

Geodinámica y Neotectónica de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, República Dominicana: implicaciones sismotectónicas y para la evaluación de la amenaza sísmica

Javier Escuder Viruete ⁽¹⁾, Yésica Pérez ⁽²⁾, Ángela Suárez Rodríguez ⁽¹⁾, Jesús García Senz ⁽¹⁾; María Betania Roque ⁽²⁾ y María Calzadilla ⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. España.
j.escuder@igme.es; a.suarez@igme.es; jesus.garcia@igme.es

⁽²⁾ Servicio Geológico Nacional, Av. Winston Churchill 75, 3er piso, Santo Domingo. República Dominicana.
yperez@gsn.gob.do; broque@gsn.gob.do; mcalzadilla@gsn.gob.do

RESUMEN

La República Dominicana está expuesta a una elevada amenaza sísmica debido a su localización geodinámica entre dos márgenes activos de convergencia oblicua. Los nuevos datos geodinámicos, neotectónicos y sismotectónicos de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, así como del área submarina de la microplaca Septentrional, han permitido localizar las principales zonas de falla sismotectónicas. La información estructural, estratigráfica y morfotectónica obtenida de las zonas de falla a diversas escalas ha permitido interpretar su cinemática y su consistencia con el tensor de esfuerzos regional deducido mediante métodos dinámicos inversos. Esta información, complementada con el registro de sismicidad histórica e instrumental, velocidades de desplazamiento y parámetros sísmicos de las zonas de falla han permitido evaluar la amenaza sísmica de la zona estudiada.

El método utilizado para la evaluación de la amenaza sísmica es probabilístico y considera tres tipos de fuentes sísmicas: la zona de subducción, las principales zonas de falla de desgarre y las áreas situadas entre ellas. Este método permite calcular las iso-líneas de aceleración con una resolución de 0,05° y evalúa la probabilidad de excedencia de la máxima aceleración del terreno (PGA; *Peak Ground Acceleration*) del 10% en 50 años (equivalente a un periodo de retorno de 475 años). Las bandas de PGA resultantes se disponen subparalelas a la Zona de Falla de la Española Norte, la Septentrional, la del Camú y a los principales sistemas de falla de dirección ONO-ESE, detectándose un máximo de PGA hacia el SE de la zona modelizada. En consecuencia, las ciudades con menor riesgo sísmico son las situadas hacia el NO de la zona estudiada.

Palabras clave: geodinámica, neotectónica, Placa de Caribe, sismotectónica, zonas de falla.

Geodynamics and Neotectonics of the Cordillera Septentrional and Samaná Peninsula, Dominican Republic: implications for seismotectonics and seismic hazard assessment

ABSTRACT

The Dominican Republic is exposed to a high seismic hazard due to its geodynamic location between two active margins of oblique convergence. New geodynamic, neotectonic and seismotectonic data of the Cordillera Septentrional and Samaná Peninsula, and also the onshore area of the northern microplate, have allowed the location of the main seismotectonic fault zones. Structural, stratigraphic and morphotectonic information obtained from the fault zones at several scales has allowed us to interpret their kinematics and consistency with the obtained regional stress tensor deduced from dynamic inverse methods. This information, complemented by the record of historical seismicity, displacement velocity and seismic parameters of the fault zones has allowed us to evaluate the seismic hazard of the studied area.

The method used for the evaluation of the seismic hazard is probabilistic and considers three types of seismic sources: the subduction zone, the main strike-slip fault zones and the areas located between them. This method allows us to calculate the iso-lines of peak ground acceleration (PGA) with a resolution of 0.05° for an exceedance probability of 10% (50 years) and a return period of 475 years. Resulting PGA bands are arranged sub-parallel to the North Hispaniola, Septentrional and Camú Fault Zones, as well as the main ONO-ESE-trending faults systems, detecting a maximum of PGA towards the SE of the modelled area. Consequently, the cities with the lowest seismic hazard are those located towards the NW of the maximum PGA zone.

Keywords: geodynamics; neotectonics; seismotectonics; fault zones; Caribbean Plate.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Due to its geographic location and geotectonic characteristics, the Dominican Republic is exposed to a major seismic hazard. On the basis of new geodynamic, stratigraphic, neotectonic and seismotectonic data obtained in the Cordillera Septentrional and the Samaná Peninsula, as well as in marine areas located to the N, a classification of the main fault zones has been made focusing on the seismotectonic active structures. The geological information obtained from the fault zones has been stored in a Geographical Information System and translated into seismic parameters. These parameters account for the seismic cycle of each fault and constitute the input data for the seismic hazard assessment and the analysis of risk scenarios in the region.

The studied area is part of the so-called Septentrional Microplate of the Caribbean Plate. The Septentrional Microplate is a wedge-shaped cortical block of ~70 km in width and >600 km in length, limited to the N by the Northern Hispaniola Megathrust or Fault Zone (NHFZ) and to the S by the Septentrional Fault Zone (SFZ). Although much of the current oblique convergence and collision between Caribbean and North America plates seems to be accommodated in these main fault zones, the microplate is internally deformed by a complex network of neotectonic structures located in its onshore and offshore parts.

In the Cordillera Septentrional and the Samaná Peninsula, neotectonic structures deform lithological units of upper Pliocene to Quaternary age. Based mainly on fault geometry and kinematics, the neotectonic structures can be grouped into five sets: WNW-ESE to W-E trending sinistral strike-slip faults; NW-SE to NNW-SSE trending sub-vertical faults, synthetic to the previous ones; NNE-SSW to NE-SW trending normal to normal-sinistral high-angle faults; NNE-SSW to N-S trending dextral strike-slip faults; and WNW-ESE to NW-SE trending thrusts and high-angle reverse faults with related folds of sub-parallel axes.

On a regional scale, the SFZ branches to the west in several segments. These fault-segments are: east (E-SFZ), central (C-SFZ), and west (W-SFZ) of the northern branch; and the Central Haitian (CH-SFZ) and Eastern Haitian (EH-SFZ) of the southern branch. Other important onshore structures are Camú (CFZ), Monte Cristi (MCFZ), and Villa Vásquez Fault Zones (VVFZ).

On the opposite border of the Septentrional Microplate, the Northern Hispaniola Fault Zone (NHFZ) is associated with an offshore broad deformation zone of more than 400 km in length, produced by the oblique convergence to collision between Caribbean and North American plates. Based on its tectonic characteristics, eastern (E-NHFZ), western (W-NHFZ) and final western (End-W-NHFZ) segments are distinguished.

Dynamic analysis of the fault-slip data by inverse methods in the studied area gave rise to 28 stress tensors, which indicate strike-slip (17), normal-fault (7) and reverse-fault (4) deformation regimes. These results have allowed us to establish that the Cordillera Septentrional and the Samaná Peninsula, as well as the adjacent sectors of the Cibao Basin and its eastern prolongation in the Samaná Bay, are subject to a Pliocene to Quaternary stress-field of a relatively uniform trend at a regional scale. The resultant regional main stress tensor has a maximum horizontal stress trending NE-SW/ENE-WSW with the intermediate stress in a vertical position, which is characteristic of a strike-slip regime. Such orientation is at low angle compared to the general WNW-ESE trend of the main fault systems (SFZ, CFZ and NHFZ) and, consequently, the deformation is partitioned within a sinistral transpressive s.l. regime that evidence the oblique NE-SW convergence. Deformation partitioning is expressed by the development of a NW-SE trending fold and thrust compressional structures and WNW-ESE to W-E trending left-hand strike-slip faults in the upper Septentrional microplate.

However, in the western sector of the Cordillera Septentrional and the Cibao Basin, the orientation of several obtained stress tensors with respect to the trend of the main faults are consistent with an extensional tectonic regime. These extensional tensors presents a sub-vertical orientation for the maximum stress axis (s_1) and a NNE-SSW to NNW-SSE sub-horizontal trend for the minimum stress axis (s_3). In addition, several locations of fault dynamic analysis in this area show both strike-slip and extensional superimposed regimes. Field-data indicates that the strike-slip faults are deformed by normal-slip faults; therefore, the extensional regime is late in time. This recent extensional deformation is consequence of the difference in the displacement rate between the northern and the southern branches of the SFZ.

The definition of the main active structures in terms of their seismotectonic characteristics (geometry of the fault plane and displacement rate), associated seismicity (historical and/or instrumental) and seismogenic capacity (magnitude versus return period) allows us to sub-divide the septentrional microplate into a set of seismotectonic zones, which constitute the basis for the regional seismic hazard assessment. Seismotectonic zones have been modelled taking into account two types of seismic sources: active faults with a high magnitude associated seismicity and the large blocks located between them, where the seismicity is more homogeneous and moderate in magnitude.

The evaluation of the seismic hazard of the Northern Hispaniola Fault Zone was made using a probabilistic approach, considering a simplified 3-D geometric model of the seismic sources and combinations of ground movement prediction equation (GMPE) models for strike-slip faults, superficial crustal source zones and subduction zones. Calculations were carried out in a grid covering the studied sector of the septentrional microplate, obtaining at each point the peak ground acceleration (PGA in cm/s²). The results expressed as PGA zones, for an exceedance probability of 10% in 50 years (or a return period of 475 years), indicate that the seismic hazard is higher in the S and SE and decrease towards the N and NW of the studied area. These PGA zones are sub-parallel to the WNW-ESE surface trend of the main fault zones, defining a gradient orthogonal to them. For this model, the SFZ presents the highest values of the hazard (PGA > 500 cm/s²) in the E-SFZ and C-SFZ segments and intermediate (300-500 cm/s²) values in the W-SFZ segment. The EH-SFZ segment of the southern branch of the SFZ and the VVFZ also presents intermediate PGA values. The E-NHFZ segment presents high values of the hazard (PGA = 400-500 cm/s²), which decreases to intermediate values towards the W in the W-NHFZ and End-W-NHFZ segments (300-400 cm/s²). E-CFZ and W-CFZ segments present intermediate and intermediate-low PGA values, respectively.

Introducción

Debido a su localización geográfica y características geotectónicas, la República Dominicana está expuesta a una importante amenaza sísmica. El país tiene una larga historia de terremotos destructivos de gran magnitud (intensidad > VII), destacando los ocurridos en 1551, 1562 (destruyó Santiago y La Vega), 1673 (destruyó Santo Domingo), 1691, 1751 (destruyó Azua y Port-Au-Prince), 1761, 1770, 1842, 1860, 1910, 1911, 1915, 1916, 1918, 1946 (generó un tsunami en Bahía Escocesa), 2003 (destruyó Puerto Plata) y 2010 (destruyó Port-Au-Prince). La amenaza sísmica en la República Dominicana es consecuencia de su situación geodinámica en un borde de placas tectónicas, el cual se caracteriza geológicamente por la existencia de una

zona de subducción-colisión oblicua y de varias zonas de desgarre activas de centenares de kilómetros de longitud. La liberación súbita de energía elástica acumulada en estas zonas de falla, como es el caso de la Falla Septentrional en la Cordillera Septentrional, puede producir terremotos de $M_w = 7,5 \pm 0,5$ (Mann *et al.*, 2002) y afectar a amplios sectores de la región de Puerto Plata y el valle del Cibao, en donde se concentra buena parte de la población y riqueza del país.

En este contexto, el objetivo general de un proyecto financiado por el Fondo Nacional de Innovación y Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDOCYT) del Gobierno de la República Dominicana ha sido contribuir a la reducción del riesgo sísmico en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, mediante el estudio detallado de la geodinámica, la neotectónica y la sismotectónica de la región. Para el cumplimiento de dicho objetivo, las actividades del Proyecto han sido realizadas e interpretadas de forma conjunta por el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGN) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). A partir de los nuevos datos obtenidos, el presente Proyecto ha realizado una clasificación de las principales zonas de falla en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, así como en el área marina situada al norte, dando un énfasis a las fallas potencialmente generadoras de grandes terremotos. La información geológica obtenida de las zonas de falla ha sido almacenada en un Sistema de Información Geográfica (SIG) y completada con la incorporación de sus parámetros sísmicos. Estos parámetros permitieron establecer la ciclicidad o recurrencia de cada falla co-sísmica y constituyeron datos de entrada en la evaluación de la amenaza sísmica mediante un modelo probabilístico.

Geodinámica

Colisión oblicua arco-continente

Localizada en el borde septentrional de la placa de Caribe, la isla de La Española (Fig. 1) es un collage tectónico producido por la convergencia oblicua y la colisión final del sistema de arco intra-oceánico caribeño con la placa de Norteamérica, la cual comenzó en el Cretácico Inferior (Draper *et al.*, 1994; Mann *et al.*, 1991; Pérez-Estaún *et al.*, 2007; Escuder-Viruete *et al.*, 2011a, b, 2013a, b, 2016). La presencia de mélanges ofiolíticas en el norte de La Española indica que un océano intermedio proto-caribeño fue consumido por la subducción dirigida al suroeste durante la convergencia (Draper *et al.*, 1994; Escuder-Viruete *et al.*, 2011c, 2016; Escuder-Viruete y Castillo-Carrión, 2014; Lewis y Draper, 1990; Pindell and Kennan, 2009; Suárez *et al.*, 2017).

Las rocas relacionadas con el arco intra-oceánico de la placa de Caribe tienen una edad Cretácica y están regionalmente superpuestas por una secuencia de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad

superior-Eoceno inferior, cuando el margen continental de Norteamérica llegó a la zona de subducción (Draper *et al.*, 1994; Escuder-Viruete *et al.*, 2016). Dicha colisión fue diacrónica a lo largo de la zona de contacto entre las placas, resultando ser más joven hacia el E. Como consecuencia, unidades tectónicas de afinidad Caribeña fueron superpuestas hacia el NE y E sobre materiales del margen pasivo. Finalmente, la colisión evolucionó a procesos de transpresión y de escape tectónico lateral para acomodar la deformación (Escuder-Viruete *et al.*, 2020a).

Estos estadios evolutivos son aún reconocibles a lo largo del límite entre las Placas de Norteamérica y Caribe, donde de E a O se registra un cambio desde la subducción ortogonal en las Antillas Menores, a la colisión oblicua en el N de Puerto Rico y E de la República Dominicana, a la transpresión particionada al O de la República Dominicana y en Haití, al desgarre senestro puro hacia Jamaica, y a la transtensión en la Fosa del Caimán (Mann *et al.*, 1995, 2002). Esta configuración geodinámica indica que la zona límite entre placas ha ido evolucionando en el tiempo, resultando la tectónica progresivamente menos compresional y más de tipo transcurrente. En el segmento del borde de placas localizado en La Española, el cambio de tectónica tuvo lugar aproximadamente en el Mioceno medio.

En la actualidad, el segmento del borde de placas localizado en La Española está experimentando dos procesos geodinámicos principales: (1) un particionamiento de la deformación en una componente de acortamiento de dirección NE a ENE a través de toda la región y en una componente de desplazamiento senestro a lo largo de las principales fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE y O-E; y (2) una ruptura o desprendimiento de la litosfera oceánica Atlántica subducida, en relación con la colisión oblicua y la flotabilidad (*buoyancy*) de la Plataforma de Bahamas (Dolan *et al.*, 1988). A escala regional, el acortamiento NE a ENE se resuelve con la formación de estructuras compresionales ortogonales en la Cordillera Septentrional, Cordillera Central y Sierra de Bahoruco, incluyendo las zonas de subducción y cabalgamiento de Puerto Rico y Los Muertos (Fig. 2). El desgarre senestro da lugar a la formación o reactivación de las principales zonas de falla, como la Septentrional, de San José-Restauración, de Peralta y de Enriquillo, así como a desplazamientos a lo largo de otras fallas paralelas y/o cizallas Riedel sintéticas menores, como la Zona de Falla de Camú.

La microplaca Septentrional en el norte de la República Dominicana

El contexto geodinámico de la Placa de Caribe es complejo, habiéndose distinguido en la zona de convergencia y colisión oblicua un cierto número de microplacas o bloques tectónicos (Mann *et al.*, 1995, 2002; Maneker *et al.*, 2008; Symithe *et al.*, 2015). Estas microplacas son (Fig. 2): Gonave, La Española Norte o Septentrional, La Española y Puerto Rico-Islas Vírgenes.

Estas microplacas están limitadas por un conjunto de estructuras de gran escala que, como refleja la sismicidad asociada que presentan, acomodan parte del desplazamiento relativo entre las Placas de Caribe y Norteamérica (Dolan *et al.*, 1998). Estas estructuras de gran escala son (Fig. 3): Zona de Falla de Enriquillo, o de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG); Zona de Falla Septentrional (ZFS); Cabalgamiento o Zona de Falla de la Española Norte (ZFEN), es decir, la extensión occidental de la Fosa de Puerto Rico al N de La Española; Zona de Falla de los Muertos o Fosa de los Muertos (ZFLM); y Cabalgamiento o Zona de Falla de Peralta (ZFP) al S de la Cordillera Central. El interior de la isla de La Española consiste en una zona de transición entre diferentes regímenes tectónicos no muy bien conocida, que incluye la Cordillera Central y la Oriental.

La Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se integran en la denominada microplaca Septentrional (Figs. 2 y 3). La microplaca Septentrional es un bloque cortical en forma de cuña de ~70 km de

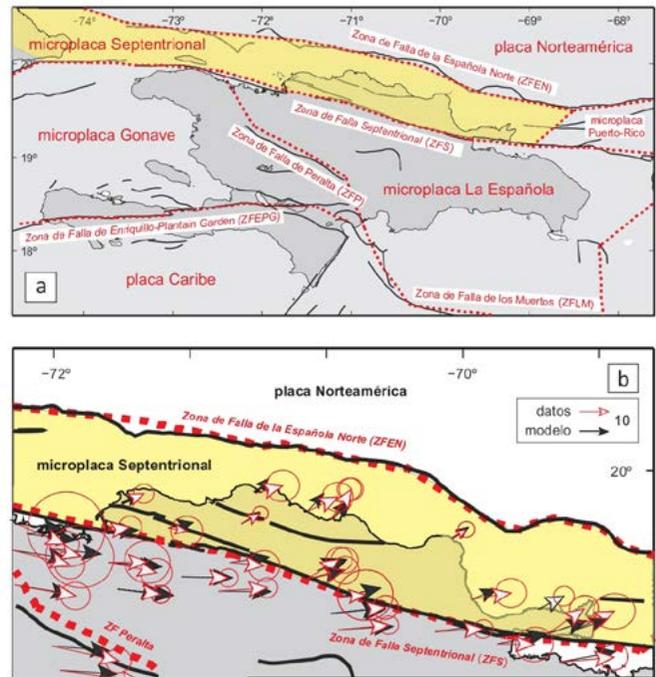


Figure 3. (a) Localización y límites tectónicos de la microplaca Septentrional (color amarillo) en el N de la República Dominicana. (b) Vectores de movimiento relativos a la placa de Norteamérica para la isla de La Española obtenidos mediante geodesia GPS y su modelización por Mann *et al.* (2002), Calais *et al.* (2010, 2016), Benford *et al.* (2012) y Symithe *et al.* (2015). Las líneas rojas discontinuas marcan los límites tectónicos entre microplacas. Las elipses de error son de 95% de confianza.

Figure 3. (a) Location and tectonic limits of the Septentrional Microplate (in yellow) in the N of the Dominican Republic. (b) Movement vectors relative to the North American plate for Hispaniola obtained by GPS geodesy and their modelling by Mann *et al.* (2002), Calais *et al.* (2010, 2016), Benford *et al.* (2012) and Symithe *et al.* (2015). The discontinuous red lines mark the tectonic boundaries between microplates. The error ellipses are 95% confidence.

anchura y >600 km de longitud, limitado al N por la ZFEN y al S por la ZFS (Dolan *et al.*, 1998). Aunque gran parte de la actual convergencia y colisión oblicua parece acomodarse en estas zonas de falla principales, la microplaca está internamente deformada por una compleja red de estructuras de menor tamaño situadas tanto en su parte emergida como sumergida (Escuder-Viruete *et al.*, 2020a). Estas estructuras son descritas con un mayor detalle a continuación.

Neotectónica

La neotectónica abarca el estudio de los procesos y las estructuras formadas o reactivadas por el campo de esfuerzos-deformación que resulta aún activo en la actualidad. Por tanto, la neotectónica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como en el resto de la isla de La Española, se refiere a la tectónica que tuvo lugar en el Cuaternario hasta la actualidad. La definición implica que características tectónicas que no muestran evidencias de actividad en este intervalo de tiempo, o que tienen una orientación no susceptible de ser reactivada en un futuro próximo bajo el presente tensor de esfuerzos, no son consideradas como estructuras neotectónicas. El conocimiento preciso de estas estructuras es básico para la evaluación del riesgo sísmico de la región.

La neotectónica de la Cordillera Septentrional - Península de Samaná ha sido deducida desde (Escuder-Viruete *et al.*, 2019): (1) evidencias tectónicas en las unidades estratigráficas de edad Cuaternario; (2) evidencias tectónicas en la morfoestructura reciente; (3) fracturación de edad Cuaternario a todas las escalas asociada a fallas y estructuras relacionadas; (4) tensores de esfuerzos deducidos del análisis dinámico de los vestores de movimiento que en la actualidad presentan las fallas, así como de la interpretación de su correspondiente régimen tectónico; (5) análisis sísmicidad e interpretación de los mecanismos focales; y (6) relaciones entre grandes terremotos históricos/pre-históricos con rupturas de fallas.

Estratigrafía del Neógeno y Cuaternario de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

El registro sedimentario durante la época neotectónica, o que alcanzan dicha edad, aparece representado por diversas unidades litoestratigráficas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. Sin embargo, la litoestratigrafía es diferente al N y S de la Zona de Falla Septentrional (Fig. 4). Al N de la ZFS, se depositaron discordantes sobre un sustrato de edad Mioceno inferior-medio, las facies carbonatadas y siliciclásticas de la Fm Villa Trina durante el Mioceno superior a Plioceno inferior basal y el Mb La Piedra (Haitises) durante el Mioceno superior a Plioceno inferior-medio (Monthel, 2010; Uriene, 2010). La Fm Villa Trina está constituida por alternancias rítmicas de areniscas y lutitas calcáreas o margas, con niveles de

calcarenitas bioclásticas a techo. El Mb La Piedra está compuesto por calizas micríticas con parches de calizas coralinas, que a techo pasan a margas laminadas con intercalaciones de calcilutitas. Durante el Pleistoceno medio-superior y después de un hiato (Escuder-Viruete *et al.*, 2020a), se depositó La Fm. Isabela que presenta dos facies principales organizadas en un sistema de terrazas escalonado: (1) edificios coralinos correspondiendo al arrecifal; y (2) brechas de talud arrecifal y margas de cuenca interestratificadas (Monthel, 2010; Díaz de Neira *et al.*, 2017)). También en el Pleistoceno se depositaron las Arcillas de Río Boba en la cuenca aluvial-fluvial de río Boba, donde localmente aparecen cubiertas por arenas de paleoplayas, testigos de una inmersión reciente. En Cabo Francés Viejo, los corales de una terraza arrecifal han proporcionado una edad de $134,39 \pm 1,06$ ka (Uriene, 2010), referible al MIS (estadio isotópico marino) 5e (tránsito Pleistoceno medio a superior). Datos geocronológicos U-Th preliminares establecen que las terrazas arrecifales de coral están elevadas tectónicamente siendo las inferiores de edad 5e y las superiores de edad MIS 7c y 9a (Escuder-Viruete *et al.*, 2020b).

Al S de la ZFS (Fig. 4), sin embargo, sobre los materiales detríticos groseros de la Fm Bulla se implanta una plataforma marina somera donde se depositó la Fm Cercado siliciclástica en el Mioceno superior (incluyendo el Mb de Calizas de Auyama), la Fm Gura-bo margosa en el Plioceno inferior-medio, la Fm Mao Adentro calcárea durante el Plioceno inferior-medio, y la Fm Mao siliciclástica en el Plioceno medio-superior (Fig. 4). La Fm Mao está constituida por conglomerados y lutitas depositados en un ambiente deltaico (Abad, 2010; Uriene, 2010). La elevación de la Cordillera Septentrional y la implantación de varios sistemas de abanicos aluviales de piedemonte hacia la cuenca del Cibao tuvo lugar desde el Plioceno superior y durante el Cuaternario (Saunders *et al.*, 1986; Pérez Valera, 2010; Pérez Valera y Abad, 2010; McNeill *et al.*, 2008; 2011). Escuder-Viruete *et al.*, (2019) distinguen tres sistemas de abanicos aluviales en la vertiente S de la Cordillera Septentrional de edad, al menos, Pleistoceno medio a Holoceno. Los abanicos aluviales superiores aparecen a alturas topográficas más altas, resultando ser por tanto los más antiguos. Los materiales clásticos de los abanicos aluviales superiores e intermedios aparecen basculados, plegados y fallados por estructuras transpresivas inversas. Sin embargo, los abanicos aluviales inferiores aparecen sólo deformados por fallas normales o normal-direccionales. En el Holoceno continúa la sedimentación de los materiales aluviales asociados a la evolución del río Yaque del Norte.

Estas relaciones permiten establecer que el área actualmente ocupada por la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná constituía una plataforma mixta terrígeno-carbonatada en el sector S y O, y una plataforma somera carbonatada en el N y E, desde el Mioceno superior hasta el Plioceno superior. En el

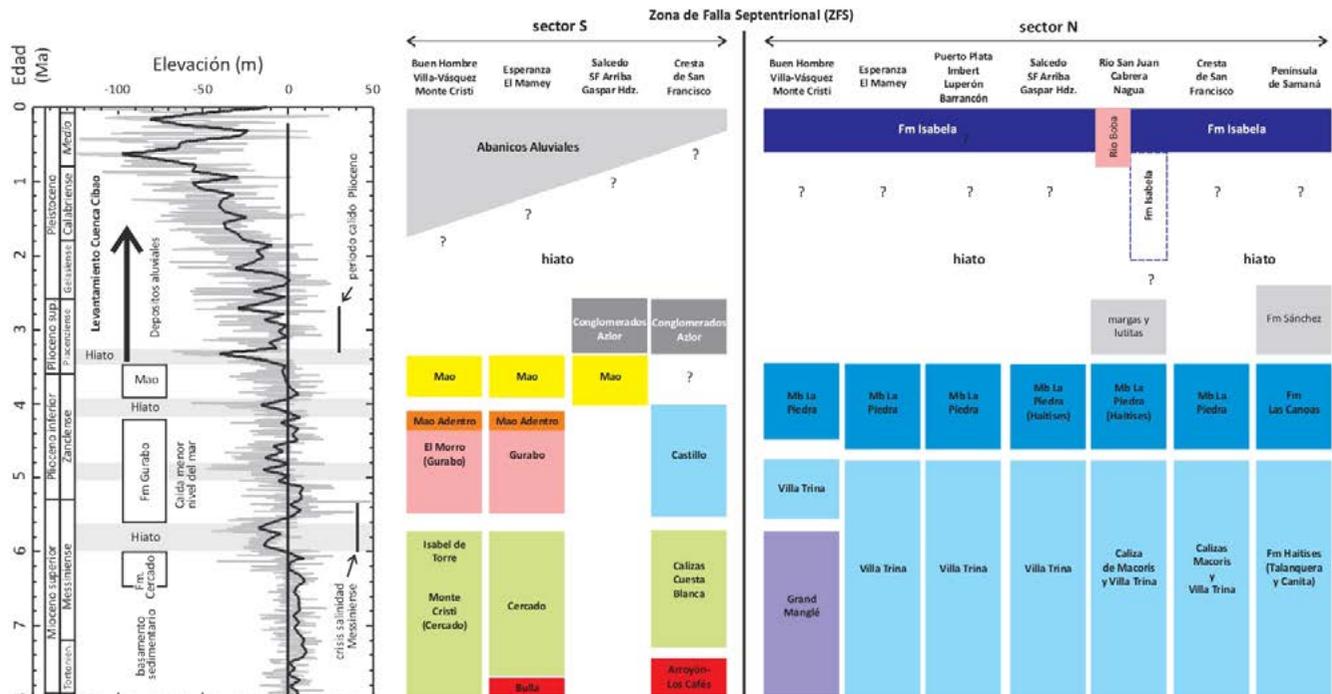


Figure 4. Síntesis esquemática de la estratigrafía del Neógeno superior y Cuaternario en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, que se corresponde con el periodo de actividad neotectónica. A la derecha se muestra la curva isotópica del nivel del mar de Miller et al. (2005) (línea gris) y su ajuste (línea negra) en el intervalo 0-8 Ma. Se incluye también el rango de edades establecido para las unidades de la Cuenca del Cibao por McNeill et al. (2011) (rectángulos), así como la situación de las disconformidades entre ellas (en color gris). Las disconformidades representan periodos de descenso del nivel del mar y se corresponden con periodos de un nivel relativamente bajo en la curva de referencia.

Figure 4. Schematic synthesis of the stratigraphy of late Neogene and Quaternary in the Cordillera Septentrional and the Samaná Peninsula, which corresponds to the period of neotectonic activity. On the right, the sea level isotopic curve of Miller et al. (2005) (grey line) and its adjustment (black line) in the range 0-8 Ma. It also includes the range of ages established for the units of the Cibao Basin by McNeill et al. (2011) (rectangles), as well as the situation of the unconformities between them (in grey). Unconformities represent periods of lower sea level and correspond to periods of a relatively low sea level in the reference curve.

Plioceno más alto a Pleistoceno inferior se inicia el levantamiento de la Cordillera Septentrional, la yuxtaposición de los sectores situados al N y S de la ZFS debido al inicio de su movimiento en desgarre senestro y la emersión de la Cuenca del Cibao. Al S de la ZFS, estos procesos quedan registrados con la sedimentación de materiales clásticos en facies de abanicos aluviales durante el Pleistoceno y Holoceno (Escuder-Viruete *et al.*, 2019). Al N de la ZFS, el levantamiento queda localmente registrado con la formación y elevación de las terrazas arrecifales de La Fm. La Isabela desde al menos el Pleistoceno inferior al Holoceno (Díaz de Neira *et al.*, 2017; Escuder-Viruete *et al.*, 2020b).

Estructuras neotectónicas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

La neotectónica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná está controlada por las interacciones que tienen lugar entre placas y microplacas tectónicas en la actualidad. La parte emergida de la microplaca Septentrional presenta una macroestructura interna constituida por varios pliegues anticlina-

les de gran radio y dirección ONO-ESE a NO-SE, en cuyo núcleo afloran las rocas ígneas y metamórficas Mesozoicas del complejo de subducción-acreción Caribeño (Escuder-Viruete *et al.*, 2011c, 2013a, 2016). Dichos anticlinales están rodeados por secuencias sedimentarias de edad Cenozoico, que aparecen variablemente falladas y plegadas en pliegues sinclinales.

El estudio a todas las escalas de las estructuras que deforman a unidades litológicas de edad Plioceno superior-Cuaternario ha permitido establecer su clasificación en base principalmente a su orientación y cinemática. Dicha clasificación permite agrupar las estructuras frágiles neotectónicas en 5 familias distintas: fallas de desgarre senestras de dirección ONO-ESE a O-E; fallas senestras de dirección NO-SE a NNO-SSE, sintéticas a las anteriores; fallas normales a normal-senestras de dirección NNE-SSO a NE-SO; fallas de desgarre dexas de dirección NNE-SSO a N-S; y fallas inversas y cabalgamientos de dirección ONO-ESE a NO-SE, sub-paralelas a los ejes de pliegues relacionados. La distribución espacial de estas estructuras está incluida en la Fig. 5 a y b, que divide la zona estudiada en dos sectores regionales para una mayor claridad: Cordillera Septentrional occidental y central; y Cordillera Sep-

tentrional oriental y Península de Samaná. El análisis y la orientación de las estructuras representadas en la Fig. 5 junto con su incidencia en el relieve permite establecer las siguientes consideraciones:

(1) El relieve positivo de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná es consecuencia de la deformación Cuaternaria. Por tanto, la deformación de la microplaca Septentrional no se restringe sólo a las zonas de falla limitantes, sino que afecta también al interior de la misma.

(2) El área elevada de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná presenta al menos 50 km de anchura y unos 300 km de longitud, extendiéndose siguiendo una dirección general ONO-ESE desde la localidad de Santa Bárbara de Samaná al E hasta Monte Cristi al O. La alineación montañosa presenta un perfil topográfico asimétrico y queda limitada de forma muy neta, con escarpes prominentes, por la Zona de Falla Septentrional al S (Mann *et al.*, 1995, 1998). La ZFS continúa *offshore* en la microplaca Septentrional al E de la Bahía de Samaná hasta el sector septentrional del Cañón de la Mona y al O paralelamente a la costa N de Haití hasta conectar con la Falla de Oriente al SE de Cuba (Calais *et al.*, 1992). A lo largo de la zona de afloramiento *onshore* de la ZFS, se observan varias ramas divergentes en su sector centro-occidental que son descritas más adelante.

(3) Una parte de la convergencia oblicua entre las Placas de Caribe y Norteamérica es acomodado principalmente por la ZFS. Este sistema de fallas se mueve a una tasa de ~10 mm/año, mientras que en otras fallas próximas las tasas son <1 mm/año (Calais *et al.*, 2002; Dolan y Bowman, 2004; Dolan y Wald, 1998; Dolan *et al.*, 1998; Manaker *et al.*, 2008; Mann *et al.*, 1995, 2002, 2004; Prentice *et al.*, 2003; Programa SYSMIN, 1999). La combinación de una tasa de movimiento relativamente rápida, la elevada longitud del sistema de la ZFS y la sismicidad asociada establecen una elevada amenaza sísmica en la región.

(4) La ZFS se ramifica a lo largo de su trazado hacia el O en varias zonas de falla secundarias o segmentos, que registran una mayor o menor actividad tectónica en la actualidad. Estas zonas de falla son (Fig. 5): la Zona de Falla Septentrional oriental (ZFS-E) central (ZFS-C) y occidental (ZFS-O), junto con la central Haitiana (ZFS-HC) y oriental Haitiana (ZFS-HE) de la rama S. Otras zonas de falla *onshore* importantes son la Zona de Falla de Camú (ZFC), la Zona de Falla de Monte Cristi (ZFMC), y la Zona de Falla de Villa Vásquez (ZFVV).

(5) La principal ramificación de la ZFS tiene lugar en el sector occidental de su trazado *onshore*, donde una zona de desgarre senestro principal de dirección ONO-ESE se desdobra progresivamente en cuatro ramas hacia el oeste (Mann *et al.*, 1995; 1998; Programa SYSMIN, 1999). Estas ramas son: la ZFS-O de dirección ONO-ESE, también denominada como rama Norte, rama del Frente Montañoso, o zona de falla de los Cayucos; la ZFMC de dirección O-E a ONO-ESE y que

conecta al E con la ZFS-O; la ZFVV de dirección O-E a ONO-ESE y que conecta al E con la ZFS-O; y la ZFS-HE de dirección ONO-ESE a O-E, también denominada rama Sur.

(6) El borde O de la ZFS-C conecta con la ZFS-HE en la proximidad de la ciudad de Santiago de los Caballeros y le transfiere el actual movimiento de desgarre senestro (Mann *et al.*, 1995). Hacia el O, la ZFS-HE experimenta giros y saltos en su trazado a lo largo de la Cuenca del Cibao (Esperanza, Jaibón), hasta la localidad de Guayubín, donde gira a una dirección N095°E y continúa hasta la ciudad de Pepillo Salcedo, conectando con el segmento central. Más al O, la ZFS-HC conecta con la zona de falla *offshore* cartografiada mediante datos de *sidescan* y perfiles sísmicos por Calais y Mercier de Lépinay (1991) al N de la costa de Haití.

(7) La ZFMC y la ZFVV constituyen ramificaciones más antiguas conectadas al E con la ZFS-O. La ZFS-O transfirió el movimiento en desgarre senestro a estas zonas de falla en algún momento de su historia cinemática, pero en la actualidad estas estructuras presentarían una baja actividad tectónica o serían inactivas (Mann *et al.*, 1988).

(8) En su trazado por el Valle del Cibao entre Esperanza y Guayubín, la ZFS-HE diverge de la traza de la ZFS-O y produce saltos extensivos en relevo senestro que originan un sistema de cuencas de *pull-apart* de direcciones que varían entre ONO-ESE y O-E. Estas cuencas de *pull-apart* presentan entre 5 y 8 km de longitud y entre 1 y 2 km de anchura, controlando la migración de los meandros en dirección al canal principal del río Yaque del Norte y sugiriendo una actividad tectónica de la ZFS-HE durante el Holoceno. La existencia hacia el N de un antiguo canal del río (Río Viejo) en las proximidades de la cuenca *pull-apart* más oriental, da cuenta también de la actividad tectónica reciente.

(9) En el sector central de la Cordillera Septentrional y Valle del Cibao, entre San Francisco de Macorís, Salcedo, Moca y Santiago, la ZFS-C se caracteriza por la presencia de una falla al N que marca topográficamente el escarpe montañoso de la Cordillera Septentrional y de otra falla al S desarrollada en el relleno aluvial Cuaternario de la Cuenca del Cibao definida por un discreto resalte morfológico. Para Mann *et al.*, (1995), la falla del frente montañoso y la falla desarrollada en el aluvial son las ramas de la ZFS-C inactiva y activa, respectivamente. Ambas zonas de falla, limitan en algunos sectores estrechas cuencas de *pull-apart*, elongadas en dirección ONO-ESE paralelamente a la traza de la ZFS-C. El incremento en la elevación del relieve en el sector central de la Cordillera Septentrional y la mayor profundidad del relleno sedimentario en el sector adyacente del Valle del Cibao son atribuidos al carácter de relevo compresivo que tiene el segmento central de la Zona de Falla Septentrional (ZFS-C) (Mann *et al.*, 1995, 2002).

(10) En el sector oriental de la Cordillera Septentrio-

nal y la Península de Samaná, entre Nagua (al SO), Sánchez y Santa Bárbara de Samaná, la Zona de Falla Septentrional define el segmento ZFS-E y exhibe una relación similar al sector central del Valle del Cibao. En este sector, la ZFS-E presenta una traza morfológicamente prominente que define el frente montañoso al N y una traza más sutil localizada en los sedimentos del Cuaternario que rellenan la Bahía de Samaná aproximadamente 1 km al S (Mann *et al.*, 1991, 1995; Escuder-Viruete, 2010). Ambas trazas parecen unirse en una única zona de falla en su continuación más al E, aunque la ZFS-E constituye realmente el límite N de un complejo sistema de graben y semigraben estructurados en la Bahía de Samaná. La pequeña isla de Cayo Levantado en la Bahía resulta de la elevación de un bloque como consecuencia de un relevo compresivo local de la ZFS-E.

(11) La prolongación *offshore* de la ZFS-E hasta el sector NO de Puerto Rico fue deducida utilizando técnicas geofísicas marinas por Dolan *et al.* (1998). En este sector, la ZFS-E se desdobra en varias fallas de direcciones que varían entre NE-SO y NNE-SSO, las cuales se agrupan bajo la denominación de Zona de Falla de Bunce y presentan movimientos tanto normales como senestros (Dolan y Wald, 1998; Dolan *et al.*, 1998). Esta prolongación está cortada por otras fallas de dirección N-S que definen el *Rift* de la Mona. La Zona de Falla de Bunce conecta más al NE con el extremo oriental de la Zona de Falla de la Española Norte y el extremo occidental de la Fosa de Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1998; Rodríguez-Zurrunero *et al.*, 2019).

(12) La ZFS presenta asociadas varias estructuras complejas de escala kilométrica a lo largo de su trazado *onshore*, controladas por relevos tanto en transtensión como en transpresión. Las principales estructuras transpresivas son las cuencas *pull-apart* de Santiago Viejo-Jacagua, Navarrete, Jaibón-Maizal y Guayubín; las principales estructuras transensivas son la cresta de Hato del Medio (al SE de Villa Vásquez), cresta o Bloque de Esperanza, cresta o Dorsal de San Francisco (DSF) y la cresta asociada a la falla central de la Bahía de Samaná. Winslow *et al.*, (1991) define a la DSF como una elevación de dirección ONO-ESE formada por un relevo compresivo asociado a la ZFS-C de edad Neógeno tardío. Edgar *et al.*, (1991) presenta perfiles sísmicos con reflectores interpretables como pliegues desarrollados en materiales de edad Plioceno-Pleistoceno, que no afectan a un horizonte de edad Holoceno. Según estos autores, estos pliegues están relacionados con movimientos de la zona de falla central de la Bahía de Samaná, contemporáneos a la elevación de la DSF.

(13) En el interior de la microplaca Septentrional se desarrollaron varios sistemas de fallas de dirección NE-SO a ONO-ESE de un orden menor, pero de considerable longitud, conectadas oblicuamente con el sistema de primer orden de desgarre senestro de la ZFS. Estas estructuras son simples zonas de cizalla Riedel, sintéticas a la estructura senestra principal, o se trata

de fallas que van girando hasta paralelizarse con ella. Las principales estructuras *onshore* son la Zona de Falla de Nagua (ZFN), la Zona de Falla de Camú (ZFC) y la zona de Falla de Maimón (ZFM) al O de Puerto Plata, entre otras.

(14) La ZFC presenta un trazado *onshore* de ~120 km de longitud, generalmente subparalelo a la ZFS-C y ZFS-O (Pindell y Draper, 1991). Draper *et al.*, (1994) sugieren que la ZFC ha acomodado al menos 60 km de movimiento en desgarre senestro desde el Eoceno. Su traza rectilínea y buzamiento subvertical de planos de falla relacionados en afloramiento indican que se trata de un desgarre. El trazado *offshore* hacia el O de la ZFC-E puede establecerse a partir de los datos batimétricos, que sugieren su continuación como una falla de dirección ONO-ESE que controla un escarpe subparalelo a la costa. Su trazado *offshore* más hacia el E no es claro, pudiendo conectar tanto con las fallas inversas de dirección ONO-ESE del sector de Río San Juan, como extenderse al NE del Promontorio de Cabrera como un desgarre senestro con direcciones que varían entre OSO-ENE a SO-NE y conectar con la Zona de Falla de la Española Norte (Dolan *et al.*, 1998). A lo largo del trazado *onshore* de la ZFC es posible definir dos segmentos: el oriental (ZFC-E) y el occidental (ZFC-O). La ZFC-E gira desde una dirección OSO-ENE en el sector N del Promontorio de Cabrera, a O-E hacia el O de Sabaneta de Yásica y a ONO-ESE al E de la localidad de Imbert. La ZFC-O presenta una orientación general ONO-ESE entre Imbert y La Isabela, ramificándose en varias fallas anasmosadas al E de Punta Rucia y continuándose *onshore* en el sector N de Gran Manglé.

(15) Asociadas al sistema de fallas de desgarre senestro principal, existen también fallas de desgarre de movimiento dextro de direcciones que varían entre NNE-SSO y N-S de buzamiento subvertical (Fig. 5). Sin embargo, su frecuencia y desarrollo es menor que el sistema de fallas senestro. La combinación de estas fallas dextrales con las fallas de direcciones entre ONO-ESE y O-E senestrales da lugar a la individualización de bloques tectónicos romboidales o en forma de cuña a todas las escalas, cuyo ángulo agudo se orienta en la dirección O a ONO. Bien visibles en la parte emergida de la microplaca, los bloques tectónicos experimentan plegamiento, rotación, traslación y/o una fragmentación combinada acomodando la deformación.

(16) En el interior de la microplaca Septentrional, las fallas normales y normal-senestrales son comunes y presentan direcciones entre NNE-SSO y NE-SO (Fig. 5). Estas fallas normales controlan gran parte del relieve negativo debido a la componente normal de su movimiento, que puede llegar a ser importante. También controlan la morfoestructura en bloques de algunos sectores elevados como el Macizo de Río San Juan-Gaspar Hernández o la Península de Samaná, así como la morfología de la línea de costa Atlántica. De E a O, las principales estructuras *onshore* de este tipo son

la Zona de Falla del Frontón, que limita bruscamente al E la Península de Samaná, la Falla de Bahía del Rincón, la Falla del Valle, la Falla de Nagua, la Falla del Hoyo de Cabrera, la Falla de río Baquí, la Falla de El Morrito, la Falla de Bahía Maimón y la Falla de La Isabela.

(17) Las fallas inversas y cabalgamientos de direcciones entre ONO-ESE y NO-SE están presentes a lo largo de muchos frentes montañosos de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná (Fig. 5), aunque pueden ser ciegos o quedar ocultos detrás de zonas triangulares o cuñas intercutáneas. Estas estructuras presentan ángulos de buzamiento medio y bajo, tanto al NE como al SO. Frecuentemente, las fallas inversas y cabalgamientos presentan asociados sistemas de pliegues paralelos con ejes de direcciones que varían entre ONO-ESE y NO-SE. El plano axial de estos pliegues es subvertical o presenta un ángulo de inclinación medio a alto. Geométricamente, los pliegues son tanto simétricos como fuertemente asimétricos, de vergencia preferentemente hacia el SO. Zonas de falla inversas y cabalgamientos han sido detectados a lo largo del borde N de la Península de Samaná, en el sector de El Portillo-El Limón, el sector NO de la localidad de Nagua, el límite S del Promontorio de Cabrera, el sector de Gaspar Hernández-Río San Juan, el borde NE del Macizo de Quita Espuela al NE de San Francisco de Macoris, el sector de río Grande, los bordes del valle del río Bajabonico en el sector de La Isabela, y el borde N de las estribaciones montañosas costeras del sector Buen Hombre-Gran Manglé-Morro de Monte Cristi. Los datos batimétricos sugieren que algunas de estas estructuras compresionales se continúan en el sector *offshore* adyacente.

(18) La colisión oblicua entre la Placa de Caribe y la de Norteamérica produce una amplia zona de deformación de más de 400 km de longitud en el sector *offshore* N de la isla de La Española, denominado Cinturón de Deformación Caribeño Septentrional (Dillon *et al.*, 1992, 1996; Dolan *et al.*, 1998; Leroy *et al.*, 2015). Dicho margen *offshore* de la República Dominicana fue estudiado mediante sonar *side-scan* de gran rango GLORIA, perfiles sísmicos monocanal de baja resolución (Dolan *et al.*, 1998) y perfiles sísmicos multicanal (Dillon *et al.*, 1992, 1996). Como resultado, se definieron en el margen tres provincias estructurales principales: una zona de colisión central que cabalga sobre los bancos carbonatados de la Plataforma de Bahamas, flanqueada al O por un pequeño prisma de acreción compuesto por un apilamiento de los materiales turbidíticos de la Cuenca de La Española y al E por una amplia zona caracterizada por una tectónica principalmente de desgarre. Donde resulta visible a partir de los datos sísmicos, la estructura del prisma de acreción occidental consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos de morfología irregular, segmentado por varias fallas de transferencia de dirección ENE-OSO a NE-SO. Los cabalgamientos presentan una dirección O-E a ONO-ESE y un ángulo de buzamiento bajo a medio hacia el S. Asociada-

mente se observan sistemas de pliegues asimétricos, de direcciones entre ONO-ESE y O-E de vergencias al NNE y N, respectivamente. Estas estructuras son consistentes con una deformación contractiva oblicua senestra a lo largo del margen colisional de dirección ONO-ESE. Dolan *et al.*, (1998) muestran como la pendiente de la zona de colisión central ha experimentado procesos de deslizamiento submarino de forma extensa, como consecuencia de la colisión de los bancos carbonatados de Bahamas. Sin embargo, la subducción de este material de la placa de Norteamérica también ha producido la elevación del Promontorio de Cabrera en el Cuaternario, registrada con un sistema de entre 11 y 15 terrazas marinas (Díaz de Neira *et al.*, 2017). En base a criterios morfológicos, estructurales y sedimentológicos obtenidos a partir de la interpretación combinada de datos sísmicos de reflexión y batimetría de alta resolución, Rodríguez-Zurrutero *et al.*, (2019) dividen la región *offshore* N de la República Dominicana en tres provincias morfoestructurales subparalelas a la orientación ONO-ESE del margen: (a) La Provincia Carbonatada de Bahamas; (b) la Fosa de La Española; y (c) el Margen Insular. Estos autores definen además dos dominios tectónicos: el Dominio de Colisión Oblicua, o región donde los potentes bancos carbonatados se indentan en la Placa de Caribe a nivel del fondo marino; y el Dominio de Cabalgamiento Oblicuo, en el que los relieves de la Plataforma de Bahamas son enterrados bajo los sedimentos de la Fosa de La Española y del Margen Insular. El límite entre ambos dominios se localiza donde el Banco de Silver contacta con el Margen Insular.

(19) A modo de síntesis, la configuración estructural a escala regional de fallas y pliegues, así como su geometría y cinemática de las diferentes familias de estructuras neotectónicas, indican que la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná están actualmente sometidas a un régimen de esfuerzos transpresivo senestro.

Dinámica de las fallas y tensores de esfuerzo

Adquisición y tratamiento de datos

La deformación frágil se cuantifica utilizando métodos de análisis dinámico de las fallas. Estos métodos se basan en la medida de los planos de fallas, las estrías y otros criterios cinemáticos observados a escala de afloramiento. El análisis dinámico de fallas sirve para determinar el tensor de esfuerzos y deducir las direcciones de los esfuerzos principales ($\Sigma_1 > \Sigma_2 > \Sigma_3$) junto con su relación de esfuerzos $R = (\Sigma_2 - \Sigma_3) / (\Sigma_1 - \Sigma_3)$ en una determinada localidad o estación de medida de acuerdo con diversos métodos (Etchecopar *et al.*, 1981; Shan *et al.*, 2003; Yamaji *et al.*, 2006). Por tanto, el análisis dinámico de fallas proporciona información sobre la orientación y forma del elipsoide de esfuerzos, aunque no proporciona los valores absolutos de las fuerzas que actúan en las rocas.

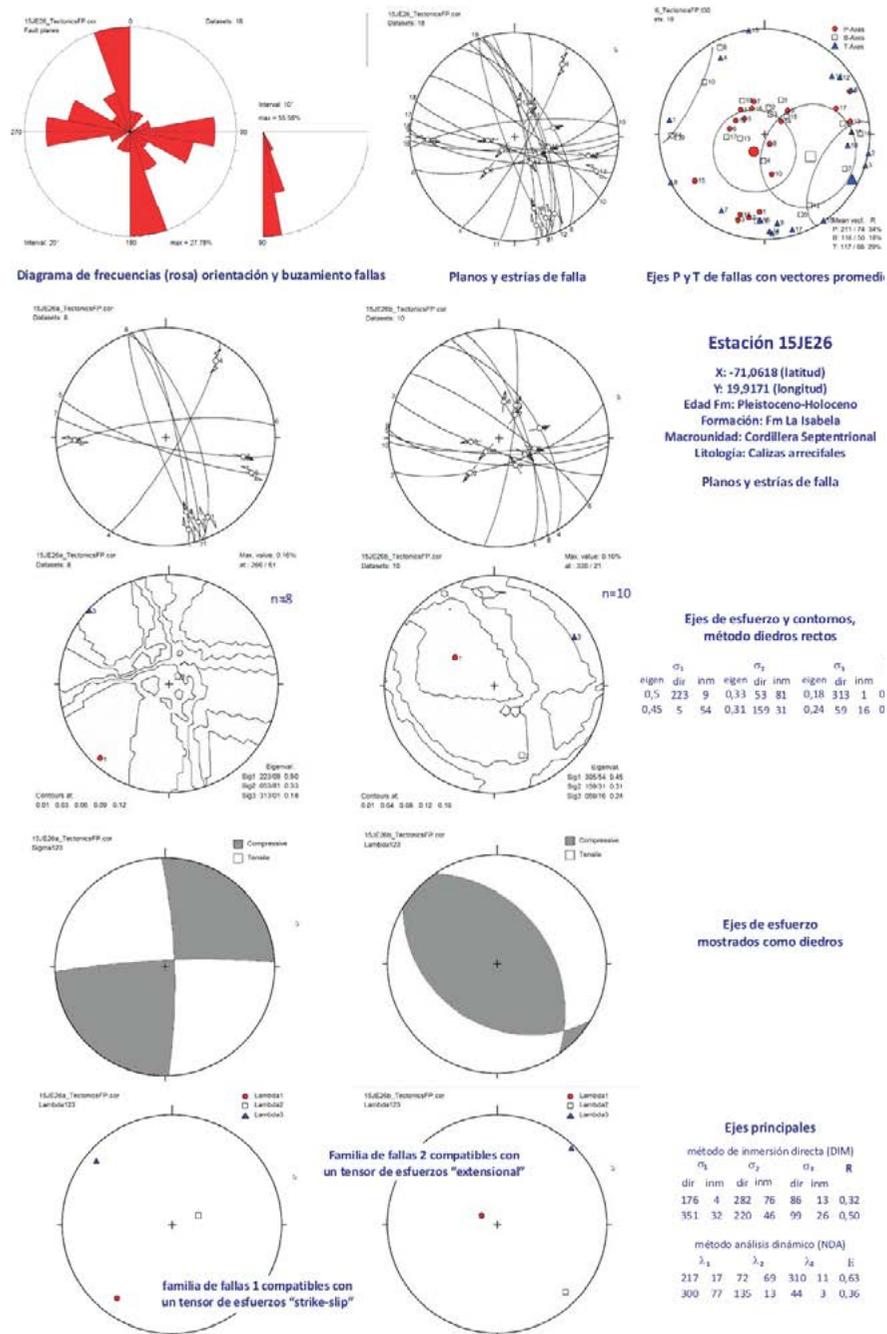


Figure 6. Ejemplo de cálculo del tensor de esfuerzos en la estación 15JE26, que incluye la representación de la orientación y buzamiento de planos de falla en un diagrama de rosa, la proyección estereográfica de planos de fallas y estrías, la construcción de círculo de Mohr, la orientación de los ejes cinemáticos, la proyección estereográfica de los resultados obtenidos mediante el método de los diedros rectos, el diagrama de los diedros de compresión y extensión (*beachball*) y la orientación de los ejes principales de la deformación obtenida por el método de análisis dinámico. El análisis dinámico ha permitido identificar dos familias de fallas y estrías asociadas compatibles con dos tensores de esfuerzo: uno desgarre más antiguo y otro extensional más reciente.

Figure 6. Example of stress tensor calculation at station 15JE26, which includes representation of orientation and dip of fault planes in a rose diagram, stereographic projection of fault planes and striae, Mohr circle construction, orientation of the kinematic axes, stereographic projection of results obtained by means of the straight dihedral method, diagram of compression and extension dihedrals (*beachball*) and orientation of the main axes of deformation obtained by numerical dynamic analysis method. Dynamic analysis has allowed the identification of two families of faults and associated striae compatible with two different stress tensors: the older strike-slip one and the more recent extensional one.

En 230 estaciones de medidas distribuidas por toda la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, se midió la orientación de unos 2430 planos de falla neotectónicas junto con las estrías asociadas con el fin de realizar su análisis dinámico y deducir el régimen tectónico asociado al campo de esfuerzos. Las diferentes estaciones fueron situadas en las proximidades de las principales zonas de falla, en torno a las fallas de menor orden y en el interior de los bloques tectónicos individualizados por las mismas. En general, entre 12 y 30 estrías de falla fueron suficiente para obtener un tensor de esfuerzos estable estadísticamente. Los indicadores cinemáticos utilizados para inferir el sentido de movimiento sobre el plano de falla a lo largo de la dirección de las estrías fueron principalmente el crecimiento de cristales fibrosos (*slickensides*), saltos, acanaladuras y estructuras de cizalla Riedel (Petit, 1987).

Para la visualización de la orientación de los planos de falla, la cinemática de las estrías, el procesamiento conjunto y el análisis estadístico de los datos de desplazamiento en fallas se ha utilizado el programa *TectonicsFP* de Reiter y Acs (2000) y Ortnet *et al.*, (2002). En este entorno, los conjuntos de datos medidos en una estación pueden incluir varias poblaciones de fallas consistentes con diferentes tensores de esfuerzo. La separación de las poblaciones de fallas referibles a cada tensor se realizó previamente al análisis dinámico, calculando los ejes de presión (eje P o compresional) y de tensión (eje T o extensional) para cada plano de falla junto con su proyección estereográfica. La aparición de varios grupos o agrupaciones en el conjunto de los datos se interpretó como indicativa de la existencia de fallas pertenecientes a distintos tensores de esfuerzo, pudiéndose entonces separar éstas de forma conveniente. El análisis dinámico de los datos se realizó principalmente con tres métodos numéricos: diedros rectos (RDM; right dihedra method), análisis dinámico numérico (NDA; *numeric dynamic analysis*) e inversión directa (INVERS; *direct inversión*). Más detalles sobre el tratamiento de los datos pueden obtenerse en Escuder-Viruete *et al.*, (2019).

La Fig. 6 incluye un ejemplo del análisis dinámico de las estrías de falla en la estación 15JE26, donde los resultados indican la existencia de dos tensores de esfuerzos diferentes. La estación 15JE26 está litológicamente constituida por una alternancia de areniscas y lutitas de La Fm. Monte Cristi de edad Mioceno medio a superior, en el dominio geológico de la Cordillera Septentrional occidental. La proyección estereográfica de los planos de falla y las estrías asociadas establece la existencia de fallas sub-verticales, con estrías que presentan ángulos de cabeceo tanto altos como bajos, que indican movimientos como fallas normales y también como fallas en dirección (Fig. 6). La proyección estereográfica de los ejes cinemáticos muestra una gran dispersión, donde la orientación de los vectores promedio de ejes P, B y T es N211°E/74 (34%), N116°E/50 (18%) y N117°E/08 (29%), respectivamente. El análisis dinámico ha permitido separar una primera fami-

lia de fallas compatible con un tensor de esfuerzo de desgarre y una segunda familia de fallas compatible con un tensor de esfuerzos extensional (Fig. 6). La aplicación del método de los diedros rectos (Etchecopar *et al.*, 1981) a la familia de desgarres permite obtener un tensor de esfuerzos cuyos esfuerzos principales Σ_1 , Σ_2 y Σ_3 presentan una orientación y valor relativo de N223°E/09 (0,50), N053°E/81 (0,33) y N313°E/01 (0,18), respectivamente. Análogamente, para la familia de fallas normales se obtienen los esfuerzos principales Σ_1 , Σ_2 y Σ_3 de orientaciones y valores relativos N305°E/54 (0,45), N159°E/31 (0,31) y N059°E/16 (0,24), respectivamente. Como consecuencia, los diagramas de diedros de compresión y extensión (*beachball*) para cada tensor de esfuerzos resultan diferentes, siendo en el primer caso de desgarre y en el segundo extensional (Fig. 6). La aplicación del método de inmersión directa (Reiter y Acs, 2000) da lugar a resultados similares. La orientación de los ejes principales de la deformación obtenida con el método de análisis dinámico para la familia de desgarres resulta también compatible, con Σ_1 , Σ_2 y Σ_3 de orientación N217°E/17, N072°E/69 y N310°E/11 (E = 0,63), respectivamente. De forma similar, los ejes principales obtenidos para la familia de fallas normales son también compatibles, con Σ_1 , Σ_2 y Σ_3 de orientación N300°E/77, N135°E/13 y N044°E/03 (E = 0,36), respectivamente. Por otro lado, los datos de campo indican que las estrías y fallas extensionales se superponen a las fallas de desgarre, por lo que el tensor de esfuerzos extensional es más reciente en el tiempo.

Resultados del análisis dinámico de las fallas

El análisis dinámico realizado en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná ha dado lugar a 28 tensores de esfuerzo. La localización y características de las estaciones donde se obtuvieron los datos microestructurales quedan recogidas en la Tabla 1. Como puede observarse, la compilación de tensores de esfuerzo sólo incluye datos derivados de fallas desarrolladas en rocas sedimentarias de edad Mioceno medio-superior a Holoceno. Las características de los tensores de esfuerzo resultantes del análisis dinámico de estrías en planos de falla son resumidas en la Tabla 2 y la proyección estereográfica de sus orientaciones para cada estación se muestra en sobre el mapa neotectónico regional en las Figs. 7a y b. Para cada tensor de esfuerzo, la Tabla 3 incluye datos sobre la orientación del esfuerzo máximo horizontal y del esfuerzo mínimo horizontal, así como del régimen de esfuerzo, principal tipo de fallas generado y método de inmersión utilizado. Como puede observarse, los resultados obtenidos mediante el método de los diedros rectos (RDM), el método de inmersión directa (DIM) y el método de análisis dinámico numérico (NDA), son por lo general consistentes entre sí.

Los métodos dinámicos calculan el ángulo β entre la dirección de máximo esfuerzo de cizalla obtenida a lo largo de un plano de falla particular y la estría medida.

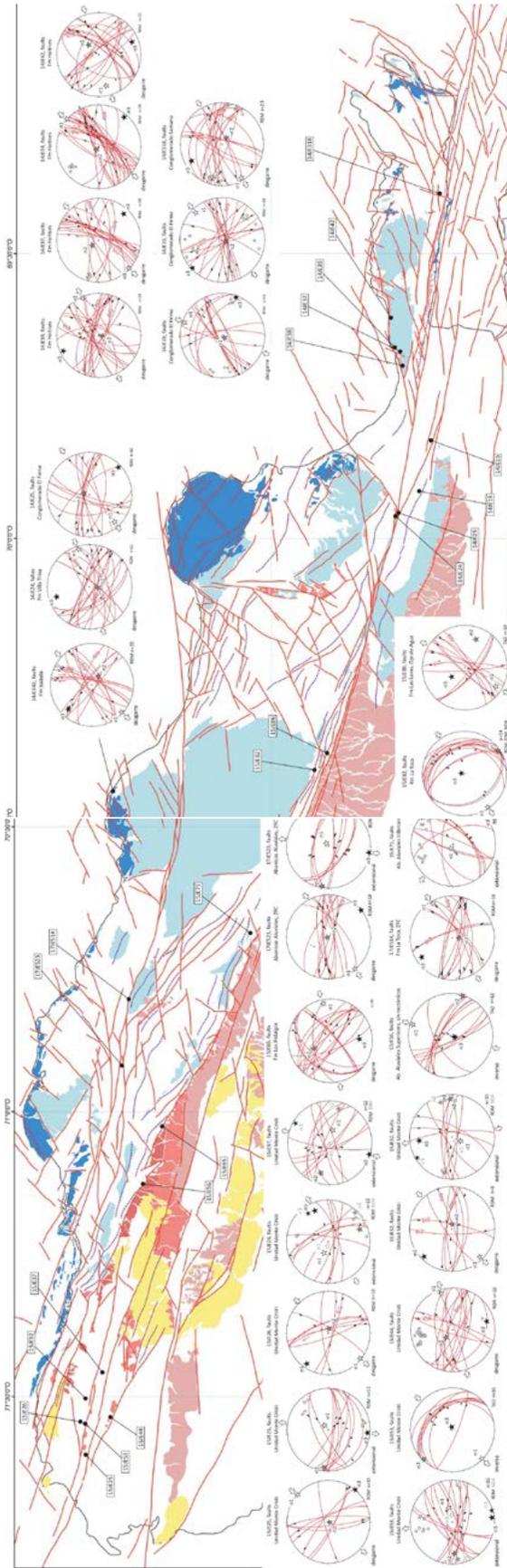


Figure 7. Proyección estereográfica sobre el mapa neotectónico de los resultados del análisis dinámico de las fallas en estaciones microtectónicas situadas en (a) la Cordillera Septentrional occidental y (b) la Cordillera Septentrional oriental y Península de Samaná. El modelo digital de terreno (MDT) procede de datos topográficos de SRTM30_PLUS. La leyenda de unidades y símbolos geológicos es como en la Fig. 5.
Figure 7. Stereographic projection on the neotectonic map of results of the fault dynamic analysis in stations located in (a) western Cordillera Septentrional and (b) eastern Cordillera Septentrional and Samaná Peninsula. The digital terrain model (MDT) comes from topographic data of SRTM30_PLUS. Legend of geological units and symbols is as in Fig. 5.

Índice	Nombre	Mecanismo de deformación	Magnitud máxima estimada (equivalente Mw)	Sismo mayor conocido (magnitud en Mw)	Tasa de desplazamiento	Longitud	Rumbo y Bucamiento	Anchura del plano
ZFS-E-Fin	Zona Falla Septentrional, segmento extremo oriental, fin falla	senestro	M _{max} 7,4 (± 0,3)	desconocido	2 mm/año	80 a 100 km	90° (±10), buz. subvert.	10 ± 5 km
ZFS-E	Zona Falla Septentrional, segmento oriental.	senestro	M _{max} 7,6 (± 0,3)	desconocido	9,7 (± 2) mm/año	165 (± 5) km	90° (±10), buz. subvert.	10 ± 5 km
ZFS-C	Zona Falla Septentrional, segmento central	senestro	M _{max} 7,5 (± 0,3)	Sismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, M ≥ 7,5. 1562 (M _{max} 7,7)	9,8 (± 2) mm/año	140 km	90° (±10), buz. subvert.	10 ± 5 km
ZFS-O	Zona Falla Septentrional, segmento occidental	senestro	M _{max} 7,0 (± 0,3)	Sismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, M ≥ 7,5	2 mm/año (tasa ~ segmento oriental)	> 85 km	90° (±10), buz. subvert.	10 ± 5 km
ZFS-HC	Zona Falla Septentrional Haitiana, scgm. central	senestro	M _{max} 7,7 (± 0,3)	1842 (Mw 7,6)	10,0 (± 2,4) mm/año	160 a 180 km	90° (±10), buz. subvert.	15 ± 5 km
ZFS-HE	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental. Rama S de la ZFS	senestro	M _{max} 7,2 (± 0,3)	1562 (?)	< 2 mm/año (?)	90 a 120 km	90° (±10), buz. subvert.	15 ± 5 km
ZFBG-O	Zona Falla de Bonao - La Guacara, scgm. occidental	senestro	M _{max} 6,8 (± 0,3)	desconocido	0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buz. subvert.	3 ± 2 km
ZFBG-E	Zona Falla de Bonao - La Guacara, segmento oriental	inverso senestro	M _{max} 6,8 (± 0,3)	desconocido	0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buz. subvert.	3 ± 2 km
ZFEN-Cuba	Zona de Falla La Española Norte, segmento NE Cuba	inverso senestro	M _{max} 8,2 (± 0,3)	1962 (Mw 6,6) probable	3,8 (± 2,0) mm/año	215 a 290 km	70° N (±10), buz. subvert.	25 ± 20 km
ZFEN-O-Fin	Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental	inverso senestro	M _{max} 7,5 (± 0,3)	1962 (Mw 6,6) probable	4,3 (± 2,0) mm/año	110 km	90° N (±15); buzamiento 30° a 45° al S	25 ± 20 km
ZFEN-O	Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental	inverso, senestro, subducción	M _{max} 8,2 (± 0,3)	1562 M _{macro} 7,7 e I _o IX; 1842 M _{macro} 7,6 e I _o IX, probable; 1962 M 6,6, probable	5,0 (± 2,4) mm/año	180 a 290 km	90°N (±15); buz.30° (±10) <25 km y 70° prof. >25 km	20 ± 15 km
ZFEN-E	Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental	inverso, senestro, subducción	M _{max} 8,1 (± 0,3)	04/08/1946, Ms 8,1 a 51 km profundidad	6,0 (± 2,4) mm/año superf., 12 mm/año profundidad	190 a 260 km	90°N (±15); buz. 30° (±10) <25 km y 70° >25 km	20 ± 15 km

Tabla 1. Datos de las estaciones microestructurales utilizadas en la obtención de tensores de esfuerzos a partir de fallas. **Table 1.** Data of the microstructural locations used to obtain stress tensors from faults.

Datos		RDM										DIM						NDA													
Estación	Núm	σ ₁			σ ₂			σ ₃				R	σ ₁			σ ₂			σ ₃			R	λ ₁			λ ₂			λ ₃		
		Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	Dir		Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm		Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	E
14JE15	19	0,44	47	7	0,31	208	83	0,25	317	2	0,32	165	72	359	18	268	4	0,97	59	12	216	77	328	5	0,50						
14JE19	16	0,52	204	3	0,29	311	79	0,19	113	10	0,30	19	3	210	87	109	1	0,14	32	3	285	81	122	9	0,39						
14JE24	21	0,48	75	7	0,31	186	71	0,21	342	18	0,37	120	0	30	3	215	87	0,39	85	14	215	69	351	15	0,52						
14JE25	16	0,48	233	1	0,31	327	76	0,21	142	14	0,37	190	5	99	5	326	83	0,64	239	8	358	74	147	14	0,49						
14JE37	20	0,43	223	2	0,34	321	73	0,23	133	17	0,55	17	4	208	86	107	1	0,45	43	11	237	78	134	3	0,69						
14JE38	24	0,43	67	3	0,34	185	84	0,23	336	5	0,55	93	27	260	63	0	5	0,37	73	33	257	56	164	2	0,77						
14JE39	29	0,40	40	1	0,30	306	81	0,30	130	9	0,00	193	5	294	64	101	25	0,67	51	20	201	67	317	10	0,64						
14JE42	22	0,43	256	24	0,32	44	63	0,25	160	13	0,39	273	7	4	4	120	82	0,47	258	22	71	68	167	2	0,65						
14JE318	23	0,44	240	6	0,29	129	73	0,27	332	15	0,12	195	10	287	13	68	74	0,35	246	1	345	82	156	8	0,36						
14JE342	21	0,42	223	3	0,31	125	69	0,27	314	21	0,27	23	29	182	59	288	9	0,83	44	1	144	85	314	5	0,61						
15JE25	8	0,48	40	4	0,33	224	86	0,19	130	0	0,48	289	77	83	11	174	6	0,74	29	6	222	84	119	1	0,65						
15JE25	12	0,47	40	80	0,35	277	5	0,18	187	8	0,59	345	75	247	3	156	5	0,31	120	85	273	4	3	2	0,56						
15JE26	8	0,50	223	9	0,33	53	81	0,18	313	1	0,47	176	4	282	76	86	13	0,32	217	17	72	69	310	11	0,63						
15JE26	10	0,45	5	54	0,31	159	31	0,24	59	16	0,33	351	32	220	46	99	26	0,50	300	77	135	13	44	3	0,36						
15JE32	8	0,46	224	6	0,33	92	82	0,20	315	6	0,50	95	1	4	63	186	27	0,03	233	7	93	81	324	6	0,58						
15JE32	10	0,41	198	65	0,30	88	9	0,29	354	23	0,08	269	13	114	76	1	5	0,61	222	81	62	8	332	3	0,15						
15JE37	12	0,44	103	66	0,31	287	24	0,25	196	1	0,32	285	71	118	18	27	4	0,04	57	83	292	4	201	6	0,34						
15JE44	16	0,40	53	11	0,32	312	43	0,28	154	45	0,33	277	3	11	53	184	36	0,06	71	10	314	70	165	18	0,53						
15JE53	15	0,45	70	63	0,31	268	26	0,23	174	7	0,36	125	53	7	20	265	30	0,91	76	78	258	12	168	0	0,41						
15JE53	9	0,48	224	8	0,38	314	3	0,14	78	84	0,71	338	7	243	36	77	53	0,62	49	10	319	1	225	79	0,72						
15JE56	12	0,47	16	6	0,33	106	0	0,21	197	84	0,46	164	10	73	4	324	79	0,87	355	22	99	31	236	50	0,12						
15JE65	20	0,45	80	11	0,31	334	56	0,24	177	32	0,33	99	75	242	12	334	9	0,34	80	22	317	53	182	28	0,52						
15JE71	10	0,45	294	83	0,33	41	2	0,22	132	7	0,48	115	67	302	23	211	1	0,14	92	89	220	1	310	1	0,45						
15JE82	14	0,50	236	5	0,34	146	6	0,15	5	82	0,54	56	18	325	2	230	72	0,05	52	4	143	9	296	80	0,55						
15JE86	14	0,46	211	15	0,29	111	31	0,26	324	55	0,15	41	2	311	1	194	88	0,23	211	22	58	65	305	10	0,33						
17JE514	15	0,48	60	7	0,31	181	76	0,22	328	12	0,35	275	10	21	57	179	31	0,08	69	10	191	71	336	16	0,47						
17JE523	15	0,44	230	1	0,33	347	88	0,23	140	2	0,48	85	52	287	36	189	10	0,20	67	14	254	76	157	2	0,69						
17JE523	15	0,49	60	84	0,33	279	5	0,18	189	4	0,48	23	76	261	8	169	12	0,17	330	87	103	2	193	2	0,49						

Resultados software TectonicsFP: RDM (Right Dihedra Method), Método de los Diedros Rectos; DIM (Direct Inmersion Method),

Método de Inmersion Directa; NDA (Numerical Dynamical Analysis, Theta: 30°), Análisis Dinámico Numérico

Núm, número de planos de falla; Eigen, eigenvalor; Dir, dirección; Inm, inmersion; R, relación de esfuerzos (R=(σ₂-σ₃)/(σ₁-σ₃); 0≤R≤1); E, relación de deformación

Tabla 2. Compilación de tensores de esfuerzos de edad Cuaternario obtenidos por métodos de inversión a partir de indicadores cinemáticos en planos de falla.

Table 2. Quaternary age stress tensors compilation obtained by inversion methods from kinematic indicators in fault planes.

Estación	Tensor de Esfuerzos				Régimen Esfuerzo			
	σ_H (máx)		σ_h (mín)		R	Tipo Fallas	Método	Observaciones
	Dir	Inm	Dir	Inm				
15JE53	224	8	314	3	0,71	falla inversa	RDM	NDA consistente con RDM
15JE56	16	6	106	0	0,46	falla inversa	RDM	RDM y DIM consistentes
15JE82	236	5	146	6	0,54	falla inversa	DIM, NDA	Los 3 métodos son consistentes
15JE86	211	15	111	31	0,15	falla inversa	RDM	NDA da un régimen 2 strike-slip
14JE15	47	7	317	2	0,32	falla desgarre	RDM	-
14JE19	19	3	109	1	0,30	falla desgarre	DIM	-
14JE24	75	7	342	18	0,37	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE25	233	1	142	14	0,37	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE37	223	2	133	17	0,55	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE38	67	3	336	5	0,55	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE39	40	1	130	9	0,00	falla desgarre	RDM	Los 3 métodos son consistentes
14JE42	256	24	160	13	0,39	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE318	240	6	332	15	0,12	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE342	223	3	314	21	0,27	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE25	40	4	130	0	0,48	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE26	223	9	313	1	0,47	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE32	224	6	315	6	0,50	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE44	71	10	165	18	0,33	falla desgarre	NDA	NDA consistente con RDM
15JE65	80	11	177	32	0,33	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
17JE514	60	7	328	12	0,35	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
17JE523	230	1	140	2	0,48	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
15JE25	277	5	187	8	0,59	falla extensional	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE26	135	13	44	3	0,33	falla extensional	NDA	NDA es consistente con RDM
15JE32	88	9	354	23	0,08	falla extensional	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE37	287	24	196	1	0,32	falla extensional	RDM	DIM y NDA consistentes con RDM
15JE53	258	12	168	0	0,36	falla extensional	NDA	RDM consistente con NDA
15JE71	41	2	132	7	0,48	falla extensional	RDM	NDA consistente con RDM
17JE523	279	5	189	4	0,48	falla extensional	RDM	NDA consistente con RDM

σ_H (máx), orientación del esfuerzo máximo horizontal; σ_h (mín) orientación del esfuerzo mínimo horizontal;
Dir, dirección; Inm, inmersión
RDM, Método de los Diedros Rectos; DIM, Método de Inmersión Directa; NDA, Análisis Dinámico Numérico

Tabla 3. Compilación de esfuerzos horizontales, régimen deformativo y método de inmersión utilizado.

Table 3. Compilation of horizontal stresses, deformation regime and used immersion method.

La fluctuación F es la media aritmética de los ángulos β medidos en diferentes fallas, que puede ser utilizada como una medida de la calidad del tensor calculado (Reiter y Acs, 2000). Los valores de F obtenidos en el análisis son generalmente $< 15^\circ$ ($\pm 5^\circ$, 1σ de desviación estándar) para conjuntos de datos $>20\%$, que indican una alta calidad en los tensores de esfuerzos calculados. La calidad de cada tensor de esfuerzos ha sido cuantificada introduciendo un factor $Q = N$ (número de fallas medidas)/F (fluctuación) y definiendo las tres clases siguientes: $Q < 0,67$ (pobre); $Q = 0,67-1,33$ (buena); y $Q > 1,33$ (excelente). Siguiendo este criterio, los tensores calculados son de calidad excelente (20) y buena (8). Las relaciones de esfuerzos obtenidas tienen un promedio de $R = 0,42$ ($\pm 0,1$; 1σ de desviación estándar). En función de la orientación de los ejes de esfuerzo principales, los tensores se agrupan en fallas de desgarre (inmersión de los ejes $B > 45^\circ$), fallas normales (ejes $P > 45^\circ$) y fallas inversas (inmersión de los ejes $T > 45^\circ$). Entre los diversos regímenes de esfuerzo obtenidos, 17 indican deformación por desgarre, 7 por fallas normales y 4 por movimientos inversos.

Discusión

Interpretación del análisis dinámico de fallas

Los resultados del análisis dinámico de las fallas permiten establecer que la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como los sectores adyacentes de la Cuenca del Cibao y su prolongación oriental en la Bahía de Samaná, están sometidos en la actualidad a un campo de esfuerzos Plioceno a Cuaternario de orientación relativamente uniforme y constante a escala regional. Sin embargo, en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao se han obtenido dos tensores de esfuerzos, uno consistente con un régimen tectónico de desgarre y otro extensional (Fig. 8).

En el sector de Samaná, Dorsal de San Francisco, Nagua, Guayabito, Salcedo-Tenares y Santiago de los Caballeros, la orientación predominante del esfuerzo horizontal máximo (σ_H) varía entre NE-SO y ENE-OSO. Como s_3 es subhorizontal y s_2 subvertical, es tensor es compatible con un régimen tectónico transcurren-

te (régimen de desgarre o *strike-slip*). El tensor de esfuerzo obtenido a partir del análisis dinámico de fallas es consistente con las medidas geodésicas GPS (Fig. 3), las cuales sugieren para el centro de La Española la existencia de un tensor de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal (σ_{Hmax}) de dirección ENE-OSO y un esfuerzo mínimo horizontal (σ_{Hmin}) de dirección NNO-SSE (ver síntesis en Bertil *et al.*, 2010, 2015). La relación de esfuerzos R varía entre 0,25 y 0,5. El método de inversión aplicado permite deducir además que los esfuerzos son compatibles con un régimen de deformación transpresivo. El tensor de esfuerzos es oblicuo respecto a la dirección ONO-ESE general de las principales fallas de desgarre de la Cordillera Septentrional (ZFS, ZFC, ZFEN). La oblicuidad produce partición en la deformación, un deslizamiento senestro a lo largo de las fallas ONO-ESE y un acortamiento ortogonal en la dirección NO-SE. Este tensor es compatible también con el movimiento simultáneo de las fallas subverticales de dirección NNO-SSE en sentido dextro.

A pesar de la frecuente localización de las estaciones microestructurales cercana a las principales zonas de falla activas, la consistencia del tensor de esfuerzos deducido a través de toda la microplaca Septentrio-

nal, indica que su orientación y características tienen un significado regional. Sin embargo, algunas variaciones pueden producir estructuras transtensivas locales, tales como depresiones graven o semigraven, zonas de divergencia de fallas, cuencas de *pull-apart* y ramas en *horse-tail*. Otras variaciones locales del tensor de esfuerzo que producen extensión en estructuras transpresivas son las relacionadas con la fracturación asociada a un arqueamiento por levantamiento tectónico o las fallas producidas en la cresta anticlinal durante el plegamiento. Estos cambios de esfuerzo locales suelen ser identificables debido a que la orientación del tensor es esencialmente la misma, pero varía la magnitud de los esfuerzos principales. Se trata de permutaciones del tensor de esfuerzos, en las que los esfuerzos principales máximo e intermedio intercambian su posición y por tanto el régimen tectónico.

El campo de esfuerzos regional deducido es consistente con la cinemática de las cinco principales familias de fallas activas en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná: (1) fallas de desgarre senestras ONO-ESE a O-E, algunas con geometría de planos de cizalla P; (2) fallas senestras NO-SE a NNO-SSE, sintéticas a las fallas anteriores; (3) fallas normales a normal-direccionales senestras NNE-SSO a NE-SO; (4) fallas de desgarre dextrales NNO-SSE a N-S, antitéticas a las fallas ONO-ESE; y (5) fallas inversas y cabalgamientos ONO-ESE a NO-SE, sub-paralelas a la dirección de las trazas axiales de los pliegues relacionados. En resumen, este campo de esfuerzos regional somete a la región emergida de la microplaca Septentrional a un régimen transpresivo *s.l.* (compresivo-transpresivo), generado como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas de Caribe y Norteamérica.

En el sector de Esperanza, Villa Vásquez y Monte Cristi, así como entre Imbert a La Isabela, se han obtenido tensores de esfuerzos de tipo extensional, caracterizados por una posición subvertical del esfuerzo máximo principal (s_1). En varias estaciones se han obtenido tanto tensores de desgarre como extensionales, donde las evidencias de superposición de estructuras observadas indican que las fallas normales cortan a las de desgarre. El tensor de esfuerzos extensional presenta una orientación para el esfuerzo mínimo (s_3) subhorizontal que varía de NNE-SSO a NNO-SSE. La relación de esfuerzos $R \sim 0,5$ es compatible con una extensión planar. Este tensor de esfuerzos extensional afecta geográficamente el sector occidental de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao y se interpreta como relacionado con reciente transferencia del movimiento senestro de la ZFS en su rama N (ZFS-O, ZFVV y ZFMC) a la rama S (ZFS-HE).

Implicaciones sismotectónicas

La identificación de las principales estructuras co-sísmicas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se ha realizado teniendo en cuenta sus características cartográficas y morfotectónicas (Fig. 5), ta-

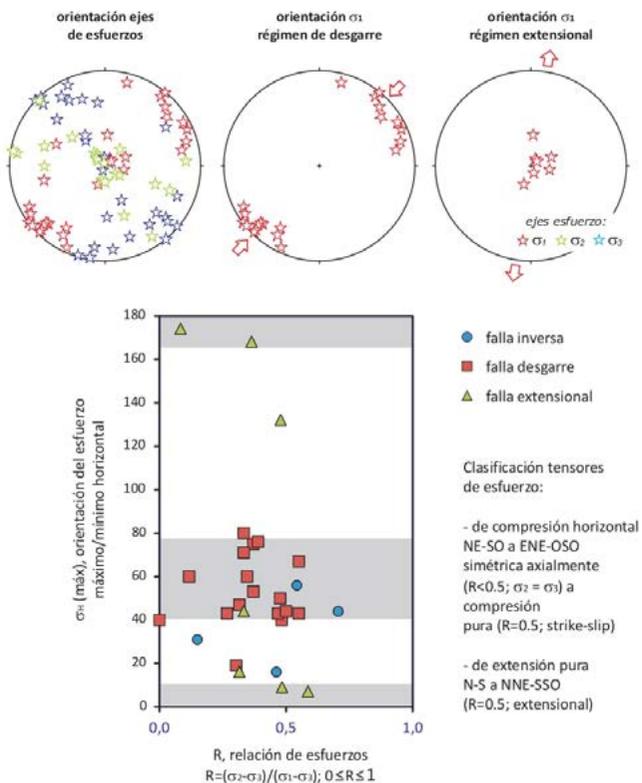


Figura 8. Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo principales de los tensores obtenidos en el análisis dinámico de fallas (arriba), junto con su clasificación en función del régimen tectónico (abajo).

Figure 8. Stereographic projection of the main stress-axes of tensors obtained from fault dynamic analysis (above), together with their classification according to tectonic regime (below).

sas de desplazamiento, sismicidad asociada (histórica y/o instrumental) y capacidad sismogénica (magnitud frente a periodo de retorno), las cuales quedan recogidas en la Fig. 9 y la Tabla 4 (ver también Escuder-Viruete *et al.*, 2019). Teniendo en cuentas estas características se ha dividido el territorio en un conjunto de zonas sismotectónicas, que constituyen la base para la evaluación de la amenaza sísmica regional.

En la Fig. 9, se ha incluido también la traza de los segmentos oriental (ZFEN-E), occidental (ZFEN-O) y final segmento occidental (ZFEN-O-Fin) de la Zona de Falla de La Española Norte, modificada a partir de los datos de Dillon *et al.*, (1992, 1996), Dolan *et al.* (1998) y Rodríguez-Zurrunero *et al.*, (2019), así como datos inéditos del Proyecto SYSMIN. La Tabla 4 incluye las características de las principales estructuras sismogénicas, como su nombre y etiqueta, mecanismo de deformación, magnitud máxima estimada (equiva-

lente M_w), sismo mayor conocido (magnitud en M_w), tasa de desplazamiento estimada, longitud, orientación (rumbo) y anchura de la zona de falla. Para estas fuentes sismogénicas se han propuesto estimaciones de su tasa de desplazamiento, derivadas tanto de datos geológicos (Mann *et al.*, 1995, 2002; Prentice *et al.*, 2003; Programa SYSMIN, 1999) como de medidas con sistemas geodésicos GPS (Calais *et al.*, 2002; Manaker *et al.*, 2008), las cuales quedan sintetizadas en los trabajos de Bertil *et al.*, (2010, 2015). Para el cálculo de la magnitud máxima de ruptura para cada falla o segmento, se ha utilizado el mayor terremoto histórico registrado, teniendo en cuenta su grado de incertidumbre, o las dimensiones de la estructura.

Teniendo en cuenta estas características se ha realizado un modelo de zonación simplificado que considera dos tipos de zonas: sistemas de fallas activas en las que se concentra la sismicidad de mayor magni-

Índice	Nombre	Mecanismo de deformación	Magnitud máxima estimada (equivalente M_w)	Sismo mayor conocido (magnitud en M_w)	Tasa de desplazamiento	Longitud	Rumbo y Buzamiento	Anchura del plano
ZFS-E-Fin	Zona Falla Septentrional, segmento extremo oriental, fin falla	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,4 (\pm 0,3)	desconocido	2 mm/año	80 a 100 km	90° (\pm 10), buz. subvert.	10 \pm 5 km
ZFS-E	Zona Falla Septentrional, segmento oriental.	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,6 (\pm 0,3)	desconocido	9,7 (\pm 2) mm/año	165 (\pm 5) km	90° (\pm 10), buz. subvert.	10 \pm 5 km
ZFS-C	Zona Falla Septentrional, segmento central	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,5 (\pm 0,3)	Sismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, $M \geq 7,5$. 1562 ($M_{m\acute{a}x}$ 7,7)	9,8 (\pm 2) mm/año	140 km	90° (\pm 10), buz. subvert.	10 \pm 5 km
ZFS-O	Zona Falla Septentrional, segmento occidental	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,0 (\pm 0,3)	Sismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, $M \geq 7,5$	2 mm/año (tasa ~ segmento oriental)	> 85 km	90° (\pm 10), buz. subvert.	10 \pm 5 km
ZFS-HC	Zona Falla Septentrional Haitiana, segm. central	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,7 (\pm 0,3)	1842 (M_w 7,6)	10,0 (\pm 2,4) mm/año	160 a 180 km	90° (\pm 10), buz. subvert.	15 \pm 5 km
ZFS-HE	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental. Rama S de la ZFS	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,2 (\pm 0,3)	1562 (?)	< 2 mm/año (?)	90 a 120 km	90° (\pm 10), buz. subvert.	15 \pm 5 km
ZFBG-O	Zona Falla de Bonao - La Guacara, segm. occidental	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 6,8 (\pm 0,3)	desconocido	0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buz. subvert.	3 \pm 2 km
ZFBG-E	Zona Falla de Bonao - La Guacara, segmento oriental	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 6,8 (\pm 0,3)	desconocido	0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buz. subvert.	3 \pm 2 km
ZFEN-Cuba	Zona de Falla La Española Norte, segmento NE Cuba	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 8,2 (\pm 0,3)	1962 (M_w 6,6) probable	3,8 (\pm 2,0) mm/año	215 a 290 km	70° N (\pm 10), buz. subvert.	25 \pm 20 km
ZFEN-O-Fin	Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,5 (\pm 0,3)	1962 (M_w 6,6) probable	4,3 (\pm 2,0) mm/año	110 km	90° N (\pm 15); buzamiento 30° a 45° al S	25 \pm 20 km
ZFEN-O	Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental	inverso, senestro, subducción	$M_{m\acute{a}x}$ 8,2 (\pm 0,3)	1562 M_{macro} 7,7 e I_0 IX; 1842 M_{macro} 7,6 e I_0 IX, probable; 1962 M 6,6, probable	5,0 (\pm 2,4) mm/año	180 a 290 km	90°N (\pm 15); buz.30° (\pm 10) <25 km y 70° prof. >25 km	20 \pm 15 km
ZFEN-E	Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental	inverso, senestro, subducción	$M_{m\acute{a}x}$ 8,1 (\pm 0,3)	04/08/1946, M_s 8,1 a 51 km profundidad	6,0 (\pm 2,4) mm/año superf., 12 mm/año profundidad	190 a 260 km	90°N (\pm 15); buz. 30° (\pm 10) <25 km y 70° >25 km	20 \pm 15 km

Tabla 4. Características de las principales estructuras sismogénicas de la Cordillera Septentrional-Península de Samaná y áreas adyacentes. **Table 4.** Characteristics of the main seismogenic structures of the Cordillera Septentrional, Samaná Peninsula and adjacent areas.

tud; y zonas superficiales situadas entre ellas donde la sismicidad es de magnitud moderada-baja y se reparte en su interior de un modo homogéneo.

Evaluación de la amenaza sísmica

La amenaza sísmica puede ser definida como la probabilidad anual de exceder un parámetro de movimiento del suelo (desplazamiento, pseudo-velocidad, aceleración o intensidad) en un lugar, debido a la actividad de las fallas co-sísmicas circundantes. La evaluación probabilística de la amenaza sísmica (PSHA: *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*) se ha elaborado de acuerdo al método de Cornell-McGuire (Ordaz *et al.*, 2012), que permite la estimación de la aceleración máxima (PGA) y las aceleraciones espectrales para un sitio específico. Siguiendo esta metodología, el código de cálculo R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2018) permite evaluar la amenaza sísmica construyendo un modelo probabilístico que tiene en cuenta tanto la distribución espacial de las fuentes sismogénicas, como la forma de ocurrencia de los sismos en el tiempo y las características de la atenuación del movimiento fuerte del suelo. La amenaza sísmica es calculada en términos de la probabilidad de exceder un valor de intensidad dado para cada sitio y en un marco de tiempo determinados. Estudios previos sobre la amenaza sísmica a escala regional son los de García-Mayordomo *et al.* (2001), Frankel *et al.*, (2010), el Código de la Construcción de la República Dominicana (2011) y Benito *et al.*, (2012).

Para la evaluación de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, el modelo de fuentes sísmicas seleccionado es un modelo compuesto por superficies poligonales en 3-D referibles a la geometría simplificada de las principales zonas de falla donde se concentra la sismicidad y de áreas superficiales localizadas entre ellas donde la sismicidad resulta difusa. Como relaciones de atenuación (GMPE: *Ground Motion Prediction Equation*) o ecuaciones de predicción de los movimientos del terreno, se siguió la aproximación de Frankel *et al.*, (2010) utilizada para evaluar la amenaza sísmica en Haití después del terremoto del 12 de enero de 2010, con una metodología de ‘árbol lógico’. Estos autores definen una combinación de los GMPE de Boore y Atkinson (2008), Campbell y Bozorgnia (2008) y Chiou y Youngs (2008) para las fallas y zonas fuente superficiales, considerados con un peso similar; y una combinación de los GMPE de Zhao *et al.*, (2006), Youngs *et al.*, (1997) y Atkinson y Boore (2003) para las zonas de subducción, considerados con un peso de 50, 25 y 25%, respectivamente. Los parámetros utilizados para establecer la actividad sísmica de cada fuente fueron la tasa anual de actividad sísmica λ , el *b-value* de la relación de ocurrencia β , la profundidad de las fuentes *h* y la magnitud máxima M_{max} . Los valores de estos parámetros y su margen de incertidumbre están definidos en Escuder-Viruete *et al.*, (2019). El cálculo de la amenaza sísmica se efectuó para un periodo de retorno de 475 años, es decir para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, en una malla de puntos definida entre las coordenadas 18,75°N

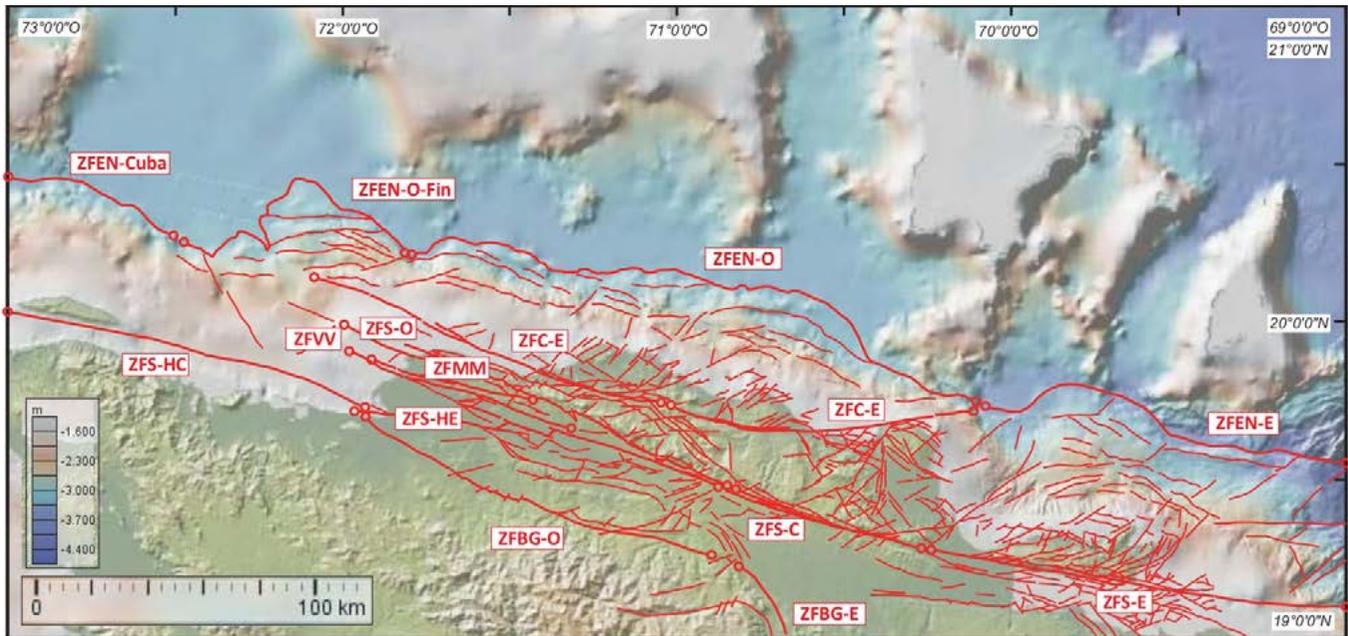


Figure 9. Mapa de las principales estructuras sismogénicas identificadas en la microplaca Septentrional al N de La Española. La leyenda de las principales zonas de falla está incluida en la Fig. 5 y la Tabla 4. Otras estructuras: ZFBG; Zona de Falla de Bonao-La Guácara. **Figure 9.** Map of the main seismogenic structures identified in the Septentrional microplate in northern Hispaniola. Legend of main fault zones is included in Fig. 5 and Table 4. Other structures: ZFBG; Bonao-La Guácara Fault Zone.

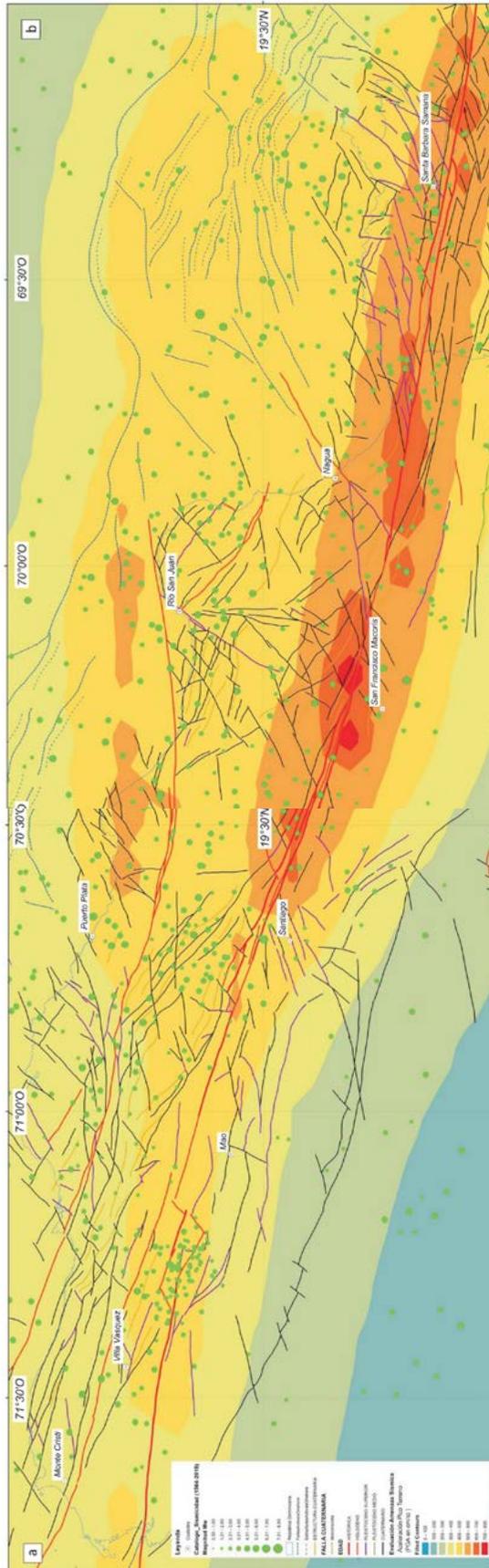


Figure 10. (a) Resultado de la evaluación de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sectores offshore adyacentes de la microplaca Septentrional, expresada como rangos de la aceleración máxima del terreno (PGA en cm/s^2) para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años (o un periodo de retorno de 475 años). El mapa incluye también los datos de seismos clasificados en función de la magnitud unificada M_w del catálogo de sismicidad compilado para el intervalo 1568-2018, así como las trazas de las fallas y estructuras neotectónicas tanto onshore como offshore, clasificadas según la edad de su último movimiento por Escuder-Viruete et al. (2019). **Figure 10.** (a) Result of the seismic hazard assessment in the Cordillera Septentrional and Samaná Peninsula, as well as adjacent offshore sectors of the Septentrional Microplate, expressed as iso-PGA (Peak Ground Acceleration) zones (in cm/s^2) for an exceedance probability of 10% in 50 years (or a return period of 475 years). The map also includes the earthquake data classified according to the unified to magnitude M_w seismicity catalog compiled for the 1568-2018 interval, as well as the traces of the neotectonic faults and structures, both onshore and offshore, classified according to the age of their last movement by Escuder-Viruete et al. (2019).

y 20,75°N de latitud, con un salto de 0,05°, y entre las coordenadas -68,75°O y -72,50°O de longitud, con un salto de 0,05°. Para cada punto de la malla (40 x 75 puntos) se obtuvo la curva de amenaza expresada en términos del PGA a 475 años. Los espectros de amenaza uniforme (UHS; *Uniform Hazard Spectra*) fueron calculados para las principales localidades de la zona estudiada y para diez periodos estructurales: 0.01 (PGA), 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1, 2 y 3 segundos.

La Fig. 10 incluye los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica en el sector estudiado de la microplaca Septentrional, expresada como rangos de PGA (en cm/s^2). La amenaza sísmica varía entre 12 cm/s^2 y 744 cm/s^2 según los puntos de la malla de cálculo. La amenaza es más elevada en el E y SE del sector, disminuyendo hacia el N y NO (Fig. 10). La zonación del PGA tiene una orientación subparalela a las principales zonas de falla de orientación ONO-ESE, definiendo un gradiente ortogonal a las mismas. En este modelo, la Zona de Falla Septentrional presenta asociados

los valores de PGA más elevados ($\text{PGA} > 500 \text{ cm/s}^2$) en los segmentos oriental (ZFS-E) y central (ZFS-C) e intermedios ($\text{PGA} 300\text{-}500 \text{ cm/s}^2$) en el segmento occidental (ZFS-O). El segmento central de la rama S de la ZFS (ZFS-HE) y la Zona de Falla de Villa Vásquez (ZFVV) presentan también valores intermedios del PGA. El segmento oriental de la Zona de Falla de La Española Norte (ZFEN-E) presenta asociados elevados valores de la amenaza ($\text{PGA} 400\text{-}500 \text{ cm/s}^2$), los cuales disminuyen a valores intermedios hacia el O en los segmentos ZFEN-O y ZFEN-O-Fin ($\text{PGA} 300\text{-}400 \text{ cm/s}^2$). La Zona de Falla de Camú presenta asociados valores intermedios-altos en el segmento oriental (ZFC-E) e intermedios-bajos en el occidental (ZFC-O), que indican una disminución del PGA hacia el O.

La Fig. 11 incluye las curvas de amenaza para las principales localidades de la zona estudiada, que son: Santa Bárbara de Samaná, Nagua, Río San Juan, San Francisco de Macorís, Santiago de los Caballeros, Puerto Plata, Mao, Villa Vásquez y Monte Cristi. Las curvas de amenaza reflejan la probabilidad de excedencia de la intensidad obtenida en los cálculos para el periodo de 0,01 s (PGA) en cada localidad. Los resultados indican que la amenaza sísmica aumenta geográficamente de O a E y de NO a SE. A modo de ejemplo y para un PGA de 468 cm/s^2 , dicha probabilidad de excedencia es relativamente menor en las localidades de Mao, Monte Cristi, Villa Vásquez y Puerto Plata, intermedia en Santiago, Río San Juan y Nagua, y mayor en Santa Bárbara de Samaná y San Francisco de Macorís. En la Fig. 11 se incluyen además los espectros de amenaza uniforme, o curvas de intensidad en diferentes periodos estructurales, para la probabilidad de excedencia de 10% en 50 años en las principales localidades de la zona estudiada. Estas curvas son trascendentes para el cálculo de los efectos litológicos de sitio, previos al establecimiento de la microzonación sísmica en cada localidad.

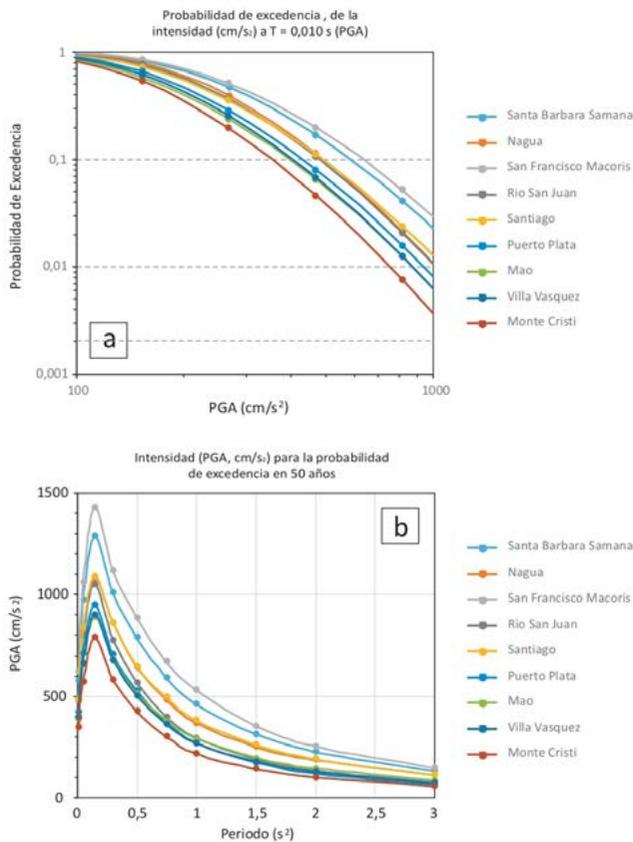


Figure 11. (a) Curvas de amenaza para las principales localidades de la zona estudiada en términos de PGA. (b) Espectros de respuesta en aceleraciones de probabilidad uniforme, o curvas de intensidad para diferentes periodos estructurales, en las principales localidades de la zona estudiada.

Figure 11. (a) Hazard curves for the main localities of the studied area. (b) Uniform hazard spectra or intensity curves for different structural periods in the main localities of the studied area.

Agradecimientos

El presente trabajo es parte del Proyecto *Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana* (2015-1b3-118), financiado por el Programa FONDOCYT del MESCyT del Gobierno de la República Dominicana. Los autores agradecen la ayuda, infraestructura y soporte recibido por Servicio Geológico Nacional del Gobierno Dominicano, particularmente a su Director Ing. Santiago Muñoz. Los autores agradecen a Ing. Javier Rodríguez del Observatorio Sismológico del Politécnico Loyola los datos sísmicos facilitados. Los revisores agradecen las revisiones detalladas y constructivas realizadas por Francisco José Fernández Rodríguez y Julián García Mayordomo, así como los comentarios editoriales de Roberto Rodríguez Pacheco que han mejorado sustancialmente el manuscrito. Este manuscrito está dedicado a la Memoria de la Ing. María Calzadilla.

Referencias

- Abad, M., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5975-IV (Buen Hombre). Proyecto SYS-MIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 135.
- Atkinson G.M., Boore D.M., 2003. Empirical ground-motion relations for the subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1703-1729.
- Benford, B., Demets, C., Calais, E., 2012. GPS estimates of microplate motions, northern Caribbean: evidence for a Hispaniola microplate and implications for earthquake hazard, *Geophysical Journal International*, 191 (2), 481-490.
- Benito O.B., Cervera B.J., Molina P.S., Navarro B.M., Doblas L.M., Martínez D.J.J. y otros, 2012. Évaluation de l'aléa et du risque sismique en Haïti dirigée vers la conception parasismique. Monografía (Technical Report), 137p., E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía (UPM) <http://oa.upm.es/view/institution/Topografia/>.
- Bertil D., Lemoine A., Winter T., Belvaux M., 2010. Microzonificación sísmica de Santiago – República Dominicana. Amenaza regional. Informe final. BRGM/RC-59107-FR, 100 pp., 36 fig., 12 tablas, 2 anexos.
- Bertil D., Terrier M., Belvaux M., 2015. Análisis de las fuentes sísmicas y evaluación de la amenaza sísmica regional del gran Santo Domingo. Estudio de la amenaza sísmica y vulnerabilidad física del Gran Santo Domingo. Actividad 1.1. BRGM/RP-65305-FR, 149 pp., 85 fig., 26 tablas.
- Boore D.M. and Atkinson G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24, 99-138.
- Calais, E. and B. M. de Lépinay, 1991. From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary of Cuba: implications for the Recent motion of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, 186 (3-4), 329-350.
- Calais, E., Bethoux, N., Mercier de Lépinay, B. 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123.
- Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lépinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*. 29 (18), 1856.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y., 2008. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.1 to 10s. *Earthquake Spectra*, 24, 139-171.
- Chiou B. and Youngs R., 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*. 24, 173-215.
- DeMets, C., P. E. Jansma, G. S. Mattioli, T. H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann, 2000. GPS geodetic constraints on caribbean-north america plate motion, *Geophysical Research Letters*, 27 (3), 437-440.
- De Zoeten, R. and Mann, P. 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America- Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper*, 262, pp. 265-279.
- Díaz de Neira, J.A., Braga, J.C., Perez Cerdan, F., Lopera, E., 2017. Las Terrazas marinas del Promontorio de Cabrera (Pleistoceno, norte de la República Dominicana). *Boletín Geológico y Minero*, 128 (3), 657-674.
- Dillon, W.P., Austin, J.A., Scanlon, K.M., Terence Edgar, N., Parson, L.M., 1992. Accretionary margin of north-western Hispaniola: morphology, structure and development of part of the northern Caribbean plate boundary. *Marine y Petroleum Geology*, 9, 70-88.
- Dillon, W.P., Edgar, N.T., Scanlon, K.M., Coleman, D.F., 1996. A review of the tectonic problems or the strike-slip northern Boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA. In: Gardner, J.V., Field, M.E., Twichel, D.C. (Eds.), *Geology of the United States Seafloor: The view from GLORIA*. vol. 9. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 135-164.
- Dolan, J.F., Bowman, D.D., 2004. Tectonic and seismologic setting of the 22 September 2003, Puerto Plata, Dominican Republic Earthquake: implications for earthquake hazard in Northern Hispaniola. *Seismological Research Letters*, 75, 587-597.
- Dolan, J.F. and Wald, D.J., 1998. The 1943–1953 north-central Caribbean earthquakes: active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. *Geological Society America Special Paper*, 326, 143-169.
- Dolan, J.F., Mullins, H.T., Wald, D.J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. In Dolan J, Mann P (eds) *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society America Special Paper*, 326: 1-61
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J. F., 1994. Hispaniola. In: Donovan, S.K., Jackson T.A. (Eds.), *Caribbean Geology: An introduction*. Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Edgar, N.T., 1991. Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola, in *Geology*

- ic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, edited by P. Mann, G. Draper, and J. F. Lewis, *Geological Society America Special Paper*, 262, 281-299.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Monthel, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J., Pérez-Estaún, A., 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161–186.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A. 2013. Contrasting exhumation P–T paths followed by high-P rocks in the northern Caribbean subduction–accretionary complex: Insights from the structural geology, microtextures and equilibrium assemblage diagrams. *Lithos*, 160-161, 117-144.
- Escuder-Viruete, Castillo-Carrión, M., 2016. Subduction of fore-arc crust beneath an intra-oceanic arc: the high-P Cuaba mafic gneisses and amphibolites of the Río San Juan Complex, Dominican Republic. *Lithos*, 262, 298-319.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Gabites, J., Suárez-Rodríguez, Á., 2011a. Structural development of a high-pressure collisional accretionary wedge: The Samaná complex, northern Hispaniola, *Journal of Structural Geology*, 33, 928-950.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Booth-Rea, G., Valverde-Vaquero, P., 2011b. Tectonometamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: Implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge. *Lithos*, 125, 190-210.
- Escuder-Viruete, J., Friedman, R., Castillo-Carrión, M., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2011c. Origin and significance of the ophiolitic high-P mélanges in the northern Caribbean convergent margin: insights from the geochemistry and large-scale structure of the Río San Juan metamorphic complex. *Lithos*, 127, 483-504.
- Escuder-Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2013a. From intra-oceanic subduction to arc accretion and arc-continent collision: Insights from the structural evolution of the Río San Juan metamorphic complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology*, 46, 34-56.
- Escuder-Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J., Carrión-Castillo, M., Pérez-Estaún, A., 2013b. Timing of deformational events in the Río San Juan complex: implications for the tectonic controls on the exhumation of high-P rocks in the northern Caribbean subduction-accretionary prism. *Lithos*, 177, 416-435.
- Escuder-Viruete, J., Suárez, A., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2016. The Imbert Formation of northern Hispaniola: a tectono-sedimentary record of arc-continent collision and ophiolite emplacement in the northern Caribbean accretionary prism. *Soil Earth Discuss*, 6, 1-50.
- Escuder Viruete, J., Pérez, Y., Suárez Rodríguez, A., García Senz, J., Betania Roque, M., Calzadilla, M., 2019. Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana: Implicaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico. Proyecto coordinado SGN-IGME (2015-1B3-118) del Programa FONDOCYT del Gobierno Dominicano. INFORME FINAL. 218 pp. 2 mapas.
- Escuder-Viruete, J., Pérez, Y., 2020a. Neotectonic structures and stress fields associated with oblique collision and forearc sliver formation in northern Hispaniola: Implications for the seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 784, 228452.
- Escuder Viruete, J., Beranoaguirre, A., Valverde-Vaquero, P., Mcdermott, F., 2020b. Quaternary deformation and uplift of coral reef terraces produced by oblique subduction and underthrusting of the Bahama Platform below the northern Hispaniola forearc. *Tectonophysics*, 796, 228631.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51– 65.
- García-Mayordomo, J., Suárez, A., Blázquez, R., 2001. Peligrosidad Sísmica de la República Dominicana. Boletín Técnico del IMME, 39(1), 1-13.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, C.M. 2005. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7-8), 987-995
- Leroy, S., y otros 35. 2015. Segmentation and kinematics of the North America- Caribbean plate boundary offshore Hispaniola. *Terra Nova* 27, 467-478.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: The Geology of North America (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. *Geological Society of America*, 77-140.
- McNeill, D.F., Klaus, J.S., Evans, C.C., and Budd, A.F., 2008, An overview of the regional geology and stratigraphy of the Neogene deposits of the Cibao Valley, Dominican Republic, in Nehm, R.H., and Budd, A.F., eds., Evolutionary Stasis and Change in the Dominican Republic: New York, Springer, p. 21-45.
- McNeill, D.F., Klaus, J.S., Budd, A.F., Ishman, S.E., 2011. Late Neogene chronology and sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic deposits of the Cibao Basin, Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 124 (1-2), 35-58.
- Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., De Chabaliér, J.B., 2008. Interseismic plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean. *Geophysical Journal International*, 174, 889-903.

- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. Geological Society of America Special Paper*, 262, 1-28.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, T.L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., Demets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21 (6), 1-23.
- Mann, P., Calais, E., Huerfano, V., 2004. Earthquake shakes "Big Bend" Region of North America Caribbean boundary zone. EOS Trans. *American Geophysical Union*, 85 (77).
- Monthel, J., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6075-I (Puerto Plata). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 310.
- Ordaz M., Martinelli F., Aguilar A., Arboleda J., Meletti C., D'Amico V., 2012. CRISIS 2012, Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Mexico City, Mexico.
- Ordaz M. and Salgado-Gálvez M.A., 2018. R-CRISIS Validation and Verification Document. ERN Technical Report. Mexico City, Mexico. 311 pp.
- Reiter, F., and Acs, P., 2000. TectonicsFP 1.6. Computer Software for Structural Geology. Operating Manual.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P. 2002. Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Window. *Computers & Geosciences*, 28 (2002) 1193-1200
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P.P., Lopera, E., Joubert, M., Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Monthel, J., García-Senz, J., Urien, P., Contreras, F., Bernárdez, E., Stein, G., Deschamps, I., García-Lobón, J.L., Ayala, C., 2007. Geología de la República Dominicana: De la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 157-174.
- Pérez-Valera, F., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6173-I (Pimentel). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 115.
- Pérez Valera, F., Abad de los Santos, M., 2010. Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 168 pp.
- Petit, J., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication*, 328, 1-55.
- Prentice, C.S., Mann, P., Peña, L.R., Burr, G., 2003. Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic. *Journal Geophysical Research. Solid Earth*, 108.
- Programa SYSMIN, 1999. Programa de Desarrollo Geológico Minero en República Dominicana. Programa SYSMIN de la UE. Proyecto D: Prevención de Riesgos Geológicos (Riesgos Sísmicos) Zonificación sismotectónica. Informe Final. Santo Domingo. 268 pp.
- Rodríguez-Zurrunero, J.L. Granja-Bruña, A. Carbó-Gorosabel, A. Muñoz-Martin, J.M. Gorosabel-Araus, L. Gómez de la Peña, M. Gómez Ballesteros, A. Pazos, M. Catalán, S. Espinosa, M. Druet, P. Llanes, U. ten Brink, 2019. Submarine morpho-structure and active processes along the North American-Caribbean plate boundary (Dominican Republic sector). *Marine Geology*, 407, 121-147.
- Saunders, J.B., Jung, P., Geister, J., and Biju-Duval, B., 1982, The Neogene of the south flank of the Cibao Valley, Dominican Republic: A stratigraphic study, in Snow, W., Gil, N., Llinas, R., Rodríguez-Torres, R., Seaward, M., and Tavares, L., eds, *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, 2, 151-160.
- Shan, Y., Suen, H., Lin, G., 2003. Separation of polyphase fault/slip data: An objective-function algorithm based on hard division. *Journal of Structural Geology*, 25, 829-840.
- Suárez Rodríguez, A., Escuder-Viruete, J., Colmenero-Hidalgo, E., 2017. Nuevos datos sobre la naturaleza, origen y edad de la Mélange de San Marcos, Cordillera Septentrional de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*. IGME. 128 (3), 633-656.
- Symithe, S., E. Calais, J. B. de Chaballier, R. Robertson, and M. Higgins (2015). Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal Geophysical Research Solid Earth*, 120, 3748-3774.
- Torró, L., Proenza, J.A., García-Casco, A., Farré de Pablo, J., del Carpio, R., León, P., Chávez, C., Domínguez, H., Brower, S., Espaillat, J., Nelson, C., Lewis, J.F., 2017. La geoquímica de la Formación Maimón (Cordillera Central, República Dominicana) revisada. *Boletín Geológico y Minero*, 128 (3): 517-539.
- Uriene, P., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6274-IV (Cabrera). Proyecto SYSMIN

- de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 169.
- Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28, 980-990.
- Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J. and Humphrey J.R., 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68, 58-73.
- Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G. and Fukushima, Y., 2006. Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 898-913.

Recibido: julio 2020
Revisado: diciembre 2020
Aceptado: enero 2021
Publicado: diciembre 2021