



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO  
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

**ESCALA 1:50 000**

**HIGUEY  
(6471-I)**

**Santo Domingo, R.D., Enero 2007/Diciembre 2010**

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN-II de desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

#### CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Eric Lasseur (BRGM)
- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

#### MICROPALEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, France)

#### PETROGRAFÍA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escude Viruete (IGME)

#### SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

#### GEOMORFOLOGÍA

- Ing. José Mediato Arribas (INYPSA)

#### TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

## INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

## DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

## DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter, director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del Programa SYSMIN-II

## EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Prof. Andrés Pérez Estaún (Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

- Ing. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Profesor Andrés Pérez Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a mejorar la calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que, en el Servicio Geológico Nacional, existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones,
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras,
- Mapa de muestras,
- Lugares de Interés Geológico.

En el Proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de La Romana (6471) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de La Romana (6471) y Memoria adjunta,
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta.

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana,
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas (Hojas de El Salado, La Vacama, Guaymate, Ramón Santana y Salvaléon de Higüey),
- Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,

- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

## RESUMEN

La Hoja a escala 1:50 000 de Higüey (6471-I) está localizada en la esquina de los flancos Sur y Este de la Cordillera Oriental.

El substrato del Cretácico Superior aflora en la esquina NO de la Hoja. Está compuesto por turbiditas silici-clásticas de la Fm Las Guayabas y las turbiditas limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón. Las dos formaciones están naturalmente separadas por las silexitas de Arroyo La Yabana que afloran solamente al NE de La Otra Banda.

Más de  $\frac{3}{4}$  partes del territorio de la Hoja está compuesto por los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno, característicos de la Llanura Costera del Caribe. Estos constituyen un recubrimiento tabular principalmente formado por calizas bioclásticas y margosas, con corales, de la Fm Los Haitises. Las calcarenitas del Complejo litoral fósil superior de la Fm La Isabela están representadas en la esquina NE de la Hoja, adosadas al escalón de la falla NO-SE de El Caracol.

Desde el Pleistoceno, esta cobertera carbonatada está afectada por alteración meteórica. Dos principales tipos de recubrimientos cuaternarios han sido determinados. Están relacionados con un gran abanico de baja pendiente donde la fuente está situada en el límite NO de la Hoja, en los relieves de la Cordillera Oriental. La parte alta está compuesta de material grosero con gravas, arenas y limos, mientras que la parte baja es esencialmente arcillo-limosa. En las arcillas de decalcificación, las diferentes facies constituyen una película de algunos metros de potencia que favorece el cultivo intensivo de la caña de azúcar.

Los diferentes terrenos están afectados por una red de fracturación NO-SE, en relación con la Zona de Falla del Río Yabón.

Los recursos de agua se investigan principalmente en la interfase entre el substrato Cretácico y la cobertera carbonatada Plio-Pleistocena.

## ABSTRACT

The 1:50,000-scale Higüey map area (Sheet 6471-I) is at the hinge of the southern and eastern flanks of the Eastern Cordillera.

The Late Cretaceous substratum, exposed in the northwestern corner of the area, consists of siliciclastic turbidite of the Las Guayabas Formation and silty-carbonate turbidite of the Río Chavón Formation. These two formations are naturally separated by the Arroyo La Yabana silexite which marks the only hill of the map area, just northeast of La Otra Banda.

More than  $\frac{3}{4}$  of the area is underlain by Pliocene-Pleistocene sediments characteristic of the Caribbean Coastal Plain. They form a tabular cover consisting mainly of Los Haïtises Formation bioclastic and marly coral limestone. Calcareenite of the upper fossil coastal complex of the La Isabela Formation is present in the northeastern corner of the area, abutting the NW-SE El Caracol Fault scarp.

This carbonate cover has been weathered since the Pleistocene and two main types of Quaternary overburden are distinguished. They are associated with a major colluvial fan that begins in the Eastern Cordillera beyond the map's northwestern boundary. The upstream part is composed of coarse material with gravel, sand and loam, whereas the downstream part is mainly silty clay. With the decalcification clays, these different facies form a skin, several metres thick, suitable for the intensive cultivation of sugarcane.

The different terrains are affected by a NW-SE fault system associated with the Río Yabon Fault Zone.

Water resources are mainly to be found at the interface between the Cretaceous substratum and the Plio-Pleistocene carbonate cover.

## INDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1	Situación geográfica .....	2
1.2	Marco geológico regional .....	3
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	7
1.4	Metodología .....	8
<b>2</b>	<b>ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....</b>	<b>12</b>
2.1	Rocas eruptivas.....	13
2.1.1	<u>Andesitas (1) .....</u>	<u>13</u>
2.2	El Cretácico Superior .....	13
2.2.1	<u>Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano- paralelas (2). Coniaciano-Santoniano. K<sub>2</sub>.....</u>	<u>16</u>
2.2.2	<u>Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Brechas y conglomerados poligénicos, areniscas gruesas (3). Coniaciano-Santoniano. K<sub>2</sub>.....</u>	<u>18</u>
2.2.3	<u>Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (4). Santoniano. K<sub>2</sub>. _____20</u>	<u>20</u>
2.2.4	<u>Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Alternancia de capas finas de areniscas, pelitas laminadas y micritas (5). Santoniano - Maastrichtiano. K<sub>2</sub>.....</u>	<u>21</u>
2.2.5	<u>Fm Río Chavón. Alternancia de limolitas y lutitas carbonatadas con capas de calizas (6). Campaniano - Maastrichtiano. K<sub>2</sub> . .....</u>	<u>22</u>
2.3	La Formación Los Haitises, Plioceno-Pleistoceno Inferior .....	25
2.3.1	<u>Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas y calizas margosas (7). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>.....</u>	<u>26</u>
2.3.2	<u>Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas con corales (8). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>.....</u>	<u>26</u>

2.3.3	<u>Fm Los Haitises. Calcarenitas (9). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>.....</u>	<u>27</u>
<b>2.4</b>	<b>La Formación La Isabela en la Llanura Costera del Caribe oriental, Pleistoceno.....</b>	<b>27</b>
2.4.1	<u>Complejo litoral fósil superior. Capas de calcarenitas laminadas y/o con estratificación entrecruzada (10). Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>.....</u>	<u>29</u>
2.4.2	<u>Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas y areniscas calcáreas con estratificaciones de alto ángulo (11). Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>.....</u>	<u>30</u>
<b>2.5</b>	<b>Las Formaciones superficiales cuaternarias.....</b>	<b>32</b>
2.5.1	<u>Abanicos aluviales, coluvión y glacis. Cantos, gravas, arenas y limos (12). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>32</u>
2.5.2	<u>Paleo-zona endorreica. Arcillas y limos (13). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>34</u>
2.5.3	<u>Fondo de dolina. Arcillas rojas de descalcificación (14). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>34</u>
2.5.4	<u>Laguna. Lutitas (15). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>34</u>
2.5.5	<u>Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y limos (16). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>34</u>
2.5.6	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (17). Holoceno. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>35</u>
2.5.7	<u>Antrópico. Basurero (18). Actual. Q<sub>4</sub>.....</u>	<u>35</u>
<b>3</b>	<b>GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS .....</b>	<b>36</b>
3.1	<b>Metodología y Técnicas Analíticas.....</b>	<b>36</b>
3.2	<b>Asociación plutónica de la Curtiembre.....</b>	<b>39</b>
3.2.1	<u>Introducción.....</u>	<u>39</u>
3.2.2	<u>Descripción de los materiales.....</u>	<u>39</u>
<b>4</b>	<b>TECTÓNICA.....</b>	<b>46</b>
4.1	<b>Marco geodinámico .....</b>	<b>46</b>
4.2	<b>Estructura de la Cordillera Oriental.....</b>	<b>49</b>

4.3	<b>Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “Higüey”</b> .....	<b>61</b>
<b>5</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>63</b>
5.1	<b>Análisis geomorfológico</b> .....	<b>63</b>
5.1.1	<u>Estudio morfoestructural</u> .....	<u>63</u>
5.1.2	<u>Estudio del modelado</u> .....	<u>65</u>
5.2	<b>Evolución e historia geomorfológica</b> .....	<b>69</b>
<b>6</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	<b>72</b>
<b>7</b>	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	<b>79</b>
7.1	<b>Hidrogeología</b> .....	<b>79</b>
7.1.1	<u>Datos climáticos</u> .....	<u>79</u>
7.1.2	<u>Red hidrográfica</u> .....	<u>80</u>
7.1.3	<u>Naturaleza e interés de los principales acuíferos</u> .....	<u>81</u>
7.2	<b>Recursos minerales</b> .....	<b>82</b>
7.2.1	<u>Indicios minerales</u> .....	<u>82</u>
7.2.2	<u>Roca madre de petróleo</u> .....	<u>82</u>
7.2.3	<u>Canteras de materiales</u> .....	<u>83</u>
<b>8</b>	<b>LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO</b> .....	<b>84</b>
8.1	<b>L.I.G. N° 1: Cantera de Valle Jina, Duna Eólica del Complejo litoral fósil superior</b> .....	<b>84</b>
8.1.1	<u>Croquis de situación</u> .....	<u>84</u>
8.1.2	<u>Contenido - Motivación</u> .....	<u>85</u>
8.1.3	<u>Acceso</u> .....	<u>85</u>
8.1.4	<u>Descripción</u> .....	<u>85</u>

## FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Higüey.....	4
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Higüey (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. <i>et al</i> – 2007). .....	4
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Higüey, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	10
Figura 4: Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana. ....	11
Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). ....	14
Figura 6: Nomenclatura estratigráfica usada por distintos autores para describir la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). ....	15
Figura 7: Corte sintético y disposición de las principales litofacies de la cobertera carbonatada del Plio-Pleistoceno.....	25
Figura 8: Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (Braga Alarcón J.C., 2009). ....	29
Figura 9 (a y b): Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama Si <sub>2</sub> O-FeO*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre. ....	42
Figura 10: (a y b) Diagramas de TiO <sub>2</sub> frente al Si <sub>2</sub> O y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce <i>et al.</i> (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990). ....	43
Figura 11: a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, Nb y (La/Yb)CN frente al MgO. ....	44
Figura 12: (a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega. ....	45
Figura 13: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002). ....	46
Figura 14: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002). ....	47
Figura 15: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998). ....	47
Figura 16: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998). ....	48
Figura 17: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han	

extraído de Dolan J.F. <i>et al.</i> (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná. ....	51
Figura 18: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.....	52
Figura 19: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999). ....	53
Figura 20: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). ....	56
Figura 21: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). ....	57
Figura 22: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz & Pérez-Estaún ,2008). ...	60
Figura 23: Esquema estructural del Mapa de Higüey.....	61
Figura 24: Corte geológico de la Hoja Higüey.....	62
Figura 25: Situación de la Hoja de Higuey en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.....	64
Figura 26: Perfil morfoestructural esquemático del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.....	64
Figura 27: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de 100.000 La Romana en el contexto de la Llanura Costera del Caribe occidental. ....	68
Figura 28: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.....	71
Figura 29: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow <i>et al.</i> (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler <i>et al.</i> , 1991; Bellon <i>et al.</i> , 1985). ....	73
Figura 30: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010). ....	76
Figura 31: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higüey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <a href="http://www.theweathernetwork.com">http://www.theweathernetwork.com</a> ). ....	79
Figura 32: Oscilaciones anuales del caudal del río Yuma (estación de aforo de El Mamey, 1968-1994). Comparación con la pluviometría en Higüey (mod. de Eptisa, 2004). ....	80
Figura 33: Croquis de situación del LIG 1. Canteras de Valle Jina, duna eólica del Complejo litoral fósil superior de la Fm La Isabela.....	84

## FOTOS

Foto 1: Desde el punto 89JM9056. Paisaje característico de la región de Higüey. En primer plano, ligeros relieves desarrollados sobre las turbiditas cretácicas de la Fm Las Guayabas. En segundo plano, la Llanura Costera del Caribe sobre la cobertera caliza Plio-Pleistocena. Higüey está centrada entorno de la catedral, destaca el campanario en forma de “cohetes espacial” en el centro de la misma. ....

12

Foto 2: Afl. 89JM9041. Conglomerado poligénico con bloques y cantos de limonita y silexitas. Destaca la intensa esquistosidad que afecta la matriz y los clastos del conglomerado.....	19
Foto 3: Afl. 89JM9002. Limolita silicificada de color beige rojizo, con bandas de silexitas negras. ....	20
Foto 4: Afl. 89EL9101. Calcarenitas con estratificación cruzada a techo de la Fm Los Haitises.....	27
Foto 5: Afl. 89EL9481. Duna fósil con láminas fuertemente inclinadas. El límite de cada lámina está marcado por una unión rubificada.....	31
Foto 6: Afl. 89EL9215. Abanico aluvial de conglomerados clasto-soportados.....	33
Foto 7: Afl. 89EL9736. Abanico aluvial matriz-soportado. ....	33

# 1 INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto de “Cartografía Geotemática en República Dominicana” y de dos ampliaciones.

El objetivo general del Proyecto consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50 000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100 000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Los dos ampliaciones del Proyecto original incluyen, entre otros trabajos, la elaboración de 20 hojas geológicas a escala 1:50 000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100 000:

- **Sabana Buey:** Sabana Buey (6070-I);

- **Baní:** Nizao (6170-I), Baní (6170-IV);
- **Santo Domingo:** Guerra (6271-I), Boca Chica (6271-II), Santo Domingo (6271-III), Villa Mella (6271-IV);
- **San Pedro de Macorís:** Ramón Santana (6371-I), Boca del Soco (6371-II), San Pedro de Macorís (6371-III), Los Llanos (6371-IV);
- **La Granchorra:** La Granchorra (6470-I), Mano Juan (6470-II);
- **La Romana:** Higüey (6471-I), San Rafael del Yuma (6471-II), La Romana (6471-III), Guaymate (6471-IV);
- **Juanillo:** Juanillo (6571-III), Pantanal (6571-IV);
- **Bávaro:** Bávaro (6572-III).

## 1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Higüey (6471-I) está situada en el límite Este de la Cordillera Oriental Dominicana (Figura 1). Es una región de morfología casi tabular en la que la altitud media está comprendida entre 50 y 100 m. Los únicos relieves están situados en la esquina NO de la Hoja, y se corresponden con afloramientos cretácicos de la Cordillera Oriental. El punto más alto (276 m) está localizado en la cima de la colina que culmina en La Otra Banda, este es visible desde kilómetros a la redonda debido a lo cual tiene numerosas antenas telefónicas.

La parte occidental de la Hoja es drenada por el río Duey, también denominado río Yuma aguas abajo. El caudal torrencial de este río, que nace en el núcleo de la Cordillera Oriental, es incrementado antes de alcanzar Higüey debido al río Quisibani. Aparte de estos ríos, la red hidrográfica se reduce a algunos arroyos ocasionales, desde los cuales el agua se infiltra en las calizas de la Llanura Costera del Caribe.

Salvaleón de Higüey es la capital de la Provincia de La Altagracia. Cuenta con más de 150 000 habitantes. Fundada en 1502 por orden de Nicolás de Ovando, es un importante

lugar de peregrinaje donde se venera a Nuestra Señora de la Altagracia, patrona de la República Dominicana. Se convirtió en el símbolo de la ciudad y cada 21 de Enero los peregrinos vienen desde todas las partes del país.

En Higüey, destaca la catedral de arquitectura moderna construida en los años 1950. Sin embargo el turismo es sin duda la principal fuente de capital: el personal que trabaja en los numerosos hoteles y resorts de la zona costera de Punta Cana viven en Higüey. A cualquier hora del día, la ciudad es surcada por los autobuses que mantienen el transporte de trabajadores a las residencias hoteleras. La carretera Higüey-Punta Cana, vía La Otra Banda, es una de las más transitadas de la República Dominicana. Este es el único eje de comunicación para la distribución de mercancías de todo tipo (alimentos, combustibles, etc.) a la zona costera y sus turistas.

La otra actividad económica está ligada a la caña de azúcar y a las ganaderías bovinas de la Central Romana Corporation. Con sus diferentes divisiones, la Central Romana emplea directamente a más de 25 000 personas, siendo así el mayor empleador privado de la República Dominicana. La compañía posee más de 200 000 acres de terreno haciéndolo el principal terrateniente del país. La contribución indirecta de esta empresa al empleo de la región es aún mayor, por lo que se ha convertido en la base de sustento económica de la Provincia y zonas aledañas. Las plantaciones azucareras están recorridas por una densa red de caminos bien mantenidos. El personal, en su mayoría de origen haitiano, se aloja en numerosos bateyes irregularmente repartidos a todo lo largo de las carreteras y de las plantaciones.

El clima tropical es cálido y muy húmedo, con un corto período seco entre Enero y Abril y con abundantes precipitaciones en Mayo. Este clima es responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso.

## **1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a

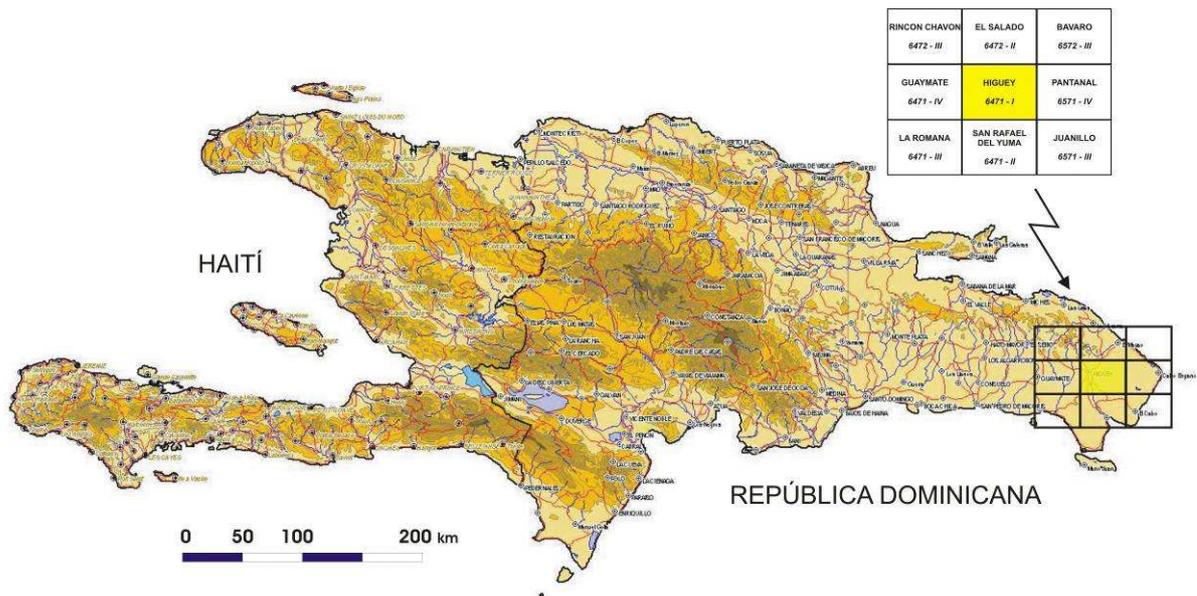


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Higüey.

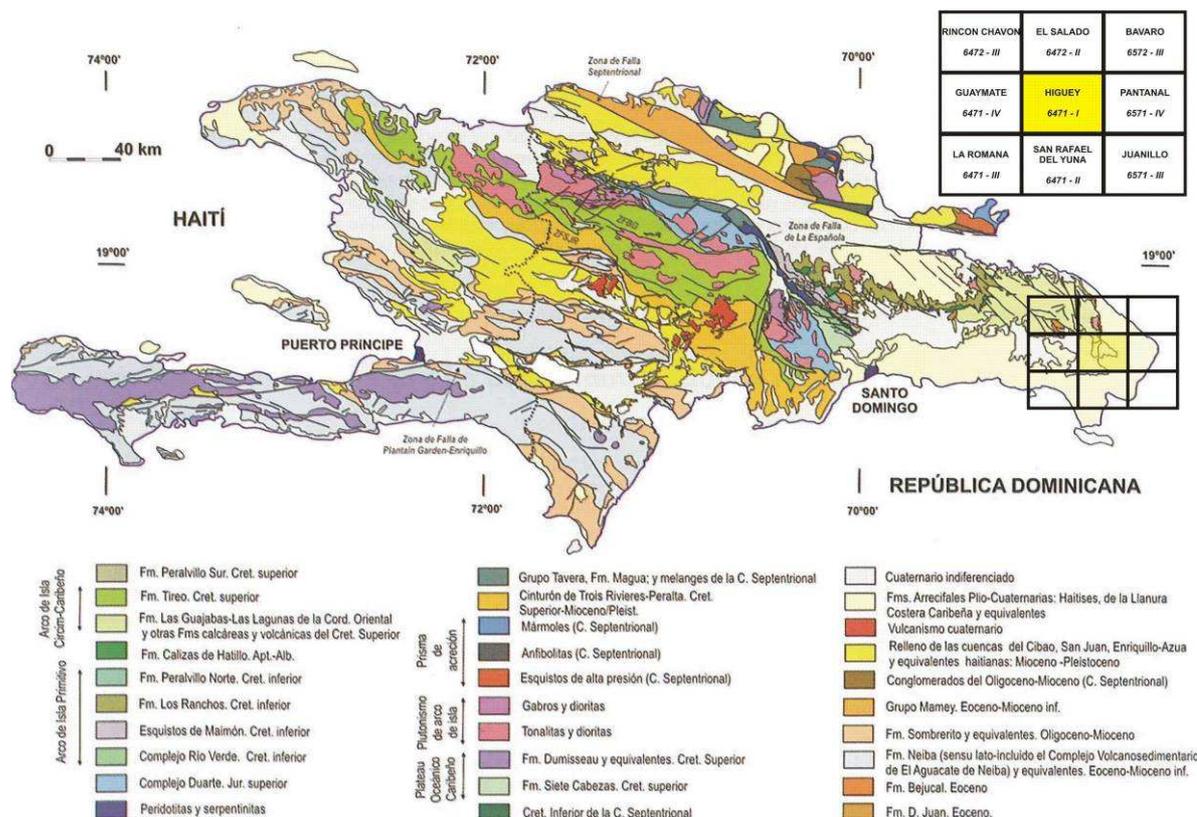


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Higüey (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. *et al* – 2007).

esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann P. *et al.*, 1991) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke K. *et al.*, 1980).

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?) - Cretácico Inferior (Mann P. *et al.*, 1991), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel J. L. y Barret S.F., 1990; Pindel J.L., 1994).

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne D.B. *et al.*, 1985; Masson D.G. y Scanlon K.M., 1991). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann P. *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo G., 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan J.F. *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann P. *et al.*, 1991) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La Cordillera Oriental es el bloque más extenso de rocas cretácicas (875 km<sup>2</sup> según Lebrón M.C. y Perfit M.R., 1994) de la aglomeración de terrenos que componen La Española (Mann P. *et al.*, 1991). El límite occidental es el cabalgamiento NO-SE de Hatillo que separa las rocas poco deformadas de la Cordillera Oriental de la banda de rocas de edad equivalente, pero fuertemente deformadas y con peridotita serpentizada (Peridotita de Loma Caribe), del Cinturón Intermedio (Bowin C., 1966). El límite norte rectilíneo son las fallas E-O de la Bahía de Samaná, que prolongan la cuenca del Cibao de La Española Central, donde se ha

acumulado un espesor considerable de sedimentos neógenos. Hacia el Sur y hacia el Este, la Cordillera Oriental termina enterrada bajo la plataforma de carbonatos plio-cuaternaria de la Llanura Costera del Caribe.

La mayor parte del espesor de la corteza de la Cordillera Oriental la forman varios kilómetros de rocas generadas en el Cretácico por acumulación de magma y sedimentos sobre la zona de subducción, en un arco de islas volcánico (Bowin C., 1975). Estas rocas incluyen lavas y rocas volcanoclásticas cubiertas por calizas de edad cretácico inferior, epiclastitas y otras rocas sedimentarias de edad cretácico Superior y granitoides intrusivos (plutones de El Valle y de Sabana Grande de Boyá).

Las series terciarias discordantes están dominadas por detríticos y carbonatos con una proporción de componentes de origen volcánico menor que las series cretácicas. El Paleógeno forma afloramientos discontinuos mientras que el Neógeno está representado por una plataforma de carbonatos que se extiende desde la bahía de Samaná hasta la costa del Caribe, y que desde su depósito, ha sido arqueada como un anticlinorio.

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión (García-Senz *et al.*, 2007). La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras 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). 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.

### 1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las primeras observaciones geológicas se remontan a finales del siglo XIX. (Gabb W.M., 1881) incluye un corte transverso de la Cordillera Oriental en el que interpreta correctamente 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 R.C., 1961; Blesch R.R., 1966) que culminan en la tesis de Bowin C. (1966) y su publicación posterior de 1975. Al final de esta etapa se conoce mejor el Cinturón Intermedio que la Cordillera Oriental, como muestra la cartografía de síntesis de Bowin C. (1975) donde la geología de la Cordillera Oriental se compone de un Cretácico indiferenciado, un Terciario reciente y afloramientos puntuales de rocas ígneas; y la estructura se reduce a medidas dispersas de orientaciones y a la traza cartográfica de dos fallas principales.

La tesis de Bourdon L. (1985), añade un detalle considerable al conocimiento de la Cordillera Oriental, principalmente en los aspectos estratigráficos, paleontológicos y en la petrología de las rocas ígneas. El mapa geológico 1:100 000 que la acompaña representa las formaciones más significativas y ha sido reproducido con pocos cambios en las cartografías de síntesis de Lebrón M.C. y Mann P. (1991) y de la Dirección General de Minería y el BGR alemán (Toloczyki M. y Ramírez I., 1991).

Los estudios temáticos en la Cordillera Oriental se centran en la geología y geoquímica de la Fm Los Ranchos debido a su contenido en metales preciosos (Informes internos de Falconbridge Dominicana, 1988; Kesler S.E. *et al.*, 1991; Russell N. y Kesler S.E., 1991 entre otros). Las rocas volcánicas del Cretácico Superior y el plutón de tonalita de El Valle han sido estudiados desde un punto de vista petrológico, geoquímico y geocronológico por Kesler S.E. *et al.* (1991); Bourdon L. (1985); Bellon H. *et al.* (1985); Lebrón M.C. (1989); Lebrón M.C. y Perfit M.R. (1993); Kesler S.E. *et al.* (1991).

Los trabajos cartográficos realizados en el marco del programa Sysmin (Proyecto L, 2002-2004) han hecho progresar considerablemente en conocimiento geológico de la Cordillera Oriental, con el levantamiento de 10 Hojas de escala 1:50 000. Estos trabajos han sido objeto de publicaciones de síntesis, en particular aquellos relativos a la estratigrafía del Cretácico superior (García-Senz J. *et al.*, 2007), con la génesis de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete J. *et al.*, 2007), en cuanto a tectónica (García-Senz J. *et al.*, 2007) y

finalmente aquellos que tratan la evolución geomorfológico de la cadena (Díaz de Neira J.A. *et al*, 2007). Han sido utilizados amplios extractos.

## 1.4 METODOLOGÍA

La cartografía geológica se realizó en Octubre 2008 y Marzo de 2009. Se apoyara en el estudio de fotos aéreas a escala aproximada de 1:30 000. Las imágenes de satélite de Google Earth, y los modelos numéricos del terreno (SRTM) accesibles vía Global Mapper, han sido igualmente de gran utilidad, particularmente para definir la geometría de las principales características morfológicas de la Llanura Costera del Caribe. Todos los afloramientos, así como los accesos utilizados en vehículo, se georeferenciaron utilizando sistemáticamente un GPS Garmin 60 (Figura 3). Los trabajos de gabinete se realizaron a medida que avanzaban la cartografía utilizando el logiciel Arcview y el soporte topográfico, a escala de 1:50 000 (Mapa Topográfico Nacional).

Se ha utilizado la información académica en forma de tesis y de publicaciones en revistas especializadas; informes internos de investigación minera y trabajos de hidrogeología aplicada.

Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (Proyecto SYSMIN, Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100 000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50 000 y Temáticas a escala 1:100 000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50 000, 2ª serie (MAGNA).

Las principales dificultades encontradas, durante la elaboración de la cartografía geológica, estuvieron ligadas a las pobres condiciones de los afloramientos, por el hecho del fuerte

recubrimiento vegetal, principalmente sobre toda la Llanura Costera del Caribe completamente recubierta por plantaciones de caña de azúcar.

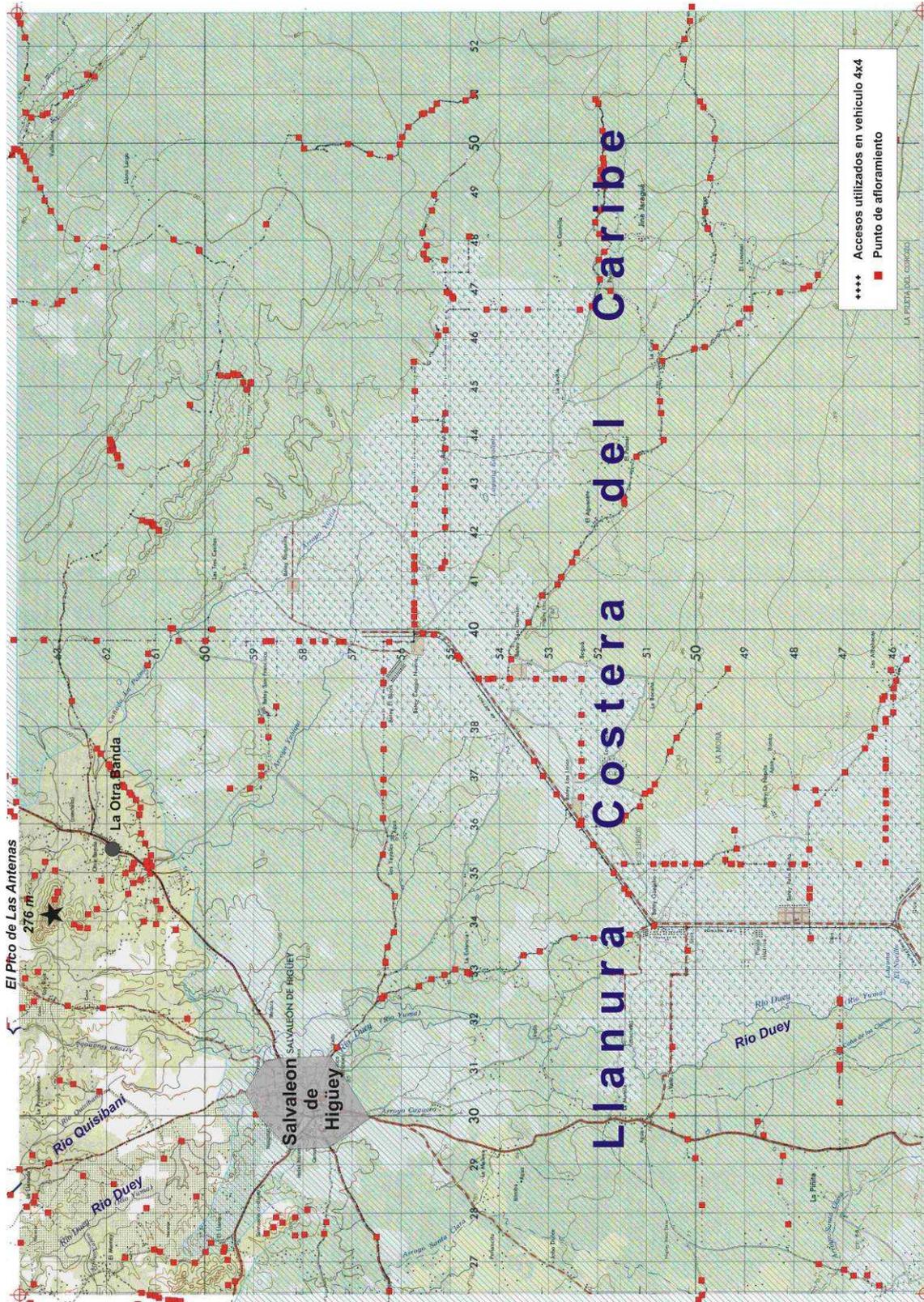
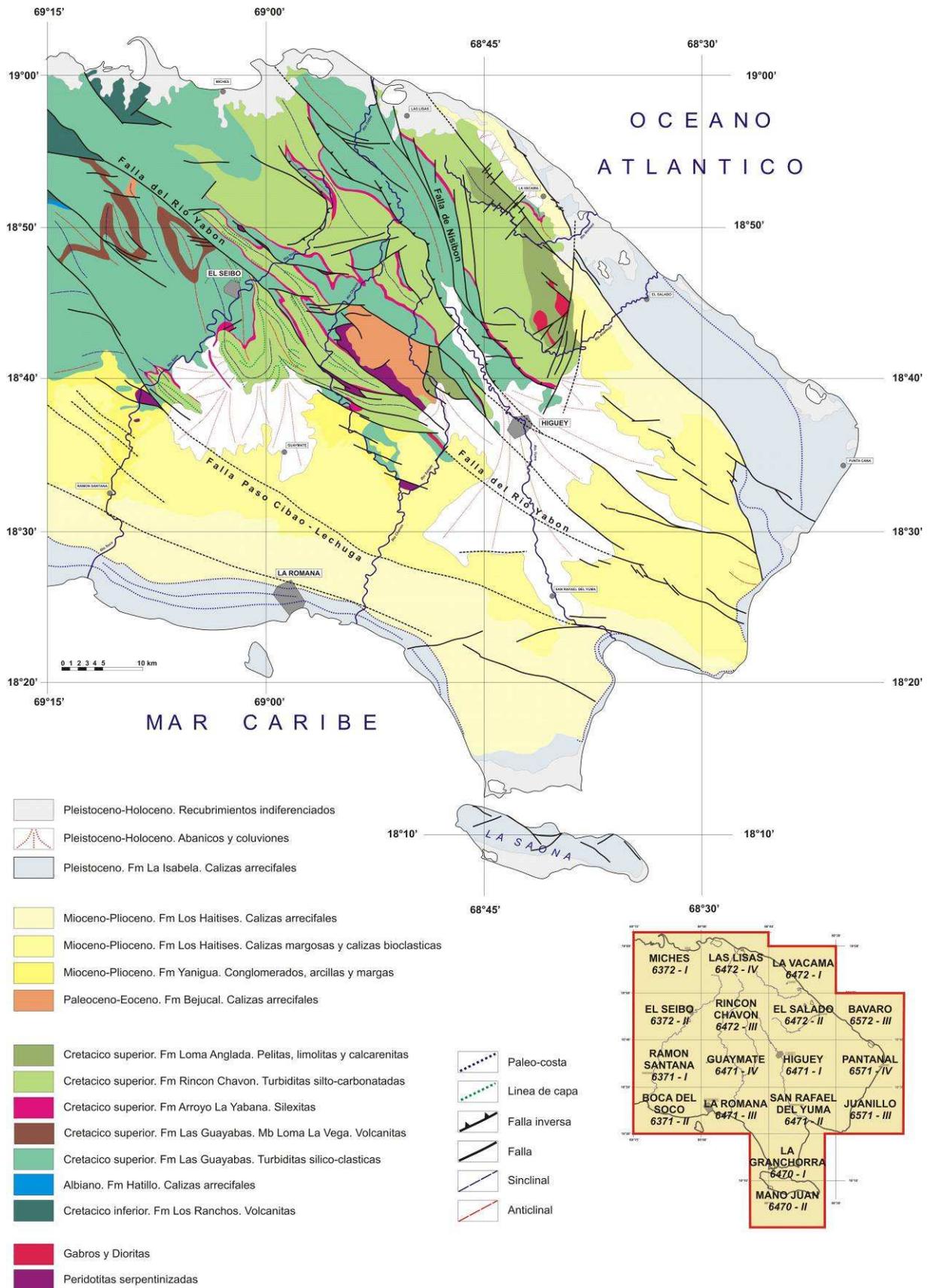


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Higüey, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.



## 2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

El territorio de la Hoja de Higüey se compone de dos grandes conjuntos naturales:

- La esquina NO pertenece a la Cordillera Oriental. Está constituido por las turbiditas silici-clásticas y carbonatadas del Cretácico Superior. El conjunto está cubierto por coluviones cuaternarios generados por la alteración de los relieves de la Cordillera.
- La Hoja se corresponde esencialmente con la Llanura Costera del Caribe. Es una zona tabular desarrollada sobre las calizas Plio-Pleistocenas de la Fm Los Haitises. Las arcillas generadas por alteración de los carbonatos son valiosas para la agricultura de la caña de azúcar.



**Foto 1: Desde el punto 89JM9056. Paisaje característico de la región de Higüey. En primer plano, ligeros relieves desarrollados sobre las turbiditas cretácicas de la Fm Las Guayabas. En segundo plano, la Llanura Costera del Caribe sobre la cobertera caliza Plio-Pleistocena. Higüey está centrada entorno de la catedral, destaca el campanario en forma de “cohete espacial” en el centro de la misma.**

## **2.1 ROCAS ERUPTIVAS**

### **2.1.1 Andesitas (1)**

Las andesitas han sido observadas en un solo punto (89JM9001), sobre la colina situada al Oeste de Higüey. Es una roca volcánica con fenocristales tabulares, de 1-2 mm, de feldespatos en una matriz marrón oscura. La composición es de tipo andesítico. Al microscopio, la roca está compuesta por agregados glomeroporfídicos y prismas individuales milimétricos de plagioclasa (<15-18%), así como algún fenocristal milimétrico de clinopiroxeno y raros de ortopiroxeno (ambos <5%), que se destacan sobre una matriz afanítica formada por agregados subesféricos de vidrio con textura variolítica y esferoidal desvitrificada, junto con granos de magnetita y opacos dispersos. La plagioclasa forma prismas de idio- a subidiomorfos tabulares, inequigranulares, alargados, con un zonado oscilatorio que hereda la alteración zonal secundaria, que se orientan en la mesostasia definiendo en zonas una leve fluidalidad. Esta reemplazada zonalmente a agregados de sericita, prehnita y opacos. El clino (augita) y el ortopiroxeno son entre idio- y subidiomorfos, y forman prismas agrupados junto a la plagioclasa en los agregados glomeroporfídicos. Ambos aparecen variablemente reemplazados a clorita verde. Como opacos se observa magnetita/ilmenita y granos de óxidos de Fe-Ti dispersos.

Las condiciones de afloramiento no permiten precisar el tipo de yacimiento: sill, dique, colada, etc. Las facies presentan ciertas similitudes con las rocas volcánicas observadas en el seno de la Fm Las Guayabas, y que en las Hojas de El Seibo, Hato Mayor y Miches, constituyen el Mb Loma La Vega, de edad Conaciano. La otra hipótesis es que se trata de un cuerpo intrusivo, de edad fin-cretácica a terciaria, contemporáneo con los intrusivos gabro-dioríticos reconocidos en las Hojas de El Salado (macizo de La Curtiembre) y Guaymate.

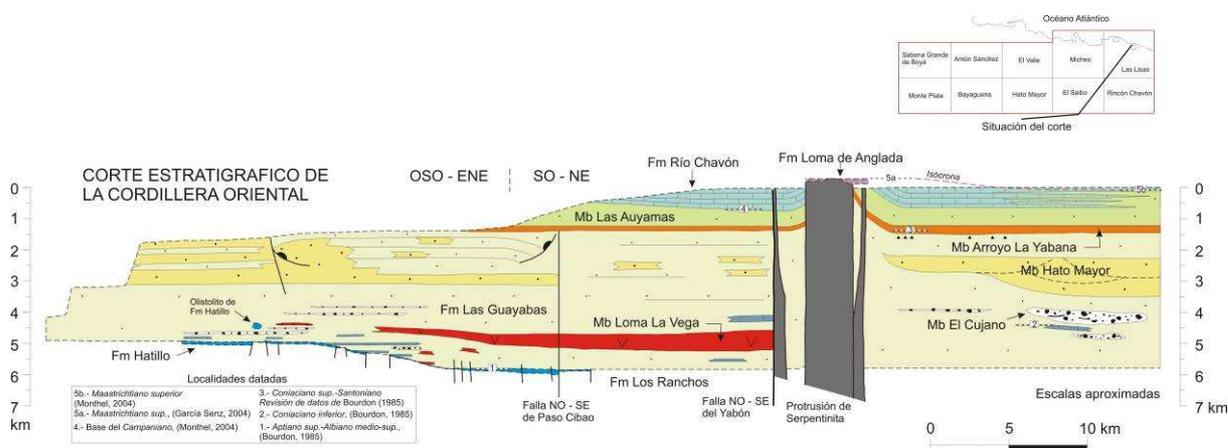
## **2.2 EL CRETÁCICO SUPERIOR**

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por potentes series de rocas volcanoclásticas agrupadas mayoritariamente en la Fm Las Guayabas (Lebrón M.C. y Mann P., 1991). La secuencia del Cretácico Superior está limitada por dos discordancias. La inferior, sobre la Fm Caliza de Hatillo, es un contacto que asciende y desciende en la serie estratigráfica, con saltos bruscos que coinciden con fallas. La Superior es una discordancia

bajo la Formación Don Juan (Eoceno) (Bowin C., 1966; Bourdon L., 1985) que trunca pliegues contractivos, llegando a erosionar a todo el Cretácico Superior.

Dentro del conjunto mayoritariamente volcanoclástico se diferencian diversas litologías que permiten la subdivisión estratigráfica: areniscas epiclásticas y tobas, lavas, radiolaritas y calizas. Bourdon L. (1985) ha cartografiado y descrito estas litologías con el apoyo de dataciones, agrupándolas en dos unidades, El Seibo y El Oro, separadas por un cabalgamiento este-oeste. Posteriormente, Lebrón M.C. y Mann P. (1991) proponen una nomenclatura estratigráfica formal que prescinde de la división de El Seibo y El Oro, pero no soluciona el problema de correlación a ambos lados del cabalgamiento.

Las nuevas cartografías del proyecto SYSMIN (2003-2004) contienen avances en el conocimiento estructural y en la definición de los límites lito y cronostratigráficos de las unidades, que permiten por primera vez unificar la estratigrafía de la Cordillera Oriental (García-Senz J. *et al*, 2007).



**Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. *et al.*, 2007).**

Ahora, en el Cretácico Superior, se diferencian (Figura 5):

- la Fm de areniscas de Las Guayabas, con areniscas finas-medias de color oscuro, estratificadas en capas regulares planoparalelas. Dentro de esta Formación, las subdivisiones diferenciadas comprenden: el Mb Loma La Vega (lavas, brechas tobáceas y cineritas); el Mb El Cujano (conglomerados) y el Mb Hato Mayor (brechas y areniscas gruesas, turbidíticas);

- la Fm de silexitas de Arroyo La Yabana;
- la Fm de calizas de Río Chavón, que consiste predominantemente en capas de calcarenitas y calizas margosas con intercalaciones de areniscas y lutitas. Su base es transicional con el Mb de lutitas de Las Auyamas;
- la Fm de calizas de Loma de Anglada, con areniscas carbonatadas y calizas masivas de plataforma.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA ORIENTAL DOMINICANA

Bourdon (1985)		Mann y Lebrón (1991)		Este artículo (2007)	
Flysch calcáreo de La Mina	Areniscas calcáreas maastrichtienses	Fm Río Mana	Fm La Mina	Fm de Calizas de Loma de Anglada	Maastrichtiense
	Calizas maastrichtienses	Fm Loma de Anglada		Fm de Calizas de Río Chavón	Campaniense
	Serie calcárea y volcanodetrítica	Fm Bejucalito	Mb de Lutitas de Las Auyamas	Santoniense	
Serie detrítica del Coniaciense inferior	Calizas	Fm Río Chavón	Fm Las Guayabas	Fm de Silexitas de Arroyo La Yabana	Santoniense
	Intercalación silíceas	Mb Arroyo La Yabana		Mb de Areniscas de Hato Mayor	Coniaciense
	Serie volcano-detrítica y volcánica	Fm Río Cuarón		Mb de Volcan. de Loma La Vega	Coniaciense
	Conglomerado de rocas ultrabásicas	Fm El Cujano		Mb de Conglom. de El Cujano	Cenomaniense - Turoniense
(Unidad del Oro)	(Unidad del Seibo)	Mb Loma La Vega	Fm de Aren. de Las Guayabas	Albiense	
		Fm de Calizas de Hatillo			

**Figura 6: Nomenclatura estratigráfica usada por distintos autores para describir la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. et al., 2007).**

La biostratigrafía del Cretácico Superior utiliza foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos. Debido a la restricción batimétrica, los rudistas aparecen y son útiles únicamente al final del Cretácico. El piso Cenomaniano no se ha podido separar del Albiano. El Turoniano Inferior-Medio está representado por la zona de *Helveto-globotruncana helvética*, reconocida por Bourdon L. (1985) en una muestra de turbiditas calcáreas del tramo inferior de la Fm Río Chavón, aunque se trata con seguridad de fósiles resedimentados que yacen sobre depósitos asignados al Coniaciano por el mismo autor. Es el caso de los ammonites del Coniaciano Inferior de la sub familia de los Peroniceratinae recogidos en capas de calizas intercaladas entre el Mb El Cujano (Bourdon L. et al., 1983;1984; Bourdon L.,1985). La atribución al Coniaciano propuesta por Bourdon para el Mb

Arroyo La Yabana se basa en una asociación de radiolarios cuestionable que mezcla formas del Cretácico Superior. El estudio de foraminíferos plantónicos y radiolarios recogidos en sucesión vertical en la Hoja de El Seibo permite asignar al Santoniano los niveles suprayacentes al Mb de Volcanitas de Loma La Vega y acotar el límite Santoniano-Campaniano próximo a la base de la Fm Río Chavón (Monthel J., 2004). El Maastrichtiano se ha reconocido por fauna bentónica de sulcoperculinas y orbitoideos en la Fm Loma de Anglada (Bourdon L., 1985; García Senz J., 2004, Serra-Kiel J. *et al.*, 2007) y por rudistas de la asociación *Titanosarcolithes* (Pons J.M. *et al.*, 2005). El Maastrichtiano superior se ha reconocido en la Fm Río Chavón por foraminíferos planctónicos de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (García Senz J. *et al.*, 2007).

La sección estratigráfica está dominada por detríticos volcánicos. El volumen de detríticos de origen sedimentario es insignificante en unidades situadas bajo las radiolaritas del Miembro Arroyo La Yabana, pero se incrementa en rocas más recientes provenientes de una plataforma de carbonatos. Los foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos presentes en la sección del Cretácico Superior indican un ambiente de mar profundo, con excepción de la Formación Loma de Anglada que termina el ciclo deposicional. Las estructuras sedimentarias son características de transporte por gravedad, ya sea por corrientes turbidíticas o por flujos en masa en abanicos submarinos. La escasez de datos de paleocorrientes y la dificultad de ordenar las variaciones de tamaño de grano en términos de proximal a distal impiden por el momento la reconstrucción de los sistemas deposicionales.

Se considera que el contexto tectónico y deposicional del sedimento del Cretácico Superior es una cuenca de antearco desarrollada sobre el arco volcánico de la Formación Los Ranchos (ej. Bourdon L., 1985; Mann P. *et al.*, 1991 y otros autores) y rellena por detríticos procedentes del arco volcánico y de un basamento metamórfico comparable al que actualmente existe en la Península de Samaná.

### **2.2.1 Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano-paralelas (2). Coniaciano-Santoniano. K<sub>2</sub>.**

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el corte La Jagua-Los Cacaos descrito por Bourdon (1985) en la Hoja de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04645;Y: 20790) situada en el centro de la Cordillera. Hay que remarcar, no obstante, que este corte representa únicamente a los primeros 200 metros del total de 4,3 km de espesor de la

formación. La base es un contacto litológico brusco y discordante a escala cartográfica, que superpone areniscas de granos volcánicos y calcáreos sobre calizas con rudistas o con nódulos de silex de la Fm Hatillo, o sobre rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos. El techo de la formación se ha definido como la última capa de areniscas bajo las silexitas de la Fm Arroyo La Yabana (García-Senz J. *et al*, 2007).

La Fm Las Guayabas se compone de una sucesión monótona de areniscas y areniscas feldespáticas de color oscuro y pelitas dispuestas en capas regulares plano-paralelas centimétricas a métricas limitadas por superficies bien marcadas. Es frecuente la laminación paralela de decantación, menos frecuente la secuencia de Bouma incompleta con granoclasificación y laminación ripple y relativamente raras las barras, flutes, las estructuras de carga y la bioturbación. La parte inferior de la formación presenta pliegues de slump, fallas extensivas sinsedimentarias, un oliston métrico de calizas de la Fm Hatillo y coladas de cantos y bloques entre 10-30 cm de diámetro, máxima 100 cm, de rocas volcánicas porfídicas equivalentes en facies, y posiblemente en edad, al Mb el Cujano. La parte inferior de la formación intercala adicionalmente lutitas silíceas, tobas y calizas pelágicas.

La parte media-alta de la formación por encima de las lavas del Mb Loma La Vega se caracteriza por un incremento del espesor de los cuerpos areniscos intercalados entre facies finas y por la presencia de conglomerados y brechas en cuerpos laxos de gran continuidad lateral. Se interpretan como lóbulos de turbiditas densas que provienen de un área fuente rica en arena y cantos, del tipo abanico deltaico colgado sobre el talud.

Las características petrográficas de las areniscas indican una composición homogénea, rica en fragmentos líticos, feldespato y filosilicatos. La compactación ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporción de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la clasificación de Folk se trata de areniscas líticas y feldespatolíticas, con el predominio de fragmentos de rocas volcánicas (basaltos y otras rocas volcánicas indiferenciadas) y cantidades menores, aunque significativas, de fragmentos metamórficos y sedimentarios. Estos últimos son principalmente de silexita y caliza. Destaca la presencia constante, aunque en baja proporción, de olivino y augita como detriticos de rocas básicas a ultrabásicas. En conclusión, la petrografía de las areniscas y de los clastos sugiere que se está erosionando el arco magmático y su sustrato metamórfico así como fragmentos emplazados del manto peridotítico.

La formación Las Guayabas contiene globotruncánidos, heterohelícidos y radiolarios, frecuentemente recristalizados o silicificados. Bourdon (1985) cita en su base un canto retrabajado con *Favusella* (*Hedbergella*) *washitensis* con un rango entre el Albiano inferior y el Cenomaniano. La edad de la base de la formación ha de ser mas moderna que este canto retrabajado y se sitúa por conveniencia en el Cenomaniano. Asimismo, una muestra situada pocos metros sobre el techo del Mb de volcánicos de Loma La Vega ha proporcionado *Globigerinelloides* sp., *Globotruncanita stuarti*, *Marginotruncana pseudolinneiana* y *Marginotruncana* cf. *undulata*, atribuible al Santoniano.

En la Hoja Higüey, las facies clásicas de la Fm Las Guayabas han sido reconocidas sobre los relieves poco acentuados, localizados en la esquina NO de la Hoja. En general afloran mal. Los únicos afloramientos característicos están localizados alrededor del arroyo Yaquibi, cerca de La Otra Banda (89JM9073).

### **2.2.2 Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Brechas y conglomerados poligénicos, areniscas gruesas (3). Coniaciano-Santoniano. K<sub>2</sub>**

La localidad tipo propuesta por García-Senz J. *et al* (2007) es una cantera de áridos próxima al pueblo de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04754; Y: 20727). La base de la unidad forma en Hato Mayor una alineación de lomas inclinadas unos 30° hacia el Sur, con rumba SE-NO, en oblicuidad con las capas infrayacentes de rumba media E-O y frecuentes cambios de orientación. El patrón cartográfico sugiere que la base del Mb Hato Mayor es una discordancia de bajo ángulo sobre las areniscas de la Fm Las Guayabas, que en algunas localidades coincide aproximadamente con bandas de cizalla subparalelas a la estratificación. Las áreas de mayor espesor se localizan al sureste de Hato Mayor (1400 m) y en la línea de lomas elevadas que se extiende desde el pueblo de Las Lisas hacia el sur (1450 m). Típicamente consiste en una mezcla mal clasificada (raramente con granoclasificación o estratificación cruzada) de arenisca gruesa, grava angulosa y brechas centimétricas que puede incluir cantos blandos de lutita deformada dispuestas en capas gruesas amalgamadas separadas por bases incisivas suaves. Los clastos son de rocas efusivas: basalto y lavas con textura microlítica a porfídica; de rocas intrusivas granudas: dolerita, gabro con olivino, granodiorita, y de rocas sedimentarias: silexita de radiolarios, micrita silicificada con foraminíferos planctónicos, calizas micríticas oscuras. La matriz esta constituida por granos angulosos y fragmentos monocristalinos de feldespatos (sobre todo de plagioclasas, los alcalinos son muy escasos), cristales de piroxeno, olivino y clorita,

siendo el cuarzo poco frecuente y la magnetita rara. El cemento es microcristalino, silicatado a filosilicatado. Se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad en las partes proximales de los lóbulos de abanicos submarinos provenientes de un sustrato volcánico e intrusivo y en menor medida de una plataforma de carbonatos.

El Mb Hato Mayor contiene *Globotruncana* sp., *Planoglobulina* sp., *Sigalia* sp. y *Ventilabrella* (Monthel J., 2004), lo que sugiere un rango de edad entre el Santoniano y el Campaniano Inferior.

En la Hoja de Higüey, las facies « Hato Mayor » han sido claramente identificados en el flanco Sur de la Loma de Las Antenas, al NO de La Otra Banda (89JM9054); y en un sendero situado sobre la ribera derecha del río Quisibani, cerca de La Providencia (89JM9041). Del mismo modo, constituyen el núcleo de la colina que domina Higüey Oeste, y sobre la que está construido el obispado. En este sector, las areniscas conglomeráticas y feldespáticas están interestratificadas con limolitas laminadas muy síliceas de color rojo-violáceo, niveles y bandas de silexitas negras.



**Foto 2: Afl. 89JM9041. Conglomerado poligénico con bloques y cantos de limonita y silexitas. Destaca la intensa esquistosidad que afecta la matriz y los clastos del conglomerado.**



**Foto 3: Afl. 89JM9002. Limolita silicificada de color beige rojizo, con bandas de silexitas negras.**

### **2.2.3 Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (4). Santoniano. K<sub>2</sub>.**

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el Arroyo La Yabana situado en la Hoja de Rincón Chavón (UTM, X: 05020;Y: 20735) en el Este de la Cordillera. Si bien en su definición original incluye horizontes de silexita y tobas y se le considera un Mb de la Fm Las Guayabas. En la revisión del trabajo de García-Senz J. *et al* (2007), se propone usar la definición únicamente al horizonte de silexita, que constituye un nivel guía de litología homogénea y límites precisos y su rango se ha elevado a formación. Esta última decisión se justifica por la dificultad de establecer una relación genética con las formaciones encajantes. Aflora en la mitad oriental de la Cordillera con un espesor entre 425 y 50 m, frecuentemente agrupado alrededor de 200 metros. Donde su buzamiento es elevado forma alineaciones resistentes de lomas separando las areniscas finas y lutitas de la Fm Las Guayabas (a muro) y del Mb Las Auyamas (a techo).

Consiste en capas centimétricas de sílice autigénica laminada de coloración gris en sección fresca y pardo por alteración, separadas por juntas de limo. La superficie de las capas puede ser plana, ondulada por marcas de corriente sugiriendo resedimentación, o en caja de huevos por marcas de carga. En lamina delgada se aprecian abundantes esqueletos de radiolarios recristalizados, partidos o compactados, en su mayoría de espumellarios. Se interpreta como un depósito pelágico depositado cerca o bajo el CCD (Carbonate Compensation Depth), a una profundidad menor (<3.5 km) que el CCD postulado en el Santoniano para el Océano Atlántico (Van Andel, 1975).

Bourdon (1985) ha determinado la siguiente asociación de radiolarios recogida cerca de Miches: *Acaeniotyle* sp., *Alievum superbum*, *Archaeospongoprunum andersoni* ?, *A. bipartitum*, *A. cortinaensis*, *A. vascoensis*, *Artostrobium urna*, *Clathropyrgus* sp., *Crucella* sp. cf. *Irwini*, *C. plana*, *C. Messinae* ?, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus riedeli* ?, *Thanarla elegantissima* ? y *Torquata formosa*, que atribuye al Coniaciano. Sin embargo, considerando las escalas biostratigráficas actuales, se detecta que coexisten formas del Albo-Cenomanio, del Coniaciano Superior-Santoniano y del Campaniano; por lo tanto el diagnóstico de Bourdon debería ser revisado. De acuerdo con la edad obtenida en las rocas encajantes, la edad de la unidad es Santoniano.

En la Hoja de Higüey, el nivel de silexitas forma la colina que domina La Otra Banda (Loma de Las Antenas, afloramiento 74JM9635). La potencia del nivel es de 250-300 m. El horizonte está intensamente micro-plegado, y es muy probable que el muro corresponda a un nivel general de deslizamiento, como había sido previsto en la cartografía de la Hoja El Salado.

#### **2.2.4 Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Alternancia de capas finas de areniscas, pelitas laminadas y micritas (5). Santoniano - Maastrichtiano. K<sub>2</sub>.**

La localidad tipo propuesta por García-Senz J. *et al* (2007) se sitúa en la Hoja de Rincón Chavón (UTM, X: 05168;Y: 20733) en el Este de la Cordillera. Su base es un contacto neto que superpone lutitas y areniscas con matriz de carbonata de color gris azulado, ocre por alteración, sobre las silexitas del Mb Arroyo La Yabana; el techo es transicional a la Fm Río Chavón y se localiza bajo los primeros niveles de calcarenitas y micritas que forman una sucesión continua. Aflora en la mitad oriental de la Cordillera con un espesor que oscila

entre 300 m en su localidad tipo, a 700 m al Sur del pueblo de El Seibo, aunque mas comúnmente se aproxima a 500 metros.

Se compone de una alternancia de capas delgadas de pelitas laminadas, areniscas finas con matriz de carbonato, capas de biomicrita y esporádicas grauvacas sin organización. En lamina delgada se aprecia granoclasificación y laminación paralela en los fragmentos de feldespatos presentes en las pelitas, y laminación y granoclasificación localmente distorsionadas por microslumps en las micritas. Los fósiles son esqueletos de radiolarios, espículas de esponja silicea epigenizadas a calcita y foraminíferos planctónicos. En el nordeste de la cordillera presenta estructuras características de turbiditas como "flutes", marcas de carga, laminación ripple y convolucionada, además de clastos de caliza con foraminíferos bentónicos y metazoarios del intervalo Campaniano Superior-Maastrichtiano. El Mb Las Auyamas se interpreta como depósitos distales de un sistema de talud de carbonatos con mezcla de arena y limo de procedencia volcánica.

Los foraminíferos planctónicos indican una edad Santoniano Superior-Maastrichtiano.

A escala de la Hoja de Higüey, el nivel no ha sido claramente identificado. Ha sido principalmente extrapolado, por la continuidad de afloramientos más característicos reconocidos sobre la Hoja de El Salado, al Norte de la Otra Banda.

### **2.2.5 Fm Río Chavón. Alternancia de limolitas y lutitas carbonatadas con capas de calizas (6). Campaniano - Maastrichtiano. K<sub>2</sub> .**

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es la sección de la Loma El Peñón, de 700 m de espesor, situada en una pista forestal en la Hoja de Rincón Chavón (UTM, X: 05051;Y: 20694) en el Este de la Cordillera. Existe una cierta confusión entre esta localidad y la posición del corte original de Bourdon (1985) localizado en el cauce del río Chavón. La base es un contacto transicional que superpone series continuas de calcarenitas y micritas sobre lutitas y areniscas con granos de carbonato del Mb Las Auyamas; el techo son las calizas arenosas y areniscas rojizas de la Fm Loma de Anglada.

Consiste en una sucesión rítmica de capas delgadas tabulares de calcarenitas con silicificaciones, que pueden incluir calciruditas con clastos de 10 cm de diámetro máximo, restos de rudistas y equínidos y granos de arena gruesa y microconglomerado de rocas

volcánicas. Las calciruditas presentan bases incisas, granoclasificación, laminación paralela y ripple. En las cercanías de El Seibo, la parte Superior de la formación es una ritmita hemipelágica con foraminíferos planctónicos y radiolarios formada por capas regulares de biomicrita laminada separadas por marga, como queda caracterizado en el corte de la trinchera del ferrocarril (UTM 497453, 2065362) (Monthel J., 2004, García-Senz J. *et al*, 2007):

- 30-40 m de bancos regulares (cm/dm) de calcarenita entre silto-pelitas y areniscas de granos volcánicos. Es un término de transición entre el Mb Las Auyamas y los niveles detríticos carbonatados característicos de la Fm Río Chavón.
- 80 m no observables.
- 40 m de calcarenitas (biolitarenitas, biolitoesparitas de textura packstone, algunas bases de capas incluyen clastos del tamaño rudita) con granos de cuarzo y de feldespato, extraclastos de caliza micrítica, escasos cristales de glauconita y fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos, fragmentos de equínidos, lamelibranquios, gasterópodos y briozoarios. Las calcarenitas alternan con micritas en bancos de 0,1 a 1,2 m de potencia. La estratificación es irregular, con variaciones de espesor interpretadas como canalizaciones y slumps.
- 100 -120 m no observables.
- 45 m de biomicritas arcillosas laminadas (wackestones) gris-amarillas localmente silicificadas y dispuestas en bancos regulares planoparalelos de 0,1 a >1 m de espesor separados por juntas de marga. Contienen foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponja silicea.

Los afloramientos nororientales de la Cordillera contienen comparativamente un volumen mayor de biomicritas laminadas y de pelitas de origen volcánico con feldespato, piroxeno y magnetita; mientras que las litarenitas y calcarenitas con carbonatos someros retrabajados son menos frecuentes que en el Sur. Bourdon (1985) y Lebron y Mann (1991) denominan a esta facies *flysch calcaire de La Mina* y Fm La Mina respectivamente. Las calcarenitas y calciruditas de la Fm Río Chavón se interpretan depositadas por corrientes de turbidez en la zona distal de un talud de carbonatos que recibe terrígenos volcánicos de áreas fuente

costeras. Su relevo en vertical por calizas hemipelágicas en el área de El Seibo indica una retrogradación del talud. Bourdon (1985) cita en la sección tipo del río Chavón fauna del Turoniano y del Coniaciano - Santoniano, que en este trabajo se considera resedimentada en las turbiditas.

La edad de la Fm Río Chavón se atribuye al Campaniano - Maastrichtiano superior por la presencia de *Abathomphalus mayaoensis*, *Contusotruncana* sp., *Globotruncana bullioides*, *G. irca*, *G. af. lapparenti*, *G. linneiana*, *G. af. gr. stuarti*, *G. (Globotruncanita) af. stuartiformis*, *G. (Globotruncanita) gr. stuartiformis*, *G. (Rosita) af. fornicata*, *G. af. ventricosa*, *G. ventricosa*, *Globigerinoides* sp., *Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix* af. *globulosa*, *Pseudoguembelina costulata*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Rugoglobigerina* sp. . La fauna de diferentes edades resedimentada en el flysh de la Mina (Bourdon, 1985), incluye *Sulcoperculina globosa* y *S. vermunti*, formas también presentes en la Fm Loma de Anglada.

En la Hoja de Higüey, la Fm Río Chavón ha sido reconocida en el límite Oeste de la Hoja, en el borde con la carretera que une Higüey con El Seibo. La formación presenta las facies clásicas de limolita carbonatada muy negra, rica en materia orgánica. Una antigua cantera, situada en las inmediaciones del cruce de El Llano (89JM9025), ha permitido la extracción de una muestra para el estudio microscópico. Se trata de una litorudita, rica:

- en clastos de calcarenita bioclástica con rudistas (de 0,5 cm à 2 cm),
- en extraclastos de origen volcánico, a menudo muy alterados, con contornos angulosos y redondeados, incluso en forma de micro-cantos muy alterados,
- en micro-cantos de radiolarita, chert con radiolarios y micrita bioclástica silicificada. Destaca que algunos de los clastos sedimentarios son esquistosos y alterados, ferruginosos, recristalizados.

La biofase está compuesta de clastos con contornos angulosos a sub-redondeados de moluscos bivalvos rudistas (grupo que se acerca al límite Cretácico-Paleógeno), radiolitos; y de frecuentes clastos muy recristalizados de equinodermos, probablemente equínidos. No ha sido posible obtener una edad precisa dentro del Cretácico Superior.

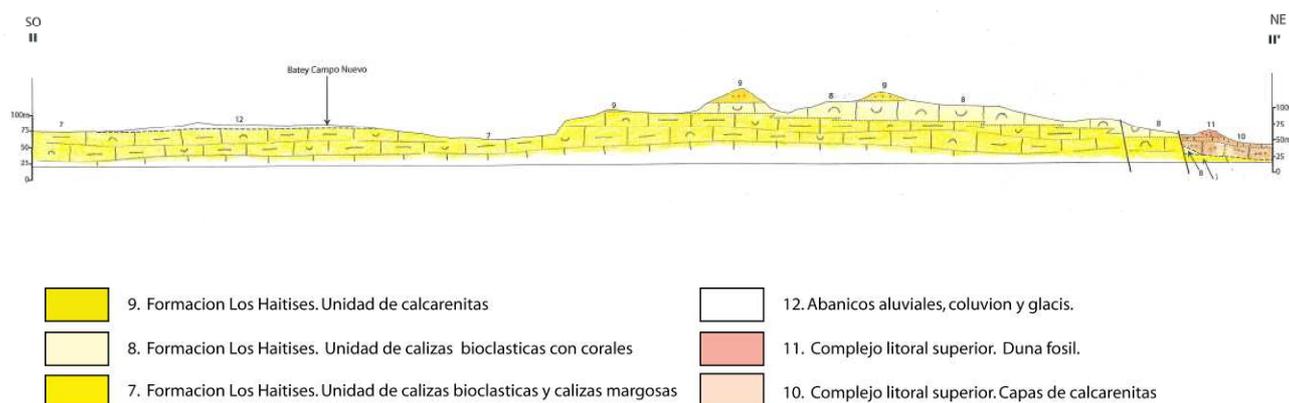
### 2.3 LA FORMACIÓN LOS HAITISES, PLIOCENO-PLEISTOCENO INFERIOR

La Fm Los Haitises constituye la mayor parte del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe, atribuyéndose al Plioceno-Pleistoceno Inferior. Se trata de un peculiar conjunto calcáreo de origen arrecifal, que posee una fisonomía muy característica debido a la evolución eustática y al intenso desarrollo de la meteorización química en la región. Presenta desnivelamientos por fracturación y un suave plegamiento. Su espesor mínimo alcanza 80 m.

En la Hoja de Higüey, las calizas de la Fm Los Haitises afloran muy mal debido a una importante alteración y de un recubrimiento por los abanicos. En ese caso sólo son visibles en la forma de inselbergs preservados de la alteración.

Tres unidades han sido distinguidas en función de la litología, de la granulometría y del contenido faunístico:

- Una unidad con dominio de calizas bioclásticas y calizas margosas,
- Una unidad en las que las calizas bioclásticas con corales son predominantes,
- Una unidad de calcarenitas.



**Figura 7: Corte sintético y disposición de las principales litofacies de la cobertura carbonatada del Plio-Pleistoceno.**

### **2.3.1 Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas y calizas margosas (7). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>**

Las calizas bioclásticas están caracterizadas por una gran abundancia de foraminíferos, con bioclastos, de algas rojas y oncolitos. La muestra 89EL8144 se corresponde con una biomicrita. La litofase está compuesta de pelets fecales y de oncoides de origen bacteriano. En la biofase, en las algas son frecuentes los grandes fragmentos de *Chlorophyceae Udoteaceae Halimeda* sp. y de clastos de Rhodophyceae corallinacée, a menudo angulosos, o bien redondeados, todos recristalizados. Los foraminíferos bentónicos son abundantes, todos trabajados y redondeados con: *Textularia* sp., *Archaiasinae* (?) probable *Miarchaias* sp., *Amphistegina tuberculata* BERMUDEZ, *Sphaerogypsina globula* (REUSS). Esta facies se corresponde con depósitos de plataforma interna, alterados por el efecto de las mareas.

En la proximidad del contacto con el zócalo Cretácico, los depósitos son más arcillosos. Son el equivalente de facies de transición entre las margas de la Fm Yanigua y de las calizas de la Fm Los Haitises, como se reconoce más al Oeste en las Hojas de Los Llanos y Ramón Santana.

### **2.3.2 Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas con corales (8). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>**

Estos depósitos están constituidos de calizas bioclásticas ricas en pequeños corales ramosos dispersos. Ninguna bioconstrucción verdadera ha sido identificada, a diferencia de las observaciones realizadas en la Hoja de El Salado. Se corresponden a medios de plataforma interna más abierta.

### 2.3.3 Fm Los Haitises. Calcarenitas (9). Plioceno-Pleistoceno inferior. N<sub>2</sub> – Q<sub>1</sub>



**Foto 4: Afl. 89EL9101. Calcarenitas con estratificación cruzada a techo de la Fm Los Haitises.**

Numerosos niveles de calcarenitas con estratificación cruzada se sitúan a techo de la pila sedimentaria de la Fm Los Haitises. Constituyen la cima de las colinas del Centro-Norte de la Hoja. Se trata de facies de alta energía, con textura grainstone y rudstone, comparable con sedimentos de playa. Los depósitos se traducen en una importante regresión. Se corresponden sin duda a los últimos sedimentos marinos de la Fm Los Haitises, previos a la emersión generalizada.

## 2.4 LA FORMACIÓN LA ISABELA EN LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE ORIENTAL, PLEISTOCENO

En esta región, al igual que en la Costa Norte y en la Llanura Costera del Caribe aparecen rocas predominantemente calizas con restos de arrecifes y dispuestas en escalones que

descienden hacia el mar desde unos 40 m de altura. Es un equivalente de la Fm La Isabela, que se distribuye a lo largo de la Costa Norte de la República Dominicana, al menos desde Nagua hasta las inmediaciones de Punta Rusia. Fue descrita por Marcano F.E. y Tavares I. en 1982, en las proximidades de la población costera de La Isabela, en el NO de la Provincia de Puerto Plata.

La formación esta constituida por un tramo basal, de unos 15 m, de arenas y limos margosos marinos, con intercalaciones arenoso-conglomeráticas, que pasan rápidamente, mediante una discordancia erosiva, a otro tramo mas potente de calizas arrecifales, que definen la parte alta de la serie.

Dentro del tramo basal, se puede distinguir:

- Sistemas fluviales y deltaicos: conglomerados y arenas de medias a gruesas, con morfologías canaliformes y estratificaciones inclinadas hacia mar. En ocasiones incluyen corales y moluscos retrabajados. Representan la entrada de terrígenos a zonas protegidas costeras a través de arroyos y ríos, formando pequeños deltas.
- Lagoons y bahías protegidas: margas, limos y arenas carbonatadas, amarillas, muy ricas en moluscos y corales, en ocasiones intensamente bioturbadas por *Thalassionides* y con parches arrecifales de *Musismilia*.

En la parte alta, se puede distinguir

- Talud arrecifal: calcarenitas y calciruditas bioclásticas bien estratificadas hacia el mar. Incluyen niveles retrabajados de *Acropora cervicornis* (Lamark).
- Armazón arrecifal: calizas masivas con colonias de *Montastrea* sp., *Porites* sp., *Diploria* sp., *Siderastrea* sp. y *Favia* sp.. Hacia mar dominan colonias de *A. cervicornis* (Lamark) y *A. palmata* (Lamark).

Aunque en estudios previos se le otorga una edad Pleistoceno inferior a la Fm La Isabela. Considerando las características estratigráficas de sus depósitos, la cota topográfica, los diferentes grados de karstificación que presenta y el modelo de apilamiento de secuencias sedimentarias, todo parece indicar una etapa continuada de producción de carbonatos

arrecifales desde, al menos, el Pleistoceno a la actualidad. Sin embargo, la ausencia de buenos organismos datadores nos hace imposible fechar con precisión su base, que, al menos, es mas reciente que Pleistoceno inferior, edad atribuida al techo de las margas de la Las calizas de Los Haitises infrayacentes.



**Figura 8: Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (Braga Alarcón J.C., 2009).**

#### **2.4.1 Complejo litoral fósil superior. Capas de calcarenitas laminadas y/o con estratificación entrecruzada (10). Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>**

Está compuesta por calcarenitas en capas de potencia decimétrica, que presentan una sucesión de láminas paralelas y/o cruzada centimétrica. La facies es muy característica y constituye un recubrimiento peculiar de potencia métrica a decenas de metros, dibujando un ligero sinforme con una gran radio de curvatura, en la base del escalón El Caracol- La Laguna de Nisibón, en el ángulo NE de la Hoja.

En lámina delgada (Muestra 89EL9994), los constituyentes están todos compuestos por algas: muy abundantes clastos redondeados de talus y encostramientos de Rhodophyceae corallinacée y frecuentes fragmentos de *Halimeda* sp. Los foraminíferos bentónicos son abundantes, todos redondeados y muy recristalizados: Textulariidae, Archaia-sinae, *Amphistegina* sp., pequeños Miliolidae: *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp.

Son depósitos litorales de alta energía, correspondientes al desarrollo de un complejo litoral. Este es el tipo de sedimentación de la Fm La Isabela durante la mayor parte del Pleistoceno, y que dura hasta la actualidad.

#### **2.4.2 Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas y areniscas calcáreas con estratificaciones de alto ángulo (11). Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>**

Se compone de calcarenitas muy finas y muy bien seleccionadas, en las que la fauna está casi ausente. Las calcarenitas están organizadas en láminas muy continuas de potencia de varios centímetros, a menudo separadas por niveles más rojos, y mostrando una fuerte pendiente en dirección al continente. Las dunas fósiles son fácilmente identificables en la topografía, formando un relieve ondulado muy marcado, estirado a lo largo de una paleocosta. Están orientadas NO-SE; dirección que se corresponde con la orientación de la línea de costa desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

Los depósitos continentales peri-litorales descansan principalmente sobre los depósitos de capas de calcarenitas (10). Hacia el SE, se ondulan según la traza de una falla mayor con eje NO-SE que limita las calizas de Los Haitises. Esto muestra que el funcionamiento de la falla que afecta las calizas de Los Haitises tuvo lugar previamente a los primeros depósitos de la Fm La Isabela. Según las edades para el final de la sedimentación de las calizas de Los Haitises (Pleistoceno Inferior), y las edades del inicio de la sedimentación de la Fm La Isabela (Pleistoceno Medio), el funcionamiento de la falla sería de edad Pleistoceno Inferior a Medio.

La duna cartografiada se extiende muchos kilómetros sobre las Hojas de Pantanal y El Salado.



**Foto 5: Afl. 89EL9481. Duna fósil con láminas fuertemente inclinadas. El límite de cada lámina está marcado por una unión rubificada.**

---

## **2.5 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS**

### **2.5.1 Abanicos aluviales, coluvión y glacis. Cantos, gravas, arenas y limos (12). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

Por razones de comodidad cartográfica se reagruparon con la misma representación los depósitos antiguos y recientes de piedemonte; la distinción fue difícil de realizar en virtud de las observaciones sobre el terreno y del examen de las fotografías aéreas de la región.

Este conjunto se deposita tras la emersión generalizada de la zona, después de la finalización de la sedimentación de las calizas de Los Haitises. Estos depósitos son post-Pleistoceno Inferior. Estos cubren el conjunto de depósitos anteriores situados en posición topográfica de muro. La distribución pone de manifiesto que el material proveniente de los relieves situados al Norte de Higüey y está distribuido en el interior de la zona basal según varias lenguas de varios kilómetros de extensión.

Los relieves que encuadran la zona central y SO de la Hoja han hecho que estos abanicos sean depositados en contexto endorreico, lo que explica probablemente la distribución en abanico de estos depósitos, el sistema de deposición cambia de orientación cuando no queda más lugar para el depósito de materiales. La lengua más continua es aquella que se extiende hacia el Sur. Esto responde al único drenaje existente, que se sitúa en la Hoja de Rafael del Yuma, en la zona endorreica creada por el hundimiento entre las fallas de San Rafael del Yuma y el río Yuma (Mediato Arribas J., 2010).

Se pueden a veces diferenciar abanicos proximales, principalmente conglomeráticos, y abanicos distales constituidos fundamentalmente por depósitos finos, limo-arenosos. Los depósitos cartografiados se corresponden esencialmente a abanicos relativamente proximales que contienen material grosero. Los depósitos más finos, únicamente constituidos de limos, son de gran extensión lo que es en parte consecuencia de la fácil removilización en cada precipitación importante. En el presente caso, los depósitos son mezclados con productos de la alteración in situ y se confunden con las arcillas y limos de las paleo-zonas endorreicas.



**Foto 6: Afl. 89EL9215. Abanico aluvial de conglomerados clasto-soportados.**



**Foto 7: Afl. 89EL9736. Abanico aluvial matriz-soportado.**

### **2.5.2 Paleo-zona endorreica. Arcillas y limos (13). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

Unas finas capas de arcillas marrones y de limos recubren las grandes superficies planas del centro y SO de la Hoja. Se trata de sedimentos impermeables que favorecen el estancamiento de las aguas de lluvia. La parte superficial es localmente rica en materia orgánica, lo que se traduce por un color marrón negruzco. Estos terrenos son muy buenos para el cultivo de caña de azúcar.

### **2.5.3 Fondo de dolina. Arcillas rojas de descalcificación (14). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

Aparecen relacionados con las depresiones kársticas desarrolladas sobre los materiales calcáreos de las Fms. Los Haitises y, en menor medida, La Isabela. Configuran afloramientos de forma y dimensiones diversas, predominando las dolinas elípticas, que pueden alcanzar 1,5 km de eje mayor. Solamente se consideraron los sectores donde estas arcillas cubren una superficie suficiente, que son zonas llanas, en general bien visibles en fotos aéreas y las imágenes de satélite de Google Earth.

Se trata de arcillas rojas de aspecto masivo, generadas por la descalcificación de las litologías calcáreas debida a los procesos de karstificación. Su espesor varía según los casos, pudiendo superar 3 m. Su edad inferior está acotada por la de la Fm Los Haitises, por lo que se enmarcan en el Pleistoceno-Holoceno.

### **2.5.4 Laguna. Lutitas (15). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

Los depósitos detríticos asociados están representados por arenas finas y arcillas grisáceas de algunos decímetros a metros de potencia, ricas en materia orgánica más o menos descompuesta.

### **2.5.5 Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y limos (16). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

El río Duey ha desarrollado localmente grandes zonas de inundación de varios cientos de metros de extensión. Los depósitos están constituidos fundamentalmente por lutitas y, en menos proporción, por niveles arenosos que presentan algunos horizontes de gravas y

cantos. Generalmente están cubiertos por arcillas lavadas y suelos orgánicos gris-negro de algunos decímetros de potencia, y recubierto por prados dedicados a la ganadería.

#### **2.5.6 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (17). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

A causa del régimen torrencial, los ríos y arroyos son erosivos. Las crecidas actuales actúan sobre los aluviones antiguos y los redepositan en los meandros y a lo largo de los valles. El cauce de los ríos Duey y Quisibani están jalonados de cordones más o menos continuos de arenas, gravas y cantos. La composición es función de la naturaleza de los terrenos sobre lo que circula, pero con una gran carga de material del Cretácico Superior.

#### **2.5.7 Antrópico. Basurero (18). Actual. Q<sub>4</sub>**

Una antigua zona de vertedero de Higüey, está situada al NO de la ciudad, justo en el borde de la llanura de inundación del río Duey. En la actualidad, no se utiliza ya, y se rehabilitó el lugar, al menos superficialmente. Sin embargo, aún no se ha completado en problema de contaminación, especialmente para las aguas de infiltración.

### 3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS

#### 3.1 METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas de la Cordillera Oriental, en el sector de Ramón Santana, Guaymate, Salvaleón de Higüey, El Salado y La Vacama, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos y geoquímicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfozados/alterados hidrotermalmente. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en más de 100 muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Existe un informe complementario sobre la geoquímica y la petrología de las rocas mágnicas de la Cordillera Oriental.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,04%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,001%) y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de ± 1% y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, por lo que fue recalculado como  $Fe_{2O3t} = Fe_{2O3} + FeO \cdot 1,11135$  y  $Fe_{Ocalc} = FeO / (FeO + Fe_{2O3})$ . Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO<sub>2</sub> a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como  $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$ , donde  $FeO = 0,8 \cdot Fe_{2O3t}$  y  $Fe_{2O3} = 0,2 \cdot Fe_{2O3t}$ . Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

En una primera aproximación, los datos geoquímicos fueron utilizados para discriminar las muestras en contextos magmáticos relacionados o no con procesos de subducción, y su impacto en la definición de unidades cartográficas. Existen numerosos autores que han propuesto criterios geoquímicos que discriminan rocas formadas en diferentes medios tectónicos, como los relacionados con un arco isla (Pearce, 1983; Wood et al., 1980; Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Taylor y Nesbitt, 1995; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995). Para rocas volcánicas de arco alteradas, los principales elementos traza utilizados son Zr, Nb, Hf, Ta, Ti e Y (high field strength elements, HFSE), que proporcionan una guía preliminar de la afinidad petrológica y tectónica de las rocas volcánicas básicas e intermedias. Otros elementos traza resistentes a la alteración utilizados son las REE (rare earth elements) y el Th. El Th es un LFSE (low field strength element) que, a diferencia de otros elementos de este grupo (Rb, Ba, Sr, Cs, U y Pb), resiste los procesos de alteración y metamorfismo, y proporciona la única oportunidad de comparar el comportamiento primario de estos dos grupos (LFSE vs HFSE), que refleja procesos operativos en medios tectónicos específicos. En este trabajo, la concentración de estos elementos inmóviles fue expresada en diagramas normalizados respecto al manto primitivo (PM; primitive mantle) y N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) de Sun y McDonough (1989), ordenados siguiendo su compatibilidad creciente (de izquierda a derecha) en un fundido basáltico. De forma complementaria se utilizaron diagramas que utilizan relaciones de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En el ámbito geológico incluido en la cartografía del Proyecto Sysmin se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (normal mid-ocean ridge basalts), E-MORB (enriched-MORB) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (ocean island or oceanic intra-plate basalts) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los

más incompatibles HFSE (Nb-Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (island arc tholeiites) variablemente empobrecidos en Ti o LREE, andesitas y basaltos calc-alkalinos CAB (calc-alkalic basalts), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakititas. Las rocas plutónicas que forman las unidades o batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas de la zona estudiada fueron variablemente deformadas, metamorfizadas e hidrotermalizadas; por lo tanto, antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados. Los elementos inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca bajas y moderadas (Bienvenu et al. 1990), son los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc), los HFSE, las REE y el Th. También, los minerales accesorios con REE son estables si no han sufrido un metamorfismo intenso, así como la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE no afecta significativamente la relación isotópica Sm-Nd a la escala de roca total. Por otro lado, la buena correlación obtenida entre el Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos traza fueron relativamente inmóviles durante el metamorfismo, y las diferencias que muestran en la relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica.

El presente capítulo describe las características geoquímicas de las rocas ígneas y metamórficas que constituyen el basamento pre-Cretácico Superior en el sector de Ramón Santana, Guaymate y Salvaleón de Higüey, así como las rocas ígneas Terciarias del área de El Salado. De estas zonas no existen prácticamente datos geoquímicos publicados. Los incluidos en la bibliografía geológica de la zona principalmente proceden de los trabajos de Bellon et al. (1985), Boisseau (1987), Bourdon (1985) y Bourdon et al. (1893 y 1984).

## **3.2 ASOCIACIÓN PLUTÓNICA DE LA CURTIEMBRE**

### **3.2.1 Introducción**

Al Oeste de la carretera que une Higüey con Miches, presenta una cartográfica compuesta por dos grupos de rocas: un conjunto de rocas sedimentarias siliciclásticas y volcánicas piroclásticas/epiclásticas del Cretácico Superior y una serie de rocas ígneas plutónicas de composición máfica a intermedia denominada asociación plutónica de La Curtiembre.

Localizada en la mitad occidental de la Hoja de El Salado, las rocas ígneas máficas e intermedias de la asociación plutónica de La Curtiembre constituyen varios plutones localizados en las elevaciones topográficas de la Loma La Sierra, La Guarapa y Palo Amargo, así como afloran en la vertiente oriental de las colinas de La Curtiembre. La asociación está compuesta por gabros hornbléndicos, dioritas hornbléndicas y cuarzo-monzodioritas con clinopiroxeno inequigranulares, principalmente. Estas rocas intruyen en las turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas, las turbiditas calciclásticas y siliciclásticas de la Fm Río Chavón, y las alternancias de lutitas y areniscas carbonatadas del Mb El Bonao de la Fm Loma de Anglada. Por lo tanto, la edad de las intrusiones es posterior al Campaniense-Maastrichtiense, posiblemente Paleoceno-Eoceno. De forma consistente con los datos de campo, el macizo de La Curtiembre ha sido datado por el método K-Ar en roca total, obteniéndose una edad de  $57,6 \pm 2,9$  Ma correspondiente al Paleoceno superior (Bellon *et al.*, 1985). Estos autores aportan datos geoquímicos para los magmas que se caracterizan por elevados contenidos en  $K_2O$  y Ba. En las rocas de la asociación plutónica de la Curtiembre no se ha observado el desarrollo de fábricas deformativas penetrativas.

En la asociación plutónica de La Curtiembre se han analizado geoquímicamente los gabros hornbléndicos de grano fino-medio porfídicos (6472IIJM9420), gabros hornbléndicos inequigranulares (6472IIJM9339) y dioritas hornbléndicas de grano medio a grueso (6472IIJM9157).

### **3.2.2 Descripción de los materiales**

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre analizadas cubren un rango en el contenido en  $SiO_2$  de entre (48,5 a 58,1 wt.%) y exhiben una composición en

elementos mayores y razas homogénea. En el diagrama Q-P de Debon y Le Fort (1983; no mostrado), las muestras estudiadas se clasifican como gabro/dioritas y cuarzo-dioritas. Estas rocas presentan contenidos en K<sub>2</sub>O relativamente altos de entre 1.5 y 2.9 wt.%. Como refleja su mineralogía, en la que el mineral máfico es predominantemente anfíbol hornblenda y subordinadamente clinopiroxeno, todas las muestras son metalumínicas (índice de Al<1). Composiciones metalumínicas, mineralogía con anfíbol como máfico, y la presencia de enclaves ígneos máficos microgranudos, indican una derivación del plutonismo de la asociación de la Curtiembre a partir de fuentes infracorticales, clasificándose como de tipo I según Chappell and Stephens (1988). Las rocas plutónicas analizadas son comparadas en las figuras con el rango composicional del Batolito de Loma de Cabrera de la Cordillera Central, las rocas félsicas volcánicas de la Fm Los Ranchos y los batolitos tonalíticos de la Cordillera Oriental, y los basaltos del Mb Loma La Vega de la Cordillera Oriental.

Las muestras pueden ser clasificadas en dos grandes grupos en función de su contenido en sílice: máficas y ácidas (>55%wt SiO<sub>2</sub>). Las rocas máficas presentan un empobrecimiento de Th y Nb característico de un magmatismo de tipo "arco" (Nb/Th<5; Whalen et al., 1997), y ausencia de características geoquímicas propias de cumulados, que estarían definidas por altos contenidos en Mg#, Ni, Cr y anomalías positivas de Sr y Eu. Las rocas plutónicas máficas y ácidas están relativamente fraccionadas (Mg#=57-44) y enriquecidas en LILE y LREE, así como muestran anomalías positivas en Pb y Sr.

Consideradas en conjunto, las rocas plutónicas de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un contenido en SiO<sub>2</sub> entre 48,5 y 58,1 wt.%, para contenidos bajos-medios en TiO<sub>2</sub> de entre 0,7 and 1,3 wt.%. Presentan contenidos medios y bajos en MgO (7,7-2,6), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,3-18,0) y CaO (10,9-6,7). Las rocas son más ricas en Ti que las rocas del batolito de Loma de Cabrera, que define una tendencia de bajo-medio contenido en Ti. Los contenidos en Nb son relativamente altos (3,4-7,9 ppm) y se corresponden con los de Ti, aunque pueden ser debido a contaminación. Poseen valores de la relación Nb/Th bajas (<4,6), propias de magmas de arco. Los valores de la relación (La/Yb)<sub>CN</sub><10 (1,1-4,9; normalizada respecto a la condrita) indican contenidos relativamente bajos en La, concordantes con los valores bajos de la relación Sr/Y (<50).

En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial las muestras de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,2-1,4) y un empobrecimiento de HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=1,8-3,5), sin una anomalía

negativa clara en Eu producidas por la fraccionación de la plagioclasa. Estas rocas presentan anomalías negativas más o menos acusadas de Nb respecto al Th y La, y de Zr-Hf ( $[Zr/Sm]_N=0,2-0,4$ ), así como elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, típicos de magmas de zonas de subducción. Son composicionalmente similares a las rocas máficas y ácidas de arco del batolito de Loma de Cabrera, aunque posiblemente presentan un mayor grado de fraccionación. En las Figura 12 presentan un patrón distinto a las rocas máficas y félsicas de la Fm Los Ranchos, pero similar a las rocas basálticas del Mb Loma La Vega del Cretácico Superior.

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre ( $>55\%wt\ SiO_2$ ) son representadas en los diagramas tectonomagmáticos de elementos traza de Wood (1980), en los que se puede deducir una afinidad tectónica (Figura 9). Estos diagramas indican que las rocas de la asociación proceden de magmas máficos relacionados con subducción y sugieren una afinidad calcoalcalina. Sin embargo, en el diagrama tradicional de  $Si_2O$  frente al  $FeO^*/MgO$  presentan una afinidad toleítica. No obstante, el contenido en  $FeO^*$  y Nb-Ta puede haber aumentado debido a una contaminación cortical por procesos de AFC, o posiblemente resultado de una contaminación durante el proceso de molido. Las muestras de rocas plutónicas máficas y ácidas poseen un carácter de arco volcánico (VAG; volcanic-arc) en los diagramas tectonomagmáticos de granitoides de Pearce *et al* (1984). Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre derivan de la fusión parcial de, esencialmente, un manto lherzolítico con espinela y granate, fuertemente modificado por componentes procedentes de la lámina que subduce. Los valores elevados de las relaciones  $Yb/CN > 10$  y  $Sr/Y > 16$  no se corresponden con una componente fundida de la lámina que subduce.

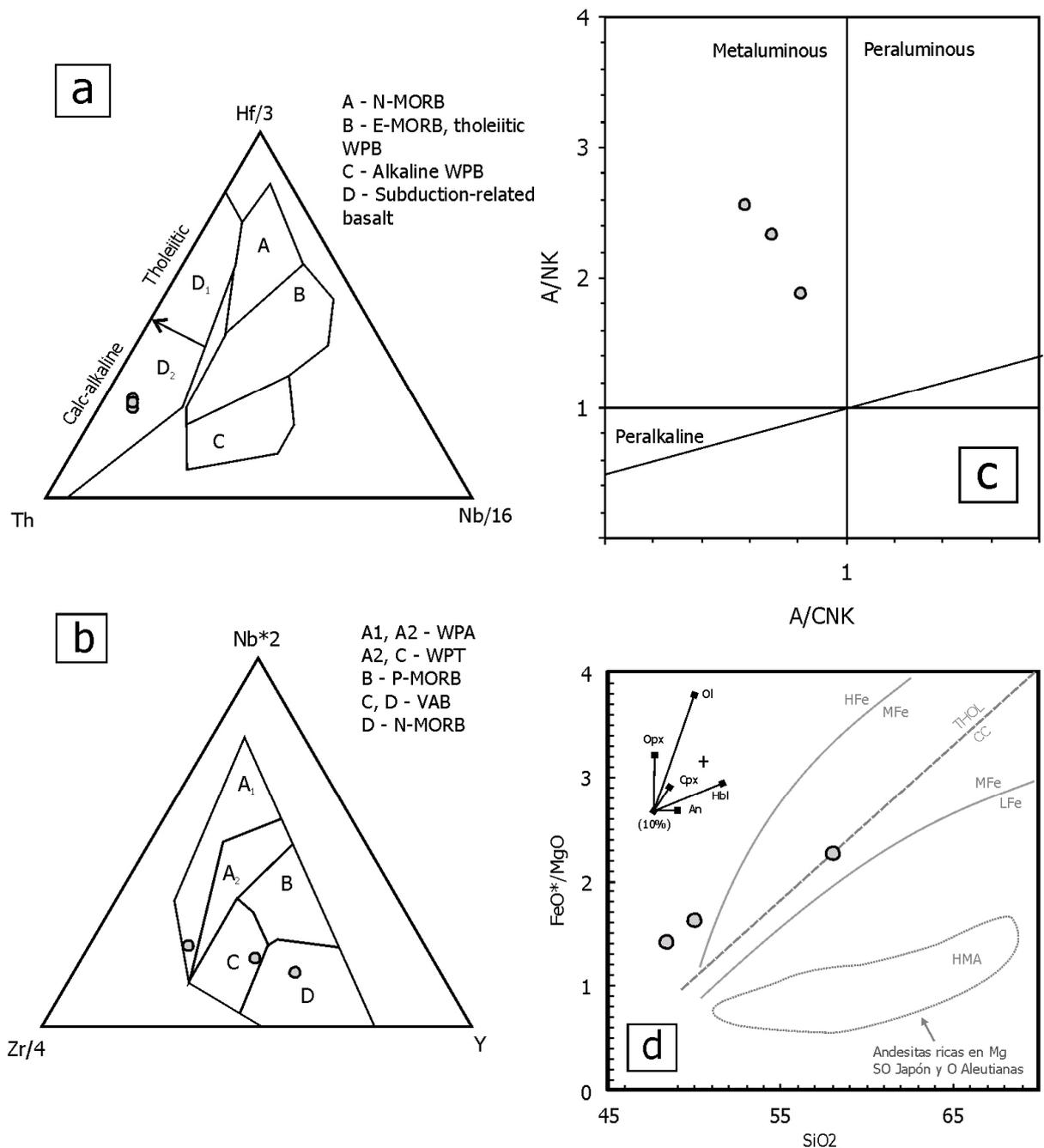
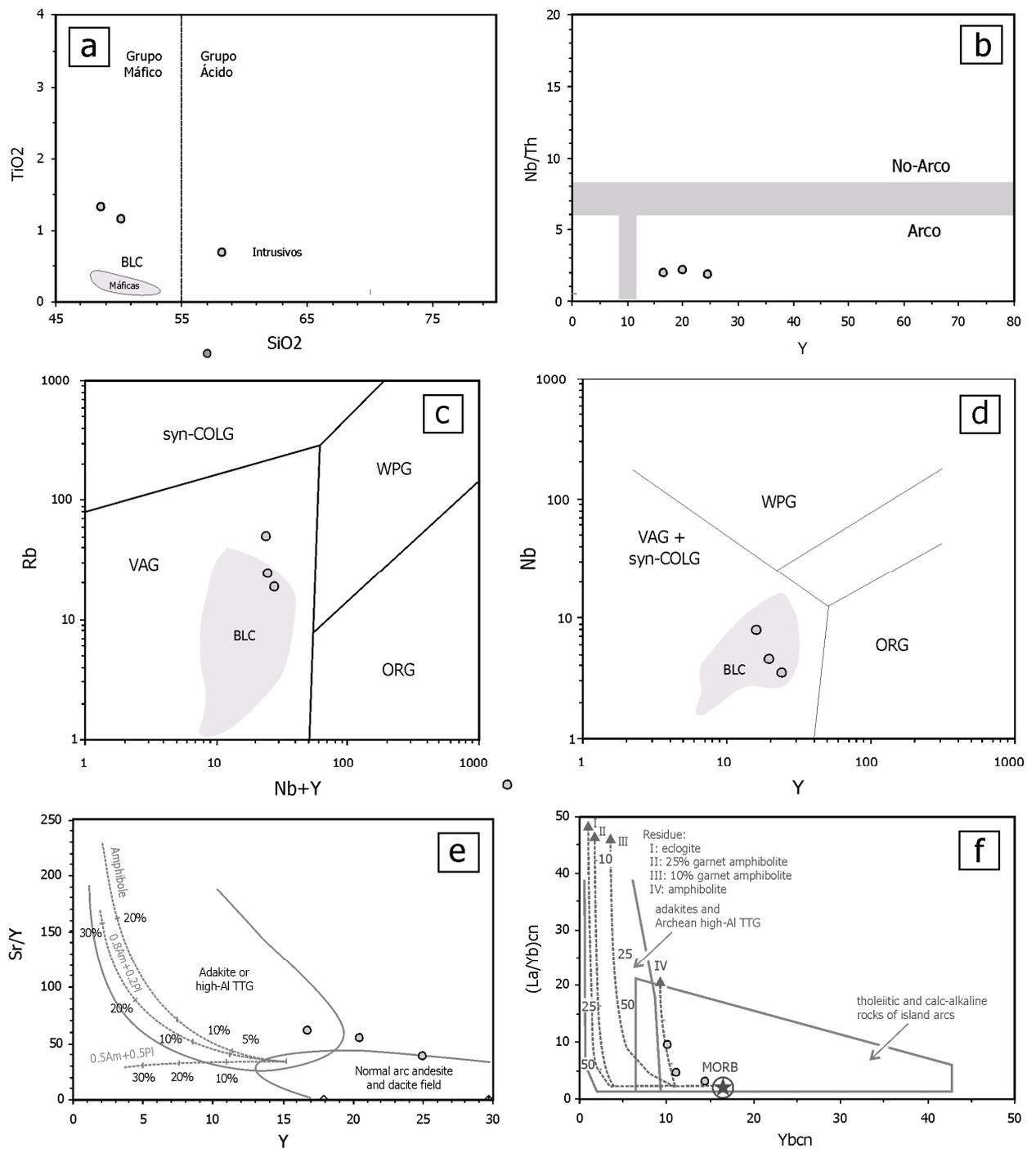


Figura 9 (a y b): Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre.



**Figura 10: (a y b) Diagramas de TiO<sub>2</sub> frente al SiO<sub>2</sub> y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).**

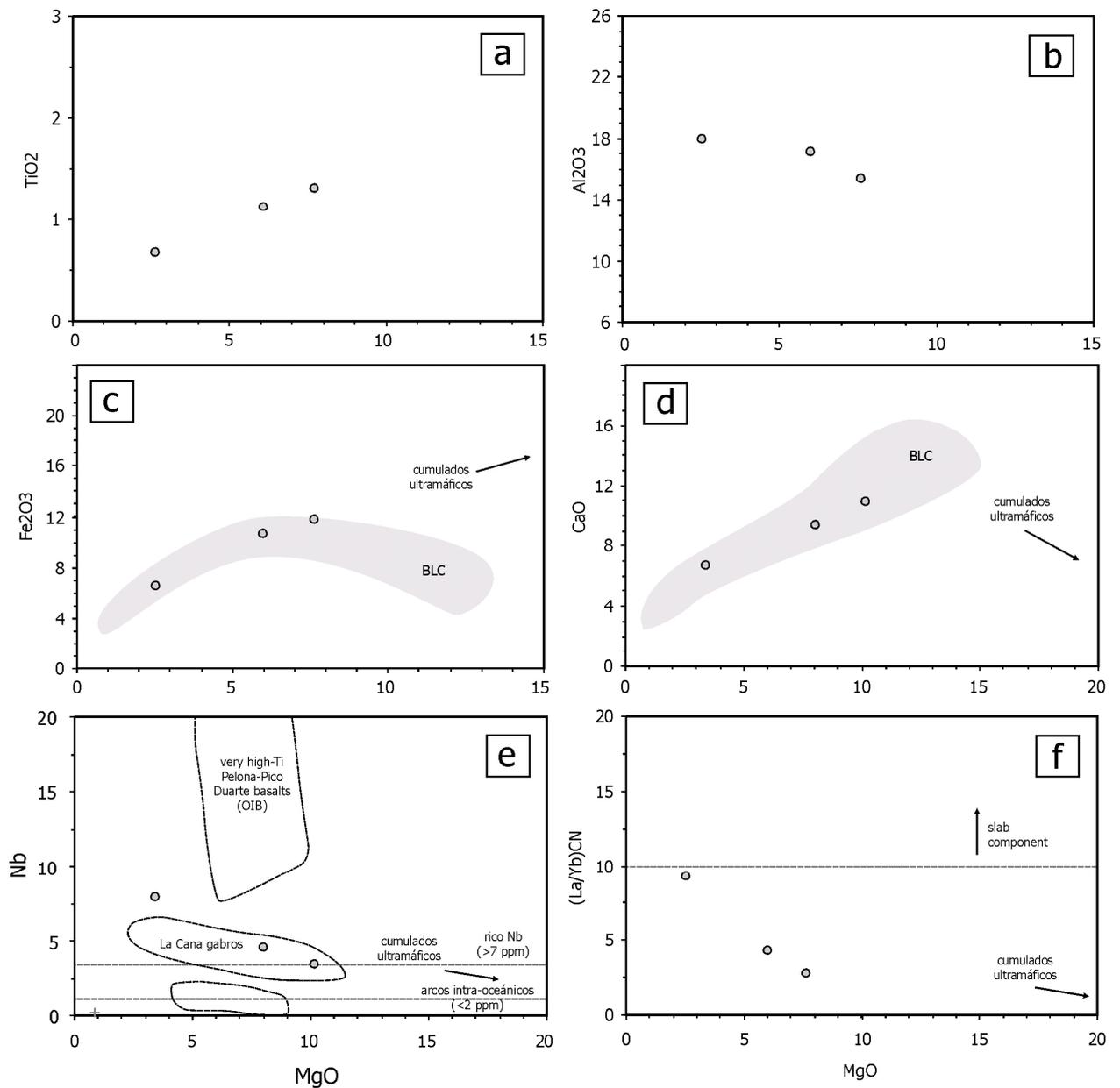


Figura 11: a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Nb y (La/Yb)<sub>CN</sub> frente al MgO.

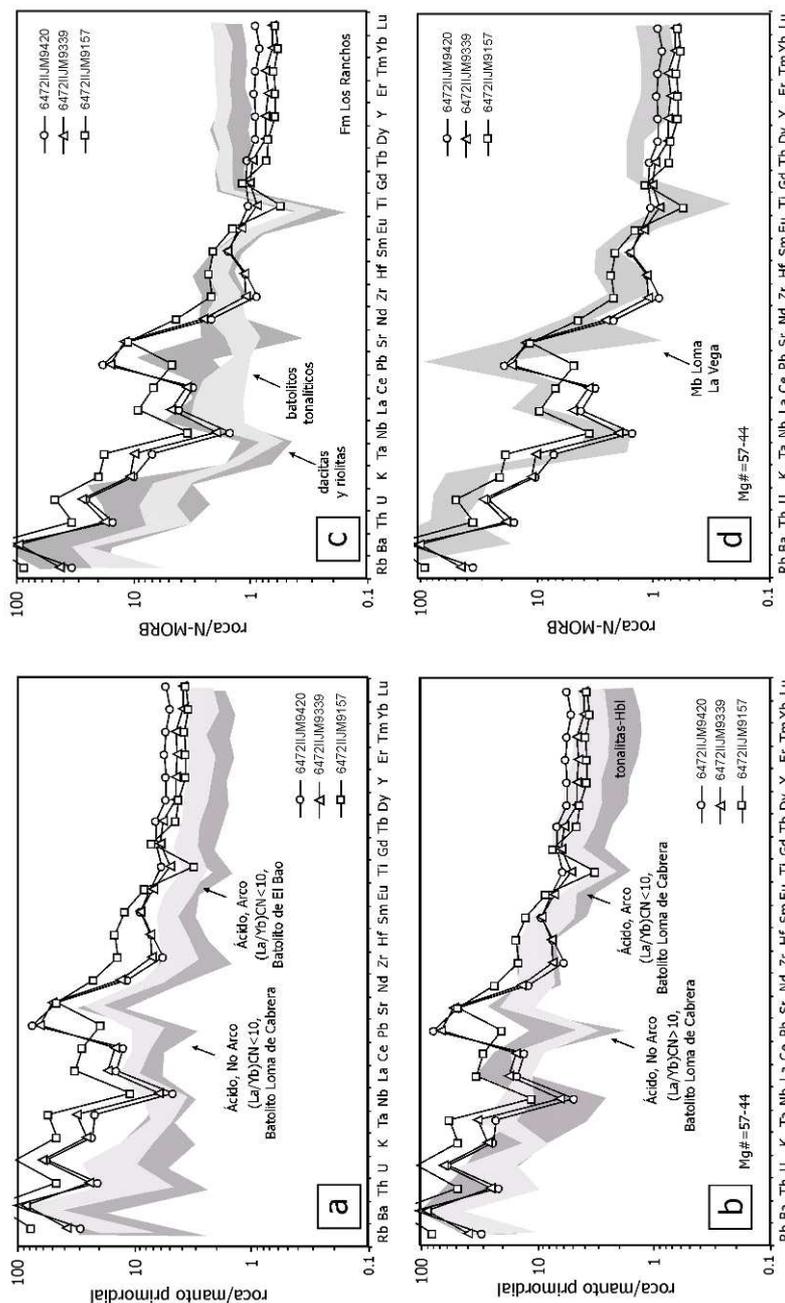
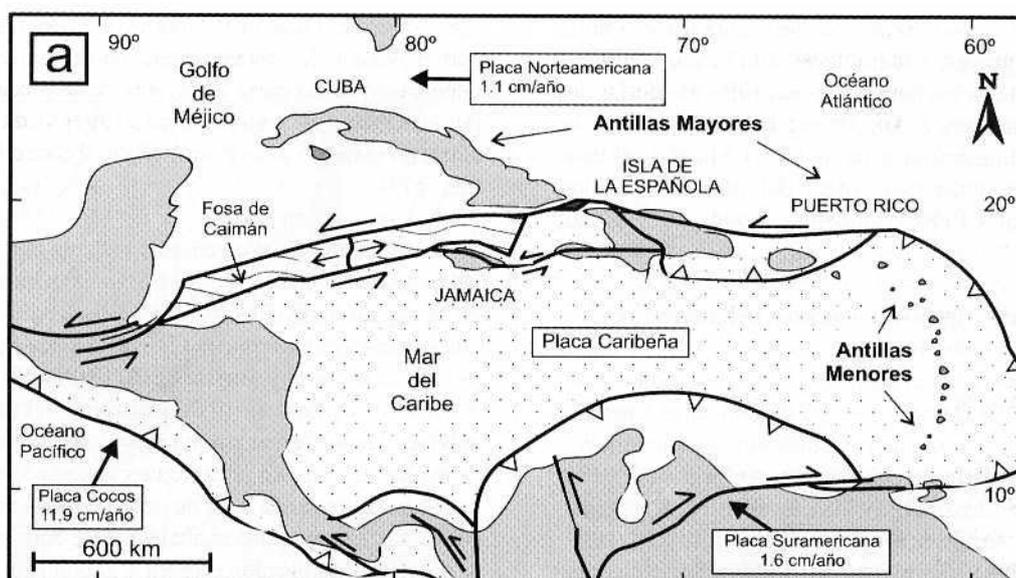


Figura 12: (a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega.

## 4 TECTÓNICA

### 4.1 MARCO GEODINÁMICO

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este; Placa Cocos y Placa Nazca. (Figura 13).



**Figura 13: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).**

Las Antillas Mayores: Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Figura 14, Figura 15).

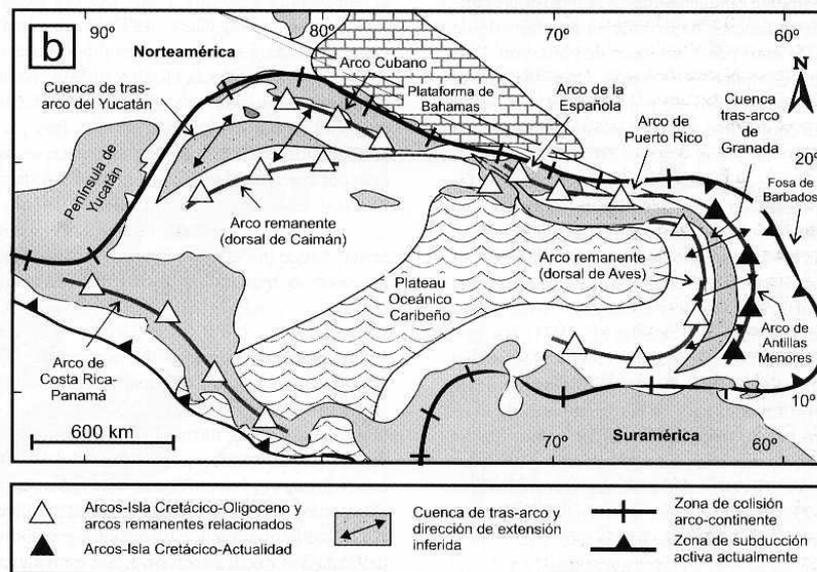


Figura 14: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-ista circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

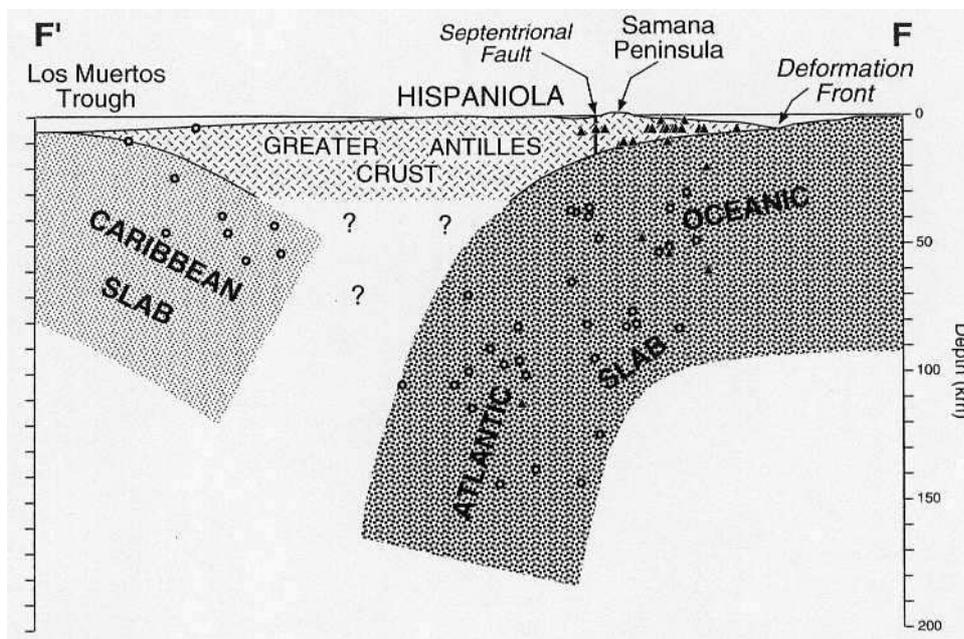
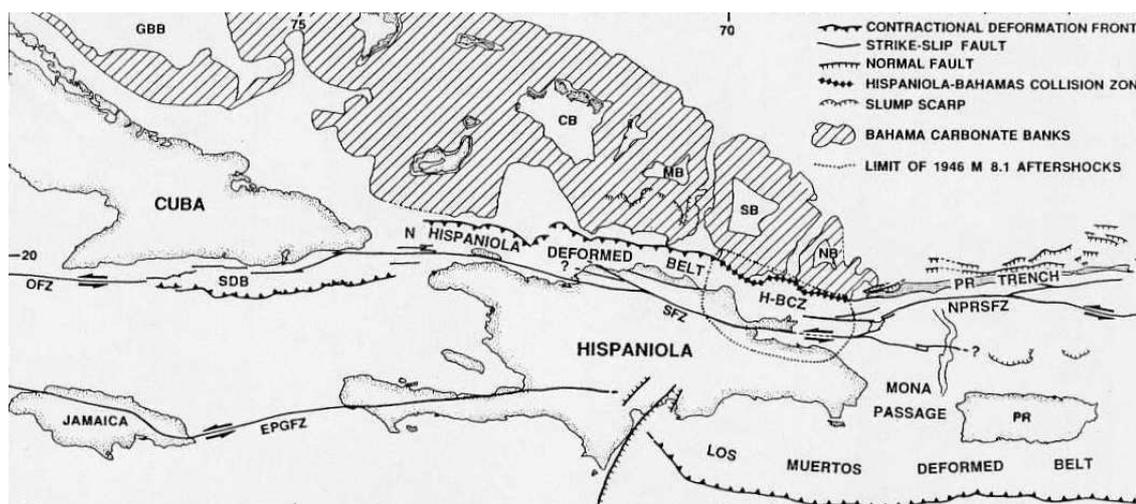


Figura 15: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 16), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por grandes desenganches sinestros con dirección general este-oeste. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.



**Figura 16: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinestros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).**

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan et al., 1998; Mann, 1999). El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por:

- la Sociedad Geológica de América, en "Special Paper 262" en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de "Special Paper 326" en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.);

- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Editores Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernáiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, numero monográfico sobre la Geología de la Republica Dominicana (Editores Pérez-Estaún A., Hernáiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

Las diferentes figuras que ilustran nuestro propósito provienen de algunas de estas publicaciones.

## **4.2 ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA ORIENTAL**

En el marco del proyecto precedente Sysmin 2002-2004 (Proyecto L) la cartografía a 1:50 000 de 10 Hojas de la Cordillera Oriental ha facilitado bastante el avance en cuanto al conocimiento estructural de cierta porción de la República Dominicana. El texto y las figuras que siguen toman la síntesis estructural que completó los trabajos (García-Senz J. *et al*, 2007).

La Cordillera Oriental se extiende Este-Oeste, con una longitud de unos 135 kilómetros y una anchura de unos 35 kilómetros, en el área adyacente a la costa sur de la Bahía de Samaná. Forma una sucesión de lomas incididas por una red de drenaje Norte-Sur que culminan a 736 metros de altura en Loma Vieja.

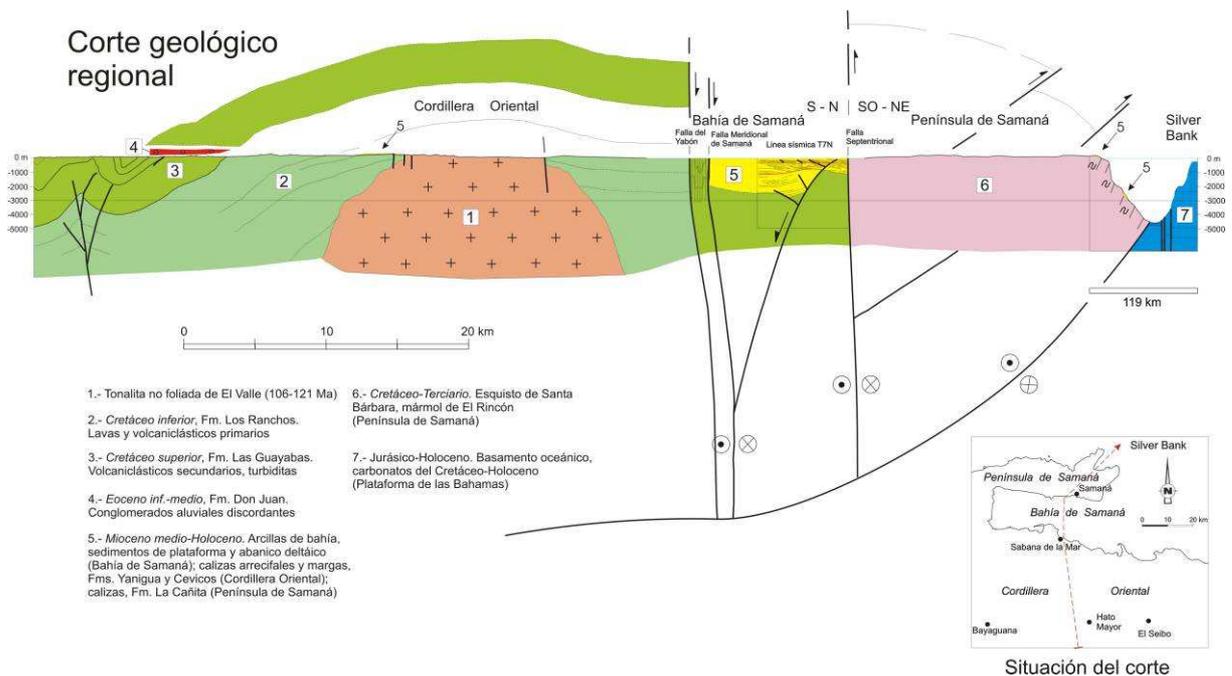
El límite norte de la Cordillera es la falla Meridional de Samaná que forma parte del sistema de fallas que se extienden hacia el NO a lo largo de la Cuenca del Cibao (Dixon T.H. y Daily M.I., 1981; de Zoeten R. y Mann P., 1991; Edgar N.T., 1991). Al Oeste se halla separada de las rocas cretácicas que forman el Cinturón Intermedio por el cabalgamiento de Hatillo (Bowin C., 1966). Hacia el Sur los relieves de la Cordillera Oriental disminuyen su altura y las rocas plegadas que la forman son cubiertas en discordancia por calizas arrecifales de edad plio-cuaternaria.

La evolución tectónica y sedimentaria es resultado de la subducción y colisión oblicua entre el borde norte de la placa del Caribe y la plataforma de las Bahamas (Burke K. *et al.*, 1978).

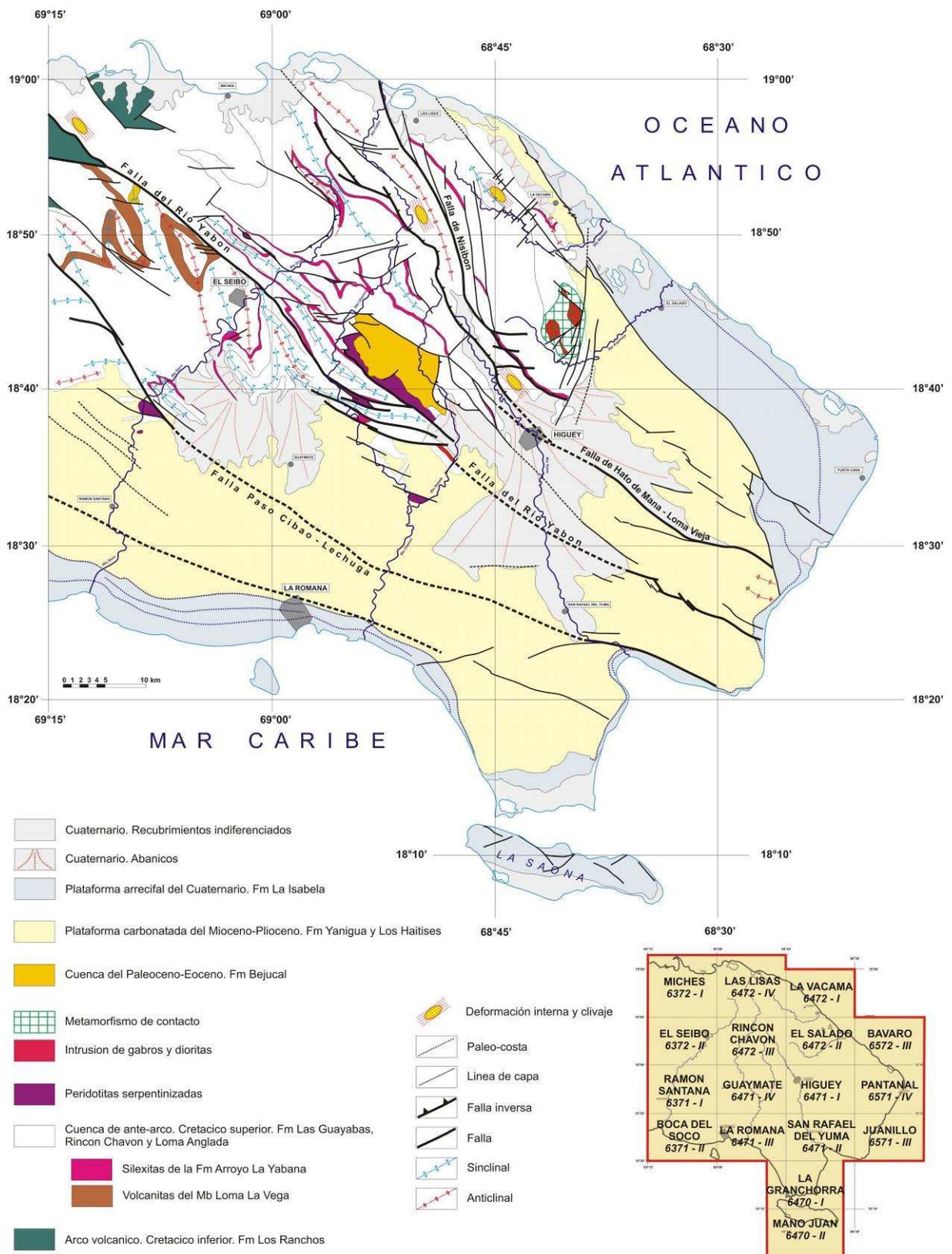
Un corte geológico a través del límite de placas (Figura 17) sitúa la Cordillera Oriental como un gran bloque volcano-plutónico de edad cretácica adyacente a las fallas E-O que limitan la cuenca de la Bahía de Samaná, rellena por 2900 m de sedimentos plio-cuaternarios (Edgar N.T., 1991). El basamento de esta cuenca se cree formado por las mismas rocas cretácicas expuestas en la Cordillera Oriental y diferente de las rocas del complejo metamórfico que forma la Península de Samaná. La fosa entre la Península de Samaná y el Banco de Navidad está situada en el límite entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana, como demuestra la actividad sísmica concentrada al Sur de la fosa (Dolan J.F. *et al.*, 1998).

Bowin C. (1975) presenta un mapa geológico y un mapa estructural de la isla de La Española que incluye por primera vez elementos estructurales de la Cordillera Oriental. Esta área permaneció sin embargo como una de las menos conocidas de la isla hasta el trabajo de Bourdon L. (1985), que integra una cartografía geológica 1:100.000, cortes geológicos seriados y análisis de orientaciones. L. Bourdon reconoce dos unidades principales, El Seibo y El Oro, cada una con distinta serie estratigráfica y diferente estilo de deformación. El mapa de Bourdon L. (1985) es reproducido casi sin cambios por Lebrón M.C. y Mann P. (1991), que aportan adicionalmente un corte geológico regional profundo, con pliegues de vergencia norte sobre una superficie de despegue situada a techo de la Formación Los Ranchos. Las recientes cartografías geológicas 1:50.000 del proyecto SYSMIN 2003-2004 demuestran que las formaciones estratigráficas y los elementos estructurales cruzan los límites de las unidades del Seibo y del Oro y por tanto resulta innecesaria esta subdivisión, simplificando en gran medida la geología de la Cordillera.

Las rocas más antiguas que afloran son más de 3000 metros de rocas volcánicas (Fm Los Ranchos), cubiertas por una delgada plataforma (<300 m) de carbonatos de edad cretácico medio (Fm Hatillo), seguida de unos 5500 metros de areniscas y calizas de origen esencialmente turbidítico (formaciones del Cretácico Superior). Presentan un metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellita (Bourdon L., 1985) y se hallan intruidas por granitoides de edad cretácico. El conjunto forma el basamento de cuencas terciarias y cuaternarias.

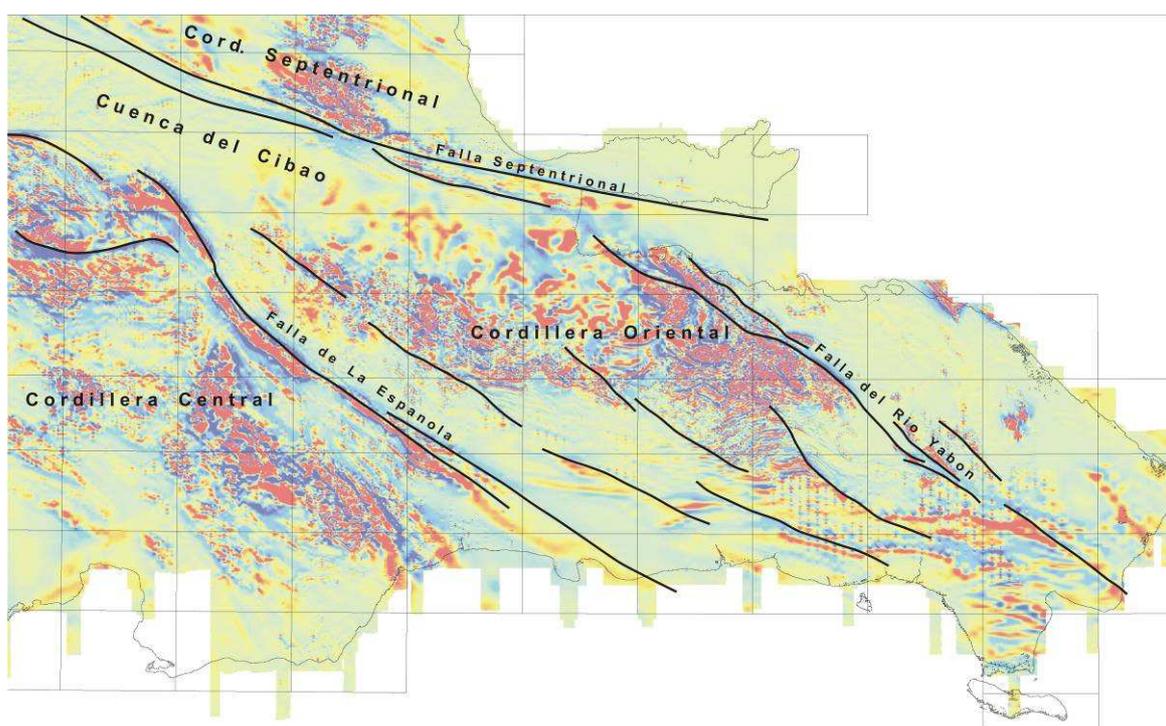


**Figura 17: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. et al, 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan J.F. et al. (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná.**



**Figura 18: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.**

A escala regional, la Cordillera es un gran antiforme ONO-ESE, que cierra hacia el Este, definiendo una amplia zona de charnela. En el núcleo del antiforme están expuestas las rocas del Cretácico Inferior y los granitoides intrusivos, mientras que las rocas del Cretácico Superior forman las capas externas. El flanco norte está cortado por la falla meridional de la Bahía de Samaná. La estructura antiformal está complicada por pliegues y fallas de superficie casi vertical con cizallas en dirección y componentes inversos y normales. Los pliegues dominan en las series estratificadas del Cretácico Superior y son raros en la pila de rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos y en los granitoides intrusivos del núcleo del antiforme, que se hallan principalmente fracturados. La fracturación es más evidente cuando una cobertera de calizas plio-pleistocenas cubre a la Formación Los Ranchos, por ejemplo en el área al Norte de Bayaguana.



**Figura 19: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).**

Fuera del área de culminación antiformal, la Fm Los Ranchos aflora en un área reducida al Oeste del pueblo de Miches. Ambos afloramientos están separados por la falla NO-SE del Yabón, activa desde el Terciario como una falla en dirección levógira (Hernández J.B., 1980; Bourdon L., 1985). Esta falla produce una señal marcada en el mapa geomagnético (Figura

19) y tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultramáficas de origen mantélico emplazadas en el Cretácico Superior. Se trata por tanto de una falla en dirección que ha evolucionado a partir de una falla cortical en la cuenca de ante-arco.

La existencia de fallas con larga historia de actividad es asimismo postulada por Draper G. *et al.* (1996) en el área de deformación intensa limitada al NE por el cabalgamiento de Hatillo. Estos autores consideran una fase de deformación por cabalgamientos de edad cretácico medio, previa a la sedimentación de la Formación de Hatillo y una reactivación tardía de las estructuras en el Eoceno Medio-Superior. Independientemente de estos argumentos, en la Cordillera Oriental no existe una severa deformación de la Formación Los Ranchos bajo la Caliza de Hatillo. La discordancia angular entre ambas formaciones resulta más bien compatible con una elevación vertical o una suave contracción longitudinal.

Un poco mejor caracterizada desde el punto de vista estructural es la discordancia de la base del Cretácico Superior entre la Caliza de Hatillo y la Formación Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Bayaguana hay familias de fallas NO-SE, NE-SO y E-O que muestran erosión en sus bloques, con cambios bruscos de espesor de la caliza de Hatillo, que puede estar totalmente omitida. Se interpretan como fallas que acomodan la ¿extensión? inicial en la cuenca de ante-arco. Otras fallas de una escala mayor cortan en rampa 1,2 km de la parte alta del Cretácico Superior al Sureste de Hato Mayor. Aunque la homogeneidad litológica de la Fm Las Guayabas impide reconocer la separación estratigráfica en ambos bloques, la opción más plausible es que se trata de fallas de perfil lístrico que extienden hacia el Sur los sedimentos en el talud submarino. Análogos de pequeña escala se observan en cortes de taludes en la Hoja de Monte Plata. Estas observaciones indican que las fallas extensivas gravitacionales de diferentes escalas son un elemento característico de la cuenca de ante-arco del Cretácico Superior, y que las más antiguas se asocian al evento erosional que trunca la Caliza de Hatillo y Los Ranchos.

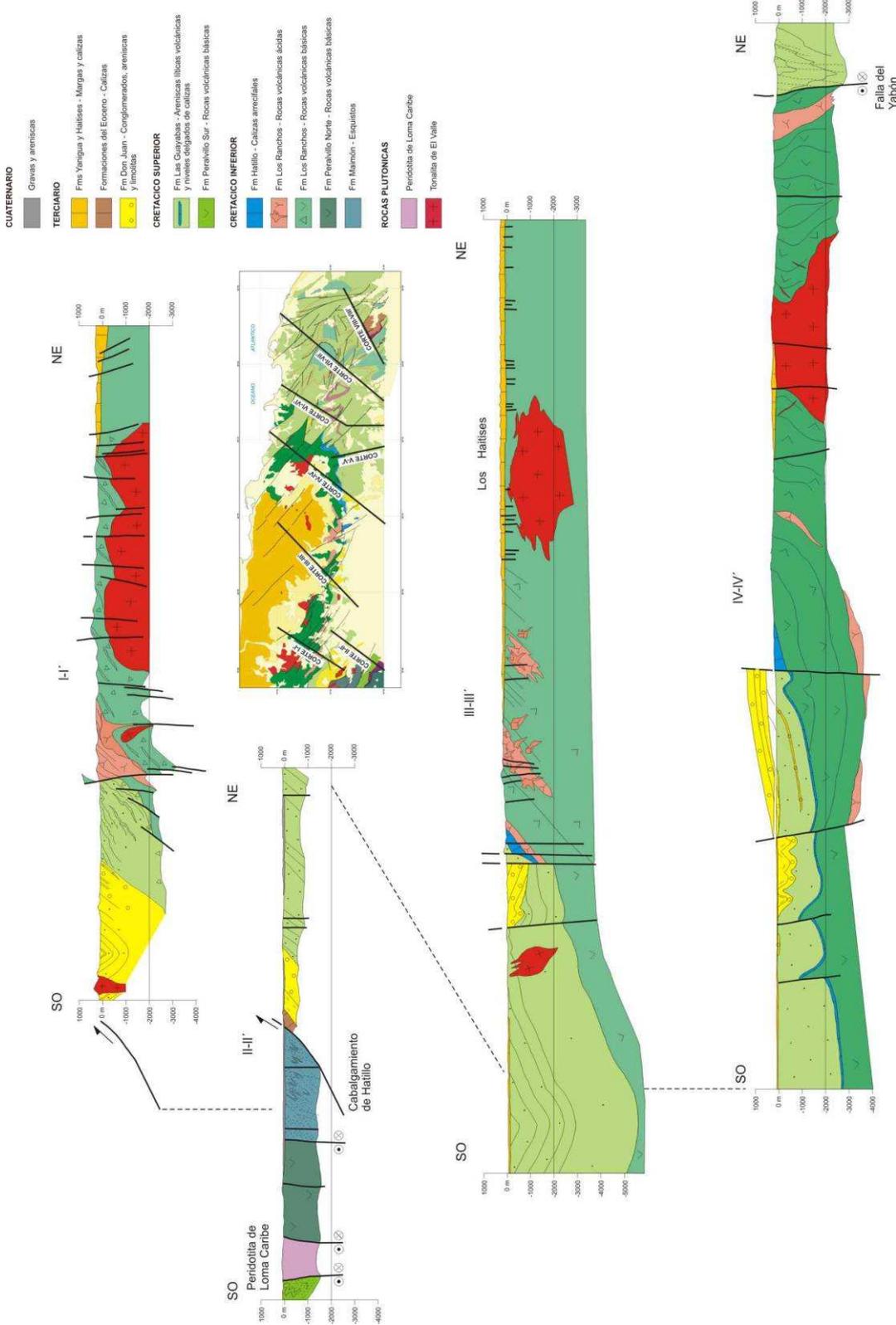
Dos generaciones de pliegues contractivos se superponen (Figura 18). La primera, con un patrón concéntrico, es groseramente paralela al contacto cartográfico de las formaciones los Ranchos y Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Las Lisas está doblada por pliegues NO-SE y N-S de segunda generación, que producen estructuras de interferencia del tipo-I, caja de huevos de Ramsay J.G. (1967). El ejemplo más espectacular es la estructura sinformal de doble inmersión situada al Sureste de El Seibo.

El paralelismo de los pliegues de primera generación al contacto cartográfico entre Los Ranchos y las formaciones del Cretácico Superior sugiere una relación genética entre el plegamiento contractivo y el basculamiento monoclinial hacia el Sur y Sureste de las series cretácicas. Su efecto en la Cordillera Oriental fue la contracción, elevación y basculamiento hacia el arco del borde de la placa del Caribe sobre la placa subducida y la protrusión hasta la superficie de rocas ultramáficas serpentinizadas. La deformación ocurrió antes del Eoceno (Bourdon L., 1985), edad del conglomerado de Don Juan, que erosiona terrenos más antiguos hacia el Norte, llegando a yacer sobre la Formación Los Ranchos al Oeste de Hato Mayor.

La deformación finicretácica en la Cordillera Oriental coincide con el cese de la principal actividad volcano-plutónica en La Española y es correlativa a la fase de deformación regional que afecta a las Antillas Mayores entre el Campaniano y el Eoceno, para la que se ha invocado diversos contextos geotectónicos (Bourdon L., 1985; Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Mann P. *et al.*, 1991; Draper G. y Lewis J.F., 1991).

Las rocas elevadas y erosionadas del arco volcánico del Cretácico Inferior y del ante-arco del Cretácico Superior, forman el basamento de los sedimentos eocenos, depositados en cuencas estrechas limitadas por fallas NO-SE, E-O y NO-SE. El perfil transversal de estas cuencas es de tipo semigraben, con estratos rotados hacia las fallas. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales de la Formación Don Juan, provenientes de los relieves adyacentes a las fallas. Encima yacen generalmente calizas, areniscas y conglomerados marinos con diferencias estratigráficas entre cuencas que indican una evolución independiente. La generación de relieve en bloques elevados adyacentes a bloques deprimidos es típica de cuencas transpresivas.

Los pliegues de segunda generación y sistemas de cizallas asociadas que se desarrollaron entre el Eoceno y la Actualidad representan la deformación post-acrecional y post-colisión del arco de islas. Su frecuencia crece en la zona que rodea a la falla del Yabón, disminuye entre Hato Mayor y Monte Plata y vuelve a incrementarse en el área al Oeste de Monte Plata, por la deformación asociada a las zonas de cizalla que forman el límite NE de la Cordillera Central (Bowin C., 1966; Boisseau M., 1987; Draper G. *et al.*, 1996).



**Figura 20: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. et al, 2007).**

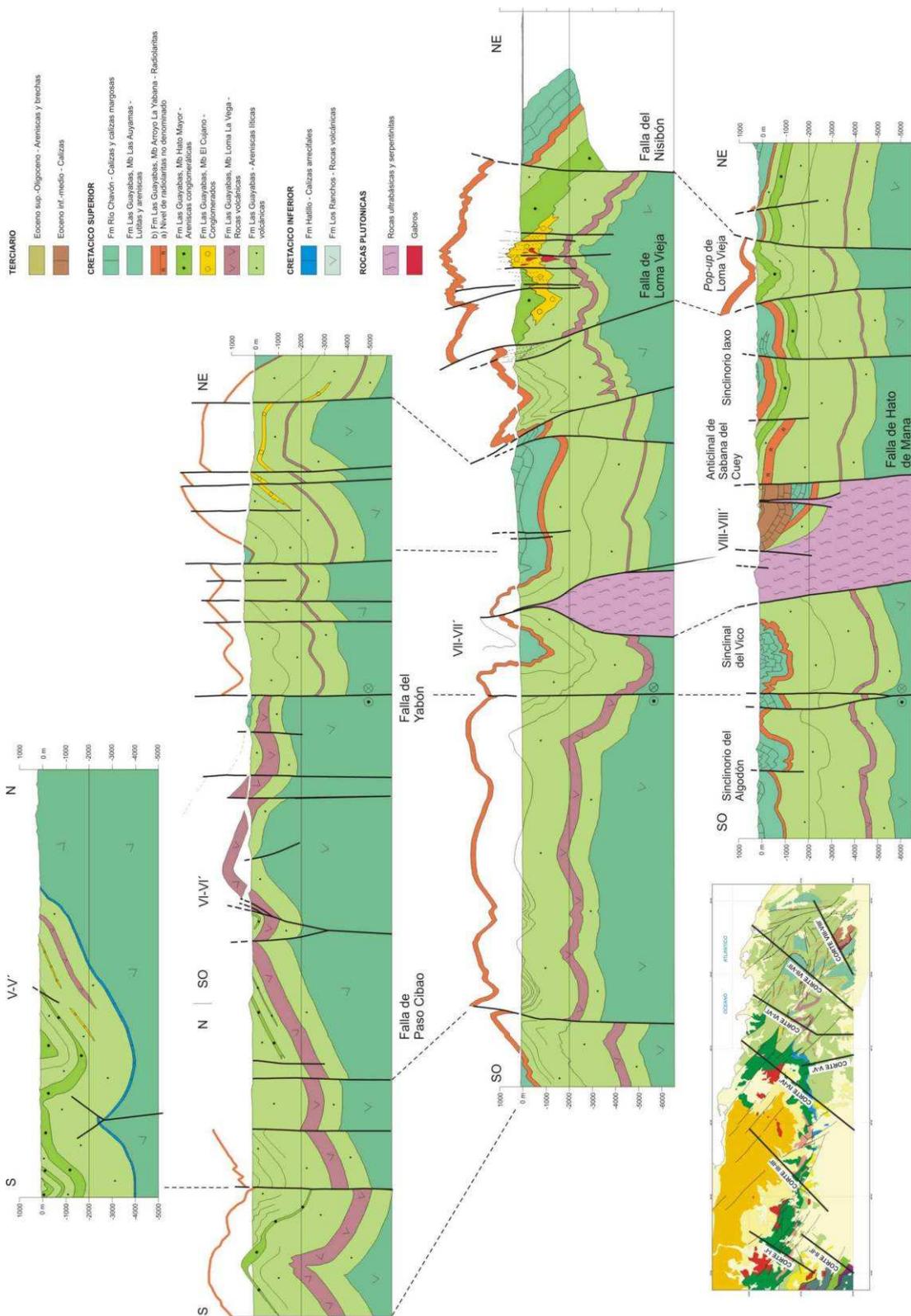


Figura 21: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. et al, 2007).

En el lado suroeste de la falla del Yabón los pliegues se disponen “en echelon” con un escalonamiento levógiro a ángulos de aproximadamente 20° respecto a la superficie de la falla, indicando un movimiento horizontal convergente levógiro. En contraste, los pliegues adyacentes al lado noreste son de traza subparalela. La falla y tal vez las diferencias reológicas del basamento en ambos bloques inducen la partición del esfuerzo de cizalla pura, resultando estructuras contractivas con desplazamiento oblicuo en el lado occidental de la falla y contractivas en el lado occidental. Otras fallas NO-SE a NNO-SSE entre las poblaciones de Miches y Las Lisas, exhiben en superficie una componente inversa notable y forman bloques elevados de doble vergencia como el de Loma Vieja, la máxima altura de la Cordillera. Adicionalmente, cizallas de Riedel ONO-ESE (con ligeros cambios de ángulo debidos a rotaciones) cortan a pliegues en el bloque nororiental de la falla del Yabón, que resultan deformados como domos, semi-anticlinales y semi-sinclinales, con un patrón similar al reproducido por Harding T.P. y Lowell J.D. (1979) en modelos de arcilla.

El perfil de los pliegues, generalmente abierto, cambia a apretado de tipo acordeón en el área adyacente a fallas importantes como la del Yabón, o en bloques empujados y elevados como el de Loma Vieja. La configuración del sinclinorio situado al Sureste de El Seibo es cónica, con líneas de charnela que divergen hacia el SE en la dirección de movimiento de la falla del Yabón. La mecánica del plegamiento por cizalla convergente que se invoca usualmente para explicar la formación de estos pliegues (ej. Silvester A.G., 1988) no requiere la existencia de una superficie de despegue somera a techo de la Formación Los Ranchos como proponen Mann P. *et al.* (1991).

La región de máximo acortamiento con desarrollo de clivaje se sitúa próxima a la costa norte, entre las poblaciones de Miches y Las Lisas. Existe por tanto una variación de acortamiento subperpendicular a las superficies axiales, que Bourdon L. (1985) interpretó erróneamente como la evidencia de dos unidades, El Seibo y El Oro con una historia tectónica y estratigráfica diferente y que Mann P. *et al.* (1991) llevan a la categoría de “terrenos”

Para Burke K. *et al.* (1980), Mann P. *et al.*, (1984) y Dolan J.F. *et al.* (1998), la transpresión es resultado de la orientación E-O de las fallas de Samaná, que se separa de la dirección OSO-ENE del movimiento de las placas, lo que produce una restricción a la traslación lateral de la placa del Caribe. En este contexto, las fallas E-O de Samaná constituyen la zona principal de cizalla, acomodando una parte importante de la traslación, mientras que los

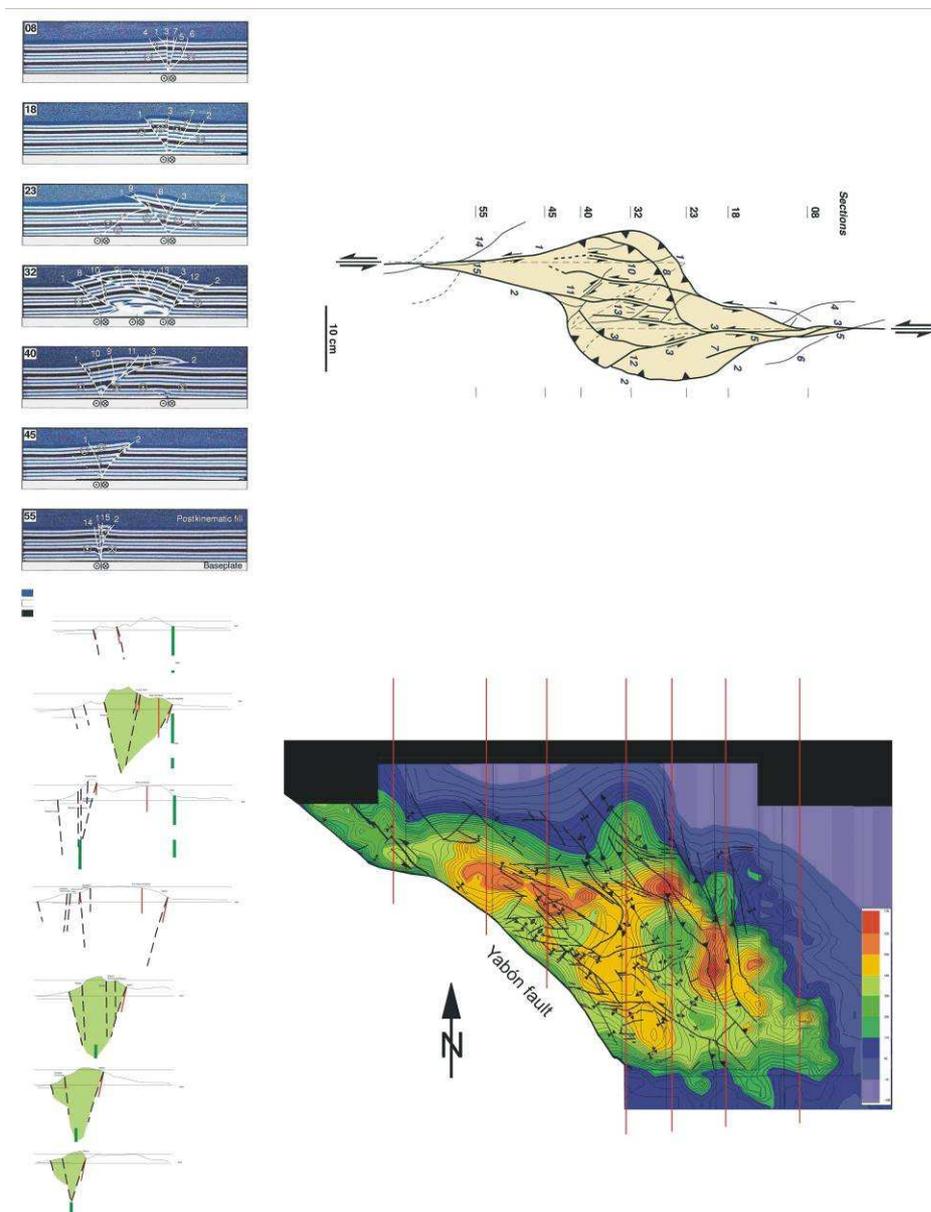
pliegues y fallas NO-SE de la Cordillera acomodan la mayor parte de la laminación mecánica y el acortamiento intraplaca.

En la actualidad, el borde norte de La Española es una zona activa de cizalla, con deformación y sismicidad. Edgar N.T. (1991) reconoce deformación reciente en las líneas sísmicas superficiales bajo el agua de la Bahía de Samaná y Winslow M.A. *et al.* (1991) en la continuidad de estas estructuras hacia tierra por el bloque de San Francisco. La actividad neotectónica en la Cordillera Oriental es evidente en la elevación del arrecife plio-cuaternario, que originalmente se extendía de costa a costa en el Este de la isla y actualmente presenta un relieve estructural superior a 400 metros. El plegamiento del arrecife es pasivo, adaptado a la componente vertical de movimiento de fallas de desgarre ONO-ESE y NE-SO. Entre los rasgos geomorfológicos destacan la superficie de erosión argilitizada al Sur de Miches, numerosos relieves de lomas paralelos a escarpes de fallas y el control de la red hidrográfica. Este último se evidencia a pequeña escala en el trazado rectilíneo de los arroyos y a gran escala en el drenaje dominante hacia el Sur. La causa última es la disimetría impuesta por las fallas bajo la Bahía de Samaná, que deprimen abruptamente el bloque norte adyacente al máximo relieve de la Cordillera.

Con ocasión de la 18va Conferencia Geológica del Caribe, J. García-Senz et A. Pérez-Estaún (2008) se realizaron interpretaciones de la evolución estructural de la Cordillera Oriental, basada en la morfología de la paleo-superficie ante-miocena y la comparación con el modelo analógico de McClay y Bonora (2001), relativo a las cuencas asociadas a estructuras de cizallamiento.

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión. La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras 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. Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Fm 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.



**Figura 22: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz & Pérez-Estaún ,2008).**

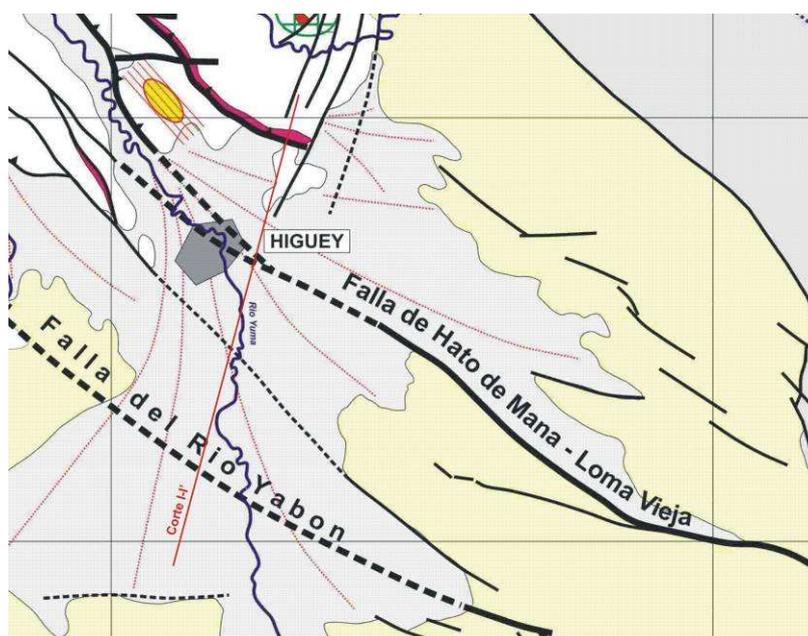
### 4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “HIGÜEY”

La esquina NO de la Hoja Higüey pertenece al dominio estructural de la Cordillera Oriental. Las relaciones con la Llanura Costera del Caribe están enmascaradas por una importante zona de colusiones. Los depósitos actuales de la Cordillera han sido en gran parte depositados por los ríos Duey y Quisibani.

El zócalo cretácico y la cobertera plio-pleistocena están afectados por fallas N110-140°E, desgarres sinistros de la familia de la Falla del Río Yabón.

La Falla del Río Yabón debería ser visible en la esquina NO de la Hoja, pero su trayectoria está completamente enmascarada. Su localización se ha deducido mediante anomalias de geofísica aerotransportada.

Cerca de Higüey, ocurre la convergencia de las fallas de Hato de Mana y Loma Vieja, definidas en la Hoja de Rincón Chavón. Hacia el SE, la cobertera carbonatada plio-pleistoceno está afectada por una profunda incisión que se podría corresponder con una reactivación reciente de estas fallas.



**Figura 23: Esquema estructural del Mapa de Higüey.**

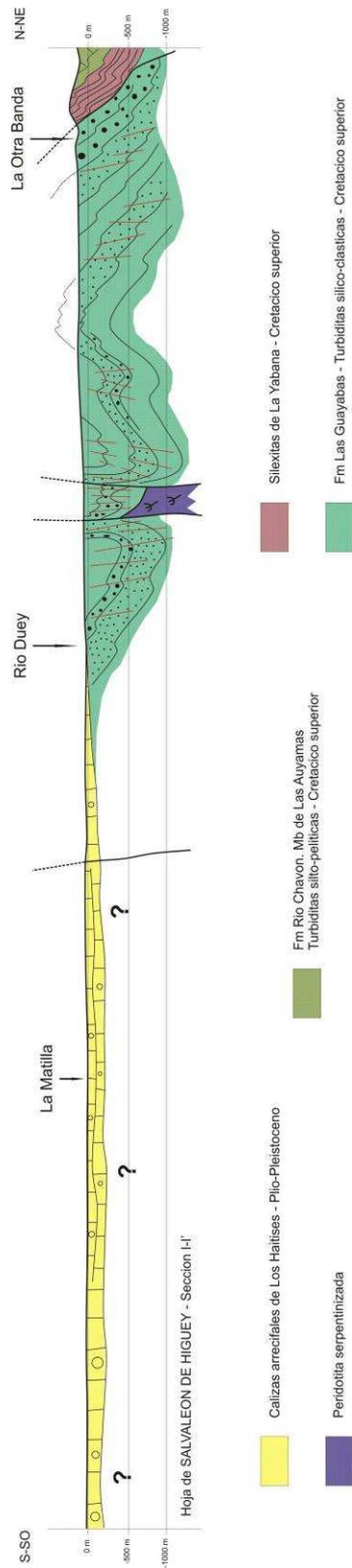


Figura 24: Corte geológico de la Hoja Higüey.

## **5 GEOMORFOLOGÍA**

### **5.1 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO**

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describe en los apartados correspondientes del capítulo de Estratigrafía (2).

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición estructural; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

#### **5.1.1 Estudio morfoestructural**

En general, el relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, los materiales detríticos e ígneo-metamórficos de la Cordillera Oriental se alzan a favor de alineaciones de origen tectónico. Por el contrario, el relieve de los materiales sedimentarios plio-pleistocenos está condicionado por la morfología de plataforma carbonatada que ocupaba la región durante dicho periodo, por tanto, constituye prácticamente toda una superficie estructural que en su mayor parte ha sido erosionada y tapizada por depósitos aluviales.

Sobre la arquitectura labrada por los procesos anteriores han actuado con mayor o menor eficacia la morfogénesis fluvial, lacustre-endorreica, y poligénica.

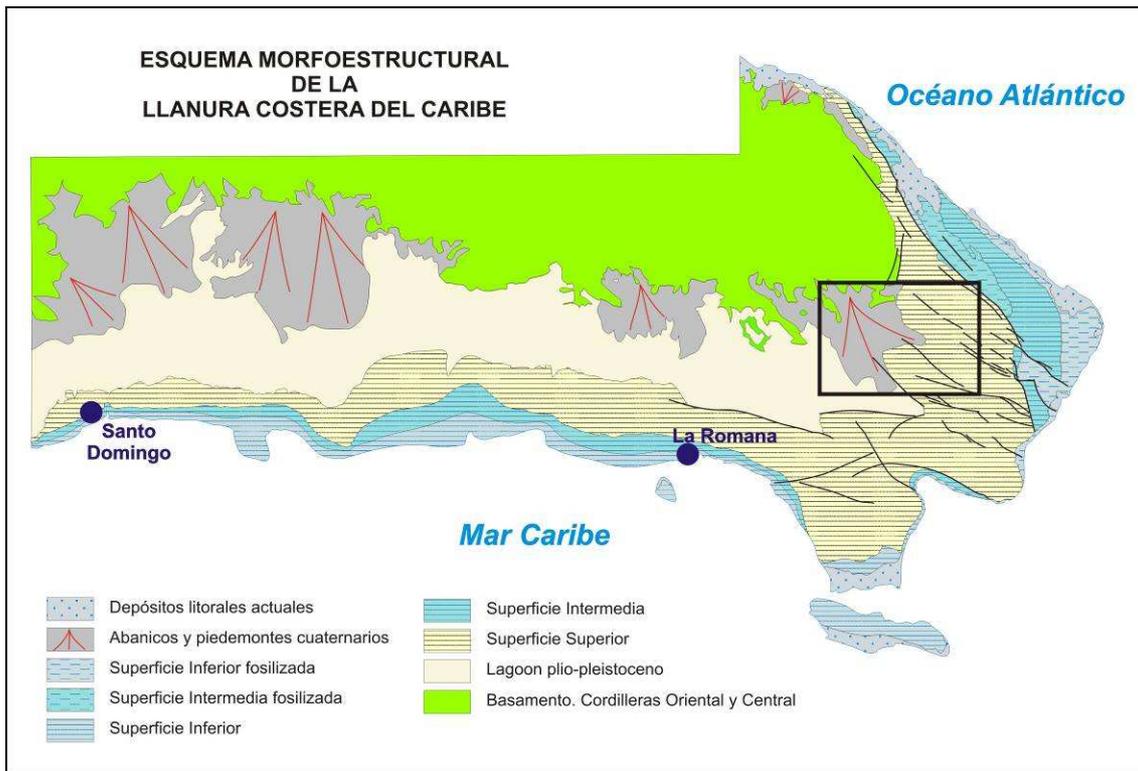


Figura 25: Situación de la Hoja de Higüey en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.

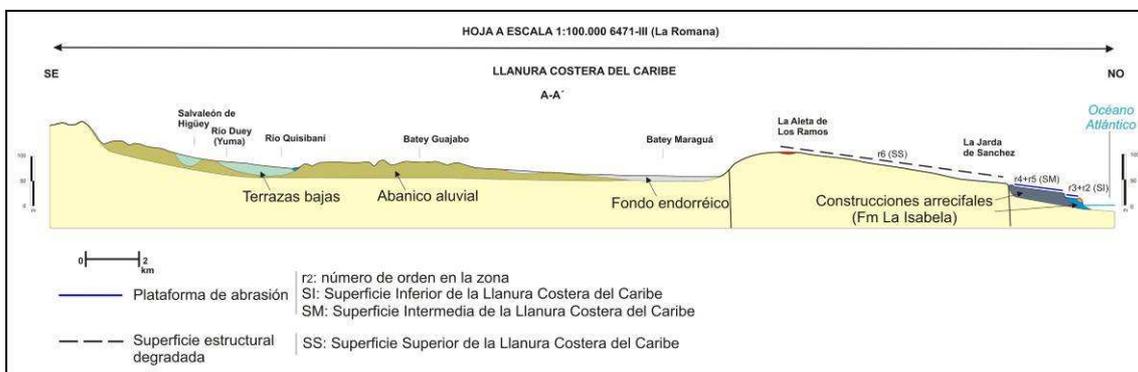


Figura 26: Perfil morfoestructural esquemático del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.

### 5.1.1.1 Formas estructurales

Se distribuyen por todo el ámbito de la Hoja. En el caso de las formas estructurales de origen tectónico se concentran casi exclusivamente en el sector septentrional y oriental, correspondiendo fundamentalmente a fallas y fallas supuestas con expresión morfológica de dirección NO-SE, siendo su expresión principal la delimitación de bloques.

Por otra parte, las morfologías condicionadas por la distinta resistencia ofrecida por los materiales aflorantes a la erosión, o litoestructurales, consisten fundamentalmente en superficies estructurales degradadas o ligeros retoques erosivos generadas a techo de niveles calcáreos de la Fm Yanigua y, con mucha mayor extensión, de la Fm Los Haitises. En este caso, se trata de la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe, que alberga las cotas más elevadas de la llanura en la región, llegando a alcanzar puntualmente +100 m, si bien son más frecuentes valores de +60 m. Aunque parece evidente su carácter estructural, es probable que también haya sufrido la acción de la morfogénesis marina-litoral durante su formación.

En sector septentrional de la Hoja, se distinguen otras formas relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización, como son: escapes estructurales, resalte en capas horizontales y crestas.

### **5.1.2 Estudio del modelado**

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como el borde de la Cordillera Oriental y la Llanura Costera del Caribe, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una evolución presidida por los procesos ígneo-metamórficos y tectónicos acaecidos a partir del Mesozoico, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, morfogénesis fluvial encaminada a su destrucción y la formación del piedemonte que se reconoce en todo su borde meridional.

Por lo que respecta al sector de la Llanura Costera del Caribe que se incluye en la Hoja, son los procesos fluviales, lacustre-endorreico, marino-litorales y poligénicos los condicionantes fundamentales de la morfoestructura básica.

#### **5.1.2.1 Formas fluviales y de escorrentía superficial**

Están ampliamente representadas y distribuidas. Poseen una extensa variedad, tanto de formas erosivas, sobre todo en el margen noroccidental, como sedimentarias.

Los fondos de valle son formas estrechas coincidiendo con canales de estiaje y cauces abandonados, como los afluentes del río Duey (Yuma). En el cauce medio del río Duey,

donde no hay prácticamente encajamiento del río se puede distinguir una llanura de inundación de casi un 1 km de anchura, dentro de la cual se albergan lagunas, siendo posible que correspondan a antiguas redes de drenaje abandonadas, si bien su grado de conservación no permite corroborar esta idea en todos los casos.

Actualmente, la incisión fluvial se inicia por la formación de pequeños regueros (arroyada en regueros), que canalizan el agua procedente de las fuertes tormentas hacia los barrancos y cañadas. La actividad pretérita de la red fluvial se manifiesta por la existencia de terrazas, a las que se asocian escarpes más o menos marcados, relacionadas con el río Yuma. Se trata de terrazas pequeñas y estrechas en la parte media y baja del curso. Los niveles más bajos de estas terrazas se disponen a cotas en torno a +3–5 m sobre el cauce del río, en tanto que los superiores alcanzan cotas cercanas a +6-8 m.

Los depósitos más extensos corresponden a retazos de abanicos aluviales de baja pendiente y abanicos aluviales que, partiendo de la Cordillera Oriental, tapizan la Llanura Costera del Caribe, configurando una monótona e inmensa planicie ligeramente inclinada desde una cota próxima a 100 m al pie de la cordillera hasta 50 m en su sector distal, correspondiente al ámbito septentrional la Hoja.

Entre las formas erosivas se han reconocido: incisión lineal en cuna y en v, desarrolladas principalmente en las estribaciones de la Cordillera Oriental, a favor de los niveles de margas de la Fm Yanigua y en menor medida en pequeños cauces de estiaje que atraviesan la Fm. Los Haitises, los cuales tienen una rápida pérdida de drenaje.

El dispositivo paleogeográfico y la litología son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje. En la zona central, a consecuencia de los umbrales formados por las construcciones arrecifales de la Fm. Los Haitises, después de la emersión de la plataforma plio-pleistocena, se constituye un área endorreica que posteriormente ha sido atravesada por el río Yuma, el cual presenta una red de drenaje paralela debido posiblemente a la uniformidad de la pendiente.

La estructura tectónica aparece como un condicionante de la dirección de los cursos fluviales menores, siguiendo las directrices principales de la Cordillera Oriental.

Como principales factores en la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, especialmente en lo que afecta al endorreísmo del sector central y oriental.

#### 5.1.2.2 Formas lacustres y endorreicas

Se trata de lagunas, charcas y áreas endorreicas, ampliamente extendidas por toda la Hoja. Por su extensión destaca el área endorreica ubicada en el sector central y meridional, que se extiende sobre los materiales de la Fm Yanigua. La forma alargada y la distribución alineada de algunas lagunas y charcas sugieren su génesis a partir de antiguos cursos fluviales, en algunos casos mínimamente encajados y prácticamente irreconocibles hoy día, se trata de zonas de drenaje deficiente con abundante vegetación. Las lagunas con formas más redondeadas parecen responder a procesos de disolución de los materiales carbonatados del sustrato.

#### 5.1.2.3 Formas marinas-litorales

Determinan la fisonomía de la franja litoral hasta la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe. Sus elementos más destacados son las construcciones biogénicas pertenecientes a la Fm La Isabela, sobre las que se han desarrollado plataformas de abrasión que con disposición escalonada dispuestas en paralelo al litoral, se reconocen por toda la zona. En la Hoja contigua de Pantanal se han reconocido al menos tres niveles a cotas aproximadas de +6 m (r1), +16 m (r2) y +20-45 m (r3), si bien, esta última es la que se reconoce en el borde noreste de la Hoja de Higüey (equivalente a r4 y r5), correspondiente a la Superficie Intermedia de la Llanura Costera. Aunque como ya se ha señalado, la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe (+100 m), esculpida sobre la Fm Los Haitises, podría constituir la plataforma de abrasión más antigua.

Sobre la Superficie Intermedia se han conservado un complejo litoral de playas y dunas, que no tiene mucha extensión, pero sí una importante expresión morfológica, con alineaciones a modo de crestas orientadas en paralelo a la línea de costa, que corresponden a dunas del complejo litoral y pueden llegar a alcanzar alturas de +30 m con respecto a la plataforma sobre la que se disponen.

**ESTIMACIONES DE EDADES Y TASAS DE ELEVACIÓN EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE**  
(Basado en datos de Braga, 2010)

FORMACIÓN	TERRAZA MARINA	UNIDAD CART.	SUPERFICIE DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE EQUIVALENTE	COTA (m)			DATACIÓN (ka)	TASA DE ELEVACIÓN (mm/año)	EDAD	ESTADIO ISOTÓPICO
				JUAN DOLIO	LA ROMANA	BAHIA YUMA				
LA ISABELA	r1	n	INFERIOR	3	2		24,1	0,083	PLEISTOCENO SUPERIOR	MIS 3
				6		6	121±9	0,050		MIS 5e
	10	8			0,083					
		14			0,066					
	r3	n						0,116		
r4	m	INTERMEDIA	26		20	400	0,050	PLEISTOCENO MEDIO	MIS 11	
				36		313,3	0,083		MIS 9	
						310,3	0,116		MIS 9	
r5	m	32			385,5	0,066	MIS 11			
				44		379,3	0,116		MIS 11	
LA BARCA Y LOS HAITISES	r6?		SUPERIOR	40	60	60	781,0	0,051	PLEISTOCENO INFERIOR	
							3.500,0	0,011		
							0,017	PLIOCENO		

126 ka  
781 ka  
1806 ka  
3500 ka

121: datación absoluta (Schubert y Cowart, 1982)

**Figura 27: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de 100.000 La Romana en el contexto de la Llanura Costera del Caribe occidental.**

Las plataformas están delimitadas por acantilados fósiles, más o menos degradados, que aparecen como escarpes verticalizados de orden decamétrico a métrico.

**5.1.2.4 Formas por meteorización química**

Poseen una gran representación en toda la Hoja aunque es más importante en el sector oriental, donde se desarrollan sobre las calizas de las Fms. Los Haitises, pudiendo considerarse como un área con intensa karstificación. En la parte central la expresión morfológica son pequeñas dolinas de fondo plano y escasa profundidad, que se formaron por la disolución parcial del sustrato plioceno. En algunas áreas son tan numerosas que forman pequeños campos de dolinas. En cualquier caso, la forma más extendida corresponde al campo de lapiaces desnudo visible por toda la zona.

Existen evidencias de un notable desarrollo endokárstico, como indican las cuevas desarrolladas en toda la zona sublitoral.

### 5.1.2.5 Formas antrópicas

La actividad antrópica constituye una importante característica en diversas zonas, estando relacionada principalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas, construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno.

Aunque obviamente este tipo de actividad es máximo en los ámbitos de Salvaléon de Higüey, La Romana y de los centros industriales y turísticos cercanos, no se han representado las modificaciones antrópicas plasmadas en la base topográfica o consistentes en obras civiles o urbanísticas, habiéndose diferenciado exclusivamente aquéllas que han supuesto una modificación sustancial de la topografía y, especialmente, una escombrera.

## 5.2 EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

La fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Plioceno donde el área comprendida dentro de la Hoja zona formaría parte de la una extensa plataforma carbonatada situada al sur de la actual Cordillera Oriental, restringida durante dicha época a una serie de islas e islotes, a modo de archipiélago (Díaz de Neira *et al.*, 2007). La evolución y la historia geomorfológica de la zona están determinadas por la tendencia ascendente de dicha plataforma a lo largo del Cuaternario.

La característica básica de la plataforma pliocena es la presencia de una barrera arrecifal (Fm Los Haitises) de orientación E-O y en el sector oriental N-S, que protegería un amplio lagoon (Fm Yanigua), que recibiría descargas terrígenas procedentes de la incipiente Cordillera Oriental.

La continuidad de la tendencia ascendente de La Española, evidenciada desde épocas precedentes, provocó el ascenso de la plataforma al final del Pleistoceno Inferior. Debido al perfil de la plataforma, el antiguo armazón arrecifal y lagunar se quedó expuesto en la mayor parte del área de la Hoja (Fm. Los Haitises y Yanigua) y hubo un retroceso de la línea de costa que fue acompañado de la migración hacia el sur de la nueva plataforma arrecifal (Fm La Isabela), que adquirió carácter frangeante o pasaron a delimitar lagoones de dimensiones

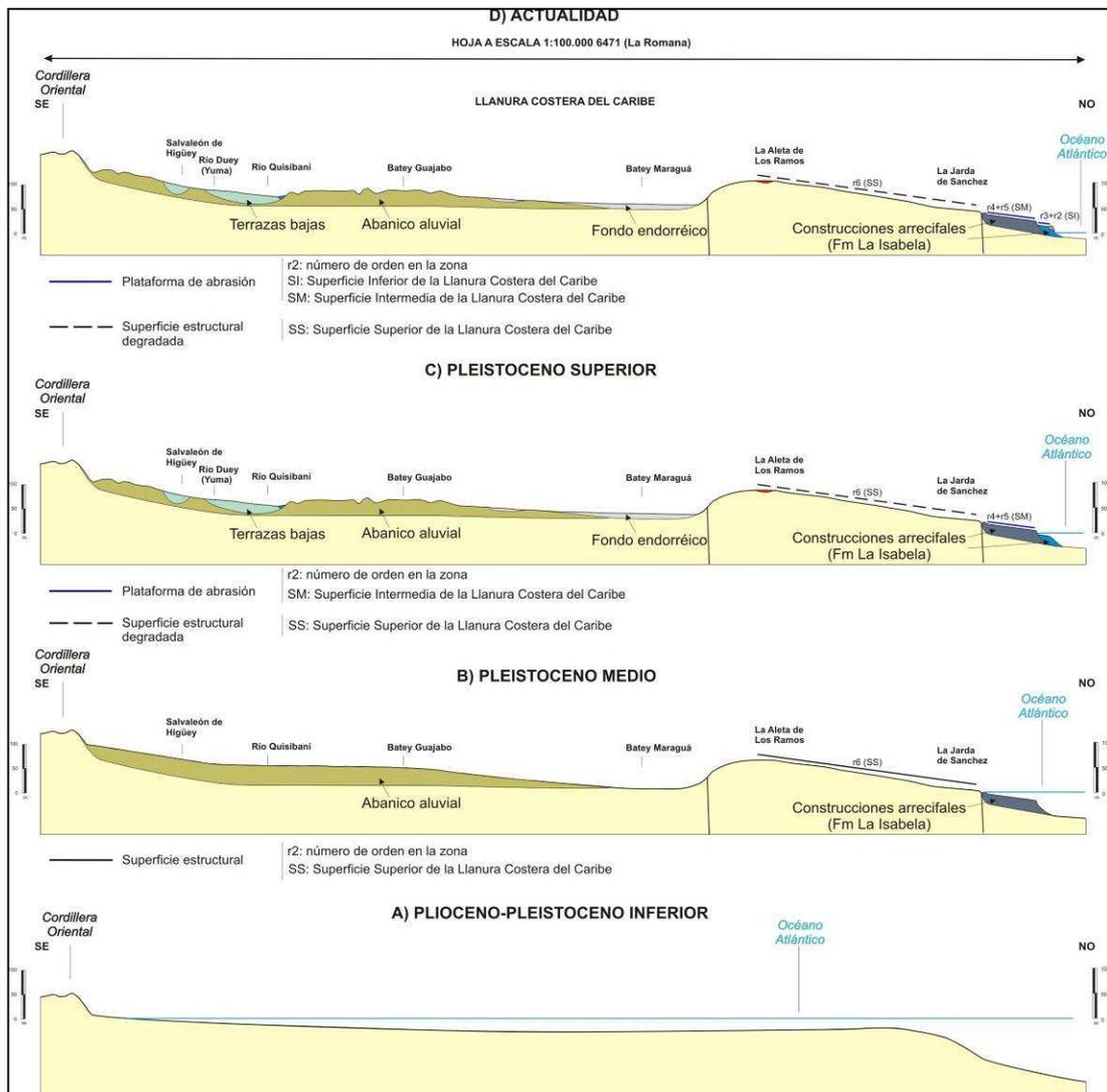
---

mucho más modestas, probablemente a partir del Pleistoceno Medio. En un primer momento, las áreas más deprimidas dejadas por la plataforma plio-pleistocena pudieron permanecer parcialmente inundados puesto que el antiguo armazón arrecifal funcionaría como un umbral que separaría el mar del área interior, al mismo tiempo se empiezan a formar los primeros abanicos aluviales y piedemontes y la zona endorreica.

En el Pleistoceno Superior, el paulatino levantamiento de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la progradación de abanicos y piedemontes que tapizarían parcialmente la parte septentrional del antiguo lagoon, el cual ya estaría totalmente emergido. Entre los abanicos aluviales y los relieves dejados por las formaciones arrecifales plio-pleistocenas se termina de configurar la zona endorreica, probablemente se comienza a encajar el río Yuma en su cauce alto y la creación de fallas que favorecieron el encajamiento fluvial en la antigua barrera arrecifal (Fm Haitises) en su cauce bajo. En el sector oriental, el desarrollo kárstico ha imposibilitado el desarrollo de cursos fluviales al este del río Yuma. Simultáneamente en el borde meridional y oriental, la tectónica junto a las variaciones eustáticas produjo la migración arrecifal hacia el sur con la formación de nuevas construcciones dispuestas escalonadamente.

La evolución más reciente no parece haber modificado la tendencia previa, se aprecia la proliferación de áreas pantanosas y de lagunas. A todo ello hay que sumar los efectos de la antropización, especialmente por la creciente construcción.

Como principales motores en la futura evolución de la región, deben tenerse en cuenta: su tendencia ascendente, con el consiguiente retroceso de la línea de costa y el descenso del nivel de base, que incrementará el poder erosivo de los elementos de la red fluvial y por tanto, la eficacia de la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; la actividad gravitacional en las vertientes, tanto en los paleoacantilados de las superficies de aterramiento marinas como en el ámbito de la Cordillera Central; la tendencia a la colmatación de las lagunas, lagunillas y áreas pantanosas; y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.



**Figura 28: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.**

## 6 HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas de la Cordillera Oriental Dominicana registran 130 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde su inicio como un arco de islas intraoceánico hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica y traslación a lo largo de fallas transformantes paralelas al límite de placas.

Sobre la corteza de la placa del Caribe, posiblemente engrosada en algunas áreas como una meseta o un monte oceánico (Escuder Viruete J. *et al.*, 2002) y que pudiera corresponder o no al Complejo Duarte más la peridotita, se desarrolló en el Cretácico Inferior un arco de islas primitivo de composición bimodal y afinidad toleítica representado en la zona de estudio por la Fm Los Ranchos y sus equivalentes deformados, los Esquistos de Maimón y la Fm Peralvillo Norte. La reconstrucción basada en la Fm Los Ranchos indica que en un estadio inicial se acumularon lavas en aguas profundas, y posteriormente lavas y volcanoclásticos en aguas someras afectadas por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina (Kesler S.E. *et al.*, 1991). En algún momento del Neocomiano el edificio volcánico había alcanzado el nivel del mar y su destrucción en los taludes costeros aportó una proporción de sedimentos con restos de plantas que fueron posteriormente impregnados de depósitos epitermales de oro y plata en el área de Pueblo Viejo. La vegetación transportada sugiere un clima cálido, estacionalmente seco (Smiley C.J., 1982 cita en Caribbean Geology into the third Millenium). Con el cese progresivo del volcanismo se intruyen numerosos stocks de tonalitas de la misma afinidad toleítica y los relieves emergidos terminaron arrasados en una plataforma, sobre la que se depositaron en ligera discordancia angular calizas arrecifales de la Formación de Hatillo (Bourdon L., 1985).

Hacia el final del Albiano, la plataforma de carbonatos de Hatillo que se había mantenido con una subsidencia estable, quedó enterrada hacia el final del Albiano bajo rocas volcanoclásticas de la Formación Las Guayabas. Este evento se relaciona con el desarrollo de un segundo arco volcánico de naturaleza calcoalcalina, relacionado con la subducción de la placa Norteamericana hacia el Sur, que aporta detritos a una cuenca de ante-arco superpuesta al arco inicial. La Formación Las Guayabas se depositó por corrientes de turbidez en un mar profundo, sobre un talud tectónicamente inestable.



Una gruesa intercalación de rocas volcánicas básicas a intermedias en su tramo inferior (Mb Loma La Vega), indica la proximidad del magmatismo del arco. El aporte de detríticos quedó interrumpido en algún momento del Coniaciano Superior-Santoniano, sedimentándose un extenso nivel de radiolaritas. Este nivel marca un punto de inflexión en el tipo de los aportes, con disminución de los detríticos de área fuente volcánica y aumento de los detríticos de área fuente calcárea, que serán dominantes en el Campaniano-Maastrichtiano.

La tasa de subsidencia que mantenía en aguas profundas la zona interna sur de la cuenca de ante-arco fue compensada y sobrepasada por la agradación de sedimento en el Maastrichtiano, formándose un área marina somera con barras arenosas y zonas protegidas con parches de rudistas (Fm Loma de Anglada). De una forma extrínseca a la dinámica de la cuenca, la extinción del límite K/T causó el relevo de numerosas microfaunas y terminó con los rudistas, dejando a los corales y algas melobesias como los principales bioconstructores de las plataformas de carbonatos.

El segmento de cuenca de ante-arco contenido en la Cordillera Oriental fue elevado, plegado y basculado hacia el Sur en el Paleoceno, como parte del proceso diacrónico de colisión de las Antillas Mayores con el margen sur de la placa de Norteamérica en el Paleoceno-Eoceno (Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Dolan J.F. *et al.*, 1991). Paralelamente al bloqueo progresivo de la subducción cesó también la actividad ígnea. Las últimas intrusiones de tonalitas, dioritas y granodioritas de afinidad calcoalcalina datan del Eoceno

Tras la colisión y hasta la actualidad, la traslación de las placas cambió de oblicua a subparalela, a lo largo de la superficie inclinada al Sur que limita las placas y a lo largo de fallas transformantes como prueban los sismos actuales, con cambios de curvatura, que según su orientación respecto al vector de movimiento de la placa del Caribe, producen simultáneamente extensión en la cuenca trastensiva del Caimán (iniciada en el Eoceno Inferior según Rosencrantz E. *et al.*, 1988), transpresión en el Sur de Cuba y en La Española (referida ésta última como “colisión oblicua”), y subducción oceánica en las Pequeñas Antillas (Mann P. *et al.*, 2001). Como consecuencia, sobre el basamento cretácico arrasado de la Cordillera Oriental se formaron cuencas transpresivas separadas por fallas en dirección NO-SE. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales (Fm Don Juan) provenientes de los relieves adyacentes a las depresiones. El tipo de sedimento y la batimetría varían de una cuenca a otra, pero en general la evolución es transgresiva a

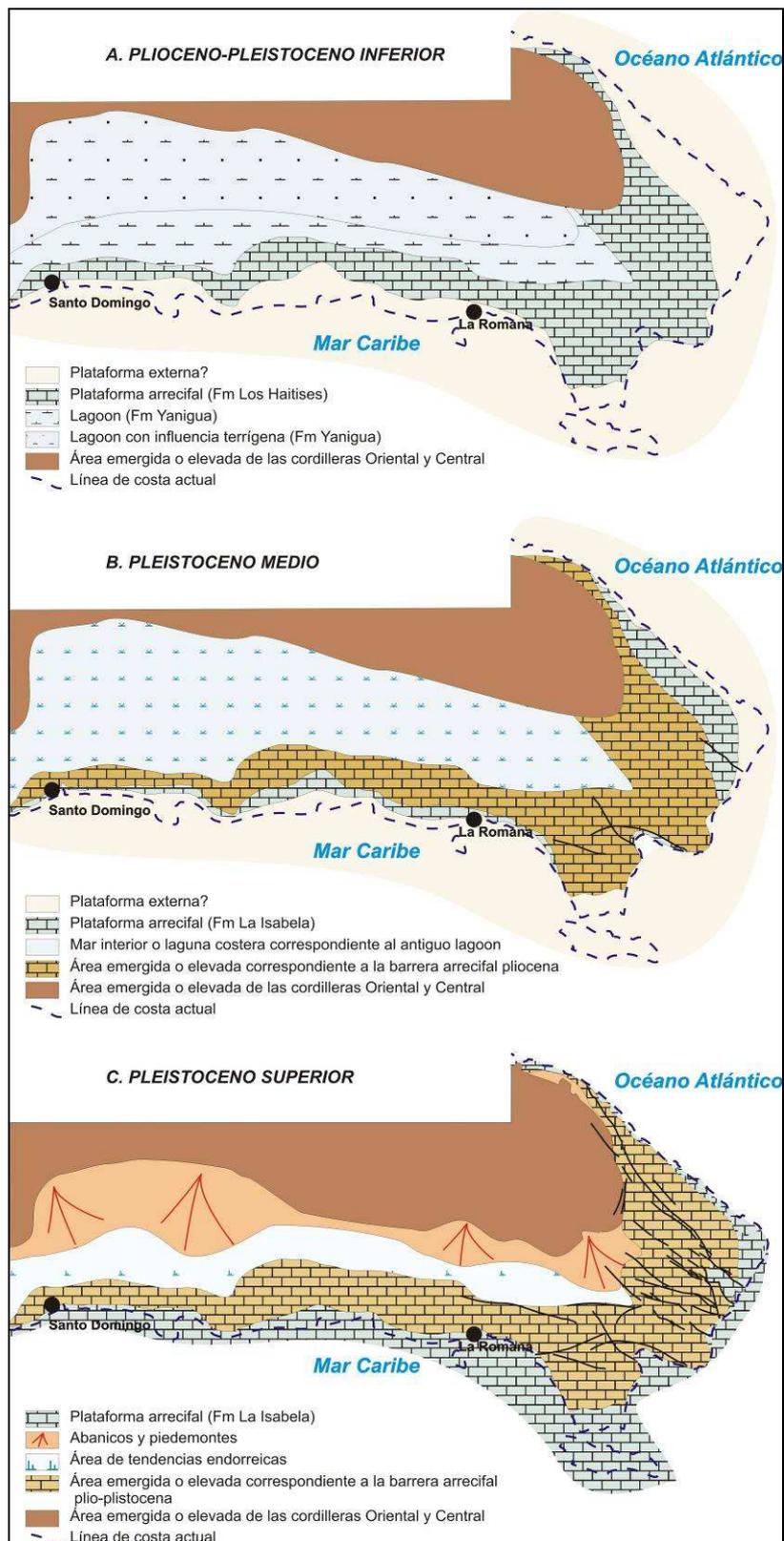
medida que las cuencas se ampliaban y áreas más extensas subsidían. En el Eoceno Superior existen taludes con resedimentación de depósitos en masa y turbiditas de área fuente volcánica y metamórfica.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas eocenas está oscurecida por la erosión posterior durante el Oligoceno-Mioceno. Posiblemente la continuidad del proceso de acortamiento por transpresión, o tal vez un cambio del estado de esfuerzos, elevaron el área sobre el nivel del mar, al tiempo que la Bahía de Samaná iniciaba la subsidencia controlada por fallas transcurrentes E-O. En el Mioceno la evolución de la zona de cizalla había alcanzado ya el estadio avanzado que hoy observamos, con pliegues NO-SE subparalelos a las fallas en dirección y fallas de Riedel que deforman los pliegues.

Una transgresión importante a se produce en el Plioceno (posiblemente al final del Mioceno, con cierta incertidumbre en la datación). A favor de esta transgresión, una sedimentación marina carbonatada se instala en la mayor parte de la zona de estudio y que dura aproximadamente hasta el Pleistoceno Inferior. Una gran parte de la isla estuvo sumergida durante este periodo. Ese es el caso de la Cordillera Septentrional aunque poco desarrollado, a la parte este de la Cordillera Central. La Cordillera Oriental situada al Norte de la zona de estudio parece que permaneció emergida durante todo el Plioceno, como testifican los depósitos continentales que dominan al Sur de esta zona, y las frecuentes llegadas de terrígenos de material del zócalo observado en los sedimentos.

Desde el Plioceno hasta el Pleistoceno Inferior, los depósitos encontrados pasan desde un extremo continental a otro marino:

- Los depósitos continentales, arcillosos y conglomeráticos, han sido identificados solamente en la zona sureste de la isla, han sido denominados Conglomerados de Ramón Santana.
- Los depósitos intermedios laguno-marinos formados en gran parte de margas y de calizas margosas, éstos se conocen con el nombre de formación Yanigua.
- Depósitos marinos poco profundos conocidos bajo el nombre de formación de Los Haitises.



**Figura 30: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).**

Los depósitos de plataforma abierta que evolucionan en el curso del Plioceno desde depósitos con dominio granular y bioclástico hacia depósitos de barrera más y más ricos en corales y bioconstrucciones. Esto sugiere una evolución de la subsidencia y del tipo de producción carbonatada, que podría relacionarse con una variación de la físico-química de las aguas de esta zona.

El final de la plataforma carbonatada pliocena se efectúa por una emersión generalizada, la edad de los últimos depósitos de esta formación está relativamente mal determinada pero podrían ser de Pleistoceno Inferior. La edad de los primeros depósitos de la formación siguiente está del mismo modo mal determinada entorno al Pleistoceno Medio (11,500.00 años) aproximadamente. Una emersión desde el final del Pleistoceno Inferior a la mitad del Pleistoceno Medio podría proponerse. Esta emersión se acompaña de una reactivación de la sedimentación terrígena, bajo la forma de conos aluviales remanentes de material original de la Cordillera Oriental. Algunas evidencias de una alteración de los carbonatos durante esta emersión son observables, una karstificación previa de los depósitos carbonatados de la Fm Los Haitises es probable.

Durante el Pleistoceno se establece una sedimentación carbonatada de plataforma arrecifal presente en casi todo el perímetro de la isla y generalmente denominada Formación La Isabela. Estos materiales son los últimos depósitos marinos de la isla, donde los más recientes han sido datados en 100.000 años (estadio isotópico 5). La Fm Isabela aparece como una serie de plataforma carbonatada dispuesta en escalera descendiente hacia el mar. Cada uno de los niveles se corresponde con una plataforma carbonatada de tipo plataforma con barrera arrecifal.

Estas diferentes plataformas se establecieron probablemente durante las fases de subida de nivel del mar, y a continuación probablemente expuestas durante las fases de bajada del nivel del mar. En la zona de estudio, se han identificado únicamente 2 (a veces separado por una ruptura de pendiente de alrededor de 20 m de altitud) o a veces 3 plataformas, pero en algunas condiciones como en la Hoja de Boca del Soco se han podido identificar hasta niveles de plataforma. Los arrecifes en escalera observados son probablemente la expresión combinada de fuertes variaciones del nivel del mar (característicos del Pleistoceno Superior y de la segunda parte del Pleistoceno Medio) y de un levantamiento probablemente continuo de la zona (?). En ausencia de dataciones, la hipótesis más probable es que el

---

escalonamiento de estas plataformas se corresponda a sus edades, las plataformas más altas son las más antiguas, las plataformas más bajas son las más recientes.

El conjunto de estos niveles de plataformas carbonatadas, que comprende a las más recientes, está afectado por una alteración y karstificación importantes, como testifica la presencia de numerosas dolinas y superficies de alteración importantes.

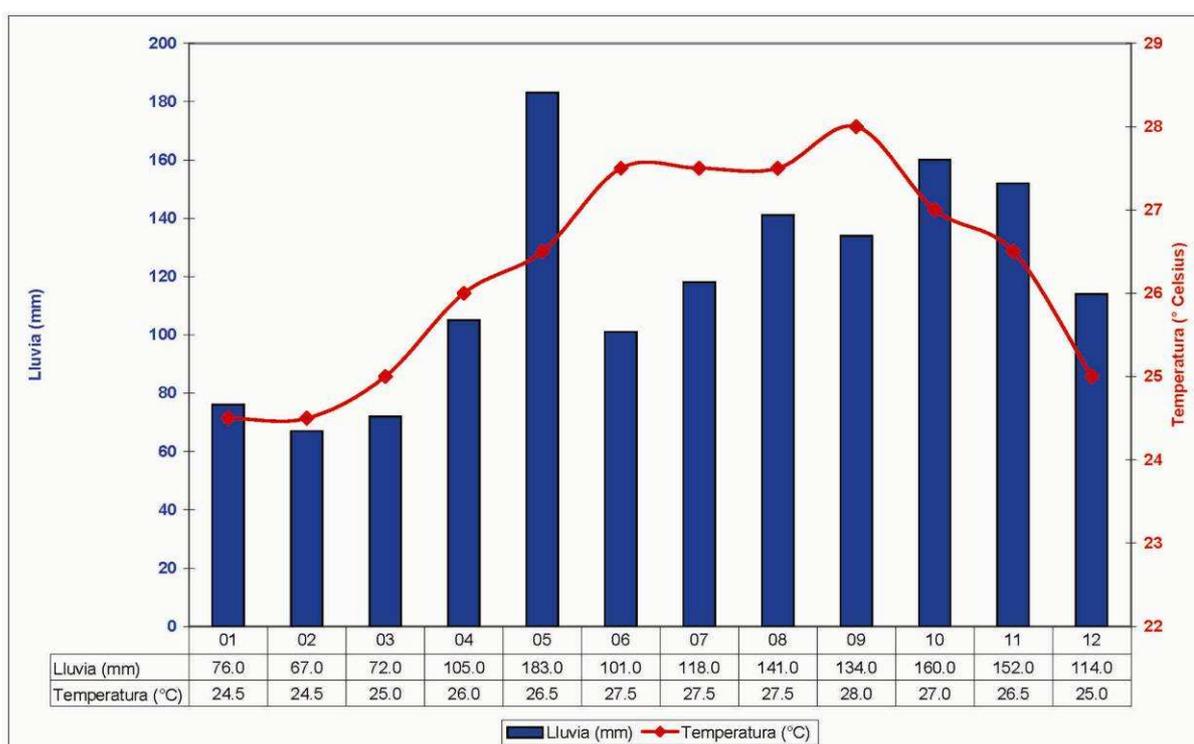
En el dominio continental propiamente dicho, algunos depósitos de paleoríos o paleoestuarios, con un gran contenido en terrígenos son visibles en algunas zonas (San Pedro de Macorís, Boca del Soco, La Romana). El encajonamiento de los ríos en la parte sudeste de la República Dominicana parece haber ocurrido en dos etapas, en el primer periodo, anterior a la emersión de la plataforma situada a 20 m de altitud, es relacionable con el estadio isotópico 6. Numerosos pequeños paleoríos se individualizaron formando una paleored de drenaje poco madura. A partir de la bajada posterior con depósito de la plataforma superior (situado a 20 m de altitud), parece que la red de drenaje se organizó de un modo más parecido al actual con sólo algunos grandes ríos. Los grandes ríos observados actualmente parecen haberse encajado al menos tras el estadio isotópico 6, posiblemente antes por el río Chavón en cuya desembocadura ya se observa la llegada de materiales terrígenos en depósitos estimados como pertenecientes al estadio isotópico 7.

## 7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1 HIDROGEOLOGÍA

#### 7.1.1 Datos climáticos

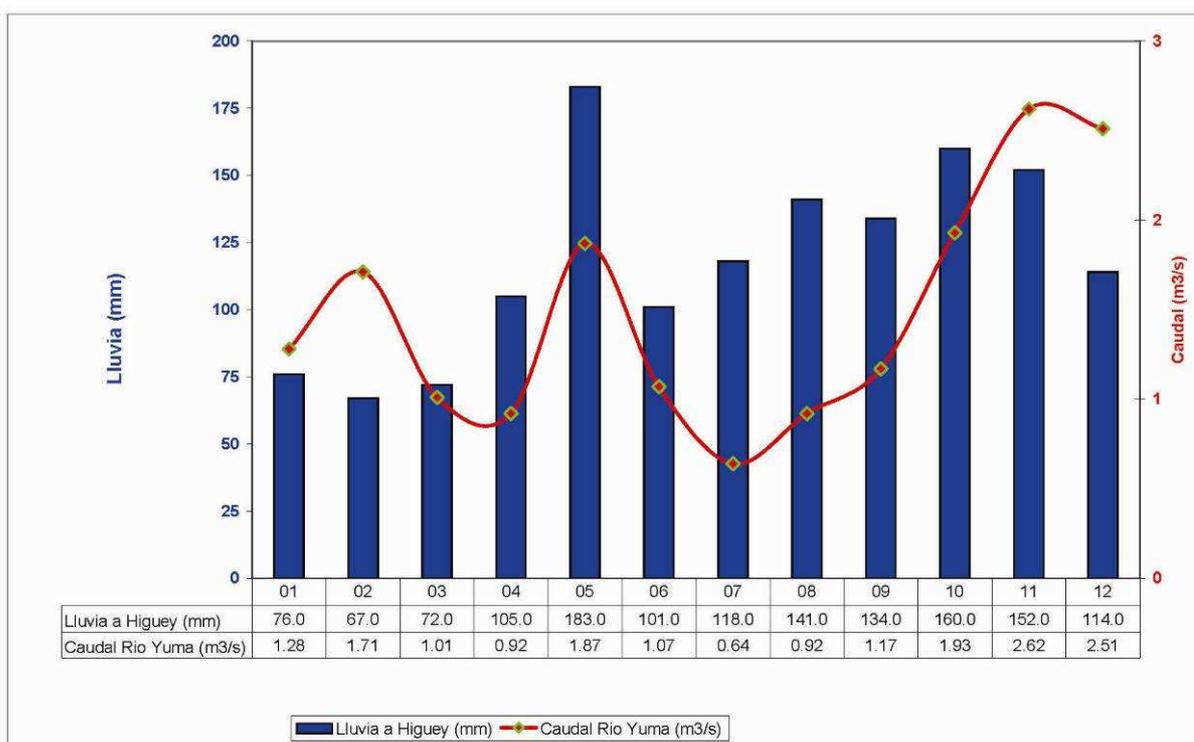
En la zona de Salvaleón de Higüey, la pluviometría media anual sería de 1420 mm/año, con un periodo muy lluvioso de Mayo a Noviembre. La temperatura media alcanza los 32°C de día, y los 20°C en la noche, con variaciones medias mensuales comprendidas entre 24°C y 28°C. La región se beneficia de un clima tropical templado por los alisios, con una pluviometría superior a la media nacional, por la proximidad del mar y de relieves con tendencia a atraer y retener las nubes.



**Figura 31: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higüey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <http://www.theweathernetwork.com>).**

### 7.1.2 Red hidrográfica

La parte occidental de la hoja está drenada por el río Yuma. Este río, que en el trecho inicial toma el nombre de río Duey, corre hacia el Sur, pasando al lado de la ciudad de Salvaleón de Higüey y de la población de San Rafael de Yuma, hasta desembocar en el mar Caribe en correspondencia de la Bahía de Yuma. A lo largo de su curso el río atraviesa, al Sur de Higüey, una amplia zona casi llana, extensamente cultivada, encontrando luego en el trecho terminal una escarpadura de origen tectónico que antes determina el desvío de su curso en dirección Este y luego en el kilómetro final confina su corrimiento en una garganta muy estrecha en la estación de aforo de El Mamey (X: 527 200, Y: 2 062 700), se ha registrado un caudal medio en el río Yuma de 1,49 m<sup>3</sup>/s durante el periodo 1968-1994, con una caudal máximo histórico de 14,2 m<sup>3</sup>/s y un periodo estival donde el caudal es inexistente.



**Figura 32: Oscilaciones anuales del caudal del río Yuma (estación de aforo de El Mamey, 1968-1994). Comparación con la pluviometría en Higüey (mod. de Eptisa, 2004).**

Se observa la existencia de dos periodos de aguas más altas, el primero de ellos en los meses de mayo y junio, y el segundo desde septiembre-octubre a diciembre. En los primeros meses del año (entre enero y abril) y en el mes de julio, se localizan los volúmenes

de caudal más bajos, que por lo general suelen ser del orden del 20 a un 50% menores que los volúmenes medios anuales.

El agua utilizada para consumo de Higüey (150 000 habitantes) es captada del río Sanate (en El Guanito, Hoja de Guaymate). La vulnerabilidad ante los riesgos de contaminación y la necesidad de tratar esta agua deberían hacer a las autoridades priorizar las aguas subterráneas para cubrir las necesidades domésticas de la población.

### **7.1.3 Naturaleza e interés de los principales acuíferos**

El siguiente texto es complemento del esquema hidrogeológico a escala de 1:200 000, presentado en la Hoja geológica Higüey.

#### **7.1.3.1 El substrato cretácico**

La Fm Las Guayabas está constituido por alternancias decimétricas, rítmicas y repetitivas, de areniscas finas, de limolitas y de pelitas. Naturalmente estas litofacies no son especialmente permeables, con excepción de algunos lentejones conglomeráticos de Mb Hato Mayor. La potencialidad acuífera de estas series es limitada. Principalmente la fracturación, y en menor medida la alteración, podría condicionar la existencia de un reservorio discontinuo, de tipo fisural.

#### **7.1.3.2 La cobertera carbonatada de la Llanura Costera del Caribe**

Las calizas de Los Haitises y de la Fm La Isabela presentan numerosos huecos debido a la disolución kársticas y la alteración de sus constituyentes. Numerosas dolinas y cuevas se encuentran en esta cobertera tabular. Muchas zonas de pérdida fueron descritas en la zona central-este de la hoja, en el sector de Batey Mirador y de la Yautía. Las calizas son muy porosas lo que permite la existencia de una importante reserva de agua subterránea y de una buena productividad. Este acuífero es continuamente realimentado por el abundante agua de lluvia, pero también por los ríos que vierten desde la Cordillera y que dejan parte de su caudal de agua al contacto con la cobertera caliza. Hasta ahora, el acuífero carbonatado es utilizado para alimentar los principales batey de Central Romana. La interfase entre la cobertera carbonatada y el sustrato cretácico sub-yacente constituye sin ninguna duda el mejor drenaje, y la zona preferible para implantar los sondeos de captación de agua. Sin

embargo, como todos los reservorios kársticos, este acuífero es muy vulnerable a la contaminación.

### 7.1.3.3 Los recubrimientos cuaternarios

Las formaciones superficiales en ladera, principalmente repartidos sobre el sustrato cretácico, constituidos por capas arenisco-conglomeráticas muy permeables pero de poca potencia, lo que minimiza su interés como reservorio acuífero.

Los limos arcillosos desarrollados sobre las calizas de Los Haitises constituyen una superficie poco permeable sobre la que se acumulan las aguas pluviales en la forma de lagunas.

En numerosos lugares a lo largo del río Yuma, existen recubrimientos aluviales importantes (antiguas terrazas, llanura de inundación). Estos aluviones son susceptibles de constituir buenos acuíferos, en relación hidráulica con los ríos. Sin embargo, en la zona de Higüey, el antiguo vertedero de la ciudad (X: 529 000; Y: 2 060 900) posee el riesgo contaminar la capa aluvial desde hace muchos años.

## **7.2 RECURSOS MINERALES**

### **7.2.1 Indicios minerales**

Ningún índice relevante detectado sobre el sustrato cretácico durante el trabajo de campo.

### **7.2.2 Roca madre de petróleo**

La potente serie de turbiditas del Cretácico Superior tiene la particularidad de ser rico en materia orgánica. Esto se traduce en la presencia de capas y niveles de arcillas negras con piritita diseminada en diferentes niveles de la serie. En los niveles más gruesos, la existencia de fragmentos centimétricos muy negros es igualmente un indicativo de la presencia de materia orgánica. Sin embargo, en ningún lugar, se observan surgencia de betunes. Los terrenos del Cretácico Superior parecen constituir una roca madre de petróleo. Por ello habría que mantener y encontrar los eventuales trampas que podrían constituir la reserva.

### 7.2.3 Canteras de materiales

La tabla siguiente agrupa los datos relativos a las canteras reconocida al Oeste de Higüey, en las turbiditas silici-clásticas de la Fm Las Guayabas.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Higüey Oeste	1	18.6137	-68.7335	528 067	2 057 916	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Areniscas y siltitas	Fm Las Guayabas - Cretacico Sup
El Llano	2	18.6284	-68.7432	527 038	2 059 541	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Siltitas	Fm Las Guayabas - Cretacico Sup
Higüey Oeste	3	18.6212	-68.7381	527 580	2 058 744	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Areniscas y siltitas	Fm Las Guayabas - Cretacico Sup
Higüey Oeste	4	18.6195	-68.7350	527 911	2 058 550	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Andesitas	Intrusivos

Las canteras que se localizan en la parte Oriental de la Hoja, explotan las calizas, margocalizas y calcarenitas de la Fm Los Haitises.

## 8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

### 8.1 L.I.G. N° 1: CANTERA DE VALLE JINA, DUNA EÓLICA DEL COMPLEJO LITORAL FÓSIL SUPERIOR

#### 8.1.1 Croquis de situación

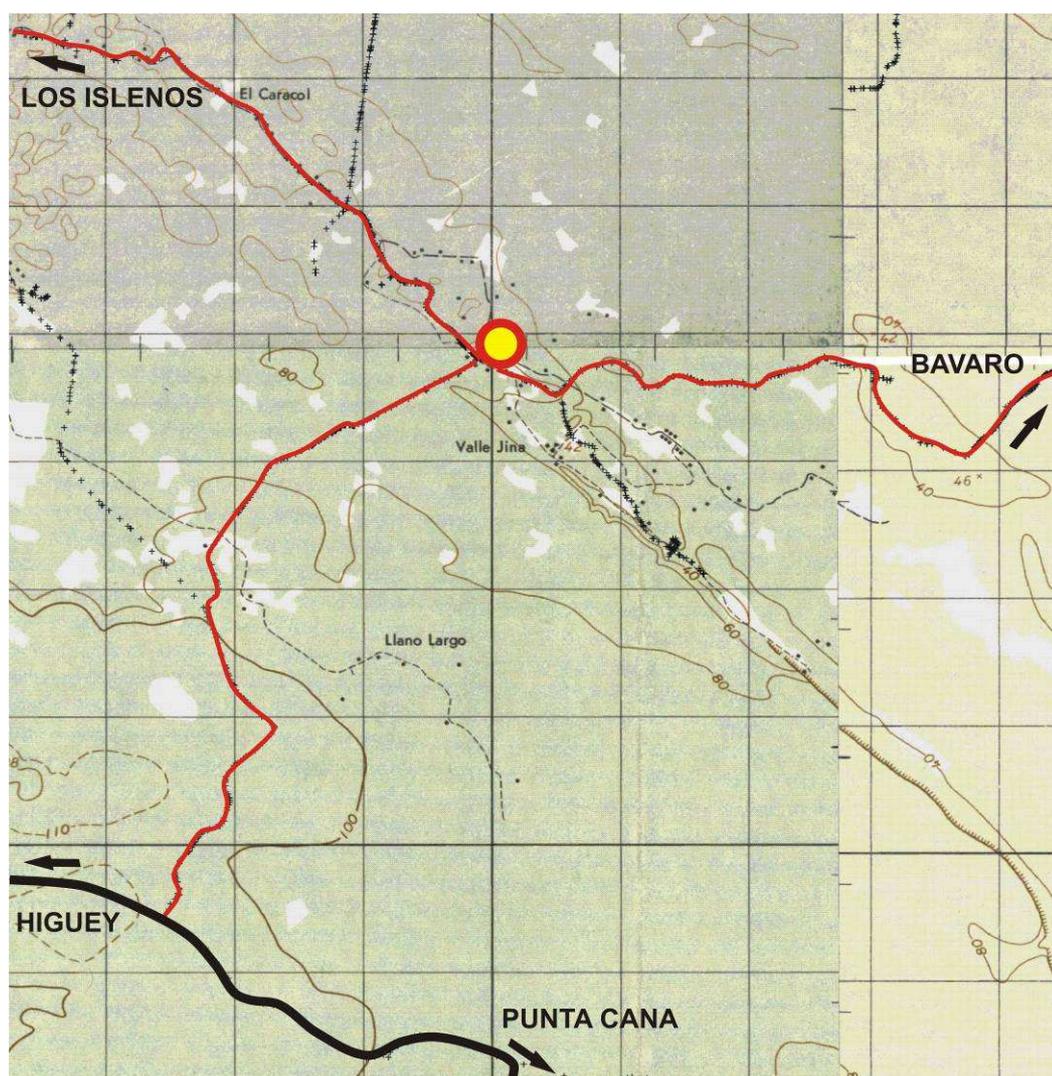


Figura 33: Croquis de situación del LIG 1. Cantera de Valle Jina, duna eólica del Complejo litoral fósil superior de la Fm La Isabela.

### **8.1.2 Contenido - Motivación**

Esta cantera permite observar los depósitos de dunas eólicas del Complejo litoral fósil de la plataforma superior de la Fm La Isabela (Pleistoceno).

### **8.1.3 Acceso**

La cantera está situada en la unión entre las Hojas Higüey y El Salado. El acceso se puede realizar o desde la carretera Higüey-Punta Cana, o bien desde Bávaro:

- Después de la carretera Higüey-Punta Cana, hay que girar al Norte por el carril que llega a Villa Jina. Viniendo de Higüey esta pista se localiza a la izquierda justa tras las dos colinas que jalonan la carretera.
- Después de Bávaro, seguir la pista principal que surge al SO de Bávaro, a lo largo de una decena de kilómetros girar a la derecha antes de Valle Jina.

Se puede igualmente llegar desde la Hoja El Salado, después de la pista que une Los Isleños y Peñón de los Reyes.

La cantera se encuentra a la altura de un cruce. La pista es poco accidentada y practicable por todo tipo de vehículos.

### **8.1.4 Descripción**

Esta cantera muestra depósitos característicos de dunas eólicas. Los depósitos están constituidos de arena limo-carbonatada fina, muy bien seleccionada, sin variaciones granulométricas y sin fauna. Están organizados en láminas paralelas, inclinadas en dirección SE. Las láminas son pluricentimétricas y continuas varios kilómetros de longitud. Están a menudo separadas por una horizonte más rojo.

El conjunto constituye una gran duna longitudinal que se extiende en la esquina NE de la Hoja Higüey. Esta duna se prolonga sobre las Hojas de El Salado y Pantanal con una dirección NE-SO. Está adosada a la falla de El Caracol, y representa los depósitos más elevados de la equivalente de la Fm Isabela.

## 9 BIBLIOGRAFÍA

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cevicos (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ACUATER (2000): Mapa hidrogeológico Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000, Febrero 2000. República Dominicana-UE. Programa de Desarrollo Geológico-Minero (SYSMIN) Convención Lomé IV.

APALATEGUI ISASA O. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Fantino (6173-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BARONI-URBANI C., SAUNDERS J.B. (1980): The fauna of the Dominican Republic amber: the present status of knowledge. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 213-223.

BARRETT T.J., MacLEAN W.H. (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, N° 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinités géoquímiques des manifestations magnétiques au Crétacé et au Paléogène dans l'isle d'Hispaniola. Geodynamique des Caribes, Symposium Paris, 5-8 Février 1985, Editions Technip, p. 329-340.

BLESCH R.R. (1966): Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250 000.

---

BOISSEAU M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). Un édifice de nappes crétaées polyphasées. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 173 p.

BOURDON L. (1985): La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un arc insulaire crétaé polystructuré. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 203 p., 2 pl. h. t..

BOURDON L., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., VILA J.M. (1983): Hallazgo de amonitas coniacianas en la Cordillera Oriental Dominicana (Hispaniola, Antillas Mayores), 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, 1983.

BOURDON L., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., VILA J.M. (1984): Intérêts paléontologique, chronologique et tectonique de la découverte de Peroniceras (Ammonoidea, Collignoniceratidae) dans le Coniacien inférieur de la Cordillère Orientale de la République Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 298, Série II, n°7, p. 287-292.

BOWIN C. (1960): Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

BOWIN C. (1966): Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.

BOWIN C. (1975): The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.

BRAGA ALARCON J.C. (2009)<sup>o</sup>: Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

BRIQUEAU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, p.297-308.

BROUWER S.B., BROUWER P.A. ( 1980): Geología de la region ambarifera oriental de la República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 303-322.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources, *Journal of the Geological Society of London*, 141, p. 413-426.

BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3949-3945.

BURKE K., GRIPPI J., SENGOR A.M.C. (1980): Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 375-386.

BYRN D.B., SUAREZ G., McCANN W.R. (1985): Muertos Trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean ? *Nature*, v. 317, p. 420-421.

CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998): Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Dolan J.F. and Mann P., eds., *Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone*, Geological Society of America Special Paper 326, p. 125-142.

CHAMPETIER Y., MADRE M., SAMAMA J.C., TAVARES I. (1980): Localisation de l'ambre au sein des séquences à lignites en République Dominicaine. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 277-279.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp 173-174.

---

COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

COTTARD F., CAZAUX D., OSIRIS de LEON R. (2003): Programa SYSMIN 7 ACP DO 024. Proyecto O. Estudios ambientales de base de las instalaciones mineras de Rosario Dominicana. Tarea 1. Recopilación de la información disponible. Informe inédito, BRGM/RC-52298-FR, 133 p.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen and Unwin, London. R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol. 48, 43-55.

CRAWFORD A.J., FALLOON T.J., GREEN D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, p. 1-49.

CRIBB J.W., JIMENEZ J., LEWIS J.F., SUTTER J.F. (1989):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from Loma de Cabrera batholith. Implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola. Geological Society of American Abstracts with Programs, v. 21, no. 6, p. A267.

DAILY A.F. (1974): Reporte sobre Placer's en la concesión Cuaron y Laguna Redonda. Informe inédito, Dirección General de Minería 14-74-001. Santo Domingo.

DE LA FUENTE L., ELLIS G.M. (1980): Informe sobre la investigación geológica de la Cordillera Oriental, sector El Rancho. 9a Conferencia Geológica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 669-673.

DE LA FUENTE S. (1976): Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

de ZOETEN R., MANN P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 265-279.

---

de ZOETEN R., MANN P. (1999): Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. Caribbean basins. Sedimentary basins of the world, 4 edited by P. Mann (series editor: K.J. Hsü), p. 247-286.

DECKER J. (1985): Sandstone modal analysis procedure: Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Miches (6372-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de El Seibo (6372). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472-Mitad occidental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca Chica (6271-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guerra (6271-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Juanillo (6571-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Pantanal (6571-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana de la Mar (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Santo Domingo (6271-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Mella (6271-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Santo Domingo (6271). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

DIAZ DE NEIRA J.A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Antón Sánchez (6272-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A. y ESCUER J. (2007): Evolucion geomorfologica de la Cordillera Oriental Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 385-400.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A., PEREZ CERDAN F. y ESCUER J. (2007): Aplicacion de la cartografia de procesos activos a la Hoya de Enriquillo (Suroeste de la Republica Dominicana). Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 401-413.

DICKINSON W.R., SUCZEK C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) (1984): Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500 p.

DIXON T.H., DAILY M.I. (1981): Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

DOLAN J., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J., MONECHI S. (1991): Sedimentologic, stratigraphic and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

DOLAN J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 p.

DOLAN J.F., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J. (1991): Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate

---

boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 217-263.

DOLAN J.F., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 1-62.

DOLAN J.F., WALD D.J. (1998): The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 143-170.

DOMÍNGUEZ H.S. (1987): Geology, hydrothermal alteration, and mineralization of the El Recodo porphyry cooper prospect, southeastern Cordillera Central, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad George Washington, 203 p.

DONNELLY T.W. (1973): Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.

DONNELLY T.W. (1989): Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.

DONNELLY T.W. (1994): The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, p. 41-64.

DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D.(1990): History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (DENGU, G. y CASE, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Colorado, Vol. H, p.339-374.

---

DONOVAN S.K., JACKSON T.A. (1994): Caribbean Geology an Introduction. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 p.

DOUGLAS R.C. (1961): Orbitolinas from Caribbean Islands. *Journal of Paleontology*, 35, 3, p. 475-479.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1981): Report on Sanchez Coal Project. Phase I Exploration November 1980 – November 1981 for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated November 30, 1981, 81 p.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1983): Report on East Cibao / El Valle Coal Project for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated April 8, 1983, 51 p.

DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996): Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): p. 1143-1146.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1982): Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, In Amigo del Hogar (ed.). Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, p. 53-64.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1991): Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 29-45.

DRAPER G., NAGLE F. (1991): Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.

DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1990): A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 21503-21521.

---

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980): The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 619-629.

EDGAR N.T. (1991): Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 281-299.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Oriental. Programa Sysmin, 212 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de Los Haitises. Programa Sysmin, 165 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa Sysmin, 327 p..

ESCUDER VIRUETE J. (2004): Informe de petrología y geoquímica de la rocas ígneas y metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A (2007): Tectonica y geoquimica de la Formacion Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 221-242.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La secuencia magmatica del Jurasico Superior-Cretacico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 243-268.

ESCUDER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-

---

ESTAUN A. (2007): Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la Formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 195-174.

ESCUER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006): Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90 (2006), pp 161-186.

ESCUER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica*. v. 37 (2002), n° 2-3, p.123-162.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Francisco de Macorís (6173). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sánchez (6273). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESPAILLAT J., BLOISE G., MACVEIGH J.G., LEWIS J.F. (1989): Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. In D.K. Laure, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*.

---

ESPY J.A. (2000): Análisis y ordenación de la minería artesanal. Proyecto C. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

FALCONBRIDGE DOMINICANA (1988): Informes internos. Preliminary Discussion of Results. Cordillera Oriental Project, 2 de Mayo de 1988, 6 p.; Cordillera Oriental Project, J. J. Watkins, y C. Chávez Castro, 15 de Julio de 1988, 25 p. Centro de Documentación, Dpto. de Exploraciones Falconbridge.

FRIEDMAN R. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GABB W.M. (1881): On the topography and geology of Santo Domingo, Am. Philos. Soc. Trans., n.s., XV, p. 49-259.

GARCIA LOBON J.L. (2004): Informe de interpretación de la geofísica aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Hato Mayor del Rey (6372-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Rincón Chavón (6472-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007): Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 175-194.

---

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P. y ESCUDER VIRUETE J. (2007): Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 269-292.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., ESCUDER VIRUETE J. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 293-312.

GARCIA-SENZ J., PEREZ-ESTAUN A. (2008): Miocene to recent tectonic elevation in Eastern Dominican Republic. 18va Conferencia Geológica del Caribe. Poster, Santo Domingo, marzo 2008.

GILBERT A. (2004): Rapport sur les recherches spéléologiques et archéologiques effectuées sur le secteur géographique de El Macao et El Salado. Provincia de La Altagracia. República Dominicana. Expédition Guacaras Tainas 14-2004. Museo del Hombre Dominicano. Santo Domingo, 38 p.

GILBERT A. (2006): Compte rendu d'expédition spéléologique en République Dominicaine. Expédition Guacaras Tainas 16/2006. Fédération Française de Spéléologie. Commission des Relations et des Expéditions Internationales., Lyon, France, 128 p.

GILL J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, New York, 390 p.

GUGLIELMO G. Jr and WINSLOW M.A. (198?): Geology of the Eastern San Francisco push-up: Northeastern Hispaniola. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

HARDING T.P., 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.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Arroyo Caña (6172-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Altagracia (6172-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Monte Plata (6272-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNANDEZ J.B. (1980): Geología preliminar del area «El Valle», Provincia El Seybo, República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 675-680.

HEUBECK C. (1988): Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

HORAN S.L. (1995): The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central. Dominican Republic, Unpublished M.Sc. thesis, University of Florida, Gainesville. 172 p.

HUGHES C.J. (1973): Spilites, keratophyles and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p.107-125.

ITURRALDE VINENT M.A. (2001): Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. *Caribbean Journal of Science*, Vol. 37, n° 3-4, p. 141-167.

JENNER G.A., SWINDEN H.S. (1993): The Pipestone Pond Complex, Central Newfoundland: complex magmatism in an Eastern Dunnage Zone ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 434-448.

JORDAN T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, p. 4433-4439.

---

JOUBERT M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Palmar Nuevo (6273-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

KERR A.C., ANDREW C., TARNEY J. (1996): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: AUG Monography on Large Igneous Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.).

KERR A.C., TARNEY J., MARRINER J.G., NIVIA, A., SAUNDERS A.D. (1997): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: Large Igneous Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.) AUG Monographie.

KESLER S.E., RUSSELL N., POLANCO J., McCURDY K., CUMMING G.L. (1991): Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 187-201.

KESLER S.E., RUSSELL N., REYES C., SANTOS L., RODRÍGUEZ A., FONDEUR L. (1991): Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 173-185.

KESLER S.E., RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., McCURDY K., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1981): Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver deposit, Dominican Republic, *Economic Geology*, 76, p. 1096-1117.

KESLER S.E., SUTTER J.F. (1977): Progres report on radiometric age determinaton in the Caribean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, p. 85-86.

KESLER S.E., SUTTER J.F., BARTON J.M., SPECK R.C. (1991): Age of intrusive rocks in Northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean

---

plate boundary in Hispaniola (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 165-172.

KESLER S.E., SUTTER J.F., JONES L.M., WALKER R.L. (1977): Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5, p. 245-247.

KROGH T. E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637-649.

KULSTAD R. (1980): Investigación geológica preliminar del sector Miches, Cordillera Oriental, República Dominicana. 9a Conferencia Geológica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 2, p. 663-668.

KYSAR G., LEWIS J.F., MORTENSEN J.K. (1998): U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. In: Abstract with programs, Geological Society of America Annual Meeting, Toronto. p.185.

LABAUME P. (1992): Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Thèse d'Etat. Univ. de Montpellier II, 475 p.

LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t.XXV, n°6, pp. 927-941.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Bavaro (6572-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca del Soco (6371-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Romana (6471-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Los Llanos (6371-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Pedro de Macorís (6371-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Ramón Santana (6371-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LEBRÓN M.C. (1989): Petrochemistry and tectonic significance of late Cretaceous calcalkaline volcanic rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. M. Sc. Thesis, Univ. Florida. Gainesville. Fla. 154 p.

LEBRÓN M.C., MANN P. (1991): Geologic map of the eastern Dominican Republic. En: P. Mann, G. Draper and J. Lewis (Editors), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 262, scale 1:150 000.

LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1993): Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc.: Journal of Geology. V. 101, p. 389-396.

LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1994): Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. Tectonophysics, 229 (1994), p. 69-100, Elsevier Science B.V., Amsterdam.

---

LETICEE J.L., RANDRIANASOLO A, CORNEE J.J., MUNCH Ph., LEBRUN J.F., SAINT-MARTIN J.P. y VILLENEUVE M. (2005): Mise en evidence d'une discontinuité émersion majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. C.R. Geoscience 337 (2005), p. 617-624. <http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>.

LEWIS J.F. (1982): Granitoid Rocks in Hispaniola. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

LEWIS J.F. (1982): Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262 p.

LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000): The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbito deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). VMS deposits of Latin America. Geological Society of Canada Special Publication, p. 223-249.

LEWIS J.F., DRAPER G. (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology, v. H: The Caribbean, Geol. Soc America, p.77-140.

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. v. 37 (2002), n°2-3, p.81-122.

---

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petrotextonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A227.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de El Seibo (6372) y Las Lisas (6472). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period in GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A.G. (ed), A Geologic Time Scale 2004, p. 409-440.

LUDEN J., GELINAS L., TRUDEL P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19, p. 2276-2287.

LUDWIG K.R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. Earth and Planetary Science Letters, 46, p. 212-220.

LUDWIG K.R. (2003): Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period in A Geologic Time Scale 2004, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 (20) - p. 384-408.

---

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, vol.101, p.635-643.

MANN P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de New York, Albany, 688 p. (Inédito).

MANN P., BURKE K., 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., LEWIS J.F. (1991): Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262 p.

MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 1-28.

MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998): Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 63-124.

MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995): Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics, V. 246, p. 1-69.

MARCANO F. Eugenio de Js, TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, publicaciones especiales, numero III, 30 p.

---

MARCHI I. (2002): Evaluación técnico-comercial del yacimiento de feldespato de la concesión de explotación minera del "Bebedero". Informe inédito, Espumas Industriales, 7 p. Santo Domingo.

MARTÍN FERNÁNDEZ M. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Hatillo (6172-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MASSON D.G., SCANLON K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. Geological Society of America Bulletin, v. 103, no. 1, p. 144-154.

MATTHEWS J.E., HOLCOMBE T.L. (1976): Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974). Ministère de l'Industrie et de la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, p.235-242.

MATTSON P.H. (1979): Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. Journal of Geology. Vol. 87, p. 293-304.

MAUFFRET A., LEROY S. (1997): Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. Tectonophysics, 283, p. 61-104.

McCANN W.R., 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.

McCLAY K, BONORA M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin, V. 85, n°2, pp 233-260.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Granchorra (6470-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Mano Juan (6470-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Rafael del Yuma (6471-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Pedro de Macorís (6371). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Romana (6471). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Bávaro (6572) y Juanillo (6571). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Granchorra (6470). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472 – Mitad oriental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences de l'Université P. et M. Curie, Paris, 255 p.

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, vol.56, p. 207-218.

MICHELSON H. (1977): Lignite and peat survey in the Dominican Republic (december 1976 – March 1977). Area parcial Bajo yuna – Peninsula Samana. Tahal consulting engineers, Ltd and acueductos y alcantarillados, C. por A., Informe inédito, 49 p., Dirección General de Minería 22-77-002. Santo Domingo.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, vol.77, p. 19-26.

MITCHELL S.F., GUNTER G.C. (2002): Biostratigraphy and taxonomy of the rudist *Chiapasella* in the Titanosarcolites Limestones (Maastrichtian) of Jamaica. *Cretaceous Research* 23, p. 473-487.

MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1(1), p. 1-6.

MONTHEL J y LASSEUR E.. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guaymate (6471-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Seibo (6372-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Valle (6372-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Las Lisas (6472-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cotui (6173-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Salado (6472-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Vacama (6472-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J., CAPDEVILLE J.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Bayaguana (6272-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

MONTHEL J., NICOL N., FONDEUR L., GENNA A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana Grande de Boyá (6272-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

NADAI A. C. (1987): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. 31 p.

NADAI A.C. and WINSLOW M.A. (198?): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

NAGLE F. (1979): Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geological Society, compiled and edited by B. Lidz and F. Nagle, p. 1-28.

NAGLE F., PACHER H.C., ANTONINI G.A. (1979): Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En Lidz, B. y Tagle, F. (Eds.). Geological Society. Miami.

NATRISK (2008): Catalogo de inundaciones en la Cuenca del rio Yuna, Republica Dominicana, 1977-2007, ONFED, PNUD, Univ. De Valladolid, 25 p.

NELSON C. E., JIMENEZ J., RODRIGUEZ J. J. (2001) – Domos volcanicos y mineralizacion de oro en el distrito Pueblo Viejo, Republica Dominicana. Revista Geologica de America Central, 25, p. 7-26.

NELSON C.E. (2000): Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. Mineralium Deposita (2000) 35, p. 511-525.

PARDO G. (1975): Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D., SULLIVAN R. W. (1987): Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada;

---

Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.

PEARCE J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

PEARCE J.A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.

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. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, p. 623-659. College Station, TX.

PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W., SEARLE M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, A300, 299-317.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, vol.25, p. 956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

PEARCE J.A., PEATE D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, p. 251-285.

PEREZ VALERA F. y ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

---

PEREZ-ESTAUN A., HERNAIZ HUERTA P.P., LOPERA E., JOUBERT M. y grupo SISMYN (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 157-174.

PÉREZ-ESTAÚN A., TAVARES I., GARCÍA CORTES A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2002): Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 77-80.

PINDELL J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology: An introduction, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 13-39.

PINDELL J.L., BARRET S.F. (1990): Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E., eds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, p. 405-432.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 97-114.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, p.397-410.

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): A Maastrichtian rudist bivalves association found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). 17th Caribbean Geological Conference, Puerto Rico, 2005. Poster contribution.

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): Maastrichtian Antillocaprinidae, Radiolitidae and Hippuritidae found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). Seventh International Congress on Rudists, Austin, Texas, 2005. Poster Contribution.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

---

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA L., SLITER W.V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, p.1-89.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York and London, 568 p.

RAPP R.P., WATSON E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust- mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 4 , p. 891–931.

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): p. 117-152.

ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n°6, p. 681-692.

RODDICK J.C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.

RODRIGUEZ J.J. (1998): Excursion to the Pueblo Viejo Au-Ag deposit and vicinity. Field guide. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 1-6.

RODRIGUEZ J.J. (1998): Geology of the Los Ranchos Formation. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 21.

---

RODRIGUEZ J.J. (1998): History of Pueblo Viejo. In Feiss P.G. ed., Mineral deposits of the Dominican Republic, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 19-20.

ROSENCRANTZ E., ROSS M.I., 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.

RUSSELL N., KESLER S.E. (1991): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 203-215.

RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., Mc CURDY K., KESLER S.E., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1980): Geology and geochemistry of the Pueblo Viejo gold-silver deposit and its host Los Ranchos Formation, Dominican Republic. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 263-271.

SERRA-KIEL J., FERRANDEZ-CANADELL C., GARCIA-SENZ J. and HERNALIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 359-384.

SHERVAIS J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p. 101-118.

SIGURDSSON H., KELLEY S., LECKIE R.M., CAREY S., BRALOWER T., KING J. (2000): History of Circum-Caribbean Explosive Volcanism: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of tephra layers, in Leckie R. M., Sigurdsson H., Acton G. D., and Draper G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 165.

SILVESTER A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

---

SINTON C.W., DUNCAN R. A., STOREY M. LEWIS J., ESTRADA J.J.(1998): An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p. 221-235.

SLATER J.A., BARANOWSKI R.M. (2000): *Discocoris Dominicanus*, a new species of palm bug from dominican amber (Heteroptera Thaumastocoridae). *Florida Entomologist* 83(3), p. 349-353.

SMILEY C.J. (1982): Cretaceous plants from the Dominican Republic. Unpublished report to Rosario Dominicana, 20 p.

SMILEY C.J. (1982): Lower Cretaceous plants from the Dominican Republic. En: *Caribbean Geology into the third Millenium*. Trevor A. Jackson (ed.) University of the West Indies Press, p. 119-129.

SMITH I.E.M., WORTHINGTON T.J., STEWART R.B., PRICE R.C., GAMBLE J.A. (2003): Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. In: Larter, R.D. & Leat, P.T., *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society of London, Special Publications, 219, 99-118.

SOFREMINES (1978): Estudio de las lignitas de la zona d'El Valle. Informe inédito, Compañia Dominicana de Electricidad. Santo Domingo.

STACEY J. S., KRAMERS J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

SUAREZ A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Samaná (6373). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, p. 313-345.

---

TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293–309.

THIRLWALL M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

TOLOCZYKI M., RAMIREZ I. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana 1:250 000. Secretaria de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geografico Universitario, Santo Domingo, D.N. en cooperacion con Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania.

TUTTLE M.P., PRENTICE C.S., DYER-WILLIAMS K., PENA L.R. and BURR G. (2003): Late Holocene liquefaction features in the Dominican Republic: a powerful tool for earthquake hazard assessment in the Northeastern Caribbean. *Bulletin of the Seismological Society of America*; Feb 2003; v.93; n°1; pp.27-46.

ULLRICH T. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco de Macoris (6173-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

VENABLE M. (1998): Pueblo Viejo overview. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 22-30.

WEYL R. (1966): *Geologie der Antillen*, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.

WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991): Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262, p. 301-313.

WOOD D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, p. 11-30.

ZOPPIS R. (1947): Informe sobre el yacimiento aurífero de Miches (El Seibo). Informe inédito, 8 p., Dirección General de Minería 14-47-002. Santo Domingo.