



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50 000

**GUAYMATE
(6471-IV)**

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

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

MICROPALAEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA 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 interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

La Hoja de Guaymate (6471-IV) está localizada en la margen Sur de la Cordillera Oriental.

El zócalo Cretácico-Eoceno está bien representado en la parte Norte de la Hoja en la forma de escamas y bandas estrechas delimitadas por fallas de dirección N120°E, perteneciendo a la Zona de la Falla del Río Yabón.

Numerosos afloramientos de peridotitas serpentinizadas están directamente asociados a estas fallas. Destacan por fuertes anomalías magnéticas.

El Cretácico Superior presenta una serie muy completa, de muro a techo:

- Turbiditas silici-clásticas, gruesas y monótonas, de la Fm Las Guayabas. En numerosos lugares engloban potentes lentejones y barras de areniscas feldespáticas gruesas y conglomerados, atribuibles al Mb Hato Mayor.
- Las sílexitas de la Fm Arroyo La Yabana constituyen el tradicional horizonte guía que permite delimitar la Fm Las Guayabas de las turbiditas silto-carbonatadas de la Fm Río Chavón suprayacente.
- Los términos superiores del Cretácico Superior (Fm de Loma de Anglada) aparecen en la esquina NE de la Hoja. Estos comprenden lutitas margosas y areniscas carbonatadas en las que se intercalan numerosos niveles de brechas carbonatadas, calizas biodetríticas; a techo y de manera muy localizada, hay una barra de caliza con rudistas característica del Maastrichtiano.

Ligeramente discordante sobre las facies precedentes, el Paleógeno constituye una potente barra de caliza para-arrecifal, con algas rojas y corales, en la prolongación de la cornisa que engloba la Loma de Bejucal.

La plataforma carbonatada Plio-Pleistoceno de la Llanura Costera del Caribe comporta, a muro, horizontes potentes y recurrentes de conglomerados poligénicos poco consolidados (Conglomerados de Ramón Santana). Estos se intercalan e interdigitan con las margas y las

calizas arcillosas de la Fm Yanigua, las calizas bioclásticas y arrecifales de la Fm Los Haitises.

Los recubrimientos cuaternarios son abundantes, generalmente en la forma de coluviones y de glaciares formados por el desmantelamiento de los relieves cretácicos de la Cordillera Oriental. Por otro lado son a veces difícilmente diferenciables de los Conglomerados de Ramón Santana. Las calizas de la Plataforma del Caribe presentan una cobertura de limos y arcillas por la alteración meteórica.

La falla de desgarre del Río Yabón se corresponde con un sistema de fallas de dirección N100 a 130°E dentro de las cuales es difícil de diferenciar el accidente principal. A lo largo de estas fallas, los terrenos del Cretácico Superior están cizallados y abudados. En otros sectores, la Falla del Río Yabón está jalonada y/o intruída por cuerpos de serpentinitas o sills de gabros.

Los recursos hídricos son importantes, debido a las llanuras aluviales de los ríos Chavón y Sanate, pero sobre todo por las calizas karstificadas de la cobertura sedimentaria. Las calizas y las rocas ultrabásicas serpentinizadas son explotadas para el suministro de áridos para edificación, construcción y mantenimiento de carreteras.

ABSTRACT

The Guaymate map area (Sheet 6471-IV) is located on the southern edge of the Eastern Cordillera.

The Cretaceous-Eocene basement is well represented in the northern part of the area as slices and narrow panels bounded by N120°E-striking faults of the Río Yabon Fault zone. Several extrusions of serpentinized peridotite, marked by strong magnetic anomalies, are directly associated with these faults.

The Upper Cretaceous is a very complete series with, from the base up:

- Thick monotonous siliciclastic turbidite of the Las Guayabas Formation. At several locations it encloses thick lenses and bars of coarse-grained feldspathic sandstone and conglomerate attributed to the Hato Mayor Member.
- Silexite of the Arroyo La Yabana Formation, representing the traditional marker horizon delimiting the Las Guayabas Formation from the silty-carbonate turbidite of the overlying Río Chavón Formation.
- The uppermost beds (Loma de Anglada Formation) are exposed in the northeastern corner of the map area. They comprise clayey siltite and carbonate arenite intercalated with several layers of carbonate breccia and biotrital limestone. At the top, but very localised, a bar of rudist limestone characterises the Maastrichtian.

Slightly discordant on the previous facies, the Paleogene consists of a thick bar of parareef limestone, with red algae and coral, in the extension of the cornice capping the Loma de Bejucal.

The Plio-Pleistocene carbonate shelf of the Caribbean Coastal Plain contains, at its base, thick recurrent beds of poorly consolidated polygenic conglomerate (Ramón Santana Conglomerate). This intercalates and interfingers with the marl and argillaceous limestone of the Yanigua Formation and the bioclastic and reef limestone of the Los Haitises Formation.

Quaternary cover deposits are abundant, mainly as colluvium resulting from the mechanical erosion of the Cretaceous reliefs of the Eastern Cordillera. In places they are difficult to distinguish from the Ramón Santana Conglomerate. The Caribbean Coastal Plain limestone has a loam and clay cover derived from weathering.

The Río Yabon Fault zone corresponds a system of N100 to N130°E faults in which it is difficult to determine the main fault. The Late Cretaceous rocks along these faults have been sheared and “boudinaged”. In other areas, the Río Yabon Fault is marked and/or injected by serpentinite bodies and gabbro sills.

Water resources are abundant, mainly in the alluvial valleys of the Chavón and Sanate rivers, and especially in the karstified limestone of the sedimentary cover. The limestone and serpentinitized ultrabasic rocks are quarried as aggregate for concrete and road maintenance.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	2
1.2	Marco geológico regional	3
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	6
1.4	Metodología	7
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	11
2.1	Rocas eruptivas.....	13
2.1.1	<u>Rocas ultrabásicas y serpentinitas (1)</u>	<u>13</u>
2.1.2	<u>Gabros y basaltos (2).</u>	<u>15</u>
2.2	El Cretácico Superior	18
2.2.1	<u>Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano- paralelas (3). Coniaciano-Santoniano. K₂.....</u>	<u>21</u>
2.2.2	<u>Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Conglomerados poligénicos, brechas y areniscas gruesas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂</u>	<u>25</u>
2.2.3	<u>Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (5). Santoniano. K₂ . _____</u>	<u>28</u>
2.2.4	<u>Fm Río Chavón. Alternancia de areniscas, siltitas y lutitas carbonatadas con intercalaciones de calizas detríticas (6). Santoniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>30</u>
2.2.5	<u>Fm de Loma de Anglada</u>	<u>34</u>
2.3	El Paleógeno.....	39
2.3.1	<u>Fm de Don Juan. Areniscas arcillosas rojizas y conglomerados (11). Paleoceno ¿?. P₁.....</u>	<u>39</u>
2.3.2	<u>Fm Bejucal. Caliza masiva con algas rojas y corales (12). Paleoceno Superior. P₁ _____</u>	<u>41</u>

2.3.3	<u>Fm Loma Peñón. Calcarenitas y calciruditas (13). Paleoceno – Eoceno. P₁₋₂.....</u>	<u>42</u>
2.4	El Plioceno-Pleistoceno	43
2.4.1	<u>Generalidades</u>	<u>43</u>
2.4.2	<u>Los Conglomerados de Ramón Santana: conglomerados, areniscas, arcillas y limos (14). Plioceno-Pleistoceno Inferior. N₂-Q₁.....</u>	<u>46</u>
2.4.3	<u>Fm Yanigua. Margas y calizas margosas (15). Plioceno-Pleistoceno. N₂– Q₁₋₃...</u>	<u>52</u>
2.4.4	<u>Fm Los Haitises Plioceno-Pleistoceno</u>	<u>53</u>
2.5	Las Formaciones superficiales cuaternarias.....	60
2.5.1	<u>Abanicos aluviales, coluvión y glacis. Cantos, gravas, arenas y limos (18). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>60</u>
2.5.2	<u>Superficie ferruginizada. Brechas y arcillas lateriformas (19). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>61</u>
2.5.3	<u>Paleo-zona endorreica. Arcillas y limos (20). Holoceno. Q₄</u>	<u>61</u>
2.5.4	<u>Derrubios. Bloques, cantos, gravas y arcillas (21). Holoceno. Q₄</u>	<u>62</u>
2.5.5	<u>Laguna. Lutitas (22). Holoceno. Q₄</u>	<u>62</u>
2.5.6	<u>Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y lutitas (23). Holoceno. Q₄</u>	<u>62</u>
2.5.7	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (24). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>62</u>
2.5.8	<u>Antropico. Vertedero de cantera y basurero (25). Actual. Q₄.....</u>	<u>63</u>
3	TECTÓNICA.....	64
3.1	Marco geodinámico	64
3.2	Estructura de la Cordillera Oriental.....	67
3.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “Guaymate”	79
3.3.1	<u>La Zona de Falla del Río Yabón</u>	<u>79</u>
3.3.2	<u>El substrato Cretácico del NE de la Hoja</u>	<u>81</u>
3.3.3	<u>La cobertera plio-pleistocena de la Llanura Costera del Caribe</u>	<u>82</u>

4	GEOMORFOLOGÍA	85
4.1	Análisis geomorfológico	85
<u>4.1.1</u>	<u>Estudio morfoestructural</u>	<u>85</u>
<u>4.1.2</u>	<u>Estudio del modelado</u>	<u>87</u>
4.2	Evolución e historia geomorfológica	90
5	HISTORIA GEOLÓGICA	93
6	GEOLOGÍA ECONÓMICA	100
6.1	Hidrogeología	100
<u>6.1.1</u>	<u>Datos climáticos</u>	<u>100</u>
<u>6.1.2</u>	<u>Red hidrográfica</u>	<u>102</u>
<u>6.1.3</u>	<u>Naturaleza e interés de los principales acuíferos</u>	<u>103</u>
6.2	Recursos minerales	104
<u>6.2.1</u>	<u>Indicios minerales</u>	<u>104</u>
<u>6.2.2</u>	<u>Roca madre de petróleo</u>	<u>105</u>
<u>6.2.3</u>	<u>Canteras de materiales</u>	<u>105</u>
7	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	108
7.1	L.I.G. n°1: Salto del río Sanate, sill de gabro pi roxénico de textura bandeada, tipo cumulado	108
<u>7.1.1</u>	<u>Croquis de situación</u>	<u>108</u>
<u>7.1.2</u>	<u>Contenido - Motivación</u>	<u>109</u>
<u>7.1.3</u>	<u>Acceso</u>	<u>109</u>
7.2	L.I.G. n°2: Litofacies típicas de la Fm Río Chavón	110
<u>7.2.1</u>	<u>Croquis de situación</u>	<u>110</u>
<u>7.2.2</u>	<u>Contenido- Motivación</u>	<u>110</u>

7.2.3	<u>Acceso</u>	111
7.2.4	<u>Observaciones y comentarios</u>	111
7.3	L.I.G. n°3: Depósitos caóticos de la Fm Loma de An glada	112
7.3.1	<u>Croquis de situación</u>	112
7.3.2	<u>Contenido- Motivación</u>	112
7.3.3	<u>Acceso</u>	113
7.3.4	<u>Observaciones y comentarios</u>	114
8	BIBLIOGRAFÍA	116

FIGURAS

Figura 1:	Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Guaymate.	4
Figura 2:	Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Guaymate (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. <i>et al</i> – 2007).	4
Figura 3:	Principales puntos topográficos de la Hoja Guaymate, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	9
Figura 4:	Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.	10
Figura 5:	Anomalía magnética y zonas de afloramiento de rocas ultrabásicas y serpentinitas, a lo largo de la Zona de Falla del Yabón.....	13
Figura 6:	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).	19
Figura 7:	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).	20
Figura 8:	Corte geológico sintético NS de la plataforma carbonatada, en la Hoja de Guaymate.	46
Figura 9:	SRTM de la Cordillera Oriental mostrando una erosión más intensa al Norte de la zona de afloramientos de los Conglomerados de Ramón Santana, en particular en la Hoja del Seibo.	50
Figura 10:	Modelo de depósito (rampa) válido para el intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior y equivalente con las formaciones cartografiadas, (mod. de Braga J.C., 2010).	59
Figura 11:	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).	64
Figura 12:	Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).....	65
Figura 13:	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).	65

Figura 14: 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).	66
Figura 15: 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.	69
Figura 16: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.....	70
Figura 17: 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).	71
Figura 18: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García Senz J. <i>et al</i> , 2007).	74
Figura 19: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García Senz J. <i>et al</i> , 2007).	75
Figura 20: Modelo análogo 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). ..	78
Figura 21: Esquema estructural de la Hoja de Guaymate.	79
Figura 22: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (color gris), de esquistosidad (cruses rojas) y de los ejes de micropliegues (amarillo) medidos en las Hojas Guaymate, Higuey y Ramón Santana (316 medidas de estratificación, 25 medidas de esquistosidad et 8 ejes de micropliegues). La esquistosidad es el plano axial de los pliegues de dirección N130°E-17°SE.	81
Figura 23: Cortes geológicos seriados de la Hoja de Guaymate.	84
Figura 24: Situación de la Hoja de Guaymate en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.....	86
Figura 25: Perfil morfoestructural esquemático del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.....	86
Figura 26: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.....	91
Figura 27: 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 et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).	94
Figura 28: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Diaz de Neira J.A., 2010).	98
Figura 29: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en El Seibo y La Romana. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de http://www.theweathernetwork.com).	101
Figura 30: Oscilaciones anuales del caudal del río Chavón (1956-2003) y del río Sanate (1956-1994). Comparación con la pluviometría registrada en El Seibo (mod. de Eptisa, 2004).	102
Figura 31: Localización aproximativa del indicio de petróleo descubierto en 2010.....	106
Figura 32: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja Guaymate. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.....	107
Figura 33: Croquis de situación del LIG 1. Salto del río Sanate, sill de gabro piroxénico de textura bandeada, tipo acumulado.....	108
Figura 34: Croquis de situación del LIG 2. Litofacies típicas de la Fm Río Chavón en el balneario de Guanito.	110

Figura 35: Croquis de situación del LIG 3. Depósitos caóticos de la Fm Loma de Anglada a la confluencia de los ríos Mana y Sanate.....	112
--	-----

TABLAS

Tabla 1: Características de los indicios vistos en la Hoja Guaymate.....	104
Tabla 2: Características de las canteras de la Hoja Guaymate. Los números permiten su correlación con la Figura 30.....	106
Tabla 3: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).	115

FOTOS

Foto 1: Afl. 88JM9058. Vista panorámica hacia el Sur desde la cima de las canteras en Loma Guaconejo. En segundo plano, las ondulaciones del substrato Cretácico. En el horizonte, la línea azul marca el límite con la Llanura Costera del Caribe.....	12
Foto 2: Afl. 88JM9236. Vista panorámica hacia el NE, desde el flanco de la Loma La Altagracia. Relieve ondulado y recubrimiento vegetal importante, típicos del substrato Cretácico.	12
Foto 3: Afl. 88JM9208. Afloramiento característico de roca ultrabásica serpentinizada en el arroyo Bejucalito. Foliación dúctil de la matriz serpentinítica rodeando clastos deformados de rocas ultrabásicas menos alteradas.	14
Foto 4: Afl. 88JM9138. Gabros bandeados en el río Sanate, forman capas centimétricas a decimétricas.	16
Foto 5: Afl. 88JM9389. Basalto de textura vesicular. Las vesículas, de varios mm de diámetro, están rellenas por calcita blanca.	17
Foto 6: Afl. 88JM9381. Turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas. Serie rítmica de capas de arenisca fina con laminación paralela.....	23
Foto 7: Afl 88JM9381. Detalle del techo de una secuencia, con granoclasificación y ripples.	24
Foto 8: Afl. 88JM9266. Turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas. Capas finas de lutita y arenisca fina. En el centro, una capa erosiva de brecha tipo “debris flow”, con elementos arcillosos, sin clasificación y matriz de calcita blanca.	24
Foto 9: Afl. 88JM9166. Relieve característico generado por areniscas gruesas y brechas del Mb Hato Mayor.	26
Foto 10: Afl. 88JM9134. Brecha muy gruesa de tipo “debris flow”. Los clastos más voluminosos y más angulosos se corresponden a fragmentos de litología homogénea, análoga a aquella que constituye el encajante de la brecha.	27
Foto 11: Afl. 88JM9394. Otro ejemplo de brecha tipo “debris flow”. A diferencia de la foto precedente, destaca la heterogeneidad y el redondeamiento de los clastos.....	27

Foto 12: Afl. 88JM9267. Afloramiento característico de silexitas de Arroyo La Yabana. Destacan las laminaciones paralelas y la intensa fisuración perpendicular a la S0.....	30
Foto 13: Afl. 88JM9040. Facies turbidítica característica de la Fm Río Chavón. Los bancos de patina gris claro se corresponden a calizas, las bandas gris oscuro se corresponden con limolitas carbonatadas y de pelitas silíceas.....	33
Foto 14: Afl. 88JM9040. Banco de arenisca carbonatada gruesa donde la base es discordante sobre las limolitas carbonatadas, laminadas subyacentes.....	33
Foto 15: Afl. 88JM9095. Brecha tipo debris flow, con clastos esencialmente calizos, en una matriz limo-pelítica.....	37
Foto 16: Afl. 88JM9097. Las brechas constituyen bancos de potencia dm a m, separadas por intercalaciones laminadas de pelitas negras.....	37
Foto 17: Afl. 88JM9475. Calizas bioestromales de rudistas.....	38
Foto 18: Afl. 88JM9043. Conglomerado muy poligénico, con matriz carbonatada. Destaca el color 'rojizo' de ciertos cantos.....	40
Foto 19: Afl. 88JM9059. Biomicrita algar con textura brechoide.....	42
Foto 20: Afl. 88JM9131. Formación fluvio-deltáica compuesta por cantos y gravas no clasificados, matriz areno-arcillosa de color pardo. Destaca la ausencia de estratificación y clasificación pero excelente índice de redondeamiento de elementos.....	47
Foto 21: Afl. 88EL9286. Calizas bioclásticas con grandes moluscos y gasterópodos.....	55
Foto 22: Diferentes tipos de corales en las calizas de Los Haitises (Ud Calizas arrecifales a: <i>Acropora cervicornis</i> , b: <i>Stylophora sp.</i> , Cantera de Higüey junto al río Chavón (Braga J.C., 2010).....	57
Foto 23: Afl. 88JM9033. Recubrimiento coluvional, en la base de un relieve cretácico. Destacan los cantos angulosos y la ausencia de selección granulométrica. Foto a comparar con Afl. 88JM9131.....	60
Foto 24: Afl. 88JM9264. Zona de cizalla que afecta a las turbiditas del Cretácico Superior, a lo largo de una falla N120°E perteneciente a la Zona de Falla del Río Yabón.....	80
Foto 25: Afl. 88JM9324. Pliegue cilíndrico disimétrico que afecta a las alternancias silto-areniscosas de la Fm Las Guayabas.....	83
Foto 26: Afl. 88JM9040. Micropliegue de arrastre en las alternancias silto-carbonatadas de la Fm Río Chavón.....	83

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 1B 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);

- **Isla Saona**: La Granchorra (6470-I), Mano Juan (6470-II);

- **La Romana**: Higuey (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 Guaymate (6471-IV) está situada en el límite Sur de la Cordillera Oriental Dominicana, en el margen Norte de la Llanura Costera del Caribe (Figura 1). Es una región tabular cuya altitud media está comprendida entre los 10 y los 100 m. Los únicos relieves importantes están en la franja norte de la Hoja, y su altitud no excede 365 m (Loma Guaconejo). El territorio es drenado por el río Chavón y sus numerosos afluentes. Los más importantes son los ríos Mana y Sanate que, al igual que el río Chavón, fluyen desde el Norte hacia el Sur en dirección del Mar Caribe.

El río Chavón constituye un límite administrativo. El territorio situado al Este pertenece a la Provincia de La Altagracia, aquel localizado al Oeste a la Provincia de La Romana. En la esquina NO de la Hoja, la estrecha porción situada en la rivera derecha del arroyo Hondo se adscribe a la Provincia de El Seibo.

La economía de la región se basa en la agricultura y ganadería. En todo el territorio situado al Sur de la carretera principal Higuey-El Seibo predomina el cultivo de la caña de azúcar cuyas plantaciones pertenecen a la Central Romana Corporation. Al Norte, predomina la cría

de ganado bovino, también de la Central Romana. Gran parte de la actividad económica de la región se desarrolla alrededor de esta empresa. 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 de La Romana y zonas aledañas.

La densidad de población es media. 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 de seca entre Febrero y Marzo y abundantes precipitaciones entre Mayo y Junio. Este clima es responsable de una vegetación particularmente exuberante. Los afloramientos son escasos, pero el sustrato rocoso está, generalmente, bien visible en el lecho de los ríos y arroyos.

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 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

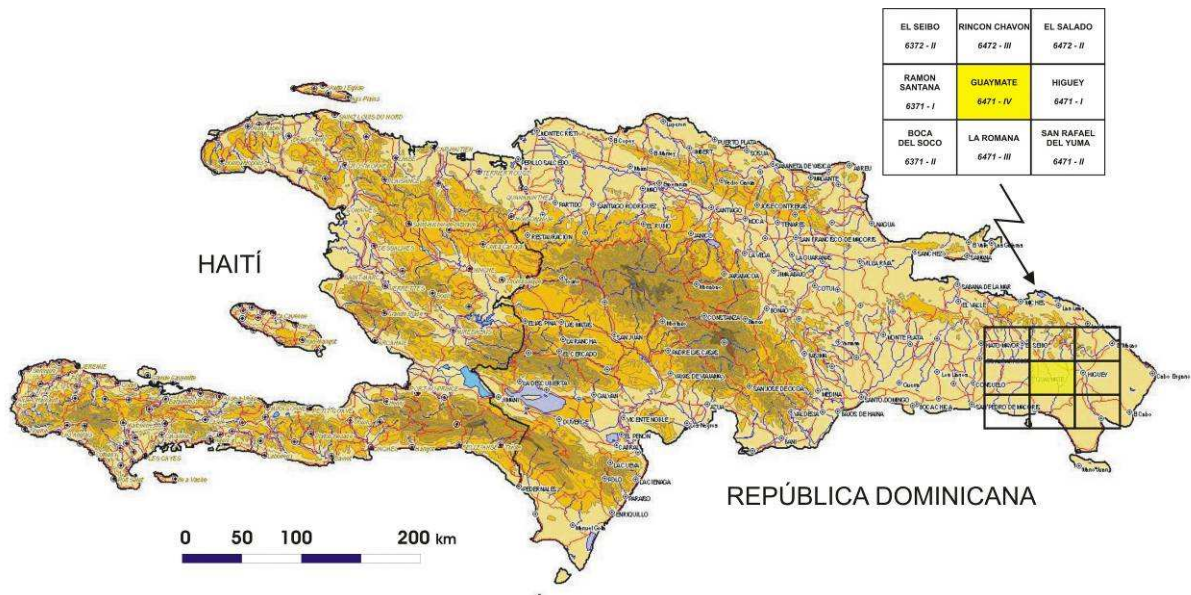


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Guaymate.

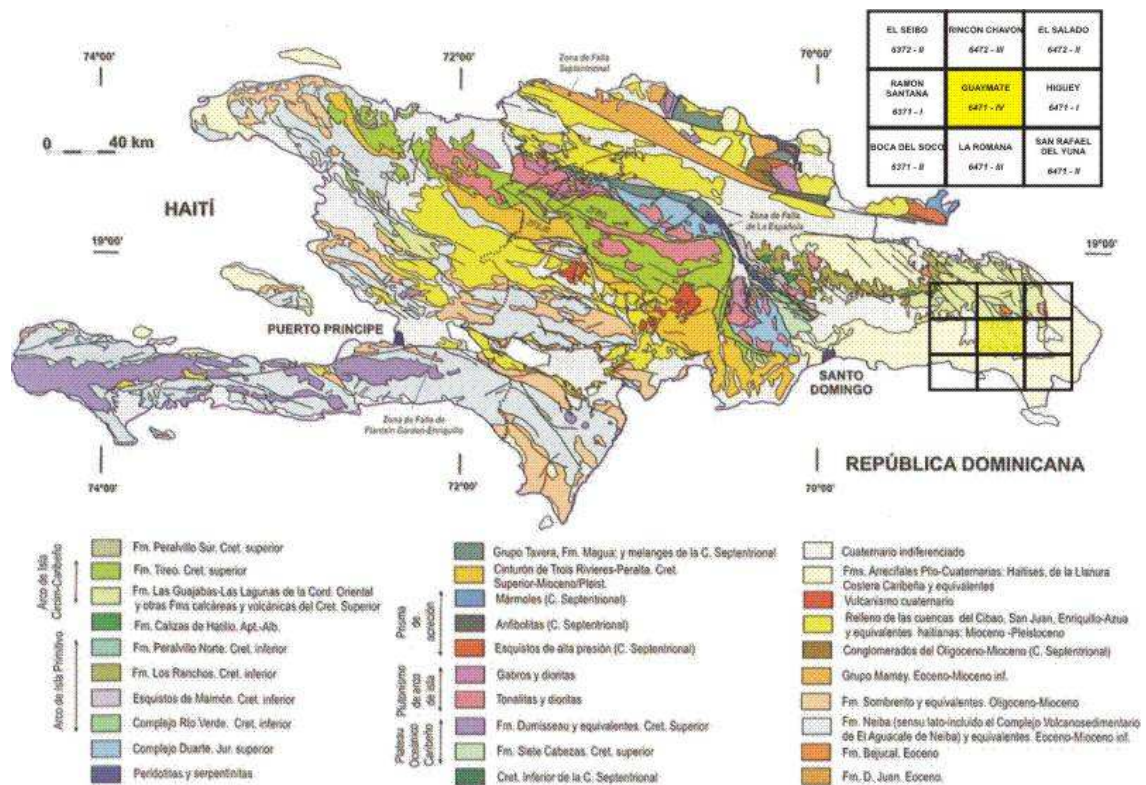


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Guaymate (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. et al – 2007).

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 km² 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 antiforame, 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 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.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las primeras observaciones geológicas se remontan a finales del siglo XIX. (Gabb W.M., 1881) incluye un corte transversal 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 Ramirez 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 anterior Programa Sysmin (Proyecto L, 2002-2004) han permitido incrementar considerablemente el conocimiento geológico de la Cordillera Oriental, con el levantamiento de 10 Hojas de escala 1:50 000. Estos trabajos han sido objeto de publicaciones científicas de síntesis, en particular aquellas relativas a la estratigrafía del Cretácico superior (García-Senz J. *et al.*, 2007), a la génesis de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete J. *et al.*, 2007), a la tectónica (García-Senz J. *et al.*, 2007) y finalmente aquella relativa a la evolución geomorfológica de la cadena (Diaz de Neira J.A. *et al.*, 2007). Nosotros utilizaremos numerosos extractos de estos trabajos.

1.4 METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se efectuaron entre Octubre de 2008 y Marzo de 2009. Se apoyaron 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 de igual manera muy útiles, en particular para precisar la traza 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 Republica Dominicana (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 condiciones de afloramiento muy mediocres, por el hecho del fuerte recubrimiento vegetal, principalmente sobre la Llanura Costera del Caribe completamente recubierta por las plantaciones de caña de azúcar. Para realizar la cartografía se utilizó principalmente la red hidrográfica.

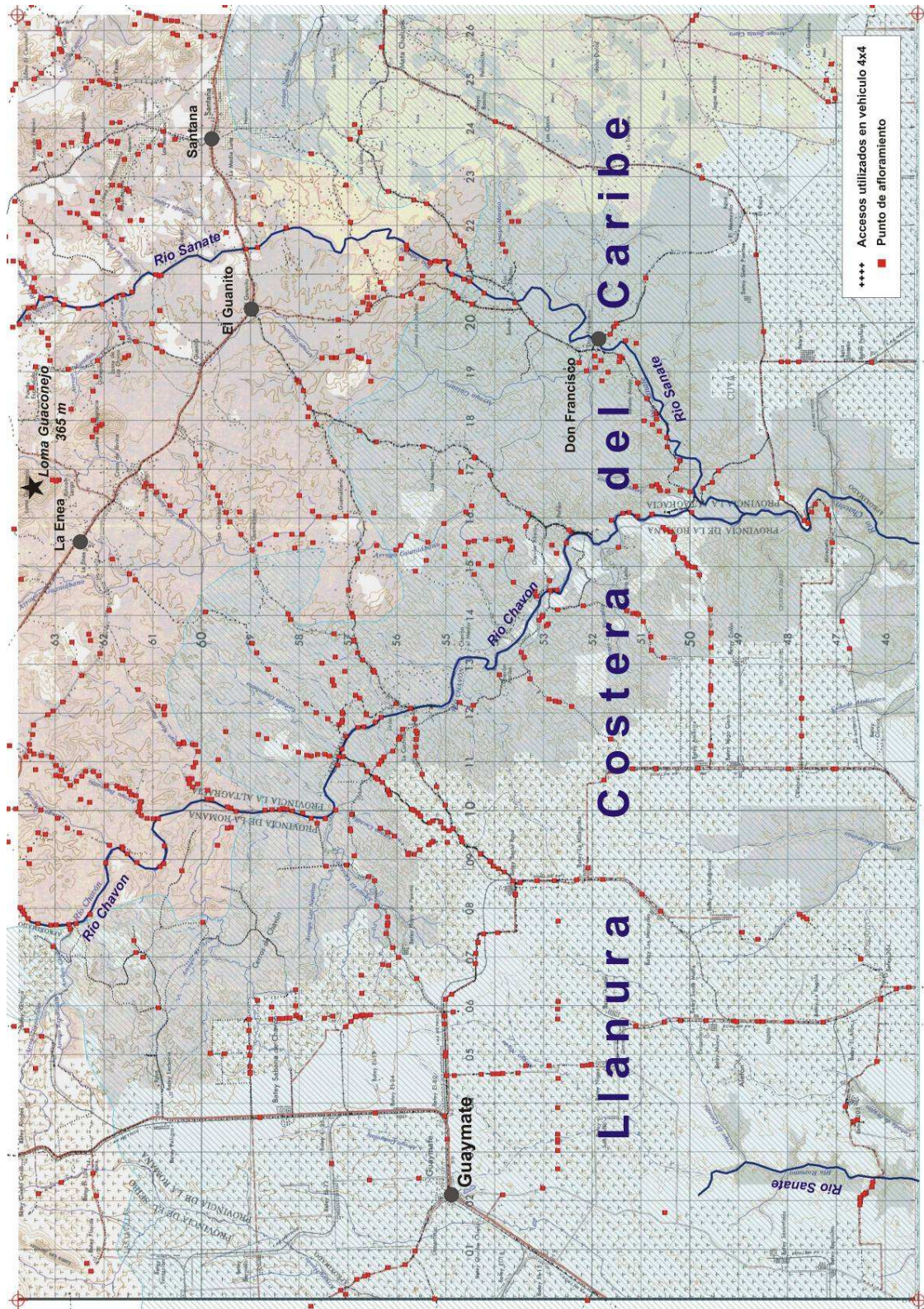


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Guaymate, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

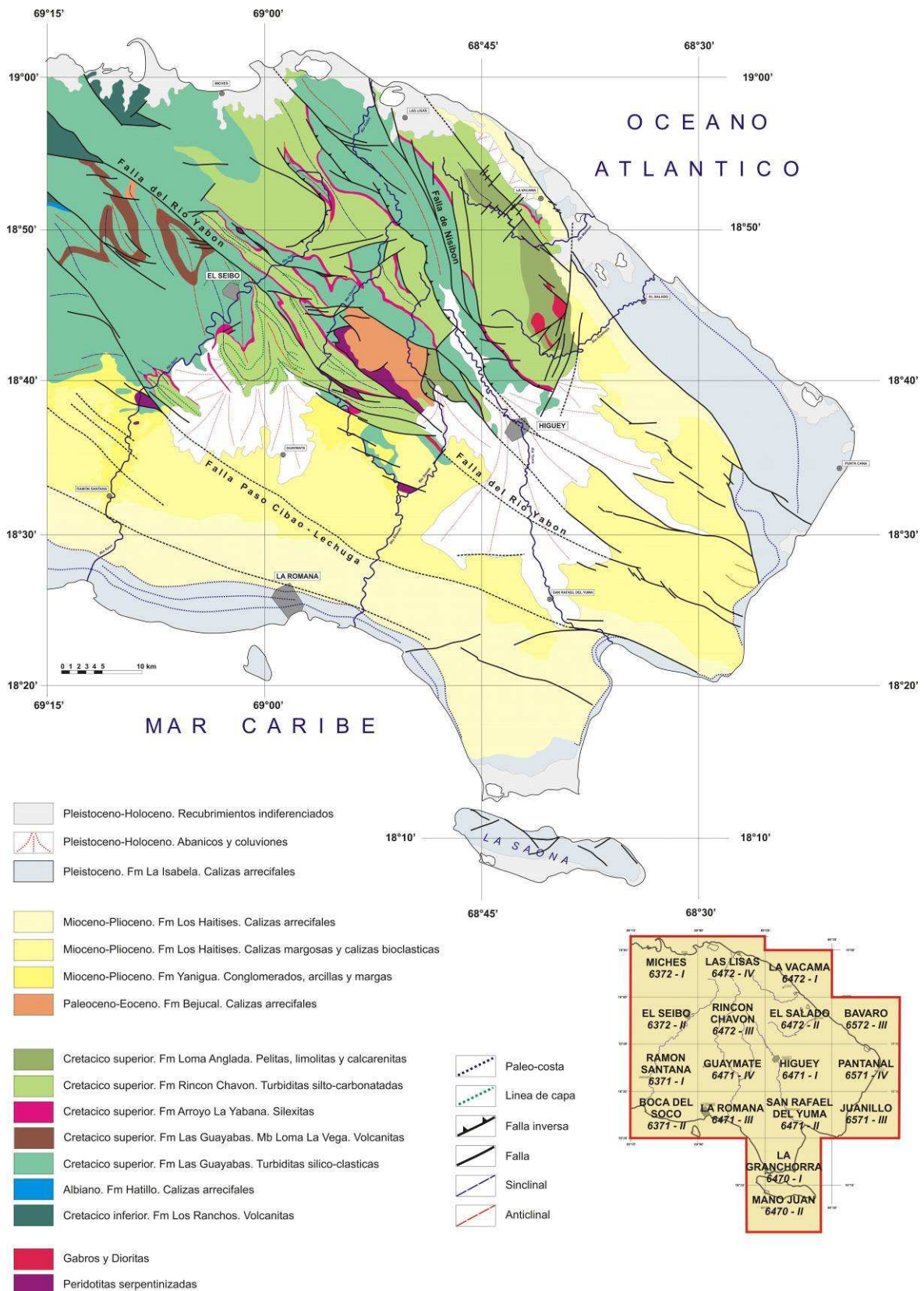


Figura 4: Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Dos conjuntos geológicos caracterizan la Hoja de Guaymate:

- Al Norte de una línea ficticia ONO-ESE que une Batey Florida, Batey Peligro, La Cuchilla, Los Jobitos y Jobo Dulce, se localiza el dominio de la Cordillera Oriental con numerosos afloramientos de rocas volcánicas eruptivas básicas, y los terrenos sedimentarios del Cretácico Superior y del Eoceno. El conjunto es complejo, fuertemente deformado y fracturado por fallas de dirección N120°E, situadas en la prolongación de la Falla del Río Yabón.
- Al Sur de esa línea ficticia, dominan las calizas de los Haitises, que es la cobertera tabular característica de la Llanura Costera del Caribe.

La unión entre estos dos dominios está parcialmente cubierta por numerosos recubrimientos arcillosos más o menos recientes, de tipo abanico de baja pendiente, característicos de la alteración de la Cordillera. Los dos principales ríos, Chavón y Sanate, excavan profundamente los diferentes terrenos. Esto permite tener secciones con una clara idea de la dirección de las capas lo cual incrementa la comprensión litológica y estructural de las diferentes unidades geológicas.



Foto 1: Afl. 88JM9058. Vista panorámica hacia el Sur desde la cima de las canteras en Loma Guaconejo. En segundo plano, las ondulaciones del substrato Cretácico. En el horizonte, la línea azul marca el límite con la Llanura Costera del Caribe.



Foto 2: Afl. 88JM9236. Vista panorámica hacia el NE, desde el flanco de la Loma La Altagracia. Relieve ondulado y recubrimiento vegetal importante, típicos del substrato Cretácico.

2.1 ROCAS ERUPTIVAS

Numerosas localizaciones y afloramientos de rocas ígneas han sido descritos en el territorio de la Hoja de Guaymate. Desde el punto de vista de su composición, estas han sido agrupadas en dos subconjuntos: rocas ultrabásicas y serpentinitas; gabros y basaltos.

2.1.1 Rocas ultrabásicas y serpentinitas (1)

Son rocas ígneas foliadas de color verde oscuro y composición ultrabásica que aparecen de forma aislada entre las series sedimentarias de la Cordillera Oriental.

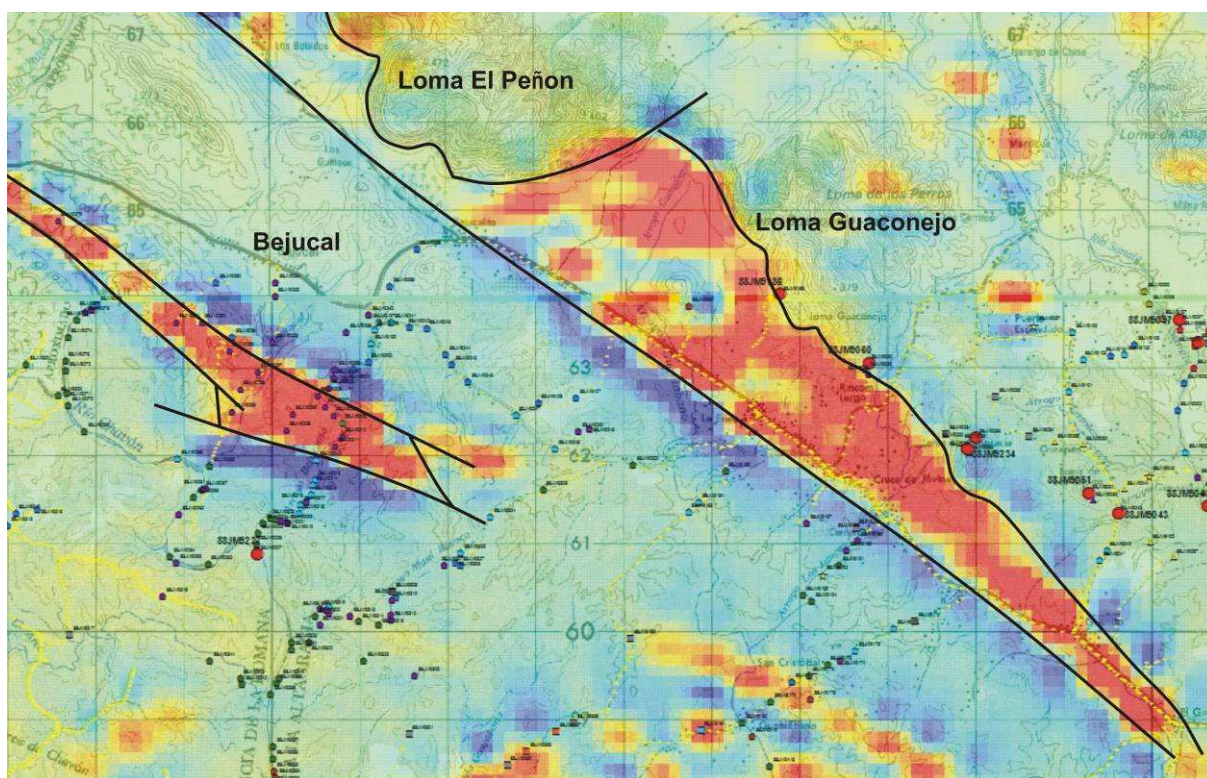


Figura 5: Anomalía magnética y zonas de afloramiento de rocas ultrabásicas y serpentinitas, a lo largo de la Zona de Falla del Yabón.

El afloramiento más extenso, se localiza en la prolongación de Loma El Peñón (Hoja de Rincón Chavón), en la base de la Loma Guaconejo (88JM9058). Se prolonga hacia el E-SE pero está enmascarado por los recubrimientos cuaternarios. Su traza, sin embargo está claramente marcada por una fuerte anomalía magnética, al menos justo hasta el Cruce de El Guanito. Otro afloramiento de gran extensión es visible en la parte media de los arroyos

Bejucal y Bejucalito y en una zona de canteras situada al Sur del pueblo Bejucal (88JM9282). Esta zona de afloramiento de geometría trapezoidal se corresponde con una protusión de serpentinita limitada por la Falla del Río Yabón. Otra banda, de extensión equivalente pero en gran parte recubierta por las calizas de Los Haitises, ha sido cartografiada al SO de Don Francisco: ésta es visible en la ribera derecha del Río Sanate (88JM9442), en el arroyo de Agua (88JM9463) y en el meandro del Río Chavón (88JM9467). Otros afloramientos, de extensión mucho más modesta, han sido descritos en el arroyo Guanábano (88JM9392) y cerca del vado que permite cruzar el Río Chavón, en Chavón Arriba (88JM9345).



Foto 3: Afl. 88JM9208. Afloramiento característico de roca ultrabásica serpentinizada en el arroyo Bejucalito. Foliación dúctil de la matriz serpentinitica rodeando clastos deformados de rocas ultrabásicas menos alteradas.

De un modo general, la serpentinita tiene una textura facoidal con una foliación anastomosada y fracturas con superficies estriadas que envuelven cuerpos más masivos o menos foliados. Se reconoce entre la matriz foliada serpentinitica bloques de peridotita con

piroxeno, peridotita con espinela, gabro con prehnita y anfíbol secundario. En cuanto a la textura y composición petrográfica de los cuerpos ultrabásicos menos transformados a serpentinitas, se observan rocas peridotíticas de tonos pardos y violáceos, de textura holocristalina, granuda de grano medio a grueso, fanerítica e inequigranular, generalmente poco foliadas. Aunque al microscopio la textura ígnea del protolito se conserva en zonas, su mineralogía ha sido completamente reemplazada a un agregado de minerales del grupo de la serpentinita. En las muestras analizadas se distinguen serpentinitas de dos tipos texturales: granudas y foliadas. Las primeras están formadas por agregados milimétricos fracturados, pseudomorfos de olivino y piroxenos; las segundas están constituidas por un agregado foliado de menor cristalinidad, consecuencia de la orientación subparalela de las fibras de serpentinitas. En algún caso se han conservado hiladas de espinela y posiblemente cromita, que definen una fábrica planar, aunque están bastante reemplazadas y alteradas a óxidos pardos de Fe-Ti. En ambos tipos, el agregado mineral se observa muy fracturado, con recristalización en las grietas de minerales opacos también secundarios. Corresponden a metaperidotitas procedentes de un manto empobrecido por extracción de fundidos basálticos.

Draper y Nagle (1991) y Pindell y Draper (1991) han propuesto en la Cordillera Septentrional un mecanismo de emplazamiento de la serpentinita como intrusiones frías tectónicas (protrusiones) que arrastran a la superficie bloques exóticos y cuando alcanzan el fondo submarino se erosionan formando brechas. Spaggiari et al., (2003) describen en el sureste de Australia un cuerpo de serpentinita de dimensiones y características similares al de la Loma El Peñón, que interpretan como un Horst o monte submarino en la cuenca de ante-arco, similar a los montes de peridotita que Fryer et al. (1995) describen en la cuenca de ante-arco de Las Marianas. Estos modelos parece aplicables en términos generales a la serpentinita de la Loma El Peñón, que está asociada con la falla transcurrente del Río Yabón. La edad más temprana en que la serpentinita alcanza la superficie es el Maastrichtiano Superior-Eoceno Inferior, sin embargo la edad de formación de la peridotita en el dominio oceánico Atlántico se considera mucho más antigua, posiblemente Cretácico Inferior (Nagle, 1979).

2.1.2 Gabros y basaltos (2).

Los cuerpos básicos más importantes están localizados en el centro-este de la Hoja, en el borde del camino que une El Guanito con Don Francisco. Son especialmente visibles en el

Río Sanate donde constituye una zona de rápidos muy espectacular. Se presenta en forma de sill de 250 m de potencia y 3 km de longitud. Está interestratificado con las turbiditas silici-clásticas de la Fm Las Guayabas. Las facies más comunes son de gabro tipo cumulado, con un bandeado regular, de potencia centimétrica a decimétrica. La roca es de color gris-verdoso a azulado, de grano grueso, ($2\text{ mm} < \text{diámetro} < 8\text{ mm}$), de textura cumulado bandeadada, definida tanto por una alternancia de niveles alternativamente ricos modalmente en ferromagnesianos y plagioclasa, como por la elongación del agregado mineral. En ciertas zonas del sill, se ha descrito la presencia de filones dm de gabros con textura pegmatítica con cristales pluricentimétricos (88JM9137).



Foto 4: Afl. 88JM9138. Gabros bandeados en el río Sanate, forman capas centimétricas a decimétricas.

Al microscopio (88JM9138), la roca está compuesta por un agregado mineral de clinopiroxeno (<30%), ortopiroxeno (<10%), olivino (<15%), plagioclasa (<45%) y opacos (<5%), en el que la mayor o menor abundancia modal de estas fases define un bandeado ígneo, formado por procesos de acumulación magmática (ortocumulado). Este bandeado está además elongado, ya que los ferromagnesianos y parte de las plagioclasas (también

son intercúmulus) definen una orientación mineral prefente, posiblemente debida a un flujo deposicional. El clinopiroxeno, modalmente más abundante, y el ortopiroxeno son de idio- a subidiomorfos, forman tanto prismas individuales como microagregados elongados. Aparecen poco reemplazados a clorita, prenhita y epidota. El clinopiroxeno es de color marrón y composición augita; el ortopiroxeno se distingue por presentar colores de interferencia más bajos, y exoluciones de Cpx. El olivino forma granos milimétricos subidiomorfos, con inclusiones de espinela y opacos, pseudomorfizados totalmente por serpentinita, clorita y opacos. La plagioclasa forma microprismas de idio- a subidiomorfos tabulares, alargados, que se orientan también definiendo el bandeado, siendo en parte intercúmulus, y más tardía en la secuencia de cristalización. Esta reemplazada zonalmente a agregados de epidota?, prenhita, sericita, illita y opacos. Como opacos se observa magnetita esquelética y opacos dispersos. **La muestra está vinculada a la familia de los gabros piroxénicos con olivino, cumulado.**

Dos afloramientos de basalto con textura vesicular han sido observados localmente, están asociados con las facies precedentes (88JM9161) pero su estructura es diferente. Ese es el caso de un afloramiento situado en la parte baja del arroyo Guanabano (88JM9389).



Foto 5: Afl. 88JM9389. Basalto de textura vesicular. Las vesículas, de varios mm de diámetro, están rellenas por calcita blanca.

El afloramiento 88JM9161 corresponde a una lava básica, autobrechificada, de color verde oscuro, espilitizada, con agregados de epidota en venas. Se trata de un **basalto con clinó y ortopiroxeno microporfídico**. Al microscopio, la roca está compuesta por pequeños prismas y microprismas, así como algún agregado, de clinó y ortopiroxeno (<10%), así como por raros granos alterados de olivino, que se destacan sobre una matriz formada por microfenoblastos (tabletas) de plagioclasas orientadas por fluidalidad, y abundantes granos de opacos dispersos. El clinó y ortopiroxeno son subidiomorfos, agrupados en microagregados glomeroporfídicos, e intensamente reemplazados a epidota. Cuando están frescos, el clinopiroxeno es de color marrón y composición probablemente augita titanífera. El ortopiroxeno sólo se distingue por presentar colores de interferencia más bajos. El olivino forma raros prismas milimétricos de idio- a subidiomorfos, con inclusiones de espinela Fe-Ti y opacos, generalmente pseudomorfizados por clorita. La plagioclasa forma microprismas idio- a subidiomorfos tabulares, equigranulares y muy alargados, que en la mesostasia se orientan definiendo una fluidalidad que rodea a los prismas de piroxeno. Esta reemplazada zonalmente a agregados de epidota?, sericita, illita y opacos. Como opacos se observan espinela Fe-Ti variablemente opaquizada, magnetita/ilmenita y opacos dispersos. Las grietas están rellenas por minerales secundarios tales como clorita, sericita, pumpellitita (?), illita, carbonatos y epidota.

De modo general, las rocas eruptivas observadas están situadas en la proximidad o a lo largo de los accidentes tectónicos. Se trata de diques o sills que intruyen las areniscas de la Fm Las Guayabas y también, localmente, a las silto-pelitas carbonatadas de la Fm Río Chavón (88JM9048). Es difícil de atribuir una edad particular; son sin- o post- Cretácico Superior, con una fuerte presunción por el Paleoceno.

2.2 EL CRETÁCICO SUPERÍOR

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).

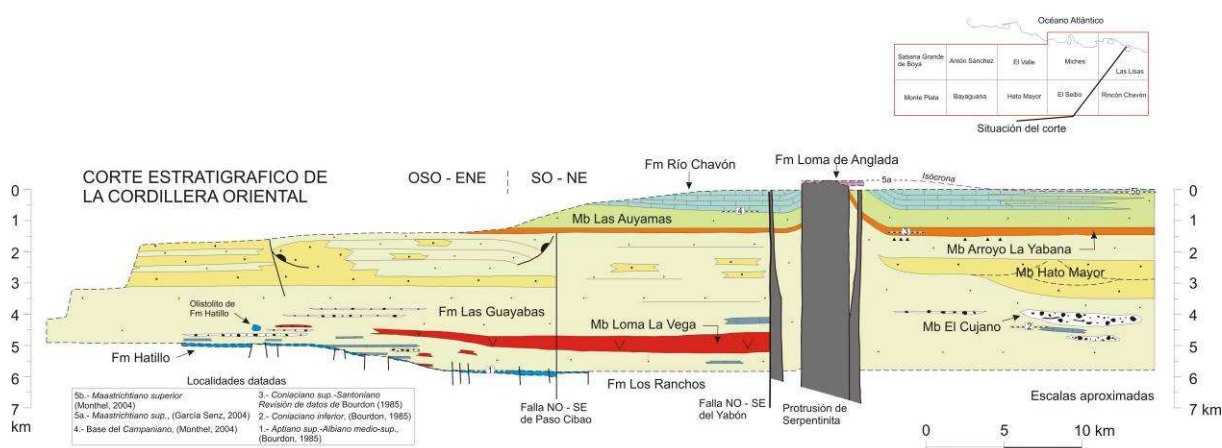


Figura 6: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. et al., 2007).

Ahora, en el Cretáceo Superior, se diferencian (Figura 6):

- 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	
Serie detrítica del Coniaciense inferior	Calizas	Fm Río Chavón	Fm Las Guayabas	Fm de Silexitas de Arroyo La Yabana	Santoniense
	Intercalación silícea	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	
		Conglomerado de rocas ultrabásicas		Fm El Cujano	Mb de Conglom. de El Cujano
(Unidad del Oro)	(Unidad del Seibo)	Mb Loma La Vega		Albiense	
Fm de Calizas de Hatillo					

Figura 7: 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 *Titanosarcólites* (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 planctónicos, 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 (3). Coniaciano-Santoniano. K₂.

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 sílex 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 sin-sedimentarias, 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 areniscosos 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 esta 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.

La facies clásica de la Fm Las Guayabas ha sido reconocida principalmente al Sur de la Zona de Falla del Yabón, en los valles de los principales ríos y arroyos que encajan en la cobertera de Las Calizas de Los Haitises. Las facies están igualmente presentes en la esquina NE de la hoja, en las escamas cretácicas situadas al Norte de la Falla de Hato Mana. En esta zona, las facies tienen la particularidad de presentar numerosas bandas dm de silexitas negras. Además, las rocas son esquistosas. Esta esquistosidad está desarrollada sobre los niveles pelíticos donde inducen una fábrica en bastones muy característica.



Foto 6: Afl. 88JM9381. Turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas. Serie rítmica de capas de arenisca fina con laminación paralela.



Foto 7: Afl 88JM9381. Detalle del techo de una secuencia, con granoclasificación y ripples.



Foto 8: Afl. 88JM9266. Turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas. Capas finas de lutita y arenisca fina. En el centro, una capa erosiva de brecha tipo “debris flow”, con elementos arcillosos, sin clasificación y matriz de calcita blanca.

2.2.2 Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Conglomerados poligénicos, brechas y areniscas gruesas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Garcia-Senz J. *et al* (2007) es una cantera de aridos proxima al pueblo de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04754; Y: 20727). La base de la unidad forma en Hato Mayor una alineacion 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 orientacion. El patron cartografico sugiere que la base del Mb Hato Mayor es una discordancia de bajo angulo sobre las areniscas de la Fm Las Guayabas, que en algunas localidades coincide aproximadamente con bandas de cizalla subparalelas a la estratificacion. Las areas de mayor espesor se localizan al sureste de Hato Mayor (1400 m) y en la linea de lomas elevadas que se extiende desde el pueblo de Las Lisas hacia el sur (1450 m). Tipicamente consiste en una mezcla mal clasificada (raramente con granoclasificacion o estratificacion cruzada) de arenisca gruesa, grava angulosa y brechas centimétricas que puede incluir cantos blandos de lutita deformada dispuestas en capas gruesas amalgamadas separadas par bases incisivas suaves. Los clastos son de rocas efusivas: basalto y lavas con textura microlitica a porfidica; de rocas intrusivas granudas: dolerita, gabro con olivino, granodiorita, y de rocas sedimentarias: silexita de radiolarios, micrita silicificada con foraminiferos planctonicos, calizas micriticas oscuras. La matriz esta constituida par 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 depositos de corrientes de turbidez de alta densidad en las partes proximales de los lobulos de abanicos submarinos provenientes de un sustrato volcanico 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.

A escala de la hoja de Guaymate, las litofacies del Mb Hato Mayor constituyen numerosas bandas rocosas en el seno de las facies más clásicas de la Fm Las Guayabas. En cuanto a paisaje, estos presentan una morfología muy característica: zona en relieve, donde cima y flancos están tapizados de numerosos y voluminosos cantos con textura masiva y

homogénea. En ciertos sectores, éstos se constituyen en inselbergs, similares a aquellos que se observan sobre rocas eruptivas en las regiones tropicales.



Foto 9: Afl. 88JM9166. Relieve característico generado por areniscas gruesas y brechas del Mb Hato Mayor.



Foto 10: Afl. 88JM9134. Brecha muy gruesa de tipo “debris flow”. Los clastos más voluminosos y más angulosos se corresponden a fragmentos de litología homogénea, análoga a aquella que constituye el encajante de la brecha.



Foto 11: Afl. 88JM9394. Otro ejemplo de brecha tipo “debris flow”. A diferencia de la foto precedente, destaca la heterogeneidad y el redondeamiento de los clastos.

El examen microscópico de 2 muestras (88JM9382 y 9395) indica la existencia de una abundante litofase compuesta principalmente por debris de origen volcánico o volcano-sedimentario (numerosos clastos de feldespatos y de minerales verdes serpentinizados), de raros extraclastos de caliza recristalizada, de calizas silicificadas y de chert. Ciertos clastos micríticos contienen foraminíferos planctónicos muy recristalizados del Santoniano Superior (?) al Maastrichtiano no elevado: *Archaeoglobigerina* sp., *Rugotruncana* cf. *subcircumnodifer* (GANDOLFI) ? (conchas muy mal conservadas) y *Rugoglobigerina* sp.

2.2.3 Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (5). Santoniano. K₂.

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 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 bioestratigráficas 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.

A escala de la Hoja Guaymate, el nivel de silexitas constituye un excelente nivel guía que se encuentra en numerosos puntos, y en sucesivos lugares en los arroyos Maní Blanco y Bejucalito y en el Río Chavón. Su reconocimiento en el terreno es presioso: éste permite diferenciar la Fm Las Guayabas de la Fm Río Chavón; su cartografía detallada permite delimitar con precisión la morfología de los pliegues que afectan a las series cretácicas de esta región. Como es habitual, la potencia de los niveles es aproximada a 250-300 m., pero este es muy variable y a menudo difícil a evaluar debido a los numerosos pliegues que afectan a este horizonte. Ese es el caso del arroyo Maní Blanco donde el nivel aparece en numerosas localizaciones, muy a menudo en la charnela de pliegues angulares complejos de tamaño métrico a pluri-hectométrico. Cuando afloran sobre los relieves, el horizonte de silexitas se traduce por la presencia de pequeños bloques de grava angulosos, con una pátina roja-blancuzca: este es el caso de las colinas situadas al Oeste de La Enea (88JM9250) o bien en Batey Alcides (88JM9288).



Foto 12: Afl. 88JM9267. Afloramiento característico de silexitas de Arroyo La Yabana. Destacan las laminaciones paralelas y la intensa fisuración perpendicular a la S0.

2.2.4 Fm Río Chavón. Alternancia de areniscas, siltitas y lutitas carbonatadas con intercalaciones de calizas detríticas (6). Santoniano - Maastrichtiano. K₂ .

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es la sección de la Loma El Penon, de 700 m de espesor, situada en una pista forestal en la Hoja de Rincon 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 equinidos 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 (biolitarrenitas, 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 equinidos, lamelibránquios, 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 terrigenos volcanicos de areas fuente costeras. Su relevo en vertical por calizas hemipelagicas en el área de El Seibo indica una retrogradación del talud. Bourdon (1985) cita en la seccion 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 mayaorensis*, *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 Guaymate, el Mb de lutitas de Las Auyamas no ha sido individualizado de la Fm Río Chavón. La Fm Río Chavón se corresponde con un potente conjunto monótono de turbiditas silici-clásticas con cemento carbonatado. La potencia está comprendida entre 1000-1500 m. La formación está constituida por una sucesión de alternancias centimétricas a decimétricas que comprenden areniscas finas y limolitas negras con fractura esquistosa, de pelitas silíceas, oscuras, con fábrica pizarrosa y calizas silíceas negras con pátina gris. La efervescencia con HCl diluido es otra característica. La división en diferentes litofacies es secuencial: ningún nivel está limitado por superficies de capa netas y paralelas. Las areniscas finas y las limolitas se corresponden con niveles granoclasificados, de grano fino a muy fino. Es frecuente la existencia de láminas paralelas y de convolutes típicos de secuencias de Bouma. Los pliegues tipo slump, de escala decimétrica a varias decenas de metros, son abundantes, iguales a las micro-fracturas sin-sedimentarias y, en general, todo esto se traduce en la inestabilidad del medio de sedimentación. Las marcas de bioturbación en los niveles carbonatados son abundantes bajo la forma de marcas negruzcas, muy visibles en fractura fresca.



Foto 13: Afl. 88JM9040. Facies turbidítica característica de la Fm Río Chavón. Los bancos de patina gris claro se corresponden a calizas, las bandas gris oscuro se corresponden con limolitas carbonatadas y de pelitas silíceas.



Foto 14: Afl. 88JM9040. Banco de arenisca carbonatada gruesa donde la base es discordante sobre las limolitas carbonatadas, laminadas subyacentes.

En el ángulo NO de la Hoja, en la prolongación del haz de pliegues en huso de la región de El Seibo, las facies son claramente calcáreas. Se trata de lito-arenitas y calcarenitas con carbonatos someros retrabajados. La muestra 88JM9292 se corresponde con una litorudita con fragmentos de biomicrita wackestone, rica en debris de rhodophycée y en fragmentos de equinodermos. Los foraminíferos están en general mal conservados, fuertemente recristalizados. Los foraminíferos planctónicos identificados son: *Globotruncana* cf. *ventricosa* WHITE, *Contusotruncana* (?) sp., *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), *Heterohelix striata* (EHRENBERG), *Globotruncanita angulata* TILEV (?) y *Globotruncanella* sp.. Los especímenes bentónicos identificados se corresponden a Textulariidae, *Pseudorbitoides* (?) sp., *Sulcoperculina* cf. *globosa* de CIZANCOURT, *Sulcoperculina* sp., Discorbidae y *Lenticulina* sp.. En base a los microfósiles, la muestra ha sido datada en Campaniano Superior a Maastrichtiano.

2.2.5 Fm de Loma de Anglada

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es el corte del río Mana de Bourdon (1985), en la cuesta de la Loma de Anglada (Hoja de Rincón Chavón, UTM: X: 05 203;Y: 20 662). Desafortunadamente, la sucesión nunca es completa porque la base y el techo de la unidad están cortados por fallas (García-Senz, 2004), estimándose un espesor de 450 m con los siguientes tramos litológicos:

- (1) Yacente, superficie de cabalgamiento sobre el Eoceno.
- (2) Litarenitas de granos volcánicos en capas delgadas.
- (3) Calcarenitas limosas que gradan en vertical a calizas bioclásticas con estratificación ondulada y cruzada, con foraminíferos bentónicos, algas melobesias, equinodermos, corales y niveles de ostreidos.
- (4) Calizas arenosas microconglomeráticas de elementos volcánicos y fauna similar a (2).
- (5) Areniscas en bancos delgados ricas en elementos volcánicos, que hacia el techo forman la base de dos ciclos somerizantes que terminan cada uno en calizas biostromales de rudistas.

- (6) Techo, superficie de cabalgamiento bajo el Mb de Hato Mayor.

Diez kilómetros hacia el ONO, la formación aflora por segunda y última vez en la Loma El Peñón (Hoja de Rincón Chavón), con la particularidad de que su base es una disconformidad sobre una protrusión de serpentinita foliada. La sección estratigráfica de Loma Penón muestra sobre la disconformidad un máximo de 100 m de areniscas de color rojizo con granos de cuarzo, minerales volcánicos y bioclastos, con una estratificación nodular marcada por óxidos insolubles concentrados en venas y en las superficies de capa. Contienen restos de coralaris, lamelibranquios, equinodermos, gasterópodos, ostrácodos y globigerínidos mal preservados. El techo es una superficie de erosión bajo un horizonte delgado de brechas de color rojo-vinoso con clastos de arenisca arrancados de la Fm Loma de Anglada y clastos de serpentinita. Este depósito de brechas, interpretado como un depósito subaéreo de ladera, es un equivalente de la Fm Don Juan del Eoceno (Bowin, 1966) que aflora en otras áreas de la Cordillera. Encima yace la caliza masiva de la Fm Bejucal de edad Thanetiense (Serra-Kiel et al., 2007).

La atribución al Maastrichtiano de la Fm Loma de Anglada (Bourdon, 1985) se ha confirmado con nuevas dataciones en el mapa de Rincón Chavón (García-Senz J., 2004). El tramo (2) de la sección de Loma de Anglada contiene *Sulcoperculina globosa*, *Sulcoperculina* sp. y *Rotalia* sp. El tramo (3) contiene *Conorbitoides* sp.?, *Pseudorbitoides* sp., *Sulcorbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp. y *Rotalia* sp.. El tramo (4) contiene rudistas de la asociación Titanosarcolites (Pons et al., 2005) considerada dei Maastrichtiano en las Antillas Mayores (Mitchell y Gunter, 2002).

La Fm de Loma de Anglada es muy variable litológicamente por tratarse de sedimentos procedente de una plataforma carbonatada y de los sedimentos procedentes de la rotura de la plataforma y su transición a sedimentos más pelágicos.

Al nivel de la Hoja de Guaymate, la formación se limita a una escama tectónica situada en la esquina NE de la Hoja. Está encuadrada entre fallas, en particular hacia el Norte por la Falla Hato de Mana. Cuatro facies han sido distinguidas. La organización general de las diferentes facies evoca aquella de las mega-turbiditas carbonatadas descritas por P. Labaume et al (1983), en la base turbidítica del Eoceno de los Pirineos.

2.2.5.1 Fm de Loma de Anglada. Mb El Bonaó. Alternancia de lutitas margosas y areniscas carbonatadas en capas finas (7). Campaniano-Maastrichtiano. K₂

Esta unidad ha sido descrita en la Hoja de El Salado, en el talud de la carretera que atraviesa la ciudad de El Bonaó (Lat: 18,71334; Long: -68,65610). Se corresponde con alternancias dm a m de pelitas y de margas limosas gris oscuro a marrón separadas por bancos cm a dm de areniscas arcillosas y carbonatos finos, de tintes marrones. Los niveles areniscosos están a menudo laminados. Por el efecto de la alteración, los bancos pelítico-margosos desarrollan esquirlas de color marrón-kaki muy característicos. La potencia de la unidad es al menos de 600 m. Las pelitas son azoicas. Los únicos elementos para realizar la datación indican una edad comprendida en el intervalo Campaniano superior - Maastrichtiano.

2.2.5.2 Fm de Loma de Anglada. Brechas turbidíticas y lutitas margosas (8). Campaniano-Maastrichtiano. K₂

Es una facies muy particular, bien visible en el cauce del Río Sanate cerca de la confluencia con el Río Mana (88JM9488). También está presente en la vertiente norte de la Loma La Resezuela (88JM9072). Se compone por bancos dm a m de brechas turbidíticas gruesas con fragmentos y bloques de caliza, separados por dos bancos dm de limo-pelitas similares a los de la unidad precedente (7).

Las brechas se corresponden típicamente con debris flows. Están constituidos de clastos de dimensiones cm a dm. Los clastos se corresponden con fragmentos de litología bastante homogénea, esencialmente de calizas biodetríticas y de limolitas carbonatadas. La geometría de los clastos varía de sub-esférica a tabular, con los bordes en general redondeados, muy raramente angulosos. La matriz está constituida por una mezcla de micrita y pelita azulada, más o menos limosa. El examen microscópico de la muestra 88JM9488 precisa la naturaleza y el origen de los clastos: se trata sobre todo de calizas bioclásticas rica en debris de rudistas y de grades foraminíferos bentónicos (*Sulcoperculina obesa* de CIZANCOURT, *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS) y *Vaughanina cubensis* PALMER). El depósito se corresponde con una brecha que modifica diversos sedimentos de plataforma de edad Campaniano superior a Maastrichtiano.



Foto 15: Afl. 88JM9095. Brecha tipo debris flow, con clastos esencialmente calizos, en una matriz limo-pelítica.



Foto 16: Afl. 88JM9097. Las brechas constituyen bancos de potencia dm a m, separadas por intercalaciones laminadas de pelitas negras.

2.2.5.3 Fm de Loma de Anglada. Calizas biodetríticas (9). Campaniano-Maastrichtiano. K₂

Se caracteriza por una capa bien estratificada de caliza biodetrítica, de potencia decamétrica a hectométrica, y extensión kilométrica que cubre la cima de La Loma La Resezuela. Su composición es similar (muestra 88JM9065) a aquellos elementos de la brecha previamente descrita: litorudita compuesta exclusivamente de extraclastos de biocalcarenita con fragmentos de rudistas del Campaniano-Maastrichtiano. El contexto bioestratigráfico conduce a considerar que se trata de un mega-olistolito, formado por el desmantelamiento de una plataforma arrecifal carbonatada con rudistas, y re-sedimentada en un medio más distal en el Campaniano superior elevado-Maastrichtiano.

2.2.5.4 Fm de Loma de Anglada. Calizas biostromales de rudistas (10). Maastrichtiano. K₂

Justo en la unión con el mapa de Rincón Chavón, en el borde de la pista que lleva a Azafrano, existe un afloramiento (88JM9475) de caliza gris oscura con conchas de rudistas, más o menos espectacular, similar a aquella descrita en la Hoja de Rincón Chavón (García-Senz J., 2004; Pons J.M., García-Senz J. y Bernárdez E., 2005).



Foto 17: Afl. 88JM9475. Calizas biostromales de rudistas.

2.3 EL PALEOGENO

Los sedimentos paleógenos afloran de forma discontinua en la vertiente meridional de la Cordillera Oriental, discordantes sobre un paleorelieve modelado en el sustrato volcánico-sedimentario cretácico y sus intrusiones asociadas. Se presentan con inclinación moderada a fuerte hacia las fallas que los limitan, acumulando espesores importantes: unos 4500 m en la Hoja de Monte Plata, en el bloque inferior del cabalgamiento de Hatillo, 1500 m entre las poblaciones de Monte Plata y Bayaguana, unos 750 m en Hato Mayor, unos 300 m en Miches y 1400 m al Este de El Seibo en la Hoja de Rincón Chavón. La discontinuidad de los afloramientos impide la correlación directa y ha promovido el uso de distintas nomenclaturas para cada área. Combinando la correlación bio y litostratigráfica se distinguen tres unidades principales:

Unidad inferior de conglomerados. Corresponde a la facies tipo de conglomerados rojizos definida por Bowin (1966) en el pueblo de Don Juan (Hoja de Monte Plata). Es la unidad más ubicua de las tres y también la más referenciada en la bibliografía. De forma imprecisa se incluyen en el Eoceno Inferior, sin que deba descartarse que los niveles más bajos pertenezcan al Paleoceno. Por su edad se consideran en parte equivalentes a la Fm de Caliza de Bejucal de la Hoja de Rincón Chavón.

Unidad intermedia de calizas. Está presente en tres pequeñas áreas de las Hojas de Monte Plata, Miches y Rincón Chavón. La facies dominante son calizas arrecifales masivas, si bien pueden existir diversas litologías subordinadas. A pesar de su similitud litológica ha recibido distintas denominaciones: Fm La Luisa, Yabón, Loma Peñón y El Guano. La fauna que contiene permite asignarla al Eoceno Medio. La unidad intermedia de calizas es el tramo de referencia en el que se basan las atribuciones cronoestratigráficas de la serie paleógena.

Unidad superior detrítica. Se localiza en dos afloramientos aislados de las Hojas de Miches y de Rincón Chavón. Se trata de un conjunto de conglomerados, brechas y areniscas datados imprecisamente como Eoceno Superior-Mioceno en Rincón Chavón.

2.3.1 Fm de Don Juan. Areniscas arcillosas rojizas y conglomerados (11). Paleoceno ¿?. P₁

Han sido atribuidos a la Fm Don Juan dos zonas de afloramiento de extensión reducida:

- Sobre el flanco SSO de la Loma Los Chivos (88JM9043), se trata de calizas conglomeráticas muy heterogéneas en composición (gravas y pequeños cantos de chert, cuarzo, sillexita, etc.). Es localmente visible en la matriz carbonatada la presencia de algunos "Nummulites". El examen microscópico muestra la existencia de numerosos extraclastos de edad Campaniano superior-Maastrichtiano; pero ningún criterio ha permitido definir de manera fiable la edad del depósito. Ciertos clastos son de color rojizo y recubiertos por una fina película de hidróxidos de hierro. Existen igualmente intercalaciones de limo-pelitas roja-violácea (88JM9050). La asociación de facies y de color justifica su atribución a la Fm Don Juan.
- En el cauce del Río Sanate, en la confluencia con el arroyo Gurapito (88JM9047), se trata de un conglomerado con gravas y cantos de varios cm de diámetro y de naturaleza muy poligénica: roca ígnea de tipo tonalita-diorita, chert negro, sillexita y siltita del Cretácico. Del mismo modo, algunas gravas y cantos están recubiertos por una película de hidróxidos de hierro, presentando un tinte rojo-violáceo bastante característico de la Fm Don Juan.



Foto 18: Afl. 88JM9043. Conglomerado muy poligénico, con matriz carbonatada. Destaca el color 'rojizo' de ciertos cantos.

2.3.2 Fm Bejucal. Caliza masiva con algas rojas y corales (12). Paleoceno Superior. P₁

La Formación de Caliza de Bejucal (Lebrón y Mann, 1991) es un equivalente formal de la "caliza del Paleoceno Superior" o caliza de Bejucal de Bourdon (1985). El término geográfico deriva del pueblo de Bejucal, que sin embargo está construido sobre la Formación Río Chavón. La localidad tipo es el Arroyo El Mar (Hoja de Rincón Chavón, UTM, X: 05108; Y: 20699), que proporciona un excelente corte de toda la sección del Terciario. En las lomas de El Peñón y Guaconejo, la Fm Bejucal forma una larga pared de caliza bien visible desde la carretera de El Seibo a Higüey, con un buzamiento suave hacia el noreste.

La base de la unidad es un contacto litológico brusco que superpone areniscas gruesas con mezcla de terrígenos y bioclastos, clastos de caliza y clastos de serpentinita, sobre tres litologías diferentes: a) brechas de color rojo con clastos de serpentinita y de arenisca pertenecientes a la Fm Don Juan; b) areniscas de tonos rojizos de la Fm Loma de Anglada; y c) serpentinitas intrusivas. Para Bourdon (1985) este contacto corresponde según la localidad a una discordancia angular de superficie ondulada o a un cabalgamiento dirigido hacia el sur. En la revisión de este trabajo se ha comprobado que el contacto es estratigráfico y que la superficie ondulada son incisiones canaliformes rellenas por brechas.

Sobre el tramo basal de brechas hay unos 100 metros de caliza masiva de color gris, con textura wackestone y packstone y fauna arrecifal de corales, abundantes algas verdes, algas melobesias, equinodermos, briozoos y gasterópodos. En la base se han reconocido texturas fenestrales indicativas de un ambiente intermareal. Bourdon (1985) cita *Miscellanea* sp., miliólidos y discórbidos.

Se interpreta como un banco arrecifal aislado sobre un alto estructural de serpentinita. En este contexto, las brechas en la base que re trabajan el sustrato de serpentinita y lo mezclan con granos de carbonato del banco pueden corresponder al relleno de canales mareales.

Una muestra de micrita con corales (88JM9186), tomada en una cantera a pie de la Loma Guaconejo, en el límite de las Hojas de Rincón Chavón y Guaymate, confirmó la importancia de los encrostamientos algales entorno a los corales, y la presencia de numerosos pequeños debris de tallo de rhodophycée corallinacée. Existen numerosas pequeñas conchas porcelánicas de *Quinqueloculina* sp., de raras formas hialinas de Discorbidae y

Thalmanita madruгаensis (CUSHMAN & BERMUDEZ) ? El sedimento es probablemente de edad Paleoceno Superior.



Foto 19: Afl. 88JM9059. Biomicrita algar con textura brechoide.

2.3.3 Fm Loma Peñón. Calcarenitas y calciruditas (13). Paleoceno – Eoceno. P₁₋₂

La localidad tipo definida por Mann y Lebrón (1991) es el Arroyo El Mar, que atraviesa la Loma El Peñón (Hoja de Rincón Chavón UTM, X: 05110; Y: 20700). El contacto con la Fm Bejucal, tal como se observa en el Arroyo El Mar es una relación de truncación de ángulo elevado, difícil explicar únicamente por el desplazamiento de fallas posteriores a la sedimentación de las series. El límite superior es un contacto litológico brusco entre calizas detríticas masivas en capas gruesas y calizas detríticas laminadas en bancos delgados pertenecientes a la Fm Loma del Guano.

La Formación Loma Peñón consiste en unos 550 m de calizas bien estratificadas, con una inclinación elevada hacia el NE y un límite en el subsuelo en la Falla de Hato de Mana. Siguiendo la dirección de las capas hacia el NO, se superponen sobre areniscas y brechas

de la Fm Las Guayabas en el área de estructura compleja de la Loma del Guano, caracterizada por un plegamiento de interferencia y fallas oblicuas. La discordancia implica la erosión de toda la Fm Bejucal y de unos 1500 metros de Cretácico Superior, y está posiblemente relacionada con la deformación local producida en la periferia del cuerpo extrusivo de serpentinita.

La composición dominante de las calizas es detrítica: calcarenitas y calciruditas con litoclastos erosionados de la Fm Bejucal, bioclastos, grava volcánica subredondeada y silicificaciones estratiformes. Los fragmentos se hallan orientados y clasificados, posiblemente por corrientes de turbidez en un talud de pendiente elevada y área fuente próxima. Una litofacies menos abundante son biomicritas de radiolarios y foraminíferos planctónicos con espículas. Su presencia indica un ambiente sedimentario de aguas relativamente profundas para el conjunto de la formación.

La muestra 88JM9060, tomada en el banco superior de la cantera de la Loma Guaconejo, contiene numerosos especímenes de *Ranikothalia bermudezi*, grandes formas bentónicas calcíticas, característicos del dominio Caribe del Paleoceno superior, o Tanetiense. Estas formas son quizá remanentes, ya que en la Hoja de Rincón Chavón, García-Senz J. (2004) señala la existencia de una fauna del Eoceno Medio: Se ha reconocido *Neodiscocyclina* sp., *Pseudophragmina* sp., *Eoconuloides lopeztrigoj*, *E. Wellsi*, *Acarinina* sp., *Globigerina* sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp. y *Operculina* sp. Bourdon (1985) cita además: *Pseudophragmina* sp., *Discocyclina* cf. *crustensis*, *D.* cf. *marginata*, *D. marginata*, *Amphistegina* sp., *Pseudophragmina* sp., *Asterocyclina penonensis*, *A. Habanensis*.

2.4 EL PLIOCENO-PLEISTOCENO

2.4.1 Generalidades

En la Hoja de Guaymate, el Plio-Pleistoceno está representada principalmente por depósitos marinos a margen litoral y depósitos estrictamente continentales.

Los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno pertenecen a las amplias plataformas carbonatadas que se extienden en los dos flancos de la Cordillera Oriental. Al Norte, en la región de Los Haitises, la plataforma, que llega a confundirse con los relieves de la Cordillera, se encuentra afectada por un espectacular karst tropical maduro; aparece

inclinada hacia el Norte, de manera que desciende desde cotas superiores a los 300 m hasta el nivel del mar en la Bahía de Samaná. Al Sur, en la Llanura Costera del Caribe, se conserva mucho mejor el carácter de plataforma, contrastando sensiblemente con los relieves de la Cordillera; su descenso hacia el Sur se produce escalonadamente desde cotas cercanas a 100 m hasta alcanzar el litoral del Caribe.

Los depósitos están generalmente diferenciados en depósitos de plataforma carbonatada franca denominada Fm de Los Haitises y formaciones margosas con influencias continentales más marcadas (Fm Yanigua). Una parte del conocimiento de la estratigrafía del Plioceno es de interés debido al ámbar, frecuentemente abundante en la Fm Yanigua.

De entre los trabajos que describen la estratigrafía de la región de Los Haitises, cabe destacar el de Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980), relativo al ámbar, en el que se describen cuatro unidades superpuestas, de muro a techo: conglomerado basal, Fm Yanigua (que alberga el ámbar), caliza de Cevicos y caliza de Los Haitises. Iturralde Vinent M.A. (2001), en un nuevo estudio sobre la geología del ámbar en el ámbito caribeño, considera que el conglomerado basal constituye en realidad intercalaciones dentro de la Fm Yanigua, sugiriendo otro tanto para las calizas de la Fm Cevicos, por lo que simplifica el esquema estratigráfico que queda reducido a dos unidades: la Fm Yanigua, constituida por margas entre las que se intercalan niveles de conglomerados y de calizas, además de albergar masas discontinuas de ámbar y lignito; y la Fm Los Haitises, dispuesta sobre la anterior e integrada por las típicas calizas arrecifales que constituyen los característicos afloramientos de la mayor parte de la región. Más recientemente, el estudio de la minería artesanal de la República Dominicana (Espy J.A., 2000), elaborado dentro del Programa SYSMIN, aporta nuevos datos sobre la Fm Yanigua, si bien desde un punto de vista minero.

En el Proyecto L de cartografía (2002-2004), se han adoptado los criterios generales propuestos por Iturralde Vinent M.A., con dos unidades principales: la Fm Yanigua, como un conjunto margoso que alberga pequeñas masas de lignito y ámbar, en el que se intercalan niveles carbonatados de orden métrico, así como conglomerados, más frecuentes hacia la base; y la Fm Los Haitises, constituida por calizas bioclásticas y arrecifales masivas, habiéndose diferenciado dos tramos dentro de ella, en función del mayor o menor contenido margoso de las calizas.

En la parte sudeste de la Isla, tres formaciones han sido diferenciadas: los Conglomerados de Ramón Santana, definidos por primera vez en esta zona, la Fm Yanigua y la Fm Los Haitises. En el interior de esta última se han diferenciado tres unidades, una unidad bioclástica, una unidad arrecifal y una unidad calcarenítica mixta (esta última no siendo visible a muro de la Fm Los Haitises y no aflora en la Hoja de Guaymate).

No existe unanimidad en cuanto a la edad del conjunto: Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980) enmarcan la Fm Yanigua en el Mioceno; Bourdon L. (1985) asigna el conjunto calcáreo al Mioceno Superior-actualidad; Toloczyki M. y Ramírez I. (1991) atribuyen la Fm Yanigua al Mioceno Superior-Plioceno y la Fm Los Haitises, al Plioceno-Cuaternario; y por último, Iturralde Vinent M.A. (2001), propone el Mioceno Inferior-Medio para la Fm Yanigua y el Mioceno Medio-Superior para la Fm Los Haitises. Del mismo modo, la mayoría de las edades obtenidas sobre la formación Los Haitises sobre la base biostratigráfica de los foraminíferos bentónicos, ofrecen una edad Miocena superior a Pliocena inferior.

En cualquier caso, el hallazgo durante la realización del proyecto L de asociaciones faunísticas características del Plioceno dentro de la Fm Yanigua ha sido el criterio seguido para establecer la cronoestratigrafía de la zona, completada con la asignación de la Fm Los Haitises al Plioceno-Pleistoceno. En la parte superior de la formación Los Haitises, la presencia de *Acropora Palmata* (observación de J.C. Braga), especie que aparece en el curso del Pleistoceno Inferior demuestra que la Fm de Los Haitises se depositó justo en el Pleistoceno Inferior. En consecuencia, la Fm Los Haitises puede tener una edad Pliocena (véase Mioceno Superior) a Pleistoceno Inferior.

Los Conglomerados de Ramón Santana se interpretan como depósitos continentales a fluvio-deltaicos. La Fm Yanigua se interpreta en un contexto marino-lagunar de baja energía. La Fm Los Haitises se corresponde a depósitos de plataforma carbonatada, interna por la unidad bioclástica y abierta en la unidad arrecifal. Los Conglomerados Ramón Santana son transgresivos sobre el sustrato ante-plioceno, pasando lateralmente a la Fm. Yanigua, transgresiva sobre estos conglomerados. Sin embargo, en respuesta a una bajada importante en el nivel marino los Conglomerados de Ramón Santana se observa igualmente en progradación a aquellos de la Fm Yanigua (Figura 8). La Fm de Los Haitises es transgresiva sobre el conjunto de los depósitos.

Al final de la sedimentación de la Fm Los Haitises (probablemente en Pleistoceno Inferior) una gran parte del sudeste de la Isla se eleva justo a la posición actual. Ese es el caso del conjunto de la zona cubierta por la Hoja Ramón Santana. La zona es el lugar de una sedimentación continental principalmente representada por los depósitos de conos aluviales más o menos distales, arrastrando material proveniente de la Cordillera Oriental en proceso de levantamiento. Del mismo modo, esta continentalización está acompañada de una alteración de depósitos carbonatados representados por dolinas y arcillas rojas así como una erosión principalmente visible por la incisión de la red hidrográfica actual y los depósitos asociados (terrazza y fondo de valle). La edad de los depósitos como las alteraciones y erosión están mal definidos, y son consecuencia de múltiples fases entre la inmersión de la plataforma desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad. La incisión de la red fluvial es, según los datos disponibles al Sur de la zona (Hoja Boca del Soco), relativamente reciente, probablemente Pleistoceno Superior (estadio isotópico 5). Las terrazas se desarrollan probablemente en edad Pleistoceno Superior a Holoceno.

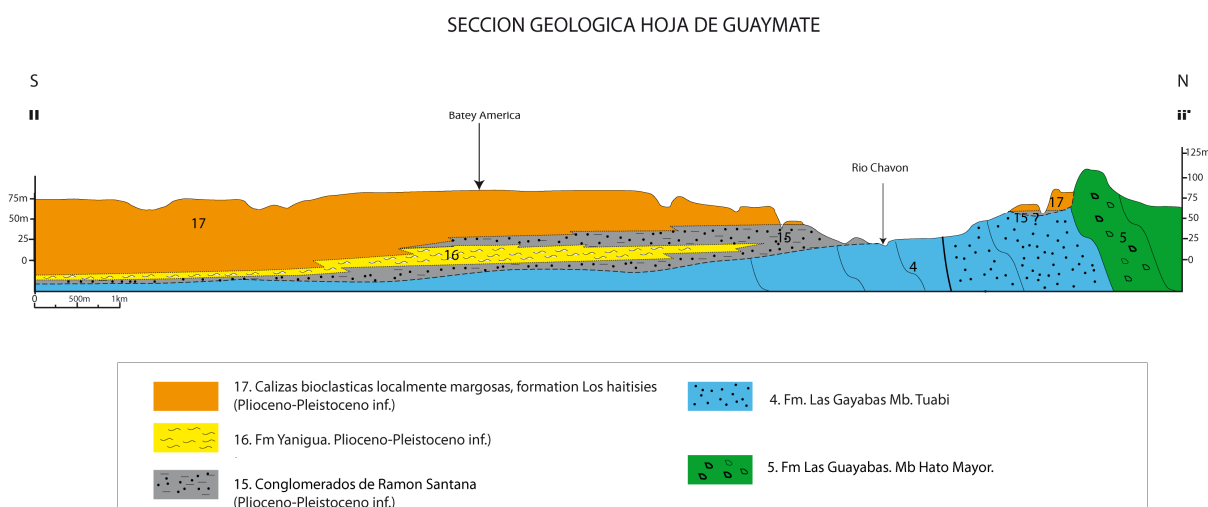


Figura 8: Corte geológico sintético NS de la plataforma carbonatada, en la Hoja de Guaymate.

2.4.2 Los Conglomerados de Ramón Santana: conglomerados, areniscas, arcillas y limos (14). Plioceno-Pleistoceno Inferior. N₂-Q₁

Los Conglomerados de Ramón Santana se distinguieron por primera vez en la cartografía de las Hojas de Guaymate, Ramón Santana y Los Llanos. Han sido denominados con el nombre de la Hoja de Ramón Santana donde los afloramientos son muy visibles, particularmente al Norte de ésta, a los bordes del río Soco.

Esta unidad está constituida por arcillas rojas, arenas con gravas, donde se intercalan con bandas decimétricas ricas en cantos y muy frecuentemente de niveles métricos a plurimétricos de conglomerados que contienen exclusivamente elementos de rocas antepliocenas, de origen sedimentario o provenientes del zócalo de la Cordillera Oriental. La talla de los cantos varía desde gravas a bloques de 40 cm de diámetro. Los cantos son la fracción granulométrica más abundante. En los niveles conglomeráticos, los cantos están a menudo desorganizados. Granoclasificaciones normales son visibles, además de niveles organizados según grandes estratificaciones oblicuas granoclasificadas. La matriz es areno-gravosa con una cantidad variable de limos y arcillas, y no está endurecida. Estos niveles son totalmente azoicos.



Foto 20: Afl. 88JM9131. Formación fluvio-deltáica compuesta por cantos y gravas no clasificados, matriz areno-arcillosa de color pardo. Destaca la ausencia de estratificación y clasificación pero excelente índice de redondeamiento de elementos.

Las características de esta unidad se corresponde a un depósito continental. Los niveles conglomeráticos podrían corresponderse bien a conos aluviales, o bien a niveles fluvio-

deltaicos. Los niveles más arcillosos parecen corresponderse con depósitos de llanura aluvial. Ningún paleosuelo ha sido claramente identificado en los niveles más finos (que afloran muy mal) pero cuya existencia es probable. Estas arcillas podrían igualmente corresponder con los depósitos laguno-marinos más limitados, sin embargo la ausencia total de fauna sugiere que estos depósitos no sufrieron influencia marina.

El fuerte contenido en arcilla así como el carácter no endurecido hacen de estos conglomerados un nivel muy blando, poco resistente a la erosión que afloran muy mal y, a menudo, muy difícil de identificar. Se corresponden con la mayoría de los relieves muy suaves, de escasa pendiente, los cuales contrastan con los relieves de las formaciones carbonatadas (cf. Infra). A menudo solamente el carácter rojo de las arcillas y la presencia de cantos indican la presencia de esta unidad. Además de la mala calidad de afloramiento, varios problemas pueden aparecer para reconocer con certeza y localizar sus límites precisos:

- Puede ser difícil de diferenciar esta formación de otros depósitos continentales como los niveles de terraza y abanicos cuaternarios que se depositan en la serie pliocena. Los argumentos distintivos serán discutidos tras la descripción de las otras dos formaciones. El argumento más importante es la presencia de depósitos carbonatados pliocenos sobre estos conglomerados. En efecto los Conglomerados de Ramón Santana están rodeados por carbonatos que se generan tras el retorno del mar favorecido por una importante transgresión que permitió el desplazamiento muy al interior del continente de las condiciones marinas.
- Un problema importante se reconoce al Norte de las Hojas, cuando ningún depósito carbonatado existe sobre estos conglomerados, o la transgresión marina no alcanzando estas zonas, o la erosión ha preservado las calizas. Es difícil diferenciar, por falta de afloramientos de buena calidad, los Conglomerados de Ramón Santana de los depósitos continentales cuaternarios. En este caso, la elección se hizo al integrar el conjunto de los depósitos continentales en una formación comprensiva, discutiremos de esta elección después de la descripción de los abanicos aluviales.
- La posición del contacto entre los Conglomerados de Ramón Santana y las formaciones carbonatadas, marinas, es a menudo identificable por la presencia de facies calcareníticas gruesas con cantos y gravas terrígenos. Se corresponden con

las facies de playa y son el resultado de una reorganización de material continental tras la transgresión marina. La aparición de estos niveles calcareníticos característicos permiten posicionar con exactitud el contacto entre estas dos formaciones.

- Cuando los Conglomerados de Ramón Santana recubren la Fm Yanigua, es muy difícil distinguir con precisión el límite, los cantos han sido a menudo retrabajados en las pendientes.

2.4.2.1 Variación de potencia y relación con las otras unidades geológicas

Los Conglomerados de Ramón Santana es la más proximal (la más continental) de la serie Pliocena. En las tres Hojas donde ha sido encontrados, se observa en contacto con el substrato ante-plioceno. Este es el primer depósito de la transgresión Pliocena y la primera formación en contacto con el zócalo, la cual bajó y niveló los relieves pre-existentes. Son muy lenticulares en morfología.

Tras esta primera transgresión, esta unidad alterna con los otros depósitos pliocenos laguno-marinos y marinos, avanzando hacia el mar o retrocediendo hacia el continente en función de las bajadas y subidas de nivel marino. Los Conglomerados de Ramón Santana se observan encerrados “en sandwich” entre los depósitos marinos más internos, la Fm Yanigua en la parte inferior, y las unidades bioclásticas de Los Haitises en la superior. Esta intercalación se corresponde con la expresión de una bajada importante en el nivel del mar que provoca un avance importante de los depósitos continentales hacia el Sur.

Muy al Norte de las tres Hojas, constituye frecuentemente el único depósito Plioceno; la transgresión marina no alcanza esta zona y no deposita material carbonatado. La Figura 8 muestra las relaciones entre ellos, el zócalo y los otros depósitos del Plioceno.

Esta unidad presenta una potencia muy variable (inferior al metro a 40 metros según la localización). Una característica general es que se reduce progresivamente del Norte hacia el Sur. Al Sur, presenta intercalaciones de niveles de gravas, y tiene probablemente una potencia inferior a 10 m en las inmediaciones de Ramón Santana. Por el contrario tiene una cuarentena de metros de potencia en la proximidad de Batey Arroyo Lucas. Al ir hacia el

Norte, esta misma unidad adelgaza progresivamente hacia el Norte en dirección del contacto con el zócalo.

El hecho de que los Conglomerados de Ramón Santana sean los depósitos más internos del conjunto de la sedimentación Pliocena, permite sugerir las variaciones de potencia siguientes:

- Cuando esta unidad está en contacto con el zócalo, se corresponde con el primer relleno de los relieves del substrato ante-plioceno. Estos relieves son probablemente caóticos, es posible que esta unidad sea lenticular y presente potencias muy variables.
- Cuando los Conglomerados de Ramón Santana están intercalados entre las unidades carbonatadas, se corresponden con una avance (progradación) de depósitos continentales hacia el Sur, son gruesos hacia el Norte y se reducen progresivamente hacia el Sur.

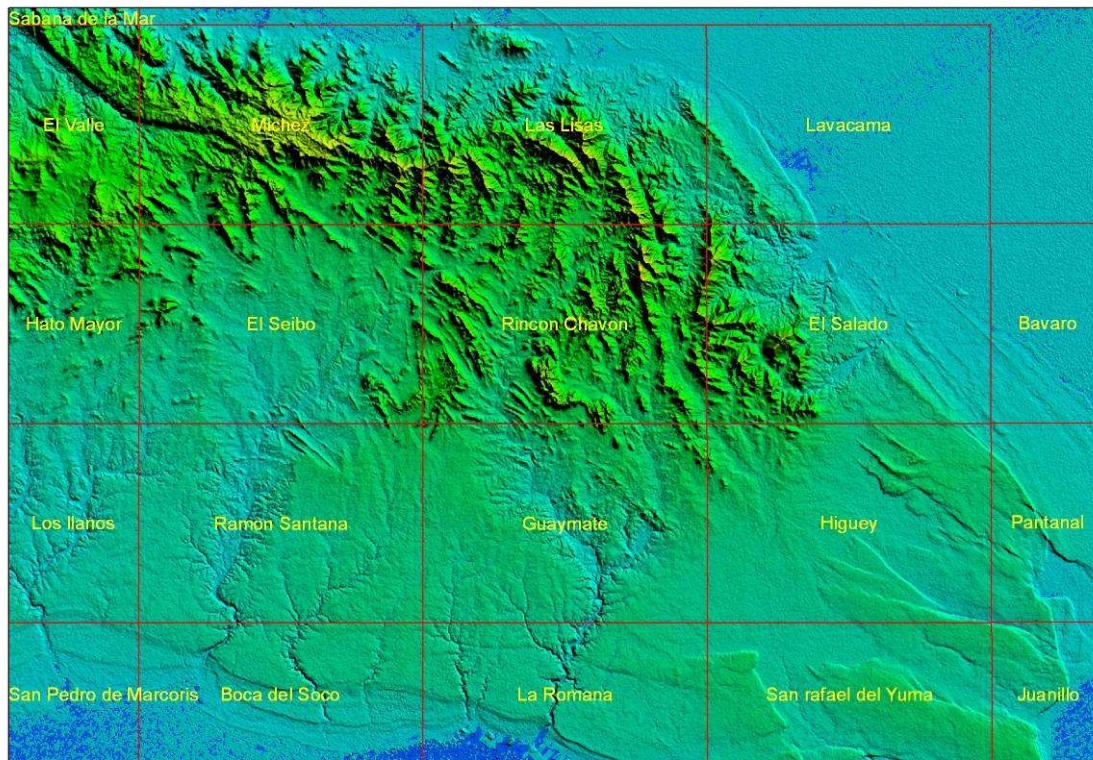


Figura 9: SRTM de la Cordillera Oriental mostrando una erosión más intensa al Norte de la zona de afloramientos de los Conglomerados de Ramón Santana, en particular en la Hoja del Seibo.

2.4.2.2 Particularidades de esta unidad en el SE de la República Dominicana

Los Conglomerados de Ramón Santana han sido reconocidos únicamente en las Hojas de Los Llanos, Ramón Santana y Guaymate y no ha sido reconocidos entre las Hojas adyacentes. Destaca sin embargo un nivel conglomerático reducido es a menudo identificado a muro de la formación Yanigua (Brouwer y Brouwer, 1980) lo que parece un equivalente, al menos parcial, de los Conglomerados de Ramón Santana. El hecho que estos conglomerados no hayan sido identificados en las Hojas adyacentes puede deberse a varias razones:

- La ausencia de afloramientos de esta unidad. Las tres Hojas en cuestión son aquellas en que los ríos están más encajados y muestran la serie pliocena más completa. En la mayoría de las Hojas sólo la parte superior de la serie pliocena, los carbonatos, son visibles. Los Conglomerados de Ramón Santana presentes a muro de la formación carbonatada o intercalada entre las formaciones carbonatadas, no son entonces visibles.
- La dificultad de distinguir entre conglomerados Pliocenos y depósitos continentales Pleistocenos. Al Norte, cuando esta unidad se asienta directamente sobre el sustrato, es complicado distinguir entre las formaciones continentales post-pliocenas (abanicos, terrazas). Este punto se discutió con anterioridad. Muy al Norte, allí donde la transgresión marina no ha invadido la zona y deposita sedimentos carbonatados, es muy difícil de distinguir estos dos conjuntos. En las Hojas situadas al norte de las zona presentada aquí es pues posible que una parte de los niveles asignados a abanicos cuaternarios se correspondan en realidad a los Conglomerados de Ramón Santana.
- Una unidad más desarrollada que en las otras zonas. Esta última hipótesis, no excluyendo las anteriores, es que los conglomerados estén presentes únicamente en estas zonas a causa de la llegada de terrígenos más importantes. El importante influjo de terrígenos proveniente de la Cordillera Oriental traería el depósito de facies continentales en esta zona en particular, más que a las zonas localizadas al Este u Oeste donde depósitos menos energéticos atribuibles a la Fm Yanigua se depositaron (en particular los niveles de ámbar están completamente ausentes en el SE de la República Dominicana). Esto requiere que la Cordillera Oriental esté más

erosionada en esta zona que las adyacentes, aportando así más material. Esta hipótesis se apoya por la forma de los relieves de la Cordillera. Sobre los modelos numéricos de terreno (Figura 9), se ha observado efectivamente en la zona norte de afloramiento de los Conglomerados de Ramón Santana, la Cordillera Oriental presenta los relieves más acentuados, sugieren una erosión más importante de esta zona. Esto podría vincularse con litologías diferentes pero sobre todo con velocidades de levantamiento más importante de la Cordillera Oriental en esta zona.

2.4.3 Fm Yanigua. Margas y calizas margosas (15). Plioceno-Pleistoceno. N₂–Q₁₋₃

Esta formación está constituida principalmente de margas amarillas y verdes en las que se intercalan niveles métricos de calizas margosas. Algunos niveles calcareníticos con gravas y cantos, correspondientes al contacto con los Conglomerados de Ramón Santana, pueden ser identificados en la parte inferior, pero raramente en la parte superior. Las margas pueden, en ciertos niveles, presentar faunas marinas particulares. Se trata principalmente de gasterópodos (turritélidos), equínidos (erizos del tipo “sand dollar”), conchas de ostras de talla muy grande aparecen en niveles de acumulación. Las asociaciones faunísticas observadas son frecuentemente monoespecíficas. Phucus se identifican, particularmente en las Hojas de Los Llanos y Ramón Santana. Los depósitos están muy bioturbados, los Thalassinoides de gran talla son frecuentes. El conjunto de características de faunas y de actividades biológicas observadas (gran talla, monoespecíficas) demuestran las condiciones de un medio muy particular, a menudo encontradas en los ambientes protegidos (lagoons, lagunas).

Las margas se corresponden con depósitos marinos relativamente limitados. Las conchas de ostras de gran talla se traducen en depósitos de condiciones muy particulares, estresado por organismos probablemente rico en nutrientes, poco oxigenados. Se localizan en los ambientes intermedios, laguno-marinos, entre los Conglomerados de Ramón Santana (continentales) y la Fm Los Haitises (marino).

La potencia de estas margas varía relativamente poco. Se adelgaza progresivamente hacia el Sur (o pasan lateralmente a facies de Los Haitises) y hacia el Norte (o pasan a los Conglomerados de Ramón Santana). Entre estos dos adelgazamientos, la potencia es del orden de 20 m. La potencia máxima pasa raramente de 25 m.

Debido a su litología, esta formación aflora muy mal. Corresponde con relieves suaves y muy poco inclinados. Los suelos en estas margas son muy cohesivos, en temporal de lluvia.

El límite de las margas de la Fm Yanigua y las facies bioclásticas de Los Haitises es comúnmente muy progresivo, las facies bioclásticas se convierten progresivamente en margas. Debido a las condiciones de afloramiento el límite con los Conglomerados de Ramón Santana son difíciles de posicionar.

2.4.4 Fm Los Haitises Plioceno-Pleistoceno

La Fm Los Haitises está compuesta de depósitos casi exclusivamente calizos. Algunos niveles más margosos pueden ser encontrados, principalmente en la proximidad de la Fm Yanigua. Los Haitises representan grandes superficies en las Hojas del SE de la República Dominicana. Estos son siempre ricos en faunas, relativamente variados, que cambian mucho de Norte a Sur. En la Hoja de Guaymate, dos unidades, que pasan lateralmente de una a la otra, han sido distinguidas:

- calizas bioclásticas y calizas margosas en situación más proximal, al Norte, que se corresponden con las condiciones más internas;
- calizas arrecifales más distales, bioconstruidas, limitadas al Sur de la Hoja.

2.4.4.1 Fm Los Haitises. Calizas bioclasticas y calizas margosas (16). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Las calizas bioclásticas presentan la variabilidad litológica y faunística más importante. Varían entre calizas micríticas más o menos margosas, calizas muy finas (packstones muy finas) y finalmente calcarenitas gruesas (grainstones) que pueden contener elementos terrígenos (gravas en la mayor parte de los casos).

Estos depósitos presentan asociaciones de faunas particulares:

- Las facies finas y margosas son habitualmente ricas en moluscos y gasterópodos de talla muy grande, (alcanzando 10 cm) (Foto 21).

- Las calcarenitas muy finas son frecuentemente ricas en moluscos de talla variada, gasterópodos, foraminíferos bentónicos entre los cuales las formas hialinas son las más abundantes como por ejemplo de las muestras 88EL9282 donde figuran:
 - foraminíferos planctónicos muy raros, juveniles, de Globigerinidae;
 - foraminíferos béticos muy frecuentes, principalmente de formas en calizas imperforadas con estructura compleja (formas con organismo aglutinado; *Textularia* sp.; formas con organismos calcáreos imperforados (« porcelanosos ») *Miosorites americanus* (CUSHMAN) (frecuentes), *Miarchaias?* sp., *Quinqueloculina* sp.; formas con organismo calcáreo perforado (« hialinos »), pequeños Discorbidae, *Rosalina?* sp.
- Las calizas gruesas contiene elementos mal clasificados que son la mayoría de los restos de debris de fauna, debris de moluscos, gasterópodos y foraminíferos y son frecuentes de briozoarios son a veces observables.

Algunos corales solitarios (*Montastrea*) de gran talla están a menudo presentes en las calizas margosas y las calcarenitas finas.

Con excepción de las calcarenitas gruesas, los depósitos de esta unidad bioclástica están muy bioturbadas. Esta unidad es a menudo masiva en afloramiento, algunos niveles más bioclásticos y más bioturbados se pueden observar. Las calizas, en particular las calizas finas y margosas son fácilmente erosionables y forman relieves horadados en relación con las unidades coralinas.

Las calcarenitas son a menudo visibles en los paisajes con relieves suaves relativamente planos y afloran bajo la forma de pequeñas capas. Aunque relativamente blando, esta unidad es más dura y resistente a la erosión que los Conglomerados de Ramón Santana o la formación Yanigua, que la cubre. Cuando esta unidad está presente sobre estas formaciones forma una meseta muy visible en el paisaje.



Foto 21: Afl. 88EL9286. Calizas bioclásticas con grandes moluscos y gasterópodos.

2.4.4.2 Fm Los Haitises. Calizas arrecifales (17). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Estas calizas coralinas están esencialmente constituidas por corales, a los cuales se asocian en cantidades variables de gasterópodos y de moluscos. Entre los corales, los *Acropora* son dominantes. Estas calizas arrecifales fueron definidas de la siguiente manera por Braga J.C. (2009):

« Las facies de arrecifales más frecuentes en la Llanura Costera del Caribe son las acumulaciones de corales ramosos. Fragmentos de ramas y algunas colonias poco rotas forman brechas clasto-soportadas (“rudstones”) o están dispersas en mayor o menor grado en un sedimento bioclástico con matriz micrítica (“floastones” en “packstones” a “wackestones”). Entre las ramas aparecen colonias masivas de diverso tamaño, a veces de varios metros de anchura y altura, y son frecuentes también los restos de moluscos. Estas acumulaciones suelen presentarse en capas tabulares (plano-paralelas, esto responde a la definición clásica de biostroma), de decímetros a unos pocos metros de potencia, pero que se suceden alcanzando en alguna localidad mas de 20 m de espesor del conjunto *Acropora*

del grupo *A. cervicornis* y *Stylophora* son los corales más importantes (Foto 22), aunque localmente haya concentraciones de *Porites*. Los corales masivos suelen ser *Montastrea* o *Porites*. Aunque es difícil asegurar completamente que se trata de las morfologías originales, en algunos sectores parece que las construcciones de corales forman resaltes de unos pocos metros de altura alargados según la traza del contacto de las calizas con los depósitos posteriores de la Fm. La Isabela. Estos resaltes, de longitud variable de centenares de metros, destacan sobre el relieve más o menos llano que queda tierra adentro. Pueden corresponder a construcciones arrecifales (biohermos) alargados según el antiguo borde de la plataforma carbonatada. »

Niveles mayores a estas formas pueden encontrarse. El conjunto de esta formación parece formada por parches de coalescencia de niveles bioconstruidos.

La matriz de estas calizas es fina y micrítica, puede ser más granulosa y bioclástica en el seno de la unidad de calizas bioclásticas. Esta unidad es particularmente masiva y dura, el único banco desarrollado está formado por los niveles con corales de mayor talla. Es común la presencia de huecos en la roca por la disolución de los corales. Esta formación es muy porosa y permeable.

Esta unidad, resistente a la erosión forma frecuentemente la cima de los acantilados excavados por los grandes ríos y compone las mesetas que se forman en las zonas relativamente llanas en el interior.

Las variaciones laterales de facies son muy raras en el interior de esta unidad, las mismas facies se localizan a varios kilómetros según la dirección proximal-distal (N-S), y varias decenas de kilómetros en lateral (E-W). De Sur a Norte, sin embargo frecuentemente hay una evolución hacia facies finas micríticas, más pobres en corales, únicamente constituidas por pequeños corales de tipo *Acropora Cervicornis*, luego zonas desprovistas de fauna, hacia facies más y más ricas en bioclastos, justo en la transición hacia la unidad de calizas bioclásticas.



Foto 22: Diferentes tipos de corales en las calizas de Los Haitises (Ud Calizas arrecifales a: *Acropora cervicornis*, b: *Stylophora sp.*, Cantera de Higüey junto al río Chavón (Braga J.C., 2010).

2.4.4.3 Cambios laterales de facies entre las unidades de Los Haitises

Las dos unidades pasan de una a otra muy progresivamente (Figura 10), las calizas bioclásticas se sitúan al Norte mientras que las calizas coralinas se encuentran al Sur. El límite entre las dos unidades es muy difuso y progresivo, ha sido localizado generalmente donde la cantidad de bioclastos es superior a la de corales. Un cambio en la vegetación se asocia a veces a la transición entre las calizas coralinas y las calizas bioclásticas. El desarrollo de prados parece el paisaje natural sobre las calizas bioclásticas. Sin embargo, el cultivo de caña de azúcar ha sido establecido por todas las zonas relativamente planas, que constituyen la zona cartografiada, independientemente del tipo de substrato geológico.

La potencia de la unidad de calizas coralinas es poco variable, disminuyendo de manera progresiva al paso a facies bioclásticas, la potencia de estas dos unidades combinadas es relativamente constante y se reduce progresivamente hacia el norte pasando a las formaciones más internas (Fm Yanigua y Conglomerados de Ramón Santana).

Al Norte, las calizas bioclásticas están en contacto con los depósitos más internos. De un modo general, en la parte inferior, se disponen en parte transgresivos sobre la Fm Yanigua; que es intermedia entre los depósitos de calizas bioclásticas y los depósitos continentales de los Conglomerados Ramón Santana. En la parte media hay un importante avance de Conglomerados de Ramón Santana con una posible erosión de las calizas bioclásticas por estos conglomerados, pero no se ha observado debido a las malas condiciones de afloramiento. En la parte superior, las calizas bioclásticas de Los Haitises están directamente en contacto, y en transgresión sobre los Conglomerados de Ramón Santana. El paso entre ambas formaciones es una facies calcarenítica rica en elementos terrígenos, gravas y cantos, en la que las laminaciones planas son frecuentes y que se corresponden con facies de playa .

Ninguna transición de calizas coralinas de Los Haitises hacia un ámbito más distal (hacia el Sur) fue observado.

2.4.4.4 Interpretación y distribución de depósitos pliocenos a lo largo de un depósito.

El conjunto de Los Haitises se corresponde con un depósito de una plataforma carbonatada con una longitud de varias decenas de kilómetros en la dirección proximal-distal. Las dos

unidades diferenciadas se corresponden con facies internas (calizas bioclásticas) y a facies externas (calizas coralinas). Los depósitos coralinos se asemejan a patches coalescentes de material coralino. La relativa invariabilidad de los depósitos coralinos a lo largo de kilómetros se corresponde con depósitos de barrera en rampa. Los depósitos bioclásticos situados tras la zona de bioconstrucciones son características de facies internas, de tipo lagoon. Las facies micríticas margosas con grandes moluscos y gasterópodos son típicos de facies protegidas donde las condiciones del medio (oxigenación) son muy particulares y estresantes para los organismos. Las facies más calcareníticas son frecuentes en las posición más proximal, y parecen corresponderse con depósitos más energéticos próximos a la playa.

El conjunto de formaciones pliocenas se ordenan sobre un perfil de barrera en los que las calizas de Los Haitises constituyen los depósitos marinos y la unidad de las calizas arrecifales, los depósitos marinos más abiertos. Los Conglomerados de Ramón Santana constituyen los depósitos más continentales. Las margas de la Fm Yanigua se corresponden con un dominio intermedio laguno-marino situado entre estos dos límites. Las margas han sido principalmente depositadas durante la primera transgresión que constituye el primer recubrimiento generalizado de la zona. Las transgresiones posteriores se producen por un perfil más aplanado, y parece que los medios laguno-marinos se desarrollan menos. La figura siguiente representa la distribución de estos depósitos sobre un perfil proximal-distal.

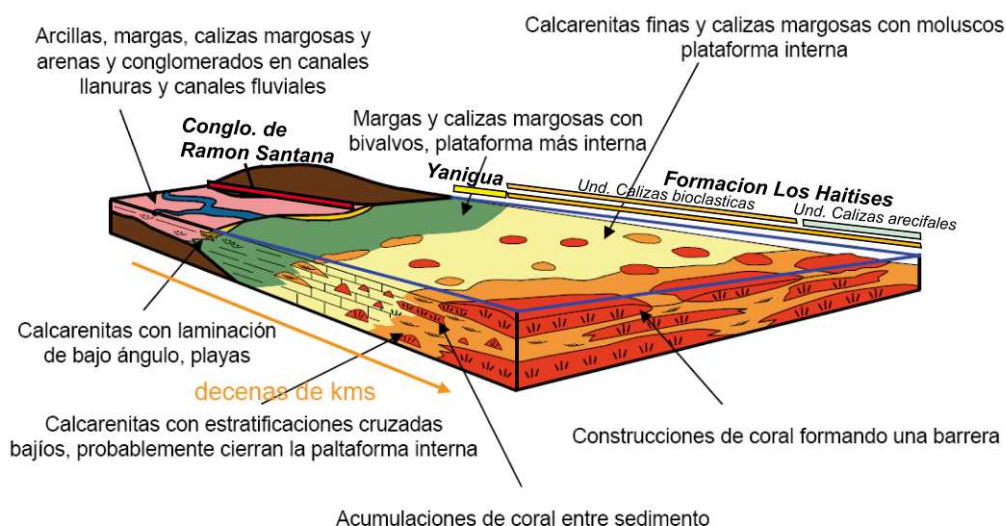


Figura 10: Modelo de depósito (rampa) válido para el intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior y equivalente con las formaciones cartografiadas, (mod. de Braga J.C., 2010).

2.5 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.5.1 Abanicos aluviales, coluvión y glaci. Cantos, gravas, arenas y limos (18). Holoceno. Q₄

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. Los flancos de los relieves, e igualmente el fondo de los valles más importantes, están cubiertos, en general, por una película de guijarros, gravas, limos y arcilla. El espesor de estos coluviones puede ser muy escaso, particularmente en la parte alta de las laderas y en las cabezas de los arroyos, donde se eliminan regularmente por las avenidas; en las partes bajas puede alcanzar varios metros de potencia. Debe significarse que a menudo es difícil establecer su límite con la alteración in situ del sustrato.



Foto 23: Afl. 88JM9033. Recubrimiento coluvial, en la base de un relieve cretácico. Destacan los cantos angulosos y la ausencia de selección granulométrica. Foto a comparar con Afl. 88JM9131.

Son depósitos muy heterogéneos, con proporciones variables de limos a menudo rojizos, y cantos, gravas y arenas que varían entre subredondeados a muy angulosos. La naturaleza de este material está condicionada por la del sustrato. En general, se trata de fragmentos provenientes del Cretácico Superior. Los granos y clastos pueden estar flotando entre los limos en tramos de mezcla con coluviones, o estar agrupados en niveles con imbricación y estructuras tractivas indicativas de transporte por corrientes de agua en abanicos aluviales.

2.5.2 Superficie ferruginizada. Brechas y arcillas lateriformas (19). Holoceno.

Q₄

Sobre las facies previas, se desarrolla localmente ferruginización « in situ », comparable con un desarrollo laterítico. Se localiza en zonas perfectamente tabulares. Ese es el caso del entorno del pueblo de Santana, al Este de la Hoja, y más aún entorno de Batey Santana de Chavón, a ambos lados de la carretera de Guaymate-El Seibo. Sobre algunos decímetros de potencia, la roca toma el aspecto de una brecha endurecida, con matriz de hidróxidos de hierro y donde los elementos (gravas y cantos de coluviones) son completamente lavados y argilitizados. Bajo esta brecha, se observan frecuentemente la presencia de arcillas moteadas o abigarradas.

2.5.3 Paleo-zona endorreica. Arcillas y limos (20). Holoceno. Q₄

Estas zonas están caracterizadas por la suave topografía, a menudo, en depresiones respecto a los alrededores. Esta topografía en depresiones induce al funcionamiento endorreico con un estancamiento importante del agua, lo que se observa habitualmente por la presencia de numerosas lagunas de extensión variable, y por la presencia frecuente de suelos negros de aspecto turboso, probablemente debido a la reducción de la materia orgánica no oxidada en suelos llenos de agua. El material de estas zonas parece una mezcla de material limoso y arcilloso aportado por la escorrentía y constituido posiblemente en gran parte de material transportado por los abanicos distales. Es posible una mezcla puntual de este material con las arcillas rojas provenientes de la alteración sobre las calizas sub-yacentes.

2.5.4 Derrubios. Bloques, cantos, gravas y arcillas (21). Holoceno. Q₄

Los desprendimientos cubren las pendientes a pie de los acantilados calizos de Loma Guaconejo y La Altagracia. Se trata de gravas y bloques angulosos casi sin matriz. Se forman conos y taludes de menos de 5-10 m de potencia, no totalmente estabilizados a pesar del recubrimiento vegetal.

2.5.5 Laguna. Lutitas (22). Holoceno. Q₄

Los sedimentos arcillosos de los abanicos, coluviones y glacis constituidos muy localmente de pequeñas depresiones en las que el agua de escorrentía se acumula y estanca. Como en las zonas pantanosas, los depósitos detríticos asociados están representados por arcillas grisáceas de algunos decímetros de potencia, ricos en materia orgánica más o menos descompuesta.

2.5.6 Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y lutitas (23). Holoceno. Q₄

Los ríos Chavón y Sanate, así como el arroyo Guanábano están localmente desarrollados sobre grandes llanuras de inundación de varios hectómetros. Los depósitos están constituidos fundamentalmente por lutitas y en menor 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 recubiertos de prados dedicados a la ganadería.

2.5.7 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (24). Holoceno. Q₄

La mayoría de los ríos están actualmente en fase erosiva y el agua circula directamente sobre el sustrato rocoso al que erosiona. Este es el caso de numerosos ríos que desaguan en la región. En ellos los aluviones recientes constituyen cordones sin continuidad ni potencia. Los productos que los forman son bloques, gravas y arenas, donde predominan los fragmentos de areniscas, provenientes de la erosión y transporte de las formaciones del Cretácico Superior.

2.5.8 Antropico. Vertedero de cantera y basurero (25). Actual. Q₄

Están representados por los escombros e importantes apilamientos en la cantera situada a pie de la Loma Guaconejo (Grupo Elsamex); y del mismo modo, el nuevo vertedero de Higüey al borde la pista de Higüey-Batey Siete Puertas. Este vertedero está situado sobre las arcillas de descalcificación desarrolladas sobre las Calizas de Los Haitises.

3 TECTÓNICA

3.1 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 11).

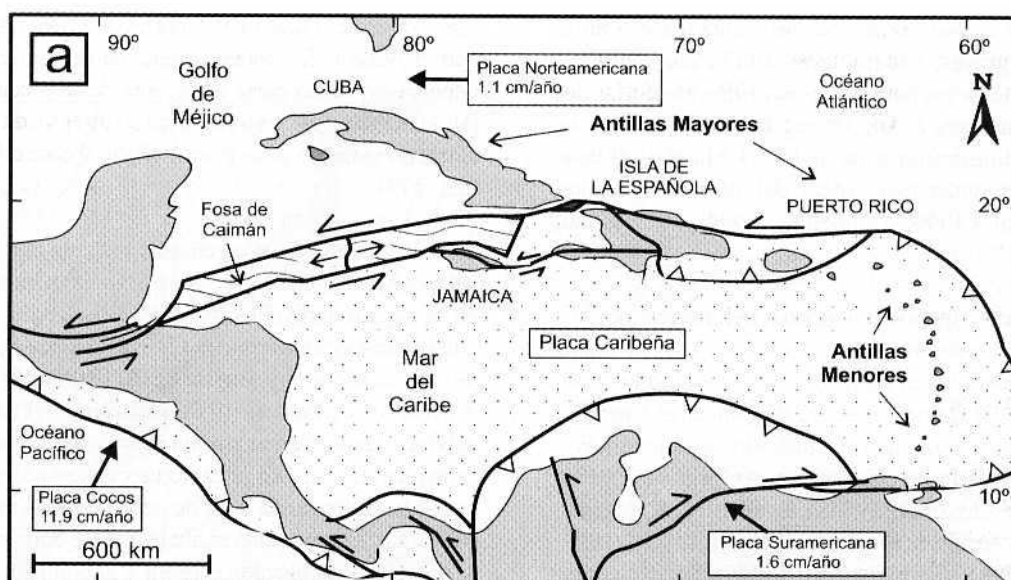


Figura 11: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

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 12, Figura 13).

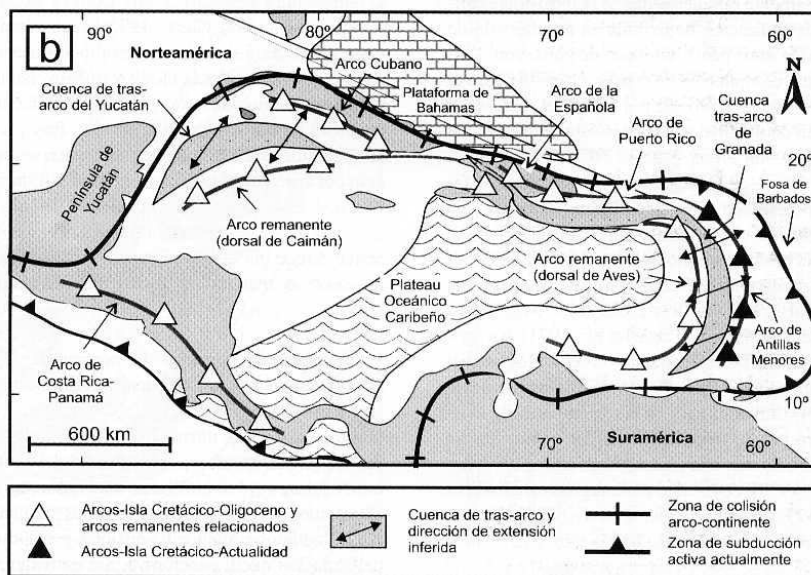


Figura 12: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-ista circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

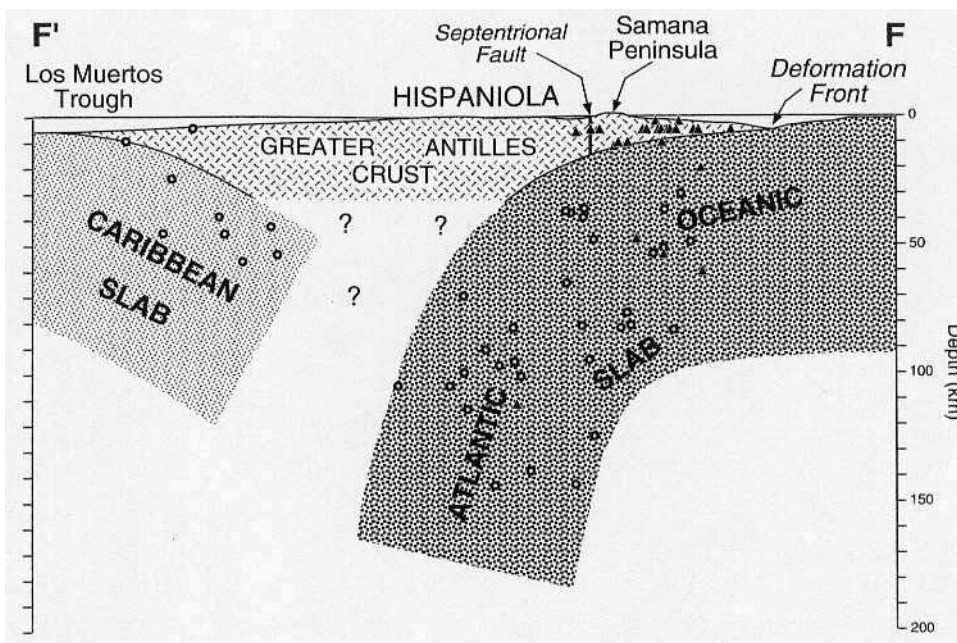


Figura 13: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 14), 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.

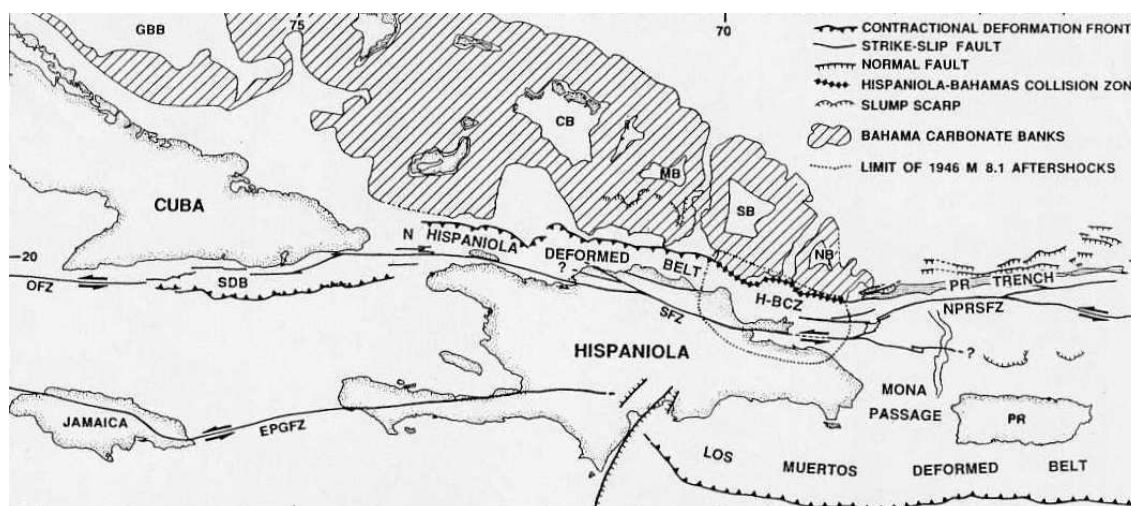


Figura 14: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinestros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

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 (Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernaiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún A., Hernaiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

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

3.2 ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

En el marco del anterior Proyecto Sysmin 2002-2004 (Proyecto L) la cartografía a 1:50 000 de 10 hojas de la Cordillera Oriental hizo avanzar considerablemente el conocimiento estructural de esta parte de la República Dominicana. El texto y ciertas figuras expuestas a continuación son tomadas de la síntesis estructural que acompañó aquellos 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 15) 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.

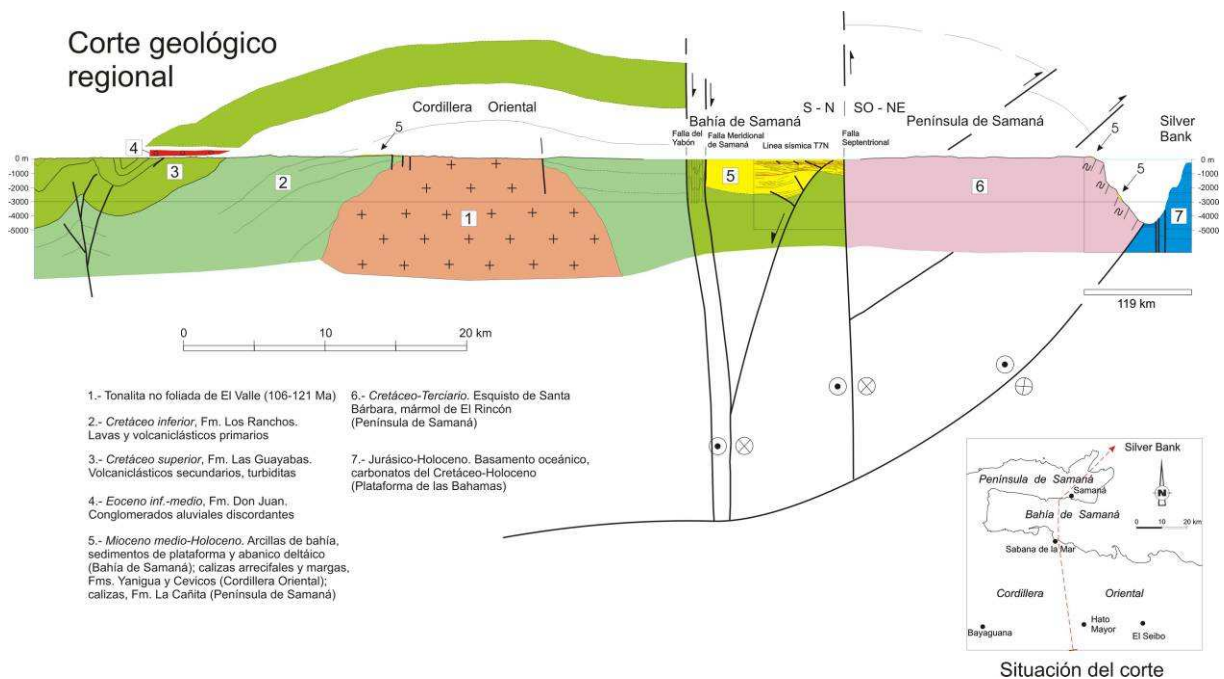


Figura 15: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. et al, 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos 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.

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.

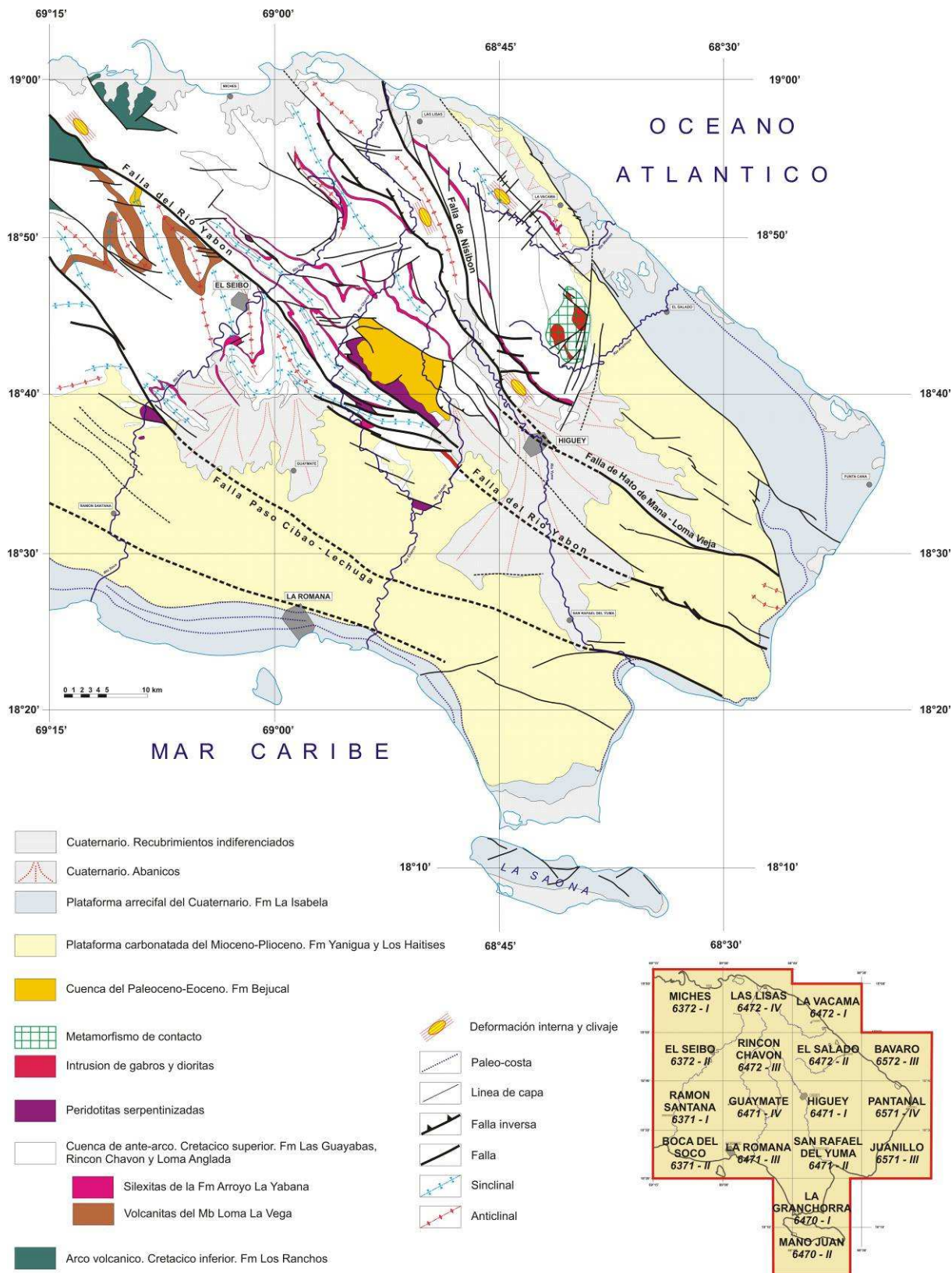


Figura 16: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.

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.

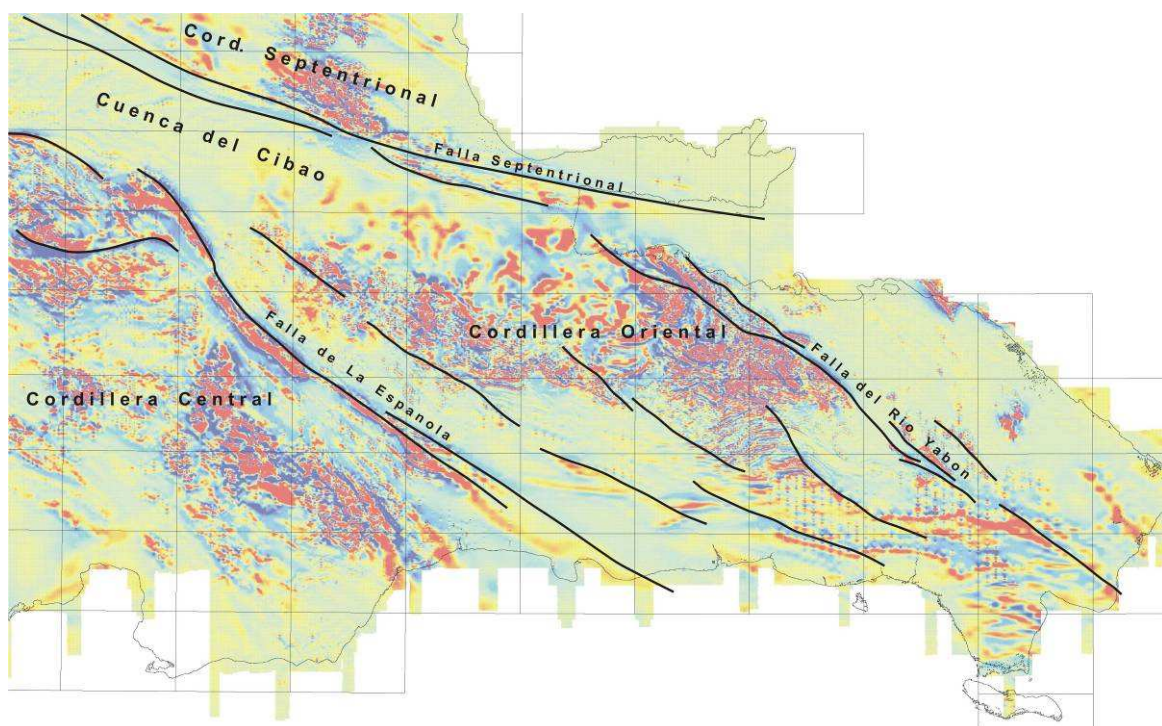


Figura 17: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

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 17) 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 crustal 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. 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).

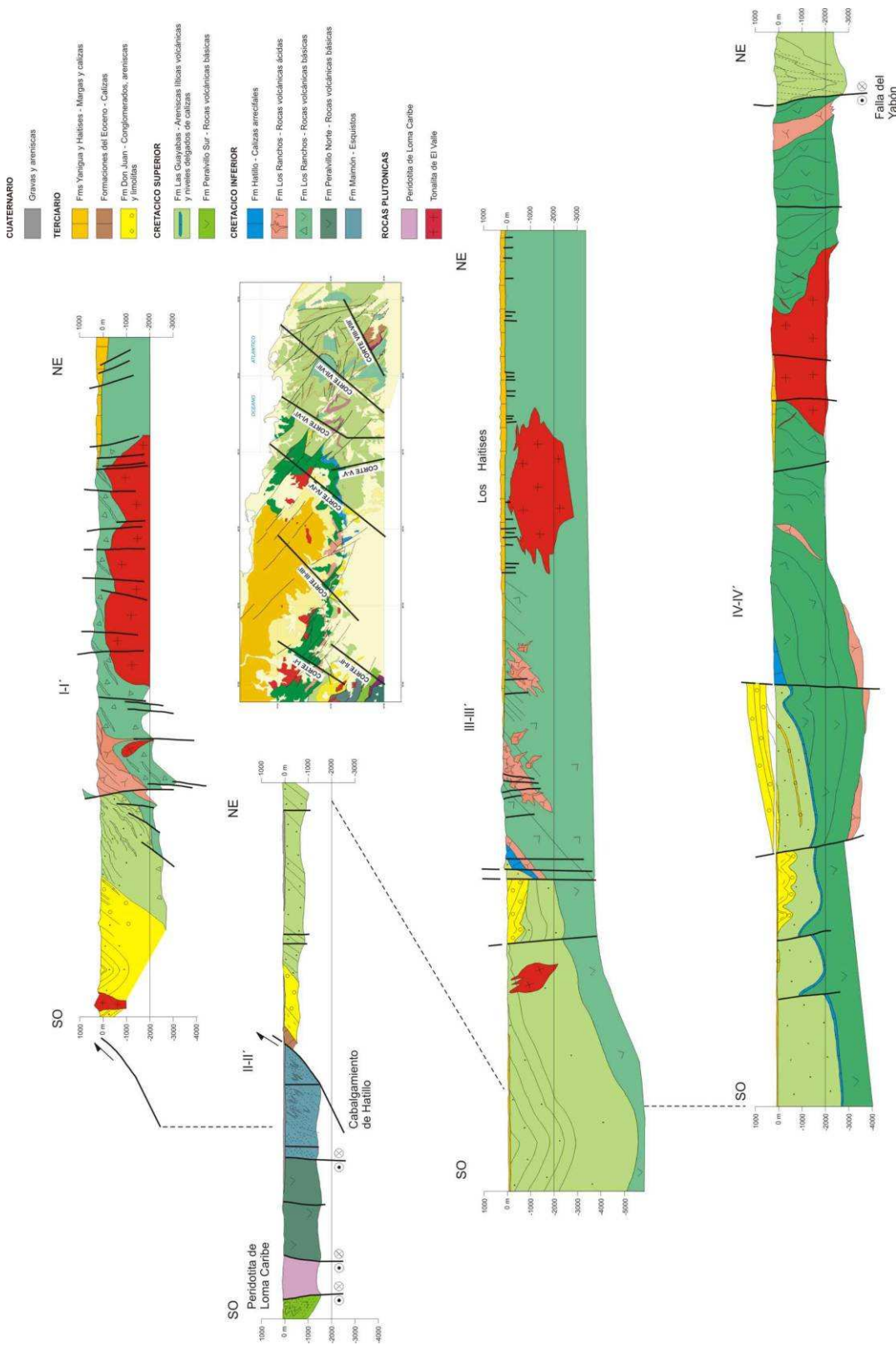


Figura 18: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García Senz J. et al, 2007).

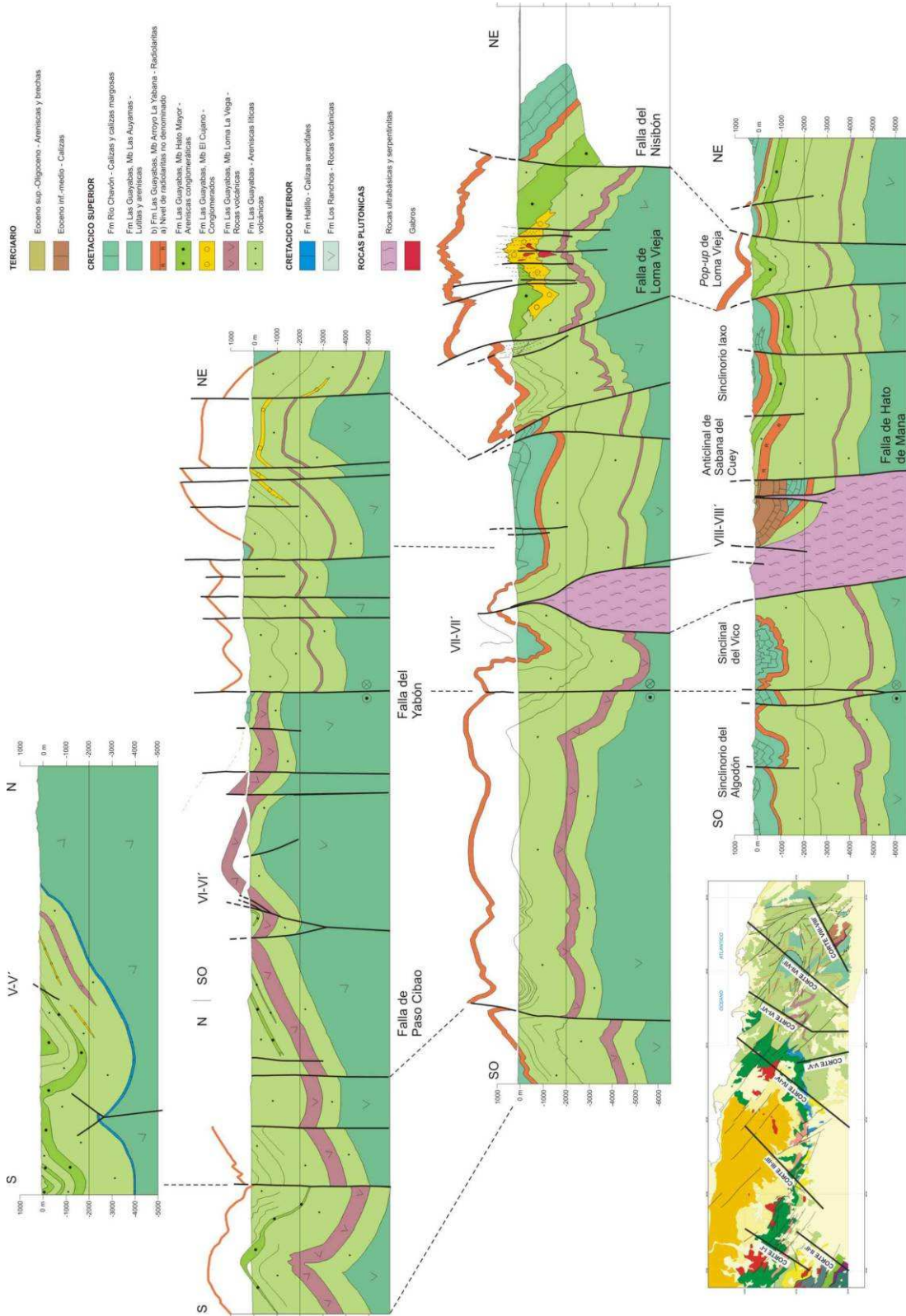


Figura 19: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García Senz J. et al, 2007).

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 motivo de la 18ª Conferencia Geológica del Caribe, J. García-Senz et A. Pérez-Estaún (2008) realizaron una interpretación 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 cuencas asociadas a estructuras de cizallamiento (Figura 20).

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.

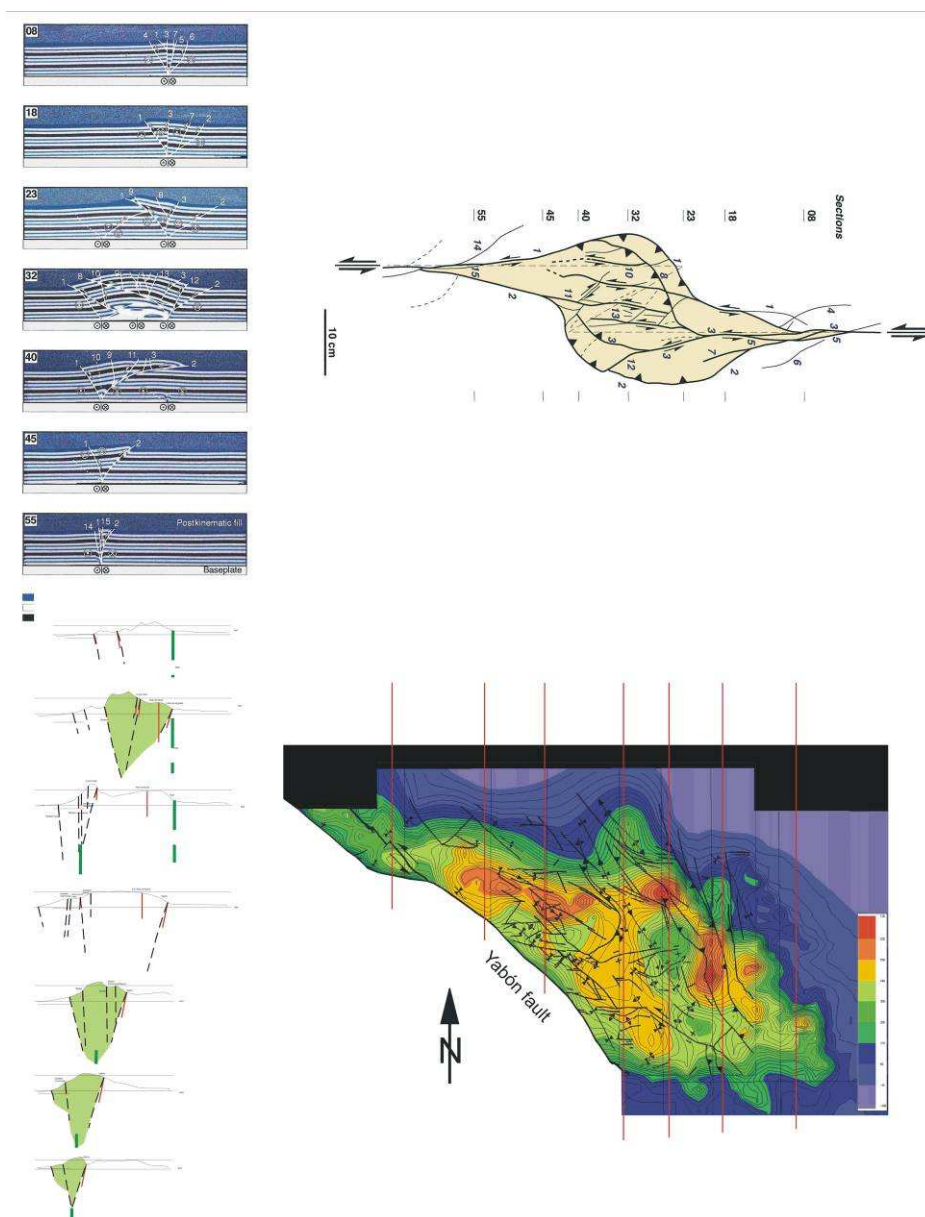


Figura 20: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún ,2008).

3.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “GUAYMATE”

El territorio de la Hoja Guaymate se divide en dos unidades: en la esquina NE de la Hoja se localiza la Cordillera Oriental, en el resto la Llanura Costera del Caribe. El límite entre estos dos dominios se corresponde con el sistema de fallas de la Zona de Falla del Río Yabón.

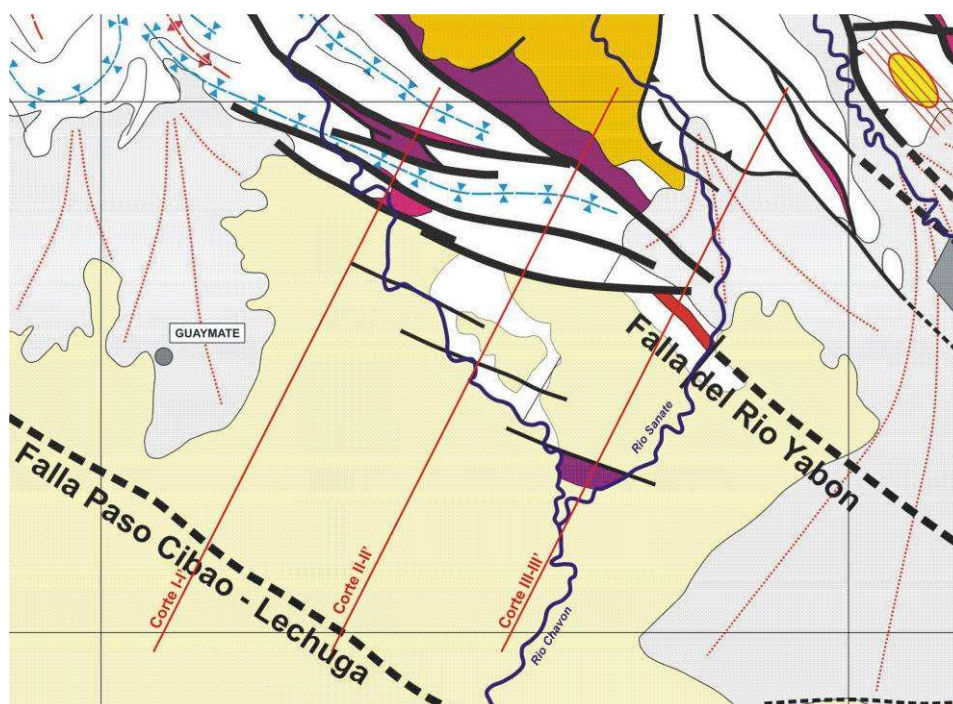


Figura 21: Esquema estructural de la Hoja de Guaymate.

3.3.1 La Zona de Falla del Río Yabón

En el territorio de Guaymate, la Zona de Falla del Río Yabón se corresponde a todo un sistema de fallas de dirección N100 a N130°E que es difícil de individualizar de la falla principal. A lo largo de estas fracturas, los terrenos del Cretácico Superior están milonitizados, cizallados y abudizados. Esto es fácilmente observable en el cauce del Río Chavón en periodo estival, entre las confluencias de los arroyos Bejucal y Bejucalito (Afl. 88JM9264).



Foto 24: Afl. 88JM9264. Zona de cizalla que afecta a las turbiditas del Cretácico Superior, a lo largo de una falla N120°E perteneciente a la Zona de Falla del Río Yabón.

En otros sectores, la Falla del Río Yabón está jalónada y/o intruída por cuerpos serpentínicos. Ese es el caso del límite central-norte de las Hojas de Guaymate y Rincón Chavón, con una intrusión de serpentinitas de varios km² de superficie, visible en el cauce de los arroyos Bejucal y Bejucalito. En el centro-este de la Hoja, un sill de gabro entorno a 250 m de potencia y 3 km de longitud, en Las Limas de Guanito y los rápidos del Río Sanate (88JM9138), está igualmente relacionado con la Falla del Yabón. Está interestratificado con las turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas y las facies más común es la de un gabro tipo acumulado.

La falla rectilínea que limita la extensión SO de la protusión de serpentinita de la Loma El Peñón y Loma de Guaconejo, con una dirección N125°E y un buzamiento fuertemente inclinado hacia el NE, del mismo modo es una falla asociada a la familia de fallas del Yabón. En ausencia de afloramientos, la traza cartográfica de esta fractura está definida por una discontinuidad magnética muy definida (Figura 5).

3.3.2 El substrato Cretácico del NE de la Hoja

Al NE de la Zona de Falla del Río Yabón, pero igualmente entre los accidentes que constituyen la zona de desgarre, los terrenos Cretácicos están deformados por pliegues de escala métrica a kilométrica, en general disimétricos con un plano axial fuertemente inclinado hacia el NE. Están frecuentemente muy fracturados. En los horizontes pelíticos, la presencia de una esquistosidad de “plano axial” es frecuente.

El análisis estereográfico de los planos de estratificación revela que los terrenos cretácicos muestran una fuerte dispersión. No obstante, aparece una repartición que sigue un gran círculo, que presenta un polo de dirección N130°E con un buzamiento de 17° hacia el SE. La esquistosidad es de plano axial para esta dirección de plegamiento.

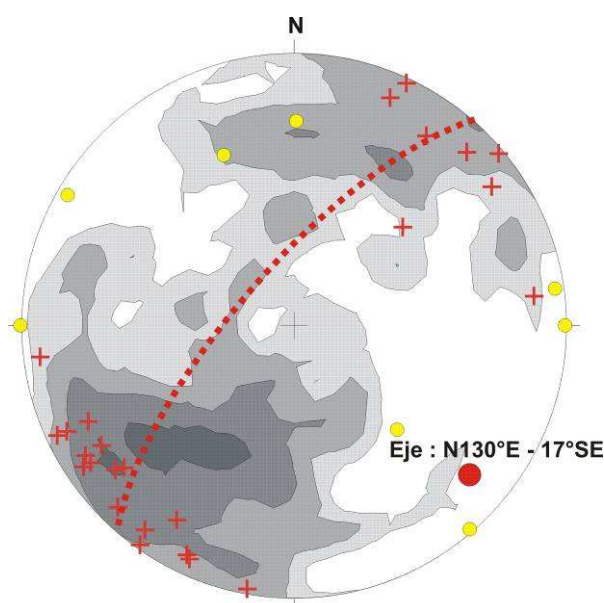


Figura 22: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (color gris), de esquistosidad (cruses rojas) y de los ejes de micropliegues (amarillo) medidos en las Hojas Guaymate, Higuey y Ramón Santana (316 medidas de estratificación, 25 medidas de esquistosidad et 8 ejes de micropliegues). La esquistosidad es el plano axial de los pliegues de dirección N130°E-17°SE.

Los afloramientos del Cretácico visibles en la parte entre el río Sanate, entre Las Lomas de Guanito y la confluencia con el Río Mana, están fuertemente deformados por micropliegues de arrastre. Estos micropliegues se traducen en la presencia de un anticlinal de eje N150-170°E, con una falla inversa que afecta el flanco modificado. Esta falla es subparalela con la

traza cartográfica del río Sanate. Esta falla limita probablemente la extensión hacia el SE de las peridotitas serpentinizadas de la Loma Guaconejo.

3.3.3 La cobertera plio-pleistocena de la Llanura Costera del Caribe

Los sedimentos detríticos y carbonatados de las Fm Yanigua y Los Haitises constituyen un recubrimiento monoclinal, perfectamente tabular. Están muy poco fracturados. En la esquina SO de la Hoja, la Falla Paso Cibao-Lechuga, muy visibles en el zócalo Cretácico de las Hojas vecinas de El Seibo y Ramón Santana, está perfectamente sellada y fosilizada por los recubrimientos plio-pleistocenos. Su traza es deducida de los mapas aeromagnéticos donde se definen por una fuerte y neta discontinuidad.



Foto 25: Afl. 88JM9324. Pliegue cilíndrico disimétrico que afecta a las alternancias silto-areniscosas de la Fm Las Guayabas.



Foto 26: Afl. 88JM9040. Micropliegue de arrastre en las alternancias silto-carbonatadas de la Fm Río Chavón.

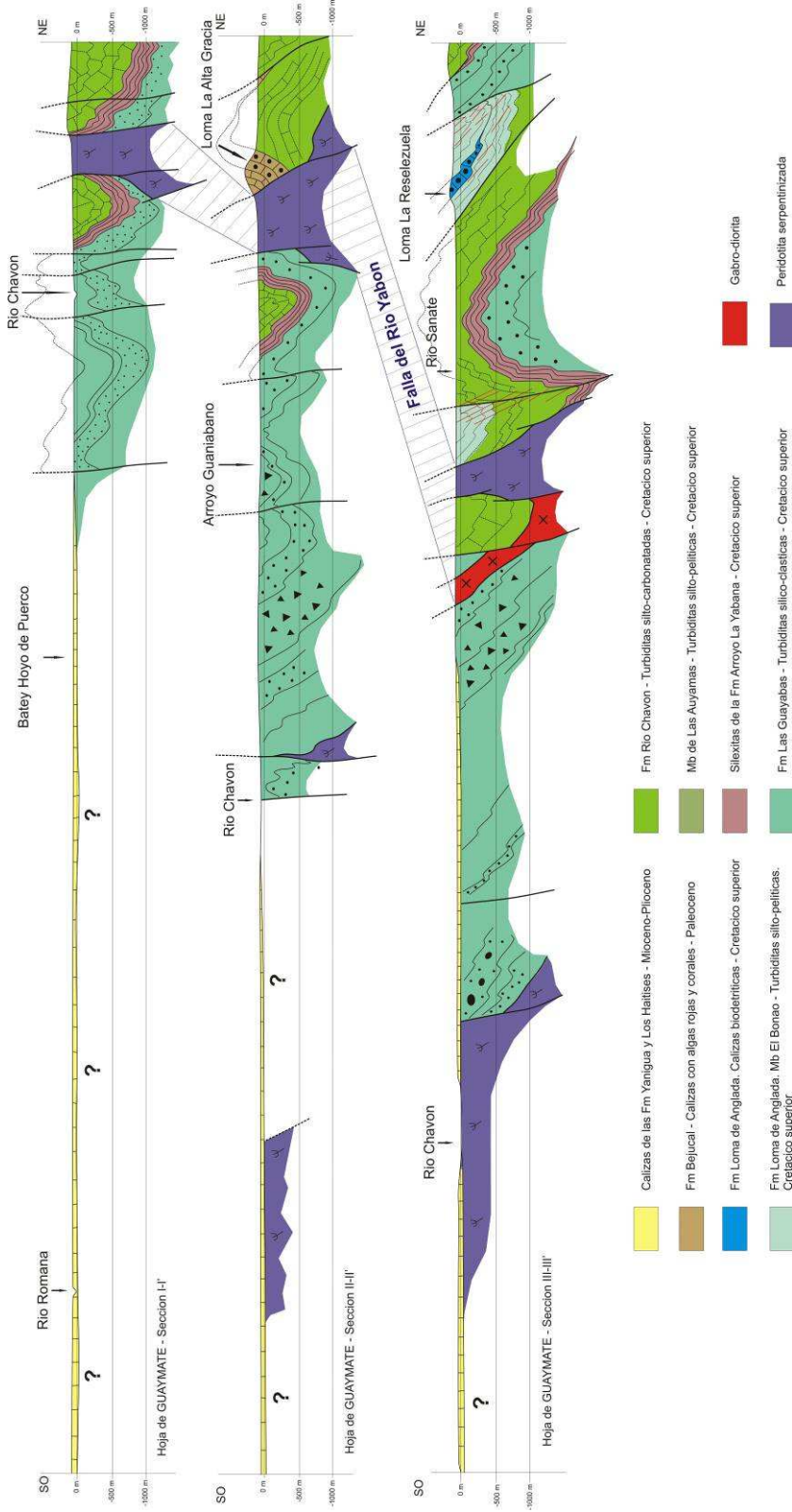


Figura 23: Cortes geológicos seriados de la Hoja de Guaymate.

4 GEOMORFOLOGÍA

4.1 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), será el objeto del capítulo de Estratigrafía.

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.

4.1.1 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 cubierta 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.

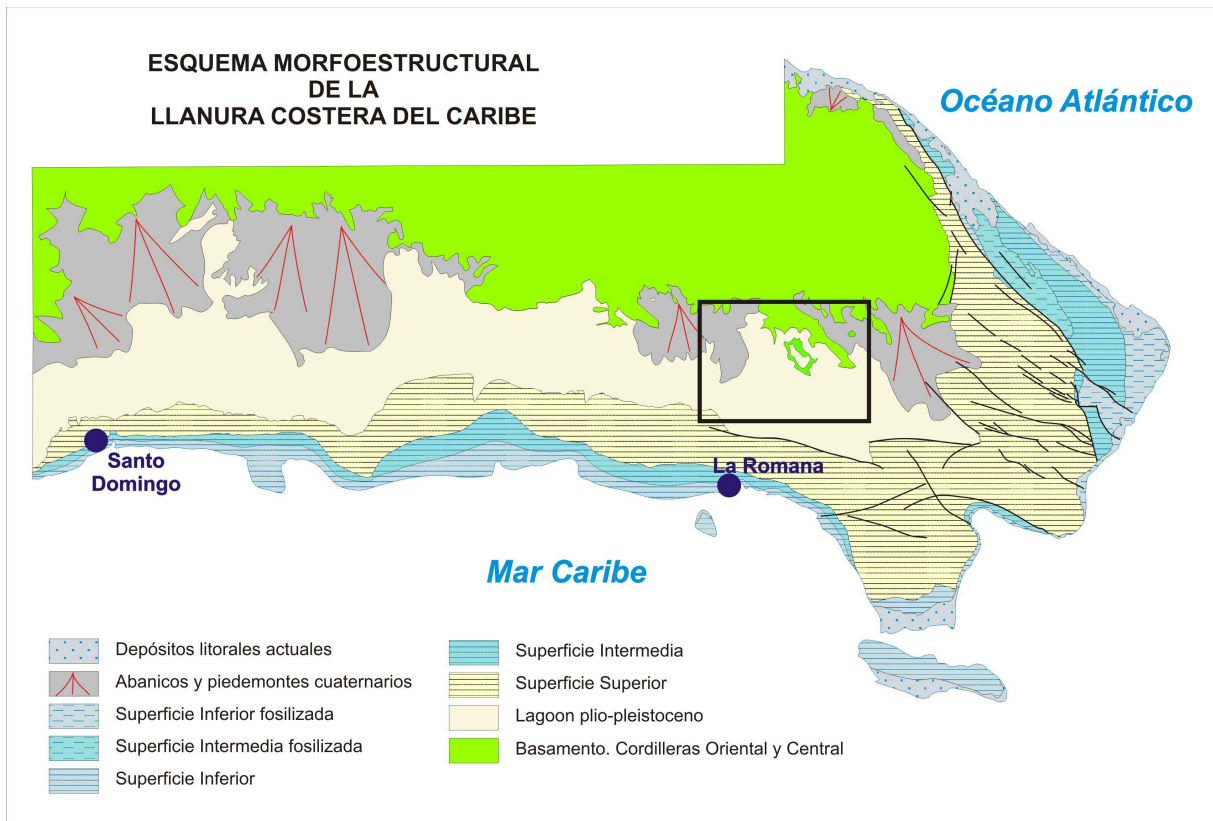


Figura 24: Situación de la Hoja de Guaymate en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.

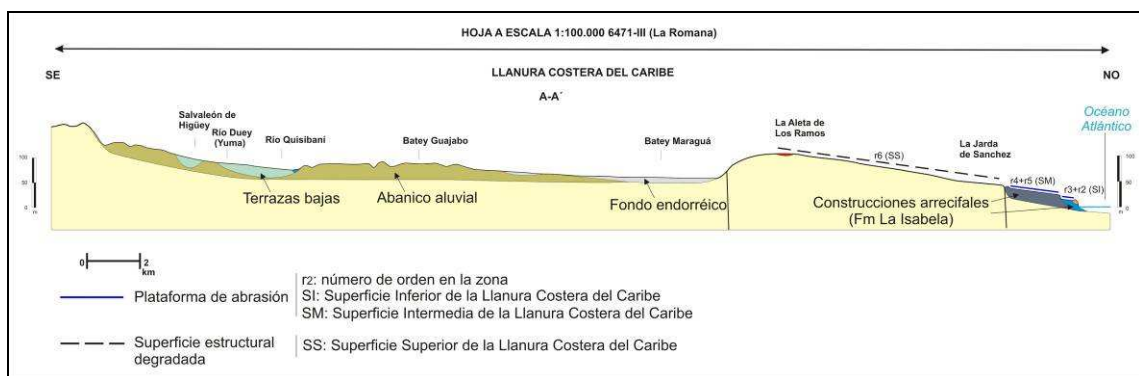


Figura 25: Perfil morfoestructural esquemático del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.

4.1.1.1 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, correspondiendo

fundamentalmente a fallas y 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 (Fig. 5.1). En este caso, se trata de la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe (Fig. 5.1), 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 en la parte meridional. 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, donde afloran los materiales cretácicos se distinguen otras formas relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización, como son: líneas de capa con indicación de buzamiento, escapes estructurales, resalte en capas horizontales, crestas y rumbo e inclinación de buzamiento.

4.1.2 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 y gravitacional encaminadas a su destrucción y la formación del piedemonte que se reconoce en todo su borde meridional.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Caribe, son los procesos origen fluvial, lacustre-endorreico, kárstico, y marino-litorales los condicionantes fundamentales de la morfoestructura básica.

4.1.2.1 Formas gravitacionales

Poseen escasa relevancia debido al predominio de las grandes planicies. Además tampoco se han observado formas cuyas dimensiones permitan su representación. Por una parte, la estructura “masiva” de los afloramientos minimiza su inestabilidad gravitacional y por otra, la meteorización actúa con celeridad a la hora de enmascarar este tipo de formas, haciéndolas prácticamente imperceptibles. Aún así, se ha reconocido un coluvión circundante al cerro testigo “Loma La Altagracia”.

4.1.2.2 Formas fluviales y de escorrentía superficial

Están ampliamente representadas y distribuidas. Poseen una extensa variedad, tanto de formas erosivas como sedimentarias.

Los fondos de valle son formas estrechas coincidiendo con canales de estiaje y cauces abandonados, como el arroyo Güizaro y los afluentes del río Romana (Dulce), Chavón y Sanate, de estos últimos, hay varios casos que actualmente funcionan como fondos de valle colgados respecto del cauce principal..

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 los ríos Chavón y Sanate. Se trata de terrazas pequeñas y estrechas en la parte media y baja del curso, puesto que los ríos se encuentran muy incididos en la llanura costera, y mucho más anchas en la parte alta. 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 de la Hoja. Mucha menor representación poseen los conos de deyección, habiéndose reconocido tan sólo unas pequeñas formas, de orden hectométrico, dispuesta sobre el cauce del río Chavón.

Entre las formas erosivas se han reconocido: incisión lineal en cuna y en v, desarrolladas principalmente 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; y carcavas, desarrolladas en las litologías detríticas de las unidades cretácicas y de la Fm. Yanigua. El catálogo de las formas erosivas de carácter fluvial se completa con la erosión lateral del cauce, que afecta a los meandros de los principales ríos.

El dispositivo paleogeográfico y la litología son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje. Así donde predominan las litologías margosas, herencia del lagoon plioceno, predomina la red dendriforme, al sur de ésta, donde las litologías se hacen más carbonatadas se encajan los ríos principales (Dulce y Chavón), aunque una parte de los cauces menores se resuelven por infiltración (perdida de drenaje). En la zona oriental, 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 (Hoja 6471-I Higuey), 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 endorreismo del sector oriental.

4.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se trata de lagunas, charcas y áreas endorreicas, ampliamente extendidas por toda la zona meridional. Por su extensión destaca el área endorreica ubicada en el sector central, 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.

4.1.2.4 Formas por meteorización química

Poseen una escasa representación en toda la Hoja aunque es más importante en el sector meridional, donde las litologías son más carbonatadas. La expresión morfológica más destacada son pequeñas dolinas de fondo plano y escasa profundidad, que se formaron por la disolución parcial del sustrato plioceno.

4.2 EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

La fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Plioceno donde el área comprendida dentro de la Hoja 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 almacén arrecifal y lagunar se quedó expuesto en la mayor parte del área de la Hoja (Fm Los Haitises y Yanigua) 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 almacén 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, mientras se empiezan a encajar los ríos Dulce, Chavón y sus afluentes, con creación de una densa red de tipo dendrítico.

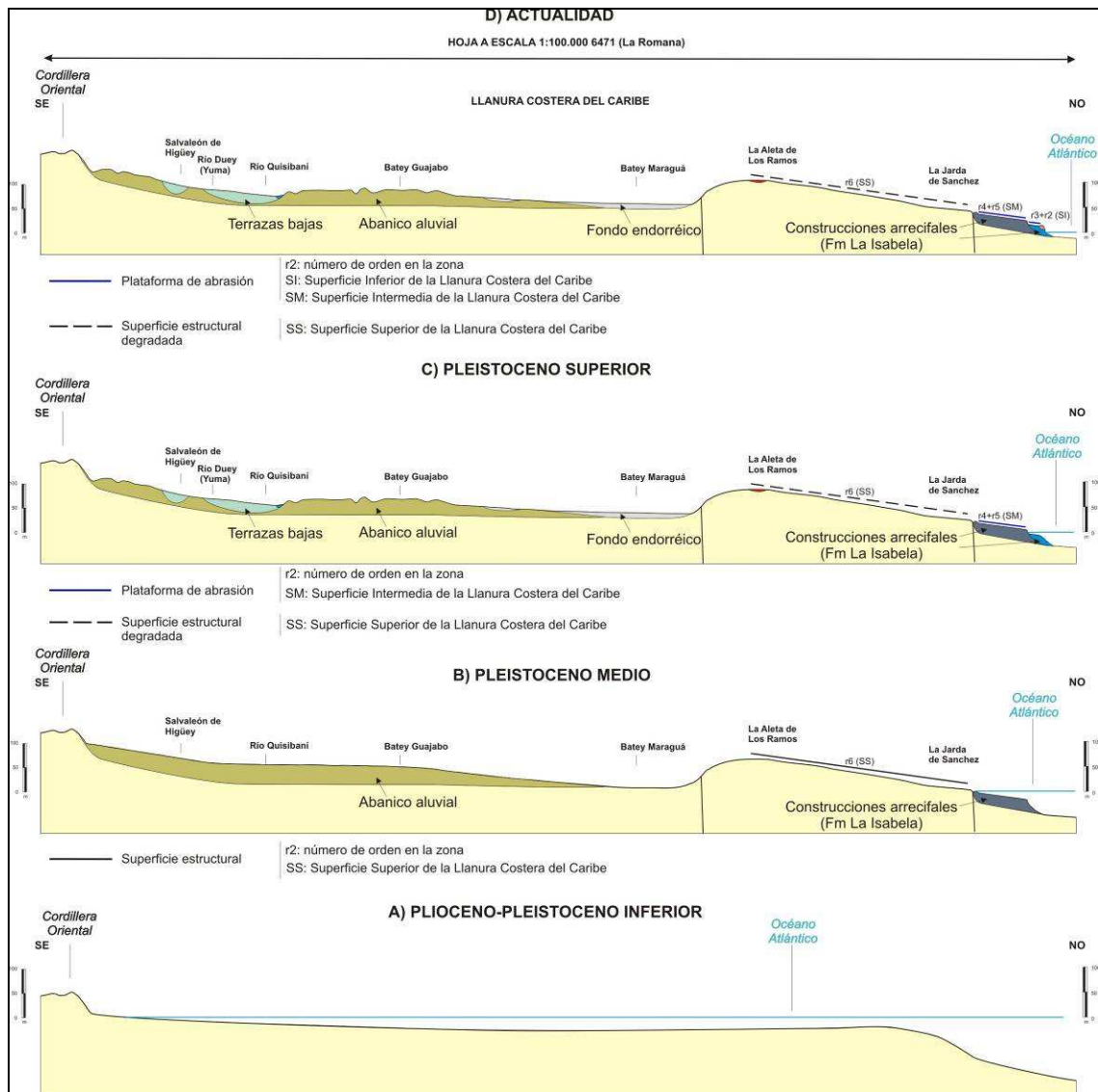


Figura 26: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.

La evolución más reciente no parece haber modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas del antiguo lagoon. Se aprecia la proliferación de áreas pantanosas y de lagunas, en unos casos a favor de antiguos cursos fluviales abandonados y en otros, de disoluciones del sustrato calcáreo.

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 las fuertes laderas de los ríos encajados 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.

5 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.

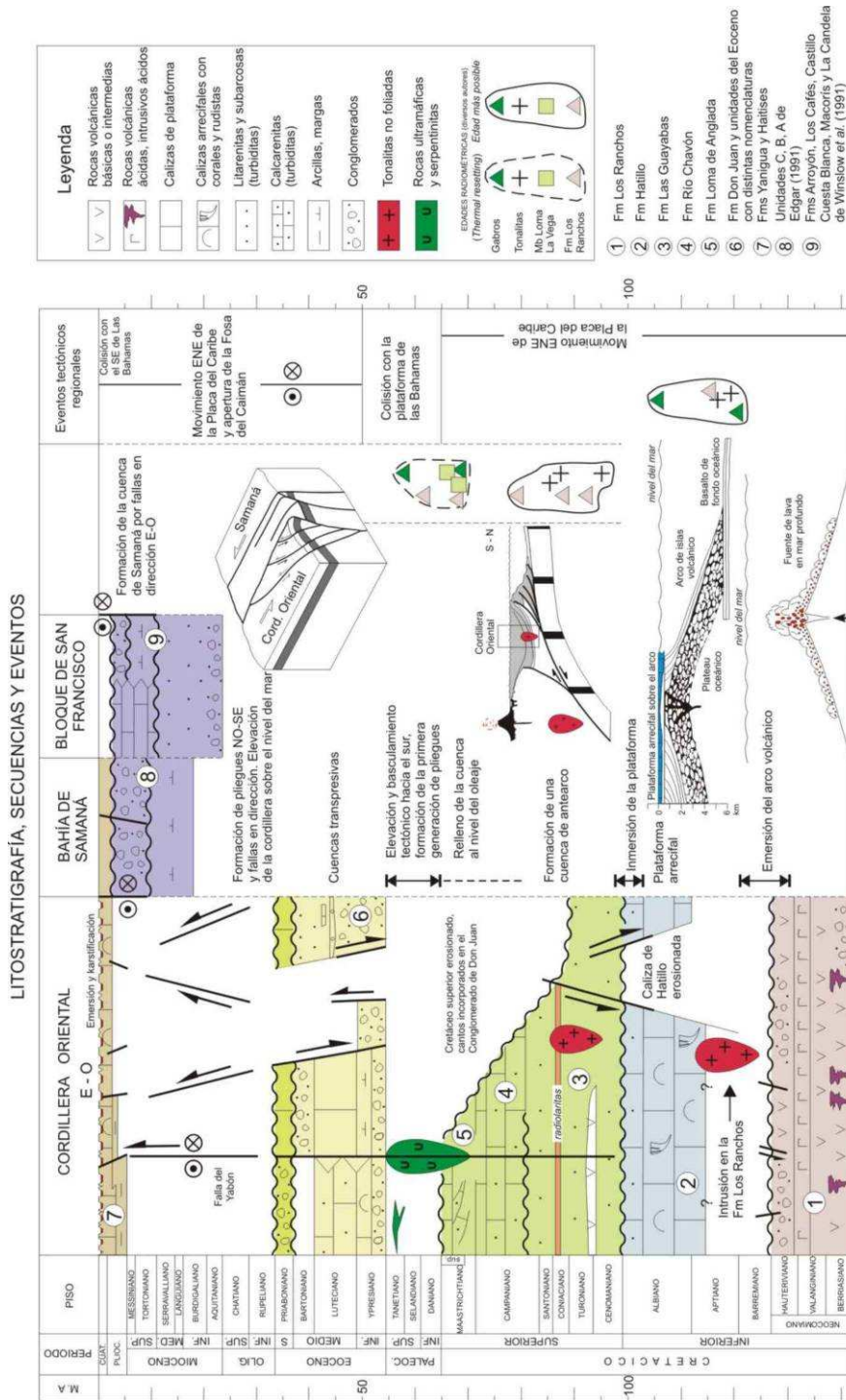


Figura 27: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García Senz J. et al, 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).

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.

Al final del periodo de colisión Miocena y Pliocena, esta zona estuvo emergida y parece que sufrió un proceso de peneplanización. Una gran parte del Terciario (entre el Paleoceno y el Plioceno) se corresponde esta zona con un periodo de peneplanización de los relieves. En la zona estudiada los relieves han sido erosionados aunque algunos relieves persisten, particularmente en las rocas con mayor resistencia a la erosión.

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.

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.

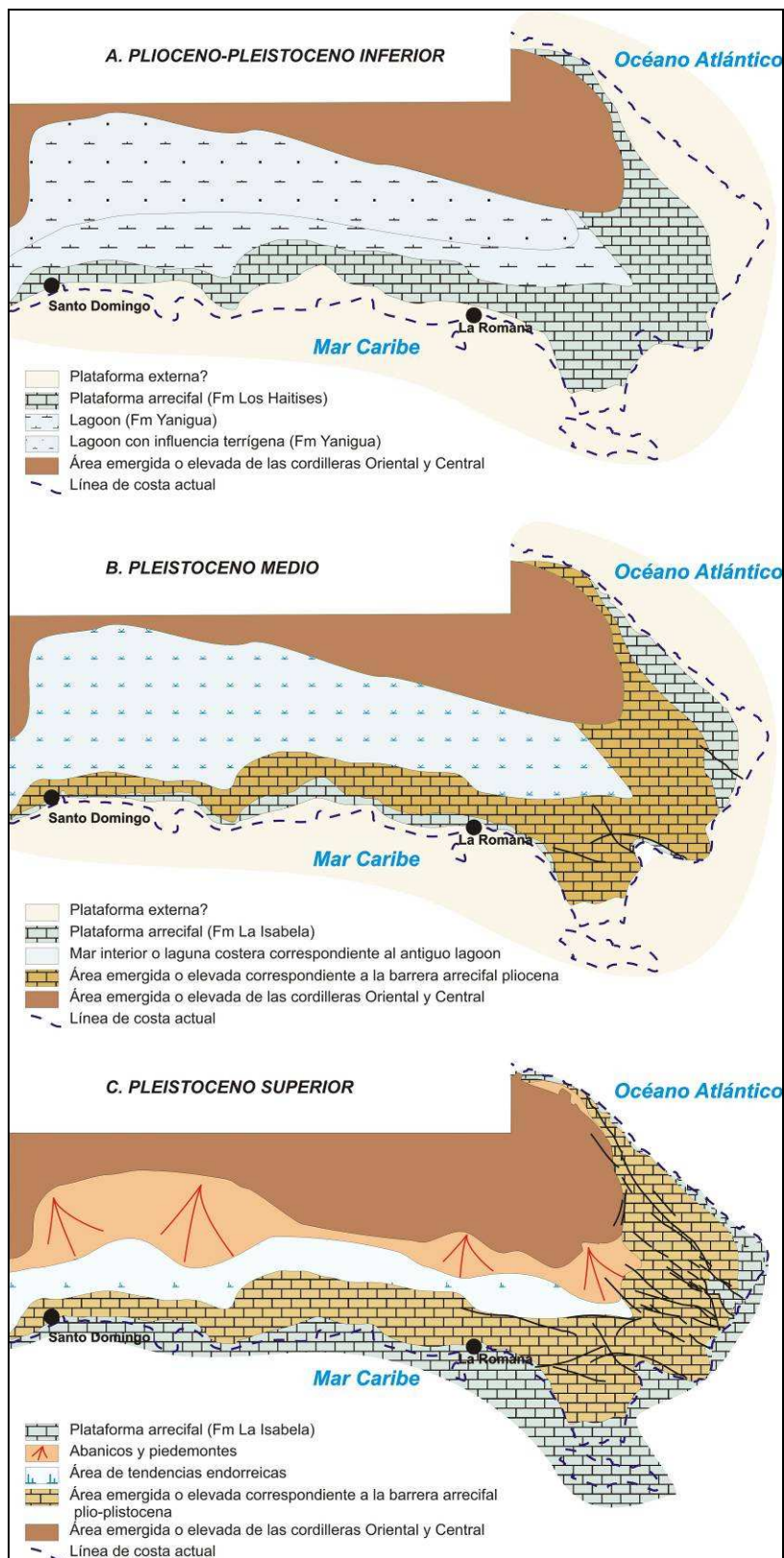


Figura 28: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).

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.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 HIDROGEOLOGÍA

6.1.1 Datos climáticos

Según los datos presentados en el informe de Acuater (2000) el clima varía desde las áreas más meridionales de la Llanura Costera del Caribe, caracterizadas parte del año por una evapotranspiración potencial de referencia ET_{Po} mayor que la precipitación, a las zonas húmedas de la Cordillera Oriental con periodos húmedos superiores a 5-7 meses.

El promedio de lluvia anual es de 1370,9 mm; los valores anuales medios tomados en estaciones oscilan entre 873 mm (La Romana) y 2688 mm (Presa de Isa, río Haina). El registro concreto en El Seibo oscila entre 51 mm y 194 mm , en La Romana entre 28 mm y 165 mm. La variación mensual de la precipitación presenta un régimen de tipo bimodal con época lluviosa en la primavera (en términos generales en el mes de Mayo) y en verano-otoño (desde Agosto hasta Noviembre) y con sequía en el invierno y en Junio-Julio; pero si esta variación intranual es bastante homogénea, los meses máximos y mínimos relativos tienen una elevada variabilidad de un lugar al otro, y también entre estaciones bastante cercanas.

La temperatura media del aire presenta valores anuales que fluctúan entre menos de 25°C y más de 26°C. La variación interanual de la temperatura media oscila entre 3 y 4°C, y en general, el período de mayores temperaturas corresponde a los meses de Julio a Agosto y el de mínima a los meses de Enero y Febrero. El registro concreto en El Seibo oscila entre 24,3°C y 28,1°C. El promedio anual de la ET_{Po} es de 1669,4 mm, con valores anuales medios obtenidos en estaciones que oscilan entre 1560 mm (Naranjo de China) y 1970 mm (La Romana). El valor de evaporación de tanque A medido en El Seibo es de 1775 mm.

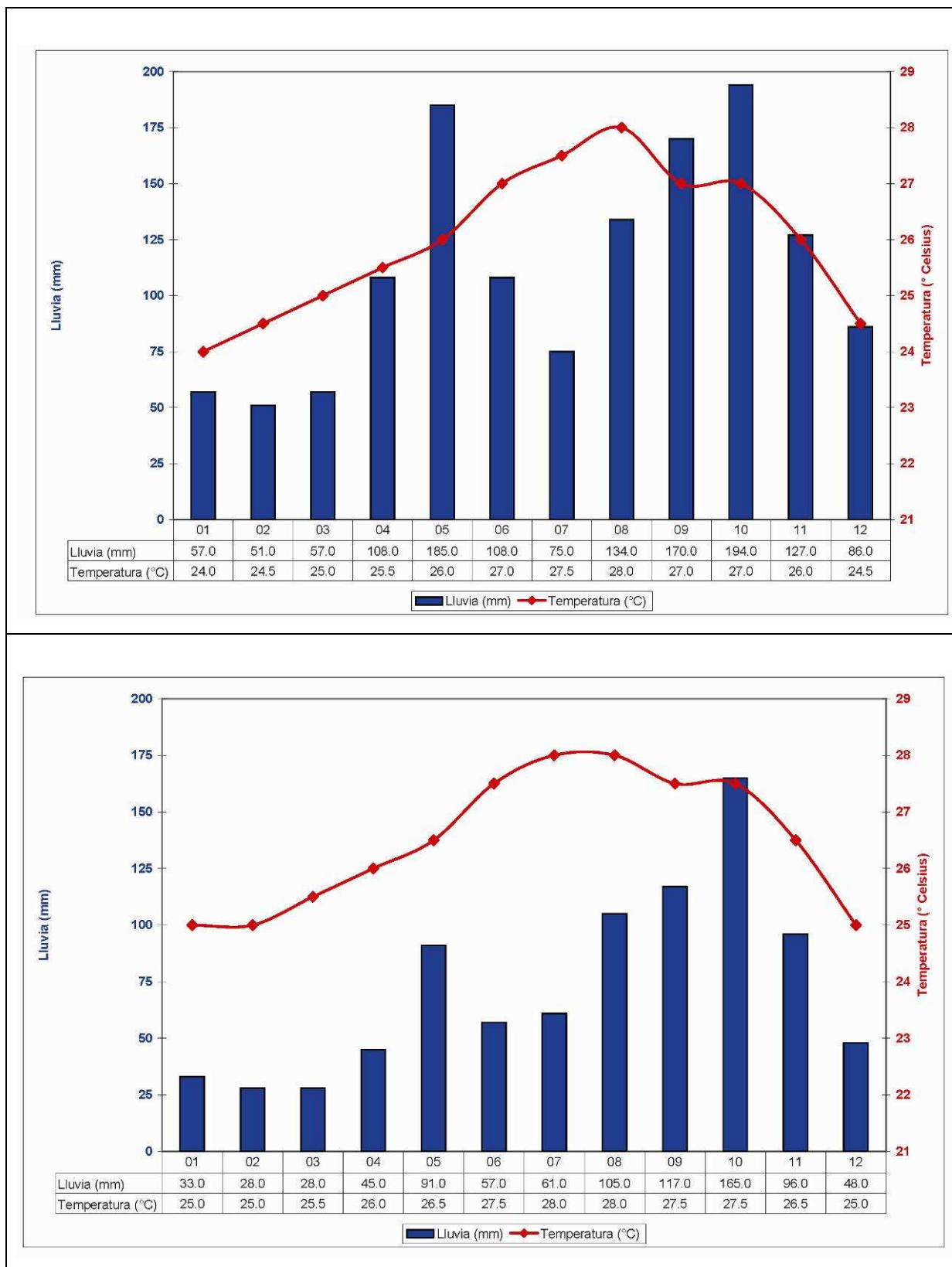


Figura 29: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en El Seibo y La Romana. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <http://www.theweathernetwork.com>).

6.1.2 Red hidrográfica

El territorio de la Hoja Guaymate se localiza en su totalidad en el borde de la división de cuencas del río Chavón y de su afluente el río Sanate. Se componen de ríos de régimen torrencial, con caudales en crecida que pueden ser muy importantes y caudales en época de estiaje muy débiles, casi nulos. En la estación de aforo de Santa Lucía (Hoja Rincón Chavón), se ha registrado un caudal medio del río Chavón de 4,97 m³/s para el periodo 1956-2003, con un caudal máximo y mínimo históricos de 57,51 m³/s y 0,27 m³/s respectivamente. La estación de aforo de El Guanito ha registrado el caudal del río Sanate durante el periodo 1956-1994. El caudal medio es de 1,68 m³/s, con un máximo y mínimo históricos de 18,09 y 0,08 m³/s.

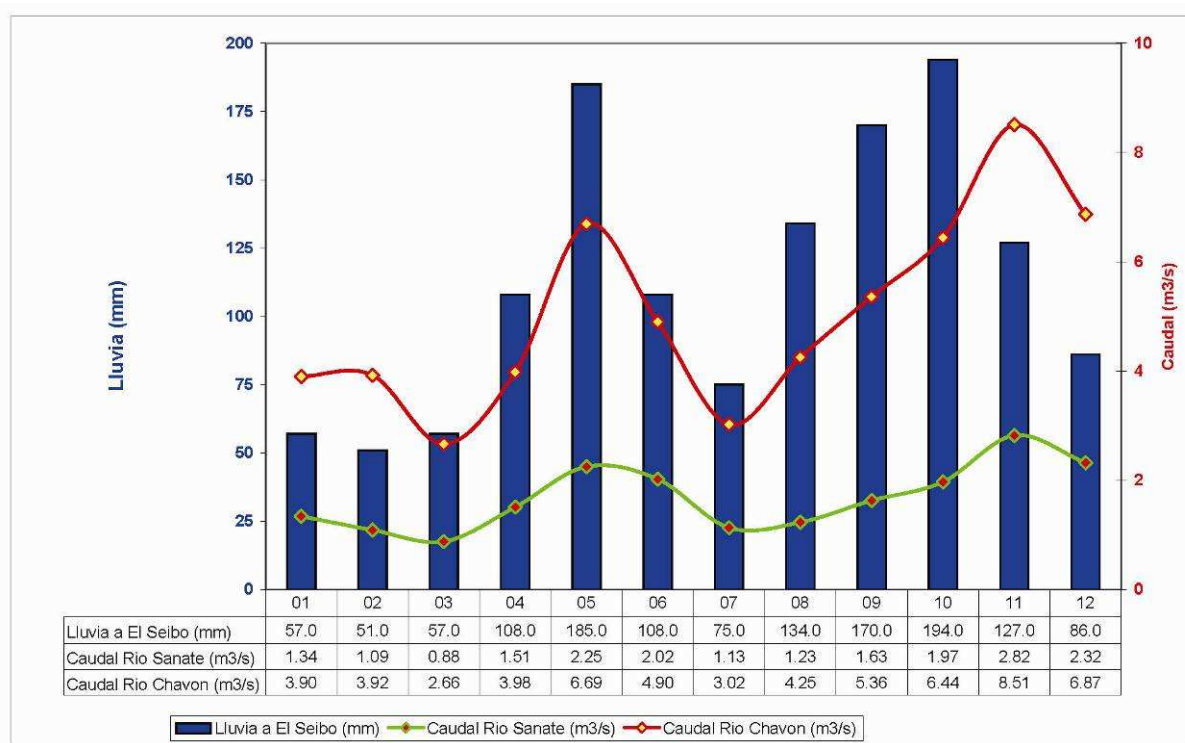


Figura 30: Oscilaciones anuales del caudal del río Chavón (1956-2003) y del río Sanate (1956-1994). Comparación con la pluviometría registrada en El Seibo (mod. de Eptisa, 2004).

Las oscilaciones en los caudales medidos coinciden plenamente con las variaciones existentes en el registro de precipitaciones. 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.

Las aguas superficiales son utilizadas para la alimentación como agua potable y necesidades domésticas de la mayoría de las ciudades y pueblos de la región: provienen de las captaciones sobre el río Sanate (en El Guanito) que alimenta la ciudad de Higüey (150000 habitantes). La vulnerabilidad respecto a los riesgos de contaminación y la necesidad de tratar el agua debería conducir a las autoridades a plantearse la necesidad de utilizar preferentemente las aguas subterráneas para cubrir las necesidades de la población.

6.1.3 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 Guaymate.

6.1.3.1 El sustrato Cretácico y las intrusiones

Las formaciones del Cretácico Superior (Las Guayabas, Río Chavón, El Bonaó) están constituidos por alternancias decimétricas, rítmicas y repetitivas de arenisca fina, limolitas y pelitas más o menos carbonatadas. Naturalmente estas litofacies no son particularmente permeables, con excepción de algunos lentejones conglomeráticos de Mb Hato Mayor. La potencialidad acuífera de estas series es limitada. Es fundamentalmente de la facturación y en menor medida de la alteración, los factores que pueden generar un reservorio discontinuo de tipo fisural. Las peridotitas no presentan superficies de afloramiento importantes, las arenas de alteración constituyen un reservorio acuífero limitado.

6.1.3.2 La cobertera carbonatada de la Llanura Costera del Caribe

Las calizas de la Fm Yanigua y de Los Haitises presentan numerosos huecos debido a la disolución kárstica y la alteración de sus constituyentes. Numerosas dolinas y cuevas aparecen en esta cobertera tabular. Las calizas tienen una porosidad muy grande lo que permite una importante reserva de agua subterránea con una muy 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. La fuente que da lugar al nacimiento del arroyo del Agua (88JM9460) es un buen ejemplo de la potencialidad acuífera entre el zócalo y la cobertera sedimentaria. Sin embargo, como todos los reservorios kársticos, este acuífero es muy vulnerable a la contaminación.

6.1.3.3 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.

En numerosos lugares a lo largo del valle de los ríos Chavón y Sanate, existen recubrimientos aluviales importantes (antiguas terrazas, zonas de inundación y cauces). Los aluviones son susceptibles de constituir buenos acuíferos, en relación hidráulica con los ríos.

6.2 RECURSOS MINERALES

6.2.1 Indicios minerales

Las características de algunos indicios descubiertos en el territorio de la Hoja Guaymate, durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 1.

Localidad	Coordenadas geográficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Simb.	Imp.	Litología	Formación - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Arroyo Gurapito	18.6472	-68.8044	520 577	2 061 607	Oxido de hierro	Fe	0	Rocas ferruginizadas y silicificadas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
Rio Sanate	18.5841	-68.8014	520 902	2 054 627	Pirita, oxido de Cu	Pyr, Cu	0	Brechas sedimentarias	Fm Las Guayabas - Cretacico sup

Tabla 1: Características de los indicios vistos en la Hoja Guaymate.

Se trata de indicios anecdóticos, de muy poca extensión pero existen!. El indicio de Arroyo Guarapito se corresponde a una zona alterada fuertemente silicificada y ferruginitizada. El indicio del río Sanate se corresponde con una impregnación pervasiva de sílice y pirita a lo largo de una red de diaclasas que afectan a un banco de brechas turbidíticas gruesas de la Fm Las Guayabas. Algunos óxidos de Cu son visibles. En los dos casos la fracturación es

preponderante, y las mineralizaciones se deben probablemente a cuerpos intrusivos cuyos afloramientos se localizan a poca distancia de los puntos mineralizados. La presencia de metales preciosos (Au, Ag) refuerza el interés por estas leves mineralizaciones.

Debido a numerosos afloramientos de rocas ultrabásicas serpentizadas, la probabilidad de indicios de níquel laterítico no es descartable en el territorio de la Hoja de Guaymate. En particular bajo los numerosos recubrimientos cuaternarios que enmascaran la casi totalidad de las peridotitas situadas en la base de la Loma Guaconejo, pero igualmente bajo la cobertera sedimentaria plio-pleistocena de las Fm Yanigua y Los Haitises de la región de Don Francisco.

6.2.2 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 pirita 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.

Un indicio de petróleo se descubrió en 2010 en el río Sanate (Figura 31), al Sur de El Guanito, a lo largo de la falla N-S afectando el flanco occidental verticalizado del anticlinal del dicho río. Los primeros análisis concluyeron en que era un hidrocarburo ligero, de buena calidad.

6.2.3 Canteras de materiales

La Tabla 2 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 32.



Figura 31: Localización aproximativa del indicio de petróleo descubierto en 2010.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Loma Guaconejo	1	18.6596	-68.8406	516 763	2 062 981	Anidos de machaqueo	Intermitente	2	Calizas	Fm Bejucal - Eoceno
Loma Guaconejo	2	18.6674	-68.8500	515 775	2 063 840	Anidos de machaqueo	Activa	2	Calizas	Fm Bejucal - Eoceno
Cruce de Jovina	3	18.6438	-68.8471	516 080	2 061 228	Anidos de machaqueo	Intermitente	1	Lutitas y areniscas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
Bejucal	4	18.6616	-68.9094	509 512	2 063 195	Anidos de machaqueo	Inactiva	1	Serpentinitas	Eruptivos
Bejucal	5	18.6630	-68.9090	509 547	2 063 352	Anidos de machaqueo	Intermitente	1	Areniscas y silfitas	Fm Rio Chavon - Cretacico sup
Rio Chavon	6	18.5696	-68.8669	513 995	2 053 013	Anidos naturales	Inactiva	1	Cantos, gravas y arenas	Aluviones - Cuaternario
Santana	7	18.6382	-68.7512	526 200	2 060 619	Anidos de machaqueo	Intermitente	0	Lutitas y areniscas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
Los Mangos	8	18.6539	-68.7736	523 829	2 062 349	Anidos naturales	Inactiva	0	Cantos, gravas y arenas	Coluviones - Cuaternario
Rio Chavon	9	18.5670	-68.8619	514 521	2 052 724	Anidos naturales	Inactiva	0	Cantos, gravas y arenas	Aluviones - Cuaternario
Chavon Abajo	10	18.5721	-68.8471	516 091	2 053 298	Anidos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas bioclasticas	Fm Los Haitises - Plioceno-Pleistoceno
Los Montes	11	18.5827	-68.8455	516 251	2 054 469	Anidos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas bioclasticas	Fm Los Haitises - Plioceno-Pleistoceno
Batey Siete Puertas	12	18.5300	-68.7968	521 395	2 048 639	Anidos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas bioclasticas	Fm Los Haitises - Plioceno-Pleistoceno

Tabla 2: Características de las canteras de la Hoja Guaymate. Los números permiten su correlación con la Figura 32.

Para caracterizar la importancia, se definieron tres clases, de forma más o menos subjetiva:

- « 0 », importancia nula;
- « 1 », cantera de mediana importancia, donde la explotación es intermitente;

- « 2 », cantera más importante, donde la explotación requiere de maquinaria pesada de obra y, algunas veces, de explosivos.

Las principales explotaciones están localizadas en la vertiente SO de la Loma Guaconejo, cerca de la ciudad de La Enea. Están interesados especialmente en las calizas para-arrecifales masivas de la Fm Bejucal, y en menor medida en las peridotitas serpentinizadas sub-yacentes. La cantera más importante pertenece al Grupo Elsamex. El material es extraído con explosivos, machacado y clasificado, y sirve de base a la elaboración de los revestimientos de carreteras, los hormigones y morteros.

Las gravas aluviales del río Chavón fueron explotadas cerca de Chavón Abajo, pero las nuevas limitaciones ambientales prohíben actualmente este tipo de explotación.

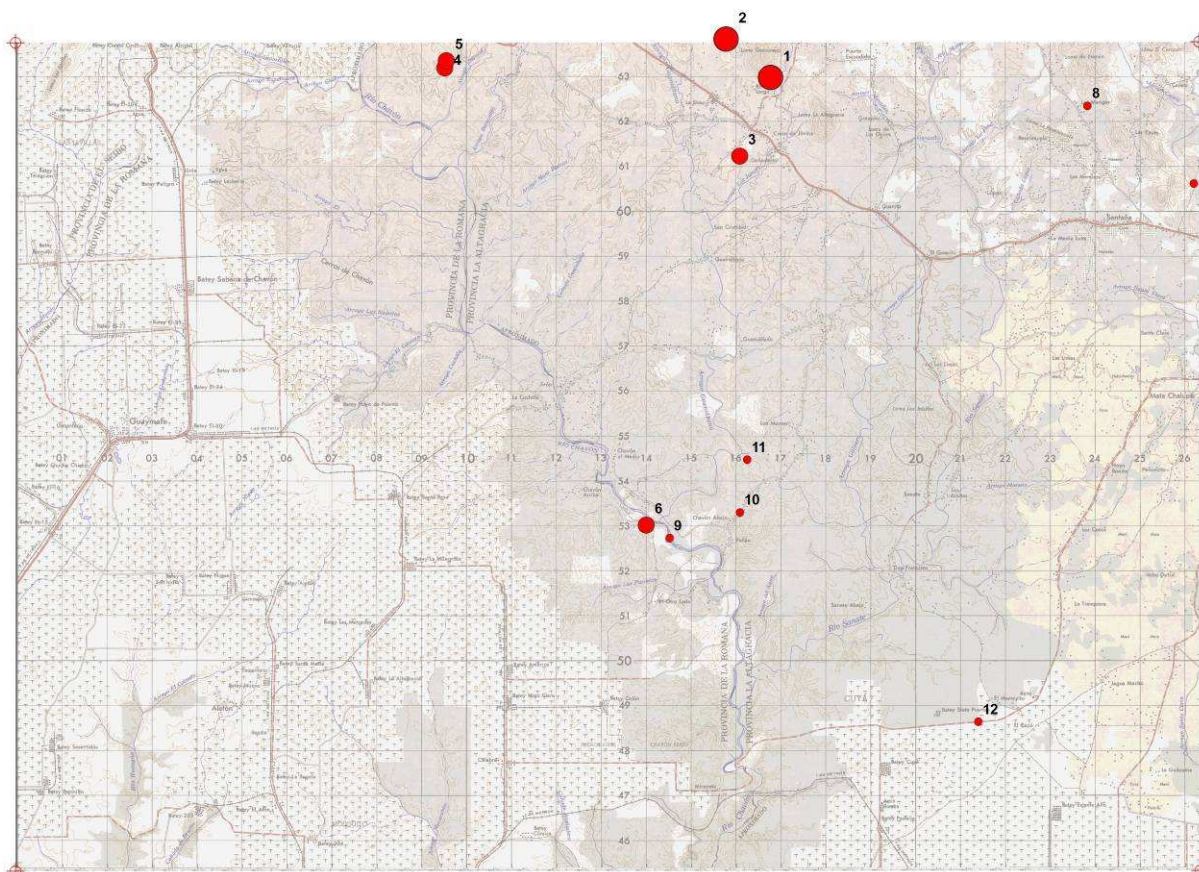


Figura 32: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja Guaymate. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.

7 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1 L.I.G. N° 1: SALTO DEL RÍO SANATE, SILL DE GABRO PIROXÉNICO DE TEXTURA BANDEADA, TIPO CUMULADO

7.1.1 Croquis de situación

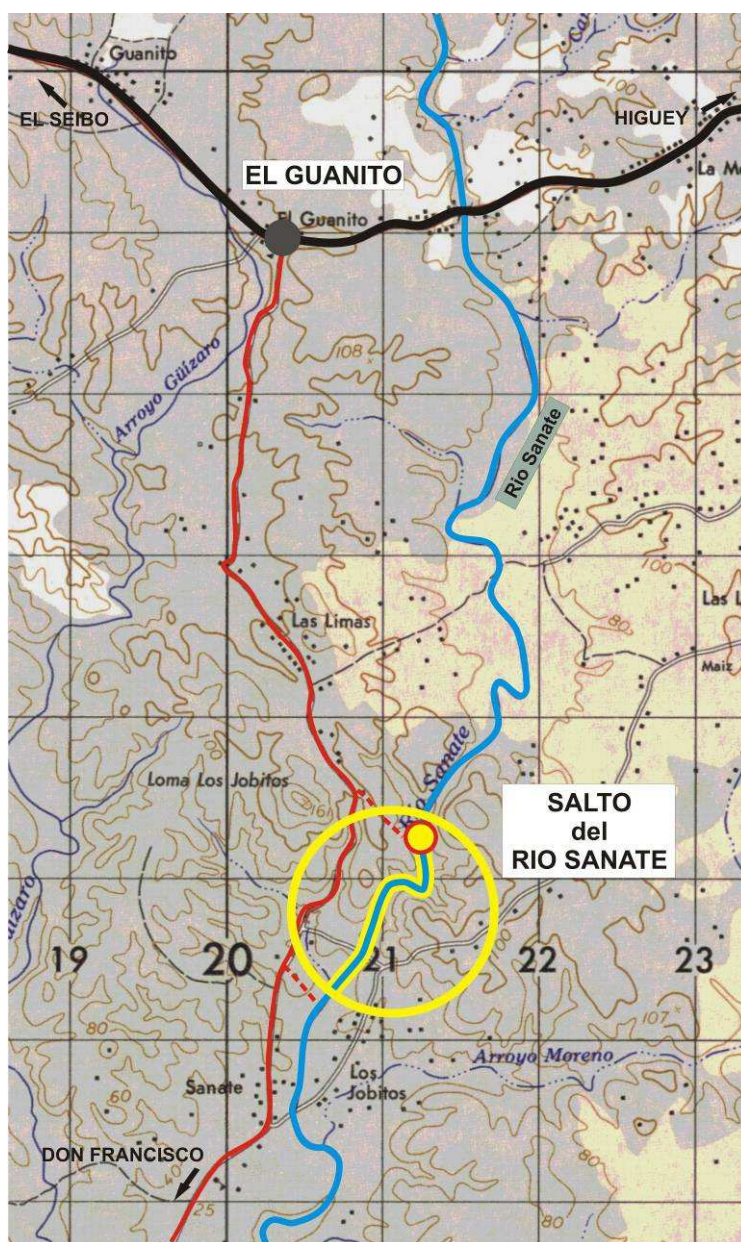


Figura 33: Croquis de situación del LIG 1. Salto del río Sanate, sill de gabro piroxénico de textura bandeada, tipo cumulado.

7.1.2 Contenido - Motivación

Entre El Guanito y Don Francisco, el río Sanate ha creado una profunda garganta, al mismo tiempo sobre las turbiditas brechoides del Mb Hato Mayor de la Fm Las Guayabas, pero también en un potente sill de gabro piroxenítico de textura bandeada emplazado en las formaciones del Cretácico Superior. La zona es excepcional ya que la dureza y competencia de las litofacies ha generado una sucesión de rápidos de más de 1 km de longitud a lo largo del río. Esta zona de rápidos está dominada por paredes escarpadas que se elevan cerca de 50 m para crear un paisaje particularmente impresionante. La zona es atractiva por varias razones:

- Desde el punto de vista geológico, por su impresionante naturaleza, la diversidad y la ligera alteración de las litofacies expuestas;
- Desde un punto de vista turístico, el paisaje es espectacular y poco común para esta región de la República Dominicana; los aficionados podrían aquí tener un lugar para practicar el rafting;
- desde el punto de vista económico, existe la posibilidad de la construcción de una presa o central hidroeléctrica en el futuro.

El principal atractivo geológico es la presencia de un magnífico sill de gabro de grano grueso (< 2 mm de diámetro, < 8 mm), de textura cumulado bandeado, definida tanto por una alternancia de niveles ricos modalmente en ferromagnesianos y plagioclasa, como por la elongación del agregado mineral. Del mismo modo, a lo largo del río, las turbiditas del Mb Hato Mayor ofrecen magníficos afloramientos de brechas gruesas de tipo "debris flow".

7.1.3 Acceso

El acceso es fácil. A partir de la carretera Higüey-El Seibo, en el cruce del Guanito, tomar la pista que parte al Sur en dirección de Don Francisco. A partir de los primeros caminos descendentes, en el borde de la Loma Los Jobitos (antena telefónica en la cima), aparcar el vehículo cerca del establecimiento de la disco-terrazza de María Paola. Un camino peatonal permite llegar al borde de la ribera, al nivel de los afloramientos de gabro acumulado.

Del mismo modo existe la posibilidad de remontar el curso del río a partir de una senda situada más al Sur. Este corte es más complicado, y es recomendable su realización en periodo estival. Permite observar “en continuo”, cerca de 1000 m, de magníficas facies de la Fm Las Guayabas, la zona de contacto de las facies de gabros bandeados.

7.2 L.I.G. N°2: LITOFACIES TÍPICAS DE LA FM RÍO CHAVÓN

7.2.1 Croquis de situación

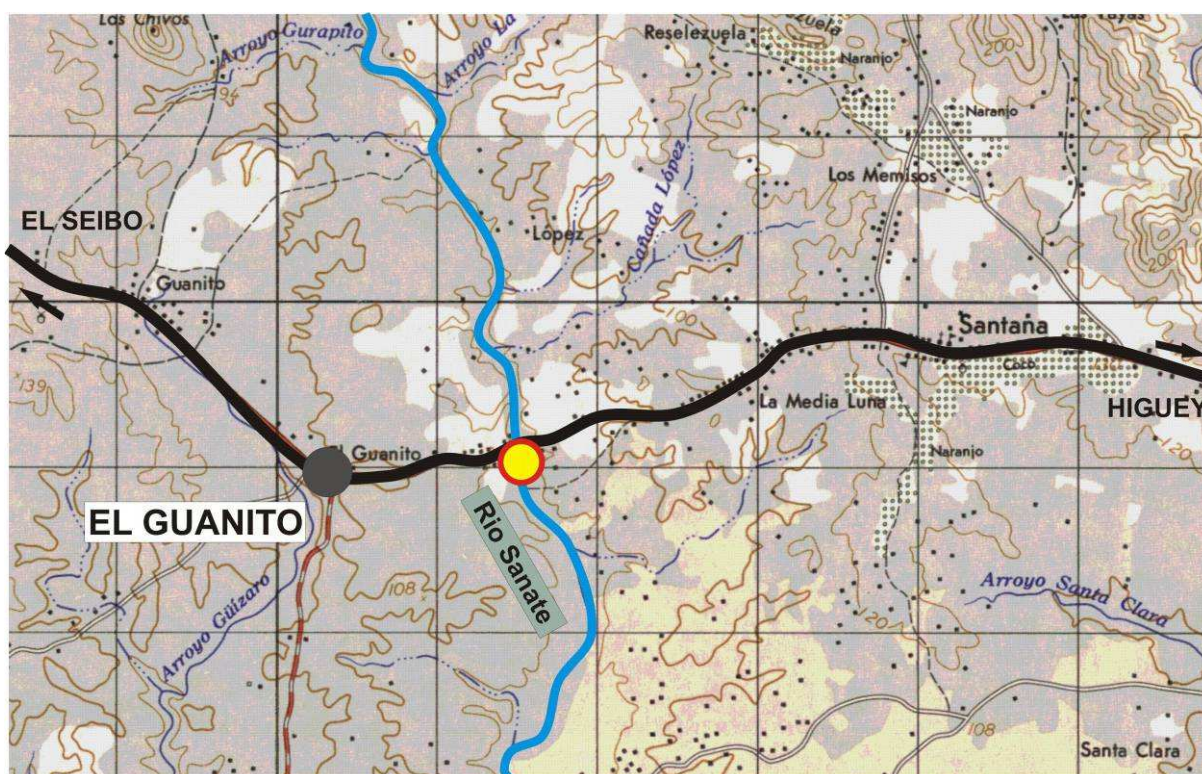


Figura 34: Croquis de situación del LIG 2. Litofacies típicas de la Fm Río Chavón en el balneario de Guanito.

7.2.2 Contenido- Motivación

Los afloramientos del puente del río Sanate, en El Guanito, son un buen ejemplo de litofacies características de la Fm Río Chavón. Además varias microestructuras tectónicas interesarán a los especialistas. Permiten precisar el paso general de los pliegues que afectan el Cretácico Superior de esta región.

7.2.3 Acceso

Debido a la intensa alteración meteórica, es común no tener buenos afloramientos. Cuando existen, su acceso es a menudo difícil y requiere de larga marcha de aproximación. Los afloramientos localizados bajo el puente que atraviesa el río Sanate en El Guanito son de muy fácil acceso, justo en el borde de la carretera Higüey-El Seibo.

7.2.4 Observaciones y comentarios

Las turbiditas silto-carbonatadas de la Fm Río Chavón están constituidos por areniscas finas carbonatadas, micritas limolíticas y pelitas más o menos fósiles. Las capas individuales están constituidas o completamente por una u otra litología, o por superposición organizada en secuencias granoclasificadas de potencia cm a dm. Las areniscas muestran una pátina marrón negruzca mientras que las calizas poseen una característica pátina gris claro.

Sobre este afloramiento han sido descritos también micropliegues de arrastre. El sector se corresponde a una zona de charnela de un anticlinal disimétrico, con un flanco oriental sub-tabular y un flanco occidental verticalizado y fallado.

7.3 L.I.G. N°3: DEPÓSITOS CAÓTICOS DE LA FM LOMA DE ANGLADA

7.3.1 Croquis de situación



Figura 35: Croquis de situación del LIG 3. Depósitos caóticos de la Fm Loma de Anglada a la confluencia de los ríos Mana y Sanate.

7.3.2 Contenido- Motivación

En el límite de las Hojas de Rincón Chavón y Guaymate, los ríos Sanate y Mana dan acceso a buenos afloramientos de la parte superior del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental.

Son atribuidos a la Fm de Calizas de Loma de Anglada, de edad Maastrichtiano. En la confluencia entre los dos ríos (punto 1), se observa un conjunto sedimentario caótico formado por la asociación de bancos dm a m de brechas turbidíticas muy gruesas con fragmentos de bloques calcáreos, separados por bancos dm de sedimentos pelíticos hemipelágicos. Con la visita a este sector se puede observar, un poco más arriba del río Mana, magníficas bioconstrucciones de rudistas (punto 2) descubiertas y descritas por J. García-Senz (2004). Es el único afloramiento conocido en la República Dominicana de rudistas de la última biozona del Cretácico Superior antes de la extinción del límite Cretácico/Terciario. Finalmente un desvío por la cima de la Loma La Resezueta (punto 3) pondrá final a la excursión. Se trata de una capa bien estratificada de calizas biodetríticas, de potencia decamétrica a hectométrica, con una extensión de varios km que cubre la cima de La Loma. Se corresponde probablemente con un mega-olistolito, debido al desmantelamiento de una plataforma arrecifal carbonatada con rudistas, y resedimentada en un medio más distal en el Maastrichtiano.

7.3.3 Acceso

Punto 1: A partir de la carretera de Higüey-El Seibo, a la altura del Cruce de Guanito, tomar la pista que lleva al Norte en dirección de Puerto Escondido. Un poco antes del pueblo, un camino permite alcanzar la ribera del río Sanate. Los mejores afloramientos de “debris flow” están localizados a la altura de la confluencia entre los ríos Sanate y Mana, y durante unos 500 m más a lo largo del río Sanate.

Punto 2: se puede acceder remontando el río Mana aproximadamente 1 km desde el punto 1. La otra posibilidad es retomar la carretera Higüey-El Seibo, y a la altura del pueblo de Santana girar al Norte en dirección de Azafrán. Poco antes de la ciudad, la pista alcanza un arroyo. Descender por el mismo hasta la confluencia con el río Mana. Los afloramientos calcáreos con rudistas están localizados algunos cientos de metros tras de la confluencia.

Punto 3: las calizas en la cima de la Loma La Resezueta son visibles desde la pista Santana-Azafrán. Basta con subir por los naranjales de la ladera Norte de la Loma para acceder a la cima.

7.3.4 Observaciones y comentarios

La organización general de las diferentes facies recuerda aquella de las mega-turbiditas carbonatadas descritas por P Labaume *et al* (1983), en la cuenca turbidítica del Eoceno en los Pirineos. Pero se trata de una hipótesis que convendría completar con estudios sedimentológicos y estructurales mucho más detallados.

Las brechas de la confluencia de los ríos Sanate y Mana son típicamente de debris flows. Están constituidas por clastos de dimensión cm a dm, los clastos se corresponden con fragmentos de litología bastante homogénea, esencialmente de calizas biodetríticas y de limolitas carbonatadas. La forma de los clastos varía desde sub-esférica a tabular, con los bordes generalmente redondeados, raramente angulosos. La matriz está constituida por una mezcla de micrita y de pelita azulada, más o menos limosa. El examen microscópico (muestra 88JM9488) precisa la naturaleza y el origen de estos clastos: se trata sobre todo de calizas bioclásticas ricas en debris de rudistas y de grandes foraminíferos bentónicos (*Sulcoperculina obesa* de CIZANCOURT, *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS) y *Vaughanina cubensis* PALMER). El depósito se corresponde con una brecha alterando diversos sedimentos de plataforma de edad Campaniano superior a Maastrichtiano.

Los rudistas de las calizas arrecifales del río Mana fueron descritos con ocasión de la *17th Caribbean Geological Conference* de Puerto Rico de 2005 (Pons J.M. *et al*, 2005), pero también en el *Seventh International Congress on Rudists* d'Austin (Pons J.M. *et al*, 2005). Son rudistas de la última biozona del Cretácico Superior antes de la extinción del límite Cretácico/Terciario.

Las calcarenitas de la cima de la Loma La Resezuela son comparables con los clastos carbonatados de las brechas descritas anteriormente. Están constituidos por fragmentos de rudistas, equínidos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (*Sulcoperculina* sp.). Se corresponden con un debris por desmantelamiento de una plataforma arrecifal carbonatada con rudistas del Campaniano-Maastrichtiano (muestra 88JM9065).

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27		Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
88JM9033	18.65370	-68.77318	523 874	2 062 332	88JM9264	18.64045	-68.91567	508 847	2 060 852
88JM9040	18.62442	-68.79558	521 515	2 059 089	88JM9266	18.64653	-68.91315	509 113	2 061 525
88JM9043	18.64482	-68.81349	519 623	2 061 344	88JM9267	18.64737	-68.91222	509 210	2 061 619
88JM9047	18.64718	-68.80444	520 577	2 061 607	88JM9282	18.66455	-68.91224	509 207	2 063 520
88JM9050	18.64621	-68.81623	519 334	2 061 498	88JM9288	18.66349	-68.95491	504 708	2 063 400
88JM9058	18.65917	-68.84039	516 785	2 062 929	88JM9292	18.65325	-68.99428	500 555	2 062 267
88JM9059	18.65964	-68.84060	516 763	2 062 981	88JM9324	18.63089	-68.90258	510 228	2 059 796
88JM9060	18.66033	-68.84039	516 785	2 063 058	88JM9345	18.60727	-68.88804	511 764	2 057 183
88JM9065	18.64691	-68.77810	523 356	2 061 580	88JM9381	18.59082	-68.85259	515 505	2 055 365
88JM9072	18.65191	-68.78453	522 676	2 062 132	88JM9382	18.58780	-68.84896	515 887	2 055 031
88JM9095	18.66210	-68.80514	520 502	2 063 257	88JM9389	18.57522	-68.85359	515 400	2 053 640
88JM9097	18.66475	-68.80697	520 308	2 063 549	88JM9392	18.57771	-68.85239	515 526	2 053 915
88JM9131	18.58247	-68.80640	520 379	2 054 446	88JM9394	18.58227	-68.85232	515 534	2 054 419
88JM9134	18.58410	-68.80144	520 902	2 054 627	88JM9395	18.58334	-68.85261	515 503	2 054 538
88JM9137	18.58852	-68.79802	521 262	2 055 117	88JM9442	18.54846	-68.82874	518 025	2 050 681
88JM9138	18.58943	-68.79792	521 272	2 055 217	88JM9460	18.55236	-68.84176	516 651	2 051 112
88JM9161	18.60552	-68.81545	519 422	2 056 996	88JM9463	18.54783	-68.84261	516 562	2 050 610
88JM9166	18.60139	-68.82124	518 810	2 056 538	88JM9467	18.55355	-68.84680	516 119	2 051 242
88JM9186	18.66741	-68.84996	515 775	2 063 840	88JM9475	18.66720	-68.78618	522 501	2 063 823
88JM9208	18.65495	-68.89805	510 704	2 062 458	88JM9488	18.66239	-68.80489	520 529	2 063 289
88JM9250	18.65331	-68.87164	513 489	2 062 278					

Tabla 3: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).

8 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: precesses 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 magnatiques 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 créacées 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 créacé 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)^o: 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. Recopilacion de la informacion 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 concession 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 investigacion geologica de la Cordillera Oriental, sector El Rancho. 9a Conferencia Geologica 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 (DENGO, 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 Igneus 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 Igneus 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): Investigacion geologica preliminar del sector Miches, Cordillera Oriental, República Dominicana. 9a Conferencia Geologica 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. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Higuey (6471-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.

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 émerasive 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 Tíreo 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 Barbuíto 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), nº2-3, p.81-122.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petrotectonic 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): Evaluacion tecnico-comercial del yacimiento de feldespato de la concession de explotacion 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)*. Ministere 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 Titanosarcolithes 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. (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 Nagle, 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: ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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 Borntröger, 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.