Este sistema de fallas ciegas inversas es compatible con una transpresión compartimentada, gobernada por la convergencia oblicua entre la PC y la PN. La deformación se reparte mediante la coexistencia de estructuras compresivas puras (que acomodan la componente de acortamiento transversal a la EPGFZ) y estructuras de desgarre (que acomodan la componente lateral de movimiento sub-paralelo a la EPGFZ) (Calais *et al.*, 2010). Este tipo de mecanismo de deformación ha sido propuesto y confirmado en numerosos límites de placa con convergencia oblicua (Barnes *et al.*, 2010).

Deformación intersísmica superficial

Los vectores de desplazamiento horizontal calculados a partir de datos de GPS (Calais *et al.*, 2010), permiten comparar la deformación superficial para el periodo intersísmico 2003-2010 con los esfuerzos y la deformación en profundidad cosísmica (Fig. 3). Considerando el interior de la PC como sistema de referencia fijo, los vectores muestran unas orientaciones preferentes hacia el SO (N220°E-N240°E). Estas

orientaciones concuerdan con la acomodación de la componente inversa del movimiento en las grandes estructuras compresivas (p.ej., CCT), pero muestran una clara desviación angular respecto a las estructuras de desgarre orientadas E-O (p.ej., EPGFZ). En el epicentro existe una mayor desviación angular entre los vectores de velocidades GPS y las Dey calculadas desde los MF de las réplicas (NNE-SSO, Fig. 3A).

Deformación compartimentada

Este modelo supone una acomodación y reparto de los esfuerzos entre las estructuras compresivas y las de desgarre, cuya actividad se va repartiendo a lo largo del tiempo. La suma de estas deformaciones "puras" acumuladas a lo largo del tiempo resulta en una componente oblicua general a gran escala, que responde a la cinemática de la PC y PN. En el evento principal la deformación se reparte entre componente inversa y lateral. En el caso de las fallas inversas responsables de las réplicas, éstas sólo parecen haber acomodado la componente de deformación transversal al límite E-O, y no presentan componente en dirección. Este hecho sugiere que la componente lateral de deformación no ha estado implicada en la crisis sísmica de 2010, incrementando notablemente la peligrosidad sísmica en esta zona asociada a estructuras de desgarre.

Conclusiones

El evento principal fue generado por una falla inverso-direccional orientada N084°E y situada en la parte frontal del CCT (Falla de Léogâne) que se explica por un régimen de esfuerzos transpresivo con σ_1 orientado según N017°E. Por el contrario, el conjunto de las réplicas han sido generadas por fallas inversas puras situadas en la zona de interacción entre el frente de las estructuras compresivas del CCT (orientadas según N135°E) y las estructuras transcurrentes de la EPGFZ (orientadas según N085°E). Las réplicas responden a un régimen de esfuerzos compresivo uniaxial muy homogéneo, con un Dey medio según N017°E \pm 10°. Las profundidades de los focos, entre 7 y 12 km, junto con la ausencia de ruptura en superficie, indican que se trata de fallas inversas puras ciegas (*blind thrusts*), orientadas entre N097°E y N117°E, y con buzamientos al N y al S. Aunque en el CCT dominan las estructuras inversas puras, su orientación es más NO-SE, existiendo una desviación angular entre 18° y 38° con las fallas deducidas de los MF. Los datos de velocidades intersísmicas obtenidos a partir de GPS para la zona epicentral, también muestran una desviación angular de unos \approx 30° con la Dey calculada para los MF. Esta desviación angular entre los datos superficiales y profundos, sugiere que durante la crisis sísmica de 2010 se ha liberado la componente de convergencia pura N-S en el área de la crisis. Por el contrario, todas

Jorge Gárate (ROA), así como las revisiones de Pedro Pablo Hernaiz-Huerta y Bernard Mercier de Lépinay. Estudio financiado por el Proyecto NORCARIBE (CGL2010-17715).

Referencias

Angelier, J. y Mechler, P., (1977). *Bulletin Geological Society of France* 7, 1309-1318.

Barnes, P.M., Lamarche, G., Bialas, J., Henrys, S., Pecher, I., Netzeband, G.L., Greinert, J., Mountjoy, J.J., Pedley, K. y Crutchley, G. (2010). *Marine Geology* 272, 26-48.

Benford, B., DeMets, C. y Calais, E. (2012). *Geophysical Journal International* 191, 481-490.

Calais, E., Andrew, F., Glen, M., Falk, A., Sigurjón, J., Pamela, J., Hong, S.-H., Timothy, D., Caude, P. y Roberte, M. (2010). *Nature Geoscience* 3, 794-799.

De Vicente, G. (1988). *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 317 p.

Douilly, R., Haase, J.S., Elsworth, W.L., Bouin, M-P., Calais, E., Symithe, S.J., Armbruster, J.G., Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Milldor, S-L., Meremonte, M.E. y Hough, S.E. (2013). *Bulletin of the Seismological Society of America* 13, 2305-2325.

Hernaiz Huerta, P.P., Diaz de Neira, J.A., García-Senz, J., Deschamps, Y., Genna, A., Nicole, N., Lopera, E. Escuder Viruete, J., Ardévol Oró, Ll. y Pérez-Estaún, A. (2007). *Boletín Geológico y Minero* 118, 337-357.

Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Klingelhoefer, F., Mazabraud, Y., Delouis, B., Clouard, V., Hello, Y., Crozon, J., Marcaillou, B., Graindorge, D., Vallée, M., Perrot, J., Bouin, M.-P., Saurel, J.-M., Charvis, P. y St-Louis, M. (2011). *Geophysical Research Letters* 38, L22305.

Nettles, M. y Hjörleifsdóttir, V. (2010). *Geophysical Journal International* 183, 375-380.

Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S. (2009). *Tectonophysics* 474, 33-40.

Reches, Z. (1983). *Tectonophysics* 47, 109-129.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). *Journal of Geophysical Research* 97, 12481-12493.

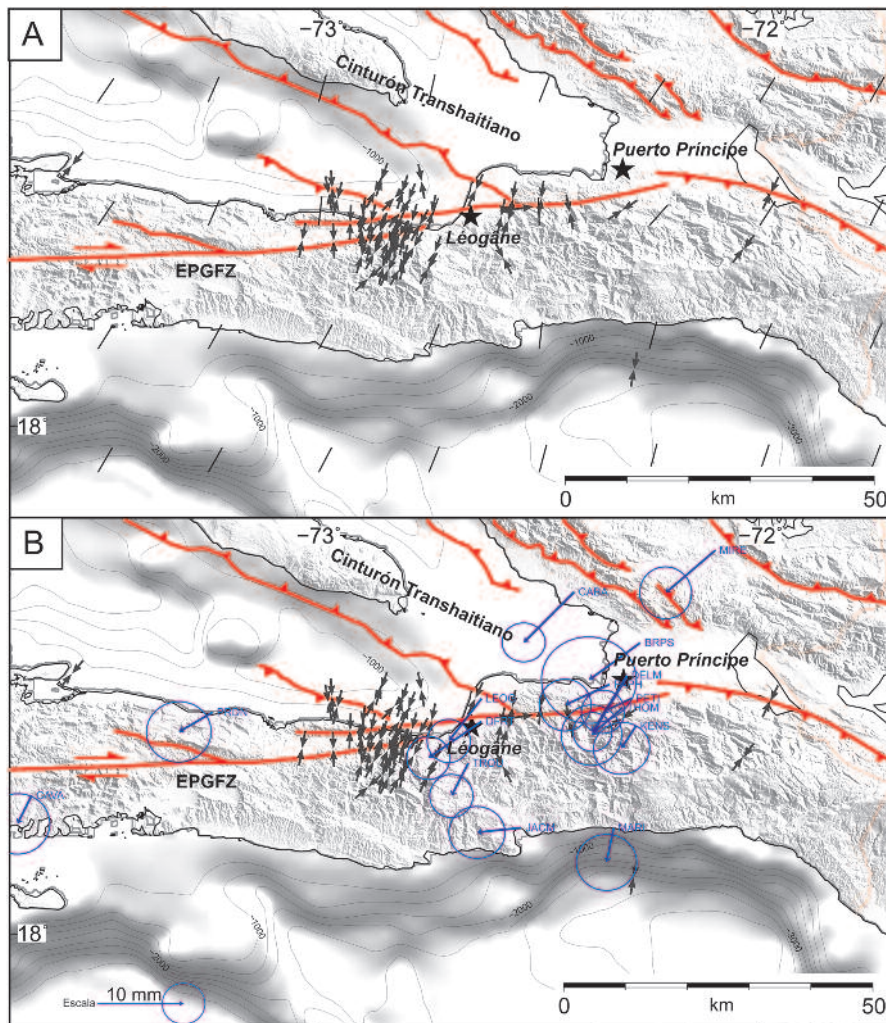


Fig. 3- Mapas de esfuerzos activos para el SO de La Española. A) Orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey, flechas negras) para los MF analizados, y valores interpolados de Dey (segmentos negros). B) Comparación entre Dey y las velocidades horizontales GPS (flechas azules). Las elipses indican el grado de incertidumbre en 2D con el 95% de confianza.

Fig. 3.- Active stress maps in the southwest of Hispaniola. A) Representation of the grid stress and orientation of maximum horizontal shortening (Dey) (black arrows). B) Comparison of the orientation of the maximum horizontal shortening (Dey) and velocities derived from GPS data (blue arrows). Ellipses show the degree of uncertainty in 2D with 95% of confidence.

estas réplicas no han liberado la parte de deformación elástica acumulada correspondiente a la componente de deformación E-O, vinculada a la EPGFZ.

Los resultados obtenidos en este estudio apoyan que desde la crisis sísmica de 2010 existe para el sur de Haití una mayor probabilidad de ocurrencia de un terremoto

significativo que acomode la componente mayoritaria de deformación lateral E-O a lo largo de la EPGFZ.

Agradecimientos

Los autores agradecen los datos y la colaboración de Mederit Nettles (LDEO) y