

Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente

A. Pérez-Estaún⁽¹⁾, P.P. Hernaiz Huerta⁽²⁾, E. Lopera⁽³⁾, M. Joubert⁽⁴⁾, y grupo SISMYN (J. Escuder Viruete⁽³⁾, A. Díaz de Neira⁽³⁾, J. Montheil⁽⁴⁾, J. García-Senz⁽⁵⁾, P. Ubrien⁽⁴⁾, F. Contreras⁽²⁾, E. Bernárdez⁽²⁾, G. Stein⁽⁴⁾, I. Deschamps⁽⁴⁾, J.L. García-Lobón⁽³⁾, C. Ayala⁽³⁾)

(1) Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC. Lluís Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona.

andres@ija.csic.es

(2) INYPSA, Informes y Proyectos S.A. C. General Díaz Porlier, 49, 28001 Madrid.

phh@inypsa.es

(3) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

e.lopera@igme.es

(4) BRGM, Av. C. Guillemin, 45060 Orleans, Francia.

M.joubert@brgm.fr

(5) Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona.

jmgarciasenz@ub.edu

RESUMEN

La Geología de la Isla de La Española es el resultado de un proceso de convergencia oblicua, entre la Placa Norteamericana y el arco-isla Cretácico caribeño, que termina en colisión. La Española, situada en la parte norte de la Placa del Caribe, comprende varios dominios separados por fallas de desgarre, constituidos por rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias, de edad jurásica y cretácica, que se formaron en un contexto intraoceánico y de arco-isla. Estas rocas están cubiertas por otras predominantemente sedimentarias de edad eocena a la actualidad, que posdatan la actividad del arco-isla y registran el período colisional, con deformación dominante en régimen de transpresión. La República Dominicana contiene rocas de arco-isla, del antearco y del trasarco, junto con rocas metamórficas de alta presión y otras unidades colisionales. Los complejos de alta presión con eclogitas, esquistos azules y mezclas ofiolíticas, que afloran en la Cordillera Septentrional y en la Península de Samaná forman parte de la cuña colisional extrusiva que se forma entre la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe

Palabras clave: arco-isla, colisión arco-continente, tectónica del Caribe, transpresión

Geology of the Dominican Republic: from island arcs to arc-continent collision

ABSTRACT

The Geology of Hispaniola Island results from the oblique-convergence to final collision of the North American Plate, underthrust beneath the Cretaceous Caribbean island-arc since the Eocene times. Located in the northern edge of the Caribbean Plate, Hispaniola consists of a tectonic collage of fault bounded igneous, metamorphic and sedimentary rocks of Late Jurassic to Cretaceous age, accreted in an intra-oceanic island-arc setting. These rocks are regionally overlain by a cover of Eocene/Oligocene to present time siliciclastic and carbonate sediments, that post-date island-arc activity and record the period of dominant left-lateral strike-slip motion between the North America and Caribbean plates. During collision, deformation took place under a transpressive tectonic regime. Magmatic island arc rocks, forearc and backarc basins, together with exhumed HP rock complexes and other collisional units are recognized in the Hispaniola Island. The high-P complexes with eclogites, blueschists facies metamorphic rocks and ophiolitic mélanges that outcrop in the Cordillera Septentrional of Hispaniola, and in the Samaná Peninsula form part of the accretionary wedge related to the collision between the North American Plate and the Caribbean Plate.

Key words: arc-continent collision, Caribbean tectonics, island arc, transpression

Contexto geológico y tectónico de la isla de La Española

La geología de la isla de La Española, situada en el borde norte de la placa del Caribe, es el resultado de

la subducción océano-océano que dio lugar a la formación del complejo intraoceánico arco-isla Cretácico caribeño y su posterior colisión oblicua de dicho arco con el margen continental de la placa de Norteamérica. La subducción océano-océano se des-

arrolló en el Cretácico y la colisión se inició en el Eoceno y continúa en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991 a, 1995; Draper *et al.*, 1994; Escuder Viruete *et al.*, 2006 a, b). La República Dominicana, que ocupa las 2/3 partes del área de la isla de La Española, contiene un registro casi continuo de la actividad geológica del dominio norcaribeño desde el Jurásico hasta la actualidad. Se reconocen los vestigios del océano primitivo de edad Jurásica con grandes mesetas oceánicas, el complejo arco-isla generado en el Cretácico, las rocas del complejo colisional que incluyen unidades exhumadas desde condiciones de alta presión (Escuder Viruete *et al.*, 2006 c), los sedimentos asociados a la colisión y a la subducción generada en el sur de la isla desde el Terciario, así como la deformación progresiva que acompaña a todos estos procesos. La República

Dominicana ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE que comenzaron su actividad en el Eoceno: la Zona de Falla Septentrional (ZFS), de La Española (ZFLE), de Bonao-La Guácara (ZFBG), de San Juan-Restauración (ZFSJR) y de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Figs. 1, 2 y 3).

La partición de la deformación entre dominios con deformación predominante no coaxial y dominios con deformación predominantemente plana es bien conocida (Fossen y Tikoff, 1997, Sanderson y Marchini, 1984), aunque ha sido poco estudiada en zonas de subducción o de colisión oblicua de placas (Harland, 1971; Tikoff y Fossen, 1993; Teyssier *et al.*, 1995; Fossen y Tikoff, 1997). La deformación asociada a la historia colisional de la Isla de La Española, pro-

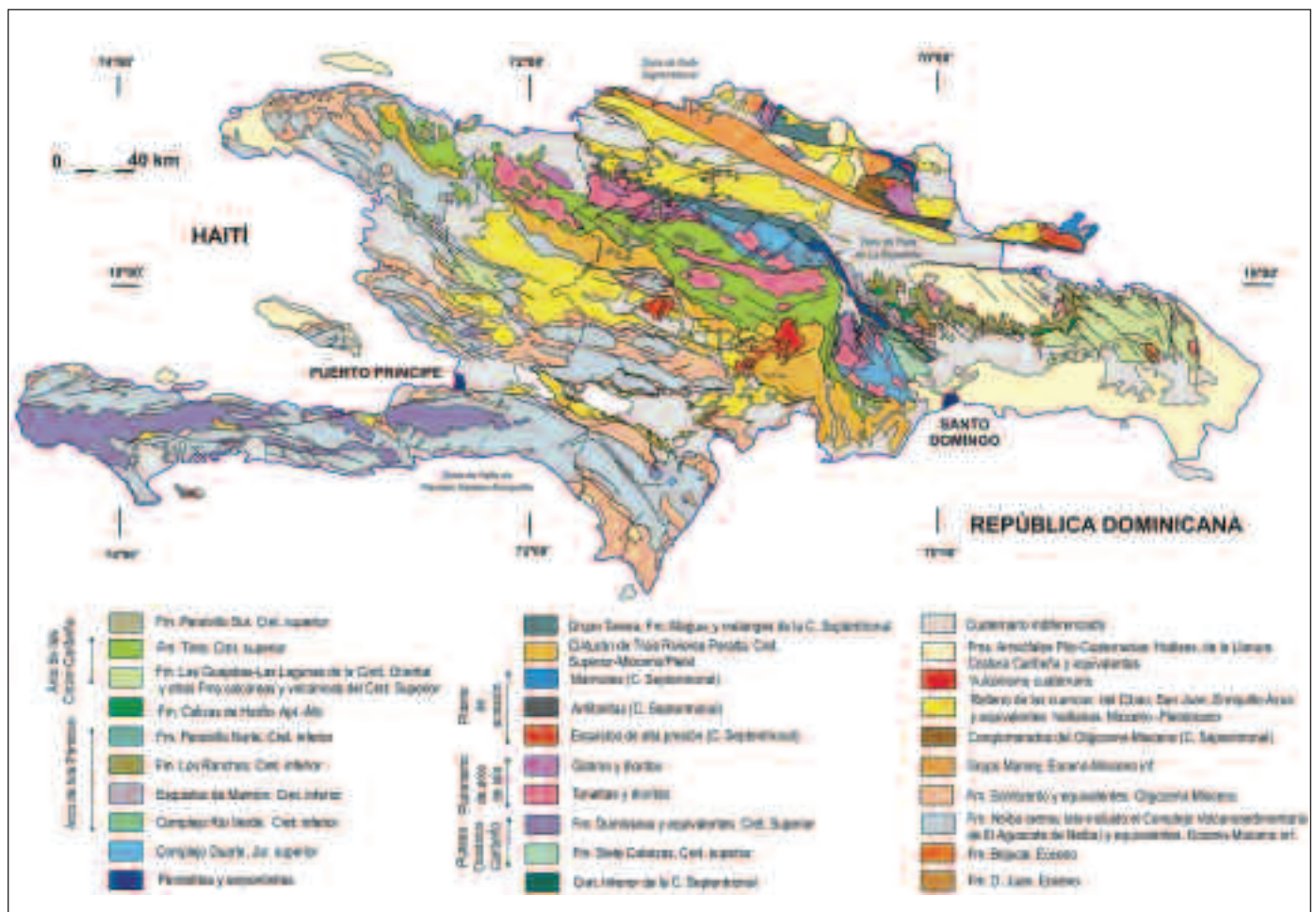


Fig. 1. Mapa geológico esquemático de la isla de La Española actualizado con las cartografías de los proyectos C, L y K del programa SYSMIN (modificado de Lewis y Draper, 1990)
 Fig. 1. Schematic geological map of the Hispaniola Island updated with the mapping of C, L and K SYSMIN projects (modified from Lewis and Draper, 1990)

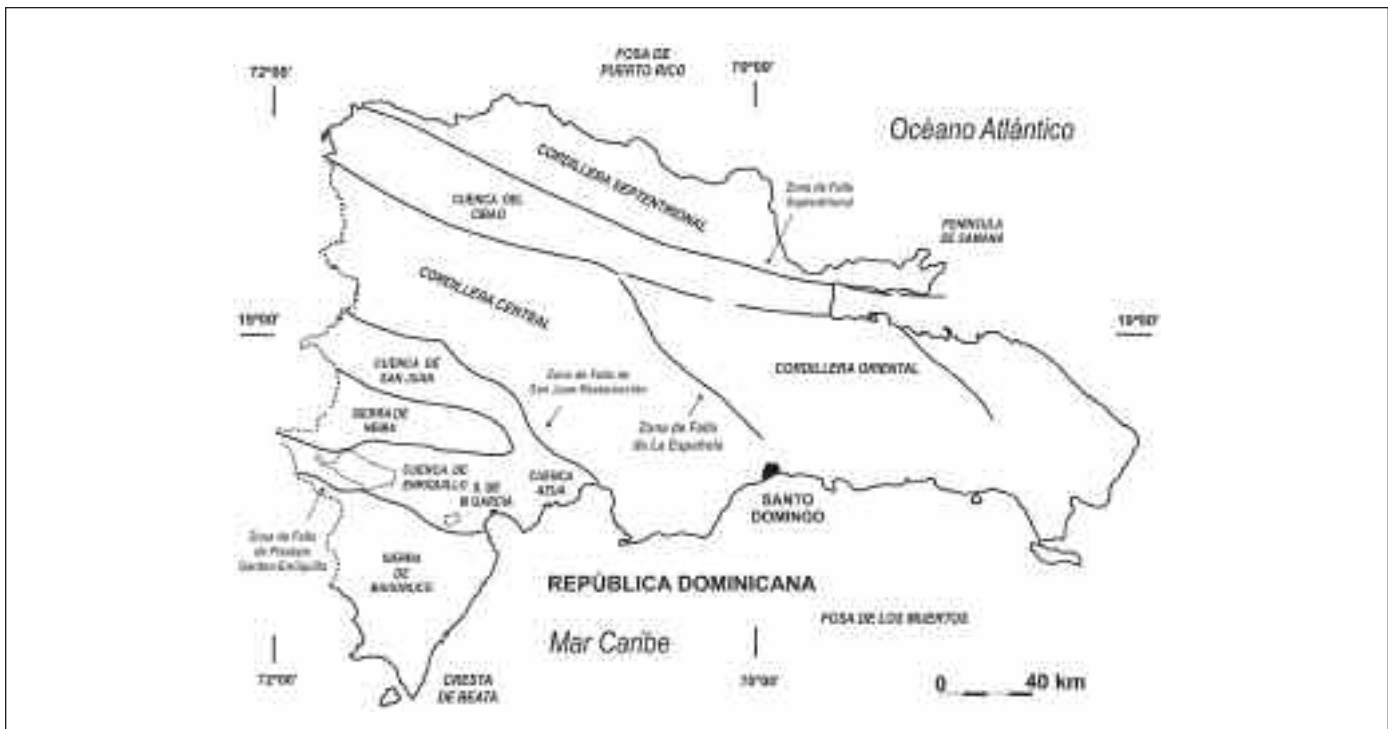


Fig. 2. Dominios fisiográficos de la República Dominicana, con la localización de sus principales cuencas
 Fig. 2. Physiographic zones of Dominican Republic and location of the principal basins

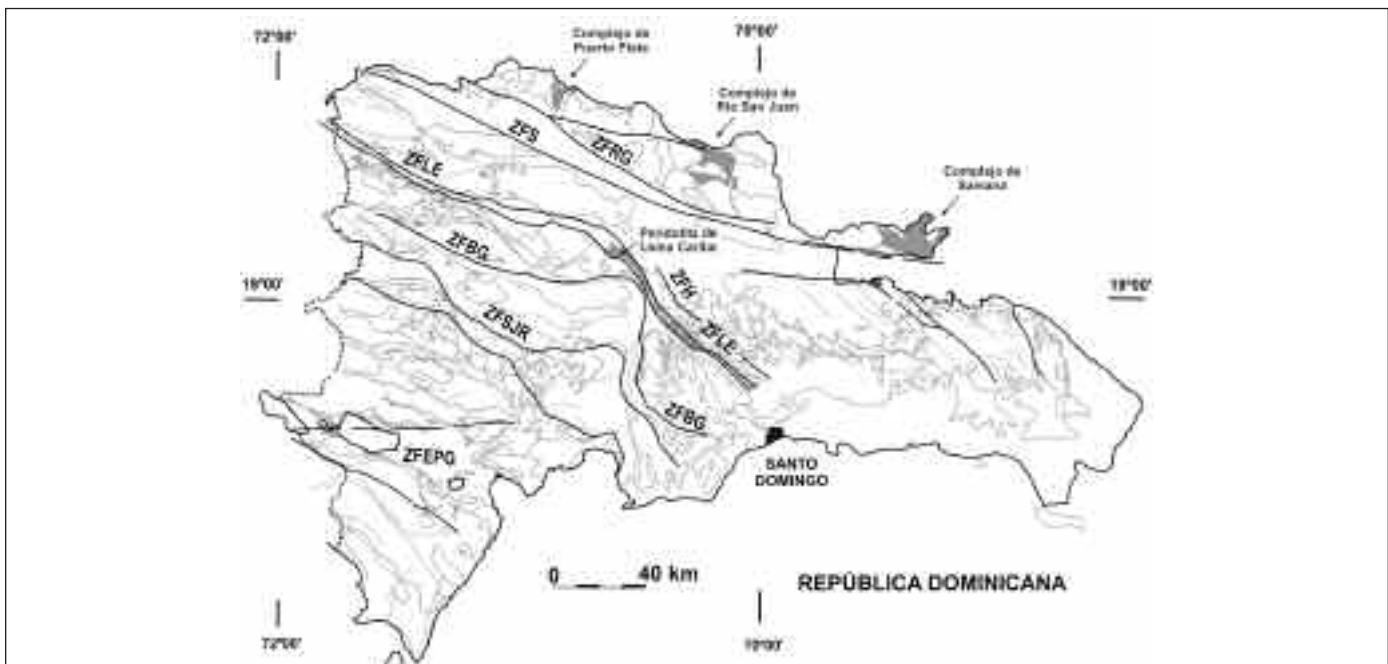


Fig. 3. Localización de las principales zonas de falla en la República Dominicana. ZFRG: Zona de Falla de Río Grande; ZFS: Zona de Falla Septentrional; ZFLE: Zona de Falla de La Española; ZFBG: Zona de Falla de Bonao-La Guácara; ZFSJR: Zona de Falla de San José-Restauración; ZFEPG: Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden
 Fig. 3. Location of the main fault zones in the Dominican Republic. ZFRG: Río Grande Fault Zone; ZFS: Septentrional fault zone; ZFLE: La Española fault zone; ZFBG: Bonao-La Guácara fault zone; ZFSJR: San Juan-Restauración fault zone; ZFEPG: Enriquillo-Plantain Garden fault zone

porciona un ejemplo espectacular de una deformación por transpresión en la placa superior involucrada en la colisión, con partición de la deformación en el espacio y en el tiempo (Calais y Mercier de Lépinay, 1995; Dolan y Mann, 1998; Mann *et al.*, 1991 a, 1998). La deformación particionada ha dado lugar a dominios estructurales de tamaño kilométrico con pliegues con trazas axiales curvilíneas, diversas asociaciones de fallas y deformación localizada, separados por grandes fallas de desgarre, siendo todas las estructuras coetáneas. La partición de la deformación en zonas de cizalla simple y pura es una característica común de los dominios en régimen transpresivo (Dewey *et al.*, 1998; Jones y Tanner, 1995; Jiang y Williams, 1998).

El presente número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana es el resultado de las investigaciones llevadas a cabo en el Proyecto de Cartografía Geotemática del programa SYSMIN de la Comisión Europea para la República Dominicana, y en sus distintas contribuciones se describe la naturaleza de los elementos más antiguos del arco-isla y su sustrato oceánico, la estratigrafía de los diferentes dominios presentes en la isla, y las características de la deformación en régimen transpresivo que ha producido una colección de estructuras características, tales como flores positivas y negativas, zonas de cizalla, pliegues en relevo, *restraining bends*, etc. Este artículo sintetiza los resultados presentados en este volumen y algunos otros alcanzados en el mencionado Proyecto de Cartografía Geotemática, e intenta establecer una secuencia histórica de los diferentes acontecimientos geológicos que registran las rocas de la República Dominicana.

Avances en la estratigrafía de las asociaciones magmático-volcánicas de la Isla La Española

Las rocas volcánicas de las Antillas Mayores han sido clasificadas en relación con tres estadios evolutivos de desarrollo del arco isla Caribeño (Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 2005). El primer estadio está representado por basaltos oceánicos N-MORB, de edad jurásica, y rocas volcánicas básicas/ultrabásicas de *plateau* con una sedimentación pelágica relacionada, que afloran en diversos puntos de la región caribeña (asociación volcano-plutónica de la Loma de la Monja y Chert del Aguacate, en la República Dominicana; Escuder Viruete *et al.*, 2007 b y c). El segundo estadio, de edad Cretácico Inferior (formaciones Los Ranchos, Maimón y Amina, en la República Dominicana;

Escuder Viruete *et al.*, 2007 a), está formado por las series toleíticas que caracterizan el volcanismo más primitivo del arco isla (*primitive island arc*, Donnelly *et al.*, 1990; PIA), con una sedimentación pelágica asociada, comúnmente turbidíticas. El tercer estadio agrupa las rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias de afinidad calco-alcalina, que indican un desarrollo más maduro del arco durante el Cretácico Superior (Grupo Tireo en la República Dominicana). Paralelamente ha ocurrido en el Cretácico Superior un volcanismo asociado a la formación de la meseta oceánica del Caribe que presenta una distribución muy irregular. Todos estos estadios magmáticos y sus sedimentos asociados están registrados en la Geología de la República Dominicana.

De acuerdo con las dataciones existentes, las rocas más antiguas de la República Dominicana corresponden al Jurásico (Loma de la Monja, Chert del Aguacate) y se sitúan en la parte norte de la Cordillera Central (Figs. 2 y 3). Asociaciones volcánicas de rocas del Cretácico Inferior se encuentran en la Cordillera Oriental y en el borde meridional del valle del Cibao (formaciones Los Ranchos, Maimón y Amina; Deschamps, 2004; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2004) y en la Cordillera Central (Complejo Duarte), aunque su naturaleza es muy diferente. El Cretácico Superior está representado por rocas predominantemente volcánicas en la Cordillera Central (Grupo Tireo; Escuder Viruete, 2007a) y sedimentarias en el dominio de la Cordillera Oriental (Fm Las Guayabas, Fm Arroyo La Yabana, Fm Río Chavón; García-Senz, 2004 a y b; 2007 a). Las rocas cenozoicas son predominantemente sedimentarias y están repartidas por todos los dominios. Existen, no obstante, rocas volcánicas y plutónicas en áreas puntuales, de edad eocena y cuaternaria (Fm Magua, Palmer, 1963, 1979; Batolito de El Bao, Urien *et al.*, 2004; rocas volcánicas plio-pleistocenas de la parte suroccidental de la República Dominicana, Vespucci, 1980).

En la Cordillera Oriental de la isla de La Española (Figs. 2 y 3), las rocas volcánicas de edad Cretácico Inferior están representadas por la Fm de Los Ranchos, existiendo afloramientos de rocas equivalentes en dominios situados más al oeste, las formaciones Maimón y Amina (Antonini, 1968; Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1982, 1991; Donnelly *et al.*, 1990; Kesler *et al.*, 1990 a, b, 2005; Fig. 1). Donnelly *et al.* (1990) utilizó el término arco isla primitivo para describir la Fm Los Ranchos y las series volcánicas Caribeñas similares. Las características geoquímicas de la Fm Los Ranchos se describen en un trabajo de este mismo volumen (Escuder Viruete *et al.*, 1997 a). Se han reconocido depósitos de lavas y fragmentarios, incluyendo pequeñas intrusiones someras y

depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas, pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos, con ocasionales niveles de calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990a; Lewis *et al.*, 1995, 2000; Contreras *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004). Horan (1995) aporta datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, que sugieren una fuente mantélica análoga a la de MORB para todo el magmatismo bimodal más antiguo de las Antillas Mayores. Lewis *et al.*, 2000, 2002, reconocen similitudes entre las rocas más empobrecidas de la Fm Maimón con las boninitas y riolitas típicas de los arcos-isla del SO Pacífico (Pearce, 1992; Bloomer y Hawkins, 1987; Bloomer *et al.*, 1995; Smith *et al.*, 2003; Escuder *et al.*, 2006 b). Estos autores concluyen que estos materiales fueron generados durante los primeros estadios de crecimiento del arco isla Caribeño. Las edades obtenidas en las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, a partir de dataciones U-PB en circones, oscilan entre 135 y 115 Ma (Kesler *et al.*, 2005; Escuder Viruete *et al.*, 2006 b), similares a las indicadas por la flora (Cumming y Kesler, 1987).

Se ha establecido que la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental, sobre la Fm Los Ranchos, forma una secuencia deposicional de unos 6 km de espesor que se extiende desde el Cenomaniense hasta el Maastrichtiense Superior (Fm Las Guayabas, Fm Arroyo La Yabana, Fm Río Chavón; García-Senz *et al.*, 2007 a). La discordancia de la base registra el inicio del talud submarino de una cuenca marginal a un arco volcánico y se interpreta formada por los procesos de inestabilidad gravitatoria que disgregan a los bloques fallados en el talud. Esta inestabilidad rompe la plataforma carbonatada (Calizas de El Hatillo, parte alta del Albiense Inferior) generada sobre el arco-isla primitivo (Fm Los Ranchos). La discordancia del techo trunca profundamente el flanco de un antiformal y se interpreta formada por el cierre por colisión de la cuenca marginal y la elevación topográfica de la región. El análisis de las formaciones estratigráficas revela un primer episodio deposicional con una asociación de facies compuesta por depósitos volcanoclásticos secundarios, depósitos volcánicos de origen primario y sedimentos pelágicos. El aumento de la subsidencia y la actividad de las fallas producen inicialmente un exceso de pendiente en el talud, que genera inestabilidad gravitatoria (turbiditas, *debris flow*, *slumps*, olistolitos), para después crecer en volumen los depósitos ricos en arena gruesa y gravas. Un segundo episodio deposicional comprende silexitas de radiolarios depositadas en ausencia de aportes clásticos y atenuación del vulcanismo. El último episodio deposicional contiene una asociación formada por carbonatos de plataforma

resedimentados en condiciones de baja tasa de subsidencia que favorecen la estabilización de los taludes de carbonatos. El contexto geotectónico de la secuencia deposicional del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental, parece corresponder a una cuenca de ante-arco debido a su posición por detrás de un complejo de exhumación de rocas de alta presión (complejo de colisión) y por delante del Grupo Tireo que representa el arco isla en este tiempo.

El dominio de la Cordillera Central de la República Dominicana, al Sur de la Falla de La Española, está compuesto por unidades de procedencia oceánica cuya edad está comprendida entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior. Las unidades incluyen principalmente restos de la corteza y manto del océano proto-Caribeño, de mesetas oceánicas como el Complejo Duarte, y secuencias ígneas relacionadas con el arco isla como el Grupo Tireo (Bowin, 1975; Lewis, 1982; Mann *et al.*, 1991 a; Lewis y Draper, 1990; Draper y Lewis, 1991; Lapierre *et al.*, 1997, 1999; Lewis *et al.*, 2002; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2007 a, c). Las unidades más bajas poseen un carácter ofiolítico: se identifican rocas de afinidad N-MORB en la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja y sedimentos pelágicos en el Chert de El Aguacate, faltando en la secuencia los términos corticales de cumulados y parte del complejo de diques. El conjunto representa el sustrato oceánico Jurásico Superior caribeño, sobre el que se superpone, en el dominio de la Cordillera Central, un evento de construcción de una meseta oceánica construida durante el Cretácico Inferior (posiblemente Albiense, en torno a 93 Ma), y representado por el Complejo de Duarte (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b, c).

Las características litoestratigráficas, geoquímicas e isotópicas de las rocas volcánicas del Complejo Duarte son consistentes con el ascenso de una pluma mantélica (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b, c). Los basaltos ricos en Mg y picritas que aparecen en la base del complejo, representan los fundidos iniciales del manto superior con pequeñas cantidades de granate por la cabeza de la pluma. El importante volumen de picritas, ferropicritas y basaltos ricos en Mg enriquecidos que sigue a continuación, procede de los sectores más calientes de la pluma ascendente, que son seguidos posteriormente por los magmas más enriquecidos representativos de la cola de la pluma que arrastra material geoquímicamente distinto. Mientras en este dominio tenía lugar esta actividad magmática, relacionable con las primeras fases de construcción del *plateau* caribeño, en un dominio situado más al NE representado por la Cordillera Oriental, se estaba formando un arco-isla (Fm Los Ranchos).

El Grupo Tireo incluye una secuencia volcánica

inferior, Aptiense-Turoniense (Fm Costanza; Escuder Viruete, 2007 b, c), dominada por tobas submarinas vítreas y brechas volcánicas de composición andesítica, con intercalación de flujos basálticos, y una secuencia volcánica superior (Fm Restauración, Turoniense-Coniaciense a Campaniense Superior) caracterizada por una sucesión de andesitas magnésíferas y basaltos andesíticos ricos en Nb, que colectivamente definen un cambio brusco en la composición de los magmas relacionados con la subducción.

El Grupo Tiroo está intruido por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor y Jumunuco de edad principalmente Turoniense-Santonense. La sedimentación en la cuenca trasera del arco y el cese del magmatismo de arco están registrados con las turbiditas de la Fm Trois Rivières y los carbonatos de plataforma de la Fm. Bois de Lawrence durante el Campaniense Superior-Maastrichtense (Mann *et al.*, 1991 a). En el dominio de la Cordillera Central la deformación comienza ya durante el Coniaciense-Santonense (90-84 Ma), extendiéndose al Campaniense Medio (77-74 Ma; Escuder Viruete *et al.*, 2006 a, 2007 c), acompañada por la intrusión sincinemática de batolitos gabro-tonalíticos (Escuder Viruete *et al.*, 2006 a, 2007 c). El relleno de cuencas de desgarre con las formaciones Magua y Tavera (Contreras *et al.*, 2004), discordantes sobre estas unidades, indica que la estructura dúctil principal en este dominio (zonas de cizalla dúctil y desarrollo de clivaje) fue pre-Eoceno Superior (Escuder Viruete *et al.*, 2006 a).

En la zona central y meridional de la Isla de La Española, hacia el final del depósito del Grupo Tiroo, tiene lugar una actividad magmática relacionada con el *plateau* oceánico del Caribe (Donnelly, 1989; Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991 a), siendo los registros más antiguos los encontrados en las sierras de Hotte-Selle-Bahoruco (Fm Dumisseau y equivalentes) y en la unidad de El Manguito de la sierra de Neiba (Hernaiz Huerta *et al.*, 2007 a). La reciente cartografía de la Cordillera Central revela la presencia, a techo de la sucesión volcánica del Cretácico Superior (Grupo Tiroo) de las formaciones basálticas de Peña Blanca y Pelona-Pico Duarte, de afinidad toleítica, transicional y alcalina intraplaca correlacionables con este *plateau* oceánico (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b, c).

Las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, formadas principalmente por calizas del Eoceno-Mioceno se localizan en la región suroeste de la República Dominicana, elevadas hasta 2800 m sobre las cuencas rellenas por sedimentos detríticos de edad cenozoica, entre ellas las cuencas de San Juan y Enriquillo. La geología de la cuenca de Enriquillo y de las sierras que la limitan es conocida por los tra-

bajos de exploración petrolífera desarrollados principalmente en la década de los setenta (Llinás, 1971; Norconsult, 1983; De León, 1983; Mann y Lawrence, 1991; McLaughlin *et al.*, 1991 ; Mann *et al.*, 1991 b , 1995, 1999). La reciente cartografía a escala 1:50.000 de los sectores centrales y meridionales, más desconocidos, de las sierras ha permitido establecer con mayor precisión su estratigrafía y estructura (Deschamps, 2004; Genna, 2004 a, b; Nicole, 2004 a, b; Díaz de Neira, 2004 a, b; García-Senz, 2004; Hernaiz Huerta, 2004 a, b). El depósito de calizas rítmicas de la Fm. Neiba (*sensu lato*) durante Paleógeno-Eoceno-Mioceno Inferior (y quizá también la de su equivalente en el dominio de Trois Rivières-Peralta-Fm. Jura durante el Eoceno) ocurre en una cuenca extensa con un vulcanismo puntual de signatura toleítica a alcalina (intraplaca), posiblemente relacionado con una pluma mantélica (Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate; Hernaiz Huerta *et al.*, 2006, 2007 a). El sustrato de estas series en el Cinturón de Peralta lo constituye la formación Ventura o el propio basamento representado por la Fm. Tiroo (Gómez Sáinz de Aja, 2000; Díaz de Neira, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002). En la sierra de Bahoruco, la Fm. Neiba cubre a formaciones volcánicas cretácicas que forman parte del *plateau* oceánico del Caribe. La presencia de la unidad de El Manguito en la sierra de Neiba, con edad y signatura geoquímica afines al *plateau*, permite suponer que éste se prolongaba hacia el norte hasta, al menos, la citada sierra (Hernaiz Huerta 2006; Hernaiz Huerta *et al.*, 2007 a).

La cuenca de Enriquillo está rellena por materiales del Mioceno al Cuaternario que forman una secuencia somerizante de más de 4.000 de espesor. El registro estratigráfico en las sierras circundantes comienza en el Eoceno Inferior. Al norte de la Sierra de Neiba se encuentran las cuencas de Azua y San Juan. La característica distintiva de la cuenca de Enriquillo respecto a Azua y San Juan es la presencia de formaciones evaporíticas. Los sedimentos en toda esta región evidencian una sedimentación sintéctica, discordancias progresivas, rápidos cambios de espesor y de facies, discordancias locales, etc. (Bernárdez y Soler, 2004; Sanz y Soler, 2004; Díaz de Neira, 2004 a, b; García-Senz, 2004 c; Hernaiz Huerta, 2004 a, b; Hernaiz Huerta *et al.*, 2007 a).

La Cordillera Septentrional presenta pequeños afloramientos pre-cenozoicos, de rocas volcánicas y plutónicas, afloramientos de los complejos de rocas metamórficas de alta presión de Puerto Plata y Río San Juan, en una *mélange* ofiolítica, afloramientos de rocas peridotíticas serpentizadas y sobre todas estas rocas y extensamente, las rocas sedimentarias discordantes cenozoicas (Mann *et al.*, 1991 a).

El registro de la colisión arco-continente

Aflorantes en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, se encuentran rocas metamórficas de alta-P y las mezclas ofiolíticas (*mélanges*) que constituyen el registro del complejo colisional entre el arco caribeño y la Placa de Norteamérica. Estas rocas, que forman parte de la cuña extrusiva de complejos colisionales (Chemenda *et al.*, 1996; Brown *et al.*, 2006), evidencian la existencia de una zona de subducción, donde el margen meridional de la Placa de Norteamérica fue subducido hacia el SO bajo la placa Caribeña y fue exhumada posteriormente durante la colisión (Nagle, 1974; Joyce, 1991; Draper y Nagle, 1991; Gonçalves *et al.*, 2000; Zack *et al.*, 2004; Krebs y Mares, 2006; Escuder Viruete *et al.*, 2006 c). Al sur del cinturón metamórfico de alta presión, se encuentran las rocas ígneas y metamórficas del arco isla que están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas cuya edad comprende desde el Eoceno hasta la actualidad, y que postdatan la actividad magmática subductiva y registran la colisión oblicua arco-continente (Calais *et al.*, 1995, 1998; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; García-Senz *et al.*, 2007 b).

Las eclogitas presentes en Samaná (Punta Balandra) permiten mediante el estudio petrográfico, textural y de composición de las fases minerales, establecer la historia de subducción y posterior exhumación de estas rocas. El camino recorrido por estas rocas durante la subducción muestra un metamorfismo progrado desde esquistos azules lawsoníticos sin y con granate a facies eclogíticas con condiciones de presión de 22-24 kbar y temperaturas de 610-625°C. El camino retrogrado de exhumación produce esquistos azules con epidota y finalmente esquistos verdes. No existen edades precisas para datar el pico metamórfico eclogítico, no obstante isócronas Sm-Nd roca total-onfacita-granate, han proporcionado dos edades imprecisas de 84±22 Ma (Joyce, 1991) y 86±47Ma (Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006 c), que sugieren que estas rocas estuvieron al menos hasta el Cretácico Superior-Eoceno Inferior sometidas a subducción. Se dispone de edades 40Ar/39Ar en fengitas formadas durante la exhumación de 35,65±0,73 Ma (Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006 c). Esta edad de la exhumación es similar a las obtenidas mediante K-Ar por Joyce y Aronson (1987), y por 40Ar/39Ar por Catlos y Sorensen (2003), en anfíboles y fengitas.

Draper y Nagle (1991) describen en Río San Juan un complejo de exhumación de rocas de alta presión que contiene rocas ofiolíticas que llegan a estar eclogitizadas y afloran en mezclas tectónicas (*mélange*).

La evolución metamórfica prograda parece indicar que parte de estas rocas estuvieron en condiciones de mucha más profundidad que las de Punta Balandra; pero la historia retrograda es bastante similar a la de Punta Balandra. A los procesos habituales registrados en estos complejos de alta presión exhumados, propios de complejos colisionales (Brown *et al.*, 2006), se superponen los procesos asociados al movimiento de las fallas desgarre (Falla Septentrional, Falla de Camu y asociada), en la República Dominicana.

Al norte de la República Dominicana, por delante del complejo colisional de exhumación de rocas de alta presión (complejos de Punta Balandra, Río San Juan y Puerto Plata), aparece un prisma de rocas metacarbonatadas formado por cabalgamientos sucesivos (parte norte de la península de Samaná y margen norte de la isla de La Española). Estas rocas metacarbonatadas y metapelíticas han experimentado un metamorfismo de alta presión y bajo grado (con lawsonita, actinolita y glaucofana). Como ya sugirió Joyce (1991), estas calizas que presentan facies de plataforma continental y en ocasiones facies someras, han sido empujadas y arrastradas (*offscraped*) desde la placa norteamericana y situadas sobre la zona de subducción a modo de prisma acrecional. Probablemente, la corteza continental de Las Bahamas ha debido desarrollar un despegue intracortical, de modo que una parte de corteza ha subducido y la parte superior ha despegado y se ha apilado como un prisma tectónico, en la parte frontal de la colisión.

La deformación en la placa superior involucrada en la colisión oblicua arco isla-continente.

El desplazamiento relativo actual entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana se ha establecido con precisión con medidas de GPS (DeMets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002; Calais *et al.*, 2002) y corroborado también por estudios sismológicos (Dolan y Wald, 1998) y paleosismológicos (Mann *et al.*, 1998). Se trata de un desplazamiento relativo oblicuo al límite de las placas y de dirección N070E (Mann *et al.*, 2002). Esta convergencia oblicua que es asumida y ha sido demostrada por todos los autores que han trabajado en la zona, tuvo lugar al menos durante todo el Cenozoico (ver Pindell *et al.*, 2005, y las citas allí mencionadas), en el período colisional entre las dos placas. Zonas de colisión oblicua dan lugar a una deformación generada en un régimen tectónico transpresivo dominante (Harland, 1971; Tikoff y Fossen, 1993; Teyssier *et al.*, 1995; Fossen y Tikoff,

1997) y así lo registra la Geología de la República Dominicana y su topografía (De La Fuente, 1976; Gabb, 1881; Calais y Mercier de Lépinay, 1995; Dolan y Mann, 1998; Mann *et al.*, 1998; Saint Blanquat *et al.*, 1998; Hernaiz Huerta, 2006).

Entre los factores que controlan la naturaleza de la tectónica transpresiva de un margen convergente está el ángulo de convergencia (definido como el ángulo entre el vector de convergencia y el borde de contacto entre las placas según Teyssier *et al.*, 1995) y la existencia de zonas de falla paralelas a la fosa, que producen partición de la formación (Tikoff y Teyssier, 1994; Jones y Tanner, 1995), es decir, que acomodan los componentes de la deformación en diferentes dominios a través de la zona de deformación. En el caso general, el de una transpresión heterogénea, se originan diferentes dominios a través de la zona de deformación, que acomodan unos, preferentemente, la deformación causada por cizalla pura y otros, preferentemente, la deformación causada por cizalla simple (Tikoff y Teyssier, 1994; Tikoff y Greene, 1997).

Para una mejor comprensión de la estructura tridimensional de dominios deformados en régimen transpresivo se han realizado numerosos experimentos analógicos con diferentes condiciones limítrofes, que simulan el comportamiento de la corteza superior, tanto en lo referente a la geometría como a la evolución cinemática de las estructuras (Schreus, 1994; Schreus y Coletta, 1998; McClay y Bonora, 2001). Los resultados permiten identificar una asociación de estructuras muy característica con estructuras en flor positivas y negativas, desarrollo simultáneo de fallas y pliegues, pliegues no cilíndricos y con disposición en *echelon*, *restraining bends*, cuencas intramontañosas con morfología romboidal, limitadas por fallas inversas y de desgarrar, cadenas montañosas que terminan bruscamente y en general una topografía irregular con cadenas de montañas y cuencas internas entre ellas con una distribución que asemeja a una caja de huevos más o menos deformada por cizalla. La secuencia de formación de todas estas estructuras es compleja y no en todas las partes semejante, lo que indica una partición de la deformación diferente en el espacio y en el tiempo.

Entre los numerosos ejemplos de deformación producida en condiciones transpresionales en la isla de La Española, se han escogido las siguientes regiones y estructuras de la República Dominicana: la zona de falla de La Española, Las Sierras de Neiba y Bahoruco junto con la Cuenca de Enriquillo, el *restraining bend* de Catanamatías y la estructura de la Cordillera Oriental.

Zona de falla de La Española

Una descripción geológica muy básica de la Isla de La Española muestra la existencia de una falla importantísima que limita dos dominios, al Norte y Sur de la Isla, que en el Jurásico-Cretácico Inferior estaban muy alejados, la Falla de La Española (Hispaniola Fault; Palmer, 1963; Bowin, 1975; Figs. 1, 3 y 4). Los mapas areomagnético y gravimétrico la pone claramente de manifiesto, tal como se describe en el artículo de García-Lobón y Ayala de este volumen (2007). La falla separa dos cortezas con historias geológicas distintas desde el Jurásico al Eoceno. Así, durante el Cretácico Inferior, en las unidades del Norte estaba presente un arco isla primitivo (Fm Los Ranchos, con boninitas y toleitas de arco-isla; Escuder Viruete *et al.*, 2007 a), mientras que al sur y en ese mismo tiempo se ha identificado una meseta oceánica formada sobre un océano previo (Escuder Viruete *et al.*, 2006 a, y 2007 b). Ambas unidades, cuya posición original no es conocida, quedaron unidas en el Eoceno tras el desplazamiento principal a lo largo de la Falla de La Española. Durante el Cretácico Superior se reconoce, al sur de la Falla de La Española, el Arco Isla Caribeño, un arco maduro calcoalcalino principalmente y con una evolución compleja (Escuder Viruete *et al.*, en prensa), bien representado en la Cordillera Central, mientras que al norte, y en este mismo tiempo, se identifica una cuenca sedimentaria (con alguna participación volcánica), que puede interpretarse como una cuenca de antearco por sus características relativas a la fuente de los sedimentos y al gran espesor de la secuencia (García-Senz *et al.*, 2007 a). La Falla de La Española afecta a rocas Eocenas y Oligocenas, pero sedimentos del Oligoceno Superior se llegaron a depositar discordantemente sobre ella en la parte que limita con el valle del Cibao (Contreras *et al.*, 2004). Posteriormente presenta alguna actividad menor, sobre todo en el trazado de la falla que va de Loma Caribe (Bonao) al aeropuerto de Las Américas (Santo Domingo).

Un corte geológico a través de la zona de falla de La Española (Fig. 4) completado con el estudio cinemático de las fallas, ha permitido concluir que se trata de una estructura en flor positiva con una componente de cizalla sinistra. Las superficies de falla convergen en profundidad y tienen una componente de falla inversa hacia los dos límites externos de la zona de falla, dando lugar a una estructura bastante simétrica, con una elevación general de la zona central que permite el afloramiento de rocas más profundas y metamórficas a ambos lados de la falla. El trazado de las estructuras en el mapa, fallas y pliegues, con una oblicuidad entre ellas, y la disposición de las asocia-

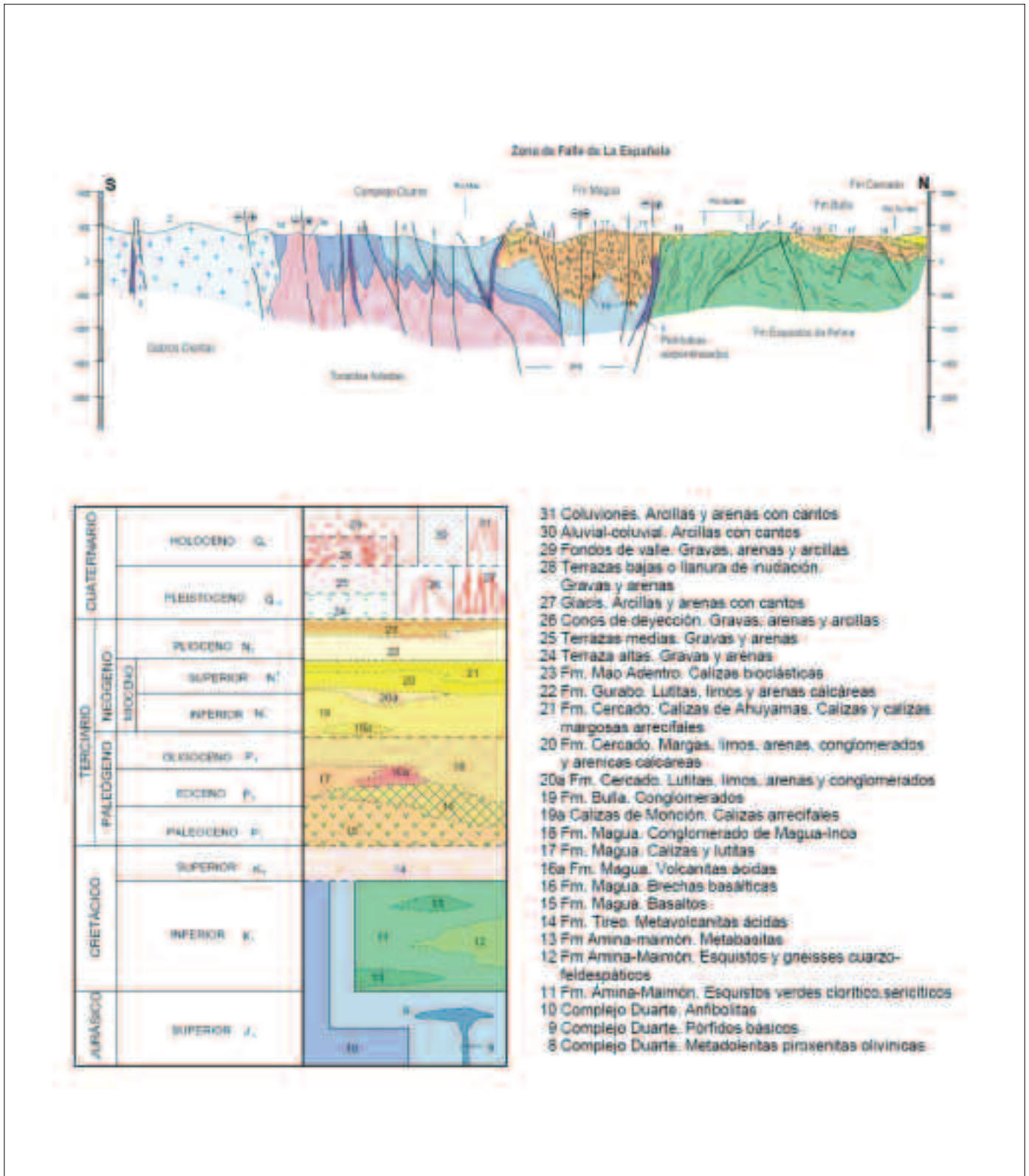


Fig. 4. Corte geológico a través de la Falla de La Española. Los números en el corte corresponden a las formaciones incluidas en la leyenda estratigráfica (Contreras *et al.*, 2004)
 Fig. 4. Geological cross-section through the Hispaniola Fault Zone. Numbers in the section correspond to the formations included in the stratigraphic legende (Contreras *et al.*, 2004)

ciones de fallas es igualmente característico de dominios transpresivos. La mayor parte de todas estas estructuras es cubierta discordantemente por sedimentos oligocenos.

Sierras de Neiba y Bahoruco y Cuenca de Enriquillo

La estructura de la sierra de Neiba consiste en grandes antiformal de semi-longitud de onda kilométrica, con directrices cambiantes de NO-SE a E-O, más localmente ENE-OSO, con doble inmersión y una geometría en escalón con relevos acomodados por fallas, que los cortan o curvan asintóticamente hacia la falla (Mann *et al.*, 1999; Hernaiz Huerta *et al.*, 2006, 2007 b). Están limitados por cabalgamientos y cizallas de alto ángulo, con una componente de desplazamiento en dirección, y están cortados por una intensa fracturación transversal u oblicua. Los sinclinales tienen los flancos septentrionales cabalgados por los anticlinales contiguos, formando estrechas bandas ocupadas generalmente en superficie por la Fm Sombrerito. Los pliegues presentan una vergencia ligera al sur o son subverticales. En contraste, la vertiente septentrional de la Sierra de Neiba presenta una estructura de pliegues y cabalgamientos con vergencia en sentido opuesto a los de la vertiente sur. Los cabalgamientos de alto ángulo y sentido opuesto que elevan las sierras de Bahoruco y Neiba, limitan la cuenca sinformal de Enriquillo. Además, existen numerosas fallas menores en sistemas con direcciones y sentidos de movimiento consistentes, aunque las relaciones de corte no permiten establecer una secuencia de formación única. El modelo que se propone para explicar la estructura (Hernaiz Huerta *et al.*, 2007 b) es una zona de deformación distribuida característica de una deformación por transpresión con componente de cizalla izquierda, de dirección E-O, activa durante un amplio lapso de tiempo (Mioceno superior-Actualidad) de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. Este modelo manifiesta una notable similitud con los analógicos obtenidos por Schreurs y Coletta (1998).

Dentro de la deformación originada en condiciones de transpresión que se haya distribuida por toda la República Dominicana, existen zonas en las que la deformación por cizalla pura domina, como es el caso del Cinturón de Peralta donde se identifica un cinturón de cabalgamientos y pliegues (Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002). El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta forma una secuencia de propagación hacia el antepaís que comienza en el Eoceno y termina en el Plio-Pleistoceno (Hernaiz Huerta y Pérez-

Estaún, 2004). Esta distribución heterogénea de la deformación en el espacio y en el tiempo es otra característica de la deformación por transpresión, así como la presencia de bloques deformados predominantemente por cizalla pura.

Unidad de Catanamatías

Al norte de la Cuenca de San Juan, Bernárdez y Soler (2004; Fig. 5) han cartografiado otra estructura característica de zonas transpresivas: el *restraining bend* de Catanamatías (Bernárdez y Soler, 2004; Fig. 5). Este tipo de estructuras han sido descritas en diversos lugares (Aydin y Nur, 1985; Silvester, 1988; Campagna y Aydin, 1991; Paylor y Yin, 1993; McClay y Bonora, 2001) y también han sido generadas con modelos analógicos por McClay y Bonora (2001). La Sierra de Catanamatías de 30 km de largo y 13 km de ancho, presenta una forma groseramente romboidal (ligeramente sigmoide) limitada al norte por la zona de falla de Yacahueque, al noreste por la Falla de La Boca de Los Arroyos y al sur y sureste por la Falla de Los Copeyes, expresión en la zona de la Zona de Falla de San Juan-Los Pozos. Este bloque topográficamente elevado está rodeado por valles o bajos topográficos excavados sobre las fallas que lo limitan. Su estructura antiformal consiste en una serie de pliegues y fallas de componente principal cabalgante con trazas de dirección aproximada E-O y vergencia sur a las que acompañan otras fallas de salto en dirección. Tanto la traza axial de los pliegues como el trazado de las fallas asociadas son sinuosos. La distribución, orientación, naturaleza y coetaneidad en la formación de las estructuras, permite interpretar a este bloque como un *restraining bend* asociado a la conexión de dos segmentos de fallas de desgarre levóginas. Estos puentes dan lugar a una elevación topográfica de forma romboidal u ovoide, limitada por fallas, que en los extremos opuestos (vértices opuestos del romboide) se unen a la falla de desgarre que los origina y presentan unas estructuras en su interior (pliegues y fallas) que suelen tener una cierta oblicuidad con la falla mayor (deformación por cizalla transpresiva). La edad de esta estructura puede considerarse Oligoceno Terminal a Mioceno Inferior y Medio (Bernárdez y Soler, 2004).

La Cordillera Oriental

Otro ejemplo de la deformación por transpresión lo presenta la estructura de la Cordillera Oriental (García-Senz *et al.*, 2007 b). La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructu-

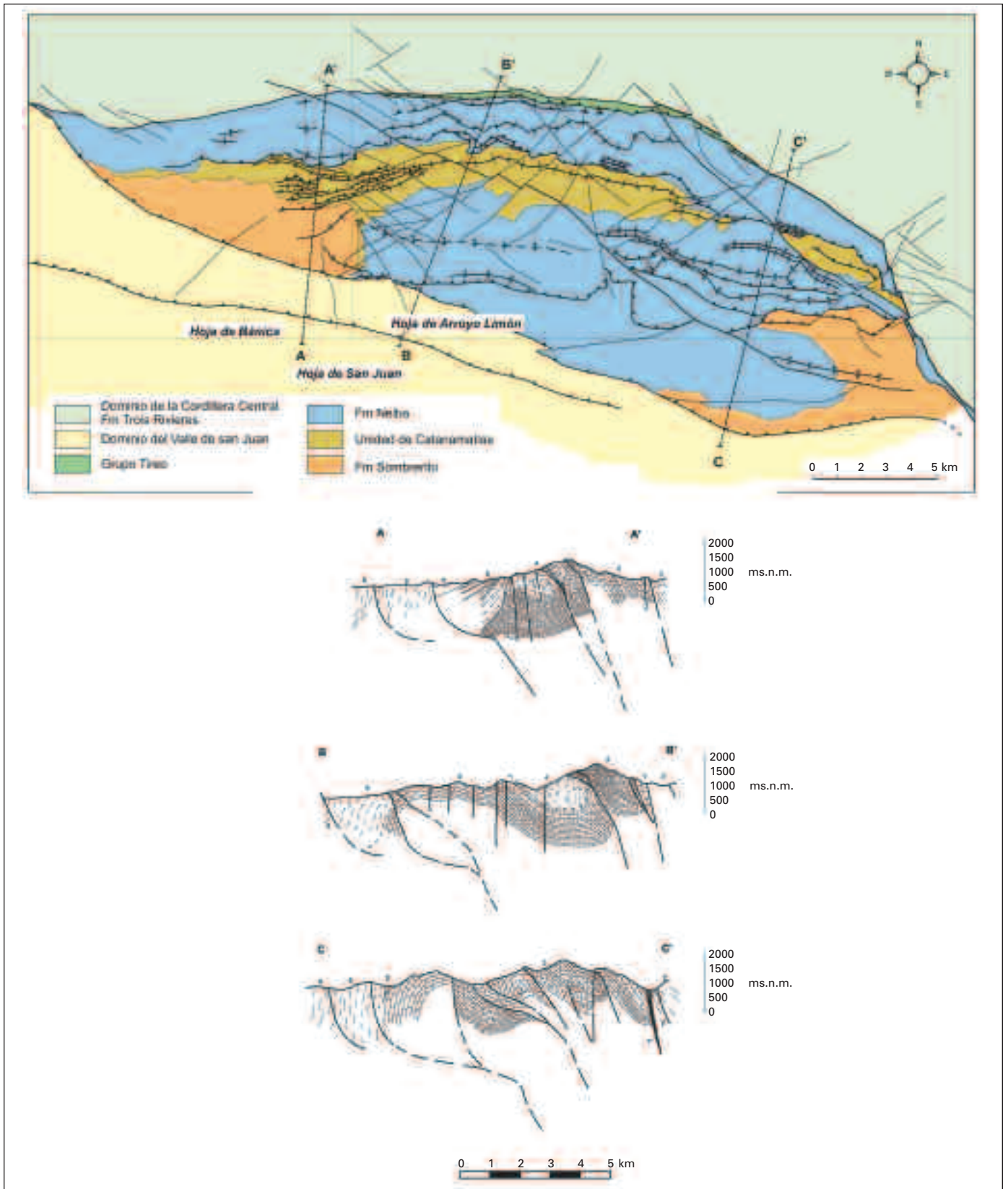


Fig. 5. a) Mapa geológico esquemático de la unidad de Catanamatías y b) cortes geológicos (Bernárdez y Soler, 2004)
Fig. 5. a) Schematic geological map of the Catanamatías unit, and b) geological cross-sections (Bernárdez y Soler, 2004)

ras sugieren un modelo de deformación en dos etapas: 1) Cretácico superior, edad de crecimiento del antiforme, bien reconocible en la cartografía geológica, en cuyo núcleo afloran las rocas de la Fm Los Ranchos, y 2) las estructuras superpuestas formadas entre el Cenozoico y la actualidad. A gran escala, la estructura de la Cordillera Oriental es una estructura en flor positiva marcada por fallas de desgarre sinistras NO-SE, siendo la Falla de Yabón la más importante (García-Senz *et al.*, 2007 b). Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Formación Las Guayabas (Cretácico Superior). Los pliegues de la segunda etapa presentan trazas axiales sigmoidales y se disponen en escalón con relación a las fallas de desgarre. Se observan pliegues generados en progresión secuencial en relación con la falla de Yabón, dispuestos en abanico, evidenciando una deformación rotacional sinistral. También existen pliegues cortados por falla tipo Riedel dando figuras cartográficas a modo de semianticlinales y semisinclinales. La forma en planta de las fallas principales que divergen de las fallas de Samaná, y su movimiento en dirección con componente inversa, indican que el material de la cordillera es extruido lateralmente hacia el sureste, como en una estructura positiva en flor.

Discusión y conclusiones

El desarrollo del Proyecto de Cartografía Geotemática y sus investigaciones asociadas (SYSMIN) en la República Dominicana ha permitido precisar la naturaleza oceánica e intraoceánica de las formaciones jurásicas y cretácicas de la isla. También pone de manifiesto el gran cambio paleogeográfico que tiene lugar en la Isla de La Española a partir del Paleoceno relacionado con la convergencia y colisión entre el edificio generado por la subducción océano-océano en la parte norte de la placa del Caribe y la placa continental Norteamericana. En el complejo de Loma de La Monja se identifican las rocas del océano primitivo del Caribe en tiempos jurásicos. Las formaciones Los Ranchos, Maimón y Amina identifican en el Cretácico Inferior una subducción océano-océano que genera un arco isla primitivo (formaciones). En este mismo tiempo la Fm Duarte representa un evento de plateau que produce, en poco tiempo, una gran cantidad de material volcánico sobre el océano primitivo del Caribe. El primer arco isla fue deformado con anterioridad al segundo de edad Cretácico Superior. Probablemente un cambio en la cinemática de la subducción dio lugar a una ausencia de continuidad entre los dos arcos volcánicos. A finales del Cretácico

Superior cesa la actividad del arco, coincidiendo con otro evento de construcción del plateau caribeño.

A partir del Eoceno (tras la colisión entre el arco isla del Caribe y la Placa Norteamericana), la estructura de la Isla de La Española muestra la coexistencia de muy diversas estructuras frágil-dúctiles, con orientación y cinemática diversas, formadas a la vez, que encaja en un modelo transpresivo de la deformación con fuerte deformación dominada por desgarres sinistros y de otras estructuras generadas por acortamiento norte-sur. La estructura general de la isla muestra numerosos ejemplos de este tipo de deformación, similares a los obtenidos en los experimentos analógicos (ej., Schereus y Coletta, 1989; MacClay y Bonora, 2001). Se han identificado zonas de fallas de desgarre con estructuras típicas en flor positivas (Falla de La Española, Cordillera Oriental), deformación distribuida con dominios elevados y cuencas intramontañosas resultado de la alternancia de flores positivas entre depresiones flexurales (Sierras de Neiba y Barouco, y cuenca de Enriquillo) y restraining bends (Catanamatías), entre otras estructuras.

Entre los factores que controlan la naturaleza de la tectónica transpresiva de un margen convergente está el ángulo de convergencia. Así, la transpresión puede dar lugar a deformación con partición parcial (homogéneamente distribuida) como en el caso del borde de las placas Australiana-Pacífica en Nueva Zelanda (alto ángulo de convergencia), o completamente particionada como en el borde de placas Pacífica y Norteamericana al oeste de Estados Unidos (ángulo de convergencia bajo). El caso general, suele corresponder a una transpresión heterogénea en la cual dominios discretos a través de la zona de deformación, acomodan la transpresión dominada por el acortamiento causado por cizalla pura o bien, la transpresión dominada por deformación de rumbo producida por cizalla simple (Tikoff y Teyssier, 1994; Tikoff y Greene, 1997). La aplicación de estos modelos cinemáticos a la zona de colisión del norte del Caribe, predicen una transpresión dominada por cizalla simple con alto grado de partición, por cuanto el ángulo para la convergencia Caribe-Placa de Norteamérica es de menos de 20° (Mann *et al.*, 1995). Todo el dominio Norte del Caribe constituye un excelente ejemplo de partición de la deformación en la corteza superior. La ausencia de datos profundos procedentes de perfiles sísmicos impide saber lo que sucede en otros niveles corticales.

Agradecimientos

Agradecemos a la Dirección General de Minería de la República Dominicana y a todo su personal, a la

Unidad Técnica de Gestión del programa SYSMIN y muy especialmente a su director Javier Montes, su colaboración en el desarrollo del programa SYSMIN de Cartografía Geotemática. Son muchas las personas que en la República Dominicana nos han ayudado a llevar a cabo las investigaciones y no queremos dejar de citar a Iván Tavares y Romeo Llinás por las numerosas horas de discusiones y su buena disposición. Agradecemos también la ayuda prestada a Ángel García Cortes.

Referencias

- Antonini, G.A. 1968. *Processes and patterns of landscape change in the Linea Noroeste, Dominican Republic*. Unpublished Ph.D. dissertation, Columbia University, New York, USA.
- Aydin, A. A. y Nur, A. 1985. The types and roles of stepovers in strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. *SEPM Special Publication*, 37, 35-45.
- Bernárdez, E. y Soler, M. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5973-III (Arroyo Limón) y Memoria correspondiente*. Proyecto K de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Dirección General de Minería, Santo Domingo, 105 p.
- Bloomer, S.H., Hawkins, J.W. 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Marianna trench. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 256-262.
- Bloomer, S.H., Taylor, B., MacLead, C.J., Stern, R.J., Freyer, P., Hawkins, J.W., Johnson, L. 1995. Early arc volcanism and the ophiolitic problem: A perspective from drilling in the western Pacific. En: Taylor, B., Natland J. (Eds.), *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88, 1-24.
- Bowin, C. 1975. The geology of Hispaniola, En: *The ocean basins and margins; v.3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (Naim, A. y Stehli, F., eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- Brown D., Puchkov V.N., Alvarez-Marrón J., Bea F. y Pérez-Estaún, A. 2006. Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: an overview. En: Gee, D. y Stephenson, R.A. (eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society of London, *Memoirs*, 32, 407-419.
- Calais, E. y Mercier de Lépinay, B. 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). *Marine Geophysics Research*, 17, 63-95.
- Calais, E., Perrot, J. y Lépinay M. de, 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. En : Dolan, J. F. y Mann, P. (eds.), *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America, Special Paper 326, 125-142.
- Calais, E., Mazabraud, Y, Mercier de Lépinay, B., Mann, P., Mattioli, G. y Jansma, P. 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 106, 6, 1-8.
- Campagna, D. J. y Aydin, A. 1991. Tertiary uplift and shortening in the Basin and Ranges: the Echo Hills, southeastern Nevada. *Geology*, 19, 485-488.
- Catlos, E. J. y Sorensen, S. S. 2003. Phengite-based chronology of Kano Na-rich fluid flow in two paleosubduction zones. *Science*, 299:92-95.
- Chemenda, A., Mattauer, M. y Bokun, A.N. 1996. Continental subduction and a mechanism for the exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, 143, 173-182.
- Contreras, F., Ardévol, Ll., Granados, L., Calvo, J.P., Escuder Viruete, J., Escuer, J., Florido, P., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T., Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 158 p.
- Cumming, G.L., Kesler, S.E. 1987. Lead isotopic composition of the oldest volcanic rocks of the eastern Greater Antilles island arc. *Chemical Geology* 65, 15-23.
- De La Fuente, S. 1976: *Geografía Dominicana*. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.
- De León, R. 1983. *Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste*. Publicaciones especiales, Museo de Historia Natural, Santo Domingo, 25 pp.
- DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G., Dixon, T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. y Mann, P. 2000: GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophysical Research Letters*, 27, 437-440.
- Deschamps, I. 2004. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-IV (Boca Cachón) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 135 p.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. Y Strachan, R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R.A. y Dewey, J. F. (Eds.) *Continental Transpression and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 135, 41-58.
- Díaz de Neira, J.A. 2000. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 120 p.
- Díaz de Neira, J.A. 2004 a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-I (Villarmando) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 103 p.
- Díaz de Neira, J.A. 2004 b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5970-I (Barahona) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 103 p.
- Díaz de Neira, J.A. 2004 c. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-I (Miches) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 119 p.
- Díaz de Neira, J.A. y Hernaiz Huerta, P.P. 2004: *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-I (Antón Sánchez) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 125 p.

- Dolan, J. F. y Mann, P. (Eds.) 1998. *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, 174 p.
- Dolan, J. F. y Wald, D. J. 1998. The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. En: Dolan, J.F. y Mann, P. (Eds.), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.
- Dolan, J.F., Mullins, H.T. y David, J.W. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: Dolan, J.F. y Mann, P. (Eds.), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, 1-61.
- Donnelly, T.W. 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America. An Overview. En A.W. Bally, A.R. Palmer (Eds.). *The geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, 299-321.
- Donnelly, T.W., Rogers, J.W. 1980. Igneous series I island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide island arc assemblages. *Bulletin Volcanology* 43, 347-382.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo, G., Case, J. (Eds.), *The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America*. Geological Society of America, 339-374.
- Draper, G., Lewis, J. 1982. Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic. En: Amigo del Hogar (Ed.). *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, República Dominicana, 53-64.
- Draper, G., Lewis, J. 1991. Metamorphic belts in Central Española. En: 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, 29-46.
- Draper, G. y Nagle, F. 1991. Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.) *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*, Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J. F. 1994. Hispaniola. En: Donovan, S.K. y Jackson, T.A. (Eds.). *Caribbean Geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Escuder Viruete, J. 2004. *Petrología y Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Sysmin): Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero*. Informe Complementario al Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000. IGME-BRGM-INYPSA, Santo Domingo, 130 pp.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Bernardez, E., Hernáiz Huerta, P.P., Lewis, J., Lopera, E., Pérez-Estaún, A. 2004. La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1): 41-44.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Ullrich, T.D. Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2006 a. Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology*, 28, 1496-1519.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Monthel, J., García-Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2006 b. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.
- Escuder Viruete, J. y Perez-Estaun, A. 2006 c. Subduction related P-T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samana Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *Int. J. Earth Sci.*, 95, 995-1017. A
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., García-Senz, J., Monthel, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Weis, D. y Pérez-Estaún, A. 2007 a. Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la Formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, 157-174.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Joubert, M., Urien, P., Stein, G., Lopera, E., Weis, D., Ullrich, T. y Pérez-Estaún, A. 2007 b. La secuencia magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, 157-174.
- Escuder Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T.D. y Spadea, P. 2007 c. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*, 112, BO4203, doi: 10.1029/2006JR004323.
- Fossen, H. y Tikoff, B. 1997. Forward modelling of non steady-state deformations and the 'minimum strain path'. *Journal of Structural Geology*, 19, 987-996.
- Fossen, H. y Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and trarstension, and application to tectonic settings. En: Holsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (eds). *Continental Transpressional and Trarstensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 15-33.
- García-Lobón, J.L. y Ayala, C. 2007. Cartografía geofísica de la República Dominicana: Datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P.P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, 157-174.
- García-Senz, J. 2004 a. *Mapa Geológico de la hoja a E.*

- 1:50.000 n° 6372-III (Hato Mayor) y Memoria correspondiente. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 115 p.
- García-Senz, J. 2004 b. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6472-III (Rincón Chavón) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 79 p.
- García-Senz, J., Monthel, J., Díaz de Neira, J.A., Hernaiz Huerta, P.P., Calvo, J.P. y Escuder Viruete, J. 2007 a. Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, 157-174.
- García-Senz, J. Monthel, Díaz de Neira, J.A., Hernaiz Huerta, P.P., Escuder Viruete J. y Pérez-Estaún, A. 2007 b. La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 269-291.
- Genna, A. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-II (Vicente Noble) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 116 p.
- Genna, A. 2004b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-II (Duvergé) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 110 p.
- Gómez Sainz de Aja, J.A. 2000. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 110 p.
- Gonçalves, Ph., Guillot, S., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Mercier de Lépinay, B., 2000. Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana' Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13:119-132
- Gabb, W.M. 1881. On the topography and geology of Santo Domingo, *Am. Philos. Soc. Trans.*, n.s., XV, p. 49-259.
- Harding, T.P. y Lowell, J.D. 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.63, p.1016-1058.
- Harland, W. B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* 108, 27-42.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2000. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 115 p.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004 a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004 b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 142 p.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004 c. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-III (Monte Plata) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 159p.
- Hernaiz Huerta. P. P. 2006. *La estructura del sector meridional de la República Dominicana, una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico*. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid, 287 pp.
- Hernaiz Huerta, P.P. y Pérez-Estaún, A. 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P. (Eds.), *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 183-205.
- Hernaiz Huerta P.P., Díaz de Neira J.A., García-Senz, J., Deschamps I., Lopera, E., Escuder Viruete, J., Ardévol Oro, Ll., Granados L., Calvo, J.P. y Pérez-Estaún, A. 2007 a. La estratigrafía de la Sierra de Neiba (República Dominicana). En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 313-335.
- Hernaiz Huerta, P.P., Díaz de Neira, J.A., García-Senz, J., Deschamps, I., Genna, A., Nicole, N., Lopera, E., Escuder Viruete, J., Ardévol Oro, Ll. y A. Pérez-Estaún, A. 2007 b. La estructura del suroeste de la República Dominicana: un ejemplo de deformación en régimen transpresivo. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 337-357.
- Heubeck, C., Mann, P. 1991. Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.
- Horan, S.L. 1995. *The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic*. M.S. thesis, University of Florida, 172 p.
- Jian, D. y Williams, P. F. 1998. High strain zones: a unified model. *Journal of Structural Geology*, 20, 1105-1120.
- Jones, R. R. y Tanner, P. W. G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17, 793-802.
- Joubert, M., Urien, P., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T., Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I)*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 192 pp.
- Joyce, J. 1991. Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.) *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, p. 47-76.
- Joyce J. y Aronson J. 1987. K-Ar ages for blueschist metamorphism on the Samaná Peninsula, Dominican Republic. En: *Transaction of 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia*, pp 454-458.

- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodríguez, A., Fondeur, L. 1990a. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: 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, 173-186.
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K., Cumming, G.J. 1990b. Geology and geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En: 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, 187-201.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, Ch.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, 987-995.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J., Loubet, M. 1997. Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Bosch, D., Monie, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Polve, M., Yeghicheyan, D., Cotten, J. 1999. Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193- 207.
- Lebrón, M.C., Perfit, M. R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- Lewis, J.F. 1982. Granitoid Rocks in Española. In: Amigo del Hogar Publishers, *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (Eds.). *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean region*. Geological Society of America, 77-140.
- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., and Díaz de Villavilla, L. 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, p. 227.
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillet, J., Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. En: Sherlock, R., Barsch, R., Logan A. (Eds.) *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, 223-249 pp.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G. 2002. Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.
- Llinas, R.A. 1971. *Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana*. Tesis Doctoral. México city, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, 83 p.
- Mann, P. 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (Ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Series Editor: K.J. Hsü), 4, 3-31.
- Mann, P. and Lawrence, S.R. 1991. Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14, 291-308.
- Mann, P., Burke, K. y Matsumoto, T. 1984. Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, p. 311-324.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. 1991 a. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, p. 1-28.
- Mann, P., Lebron, M., Rodríguez, J. and Heubeck, C. 1991 b. Geologic maps of the southern Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G. and Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262. Plates 4a, 4b, and 4c, scale: 1:150,000.
- Mann, P., Taylor, F., Edward, L., Ku, T. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northern Caribbean plate margin. *Tectonophysics* 246, 1-69.
- Mann, P., Prentice, C. S., Burr, G., Peña, L. R. y Taylor, F. W. 1998. Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. En: Dolan, J.F. y Mann, P. (Eds.), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, 63-124.
- Mann, P., McLaughlin Jr., P.P., van den Bold, W.A., Lawrence, S. R. and Lamar, M. E. 1999. Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. En: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 (Series Editor: K.J. Hsü), 287- 342.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J-C., DeMets, C., Jansma, P., y Mattioli, G. 2002: Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, v.21, 6, p.1- 26.
- McClay, K. y Bonora, M. 2001. Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. *American Association of petroleum Geologist Bulletin*, 85, 233-260.
- McLaughlin, P.P., van den Bold, W.A. and Mann, P. 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. En Mann, P., Draper, G. and Lewis J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 337-366.

- Nagle, F. 1974. Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society American Bulletin*, 85, 1461-1466.
- Nicole, N. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-III (Neiba) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 126 p.
- Nicole, N. 2004b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5972-IV (La Salina) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 135 p.
- Norconsult 1983. *Dominican Republic Petroleum Exploration Appraisal*. Report for Dirección General de Minería, Santo Domingo, 80 pp.
- Palmer, H. 1963. *Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic*. Tesis doctoral Universidad de Princeton, New Jersey, Princeton, 256p.
- Palmer, H. 1979. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle (Eds.). *Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española*. Miami Geological Society. 29-68.
- Paylor II, E. D. y Yin, A. 1993. Left-slip evolution of the North Owl Creek fault system, Wyoming, during Laramide basement deformation. En: C.J. Schmidt, R. B. Chase y A. Erslev (Eds.). *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*. Geological Society of America Special Paper, 280, 229-242.
- Pearce, J. A. 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: Fryer, P., Pearce, J. A., Stocking, L.B. (Ed.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, 623-659.
- Pindell, J. L., Barrett, S. F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J.E. (Eds.). *The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., and Higgs, R. 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En Avé Lallemangt, H.G., and Sisson, V.B. eds., *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394, 7-52.
- Saint Blanquat, M. D., Tikoff, B., Teyssier, Ch. Y Vignerresse, J. L. 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. En: Holdsworth, R. E., Strachan, R.A. y Dewey, J. F. (Eds.) *Continental Transpression and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 135, 327-340.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, v.6, 5, 449-458.
- Sanz J., y Soler, M. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5873-II (Bánica) y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 105 p.
- Schreus, G. 1994. Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology*, 22, 567-570.
- Schreurs, G. y Colletta, B. 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. En: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds.). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 59-79.
- Smith, I.E.M., Worthington, T.J., Steward, R.B., Price, R.C., Gamble, J.A. 2003. Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. En: Laster, R.B. y Leat, P.T. (Eds.) *Intraoceanic subduction systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geol. Soc. London Spe. Publ. 219: 99-118.
- Sylvester, A.G. 1988: Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, p.1666-1703.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23, 447-450.
- Tikoff, B. y Fossen, H. 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217, 267-283.
- Tikoff, B., y Teyssier, C. 1994. Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
- Tikoff, B. y Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 29-39.
- Urien, P., Joubert, M., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T., Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I) y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 231 pp.
- Vespucci, P. 1980. Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of hispaniola. 9ª *Conferencia Geológica del Caribe*. Santo Domingo, vol 1, pp 379-389.
- Zack T., Rivers T., Brumm R., Kronz A. 2004. Cold subduction of oceanic crust: implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *European Journal Mineralogy*, 16, 909-916.

Recibido: enero 2006

Aceptado: febrero 2007