

La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana

J. García-Senz⁽¹⁾, J. Monthel⁽²⁾, J.A Díaz de Neira⁽³⁾, P.P. Hernaiz Huerta⁽⁴⁾, J. Escuder Viruete⁽⁵⁾ y A. Pérez-Estaún⁽⁶⁾

(1) Departamento de Geodinámica y Geofísica, Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona, España.
e-mail: jmgarciasenz@ub.edu

(2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Av Claude Guillemin BP 6009, 45060 Orléans, Cedex 2- Francia.
e-mail: j.monthel@brgm.fr

(3) GEOPRIN. Avda. de Burgos 12, planta 18, 28036 Madrid.
e-mail: adiaz@geoprin.es

(4) INYPSA. General Díaz Porlier 49, 28001 Madrid, España.
e-mail: phh@inypsa.es

(5) Departamento de Petrología y Geoquímica, Univ. Complutense, 28040, Madrid, España.
e-mail: escuder@geo.ucm.es

(6) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera"-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. España.
e-mail: aperez@ija.csic.es

RESUMEN

La Cordillera Oriental de la República Dominicana es un área poco deformada contigua al límite nordeste de la placa del Caribe. Las nuevas cartografías geológicas de la cordillera descartan la subdivisión en 'terrenos' aceptada hasta este momento, mostrando en cambio una estructura antiformal orientada ESE, con el núcleo formado por rocas de arco de islas de edad Cretácico inferior y las capas externas formadas por sedimentos de ante-arco del Cretácico superior. El antiforme está cortado como una estructura positiva en flor por fallas en dirección NO-SE de movimiento levógiro, siendo la principal la falla del Yabón, que se bifurcan de la zona de desplazamiento principal de Samaná. Las bandas de cizalla adyacentes a la falla del Yabón contienen pliegues en relevo NNO-SSE con deformación sigmoidal y una disposición en abanico de las líneas de charnela que registra la rotación levógira progresiva de los pliegues hacia la falla. La superposición de estos pliegues sobre el pliegue antiformal previo produce figuras de interferencia en forma de caja de huevos. La estructura del este de la cordillera es un sistema conectado de fallas en dirección, pliegues y estructuras en pop-up con cambios de perfil transversal siguiendo el eje de los pliegues que implican una variación de acortamiento subperpendicular a las superficies axiales; algunos pliegues están cortados oblicuamente como semi-anticlinales y semi-sinclinales por fallas de Riedel. Cinco pequeñas cuencas trastensivas de edad Paleógena se han formado por adelgazamiento de la corteza en las zonas de relevo y de curvatura sinistral de las fallas en dirección, favoreciendo la intrusión fría de rocas ultrabásicas hasta la superficie a lo largo de la falla del Yabón. El patrón estructural descrito se ha usado para interpretar de forma cualitativa la orientación de los ejes principales de deformación y el tipo de deformación en diferentes lapsos de tiempo. Se concluye que una deformación contractiva homogénea durante el Cretácico superior fue sustituida en el Paleoceno por una deformación transpresiva particionada debido a una disminución del ángulo de convergencia entre las placas del Caribe y Norteamérica. Estos resultados concuerdan con la extinción progresiva del vulcanismo de arco en La Española y la edad de las primeras estructuras formadas en la cuenca del Caimán.

Palabras clave: arco de islas, falla en dirección, Placa del Caribe, transpresión

The structure of the Oriental Cordillera of Dominican Republic

ABSTRACT

The Oriental Cordillera of Dominican Republic is a mildly deformed area next to the north-eastern Caribbean plate boundary. Recent geological mapping of the cordillera reject the older 'terrane' subdivision, showing instead a coherent antiformal structure cored by Early Cretaceous island-arc rocks and covered by Late Cretaceous layered fore-arc sediments. The antiform is cut as a positive flower structure by late NW-SE strike-slip faults with sinistral movement (the main is the Yabón fault), that splay from the principal displacement zone of Samaná. Shear bands adjacent to the Yabón fault contains en echelon folds with sigmoidal deformation and a fan arrangement of the hinge lines recording the progressive rotation of the folds towards the fault. The superposition of these folds to the previous antiformal folding produce dome and basin interference patterns. The structure at the easternmost part of the cordillera is a linked system of strike-slip faults, folds and pop-ups, with changes of the transverse profile along-strike, some folds are cut as half-anticlines and half-synclines by Riedel shears. Five small trastensional basins formed in the Paleogene by crustal thinning at the left stepovers and bends of the strike-slip faults, favouring the protrusion of ultrabasic rocks to the surface along the Yabón fault. The structural pattern of the cordillera has been used qualitatively to interpret the orientation of the principal strain axes in different times and the modes of deformation. We conclude that homogeneous contractional deformation in the upper Cretaceous changed to partitioned transpression in the Paleocene, in con-

sonance with a diminution in the convergence angle between the Caribbean and North American plates. These results are in agreement with the decrease of arc volcanism in La Hispaniola and the age of the first structures formed in the Caiman trough.

Key words: Caribbean Plate, island-arc, strike-slip, transpression

Introducción

La Cordillera Oriental se extiende por el este de la Isla de La Española con una longitud y anchura aproximadas de 135x35 kilómetros y una altura máxima de 736 metros (Fig. 1). Su límite norte es la Bahía de Samaná, que constituye la continuación marina de la cuenca neógena del Cibao de La Española central. Al oeste se halla separada de rocas cretácicas afines del Cinturón Intermedio por el cabalgamiento de Hatillo. Hacia el sur y hacia el

este, la Cordillera Oriental enlaza con la Llanura Costera del Caribe donde se sitúa la capital Santo Domingo.

La mayor parte de la corteza de la cordillera la forman varios kilómetros de rocas generadas en el Cretácico por acumulación de magma y sedimentos en un arco de islas (Bowin, 1975; Lebrón y Perfit, 1994; García-Senz *et al.*, 2007). Estas rocas incluyen (Fig. 2) lavas y rocas volcanoclásticas, intruidas por granitoides de edad Cretácico inferior y cubiertas por calizas arrecifales de edad Cretácico inferior y depósi-

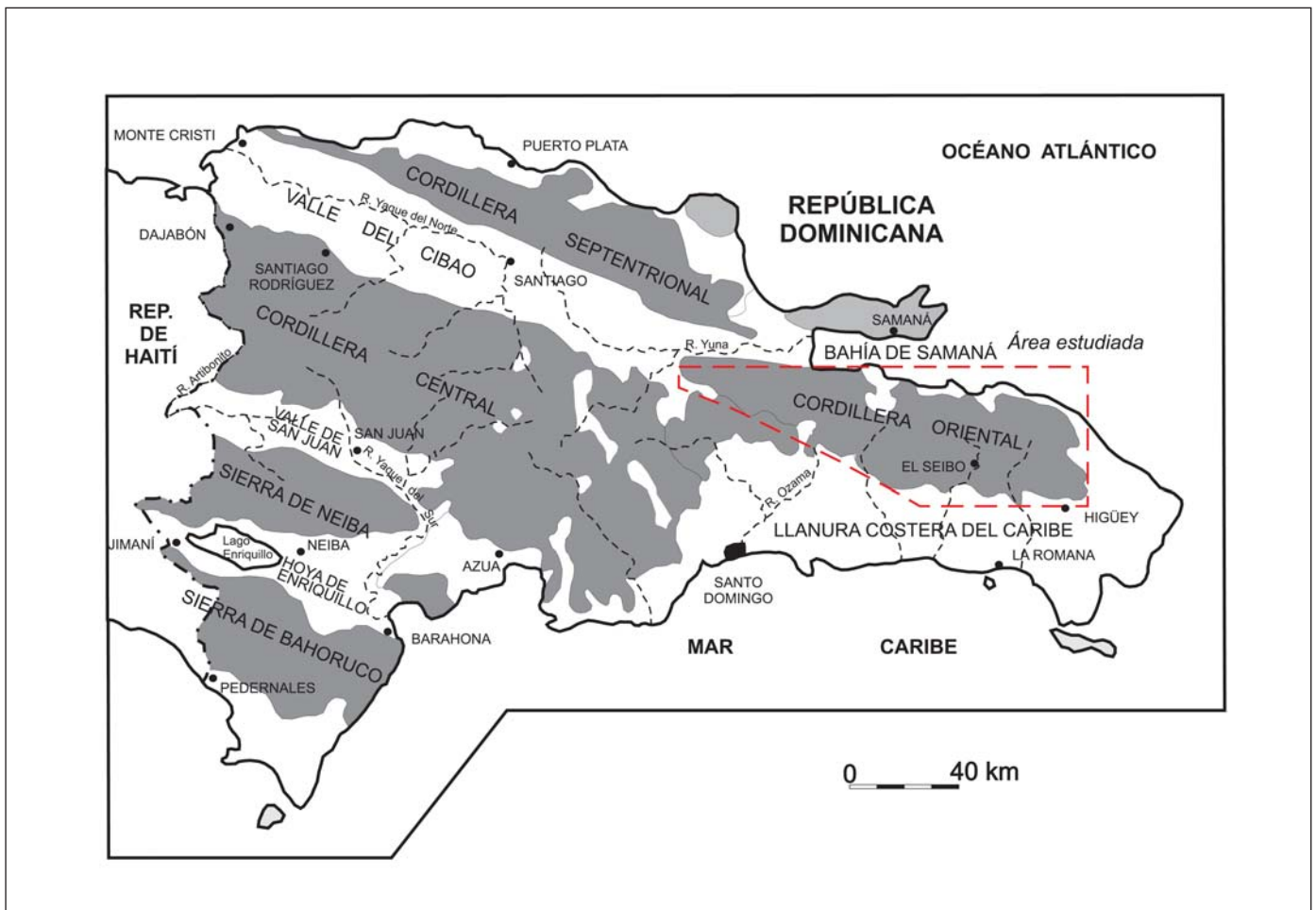


Fig. 1. Mapa fisiográfico de la República Dominicana (modificado de De la Fuente, 1976) y localización de la Cordillera Oriental
Fig. 1. Physiographic map of the Dominican Republic (modified after De la Fuente, 1976) with location of the Oriental Cordillera

tos sedimentarios volcanogénicos de edad Cretácico superior. Sobre este sustrato erosionado se ha depositado el Paleógeno en cuencas estrechas limitadas por fallas y el Neógeno en una extensa y delgada plataforma de carbonatos.

Las primeras observaciones geológicas datan de finales del siglo XIX. Gabb (1881) incluye un corte transverso de la Cordillera Oriental en el que interpreta la existencia de un sustrato de rocas cretácicas y una cobertera delgada discordante de rocas terciarias. Casi 100 años después, aparecen varias publicaciones sobre la geología de La Española (Douglas, 1961; Blesch, 1966), que culminan en la tesis y poste-

rior publicación de Bowin (1966,1975). La Cordillera Oriental permaneció sin embargo casi desconocida hasta el trabajo de Bourdon (1985), que integra una cartografía geológica 1:100.000, cortes geológicos seriados y análisis de orientaciones estructurales.

Bourdon (1985) establece dos unidades principales, El Seibo y El Oro, cada una con distinta serie estratigráfica y diferente estilo de deformación: La unidad más meridional de El Seibo forma un cinturón de pliegues y cabalgamientos que cabalga hacia el norte a la unidad de El Oro. Emplazando estructuralmente una unidad sobre la otra, este autor trata de explicar los cambios en la composición de las series

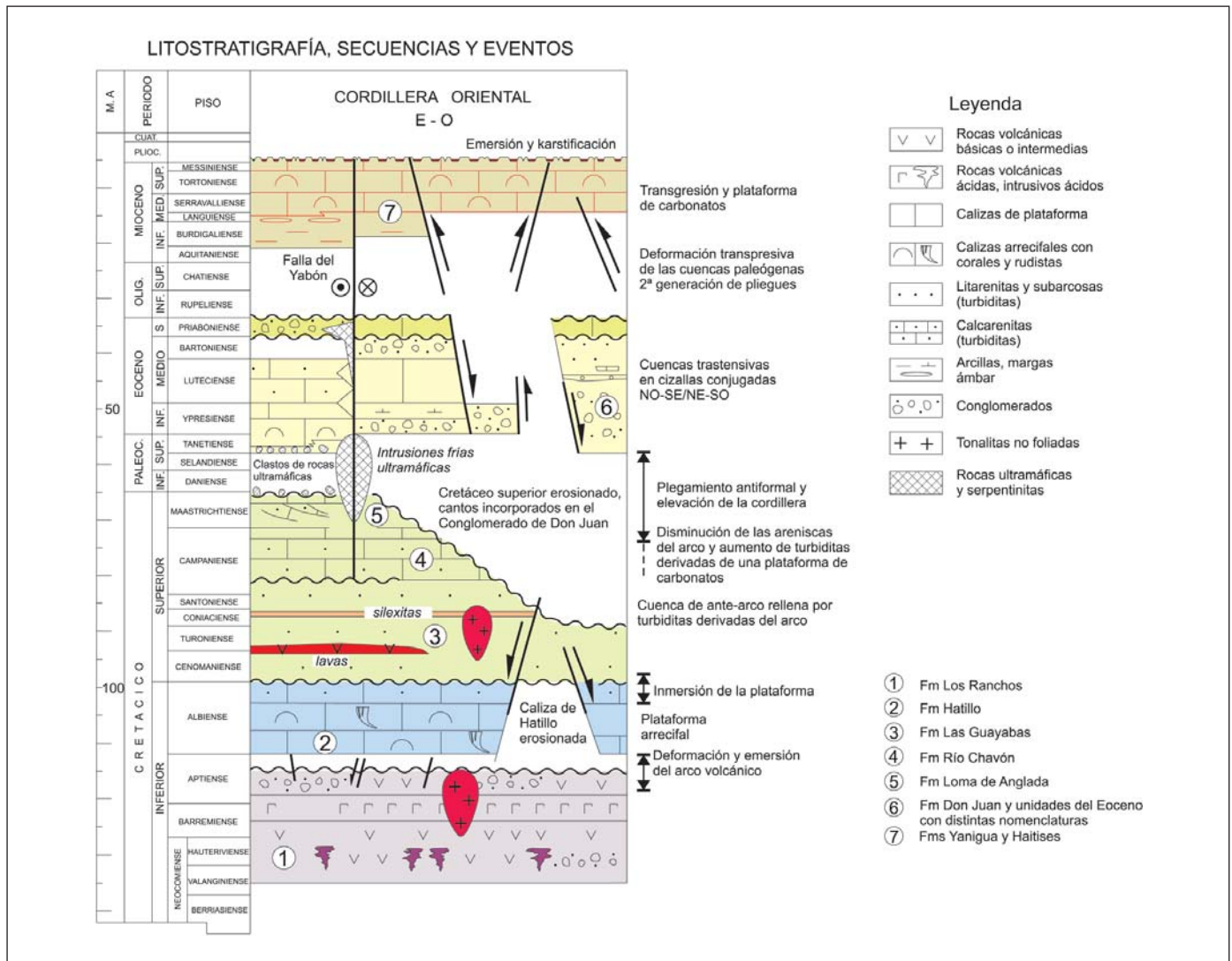


Fig. 2. Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en las rocas de la Cordillera Oriental

Fig. 2. Chronostratigraphic diagram of the Oriental Cordillera showing lithology, depositional sequences and tectonic events

del Cretácico y la aparente existencia de un plegamiento más apretado y con foliación mejor desarrollada en el área septentrional de la cordillera que en la meridional. El mapa que presenta Bourdon es reproducido casi sin cambios en los posteriores mapas de síntesis de Lebrón y Mann (1991) y Toloczyki y Ramírez (1991), hasta las recientes cartografías geológicas 1:50.000 (Díaz de Neira, 2004; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2004; García-Senz, 2004a-b; Hernaiz Huerta, 2004; Monthel, 2004a-c; Monthel y Capdeville, 2004; Monthel *et al.* 2004) y el mapa aeromagnético (García-Lobón y Rey-Moral, 2004; García-Lobón y Ayala, 2007) realizadas para el Gobierno Dominicano, que demuestran que las formaciones estratigráficas y los elementos estructurales cruzan los límites de las Unidades del Seibo y del Oro y por tanto esta subdivisión resulta innecesaria.

En este artículo se describe el patrón de fallas y pliegues que emerge de la nueva síntesis cartográfica y se compara con las estructuras características de zonas de fallas en dirección (ej. Sylvester, 1988, Moore, 1979). La deformación se analiza sobre la base de los modelos teóricos y experimentales de deformación transpresiva (Sanderson y Marchini, 1984; Fossen y Tikoff, 1998; Schreurs y Colletta, 1998), para proponer finalmente una relación causal entre la superposición de estructuras con distintas orientaciones y los cambios en el movimiento relativo entre las placas del Caribe y Norteamérica, desde el final del Cretácico hasta la actualidad.

Corte geológico por el noreste de La Española

La información geofísica y geológica combinada indica que el nordeste de la placa del Caribe converge de forma oblicua con la placa de Norteamérica. La convergencia se realiza a través de dos zonas de subducción de sentido opuesto, definidas por la distribución de los focos de terremotos desde los frentes de deformación de las fosas hasta su intersección bajo La Española y Puerto Rico (McCann y Sykes, 1984; Mann *et al.*, 1984, Dolan *et al.*, 1998) (Fig. 3a).

La estructura del límite de placas se representa en un corte geológico profundo sintetizado a partir de diversos datos de superficie, sísmica de reflexión y focos de terremotos (Fig. 3b). De norte a sur, la plataforma de Bahamas está constituida por unos 5 km de carbonatos sobre la corteza del margen continental de Norteamérica, formando un talud abrupto que desciende hasta la fosa de Puerto Rico donde se sitúa el inicio de la zona de subducción. El prisma de acreción adyacente a la fosa está caracterizado por reflexiones sísmicas horizontales correspondientes a sedi-

mentos poco deformados y por un complejo metamórfico reconocido en dragados submarinos y que forma la Península de Samaná (Joyce, 1991) elevada por la falla Septentrional. Esta importante falla se interpreta en profundidad ligeramente inclinada hacia el norte y enraizada en la zona de subducción (Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002).

Medidas de GPS entre los años 1994 y 2001 indican un movimiento inverso de $5,2 \pm 2$ mm.año⁻¹ en la falla norte de La Española y levógiro en dirección de $12,8 \pm 2.5$ mm.año⁻¹ a lo largo de la falla Septentrional (Calais *et al.*, 2002). Otras fallas transcurrentes paralelas a la falla Septentrional son visibles en las líneas sísmicas que cruzan la Bahía de Samaná, limitando una cuenca sedimentaria alargada y estrecha rellena por 2900 m de sedimentos plio-cuaternarios (Edgar, 1991). El basamento de esta cuenca se cree que está formado por las mismas rocas del arco volcánico cretácico expuestas más al sur en la Cordillera Oriental, y es diferente de las rocas del complejo metamórfico de la Península de Samaná.

La Cordillera Oriental presenta en sección una estructura antiformal relativamente simple con un flanco norte corto interrumpido por las fallas de la Bahía de Samaná y un flanco sur largo y plegado. La cresta del antiformal se halla profundamente erosionada (8 km estimados en el corte) aflorando su núcleo intruido por plutones. Una cantidad importante, pero indeterminada, de esta erosión precede a la sedimentación de los materiales del paleógeno.

Estructura de la cordillera

El mapa geológico y los cortes preparados a partir de una nueva serie de 10 cartografías 1:50.000 junto al mapa aeromagnético (Figs. 4, 5, 6 y 7a) constituyen la base del mapa estructural de la cordillera (Fig. 7b). Este mapa sintetiza los principales pliegues, fallas y las cuencas sedimentarias relacionadas.

El gran antiformal ONO-ESE de la Cordillera Oriental se dispone con unos 15 grados de oblicuidad respecto a las fallas en dirección de la Bahía de Samaná. Con una inmersión suave hacia el este, su curvatura cierra en una zona de charnela definida en el mapa geológico por el contacto entre las litologías del Cretácico inferior y el superior, y por un horizonte de silexitas del Cretácico superior que pasa junto a las poblaciones de El Seibo y Miches (Fig. 7b). El antiformal está cortado de forma 'romboidal' por el cabalgamiento de Hatillo, la falla Meridional de Samaná y la falla del Yabón, separando tres áreas con diferente deformación:

Región de Monte Plata-Bayaguana

El cabalgamiento de Hatillo superpone rocas las cretácicas del Cinturón Intermedio, con una fábrica de deformación orientada NO-SE, caracterizada por el paralelismo entre el bandeo litológico, la foliación y las fallas principales; sobre rocas eocenas el flanco sur poco deformado del antiforame de la cordillera Oriental (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Draper *et al.*, 1996) (cortes I-I' y II-II', Fig. 5). El flanco sur del anti-

forme está cortado, en la vecindad del cabalgamiento, por fallas secundarias NO-SE, NE-SO y E-O, que desplazan oblicuamente los contactos de las formaciones cretácicas, produciendo un patrón cartográfico en dientes de sierra en lo que de otro modo sería un contorno monoclinial sencillo (Figs. 4 y 7b). Estas fallas cortan también a las rocas volcánicas y a los granitoides del núcleo del antiforame formando bloques rectangulares o 'lozenges', limitados por sistemas de cizallas NO-SE, NE-SO y E-O. Los bloques des-

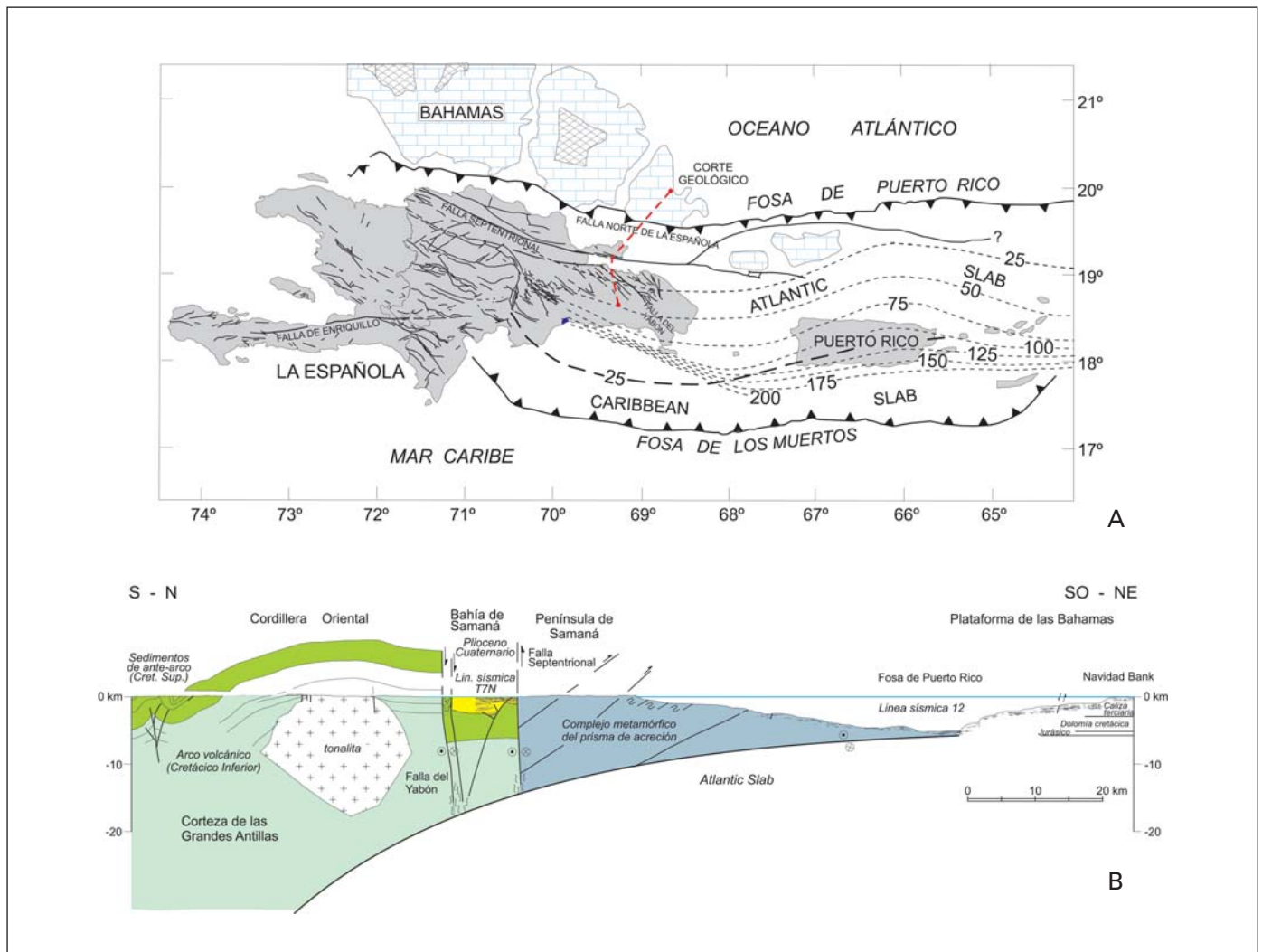


Fig. 3. (A) Esquema que muestra la doble subducción, de polaridad opuesta, en el este de La Española y Puerto Rico. Las líneas de contorno representan el techo de la corteza subducida (tomado de Dolan *et al.*, 1998 y modificado con la inclusión de las fallas principales de La Española); (B) Corte geológico profundo entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas. La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar (1991), el límite de placas y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan *et al.* (1998). El corte muestra el núcleo vulcano-plutónico de la cordillera plegado en antiforame y cortado por las fallas transcurrentes de la Bahía de Samaná
 Fig. 3. (A) Double subduction in eastern Hispaniola and Puerto Rico. Contours are for top of underthrust Atlantic and Caribbean slabs (after Dolan *et al.*, 1998, modified to include the main faults of Hispaniola); (B) Deep profile across the Oriental Cordillera and the Bahamas platform. The seismic line T7N is from Edgar (1991), the plate boundary and the seismic line T-12 are taken from Dolan *et al.* (1998). The profile shows the antiformal folding of the volcano-plutonic core of the cordillera and the transcurrent faults bounding the Samaná Bay

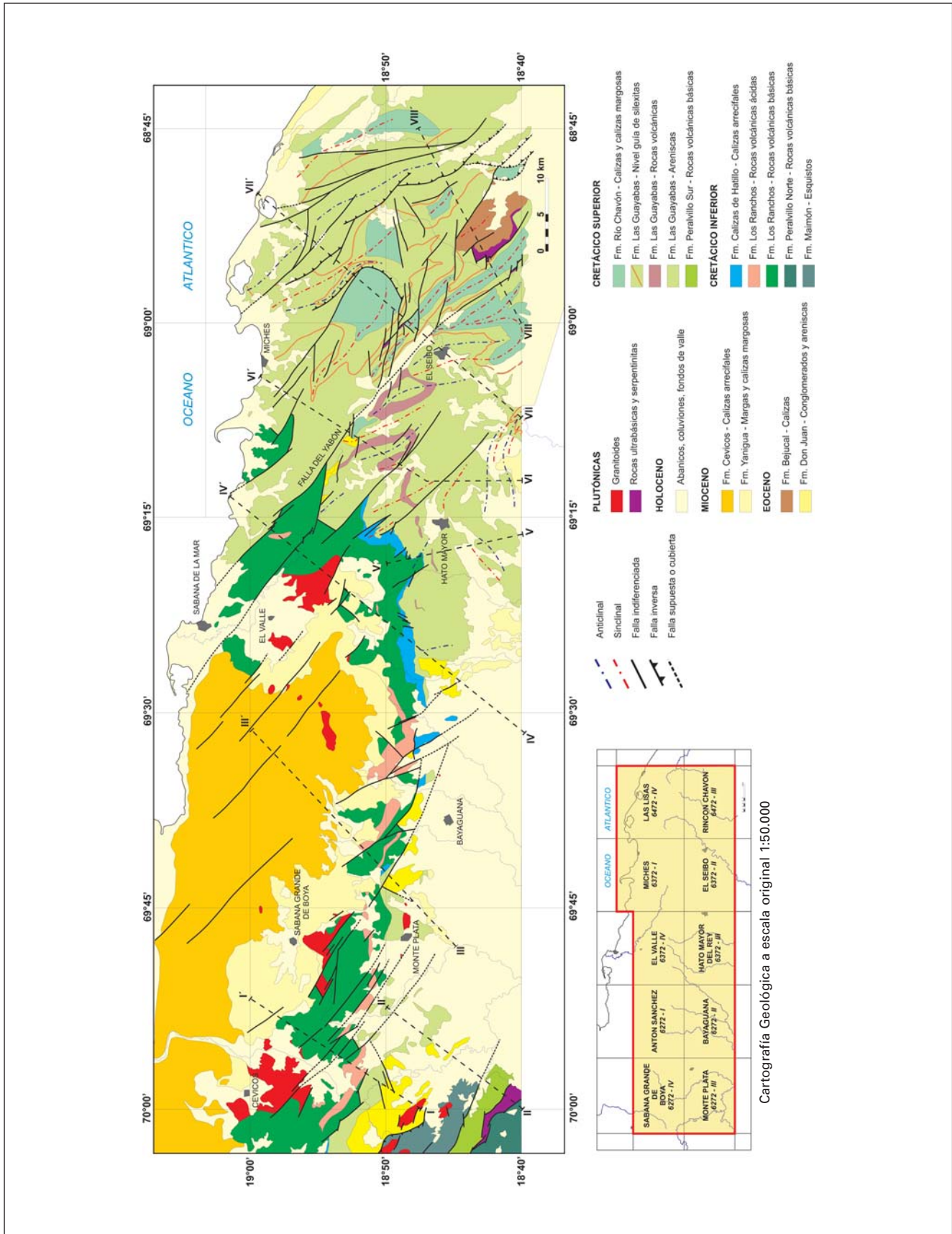


Fig. 4. Mapa geológico de la Cordillera Oriental con la situación de los cortes geológicos de las Figs. 5 y 6
Fig. 4. Geological map of the Oriental Cordillera with location of the geological cross-sections of Figs. 5 and 6

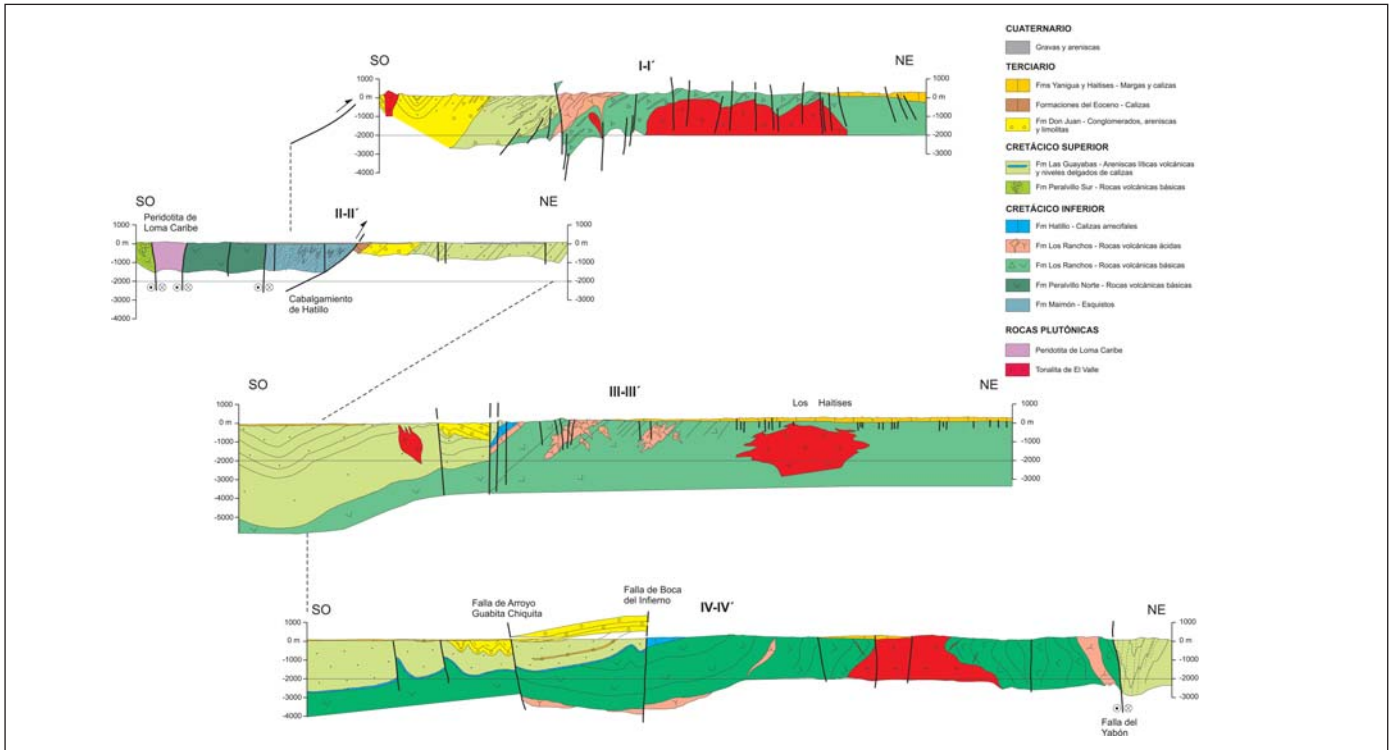


Fig. 5. Cortes geológicos seriados de la Cordillera Oriental (cortes I a IV). Situación en la Fig. 4
 Fig. 5. Serial cross sections of the Oriental Cordillera (sections I to IV). Location in Fig. 4

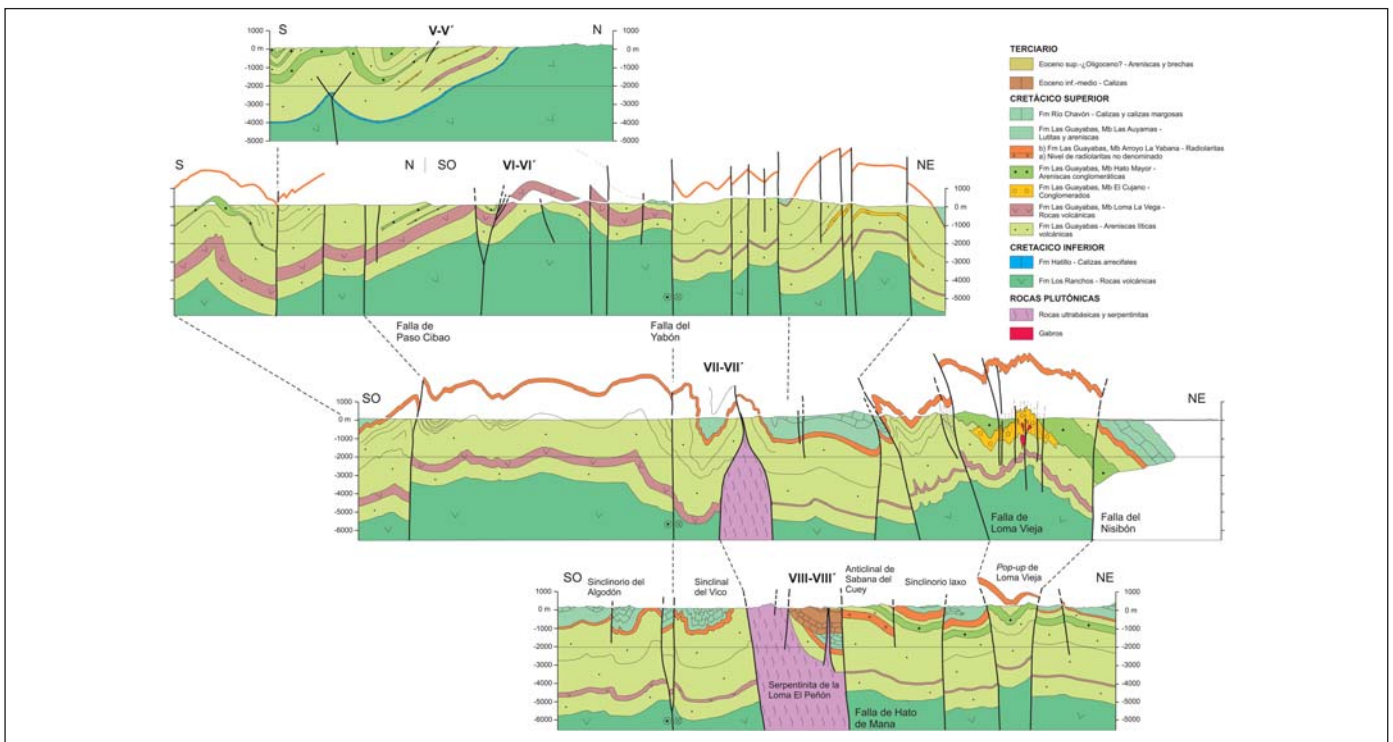


Fig. 6. Cortes geológicos seriados de la Cordillera Oriental (cortes V a VIII). Situación en la Fig. 4
 Fig. 6. Serial cross sections of the Oriental Cordillera (sections V to VIII). Location in Fig. 4

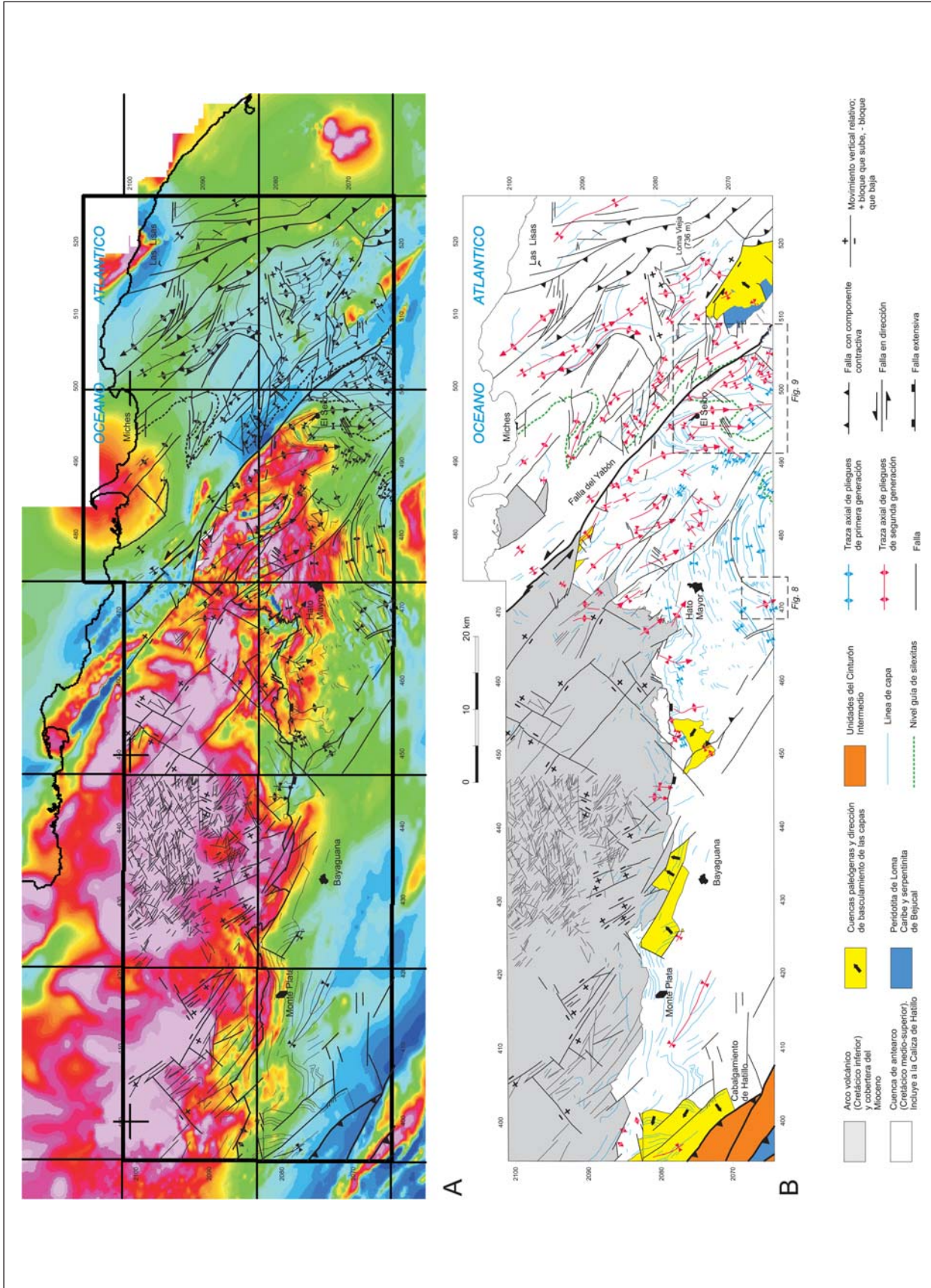


Fig. 7. (A) Mapa aeromagnético de la República Dominicana (García Lobón y Ayala, este volumen). Se aprecia la continuidad de las estructuras de plegamiento enterradas bajo la Llanura Costera del Caribe; (B) Mapa tectónico de la Cordillera Oriental con los principales elementos estructurales, diferentes generaciones de pliegues y las cuencas sedimentarias paleógenas

Fig. 7. (A) Aeromagnetic map of the Dominican Republic (García Lobón and Ayala, this volume). Notice the continuity of folding under the Caribbean Coastal Plain; (B) Tectonic map of the Oriental Cordillera showing the main structural elements, distinct fold generations and paleogene sedimentary basins

arrollan una elongación vertical, responsable de los escalones topográficos y del plegamiento forzado y la fracturación de las calizas miocenas del parque de Los Haitises. Fallas de estos mismos sistemas limitan cuencas de pequeñas dimensiones de edad paleógena. De éstas últimas, la más importante, con más de 4 km de sedimentos acumulados, se sitúa al oeste del pueblo de Monte Plata, cortada por el cabalgamiento de Hatillo. Un análisis de estas cuencas se presenta más adelante en un capítulo aparte.

Región entre Hato Mayor del Rey y El Seibo

Los sedimentos aluviales que cubren de forma casi continua el piedemonte de la mitad occidental de la cordillera, limitan la identificación de los pliegues y fallas del flanco sur del antiforme. Esta cobertera termina en un área de mayor relieve en la vecindad de Hato Mayor del Rey, permitiendo caracterizar dos sistemas de pliegues. Un primer sistema de pliegues derechos, E-O, de perfil abierto y forma en caja (Fig. 6, corte V-V') se halla deformado por una segunda generación de pliegues transversos de perfil laxo. Como resultado forman figuras de interferencia del tipo caja de huevos (Fig. 7b). El sistema de pliegues E-O está cortado al sur de Hato Mayor por fallas subparalelas a sus ejes, y ambos, fallas y pliegues, están doblados por los pliegues transversos de segunda

generación. El bloque oriental de una de estas fallas (Fig. 8) contiene estratos de turbiditas arenosas del Cretácico superior fuertemente inclinados hacia la falla y con las direcciones de capa rotadas unos 35°, en lo que podría interpretarse, ya sea como una secuencia de crecimiento contemporánea con la actividad de la falla, o más posiblemente de un adelgazamiento en el flanco de un pliegue cónico formado por el arrastre de la falla. El eje 80/246 calculado para este pliegue determina un vector de movimiento direccional de la falla de 06/014.

Inmediatamente al este de Hato Mayor comienza una banda de deformación caracterizada por pliegues NNO-SSE, con una disposición en relevo escalonada levógira, con las trazas axiales en forma sigmoidal, y formando un ángulo variable entre 20-45° respecto a la superficie de la falla del Yabón (Fig. 7b). Entre los pliegues 'en relevo', es especialmente interesante el sinclínorio del Algodón, situado al sureste de El Seibo (Fig. 9a), en la vecindad de la zona de deformación de la falla del Yabón. Se trata de un pliegue poliharmónico con una extrema oblicuidad de los pliegues menores que lo componen, que le confieren en el mapa el aspecto de un calamar. Se identifican dos dominios de plegamiento: El dominio sudeste incluye 7 pliegues de perfil abierto, con un abanico de líneas de charnela entre NE-SO y NO-SE que converge hacia el noroeste en un área de relevo. El dominio noroeste se caracteriza por pliegues secundarios apretados

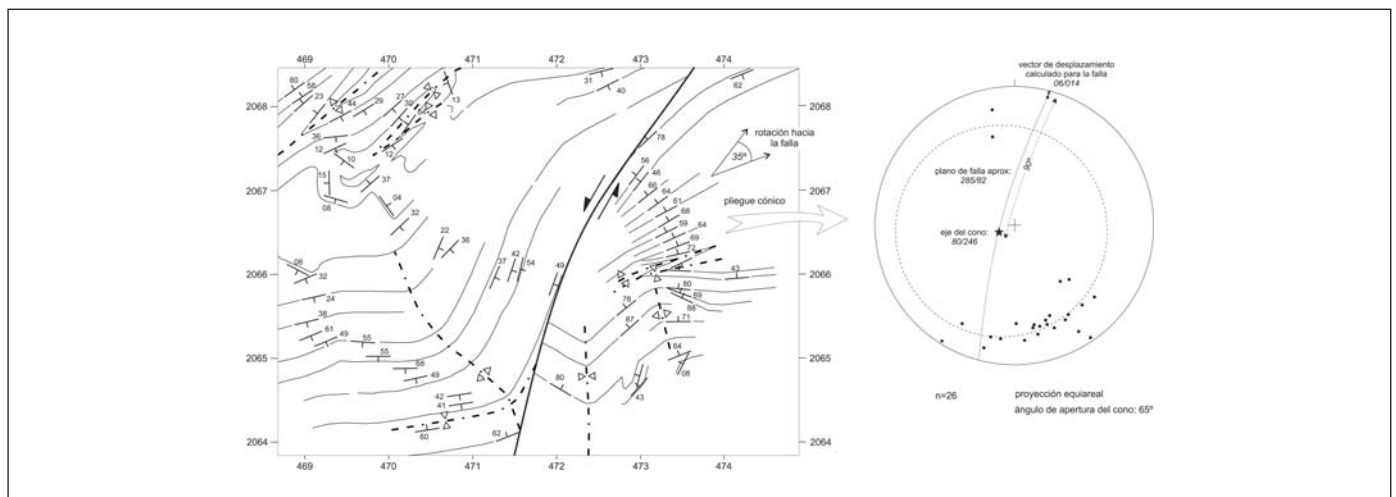


Fig. 8. Rotación sistemática hacia el norte (35°) de las direcciones de capa en areniscas sedimentarias volcanogénicas al sur de Hato Mayor del Rey, indicativa de adelgazamiento hacia una falla NNE-SSO posteriormente plegada. El adelgazamiento puede ser consecuencia de la condensación de los sedimentos (se asume entonces que la falla fue activa en la cuenca de ante-arco del Cretácico superior), o más posiblemente por rotación pasiva en un medio dúctil con formación de un pliegue cónico (estereograma). Situación en la Fig. 7b

Fig. 8. Systematic north rotation (35°) of the strike of the beds in volcanogenic sedimentary sandstones south of Hato Mayor del Rey, indicative of thinning towards a NNE-SSW fault, lately folded. The thinning may be the consequence of sediment condensation (it is assumed, then, that the fault was active in the upper Cretaceous fore-arc), or more possibly it results from passive rotation within ductile flowing media, with development of a conical fold (stereogram). See Fig. 7b for location

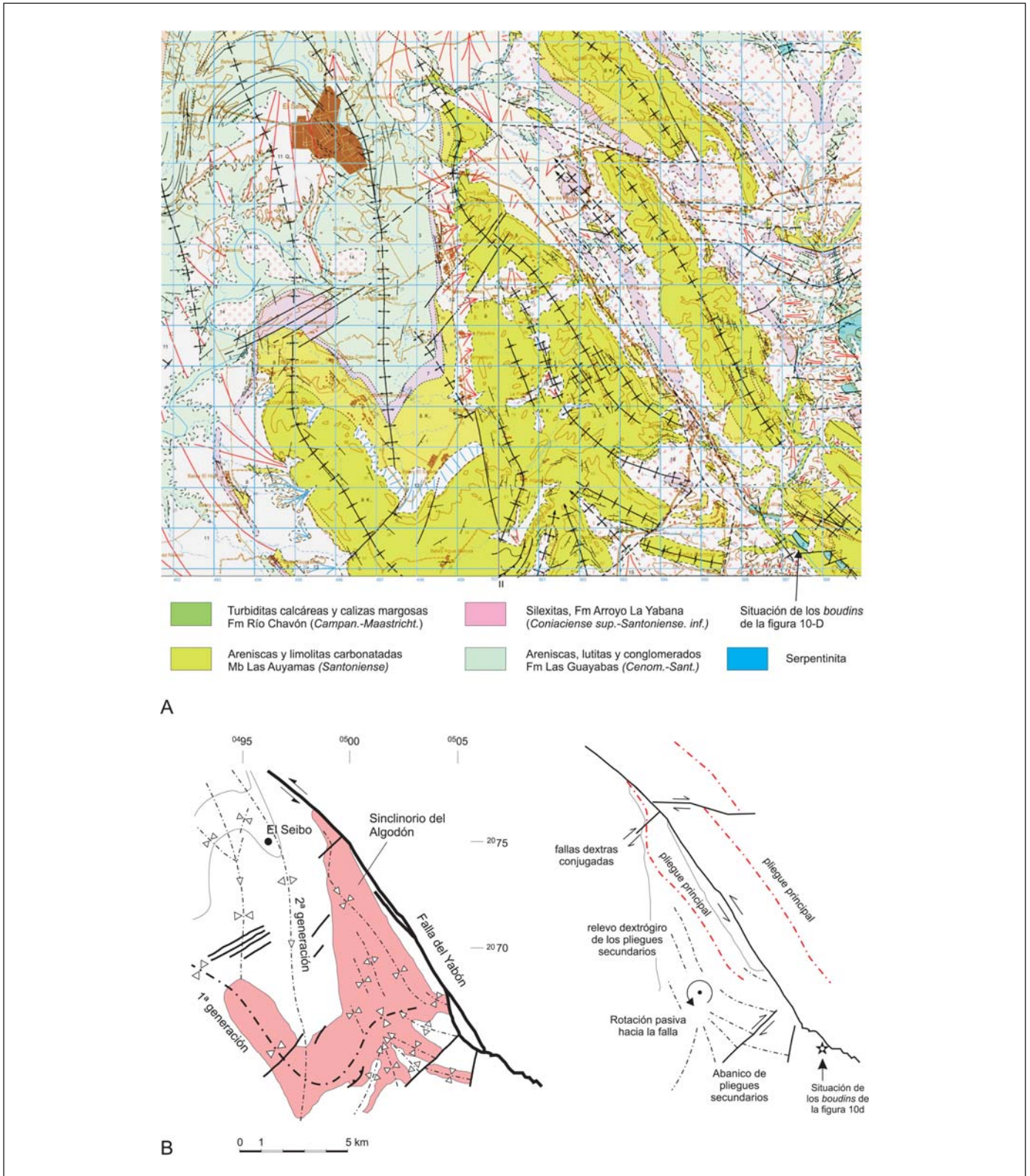


Fig. 9. (A) Mapa geológico que muestra el plegamiento en la vecindad del pueblo de El Seibo; (B) Esquema del sinclinorio del Algodón mostrando pliegues de segundo orden oblicuos a la línea de charnela del pliegue principal, indicativos de rotación progresiva hacia la falla

Fig. 9. (A) Geological map showing the folding in the vicinity of the El Seibo village; (B) Scheme of the Algodón sinclinal showing minor folds oblique to the hinge line of the main fold, indicative of progressive rotation to the fault

de charnelas angulosas que se relevan de forma dextrógira. Transversalmente, el pliegue está cortado por fallas en dirección dexas. Estas características se interpretan siguiendo el modelo de Sanderson y Marchini (1984) por el desarrollo progresivo de nuevos pliegues acompañados de una rotación pasiva hacia la falla del Yabón (Fig. 9b).

Región al este de la falla del Yabón

El bloque nordeste de la falla del Yabón contiene una gran variedad de estructuras superpuestas sobre la zona de charnela del antiforame: pliegues, fallas inversas, estructuras en *pop-up*, fallas en dirección paralela y transversa a los pliegues, intrusiones de peridotitas y cuencas sedimentarias paleógenas. Los pliegues principales son subparalelos a la falla del Yabón, en contraste con la oblicuidad descrita en el bloque opuesto. El perfil de los pliegues es simétrico, entre abierto y apretado, de tipo acordeón y con desarrollo local de clivaje (Fig. 6, cortes VII-VII' y VIII-VIII'). Los pliegues están cortados transversalmente por fallas en dirección, formando semi-anticlinales y semi-sinclinales, con un patrón similar al reproducido por Harding y Lowell (1979) en modelos de arcilla (Fig. 10b).

La costa norte, entre las poblaciones de Miches y Las Lisas, es donde se produce el máximo acortamiento con desarrollo de clivaje. Es una región de pliegues apretados, fallas inversas y bloques elevados de doble vergencia (*pop-ups*) que forman hileras de lomas como la Loma Vieja, que con sus 736 m constituye la máxima altura de la cordillera. Los pliegues terminan o cambian de forma longitudinalmente y el clivaje que los acompaña desaparece en general hacia el sur (Fig. 10c). Existe por tanto una variación del acortamiento sub-perpendicular a las superficies axiales, asociado a una extensión que es sub-paralela a las líneas de charnela acomodada por estiramiento de las capas y por cizallas conjugadas.

La falla del Yabón

La falla del Yabón produce una señal marcada en el mapa aeromagnético a lo largo de 130 km, entre la costa del Caribe y la costa Atlántica (García-Lobón y Rey-Moral, 2004), donde se entronca con la falla Meridional de Samaná. En su trayectoria intersecta oblicuamente la zona de charnela del antiforame, hundiéndose de forma relativa las formaciones en su bloque nordeste. Aunque el vector de desplazamiento no

puede determinarse a partir de las relaciones de corte, los indicadores cinemáticos en microestructuras examinados por Bourdon (1985) indican una componente en dirección levógira. Un ejemplo son los *boudins* 'en relevo' (Fig. 10d) observados en la zona de desplazamiento principal de la falla del Yabón, junto a una intrusión alargada de serpentinita. Las capas competentes de caliza en el flanco de un pliegue apretado, están cortadas por cizallas levógiras con una dirección de máximo estiramiento oblicua en sentido dextro respecto a la dirección de las capas. A una escala mayor, el movimiento en dirección levógira de la falla del Yabón está corroborado por la curvatura sigmoidal de las trazas axiales de los pliegues en su bloque SO, en la región entre Hato Mayor del Rey y El Seibo (Figs. 4 y 7b).

Como se describe a continuación, la falla del Yabón tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultrabásicas de origen mantélico y cuencas trastensivas, ambas indicativas de que atraviesa la corteza de la isla hasta la zona de subducción. La actividad reciente de la falla ha formado un largo escarpe rectilíneo acompañado de cascadas en la margen izquierda del río Yabón (Bourdon, 1985).

Intrusiones de rocas ultrabásicas y serpentinitas

La región al este de la falla del Yabón contiene afloramientos aislados de rocas ígneas, foliadas de color verde oscuro y composición ultrabásica (Blesch, 1966; Bowin, 1975) que intruyen sedimentos poco deformados de calizas y areniscas con edades del Cretácico al Eoceno superior y tal vez Oligoceno (Fig. 4 y cortes VII-VII' y VIII-VIII' en Fig. 6). El afloramiento de mayores dimensiones está situado en la Loma El Peñón, alargado en la dirección NO-SE, paralelamente a la dirección de capa de los estratos plegados. En este afloramiento, el cuerpo de serpentinita se halla limitado por fallas NO-SE y ENE-OSO y por pequeñas fallas con inclinaciones de 60-80° y desplazamiento inverso hacia el cuadrante noroeste. La interpretación de tres cabalgamientos con sus *klippes* asociadas, como las estructuras dominantes en el entorno del cuerpo de serpentinita (Bourdon, 1985), es cuestionable por diversos criterios, entre otros que no se aprecian duplicaciones en la serie estratigráfica.

El cuerpo de serpentinita tiene una textura *phacoidal*, con una foliación anastomosada generalmente de inclinación elevada y fracturas con superficies estriadas que envuelven cuerpos más masivos o menos foliados. Bourdon (1985) reconoce entre la matriz foliada serpentinitica bloques de peridotita con piroxeno, peridotita con espinela, gabro con prehnita

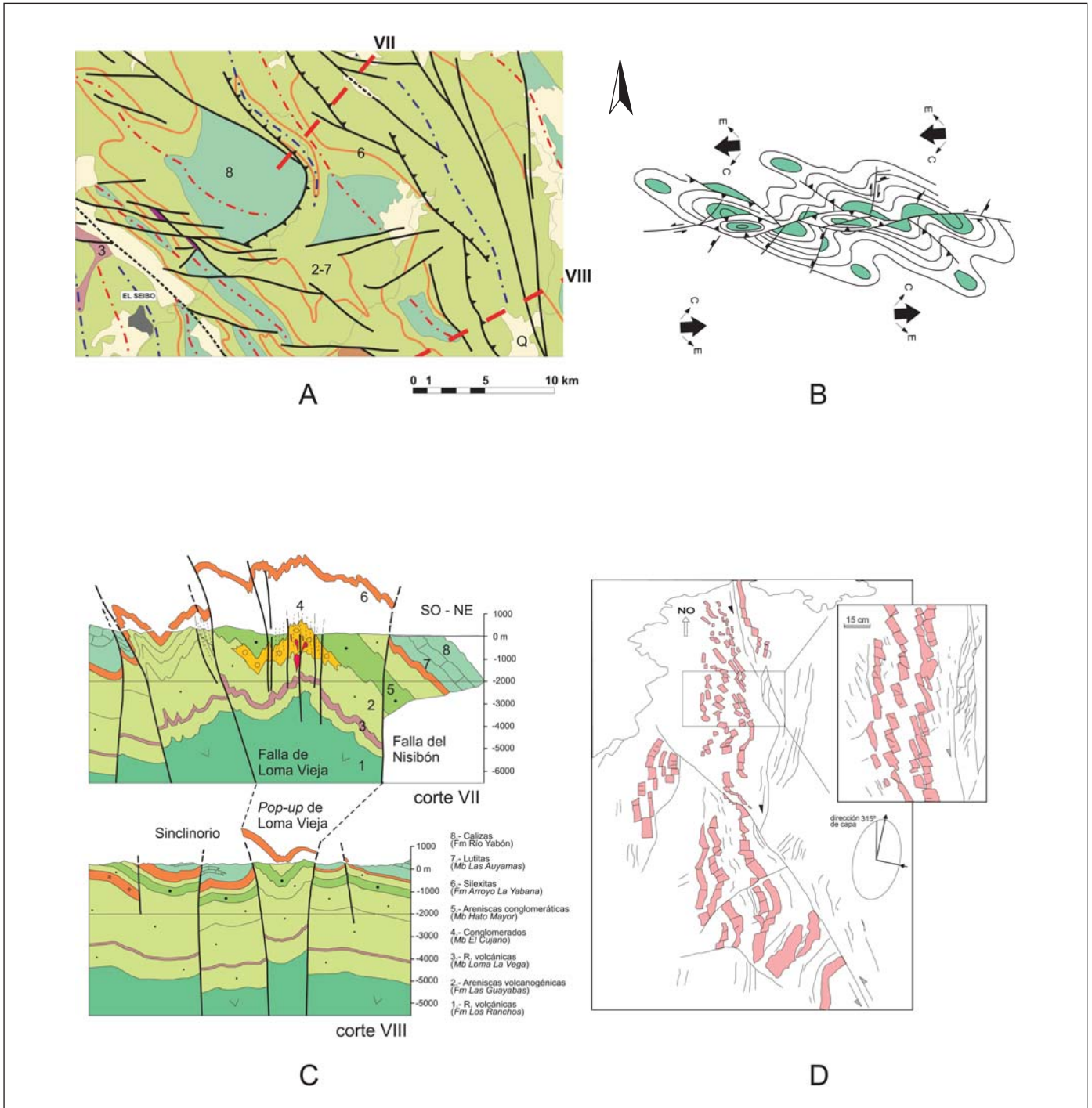


Fig. 10. (A) Semi-anticlinales y semi-sincliniales en el bloque nordeste de la falla del Yabón, cortados por fallas dexas en dirección; (B) Modelo de arcilla de Harding y Lowell (1979) que muestra estructuras similares a las observadas; (C) Variación norte-sur del perfil del pop-up de Loma Vieja debido a una disminución del acortamiento subperpendicular a la superficie axial del pliegue (situación en figura 6); (D) Boudins en relevo en capas competentes de caliza rodeadas por arenisca fina incompetente del Campaniense, que indican una extensión oblicua dextra respecto a las capas plegadas. La extensión es resultado de cizallas levógiras cercanas a la zona de desplazamiento principal de la falla del Yabón. El techo se sitúa a la izquierda. Situación en la Fig. 9a

Fig. 10. (A) Half-anticlines and half-synclines in the northeastern block of the Yabón fault cut by dextral strike-slip faults; (B) Analogy to a clay model (after Harding and Lowell, 1979); (C) North-south variation in section profile in the Loma Vieja pop-up, due to a diminution of shortening subperpendicular to the fold axial surface (see figure 6 for location); (D) Boudins 'en echelon' developed in competent limestone beds surrounded by more incompetent fine-grained sandstone (Campanian), indicative of dextral oblique extension. The extension results from left-lateral shears in the vicinity of the PDZ of the Yabón fault. Top is to the left. Location in Fig. 9a

y anfíbol secundario, jaspes, tufitas silíceas y calizas pelágicas del eoceno inferior. Los datos de este estudio cuestionan la existencia de calizas englobadas por serpentinita foliada y descartan que se trate de un complejo caótico estratiforme del tipo olistostroma, como propone Bourdon. Primero, las brechas observadas de clastos de caliza del Campaniense son siempre periféricas al cuerpo de serpentinita e indentadas con areniscas del Maastrichtiense; y segundo, tanto en la Loma El Peñón como en los afloramientos de serpentinita de menores dimensiones, las rocas ultrabásicas producen una señal intensa en el mapa aeromagnético (Fig. 7b), indicando que se trata de intrusiones que se prolongan verticalmente hacia el subsuelo.

La textura y composición petrográfica de los cuerpos ultrabásicos menos transformados a serpentinitas han sido estudiadas en lámina delgada. Se observan rocas peridotíticas de tonos pardos y violáceos,

de textura holocristalina, granuda de grano medio a grueso, fanerítica e inequigranular, generalmente poco foliadas. Aunque al microscopio la textura ígnea del protolito se conserva en zonas, su mineralogía ha sido completamente reemplazada a un agregado de minerales del grupo de la serpentinita. En las muestras analizadas se distinguen serpentinitas de dos tipos texturales: granudas y foliadas. Las primeras están formadas por agregados milimétricos fracturados, pseudomorfos de olivino y piroxenos; las segundas están constituidas por un agregado foliado de menor cristalinidad, consecuencia de la orientación subparalela de las fibras de serpentinitas. En algún caso se han conservado hiladas de espinela y posiblemente cromita, que definen una fábrica planar, aunque están bastante reemplazadas y alteradas a óxidos pardos de Fe-Ti. En ambos tipos, el agregado mineral se observa muy fracturado, con recristalización en las grietas de minerales opacos también

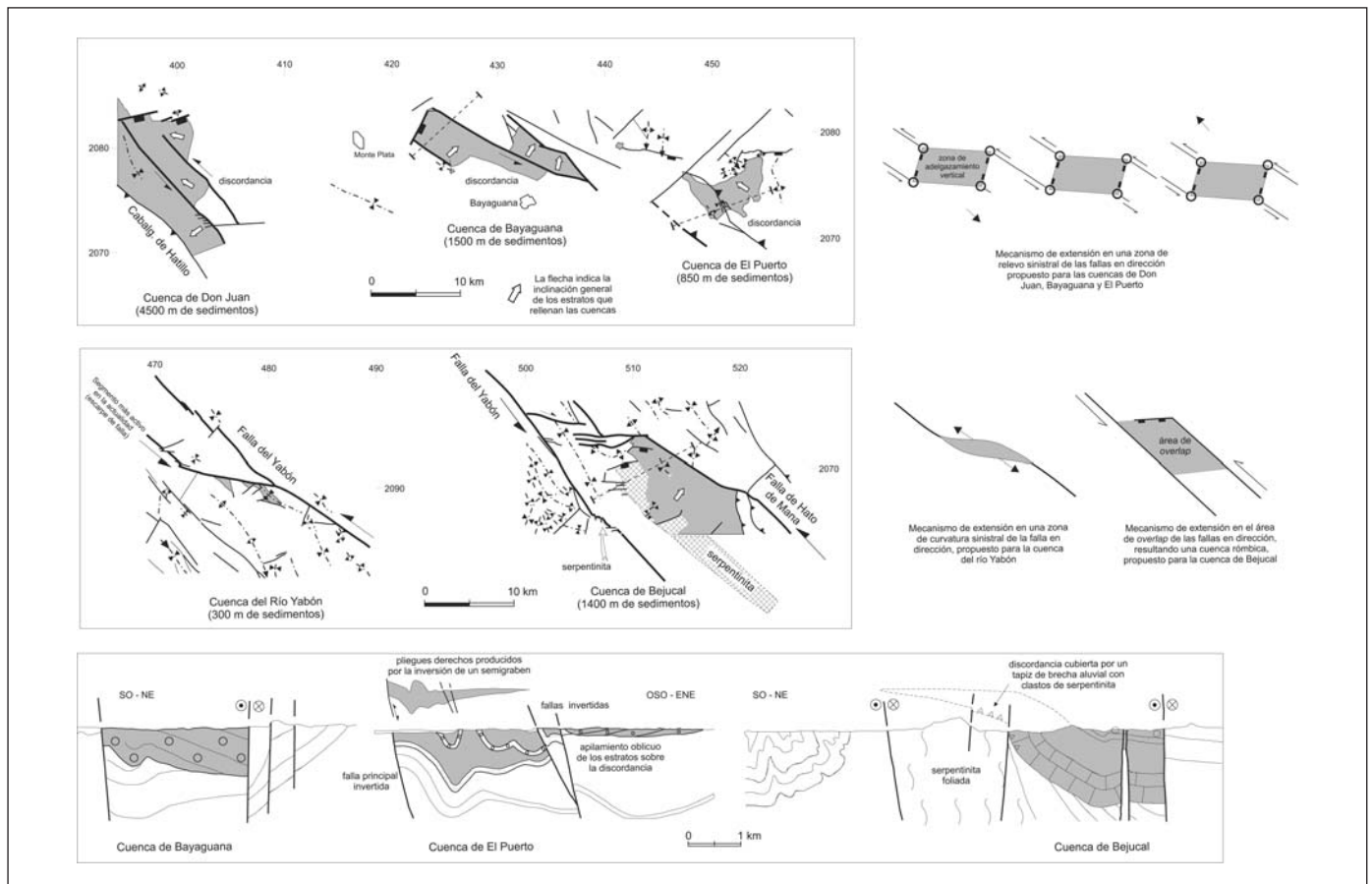


Fig. 11. Vistas en planta y en perfil de las cuencas transtensivas paleógenas de la Cordillera Oriental y de las principales fallas responsables de su formación (explicación en el texto)
 Fig. 11. Plan and profile views of the paleogene transtensive basins in the Oriental Cordillera and main basin-forming faults (see text for explanation)

secundarios. Corresponden a metaperidotitas procedentes de un manto empobrecido por extracción de fundidos basálticos.

La localización próxima a la falla del Yabón de las principales intrusiones y su posición en el margen de una cuenca paleógena trastensiva (ver apartado siguiente) sugieren un mecanismo de emplazamiento como intrusiones frías tectónicas (protrusiones) por extensión local de la corteza en la zona de falla, tal vez acompañada de diapirismo, un mecanismo similar al propuesto por Draper y Nagle (1991) y Pindell y Draper (1991) en la Cordillera Septentrional de La Española.

Cuencas transtensivas

Cinco cuencas de pequeñas dimensiones, rellenas por sedimentos paleógenos, se hallan distribuidas a lo largo del flanco meridional del antifforme, sobre un substrato cretácico previamente plegado y erosionado (Fig. 11). Los primeros depósitos son conglomerados aluviales, provenientes de los relieves adyacentes a las fallas. Por encima de estos conglomerados yacen generalmente calizas, areniscas y conglomerados marinos con diferencias estratigráficas y heterocronía indicativas de una evolución independiente (Fig. 2).

La cuenca de Don Juan está plegada en sinclinal y limitada por fallas de dirección N140 y N070 que desplazan sistemáticamente de forma levógira la discordancia que se halla por encima de los materiales del Cretácico superior. El relleno de los diferentes compartimentos está basculado con direcciones de buzamiento variables entre N275 y N225. Al este, la cuenca de Bayaguana está limitada por fallas orientadas N315 y N030, con estratos rotados hacia las fallas. Más al este, el afloramiento de conglomerados paleógenos de El Puerto se interpreta confinado por fallas E-O y NE-SO con desplazamiento revertido. Cada paquete de conglomerados paleógenos termina en el subsuelo contra la superficie de discordancia, determinando el desplazamiento del centro de sedimentación hacia el oeste. Esta disposición se interpreta por la elevación sin-deposicional del borde oriental del afloramiento, que sería indicativa de plegamiento contemporáneo con la extensión, y por la existencia de un paleorelieve en el borde occidental, sobre el que se acuan los conglomerados. Vistas en conjunto, estas tres cuencas se disponen remarcablemente escalonadas en una zona de relevo sinistral de las fallas en dirección. La gran cantidad de subsidencia que generan estas cuencas puede explicarse de acuerdo con el modelo transtensivo de Harland

(1971) y de Sanderson y Marchini (1984) por el adelgazamiento vertical de la corteza en la zona de relevo.

Otras dos cuencas paleógenas se sitúan adyacentes a la falla del Yabón. La más septentrional, denominada del Río Yabón, es de pequeñas dimensiones y se sitúa en la zona de entronque entre un segmento rectilíneo actualmente poco activo de la falla y otro más activo que está doblado favorablemente al movimiento. Más al sur, la cuenca de Bejucal se ha formado en la zona de *overlap* entre la falla del Yabón y otra importante falla levógira paralela (falla de Hato de Mana). El margen sudoeste de la cuenca es una intrusión de serpentinita que forma un alto estructural y controla la distribución de los sedimentos del Maastrichtiense-Paleoceno.

Modelo de deformación

Como se expresó en el capítulo de introducción, el análisis estructural de este trabajo parte de una síntesis cartográfica de la Cordillera Oriental (Figs. 4, 5, 6 y 7) que no considera las unidades tectónicas y estratigráficas de 'El Seibo y El Oro' definidas por Bourdon (1985). En esencia, lo que propone Bourdon es un modelo de deformación pelicular, con un imbricado de pliegues y cabalgamientos dirigido hacia el norte enraizado en la zona de subducción. En contraste, en este trabajo se propone un modelo de deformación de piel gruesa, con un engrosamiento general de la corteza acomodado por fallas de alto ángulo que combinan movimiento en dirección e inverso, y pliegues orientados oblicuamente a las fallas. Solo localmente existe adelgazamiento de la corteza con localización de cuencas limitadas por fallas.

La superposición en la cordillera de estructuras con distintas orientaciones indica que se trata de un modelo de deformación complejo. La deformación progresiva ocurrida en 65 Ma se ha categorizado en dos etapas: 1) Una primera etapa durante el Cretácico superior (Fig. 12a), con el crecimiento del antifforme, y 2) una segunda etapa entre el Cenozoico y la actualidad (Fig. 12b) con la formación de una serie de estructuras oblicuas superpuestas al antifforme.

La estructura antiformal se caracteriza porque su línea de charnela forma un ángulo bajo con el límite de placas del norte de La Española y porque ocupa un área de deformación transpresiva homogénea. Aunque la relación del eje corto de la elipse de deformación respecto al movimiento de la placa no se conoce y posiblemente no es paralela, el ángulo aproximado de convergencia que se deduce puede ser elevado. Las fallas de la Bahía de Samaná cortan, sin embargo, la línea de charnela del antifforme, lo que

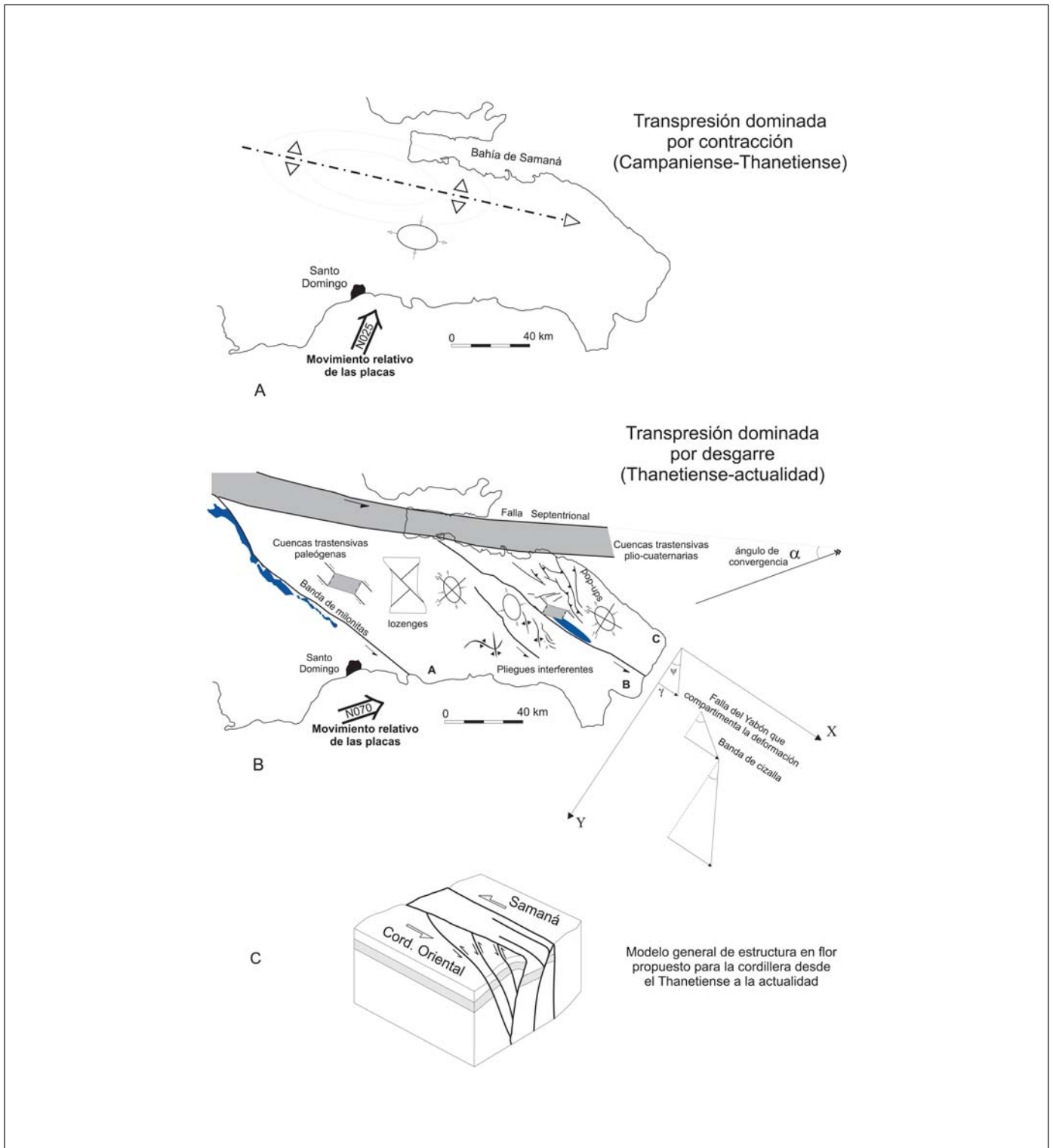


Fig. 12. Modelo de deformación en dos episodios de la Cordillera Oriental. (A) Modelo de transpresión homogénea dominada por la contracción y la elipse de deformación correspondiente; (B) Modelo transpresivo particionado con los principales tipos de estructuras y los cambios de orientación de la elipse de deformación en los diferentes compartimentos; (C) Diagrama conceptual del modelo particionado como una estructura positiva en flor

Fig. 12. Deformation model of the Oriental Cordillera in two stages; (A) homogeneous, contraction-dominated, transpressive model and strain ellipse; (B) partitioned transpressive model showing the main types of structures and the change in orientation of the strain ellipse in the different compartments; (C) Conceptual block diagram of the partitioned model as a positive flower structure

constituye un primer indicio de que durante la evolución de la zona de cizalla no se mantienen las condiciones limítrofes en el modelo.

La deformación en la segunda etapa estaría controlada por fallas en dirección orientadas NO-SE, usadas en la figura 12b como referencia de coordenadas para analizar los cambios de elongación en los distintos compartimentos. El compartimento A está caracterizado por dos familias de cizallas conjugadas a ángulos casi ortogonales, la principal orientada NO-SE, y por escasos pliegues creados en conjunción con las cizallas. Es, no obstante, un área poco homogénea con sectores de concentración de fallas donde se localizan las cuencas trastensivas. El compartimento B corresponde a una banda de cizalla de 15 km de ancho, orientada NO-SE entre la falla del Yabón y una falla secundaria paralela. Los pliegues en relevo escalonado se disponen a ángulos de 20-45° respecto a las

cizallas y la deformación progresiva está acompañada de rotación levógira de los pliegues hacia las fallas, ejemplificada por el sinclinatorio del Algodón. El compartimento C es el de mayor elevación topográfica y mayor acortamiento, con pliegues y fallas en dirección alineadas con la falla del Yabón y fallas inversas oblicuas a estas últimas. Se aprecia que el eje mayor de la elipse de deformación tiende a un paralelismo con el eje de referencia X a medida que nos movemos hacia el este de la cordillera, indicativo de que para cada compartimento sucesivo la componente del desplazamiento normal a la cizalla (paralela al eje Y) se incrementa respecto a la componente del desplazamiento paralela a la cizalla. En el modelo de la figura 12b, 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

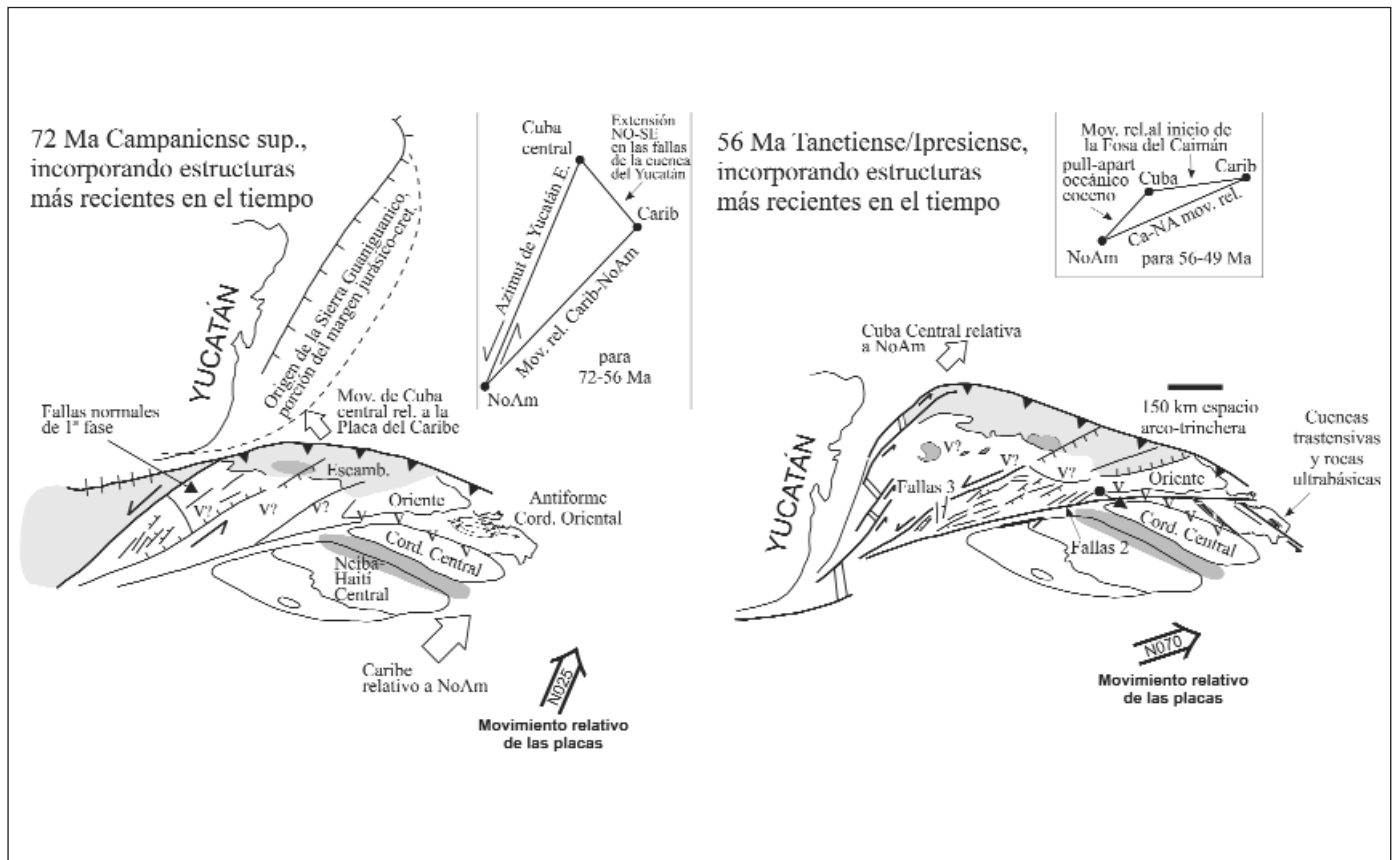


Fig. 13. Posición de la Cordillera Oriental contigua a la extremidad de Cuba, dibujada sobre la reconstrucción de Pindell *et al.* (2005). A destacar la rotación hacia el este del vector de convergencia de las placas alrededor del Maastrichtiense, en concordancia con nuestros datos, obtenidos independientemente a partir del análisis de la deformación de las rocas

Fig. 13. Location of the Oriental Cordillera plotted next to Cuba on the reconstruction of Pindell *et al.* (2005). Notice the rotation to the east of the convergence vector around the Maastrichtian in concordance with our data obtained from rock deformation analysis

lateralmente hacia el sureste como una estructura positiva en flor (Fig. 12c).

Comparando con el modelo transpresivo particionado de Sanderson y Marchini (1984) y con los experimentos de transpresión (ej. Tikoff y Peterson, 1998), se infiere que el vector de convergencia de placas en el Cenozoico tendría una dirección próxima al actual de N070, determinado directamente a partir de medidas de GPS (DeMets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). Queda por determinar, sin embargo, si el este de la isla de La Española ha experimentado rotaciones en el Neógeno, como la vecina isla de Puerto Rico, que ha rotado 25° contra-reloj con un eje en el Pasaje de la Mona, situado entre las dos islas (Mann *et al.*, 2002). A este respecto, los datos paleomagnéticos adquiridos en el este y centro de La Española por Vincenz y Dasgupta (1978) muestran rotaciones significativas, pero se necesita cautela antes de generalizarlas, ya que fácilmente puede tratarse de bloques discretos rotados, a la imagen de los descritos en este artículo.

Precisión de la edad del cambio del vector de convergencia entre las placas del Caribe y Norteamérica y su significación tectónica

En el capítulo anterior se ha propuesto que la superposición de estructuras en las rocas de la Cordillera Oriental puede resultar de un cambio de una situación de acortamiento homogéneo, a una situación transpresiva particionada y que este cambio estaría inducido por una disminución del ángulo de convergencia entre las placas del Caribe y Norteamérica. La precisión de que la dirección de la convergencia comenzó a cambiar antes del Thanetiense, posiblemente cerca del límite Maastrichtiense/Paleoceno, se basa en la elevación y erosión de la cuenca de ante-arco del Cretácico superior plegada en el anti-forme y la resedimentación del material erosionado (Fm Don Juan y otras, Fig. 2) en las cuencas trans-tensivas de nueva formación.

Una disminución del ángulo de la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamérica entre el Campaniense y el Eoceno inferior ya había sido inferida indirectamente por la casi extinción del vulcanismo de arco en las cordilleras Central y Oriental (Bourdon, 1985, Mann *et al.*, 1991) y más precisamente por la datación en 50 Ma de la primera corteza oceánica en la fosa rómbica del Caimán (Rosencrantz *et al.*, 1988). Si bien la edad pre-Thanetiense registrada en la Cordillera Oriental precede en un mínimo de 8 Ma a la formación de la corteza oceánica en el Eoceno inferior, es acorde con la edad más antigua atribuida a las estructuras peri-

féricas de la fosa, que fueron las primeras en formarse (Rosencrantz *et al.*, 1988).

De acuerdo con la restitución paleogeográfica de Pindell *et al.* (2005) reproducida en la figura 13, la Cordillera Oriental Dominicana era, en el lapso de tiempo considerado, adyacente a la extremidad oriental de la isla de Cuba. Si esta restitución es correcta, el terreno contenido en Cuba puede haber experimentado el mismo proceso de deformación que la Cordillera Oriental Dominicana y contener estructuras comparables.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto de cartografía geotemática de la República Dominicana financiada por el programa SYSMIN de la Unión Europea (2002-2004). Los autores agradecen a Josep María Casas y a Paul Mann sus revisiones críticas del manuscrito.

Referencias

- Blesch, R.R. 1966: *Mapa geológico preliminar de la República Dominicana 1/250.000*, Unión Panamericana.
- Boisseau, M. 1987: *Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); Un édifice de nappes Crétacé polyphase*. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 200p.
- Bourdon, L. 1985: *La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); Un arc insulaire Crétacé polystructure*. Tesis Doctoral, Universidad Pierre et Marie Curie, Paris, France, 203p.
- Bowin, C. 1966. Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En: Hess, H. (Ed.), *Caribbean geological investigations*. Geological Society of America, 98, p. 11-84.
- Bowin, C. 1975. The geology of Hispaniola, En: Naim, A. y Stehli, F. (Eds.), *The ocean basins and margins; v.3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*. New York, Plenum Press, p. 501-552.
- 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*, v.106, 6, 1-8.
- De la Fuente, S. 1976. *Geografía Dominicana*. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.
- 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.
- Díaz de Neira, J.A. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-I (Miches) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 119p.

- 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, 125p.
- 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, 174p.
- Douglas, R.C. 1961. Orbitolinas from Caribbean Islands. *Journal of Paleontology*, 35, 3, p. 475-479.
- 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.; Gutiérrez, G y Lewis, J.F. 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12), p.1143-1146.
- Edgar, N.T. 1991: Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern 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. 281-299.
- Fossen, H. y Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and trarstension, and application to tectonic settings. In: Holsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds). *Continental Transpressional and Trarstensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 15-33.
- Gabb, W.M. 1881. On the topography and geology of Santo Domingo, *Am. Philos. Soc. Trans.*, n.s., XV, p. 49-259.
- García-Senz, J. 2004a. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-III (Hato Mayor del Rey) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 115p.
- García-Senz, J. 2004b. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6472-III (Rincón Chavón) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 79p.
- García-Lobón, J.L. y Rey Moral, C. 2003: Magnetismo y radiación gamma natural de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero de España*, 115, 153-168.
- 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, 175-194.
- Harding, T.P. y Lowell, J.D. 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hidrocarbon 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. 2004. *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.
- 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.
- Lebrón, M.C. y Mann, P. 1991. Geologic map of the eastern Dominican Republic. En: P. Mann, G. Draper and J. Lewis (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, scale 1:150.000.
- Lebrón, M.C. y Perfit, M.R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, V. 229, p. 69-100.
- 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. 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., 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.
- McCann, W.R. y Sykes, L.R. 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.4493-4519.
- Monthel, J. 2004a. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-II (El Seibo) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 132p.
- Monthel, J. 2004b. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6472-IV (Las Lisas) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 128p.
- Monthel, J. 2004c. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-IV (El Valle) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 156p.
- Monthel, J. y Capdeville J.P. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-II (Bayaguana) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 146p.
- Monthel, J., Nadège, N., Fondeur, L. y Genna, A. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-IV*

- (Sabana Grande de Boyá) y Memoria correspondiente. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 151p.
- Moore, J. McM. 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *Journal geol. Soc. London*, 136, p.441-454.
- Pindell, J.L. y Draper, G. 1991. Stratigraphy and Geological history of the Puerto Plata area, 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.97-114.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G. y 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 Lallemant, H.G., and Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*: Geological Society of America Special Paper, 394, 7-52.
- Rosencrantz, E., Ross, M.I. y Sclater, J.G. 1988. Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v.93, p.2141-2157.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, v.6, 5, 449-458.
- Schreurs, G. y Colletta, B. 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. En: Holsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds.) *Continental Transpressional and Trastensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 59-79.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p.1666-1703.
- Tikoff, B. y Peterson, K. 1998. Physical experiments of transpressional folding. *Journal of Structural Geology*, 20, 6, 661-672.
- Toloczyki, M. y Ramírez, L. 1991. Mapa geológico de la República Dominicana 1:250.000. Secretaría de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geográfico Universitario, Santo Domingo, D.N. (en cooperación con Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania).
- Vincenz, S.A. y Dasgupta, S.N. 1978. Paleomagnetic study of some Cretaceous and Tertiary rocks on Hispaniola. *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p.1200-1210.

Recibido: febrero 2006

Aceptado: marzo 2007