



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

BARRANCÓN

(5975-I)

Santo Domingo, R.D. Enero 2007-Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forman 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 soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME- BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (INYPSA)
- Dr. Juan Carlos Braga - Fms. Arrecifales del Neógeno y Cuaternario - (Universidad de Granada)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso Zarza (Universidad Complutense de Madrid)
- M. J. Fernández (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luís García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. Janet Gabites (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

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 proyecto SYSMIN

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

- Dr. 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. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de 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
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- 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 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional, sector Occidental
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

RESUMEN

La Hoja de Barrancon se localiza en el extremo noroccidental de la Cordillera Septentrional, en el noroeste de la República Dominicana. Está limitada hacia el norte por el Océano Atlántico y al sur por los relieves más importantes de esta cordillera.

Los materiales precuaternarios que afloran en la hoja pertenecen al dominio del Bloque de Puerto Plata de la Cordillera Septentrional. En él están representadas las unidades neógenas más recientes que forman esta cadena, cubiertas por una cobertera de naturaleza continental y marina de edad cuaternaria bien desarrollada.

En la mitad suroeste de la Hoja se encuentran los materiales más antiguos, de edad Mioceno, constituidos por los depósitos de naturaleza fluvio-deltaica de la Unidad La Jaiba. Esta unidad representa el relleno de cuencas formadas bajo un régimen transtensivo, alimentadas desde los relieves formados como consecuencia de una importante reactivación tectónica que tiene lugar en la cordillera durante esta etapa. Al mismo tiempo, y como consecuencia de esta misma tectónica de desgarres producto de la convergencia oblicua entre las placas norteamericana y caribeña, se produce la migración lateral hacia el Oeste de las últimas cuencas turbidíticas, representadas por la Und Gran Manglé.

En el resto de la Hoja la Fm Villa Trina constituyen la unidad neógena más moderna de la Cordillera Septentrional. Su depósito, durante el Mioceno superior y Plioceno, se asocia a una importante transgresión eustática que produce la sedimentación de materiales marinos sobre prácticamente toda la cadena. Finalmente, en el Plioceno superior y Pleistoceno, se produce la elevación final de la Cordillera Septentrional que continua hasta la actualidad.

A partir del Pleistoceno medio tiene lugar el depósito de materiales costeros y arrecifales que se engloban dentro de la Fm La Isabela, bien representada en toda de la Hoja. Durante el resto del Cuaternario, y a la vez que la orla de sedimentación marina y costera migraba hacia el Norte, se produce la instalación de los sistemas fluviales y de las formaciones superficiales continentales y costeras que en la actualidad cubren las zonas topográficamente más bajas.

La estructura geológica de mayor importancia dentro de la Hoja es el límite septentrional de la Zona de Falla de Camú, que se introduce en la Hoja de Barrancón por el suroeste desde la Hoja del Mamey. Su expresión sobre el terreno es poco evidente, debido a que se atenúa hacia la costa en los materiales cuaternarios. La tectónica de la Hoja se caracteriza por la aparición de una red de fallas de desgarre, de pequeño desplazamiento, relacionadas con movimientos senestrales. Diversas características, tales como el escalonamiento de sistemas arrecifales o cambio de curso capturas de cursos fluviales, denotan la existencia actividad tectónica en tiempos recientes.

ABSTRACT

The Barrancon sheet is located in the northwest area of the Cordillera Septentrional, northwest of the Dominican Republic. The map is bound on the north by the Atlantic Ocean and toward the south by the most important reliefs of the Cordillera.

The pre-Quaternary materials that outcrop in this sheet belong to the Bloque de Puerto Plata Domain of the Cordillera Septentrional, where the most recent Neogene units that make up this range are represented and appear covered by Quaternary, well developed continental and marine type materials.

The oldest materials (Miocene) outcrop in the southwest half of the sheet and comprise fluvial-deltaic deposits of the La Jaiba Unit. This Unit represents the filling of the basins under a transtensive regime, with the materials feeding from the topographical reliefs that had formed as a consequence of an important tectonic reactivation taking place in the Cordillera during this phase. With respect to strike-slip tectonics generated by the oblique convergence between the North American and Caribbean plates, lateral migration of the last turbiditic basins to the west can be identified in the Und Gran Manglé.

The Villa Trina Fm is the most modern Neogene unit of the Cordillera Septentrional covering the remaining part of the Sheet. Sedimentation during the upper Miocene and Pliocene is related to an important eustatic marine transgression that triggered the deposition of marine materials over the complete range. The last uplift of the Cordillera Septentrional took place during the upper Pliocene and Pleistocene, an event that remains active until today.

Coastal and reef materials belonging to La Isabela Fm were deposited since the Middle Pleistocene and can be identified all over the Sheet. Coevally with the northward migration of marine and coastal sedimentation, fluvial systems and continental and superficial coastal formations are deposited covering topographic lows during the remainder of the Quaternary Period.

The main geological structure in the Sheet is the northern boundary of the Camú Fault Zone that crosses over from the Mamey Sheet and runs through the Barrancón Sheet. Topographic evidence of the fault trace is not clear as effects thereof are reduced toward the coastal areas in the Quaternary materials. The tectonic in the Sheet is characterized by a strike-slip fault system with minor displacement related to sinistral movements. Many characteristics such as staircase reefs, changes in river courses or stream captures are related to recent tectonic activity.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	4
1.3. Marco Geológico	7
<u>1.3.1. Geología de La Española.</u>	<u>7</u>
<u>1.3.2. Macro unidades geológicas.</u>	<u>9</u>
<u>1.3.3. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>16</u>
<u>1.3.4. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>17</u>
1.4. Antecedentes.....	18
2. ESTRATIGRAFIA.....	24
2.1. Terciario	30
<u>2.1.1. Mioceno y Plioceno.....</u>	<u>31</u>
2.1.1.1. Unidad La Jaiba (1). Conglomerados y arenas negras. Mioceno inferior - medio. N_1^{1-2}	31
2.1.1.2. Unidad Gran Manglé (2). Sucesión rítmica de margas y areniscas con niveles de calizas arenosas. Mioceno medio-superior. N_1^{1-3}	34
2.1.1.3. Formación Villa Trina (3). Margas masivas con foraminíferos planctónicos. Mioceno superior-Plioceno inferior. $N_1^3 - N_2^1$	35
2.2. Cuaternario	38
<u>2.2.1. Pleistoceno.</u>	<u>38</u>
2.2.1.1. Formación La Isabela. Limos biocásticos, margas, arenas y conglomerados (4). Calizas arrecifales, calcarenitas y calciruditas bioclásticas (5). Pleistoceno-Holoceno. Q_{2-4}	38
2.2.1.2. Terrazas altas (6). Arenas, gravas y conglomerados. Pleistoceno. Q_{1-3}	45
<u>2.2.2. Holoceno.....</u>	<u>46</u>

2.2.2.1. Terrazas bajas (7). Conglomerados. Holoceno. Q ₄	46
2.2.2.2. Coluvión (8). Cantos, arenas y arcillas. Holoceno. Q ₄	47
2.2.2.3. Deslizamientos (9). Margas y bloques de calizas. Holoceno. Q ₄	47
2.2.2.4. Abanicos aluviales (10). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno. Q ₄	47
2.2.2.5. Llanura de Inundación. Fangos, arenas, gravas y cantos; (a) Meandros abandonados Holoceno. Q ₄	48
2.2.2.6. Fondo de valle: Arenas, gravas y cantos (12). Holoceno. Q ₄	49
2.2.2.7. Lagunas colmatadas. Lutitas y arenas bioclásticas (13). Holoceno. Q ₄	49
2.2.2.8. Áreas pantanosas. Lutitas ricas en materia orgánica (14). Holoceno. Q ₄	50
2.2.2.9. Manglar. Limos y arcillas con abundante vegetación (15). Holoceno. Q ₄	50
2.2.2.10. Playas. Arenas (16). Holoceno. Q ₄	51
2.2.2.11. Arrecifes (17). Calizas con corales en posición de vida. Holoceno. Q ₄	51
3. TECTÓNICA.....	52
3.1 Introducción.	52
3.2. Contexto Geodinámico y estructura regional Cordillera Septentrional	54
3.3. La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional.....	58
3.4. Principales discordancias y edad de la deformación.....	61
3.5. Estructura de la Hoja de Barrancón	65
3.6. Tectónica activa	67
4. GEOMORFOLOGÍA	70
4.1. Análisis geomorfológico	70
4.1.1. Estudio morfoestructural	71
4.1.2. Estudio del modelado	71
4.1.2.1. Fluvial y escorrentía superficial.....	71
4.1.2.2. Formas gravitacionales.....	72

4.1.2.3. Lacustres endorreicas y pantanosas	73
4.1.2.4. Litorales	73
4.1.2.5. Formas poligénicas o de difícil adscripción	74
4.2. Evolución e historia geomorfológica	74
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	76
5.1. Introucción.....	76
5.2. Historia Geológica en la Hoja de Barrancón	79
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	81
6.1. Hidrogeología.....	81
<u>6.1.1. Climatología e hidrología</u>	<u>81</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>82</u>
6.2. Recursos minerales	83
<u>6.2.1. Descripción de las sustancias.....</u>	<u>83</u>
<u>6.2.2. Potencial minero</u>	<u>85</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	86
7.1. Introducción.	86
7.2. Relación de los L.I.G.....	86
7.3. Descripción de los Lugares	87
<u>7.3.1. L.I.G. N° 1. Las facies arrecifales cuaternarias de la Fm La Isabela en Las Paredes.....</u>	<u>87</u>
<u>7.3.2. L.I.G. N° 2. La llanura de inundación del Río Bajabonico</u>	<u>88</u>
<u>7.3.3. L.I.G. N° 3. Los arrecifes colgados de la Fm La Isabela.....</u>	<u>89</u>
<u>7.3.4. L.I.G. N° 4. Las Facies turbidíticas de la Fm Gran Manglé en Punta Rucia</u>	<u>90</u>
8. BIBLIOGRAFÍA.....	91

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

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 del siglo pasado, 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, en concepto de donación. En este contexto, 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 del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Figura 1.1):

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)
- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)
- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)

- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

- La Granchorra (La Granchorra, 6470-I; y Mano Juan, 6470-II)
- Santo Domingo (Guerra, 6271-I; Boca Chica, 6271-II; Santo Domingo, 6271-III; y Villa Mella, 6271-IV)
- San Pedro de Macorís (Ramón Santana, 6371-I; Boca del Soco, 6371-II; San Pedro de Macorís, 6371-III; y Los Llanos, 6371-IV)
- La Romana (Higüey, 6471-I; San Rafael del Yuma, 6471-II; La Romana, 6471-III; y Guaymate, 6471-IV)
- Juanillo (Juanillo, 6571-III; y Pantanal, 6571-IV)
- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

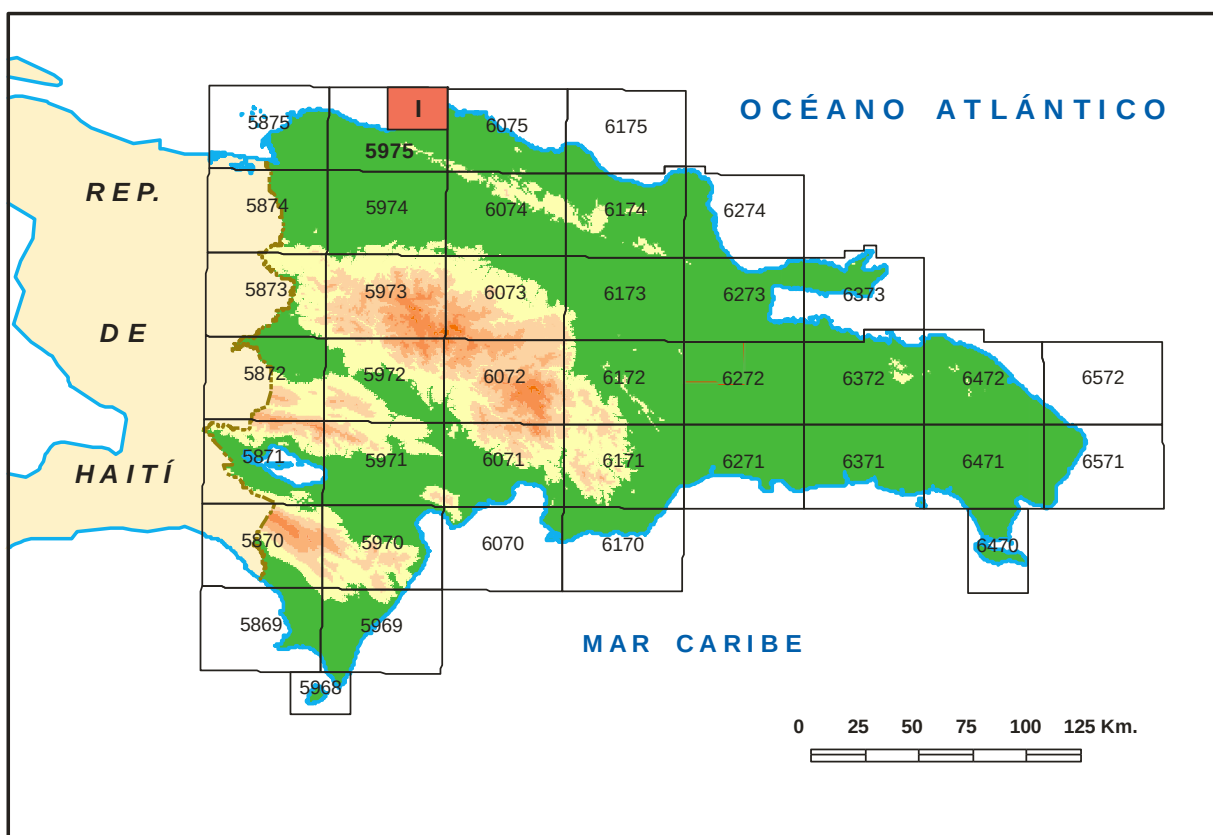


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Barrancón (5975-I)

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

- Isla Beata (Isla Beata, 5868-I)
- Cabo Rojo (Cabo Rojo, 5869-I; y Punta Ceminche, 5869-II)
- Enriquillo (Enriquillo, 5969-I; Oviedo, 5969-III, y Arroyo Dulce, 5969-IV)
- Pedernales (Puerto Escondido, 5870-I; y Pedernales, 5870-II)
- Barahona (La Ciénaga, 5970-II; y Polo, 5970-III)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a las contiguas.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Barrancón se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la Republica Dominicana.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (La Isabela, 5969).

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 Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de Barrancón (5975-I) se localiza dentro de la provincia de Puerto Plata, que es junto a la de Montecristi la más septentrional de las provincias de la República Dominicana. A pesar de su pequeña extensión incluye 2 distritos municipales, que de oeste a este, son Villa Isabela y Luperón, ocupando la primera aproximadamente dos terceras partes de la Hoja.

Barrancón está ubicado en el Noroeste de la República Dominicana (Figura 1.1), a unos 200 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 240 Km por carretera. La vía de acceso más cómoda en vehículo es de Santo Domingo a Santiago (150 Km) por la autopista Duarte (2h) y de Santiago a Navarrete (30 km). Para llegar al sector central y occidental de la hoja la mejor opción es continuar por la Carretera Duarte, en este caso vía única con doble sentido hasta el Cruce de Guayacanes (50 Km). Desde del Cruce de Guayacanes a Villa Isabela, siguiendo la carretera hacia el norte, hay unos 30 Km de carretera asfaltada en buenas condiciones.

Una vez en este punto la carretera no están asfaltadas y las condiciones para el tránsito se hacen mucho peores, especialmente en épocas de lluvias (de mayo a septiembre) cuando suelen encontrarse muy dañadas y son cruzadas por numerosos arroyos y caños. Aproximadamente a la altura del paraje de la Laguna Grande, situado a 2 km de Villa Isabela, se entra en la Hoja. Este camino constituye la única vía de importancia que atraviesa la Hoja desde su centro hasta su límite occidental, donde se encuentra la pequeña aldea de pescadores de Punta Rucia. Desde el pueblo de Villa Isabela existe otra posibilidad para entrar en la Hoja que consiste en tomar el desvío hacia el noreste que se sitúa al final de este pueblo. Este camino, también en mal estado y generalmente inundado en época de lluvias, atraviesa mediante un pequeño puente el Río Unijica y permite alcanzar la rivera derecha del Río Bajabonico cerca de su desembocadura, en el Océano Atlántico.

Para llegar al sector oriental de la Hoja es necesario tomar la desviación hacia Puerto Plata, al principio del pueblo de Navarrete, hasta la ciudad de Imbert (25 km) por la Carretera Nacional N°5. Una vez en este punto debe tomarse un nuevo desvío hacia el pueblo de Luperón (25 km) y continuar unos 5 km más hacia el oeste para entrar en la Hoja de Barrancón por la aldea de La Culebra. La localidad más importante de la Hoja, La Isabela, se alcanza continuando esta carretera, que inicialmente bordea la costa por el Norte hasta llegar al mar. Hacia el Sur la carretera deja de estar asfaltada y desciende hasta la llanura de inundación del Río Bajabonico y badea su rivera izquierda, pasa por el pueblo que da

nombre a la Hoja (Barrancón) y llega hasta Novillero, en el límite este de la Hoja de Barrancón con la de Puerto Plata. Aquí el camino se bifurca en otros tantos, muy precarios, que terminan en diferentes localidades contiguas a la carretera Nacional N°30 Imbert-Luperón.

Por último, existen algunos otros caminos y pistas por toda la Hoja aunque de pequeña longitud y de difícil tránsito si no es a pie. Los más importantes son los pequeños caminos que atraviesan el paraje conocido como Las Paredes, las diferentes pistas que surcan la llanura de inundación del Río Bajabonico, la senda que llega hasta el Santuario de Mamíferos Marinos de Estero Hondo o el pequeño sendero, muy cerrado por la vegetación, que comunica la carretera de Estero Hondo-Punta Rucia con el cuartel militar de esta misma aldea.

Es importante destacar que, tal y como se ha explicado, la Hoja se encuentra dividida en dos zonas por el Río Bajabonico sobre el que no existe puente alguno que permita cruzarlo. Con un vehículo adecuado, que posea tracción a las cuatro ruedas, es posible atravesarlo en un punto situado a unos 3 km al sureste de La Isabela, cerca de la aldea de La Landra, pero esta práctica es imposible cuando el río baja crecido durante el final de la primavera y durante todo el verano. Esta circunstancia dificulta mucho circular por toda la extensión de la Hoja sin perder mucho tiempo ya que, para abarcarla por completo desde el pueblo de La Isabela, es obligado dar un rodeo de más de 90 km por el cruce de Guanánico, localizado en la carretera Navarrete-Imbert, para alcanzar El Mamey y, desde ahí, la Hoja de Barrancón.

Desde el punto de vista fisiográfico, la totalidad de la Hoja se sitúa sobre la Cordillera Septentrional. Es atravesada en dirección ONO-ESE por las estribaciones occidentales de la Cordillera Septentrional sin llegar a alcanzar sus sierras una gran altitud. La distribución de relieves es bastante heterogénea. Los puntos más altos se sitúan en su límite oriental, donde se alcanza altitudes máximas de 314 m, en Loma La Culebra, y de 284 m, en Loma La Jagüita. Hacia el oeste los relieves de mayor importancia, muchos más bajos, los constituyen los pequeños cerros y lomas aislados en el paisaje, con inclinaciones moderadas hacia mar y alturas que disminuyen progresivamente y de forma escalonada en esta misma dirección. Entre ellos destacan Cerro Los Pilonos (162 m), Cerro El Pato (143 m) y Loma Agua de la Cana (111 m).

En el extremo occidental, cerca de la aldea de Punta Rucia, estas elevaciones no sobrepasan los 50 m de cota, configurando pequeñas mesas y cuestas coronadas por planchas de calizas arrecifales. El caso más representativo de este tipo de relieve es el

Cerro Burén (43 m), en la Playa de la Ensenada. En general la orientación general de todos los cerros y lomas es paralela a la línea de costa actual, ya que se encuentran formados por sistemas arrecifales cuaternarios que se desarrollaron en un contexto geográfico muy similar que existe en la actualidad. Son muy frecuentes los deslizamientos y caídas de bloques sobre las laderas meridionales en estas formas del paisaje, muy escarpadas y formadas por materiales de naturaleza menos competente.

Dentro de la Hoja de Barrancón resalta el desarrollo de una importante orla litoral formada por playas, manglares, lagunas costeras colmatadas y sistemas arrecifales que llegan a aflorar sobre el nivel del mar en algunos momentos del año durante la bajamar en mareas vivas equinocciales. Es destacable el complejo sistema de humedales, de importante valor ecológico, que constituye el Santuario de Mamíferos Marinos de Estero Hondo.

El río más importante es el Bajabonico que discurre con una dirección SE-NO y atraviesa una gran llanura de inundación que experimenta muy frecuentemente desbordamientos. Desemboca en la denominada Bahía de la Isabela, en el Océano Atlántico. El siguiente río en importancia en la zona es el Unijica, que presenta una orientación paralela al Bajabonico y confluye con este muy próximo a su embocadura. La Hoja, además, se encuentra surcada por numerosos arroyos, caños y pequeños ríos de orientación norte-sur y de caudal muy variable en función de la estación de año. Se trata de cauces temporales, que llevan agua la mayor parte del año, pero también existen períodos donde circulan prácticamente secos. Generalmente llegan a las lagunas costeras, favoreciendo su colmatación y desarrollando pequeños abanicos aluviales de escasa pendiente. Los más destacables, de oeste a este, son los arroyos (ríos) La Culebra, Caño Miguel, Los Pilonos y La Jaiba. La acumulación de agua dulce más importante de la Hoja, localizada cerca del borde meridional con la Hoja del Mamey, es Laguna Grande, circundada por áreas pantanosas que poseen una extensión muy variable en función de las precipitaciones y época del año.

El clima en la región es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales del orden de 26°C. Existe una ligera asimetría climática en sentido E-O, condicionada por la presencia de los relieves de la Cordillera Septentrional que marcan una zona más húmeda, en el este de la Hoja, y una región algo más árida en su límite occidental. La precipitación anual promedio del área es próxima a 1,100 mm.

La vegetación en la mitad noreste de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo. Algunas especies características son: Manacia (*Prestoea montana*), Aguacatillo, Abey (*Pithecellobium arboreum*), Cigua (*Nectandra coriacea*), Caoba (*Swietenia mahagoni*),

Copey (*Clusia rosea*), Ruble (*Catalpa longissima*), Flamboyán (*Delonix regia*) o más raramente, el Guayacán (*Guaiacum officinale*). En la parte occidental de la Hoja, en contraposición, se encuentra un bosque seco tropical, con claro predominio de la vegetación arbustiva espinosa. Domina la acacia espinosa (*Acacia farnesiana*) seguida por el Cambrón (*Prosopis juliflora*) junto con diversas especies de *cayucos* (cactus). En la zona litoral, en la proximidad de la línea de costa, es destacable la presencia de la Uva de playa (*Coccoloba uvifera*), aunque la flora predominante es el manglar. Se pueden encontrar las diferentes especies: mangle rojo (*Rhizophora mangle*), mangle blanco (*Laguncularia racemosa*), mangle negro (*Avicennia germinans*) y mangle botón (*Conocarpus erectus*). La fauna está dominada por diversos reptiles y una amplia variedad de aves. Entre los mamíferos el más relevante es el manatí, *Trichechus manatus*, en peligro de extinción, el cual encuentra condiciones favorables en el Caño de Estero Hondo.

Las actividades económicas en la zona están dominadas por la ganadería de ovino, en forma de fincas de pequeñas y mediana extensión, estando la agricultura relegada al cultivo de víveres en conucos para el abastecimiento cotidiano de la población. Por otra parte, apenas existe el turismo, muy mal desarrollado pero que podría tener éxito debido a la presencia de lugares históricamente importantes (La Isabela) y la cercanía de la costa, sobre todo teniendo en cuenta la existencia del Parque Nacional de Estero Hondo y la ensenada de Punta Rusia.

Estos puntos, aunque presentan un incipiente turismo, sobre todo de tipo nacional, no puede acoger otro tipo de turismo de índole más internacional debido a la precariedad de los servicios e infraestructuras. No existen explotaciones de gran interés económico en la zona, a excepción de algunas canteras utilizadas intermitentemente como puntos de extracción de áridos para carreteras.

1.3. Marco geológico

1.3.1. Geología de La Española

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del

Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Figura 1.2), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción embrionaria (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas se ha movido relativamente hacia el oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Ma y que los efectos colisiones se han intensificado en la Española en los últimos 5 Ma (Mann *et al.*, 2002; Pindell y Kennan, 2006; Pindell y Kennan., 2009).

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS (Figura 1.3) y número de terrazas marinas emergidas, la isla de La Española constituye una zona de tectónica activa, importantes terremotos históricos y levantamiento tectónico, debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometida a un régimen de convergencia oblicua (Calais *et al.*, 1992, 1998, 2002; Mann *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; y Prentice *et al.*, 2002).

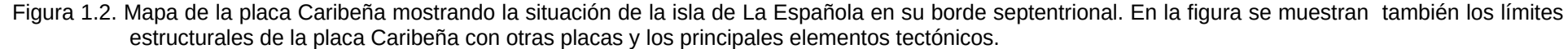
1.3.2. Macro unidades geológicas

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual ocurrió fundamentalmente en el periodo en el Eoceno-Mioceno Inferior y continúa en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Figura 1.4). Cada una de estas zonas presenta características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas y en general, sus límites coinciden con alineaciones morfoestructurales bien definidas.

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas, que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Figura 1.4). Las rocas de estas unidades están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir de Norte a Sur las siguientes unidades o dominios geológicos (Figuras. 1.4, 1.5 y 1.6):

(1) La Cordillera Septentrional, que representa un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mëlanges de matriz serpentinitica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Cacheal, El Paradero y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno (Figura 1.7).



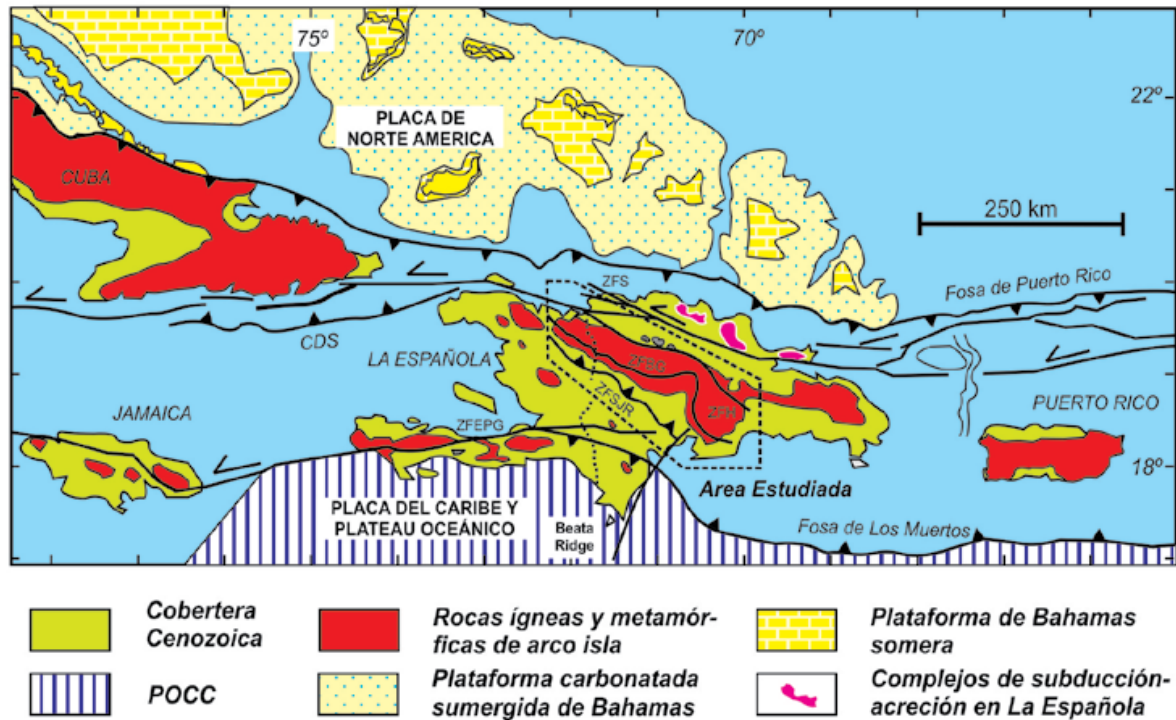


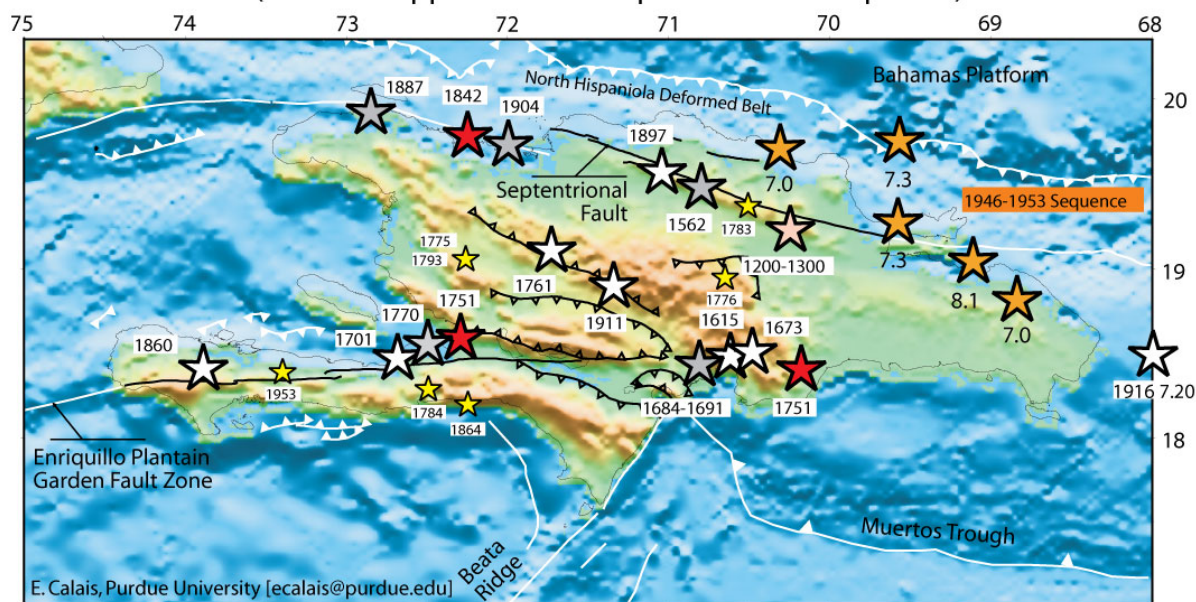
Figura 1.2 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).

Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper *et al.*, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Virue y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2008).

(2) La Cordillera Oriental, donde aflora el arco isla primitivo del Cretácico Inferior (al igual que en determinados puntos a lo largo del borde septentrional de la Cordillera Central), que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Virue *et al.*, 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Virue *et al.*, 2009).

Historical seismicity in Hispaniola (before 1960)

(locations approximate except 1946-1953 sequence)



- ★ Major earthquakes
- ★ Other EQ
- ★ Paleo-earthquakes
- ★ Large EQ, city destroyed
- ★ 1946 sequence
- ★ Moderate EQ (NOAA DB)

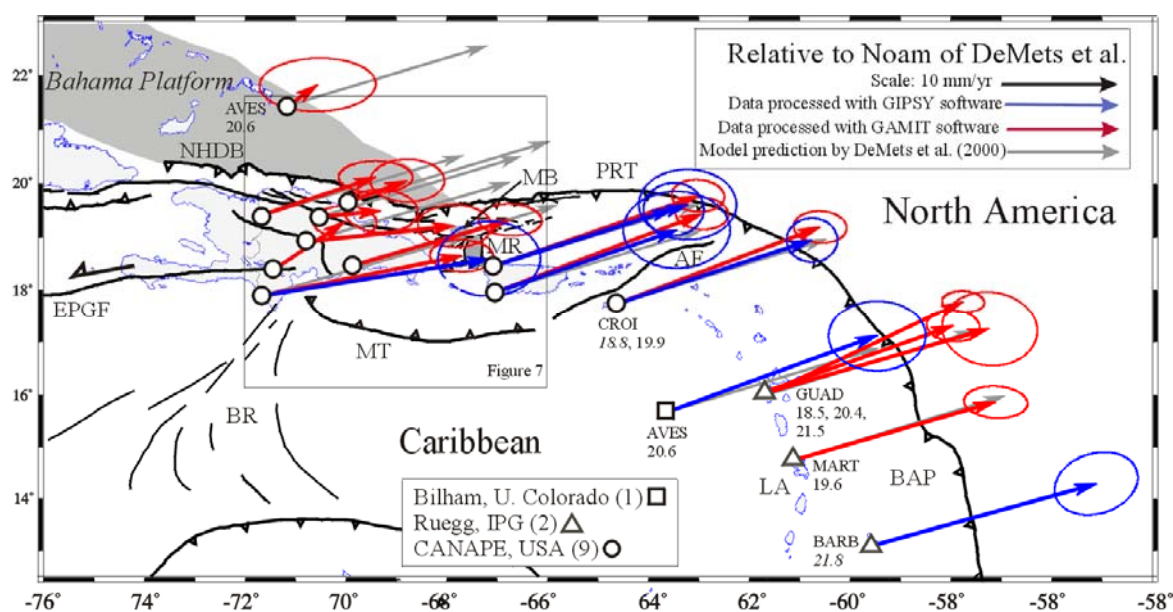


Figura 1.3. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas GPS y modelos dinámicos globales (De Mets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). La situación de La Española en un relevo contractivo senestro origina la actividad neotectónica y creación de relieve.

En la Cordillera Oriental, la Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2004).

(3) El cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 1999, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Virquete *et al.*, 2006, 2008). El cinturón de Peridotitas de Loma Caribe aflora asociado a la Zona de Falla de La Española (Figuras 1.4 y 1.5), que es una de las estructuras más importantes de toda la isla. Se trata de una falla de desgarre que, hasta el cese de su funcionamiento aproximadamente a comienzos del Mioceno, resolvió un gran desplazamiento lateral, aproximando y yuxtaponiendo, al menos, los distintos fragmentos litosféricos actualmente representados en las Cordilleras Central y Oriental (Hernaiz Huerta, 2006; Hernaiz Huerta *et al.*, 2008).

(4) Ocupando principalmente la vertiente septentrional de la Cordillera Central, se reconoce un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Virquete *et al.*, 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery *et al.*, 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Virquete *et al.*, 2005, 2007).

(5) La amplia franja axial de la Cordillera Central es la principal zona de aforamiento de la secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representada principalmente por el Grupo Tireo; está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis *et al.*, 1991, 2002; Contreras *et al.*, 2004; Escuder-Virquete *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004).

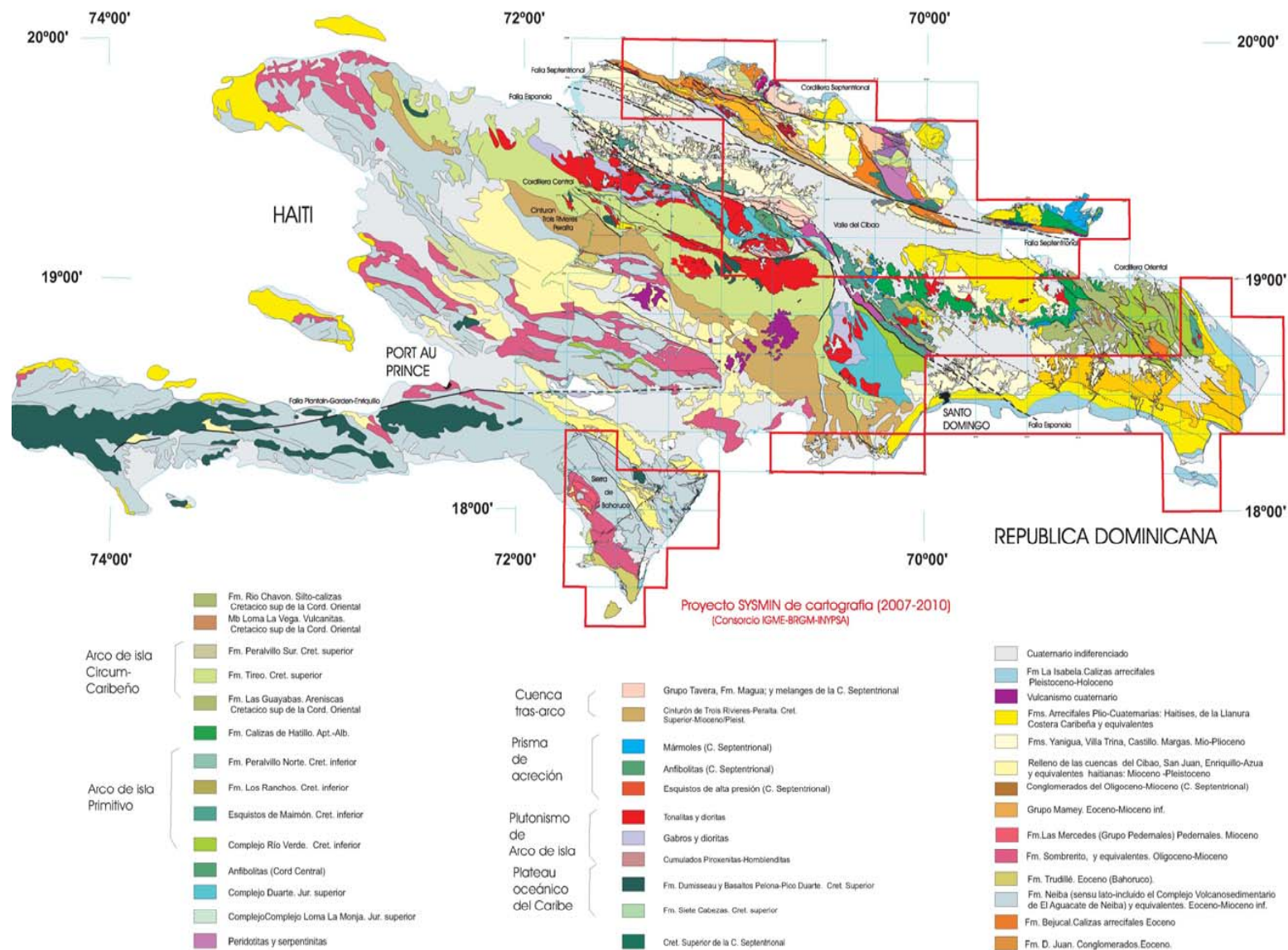
Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que corresponde a un magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Virquete *et al.*, 2009).



Figura 1.4. Principales unidades morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1990).



Figura 1.5. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann *et al.* (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.



(6) El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta ocupa fundamentalmente la vertiente sur de la Cordillera Central y en él afloran las formaciones sedimentarias del Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno (¿y Mioceno Inferior?) que se depositaron por detrás del arco isla (cuenca trasera de arco) contemporáneamente a la colisión entre éste y el continente Norteamericano y deformaron como consecuencia de ésta (Heubeck *et al.*, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2000; Pérez Varela y Abad, 2008). La cuenca de San Juan-Azua (y parcialmente, los territorios situados al sur de éstas, incluida la cuenca de Enriquillo), están rellenas por materiales del Neógeno-Cuaternario y tiene el carácter de cuenca de antepaís respecto al citado cinturón de Trois Rivières-Peralta (Mann *et al.*, 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002)

(7) En la posición más meridional del país, las sierras de Neiba, Martín García y Batoruco, están constituidas por materiales de naturaleza eminentemente calcárea de edad Eoceno-Mioceno. Su levantamiento muy reciente, a partir del Plioceno Inferior-Medio, está relacionado con el emplazamiento en superficie de un fragmento del *plateau* oceánico del Caribe aflorante en el núcleo de la sierra de Batoruco (y sus equivalentes en territorio haitiano, sierras de Hotte y Selle; Maurasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.*, 1982) así como también, posiblemente, en el núcleo de la Sierra de Neiba (Hernáiz Huerta, 2004). Se denomina *plateau* oceánico del Caribe a un episodio de basaltos masivos oceánicos de edad Cretácico Superior que se ha identificado en sondeos y perfiles sísmicos en el sustrato de buena parte del mar Caribe y de la dorsal de Beata (Kerr *et al.*, 2002).

1.3.3. Macroestructura de La Española

Los resultados obtenidos en los Proyectos del Programa SYSMIN han supuesto un nuevo e importante avance en el conocimiento de la geología estructural de la República Dominicana. Desde un punto de vista tectónico, la estructura de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua a la colisión final del sistema de arco-isla Caribeño Cretácico y la placa de Norte América, que tuvo lugar desde el Eoceno Medio-Superior (Bowin, 1975; Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 1999; Draper *et al.*, 1994; Escuder-Virue y Pérez-Estaún, 2006).

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas,

metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.6). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno-Actualidad, que postdatan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norteamérica y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991, 2002; Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998).

Las estructuras formadas a lo largo de la historia cenozoica de La Española son típicamente transpresionales, como zonas de falla transcurrentes de gran escala y subparalelas a la zona de colisión, que acomodan grandes desplazamientos laterales entre “terrenos”; abanicos de fallas de alto ángulo que forman estructuras “en flor” positivas (sierras elevadas) y negativas (cuencas); sistemas de pliegues dispuestos “en-échelon”, fallas con relevos locales compresionales y extensionales, etc.

1.3.4. Historia Geológica de La Española

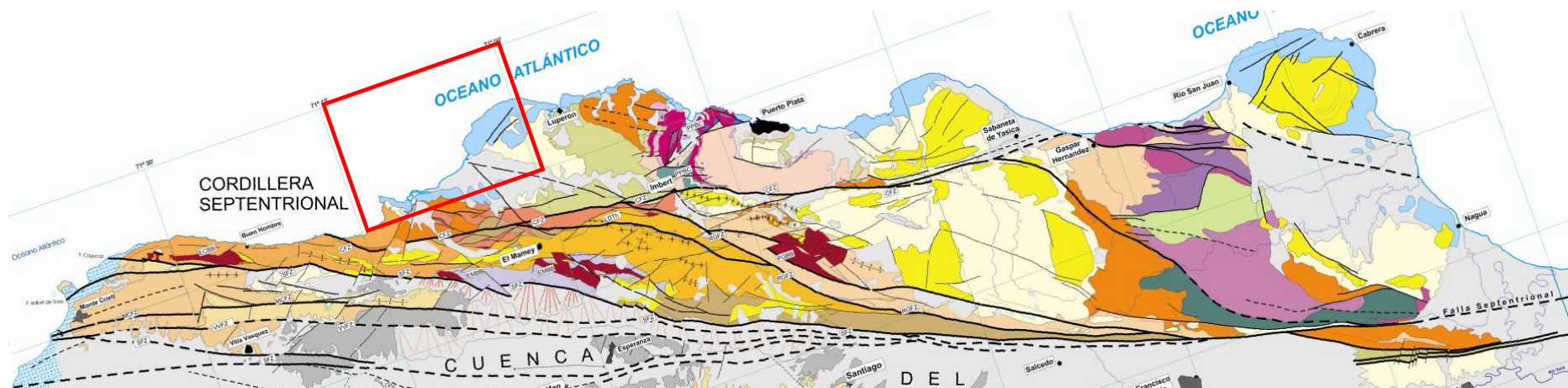
La historia geológica simplificada que registran las muy variadas rocas que constituyen la isla de La Española puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Virue y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virue *et al.*, 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 1977, 2003, 2005; Escuder-Virue *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virue *et al.*, 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Virue *et al.*, 2004, 2005, 2007).

- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Virue *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campanense-Maastrichtense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Iniciación de la colisión arco-continente, formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Continúa la colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves *et al.*, 2000) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.
- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann *et al.*, 2002; Hernáiz Huerta *et al.*, 2007).
- Mioceno Superior-Actualidad. En continuidad con la etapa anterior. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.4. Antecedentes

Además de ser un área de especial interés para el estudio de la tectónica activa de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que ésta implica, la isla de La Española y, en concreto, el territorio correspondiente a la República Dominicana, también contiene un registro excepcional de la evolución del denominado Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y Cretácico, y de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante buena parte del Terciario. Sin embargo, a pesar de esta importancia geológica, y con la excepción de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas de carácter local, la mayor parte de la isla ha carecido de estudios geológicos de detalle hasta bien entrados los años 1980.



LEYENDA

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Cuaternario indiferenciado | | Fm San Marcos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm. La Isabela. Pleistoceno-Holoceno | | Brechas de matriz serpentinitica |
| | Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Plioceno | | Fm Los Hidalgos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm Los Haitises. Plioceno | | Calizas de La Isla. ¿Eoceno Inf-Medio? |
| | Fm Villa Trina. Mioceno Sup.-Plioceno | | Fm Imbert. ¿Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Lutitas de La Jaguita y Calizas de Cuesta Blanca. Mioceno Inf.- Med | | Complejos de Pedro García-Palma Picada-El Cacheal. Cretácico-Paleógeno? |
| | Conglomerados de El Firme - Candela y La Piragua. Mioceno Inf.- Med | | Complejo de Puerto Plata. ¿Cretácico-Paleógeno? |
| | Unidad de Gran Mangle. Mioceno Inf-Medio | | Complejo de Puerto Plata. Peridotitas y serpentinitas |
| | Unidad de La Jaiba. Mioceno Inf.-Medio | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Unidad de Agua Clara. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Batolito del Río Boba: gabronoritas, gabros y tonalitas |
| | Fm Luperón. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm Altamira (Mbs El Limón y Pocilguita). Oligoceno-Mioceno Inf. | | Unidad de Loma El Morrito |
| | Fm Altamira (Mbs Ranchete y Cañada Bonita). Eoceno Sup.-Oligoceno | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm La Toca. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Anfibolitas y gneises maficos de La Cuaba |
| | | | Complejo de Río San Juan. Cretácico. Mélange serpentinitica de Jagua Clara, con bloques de eclogitas y esquistos azules |
| | | | Complejo de Río San Juan. Peridotitas serpentinizadas |

Figura 1.7. Esquema geológico de la Cordillera Septentrional compilado a partir de los nuevos datos elaborados en el presente proyecto. La leyenda del sector occidental puede variar respecto a la de la Figura 2.1. Para más precisión, se sugiere consultar ésta.

Los principales trabajos desarrollados en la parte dominicana de la isla se han agrupado en el volumen especial (*Special Paper* 262) de la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1991). Posteriormente, otro volumen especial de la misma sociedad (*Special Paper* 326) trata los aspectos neotectónicos del margen septentrional de La Española, derivados de investigaciones recientes. Otros resúmenes de la geología de la isla se pueden encontrar también en Bowin (1975), Draper y Lewis (1991), Joyce (1991), Lewis (1980), Lewis y Draper (1990), Maurrasse (1981), Nagle (1974 y 1979) y Pindell y Draper (1991).

Entre los estudios y documentos previos de carácter geológico-minero, la República Dominicana dispone de un mapa geológico a escala de 1:250.000, denominado "Mapa Geológico de la República Dominicana", publicado en 1991. Las referencias sobre la geología de la Isla de La Hispaniola son numerosas y han sido publicadas en revistas internacionales principalmente. Una síntesis de la bibliografía geológico-minera básica puede encontrarse en el *Special Paper* 262 (1991) de la Sociedad Geológica de América. Existen informes inéditos, de carácter minero, realizados por la compañía Rosario Dominicana en el ámbito del Proyecto. Como resultado de la cooperación Dominico-Alemana, entre los años 1984 y 1988, se elaboraron distintos mapas a escalas variables, entre 1:100,000 y 1:25,000, de los sectores Norte y Sur de la Cordillera Central y del sector Oeste de la Cordillera Septentrional. Más recientemente, tienen un particular interés los volúmenes especiales de "Active strike-slip y collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone", editado en 1998 por J. Dolan y P Mann (*Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* vol 326) y que incluye abundante información sobre la geología de la República Dominicana; del Acta Geológica Hispánica (vol. 37), editado en 2002 por Pérez-Estaún *et al.*, que actualiza la información geológica obtenida en el marco del Programa SYSMIN I; y del Boletín Geológico y Minero de España (vol. 118), publicado en 2007, que recoge una síntesis de los trabajos e investigaciones más recientes.

Desde el punto de vista estrictamente cartográfico, en la República Dominicana sólo existía cartografía geológica a escala 1:100.000 de las hojas de San Juan (5972), Comendador (5872) y San Cristóbal (6171) a escala 1:50.000. De ellas, sólo la primera se publicó con una Memoria explicativa, y las otras dos están en periodo de revisión. En la elaboración de estas hojas no se utilizó ninguna normativa específica que sirviera de base para la realización de nuevas hojas geológicas. Los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática han venido a subsanar este vacío al establecer una sistemática para la elaboración de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000. El

primero de estos proyectos, correspondiente a los cuadrantes 1:100.000 de Bonao, Constanza y Azua, fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME e INYPSA, con resultados muy satisfactorios. La primera Fase del Programa SYSMIN de la Unión Europea finalizó en 2004 con la realización del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana por el Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, completando 47 Hojas geológicas a escala 1:50.000 y sus correspondientes Memorias, las cuales cubren aproximadamente un 60% del territorio. La ejecución de estos Proyectos ha venido a confirmar la validez de la normativa utilizada que, con algunas mejoras, ha sido la empleada en el Proyecto SYSMIN II.

Por otro lado, el estudio de la geología en el sector septentrional de La Española, donde se ubica la Hoja de Barrancon, es comparativamente más escaso que en otras regiones de la isla. Sin embargo, en los últimos 20 años, la aparición de varios trabajos regionales y el avance en los estudios petrológicos han supuesto un impulso al conocimiento geológico de este sector.

A pesar de esto, los primeros estudios se remontan a la década de 1920, donde aparece el trabajo de Vaughan *et al.* (1921), uno de las contribuciones más importantes que sienta las bases para la estratigrafía de la Cordillera Septentrional y el Cibao. Años más tarde, en la década de 1940 se produce un nuevo avance en el conocimiento de la geología del norte de La Española, merced a los trabajos de Dohm (1943) y Bermúdez (1949), que aún estudiando amplios sectores de la República Dominicana, ofrecen importantes datos estratigráficos, sobre todo de la Cuenca del Cibao. A la vez de estos estudios se publican los primeros mapas geológicos que incluye la región septentrional de La Española. Por ejemplo, Dohm (1943) realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan *et al.* (1921).

Después de estos trabajos hay que dar un salto hasta la década de 1970, donde ya empiezan a aparecer varios trabajos importantes, que van a ir poco a poco precisando la estratigrafía y teniendo mayor cantidad de datos bioestratigráficos. Cabe destacar los estudios realizados a partir del trabajo de Tesis doctoral de Nagle en la región de Puerto Plata (Nagle, 1966, 1972), mientras que en el sur del Cibao es relevante el trabajo de Palmer (1979). En 1982, con motivo de la celebración de la 9ª Conferencia Geológica del Caribe, aparece un trabajo que va a servir de referencia en la estratigrafía a partir de su publicación, puesto que se empieza a configurar una organización estratigráfica parecida

a la que existe hoy día (Eberle *et al.*, 1980). De esta manera, la década de 1980 va a ser clave para la Cordillera Septentrional, puesto que encontramos además del citado anteriormente, los trabajos de Redmon (1982), en las sucesiones turbidíticas de la Cordillera Septentrional; Bourgois *et al.*, (1983), que constituye una de los primeros intentos de plasmar la evolución estratigráfica y tectónica de la Cordillera Septentrional; Mann *et al.*, (1984), que comienzan a obtener los primeros datos tectónicos de la Española en un marco geodinámico cada vez mejor definido, realizando los primeros estudios de sismicidad y neotectónica.

En 1991, con la publicación de un volumen especial de la Geological Society of America, dedicado a la geología y evolución tectónica del límite entre las placas caribeña y norteamericana (Mann *et al.*, 1991), se registra un gran volumen de trabajos que prácticamente abarcan todas las áreas de La Española con trabajos dedicados a varias disciplinas. En este volumen especial se encuentran diversos trabajos que afectan directamente al área de estudio de esta hoja, en particular los trabajos de Pindell y Draper (1991), desarrollado en el área de Puerto Plata, y de Zoeten y Mann (1991), en la parte central de la Cordillera Septentrional. A partir de estos se obtienen datos que han sido utilizados de manera crítica en la edición de las hojas relativas a este sector de la Cordillera Septentrional, y han sido de gran utilidad para complementar datos y como punto de partida para observaciones puntuales a la hora del estudio de unidades complejas, en particular las unidades relacionadas con el Complejo de Puerto Plata.

Posteriormente a los trabajos publicados en el volumen especial de 1991, en los años siguientes, la investigación se centra en el estudio de la tectónica activa y la sismicidad que se produce en el límite entre las placas del Caribe y Norteamericana, en particular en la Cordillera Septentrional, y dentro de ella, los estudios se focalizan al análisis geomorfológico y paleosísmico de la Falla Septentrional. Fruto de estas investigaciones, en 1999 se publica un nuevo volumen especial de la Geological Society of America, en este caso dedicado a la tectónica de salto en dirección y de colisión en el borde norte de la placa del Caribe (Dolan y Mann, 1998), que recoge las ideas de algunos trabajos previos desarrollados en la misma línea de investigación (p. ej. Mann *et al.*, 1998). De los trabajos procedentes del citado volumen especial cabe destacar el de Mann *et al.*, (1999) sobre la geomorfología y paleosismicidad de la Falla Septentrional, trabajo en el cual además define varios de los sistemas de fallas que atraviesan las hojas del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

También en 1999 se publica uno de los últimos trabajos relacionados con la geología regional de la parte central-occidental de la Cordillera Septentrional, donde de Zoeten y Mann (1999) realizan un análisis sedimentológico de las secuencias turbidíticas de tipo Altamira y ofrecen una revisión actualizada de la estratigrafía propuesta para ese sector de la Cordillera Septentrional en los trabajos previos (de Zoeten y Mann, 1991). Además, añaden un modelo de evolución geodinámica con la descripción e interpretación de diferentes eventos tectónicos que ocurren en la Cordillera Septentrional desde el Eoceno hasta la actualidad. Este trabajo también ha servido para obtener datos e ideas que se han tratado de corroborar o de revisar durante la realización de las Hojas. Cabe citar también los trabajos realizados por el propio equipo de geólogos del presente proyecto, a modo de notas preliminares presentadas en la 18ª Conferencia Geológica del Caribe, donde se esboza principalmente una nueva estratigrafía propuesta para este sector de la Cordillera Septentrional (Pérez-Valera *et al.*, 2008).

La conocida actividad neotectónica y sismicidad de la Cordillera Septentrional y del valle del Cibao tiene su primera referencia importante dentro del contexto del límite de placas, en el trabajo de Mann *et al.* (1984), y posteriormente, en algunos de los trabajos ya citados de Calais y colaboradores. Más recientemente, el Volumen Especial (Nº 326) editado en 1998 por la Sociedad Geológica Americana (Dolan y Mann 1998) y la *Penrose Conference* de 1999 en Puerto Plata (Mann, 1999), suponen una completa puesta al día en esta materia. Estos estudios se han visto reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana obtenidos mediante GPS (De Mets, 2000) los cuales, por otra parte han permitido constatar el movimiento diferencial de bloques o “microplacas” dentro de la propia isla, entre ellos el correspondiente a la propia Cordillera Septentrional (Mann *et al.*, 2002).

A escala local es destacable el trabajo de Marcano y Tavares (1982) realizado en el sector oriental de la Hoja de Barrancón, en el paraje conocido como Las Paredes. En él se data y se describen las principales características sedimentológicas y paleontológicas de la Formación arrecifal, de edad pleistocena, “La Isabela”, muy extendida en la vertiente norte de la Cordillera Septentrional. Más recientemente, Abad *et al.* (2008a y 2008b) profundizan en las implicaciones de la aparición de esta formación en la evolución cuaternaria de la Cordillera y en el registro de las oscilaciones relativas del nivel mar que conlleva el desarrollo de edificios arrecifales escalonados en esta misma zona.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Cordillera Septentrional está formada por unos conjuntos de rocas volcánicas y metamórficas de diferentes características y orígenes de y edad aproximada Cretácico-Paleógeno Inferior?, que constituyen el sustrato de amplias las cuencas sedimentarias esencialmente paleógenas dispuestas discordantes sobre ellos (Figura 2.1). Se reconocen, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas de alta presión (o que incorporan este tipo de rocas en cortejos olistostrómicos o melanges) acompañadas por rocas plutónicas y volcánicas, que se sitúan al norte de la falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la falla Septentrional (Complejo de Río San Juan), Nagle, 1966, 1974, 1979; Bowin y Nagle, 1980; Nagle y Draper, 1991; Pindell y Drapper, 1991); y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas, en gran parte derivadas de procesos vulcanosedimentarios, sin metamorfismo ni presencia de rocas de alta presión, situados entre la Falla de Camú y la Falla Septentrional (complejos de El Cacheal, Palma Picada -o El Paradero- y Pedro García), (Eberle *et al.*, 1982; Zoeten y Mann, 1991 Calais *et al.*, 1992).

Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la parte occidental de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), en la que se definen tres bloques diferentes, denominados bloque de Altamira, bloque de La Toca y bloque de Puerto Plata, separados por dos zonas de falla de entidad regional (zonas de falla de Camú y Río Grande (Figura 1.6). Además de su posición sobre sustratos diferentes en cada bloque y de la delimitación de éstos por fallas, dichos autores también argumentaron supuestas diferencias petrológicas, estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias de cada bloque para distinguir y nombrar algunas formaciones que en la realidad son muy similares, dando lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que en la práctica puede resultar confusa.

La terminología de bloques puede resultar útil en la descripción de la estructura regional, pero su uso es cuestionable con fines estratigráficos, sobre todo si conlleva implicaciones genéticas. Para las rocas del sustrato pre-Eoceno (también denominados de manera genérica *complejos de basamento*), tiene sentido la mencionada separación entre los complejos con rocas de alta presión (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios no metamórficos (El Cacheal, Palma Picada - o el Paradero - y Pedro García), por la diferente procedencia y origen de sus

materiales. Sin embargo, durante el Paleógeno (y el Neógeno inferior) las cuencas sedimentarias desarrolladas sobre estos bloques tienen una cierta homogeneidad estratigráfica, al menos en los bloques de Altamira y La Toca, que justifica la propuesta de un nuevo esquema estratigráfico de la Cordillera Septentrional basado en sectores (ver Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto). En todos los sectores considerados, la sucesión estratigráfica se ha establecido con los mismos criterios, intentando la mayor correlación entre unidades, resultando en sucesiones distintas en el detalle aunque secuencialmente parecidas, que se relacionan bien con la evolución general de la cordillera.

En la mitad occidental de la cordillera, donde se encuadra la Hoja de Barrancón, se han considerado dos sectores: el sector de *El Mamey-Altamira-La Toca*, que básicamente agrupa los bloques de Altamira y la Toca de de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991, 1999) y da mayor relevancia a la zona de El Mamey, donde se han identificado formaciones (algunas de nueva denominación) de gran importancia para el conocimiento de la evolución de la cordillera; y el sector de Imbert-Puerto Plata, que coincide completamente con el referido bloque de Puerto Plata.

Sector de El Mamey-Altamira-La Toca

Debido a la situación de la Hoja de Barrancón dentro de la Cordillera Septentrional, este sector aflora con muy escasa extensión dentro de sus demarcaciones. Con unos límites norte y sur bien definidos por las fallas de Camú y Septentrional, respectivamente, su enlace por el este con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández queda cubierto bajo extensos afloramientos de materiales del Mioceno Superior-Plioceno de las Fms Villa Trina y Haitises, lo que dificulta la correlación estratigráfica entre ambos. Los materiales más antiguos, con una edad Cretácico-Paleógeno inferior, afloran en tres complejos de sustrato o basamento, de reducidas o medianas dimensiones, constituidos mayoritariamente por rocas volcánicas o volcanosedimentarias y rocas plutónicas subordinadas; son, de oeste a este los complejos de El Cacheal, Palma Picada - o el Paradero - y Pedro García (Eberle *et al.*, 1982; Zoeten y Mann, 1991 Calais *et al.*, 1992). Estos complejos comparten características petrológicas y estratigráficas, similar signatura geoquímica de tipo arco de isla y el mencionado rango de edad, más o menos bien acotado en la parte superior por la edad de la formaciones suprayacentes y con más incertidumbres en la parte inferior. El complejo de El Cacheal es el único de los tres en el que ha sido determinado el Cretácico Inferior (con Amonites, Bernardez, 2004);

dataciones absolutas realizadas en el transcurso de este proyecto en una misma muestra de esta unidad han arrojado edades promedio de $122,7 \pm 0,3$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; roca total) y $90,9 \pm 0,5$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; dos fracciones de zircón magmático primario). En el caso del complejo Palma Picada, dos dataciones absolutas obtenidas también en el transcurso del proyecto han arrojado edades Ar/Ar (*plateau*) de 64.26 ± 0.96 y 49.74 ± 0.47 Ma, lo que en conjunto obligaría a ampliar el intervalo de edad de esta unidad hasta el Eoceno Inferior. Igualmente, otra datación del mismo origen obtenida en el complejo de Pedro García, da una edad Ar/Ar (*plateau*) de 49.8 ± 2.9 Ma, confirmando una edad más moderna también para este complejo.

Sobre el complejo de Palma Picada -o de Paradero- aflora, a modo de cobertera de éste, la Fm Los Hidalgos (Figura 2.1) que, constituida por calizas micríticas, tufitas y grauvacas incluye la serie de Pozo Prieto de Calais *et al.* (1992). Se le asignaba una edad aproximada Paleoceno-Eoceno Inferior (Eberle *et al.*, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999), pero según las dataciones por foraminíferos obtenidas en la propia formación y las dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada infrayacente, ésta se debe reajustar mejor al intervalo Eoceno Inferior-Eoceno medio (o incluso, parte del superior?)

Por encima de los complejos volcánico-plutónicos de basamento mencionados (y en su caso, de la Fm Los Hidalgos) se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollaron en el intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior. Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las Formaciones Altamira (Redmond, 1982), Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1991) y La Toca (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999).

La cartografía en conjunto de todas estas unidades, y su estudio litoestratigráfico y sedimentario, han propiciado una reorganización de su estratigrafía que se justifica en el correspondiente *Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto* y se sigue en este capítulo, aunque sus repercusiones en la Hoja de Barrancón son restringidas al no estar representadas en ella algunas de las formaciones a las que aplica. En el extremo occidental de este sector de *El Mamey-Altamira-La Toca*, hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias en la estratigrafía de la Cordillera, por primera vez recogidas en la cartografía de la cordillera: la Fm. Altamira desaparece por completo bajo la acción erosiva de una nueva unidad turbidítica, la Unidad Gran Manglé,

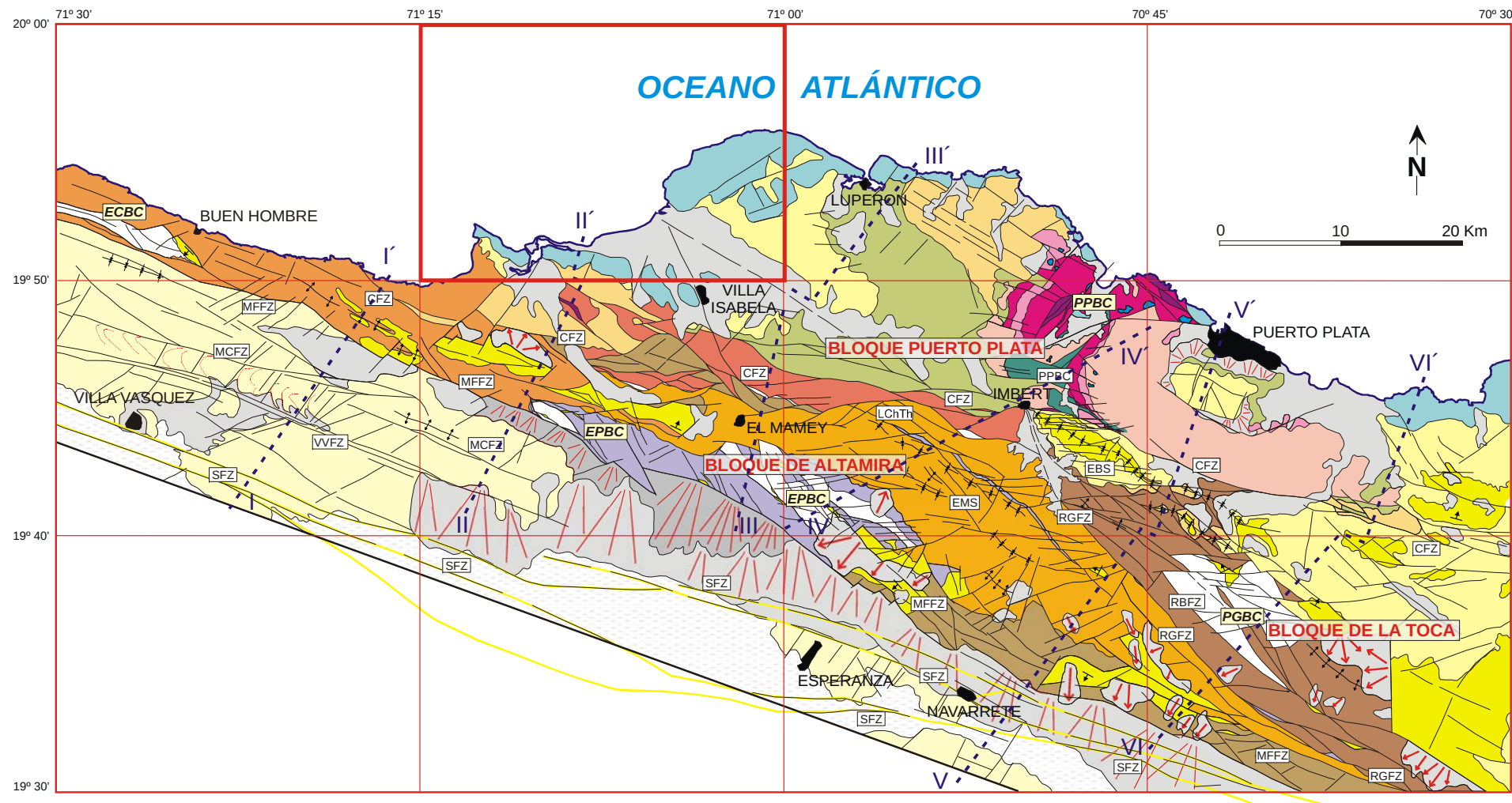


Figura 2.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la situación de la Hoja de Barrancón. Se incluyen los nombres de los bloques, complejos de basamento y principales estructuras citados en esta memoria, buena parte de ellos derivados o adaptados de Dolan *et al.*, 1991; De Zoeten y Mann, 1991; 1999; y Mann *et al.*, 1998)

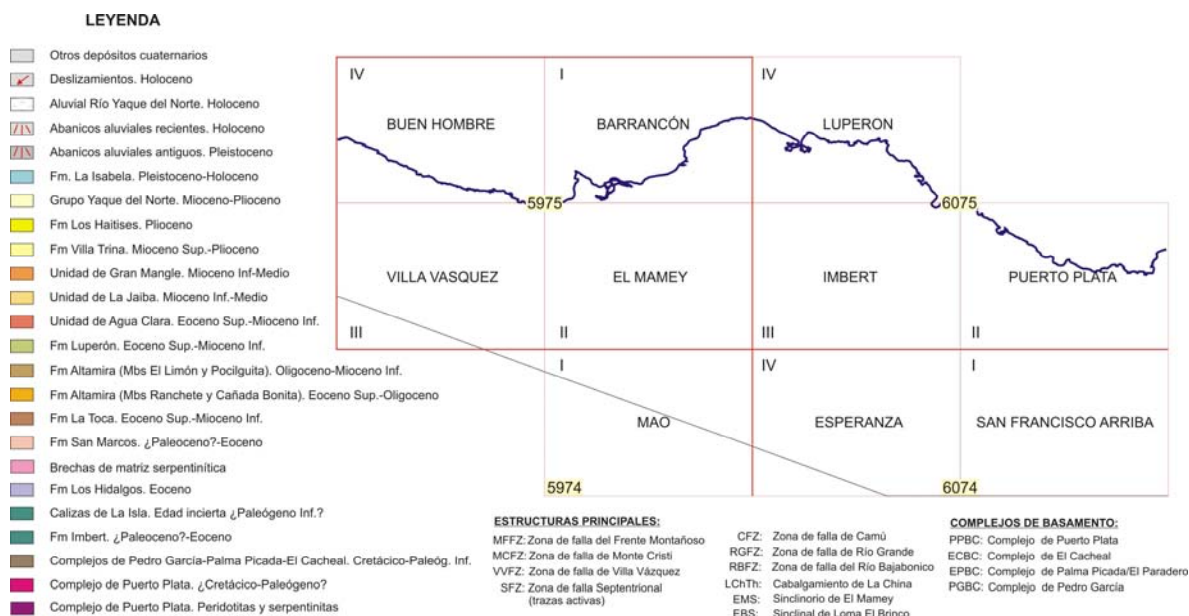


Figura 2.1 (cont). Leyenda de unidades cartográficas del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

de edad Mioceno inferior-superior (Calais *et al.*, 1992), que se llega a apoyar sobre el complejo de El Cacheal y constituye la unidad cartográfica mejor representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional (Figura 2.1).

Discordante sobre las unidades precedentes se encuentran sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno que, tras una transgresión generalizada, muestran una evolución regresiva, desde materiales margosos con fauna pelágica agrupados en la Fm. Villa Trina, a diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la Unidad Los Haitises (Figura 2.1). Estos materiales, o sus equivalentes, llegaron a cubrir prácticamente toda la Cordillera Septentrional, y se han mantenido en amplios afloramientos de su mitad oriental o en afloramientos más restringidos y frecuentemente pinzados por fallas, de su mitad occidental (Figura 2.1). El ciclo regresivo se completó con el depósito de la Fm La Isabela durante el Pleistoceno (Marcano y Tavares, 1982), circunscrita a la franja litoral y con características arrecifales muy similares a Los Haites.

Sector de Imbert-Puerto Plata

Se refiere a los territorios situados al norte de la Camú y coincide con el bloque de Puerto Plata, ocupando prácticamente toda la extensión del sustrato de la Hoja de Barrancón. En este sector, la posición estructuralmente más baja, a modo basamento del resto de las formaciones, está ocupada por el complejo (de basamento) de Puerto Plata (PPBC,

según sus iniciales anglosajonas) (Figura 2.1). Conforme a su definición original de Pindelly Draper (1991), que se sigue en esta memoria, este complejo consiste en un cortejo más o menos organizado de bloques intensamente fallados de peridotitas masivas o serpentinizadas, cumulos ultramáficos/piroxenitas, gabros, y una sucesión de rocas volcanoclásticas, basaltos y andesitas que se agrupan en la Fm Los Caños (Nagle, 1979).

Estas rocas tienen un metamorfismo de bajo grado y ausencia de fábrica deformativa generalizada. Con esta litoestratigrafía y por su asociación con formaciones caóticas que incorporan fragmentos de rocas de alta presión (ver a continuación), el complejo de basamento de Puerto Plata se ha interpretado como un fragmento de corteza oceánica de la subducida placa Norteamérica, que habría sido exhumada como una melange o complejo desmembrado (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Pindel, 1985; Pindelly Draper, 1991). Sin embargo, los análisis geoquímicos realizados en este trabajo, tanto en muestras de gabros como de algunos términos de la Fm Los Caños, indican una signatura geoquímica del tipo arco de isla (AIT, *island arc toleites*) (ver hojas de El Mamey e Imbert).

En la Hoja de Barrancón sólo aflora la parte más alta del conocido como Bloque de Puerto Plata. Dentro de este bloque, y en un nivel estratigráfico superior, aproximadamente equivalente al que ocupa la unidad del Gran Manglé del sector de El Mamey-Altamira-La Toca, en el sector de Imbert-Puerto Plata se ha cartografiado y definido una nueva unidad que aparece discordante sobre las formaciones turbidíticas Luperón y Agua Clara. Se trata de la unidad de La Jaiba (Figura 2.1) que toma su nombre de la localidad tipo situada en la Hoja de El Mamey, pero también está bien representada al oeste de Luperón, en el límite de las hojas de Barrancón y El Mamey. Su litología es fundamentalmente conglomerática, aunque con frecuentes niveles de arenas poco consolidadas y de tonos anaranjados, muy similares a las que presenta la Fm. Luperón, lo que ha propiciado que en trabajos previos fuera incluida dentro de esta unidad. Por métodos indirectos se le asigna una edad Mioceno inferior-medio y junto con la unidad del Gran Manglé conforma una última secuencia estratigráfica que mantiene relativas diferencias entre sectores, previa a la homogenización definitiva que supone la transgresión del Mioceno superior-Plioceno, representada por las Fms Villa Trina y los Haitises.

Los materiales pertenecientes a este último ciclo, representados mayoritariamente por las margas de cuenca de la Fm Villa Trina, se distribuyen en amplios afloramientos al sur y suroeste de Luperón y de Puerto Plata. Sobre ellas, en la franja litoral se instalan los sistemas arrecifales pleistocenos de la Fm. La Isabela (Marcano y Tavares, 1982)

2.1. Terciario

El Mioceno inferior y medio está constituido en la Hoja de Barrancón por las unidades depositadas por encima de las series de afinidad turbidítica desarrolladas hasta el Mioceno inferior. En este sector de la Cordillera Septentrional comprende básicamente dos unidades litoestratigráficas: la unidad de La Jaiba (de nueva definición) y la unidad de Gran Mangle (redefinida de Calais *et al.*, 1992). En la base de ambas unidades se reconoce una discordancia que pone en contacto estas unidades con otras más antiguas, aunque esta superficie no se ha podido observar dentro de la Hoja. Este hecho supone la existencia de una fase de deformación al final del Mioceno inferior que prácticamente acaba con las cuencas turbidíticas precedentes o produce su migración lateral.

Los materiales conglomeráticos de la Unidad La Jaiba evidencian una regresión forzada con la instalación de sistemas deltaicos y fluviales que hacia los sectores occidentales evolucionan hacia unidades nuevamente turbidíticas (Und Gran Mangle). Por otro lado, la Und Gran Mangle, que aflora en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional se encuentra discordante sobre materiales de la Fm Altamira y la Fm Los Hidalgos en su extremo oriental (Hoja de El Mamey), mientras que hacia el oeste se encuentra sobre los materiales del Complejo de El Cacheal o sobre unas calizas de plataforma que se instalan directamente sobre este complejo (Calizas de Buen Hombre), ya en la Hoja de Cacao-Buen Hombre.

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario, marcado por una discontinuidad, que en la Cordillera Septentrional se desarrolla en la base de la Fm. Villa Trina o la Fm. Los Haitises, mientras que en la Cuenca del Cibao se sitúa entre la Fm. Cercado (Mb calizas de las Auyamas) y la Fm. Gurabo. Este ciclo sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada, si bien debido a la existencia de paleorrelieves previos, la paleogeografía podía llegar a ser bastante compleja, sobre todo en las áreas que mostraron una elevación diferencial todavía durante esta etapa. Es importante señalar que los materiales de esta edad han sido muy importantes para la historia geológica y la correlación entre

los dominios de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao, pues es a partir de esta etapa cuando parecen tener evoluciones sedimentarias similares.

La única unidad litoestratigráficas cartografiada para el Mioceno superior-Plioceno en la Hoja de Barrancón es la Fm Villa Trina. Está compuesta por una sucesión de margas grises masivas con foraminíferos planctónicos, que presentan intercalaciones de calcarenitas bioclásticas, sobre todo a techo de la unidad. La base de la unidad es una discontinuidad de origen transgresivo, por lo que se sitúa sobre diversas unidades litoestratigráficas o complejos basales. Durante el Plioceno inferior, como consecuencia de la elevación que experimenta la Cordillera Septentrional y en posiciones algo más internas de la Cordillera, la Fm Villa Trina pasa hacia techo, en transición, a calizas bioclásticas y arrecifales que se engloban dentro de la Unidad de Los Haitises. Esta unidad se sitúa tanto por encima de la Fm. Villa Trina como directamente sobre unidades más antiguas, principalmente donde existen las zonas de mayor relieve actual, hecho que permite interpretar que estas áreas se han podido comportar como altos relativos donde solamente se pudieron desarrollar facies marinas someras, sobre todo en las primeras fases de emersión de la Cordillera.

Sin embargo, esta transición vertical entre Villa Trina y Los Haitises no ha llegado a observarse en la zona cartografiada, aunque sí registra una somerización rápida hacia techo en la primera. De esta circunstancia se deduce que en este sector de la cordillera, durante la mayor parte del Plioceno, la sedimentación tuvo lugar en ambientes algo más distales y de mayor batimetría que los inmediatamente localizados al Sur de la Hoja, donde dominaba la producción de carbonatos en arrecifes y plataformas de tipo rampa. Es evidente, por tanto, que en esta última etapa de evolución neógena de la Cordillera Septentrional, la Fm Villa Trina aflorante en la Hoja de Barrancón y la Und Los Haitises cartografiadas en las Hojas vecinas eran sólo equivalentes laterales.

2.1.1. Mioceno y Plioceno

2.1.1.1. Unidad La Jaiba (1). Conglomerados y arenas negras. Mioceno inferior-medio. N_1^{1-2}

Esta unidad es una unidad de nueva definición. La localidad tipo se encuentra en La Jaiba, en la Hoja de El Mamey. Se sitúa fundamentalmente por encima de la Fm Luperón y de la Und Agua Clara. No obstante, en otros sectores, como en la Hoja de Puerto Plata, parece depositarse sobre materiales de la Fm La Toca, un hecho de especial interés para

entender la evolución geológica de la Cordillera Septentrional. El contacto inferior corresponde a una discordancia o una disconformidad, que, de manera clara, sólo se ha observado en dos puntos (La Jaiba-Anegadizos, Hoja de El Mamey y Río Bajabonico, Hoja de Imbert) y no existen relaciones geométricas de angularidad. El espesor mínimo de la unidad puede llegar a los 500 m.

Dentro de Barrancón los mejores afloramientos se localizan en el sector central de la Hoja, al sur del Cerro Los Patos y de Los Pilonos, así como en la pequeña aldea conocida como La Ciénaga. A pesar de que la unidad es fácilmente reconocible sobre el terreno, es muy complicado realizar observaciones detalladas debido a la ausencia de buenos cortes. Debido a que son materiales muy utilizados como árido para caminos, algunas pequeñas canteras en la región, ofrecen buenas posibilidades para realizar análisis más detallados. La más importante de ellas se sitúa en la aldea de La Cienaga, y se puede acceder a ella desde el camino que comunica Villa Isabela con Estero Hondo. Las facies mejor representadas en toda la hoja son las conglomeráticas, apareciendo las facies areniscosas como pequeñas pasadas subordinadas a los conglomerados.

La Unidad La Jaiba se compone de una sucesión de conglomerados masivo, con un grado de cementación moderada, matriz arenosa (en ocasiones algo lutítica) de naturaleza volcánica y textura fundamentalmente matriz-sostenida. Los clastos, en general, son de dimensiones inferiores a 5 cm, pero pueden llegar a superar los 15 cm de longitud máxima y presentan un grado de redondeamiento muy variable, predominando los redondeados y subredondeados. Están formados por rocas sedimentarias (calizas, calcarenitas, areniscas) y, principalmente, rocas volcánicas (basaltos, tobas y tufitas) que proceden del Complejo de Puerto Plata, aunque no se descarta la inclusión también de rocas de otros complejos afines al Complejo de Palma Picada o del Cacheal. Se han observado cantos blandos y bolos de corales re TRABAJADOS en su interior.

Eventualmente muestran estratificaciones cruzadas mal definidas, rellenos de canales de amplia extensión lateral y superficies de erosión interna. Alternan con areniscas muy delezna bles, en bancos decimétricos, con gran abundancia de restos de plantas y clastos de orden centimétrico dispersos. Puntualmente se han encontrado en estas arenas restos muy mal conservados de microfauna. Dada la ausencia de cortes importantes de esta unidad en la Hoja ha sido imposible delimitar secuencias sedimentarias en su interior, aunque en la Hoja del Mamey se han descrito secuencias positivas, estrato y granodecrecientes, a diferentes escalas.

Aunque la fracturación de esta unidad no es muy evidente en la hoja, un hecho destacable es la existencia de sistemas de fallas normales, que en zonas muy cercanas como en el sector de la Jaiba (Hoja del Mamey) suelen tener direcciones N40°-N60°E, con sistemas conjugados, que evidencian un control tectónico importante sobre la subsidencia de estas cuencas.

A la luz de los datos expuestos, además de los observados en las hojas cercanas de El Mamey, Imbert y Luperón, las facies de la Und La Jaiba parecen corresponder claramente a sistemas deltaicos, instalados sobre los materiales marinos de la FmLuperón o de las unidades turbidíticas equivalentes. La existencia de corales y otra fauna marina somera indican que el depósito tuvo lugar en medios costeros y marinos someros. Por otro lado, las características sedimentarias de estos depósitos se corresponden en su mayoría a facies de frente deltaico donde dominan los procesos de flujos de alta densidad (hiperpícnicos), poco cohesivos, generados en zonas continentales durante crecidas y llegadas a la cuenca de grandes avenidas fluviales en épocas de precipitaciones.

La disconformidad entre La Jaiba y la Fm Luperón se interpreta que se ha producido debido a una reactivación tectónica del relieve que además, produce una regresión forzada, favoreciendo la instalación de sistemas deltaicos. La propia tectónica controla, además la generación de cuencas en un contexto transtensivo izquierdo, creando “flores negativas”, con zonas muy subsidentes donde se acumula gran cantidad de material detrítico procedente de sistemas fluviales que, además, erosionan rápidamente el relieve creado. Las secuencias positivas reconocidas, por otro lado, obedecen a patrones de subsidencia rápida, donde a pesar de instalarse sistemas con gran capacidad de aporte sedimentario, no se llega a producir la colmatación instantánea de la cuenca por dispositivos de progradación, pudiendo identificarse grandes espesores de materiales depositados aproximadamente en las mismas condiciones de batimetría. La subsidencia es patente debido al gran número de fallas normales que se observan afectando a los materiales de esta unidad, especialmente bien desarrolladas en la zona de La Jaiba (Hoja de El Mamey) y en el Cerro del Burro (Hoja de Imbert).

La edad de unidad sólo se ha podido deducir por datos indirectos debido a que las escasas facies finas, intercaladas entre las facies conglomeráticas y arenosas han resultado ser prácticamente azoicas. En este sentido, la datación de clastos incluidos en la unidad procedentes de otras unidades previas, así como los datos bioestratigráficos de

los materiales situados por encima, permiten atribuirle una edad de Mioceno inferior-medio.

2.1.1.2. Unidad Gran Manglé (2). Sucesión rítmica de margas y areniscas con niveles de calizas arenosas. Mioceno medio-superior. N₁¹⁻³

La unidad fue originalmente definida por Calais *et al.* (1992) en el área de Buen Hombre (playa de Gran Mangle), e incluye parte de los materiales mal atribuidos anteriormente a la Fm Las Lavas por de Zoeten y Mann (1999) en las Hojas de El Mamey, Villa Vázquez y Buen Hombre, y por Bernárdez (2004) en la Hoja de Monte Cristi.

Esta unidad ocupa prácticamente el sector más occidental de las formaciones pre-mioceno superior en la Cordillera Septentrional. Aparece en la mitad oeste de la presente hoja, en aparente continuidad sedimentaria con la Unidad de la Jaiba, aunque este tránsito no es claramente observable en esta zona. En la hoja vecina del Mamey sí ha sido posible realizar observaciones más precisas que han permitido establecer una relación lateral, y por encima, de la Und Gran Manglé con respecto a la Und La Jaiba. A su vez, en esta misma hoja aparece discordante sobre la Fm Los Hidalgos y la Fm Altamira y se extiende hacia las hojas de Villa Vázquez y Buen Hombre, donde se observa también discordante sobre la serie de El Cacheal. Sobre la Und Gran Mangle se encuentra la Fm Villa Trina o diferentes materiales costeros y continentales del Cuaternario.

En la Hoja de Barrancón la unidad ocupa gran parte del extremo occidental, con algunos afloramientos aislados pero de buena calidad. En concreto, los mejores cortes se pueden observar en la propia trinchera de la carretera de la Playa de la Ensenada a Punta Rusia donde se han abierto algunas canteras para extracción de áridos de carretera.

La unidad está formada por una alternancia de margas y areniscas calcáreas, en menor proporción siliciclásticas, que muestran una buena organización. Los tonos de las margas varían entre ocres y blancos y le dan un aspecto característico a la unidad. Hacia arriba en la serie y hacia el oeste van predominando megacapas calcáreas de orden métrico, compuestas por una base conglomerática y erosiva -con grandes clastos fundamentalmente volcánicos (basaltos, tufitas), aunque también sedimentarios (calizas, litoarenitas) del Complejo de El Cacheal- que terminan en calcarenitas laminadas, definiendo pequeñas secuencias estrato y granodecrecientes. Hacia el techo de la serie se observa una tendencia general grano y estratocreciente.

En general las margas ocreas aparecen intensamente bioturbadas en el techo de los estratos (*Planolites*) y las areniscas aparecen laminadas (laminación paralela y cruzada), en niveles centimétricos, con algunos niveles de composición carbonatada más potentes, mostrando secuencias de Bouma parciales, que presentan trazas de *Paleodictyon* a muro. Son muy frecuentes también las marcas de muro (*prod* y *bounce cast*) y pequeñas galerías verticales asimilables a *Skolithos* y *Arenicolites*.

Todas las características de la unidad indican que en la parte baja y media se ha depositado en un sistema turbidítico, en condiciones de cierta distalidad, no necesariamente a una gran profundidad, y con el depósito de turbiditas de baja densidad, en ocasiones con un alto contenido en carbonatos. La sedimentación hemipelágica es bastante frecuente, con intervalos de margas que superan ampliamente la proporción de areniscas. Hacia el oeste y hacia arriba en la serie empieza a observarse una menor abundancia de tramos margosos y aumentan las areniscas, junto con megacapas ligadas a la actuación de sucesivas corrientes de turbidez de alta densidad con participación de material predominantemente vulcanoclástico.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se tiene un buen control de la edad, que oscila entre el Mioceno inferior, en las cercanías de la base, con probable fauna retrabajada, y el Mioceno medio-superior cerca de su techo. Dentro de la Hoja de Barrancón aflora exclusivamente la parte media y más alta de la unidad, por lo que la datación más baja para esta unidad ha aportado una edad Mioceno medio-superior. La muestra 9005-L ha facilitado una edad Mioceno superior-Plioceno, con la asociación *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerinoides* af. *sacculifer* (Brady), *Globorotalia margaritae margaritae* Bolli y Bermúdez, *Globorotalia* gr. *merotumida-plesiotumida* Banner y Blow, *Globigerinoides obliquus* Bolli. Muy cerca, en un nivel de granulometría más grosera, la asociación de macroforaminíferos *Annulorites* sp., *Archaias* sp., *Miogypsinas* sp. y *Cushmanella* sp., ha permitido establecer una edad Mioceno superior para el techo de la unidad en esta zona.

2.1.1.3. Formación Villa Trina (3). Margas masivas con foraminíferos planctónicos. Mioceno superior-Plioceno inferior. N₁³-N₂¹

La Fm Villa Trina unidad es descrita por primera vez por Vaughan *et al.* (1921), como una serie de materiales fundamentalmente margosos, con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas, coronados por una sucesión de calizas masivas que muestran un relieve

kárstico maduro tropical muy bien desarrollado en el área de José Contreras (Hoja de Salcedo). Esta denominación la siguen los autores posteriores, como Eberle *et al.*, (1982), Bourgois *et al.* (1983) y de Zoeten y Mann (1991, 1999). Por su parte, Calais *et al.*, (1992) describen materiales de características similares y edad equivalente al noroeste de Navarrete (Hoja de Esperanza), denominándolos serie de Barrero, aunque ponen de manifiesto que presentan niveles de yeso y muestran en general un carácter más detrítico, por lo que ellos mismos definen una nueva unidad, aunque su correlacionan con la Fm Villa Trina es inequívoca.

Las dos únicas unidades litoestratigráficas pertenecientes al intervalo Mioceno superior-Plioceno que se han descrito en la Cordillera Septentrional han sido la Fm Villa Trina y la Unidad Los Haitises. Ambas se han desarrollado en ambientes de sedimentación marina y costera, con sedimentos depositados en un abanico de medios costeros y marinos. Todas ellas se relacionan, tanto de forma lateral como verticalmente, durante gran parte del Mioceno superior y Plioceno inferior. A pesar de ser unidades con una gran extensión cartográfica, algunos detalles sobre la evolución paleogeográfica, la relaciones verticales entre las dos formaciones y parte de su significado sedimentario, permanecen como hipótesis de trabajo. Esto es principalmente debido a limitaciones de observación y a la acción de la tectónica de desgarre, que con toda seguridad ha modificado y desplazado el escenario original donde estas formaciones se desarrollaron, encontrándose a una cierta distancia de su zona de depósito original y dificultando su correlación.

En la Hoja de Barrancón esta unidad aflora extensamente en ambos extremos de la hoja. En la parte este, en las proximidades de la aldea de La Culebra y a lo largo de la carretera que une la población de la Isabela con la de Novillero. En la oeste, en las inmediaciones de la Playa de La Ensenada. Desgraciadamente, debido a su carácter fundamentalmente margoso, no existen buenos afloramientos ya que aparece muy cubierta cuando no se encuentra bajo las terrazas fluviales de los Ríos Unijica y Bajabonico.

La Fm Villa Trina aparece siempre discordante sobre el resto de unidades pre-miocenas de la Cordillera Septentrional, registrando una fase transgresiva generalizada en la isla tras el pulso de elevación generalizada de la Cordillera Septentrional del Mioceno inferior-medio. En la Hoja de Barrancón no se observan bien las relaciones con las unidades subyacentes, pero por datos regionales se ha deducido una discontinuidad en su base. Las relaciones de angularidad no han sido visibles, pero en algunos casos también

parecen verse o deducirse cartográficamente, lo que también fue puesto de manifiesto por de Zoeten y Mann (1999). Por encima de la unidad se depositan, de forma discordante, los materiales costeros siliciclásticos y calizas arrecifales de la Fm La Isabela; o bien se desarrolla un extensa cobertera cuaternaria constituida por coluviones, deslizamientos y otros sedimentos costeros de edad Holoceno. Su potencia mínima en el hoja alcanza los 150 metros.

Los mejores afloramiento de esta unidad se encuentra al pie de los Cerro del Burén y de Los Pilones, donde es posible apreciar la discordancia angular erosiva entre las margas de esta formación y la Fm La Isabela. Otro afloramiento significativo se localiza cerca del meandro del Río Bajabonico, a la altura de la aldea de La Landra.

En su mayoría la unidad está formada por niveles o bancos métricos de margas masivas, amarillas en alteración y grisáceas en corte fresco, que muestran un característico diaclasado, en ocasiones de fractura concoidea, y donde lo más representativo es la abundancia de foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, visibles a simple vista. La estratificación en estas facies es difícil de ver, y solamente cuando se presentan intercalaciones de niveles más calcareníticos se pueden deducir y medir la dirección de las capas. Por otra parte, en la hoja no son frecuentes los afloramientos de otras facies más calcareníticas bioclásticas (macroforaminíferos, algas, moluscos, corales) presentes en hojas vecinas, a excepción de algún nivel aislado observado en la parte más alta de la serie cerca de Arroyo Culebra.

Desde el punto de vista bioestratigráfico regional la unidad presenta asociaciones de foraminíferos planctónicos, muy bien preservadas, que dan una edad de Mioceno superior-Plioceno inferior, aunque algunos datos regionales indican que su edad podría ser exclusivamente Plioceno inferior. No obstante, la presencia de un Mioceno superior terminal no se descarta. Dentro de la Hoja, las asociaciones de foraminíferos planctónicos han permitido establecer una edad plioceno para la parte alta de la formación gracias a la asociación *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia* gr. *menardii* (d'Orbigny), *Globorotalia* af. *pseudomiocenica* Bolli y Bermúdez, *Globigerinoides obliquus* Bolli. *Globorotalia* gr. *crassaformis* (Galloway y Wissler), *Hastigerina* af. *siphonifera* (d'Orb.), *Sphaeroidinellopsis* sp., *Neogloboquadrina* sp. descrita en la muestra 9001-L. El resto de las muestras, localizadas mucho más bajas dentro de la serie, proporcionan una edad Mioceno superior-Plioceno.

2.2. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Barrancón se agrupan en dos conjuntos. El primero grupo está formado por depósitos marinos y litorales representados por los materiales pleistocenos de la Fm La Isabela (Marcano y Tavares, 1982), que afloran a diversas cotas entre el nivel del mar actual y + 300 msnm, y por los diversos sistemas litorales holocenos (manglares, lagunas colmatadas, playas) que definen una orla continua a lo largo de la línea de costa actual. El segundo está constituido por depósitos continentales, principalmente de edad holocena, que ocupan la mayor parte del extremo suroriental de la Hoja. En su mayoría están formados por sedimentos fluviales ligados al Río Bajabonico y Unijica, coluviones y deslizamientos.

2.2.1. Pleistoceno

2.2.1.1. Formación La Isabela. Limos bioclásticos, margas, arenas y conglomerados (4); Calizas arrecifales, calcarenitas y calciruditas bioclásticas (5). Pleistoceno medio-Holoceno. Q₂₋₄

Bajo la denominación de Fm. La Isabela se recogen las calizas y rocas siliciclásticas de medios sedimentarios costeros y marinos someros depositadas en una orla litoral, muy continua, que rodeaba una gran parte del litoral de la isla de La Española durante todo el Cuaternario. Esta formación fue definida por Marcano y Tavares (1982) en las proximidades de La Isabela, en la costa norte de la República Dominicana, en la Hoja de Barrancón, pero sus características litológicas, de facies y de arquitectura estratigráfica se repiten, con pequeñas variaciones, en largos segmentos de la costa dominicana, especialmente en el este y sureste.

En particular, en la costa norte de la Española, en la Hoja de Barrancón, se trata de un conjunto de materiales, en los que predominan las calizas arrecifales, que tienen la peculiaridad de estar dispuestos en escalones sucesivos que descienden desde una altitud de 300 m (Loma de La Jaguita y Loma La Culebra) hasta el mar. Ésta es la cota más alta donde se ha descrito la unidad en la isla. En total, en la Hoja de Barrancón se han definido hasta 4 escalones mayores, con ligeros buzamientos hacia el Norte, a cotas +10, +110, +180 y +300 msnm. En todos los escalones se encuentran litologías y facies similares que responden a un mismo modelo sedimentario, pero la propia dinámica tectono-sedimentaria de la formación y la distribución de afloramientos (canteras,

acantilados, etc.) hace que la información se concentre, sobre todo, en los escalones inferiores.

A pesar de que la mayoría de los materiales que cubren la Hoja son cuaternarios y poseen una importante variedad de depósitos, la mayor parte de ellos correspondientes a la Fm La Isabela. Esta unidad posee una gran importancia con relación a la evolución de la Cordillera Septentrional durante la mayor parte del Pleistoceno en tanto que refleja las oscilaciones eustáticas y el levantamiento progresivo de los relieves que, prácticamente, continua hasta la actualidad.

En la Hoja de Barrancón, la Fm La Isabela define la unidad más importante en la franja costera más externa. Constituyen una cobertera tabular monoclinal, de potencia decahectométrica, erosiva y discordante sobre la mayoría de las formaciones previas: las margas de la Fm Villa Trina y las areniscas, margas y conglomerados de las unidades de La Jaiba y Gran Manglé.

Se han caracterizado litoestratigráficamente dos miembros dentro de esta formación, que responden a grandes rasgos a los dos miembros (inferior y superior) definidos en el trabajo original de Marcano y Tavares (1982). Esto no significa que puedan aparecer intercalaciones de cierta importancia de arenas y conglomerados entre las calizas arrecifales y viceversa.

El miembro inferior está formado por una alternancia de arenas, margas arenosas y conglomerados, con restos de calizas arrecifales y brechas de corale. Su potencia es variable, pero rara vez supera los 25 metros. Las arenas son siliciclásticas con contenido bioclástico, tamaño de grano y cementación variables. El grado de cementación suele incrementar con el tamaño de grano. Los conglomerados son poligénicos, con cantos bien redondeados y muy heterométricos, que van desde microconglomerados de gránulos a conglomerados con grandes bloques. La naturaleza de los cantos es muy heterogénea (basaltos, calizas, areniscas, bloques de corales re TRABAJADOS) e indican una procedencia de los relieves localizados inmediatamente al sur, constituidos por los complejos de basamento cretácicos-paleógenos y las unidades sedimentarias que se depositaron a partir del Eoceno superior.

Los conglomerados y arenas pueden aparecer en canales o en lentejones de potencia y continuidad lateral irregular, escala de centimétrica a métrica y, en ocasiones, estratificación inclinada-paralela algo difusa. Las arenas, además, pueden aparecer en

capas horizontales centrimétricas a decimétricas, a veces alternado con limos, con laminaciones o estratificaciones cruzadas en surco de pequeña-media escala y rizaduras de olaje y corriente (*ripples*). Entre estos depósitos se encuentran moluscos dispersos, concentraciones de ostreidos, equinodermos y colonias de coral, a veces de dimensiones métricas y en posición de vida. Las facies más finas, formadas por margas arenosas, también contienen una gran cantidad de fauna, sobre todo corales ramosos y moluscos, y pueden presentarse bioturbadas por *Thalassinoides* isp.

Los mejores afloramientos de este tramo inferior de la Fm. La Isabela se encuentran al pie de la Loma Gualetico y en el Río Los Pilonos, donde se observan bien las facies conglomeráticas y arenosas. Las facies margosas son más difíciles de observar en buenas condiciones sobre el terreno. Los mejores cortes se sitúan junto a la costa en el ñaraje de Las Paredes y en la bajada hacia el Río Bajabonico desde el pueblo de La Isabela, al pie de la Loma de Candelón. En este último punto se observan las características descritas anteriormente, y el paso concordante y bastante neto al miembro superior de la formación, constituido por calizas arrecifales y bioconstrucciones de corales depositadas sobre un pequeño nivel conglomerático con morfología de canal.

En conjunto, las facies siliciclásticas y/o margosas representan depósitos costeros y de lagoon/bahía protegidas por las construcciones arrecifales en zonas con influencia intermitente de sedimentación terrígena. Los conglomerados y arenas canalizados y en cuerpos lenticulares provienen de la descarga de ríos, que formaban pequeños deltas, que drenaban desde el sur a las zonas de lagoon/bahía. Las arenas finas, a veces con estructuras que indican corrientes poco intensas, limos y margas son depósitos de lagoon/bahía en los que crecieron pequeños parches de coral, o que fueron colonizados por colonias de ostreidos. Las bahías actuales de la costa norte de La Española, en las que descargan ríos de pequeñas dimensiones y que están cerradas en diverso grado por barreras de arrecifes, son buenos análogos del medio sedimentario representado por estos depósitos.

Por otro lado, el miembro superior de la Fm. La Isabela está constituido por calizas arrecifales, masivas, frecuentemente con colonias de corales en posición de vida e intercalaciones calcareníticas y calcirudíticas. Su potencia, considerando el apilamiento vertical y escalonado de los diferentes cuerpos arrecifales, puede llegar a ser superior a los 250 metros. Esta unidad aflora extensamente en la Hoja coronando diversos relieves, definiendo elementos geomorfológico como cuevas y mesas, en función del buzamiento,

que quedan aislados en el paisaje a modo de cerros testigos. Dichos cerros forman lineaciones con direcciones aproximadamente paralelas a la costa actual y conservan la geometría del armazón arrecifal aproximada a tal y como debió ser en el momento de su construcción. A destacar por sus dimensiones y cota, de Este a Oeste, el promontorio de Las Paredes (donde se define inicialmente esta formación), los Cerros de Los Pilones, Los Patos, y la Loma de la Cana. Por desgracia, su inaccesibilidad no permite buenas observaciones de estas facies, salvo en bloques desprendidos y deslizados hacia su vertiente sur.

Estas facies calizas están constituidas por la superposición y acumulación de esqueletos de colonias de coral, en posición de vida o más o menos volcadas y con distintos grados de fragmentación. Las colonias de coral presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinas. Entre las colonias de coral se observa un sedimento interno con estratificación inclinada, de calcirudita-calcarenita bioclásticas, compuesta de fragmentos de coral, algas, moluscos, equinodermos y briozoos en una matriz micrítica. El sedimento interno no siempre rellena completamente los espacios entre los corales, lo que unido a los huecos producidos por la disolución de los esqueletos de coral, produce una elevada macroporosidad en esta facies.

Desde un punto de vista petrográfico, la mayor parte de las calizas pueden clasificarse con *framestones* y *bafflestones*, o *packstones*, de corales, aunque se han descrito también texturas tipo *packstone* y *grainstone*, o *rudstone*, en estas facies.

Donde la exposición lo permite, se observa una cierta zonación en la composición de los corales constructores principales, que afecta sobre todo a las proporciones relativas de los taxones. En el núcleo de la construcción, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a numerosas y grandes colonias masivas (hay ejemplos de más de 2 m de altura), en domos más o menos subdivididos internamente de *Montastrea annularis*, *Diploria*, *Siderastrea* y *Porites*. Se encuentra también alguna rama de otras formas de *Acropora*. En dirección hacia el mar se reduce la proporción relativa de las colonias en domos y predominan las ramas gruesas de *A. palmata* que dejan luego paso a una mayor proporción de colonias de ramas finas de *Acropora prolifera* y *Acropora cervicornis*. En el núcleo, la construcción es masiva, pero define una cierta estratificación grosera, que buza ligeramente hacia el mar (de 5 a 12°) en las zonas más ricas en *Acropora*. Estas facies alcanzan potencias de 10 a 15 m donde su exposición ha permitido medirlas. La sección de referencia para la observación de esta unidad es, sin

duda alguna, la del extremo occidental de la playa de Cambiaso (Hoja de Luperón), si bien el afloramiento de Las Paredes, dentro de esta Hoja, también permite realizar buenas observaciones.

Es evidente que las facies de calizas con corales representan los restos conservados *in situ* de arrecifes de coral, muy semejantes, tanto en componentes como en la zonación de la composición, a los arrecifes actuales del Caribe. Las calcarenitas y calciruditas con restos de corales y otra fauna representarían la acumulación, pendiente abajo y mar adentro, de los derrubios bioclásticos procedentes de la destrucción del arrecife y la fragmentación de los esqueletos de los distintos organismos que en él vivieron. A ellos se suman los restos de los organismos que vivieron directamente mar adentro del arrecife sobre su talud de derrubios y que pertenecen a los mismos grandes grupos. En el desplazamiento pendiente debajo de los bioclastos se produce una segregación general de tamaño de grano, que disminuye hacia abajo, lo que favorece una mejor definición de laminaciones y estratificaciones.

De una interpretación general de facies, de sus relaciones laterales y verticales y de la morfología de los cuerpos sedimentarios puede deducirse un modelo para toda la formación en el que los ambientes costeros siliciclásticos (playas y deltas), pasaban lateralmente a bahías protegidas o lagoones, de centenares de metros a pocos kilómetros de extensión perpendicular a la costa, situados tras unas barreras arrecifales que por delante tenían taludes con pendientes relativamente altas que acaban en zonas suficientemente profundas para no ser afectadas por el oleaje de tormentas (Figura 2,2). Es muy probable que la importancia relativa de depósitos siliciclásticos en relación a las facies arrecifales obedecería a factores climáticos e eustáticos que controlaron la producción de carbonatos y el aporte de sedimentos a la cuenca desde el continente de una forma cíclica.

Como ya se ha mencionado, en todas las áreas en las que aflora, las rocas de esta formación están dispuestas en escalones, de manera que las más recientes están en escalones más bajos. La superposición estratigráfica de estos escalones se puede apreciar en algunos afloramientos. En cada escalón se pueden observar una progradación de facies más internas y/o someras sobre facies más profundas, es decir, una disposición regresiva. Por otra parte, se puede reconocer un mayor grado de karstificación y alteración cuanto más alto y, por tanto, más antiguo es el escalón. La existencia de estos escalones o terrazas es conocida desde principios del siglo XX (Vaughan *et al.*, 1921) y su interpretación actual proviene de los años 60. La disposición

escalonada se debe a la interacción de las oscilaciones del nivel de mar global (nivel eustático) y el levantamiento del sustrato. Si están sin deformar tectónicamente, cada escalón tiene el techo plano o ascendiendo ligeramente tierra adentro. El salto suele ser brusco y, en los escalones más desarrollados, es una pared sub-vertical con una muesca o *notch* de un par de metros excavada en la base. En muchos casos de mala calidad de afloramiento es difícil distinguir en qué proporciones los escalones son simplemente el resultado del esculpido erosivo del mar o hay construcción arrecifal u otro tipo de depósitos configurando las terrazas o descansando sobre ellas.



Figura 2.2. Modelo sedimentario para la Fm La Isabela (Braga, 2010).

Respecto a la edad de la Fm. La Isabela, por el momento, ha sido imposible de datar en los depósitos aflorantes dentro de la Hoja de Barrancón. Todos los datos y conclusiones que se exponen a continuación proceden del informe de Braga (2010) elaborado para las formaciones arrecifales estudiadas en el proyecto SYSMIN.

La única información válida que se tiene sobre su edad son datos tomados en la Llanura Costera del Caribe, y procede de las dataciones radiométricas realizadas por Schubert y Cowart (1980) entre Punta Caucedo y San Pedro de Macorís (costa sur de La Española). Estos autores ofrecen un conjunto de valores de edad para muestras tomadas entre 6 y 7 m de altura, de las que se debe considerar válida la más joven (121 ± 9 ka) ya que la alteración/contaminación de muestras suele implicar el incremento de uranio terrígeno y da como resultado edades más antiguas. Esto sitúa el depósito de las muestras en el estadio isotópico marino 5e (en adelante MIS 5e), que corresponde a un intervalo de

edad de 117 a 128 ka (Lea *et al.*, 2002). Si tomamos como referencia la zona en que esta edad fue determinada (a medio camino entre Boca Chica y San Pedro de Macorís), la terraza datada alcanza 10 m de altitud máxima (en la zona hay otra más baja a 2-3 m).

Todo esto implica un levantamiento de 0,06 a 0,08 mm/año si consideramos la altura de la muestra o la máxima de la terraza, respectivamente. Aplicando esta tasa de levantamiento, el escalón consecutivamente más alto, cuyo techo está a 30 m, tendría una edad de entre 375 ka y 500 ka. Este intervalo de edad sugiere que la terraza se generó en el MIS 11, cuyo pico de nivel de mar está alrededor de 400 ka. Los depósitos atribuibles a la Fm. La Isabela más altos en este entorno están a unos 40-45 m (cantera al sur de la carretera de La Romana a San Pedro de Macorís. Aplicando las anteriores tasas de levantamiento (0,06-0,08 mm/año) se obtiene un rango de edad de entre 500 y 750 ka para los depósitos más antiguos de la Fm. La Isabela en la Llanura Costera de Caribe meridional, que en conjunto tendría una edad Pleistoceno medio y superior.

Díaz del Olmo y Cámara (1993) aportan una datación de 247 ka para la terraza de 27/30 m en el Parque Nacional del Este. Esta datación parece basada en espeleotemas o rellenos cársticos desarrollados sobre la terraza y no en los corales que la construyen y es, por tanto, compatible con las edades arriba planteadas. La altitud máxima de los depósitos de la Fm. La Isabela en la Llanura Costera del Caribe oriental es de alrededor de 30 m (hasta 45 m en una zona afectada por fracturas) y son también 3 los escalones principales, por lo que, por el momento, podemos suponer que tengan una edad más o menos similar a la que tienen en la Llanura Costera del Caribe meridional.

Con respecto a la costa norte, la Fm. La Isabela alcanza grandes elevaciones en el Promontorio de Cabrera (Hoja de Cabrera) donde se pueden reconocer facies de lagoon a 200 m de altitud. La datación realizada en el laboratorio de radiometría de la "School of Earth Sciences, University of Melbourne", sobre una muestra de coral (*Acropora palmata*) situada a unos 20 m de altura en la terraza mas baja de Cabo Francés Viejo, proporciona una edad de 134.393 ± 1.060 , pero el valor inicial de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ligeramente elevado (1,179 frente al 1.145 del agua de mar) indica que la muestra no ha funcionado como un sistema cerrado y ha absorbido algo de uranio terrígeno. Esto significa, en definitiva, que la edad obtenida es algo más antigua (algunos miles de años) que la real de la muestra, por lo que cabe suponer que la terraza más joven se formó también en el MIS-5e, como en la Llanura Costera del Caribe. Esta terraza está muy bien desarrollada alrededor de todo el Promontorio de Cabrera y parece basculada, con mayor altura hacia el norte.

En la “transversal” Loma de Jagua-Cabo Francés Viejo, su techo alcanza casi 40 m. Considerando este valor máximo, aquí la tasa de levantamiento ha sido de 0,33 mm/año y podrían estar representadas terrazas del MIS 7 (240 ka, a 70-80 m), MIS 9 (330 ka, a 100 m), y llegaría a unos 600 ka la edad de la terraza más antigua reconocida, a 175-210 m. Es decir, también en la vertiente norte de la Cordillera Septentrional la edad de la Fm. La Isabela es Pleistoceno Medio y Superior.

La atribución, con reservas, de su límite superior al Holoceno se basa en la existencia de pequeños escalones de calizas arrecifales a 2-3 metros sobre el nivel del mar actual. Estos pequeñas plataformas formadas por calizas arrecifales, bien observables en la población de La Isabela, podrían interpretarse como la existencia de altas paradas, muy breves y recientes, del nivel del mar en las que continuaba el desarrollo de parches arrecifales sobre materiales similares de mayor antigüedad.

2.2.1.2. Terrazas altas. Arenas, gravas y conglomerados (6). Pleistoceno. Q₁₋₃

Los materiales atribuidos a terrazas altas son depósitos tabulares horizontales, con hasta 10 m de potencia, que afloran a cotas entre 20 y 30 msnm. Se concentran cerca de la margen oriental del Río Bajabonico, aunque no presentan una extensión muy importante, aflorando en forma de pequeñas lomas generalmente muy cubiertas. Tal circunstancia indica que han experimentado una intensa erosión y desmantelamiento o que el río tuvo un encajamiento muy rápido. Los mejores cortes se encuentran cerca de la aldea de Novillero, en el extremo sureste de la hoja.

Estas formados por conglomerados de matriz arenosa, gravas y arenas. Los conglomerados poseen cantos bien redondeados, de tamaño variable (de 3 a 15 cm), sobre todo de calizas –lo que les confiere un característico color blanco- aunque también contiene rocas volcánicas y areniscas. La composición de los cantos indican una procedencia de los relieves cercanos de la Cordillera Septentrional. Presentan textura clasto-sostenida y estratificación cruzada planar y en surco de mediana y gran escala. En ocasiones es posible reconocer morfologías canliiforme superpuestas, de grandes dimensiones, y rellenos transversos de canal.

Su atribución a niveles altos de aterrazamiento se basa en la altura de su base, a unos 20 m, en relación con la mucho menor cota relativa que presentan las terrazas bajas y el propio cauce del río en las proximidades de su llanura de inundación. En cualquier caso cabe atribuirles una edad pleistocena. Su relación con la Fm La Isabela es difícil de

precisar, si bien no es descartable que estos depósitos se desarrollaron de forma sincrónica a las calizas coralinas de la Isabela, en momentos de interrupción de la producción de carbonatos y fases de descenso del nivel del mar o estabilización del nivel de base.

2.2.2. Holoceno

2.2.2.1. Terrazas bajas. Conglomerados (7). Holoceno. Q₄

Afloran en muy malas condiciones a cotas próximas a los 10 m, debido a que se encuentran cubiertas por los fangos y arenas subactuales de la llanura de inundación del Río Bajabonico. La potencia de esta unidad no llega a superar los 8 metros. Su observación se limita a pequeños cortes en barrancos y a los taludes anexos al cauce del este mismo río en su rivera este, mucho más escarpadas en la zona próxima a la desembocadura.

Son depósitos conglomeráticos, de textura clasto-sostenida y matriz arenosa. Presentan estratificación cruzada planar y morfología tabular. Al igual que las terrazas más altas, la composición de sus cantos es eminentemente carbonatada. Su proximidad al canal principal y cota hacen suponer que se trata de depósitos holocenos muy recientes que han quedado colgados ligeramente con respecto al nivel de base actual. Como el caso anterior, no es descartable que su formación haya sido, en parte, sincrónica a los últimos episodios de construcción de arrecifes que representan las calizas de la Fm La Isabela.

2.2.2.2. Coluvión. Cantos, arenas y arcillas (8). Holoceno. Q₄

Aparecen en las vertientes de los relieves más importantes que se localizan en el sector oriental de la Hoja (Loma La Jaguita, Las Paredes) como consecuencia del importante desnivel de la zona. También existen coluviones aislados en las cercanías de Punta Rucia, algunos no cartografiables por sus pequeñas dimensiones.

En general se trata de depósitos muy heterométricos y desorganizados, con acumulación caótica de bloques y gravas con escasa matriz limosa, probablemente lavada. La forma de los cantos es generalmente angulosa. La litología de estos depósitos es caliza, en su mayoría de tipo arrecifal y procedente de los sistemas arrecifales de la Fm La Isabela que coronan los cerros y lomas. Su potencia y características internas son variables, no

pudiendo precisarse por ausencia de cortes de detalle. Se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno.

2.2.2.3. Deslizamientos. Margas y bloques de calizas (9). Holoceno. Q₄

Poseen bastante importancia, ya que cubren la mayor parte de la vertiente sur de los cerros y lomas del sector central y occidental de la Hoja de Barrancón (Cerro Los Pilones, El Pato y Agua de la Cana). Se desarrollan como consecuencia de la existencia de un sustrato lutítico muy inestable (limos y margas), un importante desnivel y la aparición de calizas masivas coronando los relieves.

Estos deslizamientos se extienden sobre las laderas constituidas por las margas de la Fm Villa Trina y arenas limosas y limos de la Fm La Isabela, cubriendo por completo el contacto entre ambas. Sus dimensiones son muy variables pero llegan a alcanzar varios centenares de metros. En la mayor parte de las ocasiones es posible observar por foto aérea la cicatriz erosiva, de forma concava, que dejan los deslizamientos al desprenderse los grandes bloques de calizas. Algunas carreteras, aldeas y casas aisladas se localizan al pie de estas formas, por lo que pueden presentar un riesgo para la población e infraestructuras.

Estos bloques quedan englobados en la matriz fina con una organización muy caótica, definiendo cuerpos solapados que tienden disminuir su inclinación hacia la base de los relieves, regularizando la morfología de las laderas. Su potencia y características son difíciles de observar, pero pueden llegar a superar los 10 m de espesor.

En cuanto a su edad, se les ha asignado una edad Holoceno, pero se trata de un proceso activo que sigue produciéndose en la actualidad, sobre todo en época de lluvias.

2.2.2.4. Abanicos aluviales. Conglomerados, gravas y arenas (10). Holoceno. Q₄

Los abanicos aluviales presentes en la hoja son de muy pequeñas dimensiones y escasa pendiente. Se desarrollan en zonas de desembocadura de cauces estacionales (Río de La Jaiba y Los Pilones) en lagunas colmatadas y manglares del Parque de Estero Hondo. Estos sistemas fluviales, de funcionamiento intermitente, nacen en los relieves elevados de la Cordillera Septentrional localizados al Sur.

Están formados en parte sedimentos gravosos y conglomeráticos muy arenosos, aunque predominan las arenas con porcentajes muy variables de lutitas. Los cantos son de bien redondeados a subangulosos y son de naturaleza caliza, aunque también hay cantidades considerables de rocas volcánicas y areniscas. Ocasionalmente se aprecian niveles de escasa potencia donde predominan los limos que puede contener restos carbonosos. Debido a las malas de afloramiento ha sido imposible determinar su organización interna, pero preservan su morfología en planta y sobre el terreno es posible apreciar una suave estratificación ligeramente inclinada hacia mar.

Se les ha atribuido una edad Holocena y siguen formándose en la actualidad, especialmente en épocas de precipitaciones cuando los cauces se activan y transportan grandes volúmenes de sedimentos hacia la costa.

2.2.2.5. Llanura de Inundación. Fangos, arenas, gravas y cantos (a) Meandros abandonados. Holoceno. Q₄

Los materiales pertenecientes a la llanura de inundación del Río Bajabonico ocupan una gran parte de la superficie oriental de la hoja. Están constituidos fundamentalmente por fangos y, en menos proporción, por arenas que presentan algunos horizontes de gravas y cantos. Su superficie está ocupada por cultivos. La potencia máxima observable dentro de la hoja es de unos 8 metros, pero varía en función de la cercanía al cauce principal y cubre casi por completo la generación más reciente de terrazas del río. De hecho, este río experimenta de forma repetida cada año numerosas crecidas que produce la inundación de su llanura aluvial y el depósito de capas de sedimentos de diferente granulometría. Se trata de un proceso activo y que conlleva un riesgo claro para la población e infraestructura de la zona.

Dentro de la hoja y mediante fotointerpretación pueden apreciarse numerosos meandros y cauces abandonados, producto de procesos de avulsión. El hecho de que algunos de estos cauces abandonados sigan direcciones tectónicas muy bien representadas en toda la hoja, incluido en materiales cuaternarios, plantea la posibilidad de que el abandono de estos cauces haya tenido, al menos en algún caso, un cierto control estructural, probablemente a favor de pequeños escarpes de falla presentes en la llanura aluvial que podrían encauzar las avulsiones. Alguno de estos cambios de cauce ha tenido lugar en épocas históricas. De hecho, crónicas recientes y los habitantes del pueblo de La Isabela afirman que hace tan sólo unas décadas la desembocadura del río fue abandonada a consecuencia de un terremoto, lo que condujo a una captura de un canal secundario y a

la migración del cauce principal del Bajabonico centenares de metros hacia el suroeste hasta su posición en el presente.

Constituyen una de las principales manifestaciones de la dinámica actual, por lo que se asignan al Holoceno

2.2.2.6. Fondo de valle. Arenas, gravas y cantos (12). Holoceno. Q₄

Se distribuyen, de este a oeste, a lo largo de toda la hoja, con direcciones aproximadamente N-S o NO-SE, siguiendo las principales directrices estructurales de la hoja. Los más importantes son los relacionados con los Ríos Unifica y El Caño Miguel, muy activos en momentos de grandes precipitaciones.

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos redondeados, heterométricos, con un diámetro máximo de 20 cm. Los cantos y gravas pueden venir englobados en una matriz arenosa-fangosa que puede llegar a ser dominante respecto a los elementos detríticos más groseros. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor y organización interna, sin duda esta puede variar notablemente en función del curso. En los cauces de mayor envergadura la potencia de estas formaciones podría superar los 5 m.

Al igual que la llanura de inundación, constituyen una de las principales manifestaciones de la dinámica actual, por lo que se asignan una edad Holoceno.

2.2.2.7. Lagunas colmatadas. Lutitas y arenas bioclásticas (13). Holoceno. Q₄

Se distribuyen a lo largo de la línea de costa, directamente tras el cordón litoral o alrededor de las zonas de manglar. Toman especial importancia en torno al Caño de Estero Hondo, pero también en la zona de desembocadura del Bajabonico. Aunque se encuentran escasos metros por encima del nivel del mar pueden llegar a inundarse completamente en las estaciones de mayores precipitaciones o en mareas equinocciales extremas.

Son depósitos, de carácter eminentemente detrítico fino. En algunos casos son visibles grandes superficies con eflorescencias salinas. Se trata básicamente de limos de colores beige o negruzcos y olor fétido, que incorporan abundantes restos de bivalvos y

gasterópodos. No es posible el establecimiento de su espesor, posiblemente de orden métrico.

Su génesis esta relacionada con el relleno de lagunas costeras por acción de mareas y la llegada de aportes detríticos desde ríos y arroyos. En cuanto a su edad, corresponden al Holoceno.

2.2.2.8. Áreas pantanosas. Lutitas ricas en materia orgánica (14). Holoceno. Q₄

Se restringe a la zonas expuestas y circundantes de la Laguna Grande, que experimenta intermitentemente fases de sumersión en los momentos en que se desborda a causa de las precipitaciones. Ocupa, por tanto, posiciones topográficas correspondientes a una marisma alta.

Los depósitos detríticos asociados están representados por lutitas grises, en menos medida arenas muy finas, de algunos centímetros a metros de potencia, ricas en materia orgánica más o menos descompuesta. Pueden aparecer intensamente bioturbados, lo que borra por completo cualquier rastro de organización original del sedimento.

Son depósitos actuales o muy recientes, por lo que se les asigna una edad Holoceno.

2.2.2.9. Manglar. Limos y arcillas con abundante vegetación (15). Holoceno. Q₄

Los manglares que ocupan dentro de la Hoja las áreas de marisma baja no permiten en general observar los materiales que ocupan esta franja. Se localizan en la zona intermareal de la costa, por lo que experimenta exposiciones y sumersiones periódicas diarias. Sin embargo, algunas zonas el manglar han quedado colgado algunos centímetros por encima del nivel que alcanzan las aguas en pleamares normales, lo que podría indicar un ligero levantamiento de la isla en esta zona o un descenso eustático reciente en los últimos miles de años.

No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Si bien en la mayoría de los casos se ha podido observar la presencia de fangos, con alto contenido en materia orgánica. En otros puntos (playa Poza Piedra) el mangle se enraíza directamente en el cordón litoral. Son abundantes los bivalvos, sobre todo ostreidos, y gasterópodos, frecuentemente en posición de vida. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos.

Se trata de depósitos actuales o muy recientes, por lo que se incluyen en el Holoceno.

2.2.2.10. Playas. Arenas (16). Holoceno. Q₄

Constituyen fundamentalmente las diversas playas, que definen un cinturón muy continuo, paralelo a la línea de costa, a excepción del extremo oriental de la Hoja donde predomina un litoral rocoso y acatulado. Muy localmente desarrollan en su zona supramareal pequeñas dunas con elementos que no llegan a alcanzar el metro de altura. Limitan hacia tierra el desarrollo de llanuras mareales o de manglares.

Se trata de arenas finas a medias, bien clasificadas, de naturaleza silicea, en las proximidades de la desembocadura del Río Bajabonico y del Estero Hondo, y más carbonatadas en las zonas de La Ensenada y Punta Rucia. Pueden incluir, en diferente proporción, restos bioclásticos de tamaños variable (desde gravas hasta grandes bloques), dependiendo del sector. Estos restos de fauna están compuestos por corales y moluscos y son arrastrados a la costa, durante temporales y tormentas, formando acumulaciones tempestíticas intercaladas en las arenas. Su desarrollo ha tenido lugar dentro del Holoceno y continua en la actualidad.

2.2.2.11. Arrecifes (17). Calizas con corales en posición de vida. Holoceno. Q₄

Dentro de esta unidad se incluyen los amazones arrecifales actuales que se encuentran adosados a la costa, con un escaso o nulo desarrollo de *lagoons*, o arrecifes franjeantes. Pueden quedar expuestos subaereamente durante las mareas equinociales extremas. Se localizan a ambos extremos de la desembocadura del Río Bajabonico, donde su crecimiento queda inhibido por la turbidez de las aguas.

Están formados por calizas arrecifales, con corales en posición de vida. Representan la cresta o parte más elevada del armazón arrecifal, donde rompe el oleaje al aproximarse a la costa. Su profundidad no supera los dos metros en condiciones mareales convencionales. Al igual que las playas, su formación ha tenido lugar durante el Holoceno y continua en la actualidad.

3. TECTÓNICA

3.1. Introducción

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores (Figura 3.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). 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 área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindelly Barret 1990; Pindell 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento de la Cordillera Septentrional de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

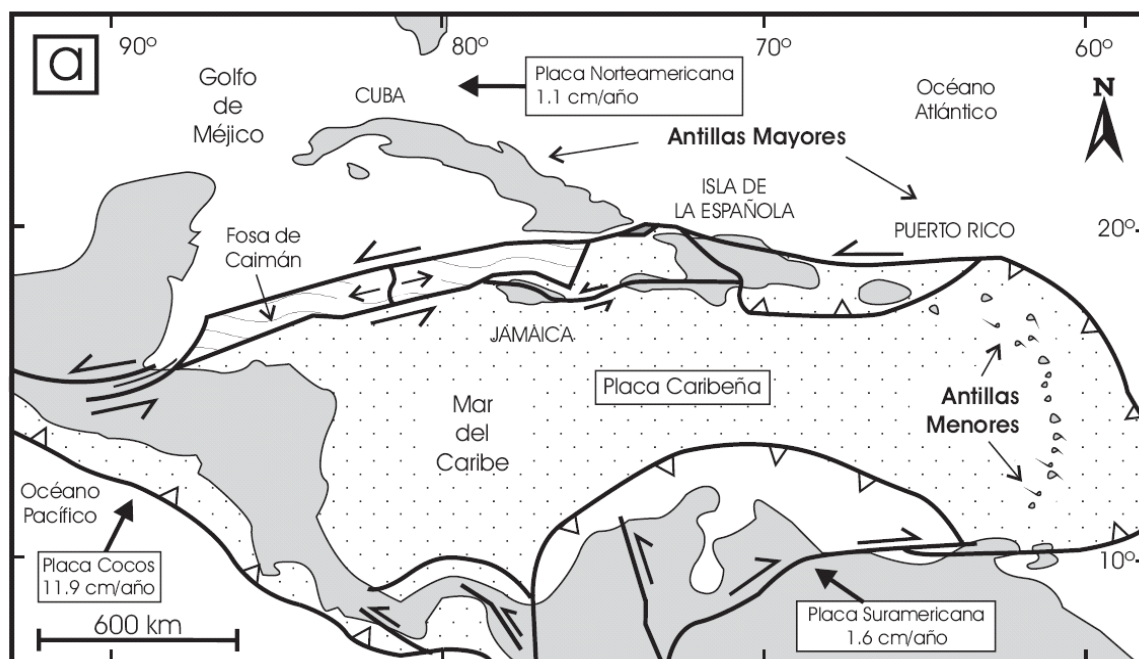


Figura 3.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas con una anchura entre 15 y 40 km y altitudes que pueden superar los 1000 m en su parte central (pico Diego de Ocampo, 1249 m). Se extiende con dirección OSO-ESE subparalela a la costa atlántica dominicana por más de 200 kms, desde Montecristi a Nagua. Junto con la

península de Samaná conforma un dominio geológico bien diferenciado del resto de los considerados en la isla de La Española por cuanto en él concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite propiamente dicho entre las placas Caribeña y Norteamericana. Su borde meridional queda bien definido por la traza más o menos rectilínea de la falla Septentrional (*sensu lato*) que pone en contacto los materiales más antiguos que constituyen la cordillera (mayoritariamente terciarios, pero también mesozoicos, con reducidos pero significativos afloramientos de rocas ígneas y metamórficas), con los depósitos cuaternarios de la Cuenca del Cibao. Esta cuenca, que coincide aproximadamente con el valle que le da nombre, discurre contigua al sur encajada entre los relieves de la Cordillera Septentrional y los de la Cordillera Central si bien el límite con estos últimos no es tan brusco y se resuelve mediante una prolongada pendiente que coincide aproximadamente con la discordancia de base de los materiales neógenos que mayoritariamente rellenan la cuenca.

El dominio geológico de la Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente (Figura 2.1): 1) Los complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultrabásicas (generalmente asociadas a melanges), mármoles, calcoesquistos y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional generado en relación con la colisión del arco volcánico con el continente americano. Se reconocen principalmente en la parte norte del dominio (en el sector occidental, siempre al norte de la falla de Camú) y están representados por los complejos de basamento de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná; 2) Los pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcanoderivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte del edificio del arco isla presente en la República Dominicana. Se reconocen en la parte meridional del dominio, siempre al sur de la falla de Camú y están representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García; y 3) Las rocas cenozoicas constituidas por potentes secuencias sedimentarias mayoritariamente depositadas en medios marinos que registran la historia geológica de la República Dominicana desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días. Estas últimas se disponen discordantes sobre los complejos de basamento anteriormente mencionados, los cuales ejercen un cierto control paleogeográfico sobre ellas hasta el Mioceno inferior-medio, mientras que a partir del Mioceno medio y, sobre todo, en Mioceno superior, éstas se distribuyen de manera más o menos uniforme por todo el dominio discordantes sobre cualquier formación precedente.

Los tres conjuntos de rocas han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas producidas como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua continuada de las placas caribeña y norteamericana desde el Paleógeno hasta la actualidad. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamiento singenético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico.

Los complejos de basamento de rocas metamórficas y de rocas volcánicas y volcanoderivadas anteriormente mencionados afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada “hacia la derecha” que está claramente asociada a “inflexiones contractivas” o *restraining bends* de escala kilométrica, todo ello consistente con el sentido de cizallamiento sinistral que afecta a toda la región.

La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa aeromagnético de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, por ejemplo, los *restraining bends* asociados a los complejos de El Paradero y de Pedro García, aunque sin lugar a dudas el más espectacular de todos ellos es el que produce el afloramiento del macizo metamórfico de Río San Juan en el extremo oriental de la cordillera (Figura 3.2).

3.2. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.*, 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1990; Pindel, 1994).

La isla de La Española se sitúa de lleno sobre el margen norte de la placa del Caribe (Figura 3.1). Este margen ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción entre el Cretácico y el Oligoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte

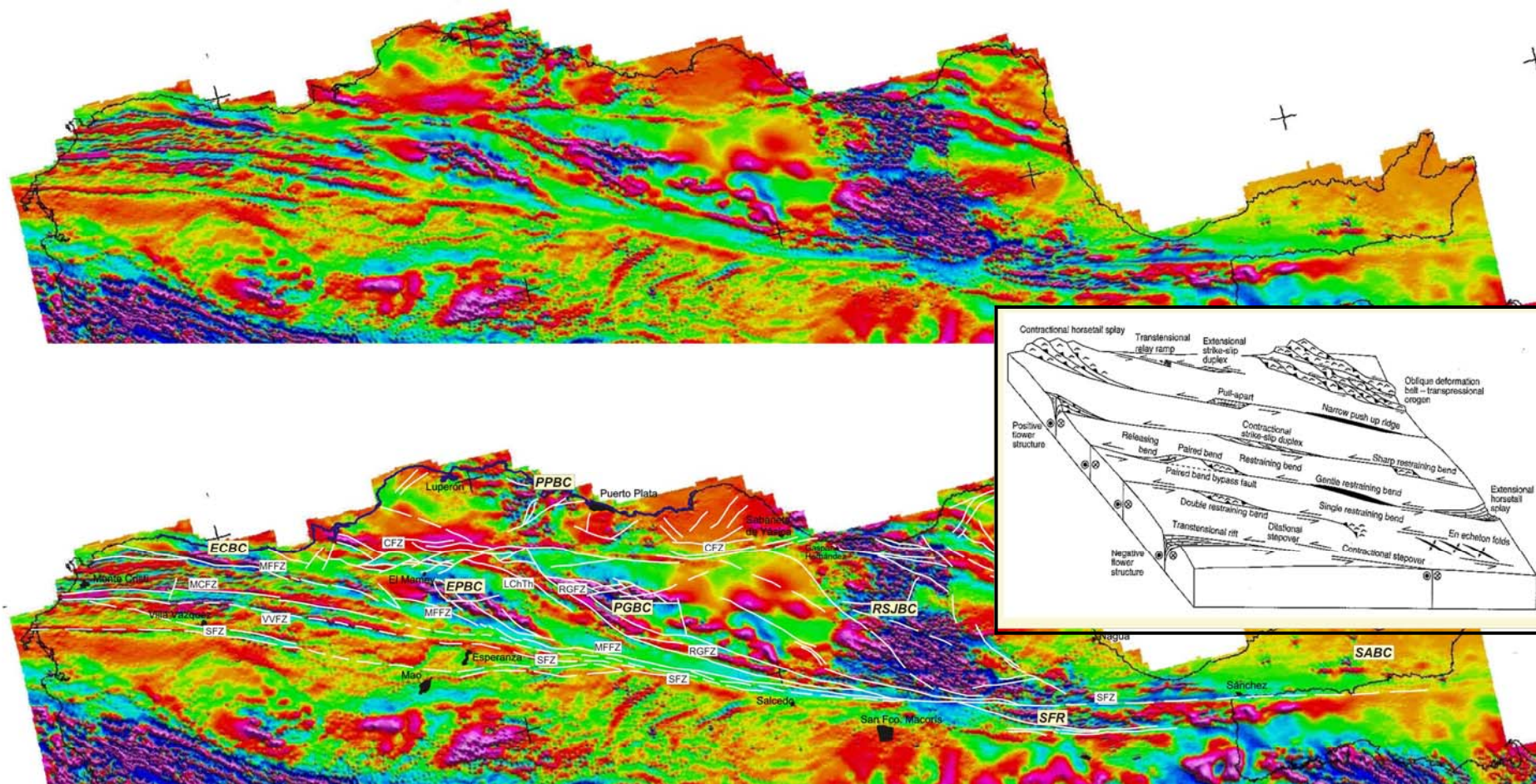


Figura 3.2. Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensivas, con la nomenclatura propuesta por Mann *et al.* (2004).

por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que parece que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo *et al.*, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, se estima que la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno Medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon, 1998; De Meets *et al.*, 2000). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y asociadas, p.ej. falla de Camú), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos senestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b). Ambas estructuras representan los segmentos más orientales, en territorio de la isla de La Española, de las dos fallas transformantes que limitan por el norte y por el sur, respectivamente, el surco de Caimán.

Pese a que la falla Septentrional se identifica con el límite entre la Cordillera y la Cuenca del Cibao, en realidad su traza activa actual no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). En el sector comprendido entre Santiago y San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la Cuenca del Cibao, desplazada unos centenares de metros respecto al frente montañoso. Hacia el oeste, la falla Septentrional se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos en dirección sur. Así, utilizando la misma nomenclatura de Mann *et al.* (1998), la falla que este autor identifica con el frente montañoso discurre muy al norte por el interior de la cordillera y es prácticamente inactiva. Al sur de ésta se reconocen, ya dentro de los materiales de la cuenca, las fallas de Montecristi y Villa Vázquez, por este orden, con una traza muy neta que refleja una actividad si no actual, sí al menos relativamente reciente. Desde el paralelo de San Francisco de Macorís hacia el este, la falla Septentrional tiene una traza relativamente neta que limita por el sur el macizo metamórfico de Río San Juan y continúa a través de

los depósitos cuaternarios de la llanura del río Yaque, hasta enlazar con la falla que forma el límite septentrional de la bahía de Samaná (Edgar, 1991).

La falla de Camú se sitúa en el interior de la cordillera con una traza de dirección próxima a E-O y por tanto ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica esta traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que desde Imbert hacia el este se desarrolla una zona de falla con una anchura entre 3 y 5 kms formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales. La terminación occidental de la zona de falla hacia la costa, en la Hoja de Barrancón, es poco precisa al estar semioculta por materiales cuaternarios o terciarios muy blandos que afloran en malas condiciones. Tampoco está muy claro si la prolongación oriental se resuelve en el mar, dentro del golfo situado entre Gaspar Hernández y Río San Juan o si ésta coincide con una o las dos fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan la parte más septentrional del complejo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández. Esta falla constituye el límite meridional del denominado bloque de Puerto Plata (Pindelly Draper 1991; De Zoeten y Mann 1991; 1999) y al sur de la misma no se reconoce en la Cordillera Septentrional ningún tipo de roca metamórfica de alta presión ni roca ultrabásica de los que caracterizan dicho bloque. Como en el caso de la falla Septentrional, no hay marcadores o referencias regionales fiables que permitan hacer estimaciones de desplazamiento a lo largo de esta falla, si bien la idea de correlación entre los complejos de Puerto Plata y Río San Juan propuesta por Draper y Nagle (1991) es sugerente y permite suponer un desplazamiento entre ambos a favor de la falla de Camú de al menos 60 km.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de Río Grande (De Zoeten y Mann 1999). Atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional al este del meridiano de Salcedo. Hacia el norte, entre las localidades de Altamira e Imbert su traza queda oculta bajo depósitos aluviales cuaternarios pero muy probablemente enlaza hacia la zona de falla de Camú (o queda interrumpida por ésta) inmediatamente al sur de esta última localidad.

La Falla de Río Grande (De Zoeten y Mann 1999) atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional al este del

meridiano de Salcedo. Hacia el norte, entre las localidades de Altamira e Imbert su traza queda oculta bajo depósitos aluviales cuaternarios pero muy probablemente enlaza hacia la zona de falla de Camú (o queda interrumpida por ésta) inmediatamente al sur de esta última localidad.

4.3. La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional

En este contexto, los principales conjuntos de rocas que conforman la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamento singenético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Las fallas o zonas de falla antes mencionadas dividen la cordillera en grandes bloques con formas más o menos romboidales que es característica de zonas transpresivas. Son los bloques ya citados en esta memoria de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. Siguiendo la nomenclatura de estructuras en zonas transpresivas recientemente revisada por Mann (2004) (Fig. 4.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*). Un amplio afloramiento de margas de la Fm Villa Trina y de calizas de la suprayacente Fm Los Haitises recubre la parte central de la Cordillera Septentrional y divide a ésta en dos sectores, uno occidental y otro oriental cuyo enlace queda oculto bajo dichos depósitos. Se describe a continuación la estructura de detalle del sector occidental como marco tectónico de referencia de la hoja Barrancón. La estructura del sector oriental se puede consultar en las memorias de las hojas pertenecientes a este sector.

La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de la figuras 3.2 y 3.3 y en los cortes geológicos de la figura 3.5. El esquema estructural (Figura 3.4) muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos de arco de isla situados al sur de la falla de Camú y la alineación transversal del complejo de basamento de Puerto Plata al norte de ésta. La mayoría de estos elementos tienen buena correlación con anomalías del mapa de gradiente vertical de la región (Figura 3.3).

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca viene determinada por el desarrollo de las inflexiones contractivas o *restraining bends* citadas en el apartado anterior a las que

se asocian sendos afloramientos de los complejos de rocas de arco de isla, de oeste a este, complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.

En términos generales, en estos dos bloques la fracturación es dominante sobre el plegamiento. No obstante, como los dos bloques albergan series sedimentarias potentes y tienen dimensiones suficientes, la deformación asociada a los *restraining bends* produce cinturones de pliegues y cabalgamientos de geometría transpresiva, es decir, oblicuos a las fallas principales que los delimitan. En estos cinturones los pliegues son de geometría cónica y por tanto con escaso desarrollo longitudinal, con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia el NE o SO y se disponen en escalera o asintóticos contra las fallas principales, aunque lo habitual es que estén interrumpidos por fallas oblicuas singenéticas de dirección E-O a OSO-ENE que corresponden *riedels* de tipo R1.

La estructura en sección de los bloques de Altamira y La Toca se muestra en los cortes geológicos de la figura 3.5. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas (dependiendo del grado de acortamiento de cada transversal) limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías “en flor (positiva)” características de zonas transpresivas o de desgarre.

La geometría romboidal alargada de los bloques de Altamira y La Toca se acentúa en las proximidades de la falla de Camú por el efecto de cizallamiento y giro que produce en las estructuras contiguas, con un inequívoco sentido de movimiento sinistral, que afecta también a las series más recientes de Villa Trina y los Haitises. Desde la localidad de Imbert hacia el este, la falla de Camú tiene una traza relativamente neta, con escasas bifurcaciones, que coincide en términos generales con la propuesta en trabajos previos (Figura 3.2). Sin embargo desde Imbert hacia el oeste, la cartografía realizada en el contexto del presente proyecto ha revelado una traza distinta, más compleja y en posición notablemente más meridional que la cartografiada en trabajos previos. En realidad se trata de una zona de falla con una anchura de 3 a casi 10 km que afecta tanto a formaciones del bloque meridional de Altamira. El resultado es una amplia zona de mezcla en la que coexisten fragmentos o bloques de las mencionadas unidades (y otras relacionadas) de tamaño kilométrico y menores (desde hectométricos a métricos) y formas romboidales, limitados por fallas que en su mayoría corresponden a *splays* de tipo R1 o S (según la terminología de Rutter *et al.* 1986).

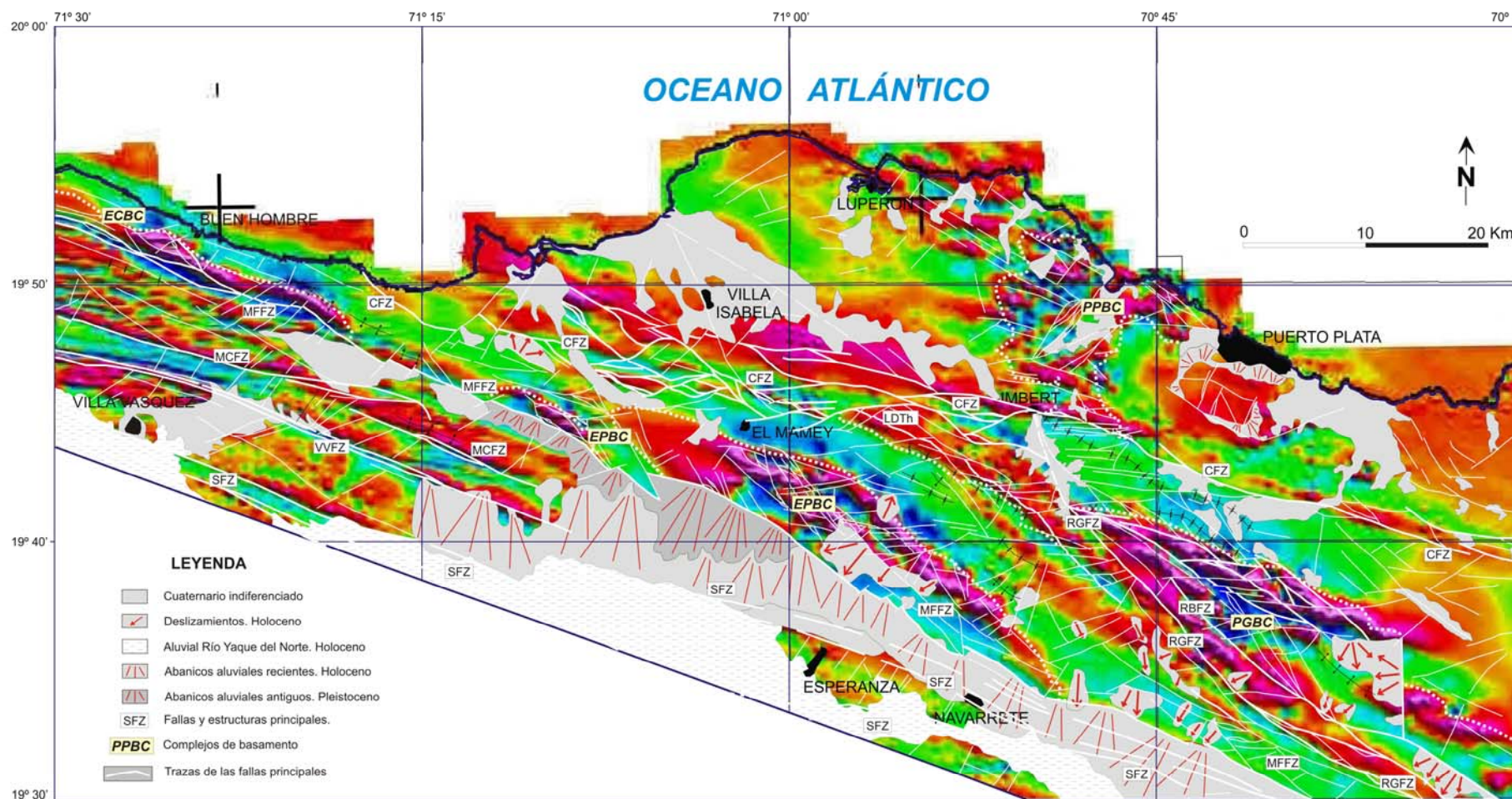


Figura 3.3. Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el maa aeromagnético de gradiente vertical.

En la parte meridional de esta zona de falla, coincidiendo generalmente con las bandas de mayor deformación, afloran fragmentos discontinuos pero alineados de la Fm Palma Picada que, de alguna forma, marcan la traza de la falla principal. En la parte septentrional de la zona de falla llega a aflorar un fragmento de peridotitas serpentinizadas, que pasa por ser el fragmento de peridotitas con posición más occidental en todo el conjunto de la cordillera. Los cortes II-II' a IV-IV' de la figura 3.5 muestran la estructura interna de la zona de falla. La máxima deformación se concentra en corredores de hasta 1 km de anchura con geometría "en flor positiva" donde la mezcla tectónica de unidades es extrema, los cuales limitan bloques deprimidos de mayor extensión con márgenes cobijados (subverticales o invertidos) y geometrías internas anticlinales o sinclinales relativamente simples. Algunos de los bloques deprimidos albergan pequeñas cuencas de la unidad de La Jaiba, cuyo depósito en el Mioceno inferior y medio se considera relacionado con la creación del relieve asociado al movimiento de la falla de Camú.

La unidad de la Jaiba aflora a lo largo del corredor de esta zona de falla discordante sobre cualquiera de las formaciones turbidíticas paleógenas existentes en la región (Altamira, Agua Clara, La Toca y Luperón) e incluye potentes paquetes de conglomerados en los que se reconocen cantos procedentes de todas ellas e incluso de sus respectivos basamentos. Estos datos en su conjunto indican que durante el depósito de la Fm La Jaiba, los bloques de Altamira-La Toca y Puerto Plata debían ser ya adyacentes (aunque no todavía con su posición actual) y por tanto se puede considerar que esta formación posdata la "fase" principal del movimiento de esta zona de falla.

Al norte de la falla de Camú, la estructura del bloque de Puerto Plata es sencilla en las formaciones paleógenas y neógenas de cobertera y complicada en el complejo de basamento (de Puerto Plata) que constituye su sustrato. Exceptuando aquellos sectores próximos a la zona de falla de Camú, donde la fracturación y el plegamiento relacionados con esta falla son más intensos y producen alguna inversión local de la estratificación, la Fm La Jaiba reposa en posición subhorizontal discordante sobre ella.

3.4. Principales discordancias y edad de la deformación

La cartografía geológica del sector occidental de la Cordillera Septentrional permite reconocer (o en algunos casos, deducir) una serie de discordancias de ámbito regional cuyas implicaciones geodinámicas y acotaciones respecto a la edad de la deformación

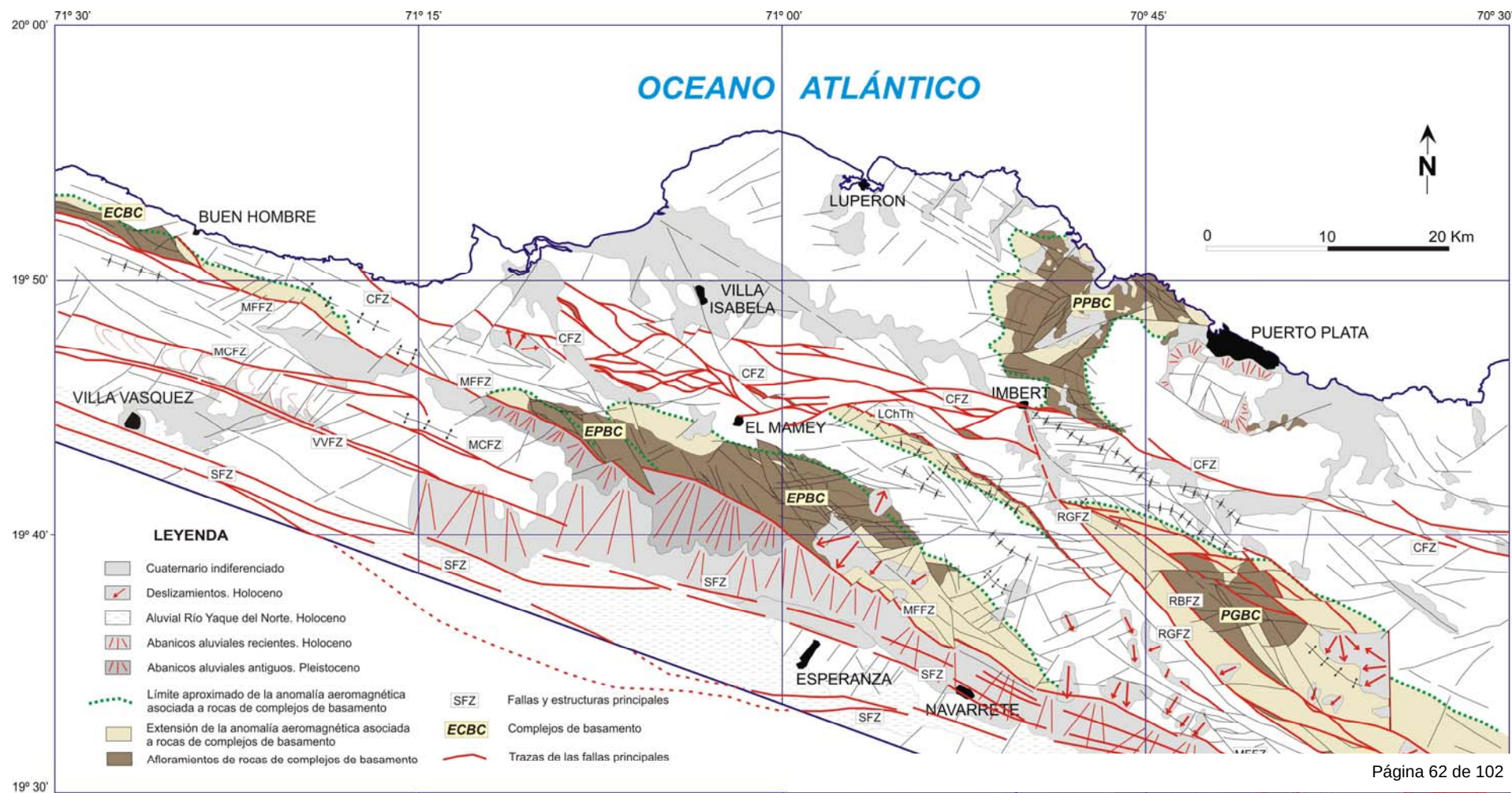


Figura 3.4. Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras es idéntica a la de la figura 3.4.

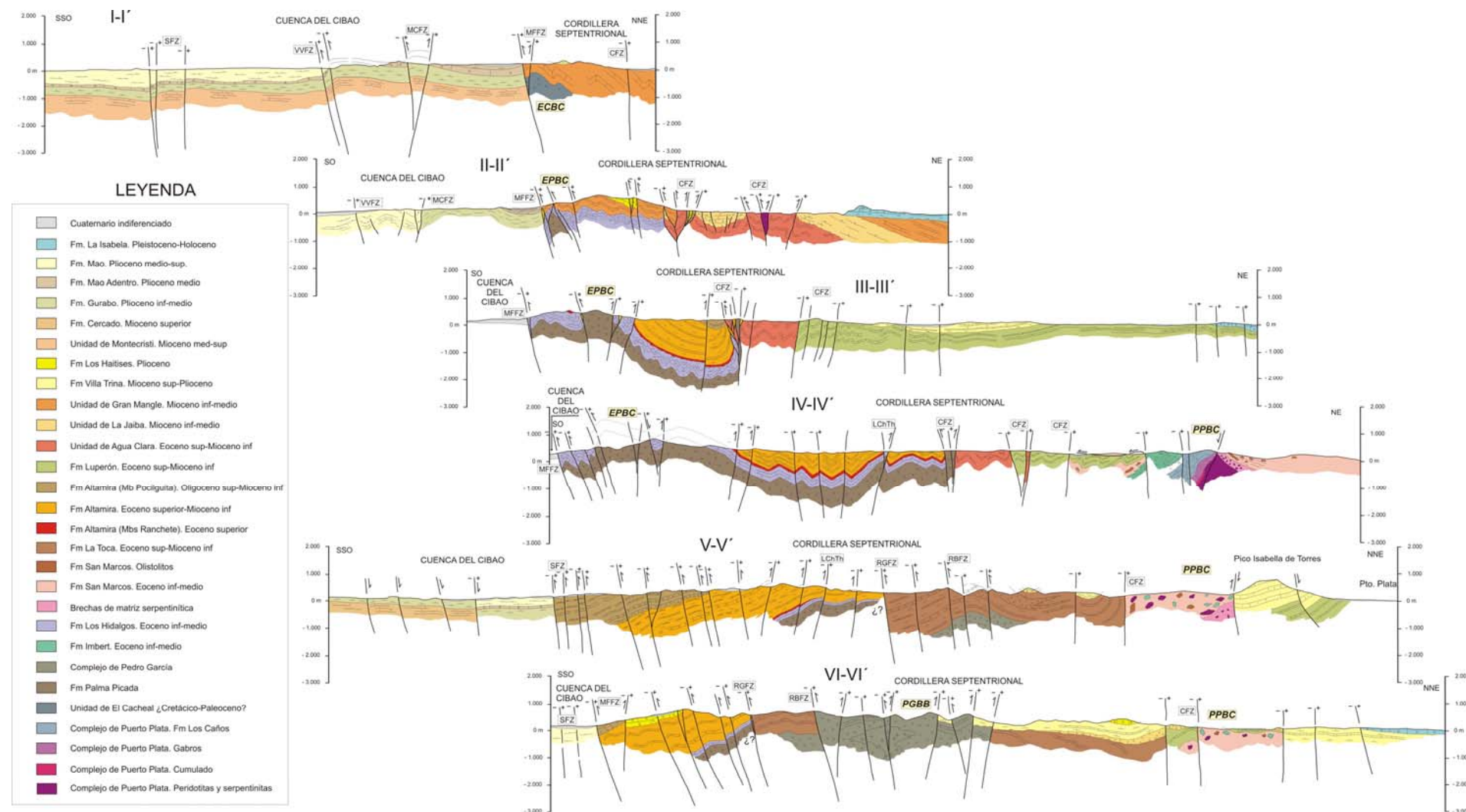


Figura 3.5. Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras es idéntica a la de la figura 3.2. Situación de los cortes en la Figura 2.1.

se describen a continuación, al menos las registradas en las unidades aflorantes dentro de la Hoja de Barrancón.

La discordancia más importante de ámbito regional, descrita en esta zona, se sitúa a la base de la Fm La Jaiba en el Mioceno Inferior y es común para los tres bloques involucrados en este sector de la Cordillera Septentrional. Es decir, la Fm La Jaiba aflora discordante sobre formaciones precedentes en el bloque de Puerto Plata, también en los bloques de Altamira y La Toca y de forma característica a lo largo de la zona de falla de Camú, donde se ha podido observar que alberga clastos procedentes de bloques contiguos. Por tanto, se puede concluir que estos bloques estaban ya relativamente próximos durante de el depósito de esta formación.

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente, y en parte equivalente lateral, Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior. Ambas formaciones están involucradas en el plegamiento más reciente de la cordillera y de manera característica aparecen pinzadas en bloques o fragmentos de muy diversos tamaños (desde kilométricos a decamétricos) a lo largo de la mayoría de las fallas inversas asociadas al Frente Montañoso o Falla Septentrional. En consecuencia, se puede afirmar que el levantamiento de la cordillera y el desarrollo de su patrón estructural más evidente en este sector occidental, son inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises (o en parte coetáneo con las fases finales de éste) y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior o Pleistoceno Medio.

Por último, la discontinuidad de ámbito regional más moderna se sitúa en el Pleistoceno inferior (o límite Plioceno-Pleistoceno) a la base de la Fm La Isabela y consiste en una discordancia angular, cuando esta formación descansa sobre formaciones paleógenas o miocenas, o en una paraconformidad difícil de apreciar y cartografiar cuando lo hace sobre la Fm Villa Trina o sobre las calizas de Los Haitises, de idéntico origen arrecifal. La posición emergida de esta discordancia (y de la propia Fm La Isabela) hasta cotas de 200 m en la zona de Cabo Francés Viejo demuestra el levantamiento continuado de la cordillera desde la finalización del depósito de la Fm La Isabela, en el Pleistoceno superior, con una velocidad que se ha estimado en 0,33 mm/año (Braga, 2010). Cálculos

similares realizados teniendo en cuenta la cota máxima de levantamiento de la Fm Los Haitises (1.250 m, en el Pico Diego de Ocampo), sugieren un rango impreciso de la tasa de levantamiento de la cordillera entre 0,35 y 1,25 mm/año, dependiendo de la edad que se considere para la finalización del depósito y comienzo de emersión de esta formación (Pleistoceno inferior o Plioceno superior).

3.5. Estructura de la Hoja de Barrancón

La cartografía geológica de la hoja de Barrancón muestra la existencia de múltiples fallas que se concentran en los materiales de Fm La Isabela, en su mayoría con desplazamientos muy escasos, no detectables a escala cartografiada. Esta circunstancia se debe a que las calizas de esta unidad son, con diferencia, el material más competente que aflora en la Hoja. Esto no significa que el resto de unidades, por lo general más antiguas, no se encuentren intensamente fracturadas, si no más bien que la identificación y estudio de fallas en ellas es muy complicado debida a la mala calidad de los afloramientos y a la naturaleza blanda de los sedimentos.

Dentro de la Hoja destacan dos estructuras por su importancia regional y dimensiones, pero ninguna de ellas son evidentes en el estudio sobre el terreno. La primera es la Zona de Falla de Camú (CFZ; Figura 3.4 y 3.5), sólo deducible a partir de la interpretación de la anomalía causada por los materiales de complejos basales en los mapas geomagnéticos (Figura 3.4). Estos materiales no llegan a aflorar pero deben encontrarse a relativamente escasa profundidad de la superficie. La anomalía ha permitido definir el trazado del límite septentrional de la CFZ en el esquema geológico que acompaña al mapa y que entra en la Hoja por el sector suroccidental, desde la Hoja del Mamey. La traza deducida posee una dirección aproximada N110° E, y se pierde en el Océano Atlántico a la altura del Cerro Burén. Como ya se ha mencionado su expresión en superficie, a excepción de un sistema de fallas deducido de dirección paralela, es prácticamente inexistente, ya sea por la potente cobertera cuaternaria que cubre la zona o por la progresiva atenuación de la deformación en esta dirección. Se ha observado en este punto una única falla con esa dirección afectando a los materiales de la Und Gran Manglé, en la Playa de Punta Rucia. Dicha falla posee un claro componente inverso y buzamiento vertical, pero no parece presentar un trazado muy continuo.

Por otro lado, hacia el SO, y a medida que nos aproximamos al límite septentrional de la Zona de Falla de Camú, es reseñable que se produce un cambio en la orientación de la costa y de los sistemas arrecifales pleistocenos que aparecen “colgados en el paisaje”,

pasando a tomar direcciones paralelas a dicha falla (N110° E). Tal circunstancia puede indicar un cierto control estructural en la aparición y desarrollo de los arrecifes durante el Cuaternario. Por tanto, no es descartable la actividad reciente de este sistema de fallas asociadas a la Falla de Camú.

La otra falla importante, por sus dimensiones, dentro de la Hoja de Barrancón es la del Río Bajabonico. Esta falla se ha deducido mediante foto aérea a través de la alineación de cauces y meandros abandonados. La dirección de esta falla es N120° E pero es evidente que se ha visto afectada por otro sistema de dirección N50° E, que ha provocado sucesivamente la captura y abandono de cauces secundarios a lo largo de toda la llanura de inundación del río.

Además, dentro de la Fm. La Isabela la hoja presenta una densa red de fallas menores, en gran parte deducidas de foto aérea e imagen radar, con desplazamientos aparentemente muy escasos, de escala decamétrica o inferior. Estas fallas presentan trazas generalmente rectilíneas, en algún caso algo curvadas, que se agrupan en sistemas de direcciones aproximadas N10°O, N20°E y N50°E y buzamientos prácticamente verticales.

El mejor representado es N50° E que parece haber ejercido un control estructural sobre la elaboración de acantilados y escalones tan característicos en la Fm La Isabela. Dentro de esta familia de fallas destacan por su longitud las llamadas fallas de la Culebra y del Castillo. Las escasas estrías analizadas en planos de falla permiten deducir un fuerte componente lateral senestral y pequeño desplazamiento vertical. Los otros dos sistemas de fallas descritos presentan movimientos con dirección dextral y salto en buzamiento muy pequeño. Dentro de la hoja están definidos por los fondos de valle de numerosos arroyos que drenan hacia el Atlántico, entre las que destacan las fallas del Caño Carujo, del Caño Miguel, de Los Pilonos y de la Cienaga.

Otras fallas con desplazamientos verticales de orden decimétrico, no representables en la cartografía son frecuentes en algunos afloramientos, y en la practica totalidad de los casos presentan desplazamientos verticales aparentes de tipo extensional, con buzamiento de planos de falla próximos a los 70-80° NO. Estas fallas son especialmente reconocibles cerca de Punta Rusia, en los afloramientos de la Und Gran Manglé, con direcciones N 50-60° E.

3.6. Tectónica activa

La Cordillera Septentrional y el valle del Cibao son zonas sísmicamente activas. Los estudios de paleosismicidad y observaciones geomorfológicas realizadas por Mann *et al.* (1998) han demostrado la actividad del segmento central de la Falla Septentrional durante el Holoceno más reciente. Sin embargo no está clara la participación de esta falla en dicha sismicidad ni tan siquiera en la secuencia de terremotos históricos registrados en la región en los años 1564, 1783, 1842, 1887 y 1897, ya que las dataciones indican que su movimiento fue anterior (entre los años 1040 y 1230; Prentice *et al.*, 1993; Dolan y Wald, 1998). Más bien al contrario dicha sismicidad parece que se relaciona principalmente con los movimientos generados a lo largo de la zona de subducción (oblicua) de la Placa Norteamericana y la plataforma de Las Bahamas bajo la Cordillera Septentrional y así lo confirman los mecanismos focales de tipo falla inversa o cabalgamiento de una serie de terremotos ocurridos en el norte de la isla entre 1943 y 1953 (Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998; Dolan y Wald, 1998) (Figura 3.6).

En el caso de la falla de Camú, no hay estudios específicos sobre su actividad tectónica reciente similares a los realizados en la falla Septentrional y también se desconoce si es sísmicamente activa. El 23 de septiembre de 2003 la zona de Puerto Plata se vio severamente afectada por un terremoto de intensidad 6,5, el mayor de los ocurridos en el norte de la isla desde la citada serie de terremotos de los años 1943 a 1953. Se calcula que el terremoto se originó a unos 10-15 km de profundidad y su localización más probable, a tenor de la concentración de sus réplicas es de unos 10 kms al sur de Puerto Plata, es decir muy próxima a la vertical del plano de la falla de Camú (Mann *et al.*, 2004) (Figura 3.6).

Aunque en la hoja de Barrancón existe registro histórico de actividad sísmica, son escasas las formas originadas por actividad tectónica reciente. Como ya se ha comentado existen varias pruebas de deformación en materiales cuaternarios, al margen de la existencia de fallas que afectan tanto a los depósitos arrecifales cuaternarios de la Fm La Isabela como a los diferentes depósitos continentales y costeros holocenos.

Tal vez la evidencia de tectónica activa más evidente dentro de la Hoja sea la elaboración de escarpes marinos siguiendo direcciones paralelas al sistema de fracturas N60°E, muy generalizada en toda la Hoja. La actividad de estas fallas, más que generar un desplazamiento vertical entre bloques que diera lugar a un escarpe, produciría una

superficie estructural que facilitara la acción erosiva del mar y el modelado de un acantilado siguiendo la dirección del plano de falla.

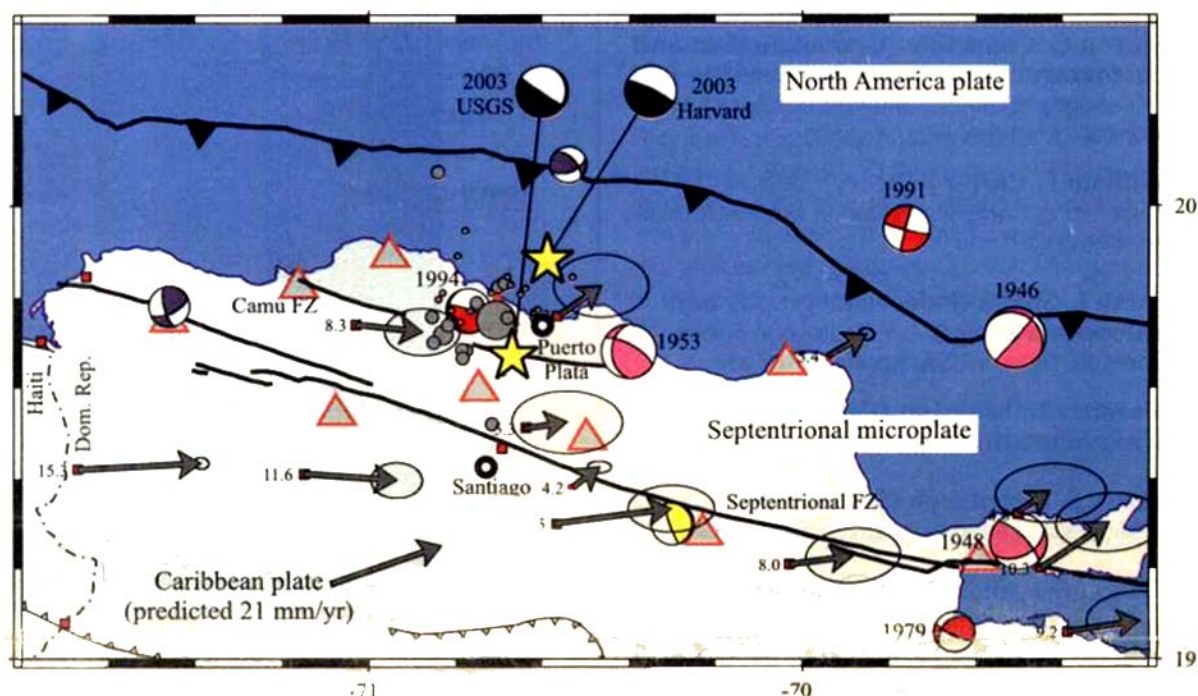


Figura 3.6. Esquema estructural del sector septentrional de la República Dominicana con las localizaciones (estrellas amarillas) y mecanismos focales (en negro) del USGS y Harvard de 22 terremotos. Las localizaciones de las réplicas y sus tamaños relativos se muestran en círculos grises. Las soluciones para mecanismos focales de Harvard CMT se muestran en rojo; los de Dolan y Wald, en (1998) en rosa; los de Molnar y Sikes (1969), en amarillo; y los de Calais *et al.* (1992), en azul. Los vectores de medidas de GPS y sus elipses de errores, son de Calais *et al.*, (2002); la velocidad total de la placa del Caribe deducida de GPS, es de DeMets *et al.*, (2000). Figura y pie de figura tomada de Mann *et al.* (2004b).

Por otro lado, el buzamiento de estos mismos materiales hacia el Norte en las proximidades al límite septentrional de la Zona de Falla de Camú parece indicar un levantamiento de las unidades neógenas como consecuencia de su actividad reciente. De hecho, en esta zona la inclinación de las capas de la Fm. La Isabela es demasiado elevada como para deberse de forma exclusiva a la pendiente sedimentaria de un sistema arrecifal (hasta 22° al NNE). Dicho basculamiento debió tener lugar en el periodo de tiempo comprendido entre la elaboración del segundo escalón (+110 m) y el primero (+10 m), ya que este último no presenta buzamientos tan anómalos hacia mar. Esto significa que la deformación fue posterior o sincrónica al depósito de los sistemas arrecifales que actualmente aparecen definiendo esta paleosuperficie, probablemente elaborada durante el Pleistoceno superior.

Finalmente, los numerosos meandros abandonados y los cambios bruscos de dirección del cauce del Río Bajabonico reflejan la interferencia de dos sistemas de fallas de

dirección N50°E y N120°E que afectan a los materiales de su llanura de Inundación. De hecho, crónicas de los habitantes de La Isabela narran la migración rápida del canal principal del Río Bajabonico varios centenares de metros hacia el Suroeste en los años 50. Este proceso fue desencadenado por un terremoto que condujo a la captura de un cauce fluvial secundario y al abandono del canal principal, hoy en día colonizado por los manglares.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1 Análisis geomorfológico

La Hoja de Barrancón escala 1:50000 abarca parte de la isla Dominicana sólo en su cuadrante SE. Presenta poca variación altimétrica, ya que en ella se halla representada sólo una pequeña franja de la isla de la República Dominicana, en su borde nororiental. Los procesos erosivos y fluviales son los que han desencadenado las formas y formaciones superficiales más extensas de la Hoja, aunque, al hallarse en ella la línea de costa, también adquieren gran importancia las formas y formaciones litorales, sobre todo las marismas altas. Además, cabe resaltar las extensas plataformas estructurales en las zonas más elevadas de la Hoja (Figura 4.1).

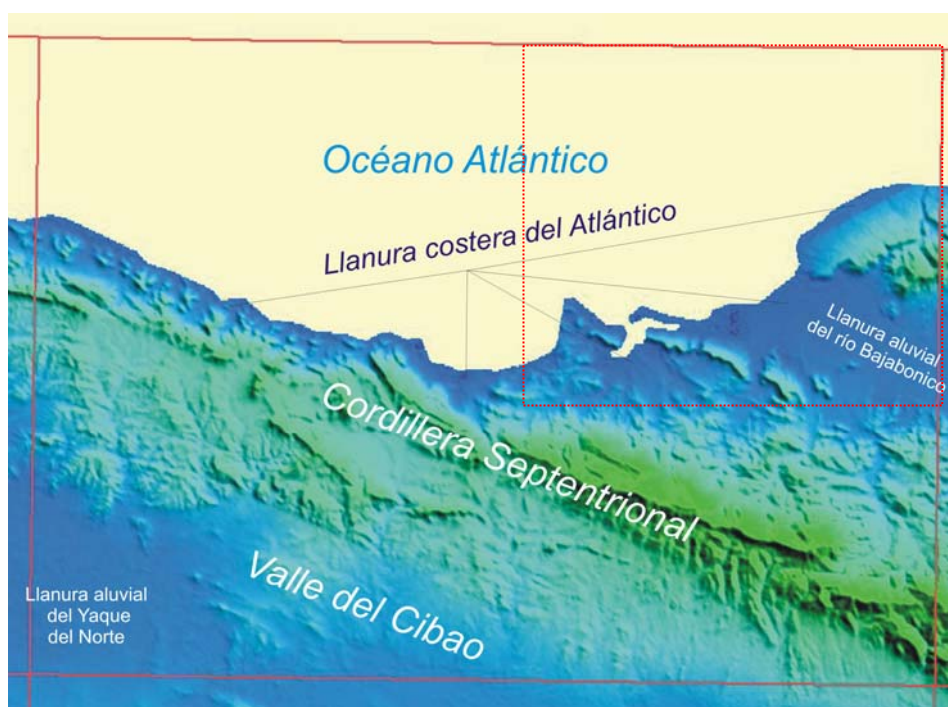


Figura 4.1. Modelo Digital del Terreno mostrando las principales unidades geomorfológicas de la Hoja a escala 1:100.000 de La Isabela (Fuente MDT: SRTM).

Como se ha citado anteriormente, las zonas más altas corresponden a las plataformas estructurales del este de la Hoja, concretamente, el punto más elevado lo encontramos en Loma La Jagüita, donde se alcanzan los 284 metros sobre el nivel del mar. Los puntos más bajos se hallan siguiendo la línea de costa. El litoral describe una forma cóncava en el centro de la Hoja, dando lugar a la Bahía Isabela, donde desemboca uno de los

principales ríos dominicanos, el Bajabonico, formando su llanura de inundación en las “tierras bajas del Bajabonico”, que forman parte de la llanura costera del Atlántico.

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 estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

4.1.1. Estudio morfoestructural

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. Además, la alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

La Cordillera Septentrional representa la zona de relieve más abrupto de toda la región, haciéndose más notable a medida que avanza hacia el SE, aunque en la Hoja de Barrancón las zonas de mayor altitud están definidas por las formaciones arrecifales cuaternarias que afloran en la costa.

En la Hoja se encuentran grandes monoclinales calizos, que constituyen superficies estructurales cuyos bordes quedan marcados por prominentes escarpes, a partir de los cuales se localiza gran actividad de deslizamientos. Estas plataformas están constituidas por los materiales de la Fm La Isabela. En algunas áreas también han adquirido notable desarrollo las morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, como los resaltes de capas verticalizadas, que pueden dar lugar a crestas y barras, en el este de la Playa Punta Rucia.

4.1.2. Estudio del modelado

4.1.2.1. Fluvial y de escorrentía superficial

Ocupan una gran parte de la superficie cartografiada en la Hoja. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la llanura aluvial del río Bajabonico en sus tierras bajas y, en menor

medida, en el valle del Río de la Jaiba y del Río Encantamiento. La mayor variedad de depósitos se encuentra en el valle del Bajabonico, donde encontramos: llanura de inundación, fondo de valle, meandros abandonados y terrazas asociadas.

Los fondos de valle aparecen bien representados en los ríos principales de la Hoja, como son el Bajabonico, el Unijica, el Jaiba y el Encantamiento, además de en otros de menor envergadura, como son el río Los Pilonos y el arroyo La Culebra. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por si misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arrollada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado niveles de terrazas, en la cuenca del río Bajabonico, además de meandros abandonados. Es decir, curvas del cauce del río que han sido cortadas y por las que ya no circula agua de forma periódica. Los conos de deyección o abanicos aluviales tienen escasa representación, limitándose a un pequeño abanico en la confluencia del río Los Pilonos con un área menos encajada, donde la carga transportada pierde su confinamiento, expandiéndose.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, que ocupan toda la extensión de la zona cartografiada, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y los monoclinales con los valles asociados de la llanura costera Atlántica.

También tienen una notable representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose. En las zonas de desembocadura al Atlántico, varios cursos han desarrollado pequeños abanicos deltaicos, principalmente en áreas costeras como lagunas, lo que ha favorecido su rápida colmatación.

4.1.2.2. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional y a pesar de ser muy significativas, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Se distribuyen con mayor preferencia al pie de escarpes de falla o en laderas de relieves abruptos, como en la alineación de superficies estructurales de Cerro El Pato - Cerro Los Pilónes - Loma Gualetico.

El resto de formas gravitacionales que encontramos en la Hoja corresponden a los deslizamientos asociados a los escarpes de las superficies estructurales y a las laderas de Loma La Jagüita. Son consecuencia de inestabilidades por las pendientes, los materiales susceptibles y las constantes precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos.

4.1.2.3. Lacustres, endorreicas y pantanosas.

Se hallan representadas únicamente por lagunas relacionadas genéticamente con la interrelación entre la dinámica fluvial y la dinámica costera. Son áreas deprimidas entre zonas de aporte de sedimentos en la zona de mareas altas. Los ejemplos a citar son las lagunas de Corto Pies, Colé y La Playa, en el NE de la Hoja.

Hacia el interior existen lagunas continentales permanentes, en ocasiones de grandes dimensiones (Laguna grande) que se encuentran rodeadas por áreas pantanosas, principalmente en etapas de pequeñas precipitaciones en las que quedan expuestas los bordes de las lagunas.

4.1.2.4. Litorales

Son formas estrictamente relacionadas con la franja costera. Se circunscriben a la orla litoral de las ciénagas costeras y tierras bajas al oeste del Bajabonico, hasta el límite este de la Hoja, donde encontramos una franja casi continua de cordón litoral con playas de arena asociadas, alcanzando su mayor desarrollo en las playas Poza Piedra, Marigoste, y Punta Rucia, principalmente.

La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una marisma baja, localizada bajo la influencia de las mareas diarias y colonizada por un manglar, y de una marisma alta, situada en la zona de influencia de las mareas excepcionales; debido a la baja pendiente del terreno. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales y lagunas mareales. Como consecuencia del efecto del cordón y de la tendencia ascendente de la región con respecto al nivel del mar.

4.1.2.5. Formas poligénicas o de difícil adscripción

Se trata de formas aluviales-coluviales en el noroeste de la Hoja, formados por la acumulación de sedimentos procedentes de procesos fluviales y gravitacionales. Se encuentran asociados a la cuenca del río Unijica. Presentan facies de gravas de origen local, con granulometrías centimétricas, morfologías subangulosas que denotan poco transporte, alternando con facies más finas. Los rellenos son multiepisódicos y con arquitecturas internas caóticas con bases erosivas y heterometrías muy marcadas.

4.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque, evidentemente, la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno plio-cuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la tectónica activa, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del Río Yaque del Norte.

A finales del Plioceno, el Valle del Yaque debía constituir un entrante cuya principal manifestación fue el desarrollo arrecifal adosado al pie de las sierras. El entrante podría presentar altos estructurales que podrían haberse comportado como zonas donde nuclearían los arrecifes. Simultáneamente, la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

El llano costero del Bajabonico se originó en el Pleistoceno por emersiones marinas, donde han quedado sedimentaciones lacustres de origen marino y aluviones. En él, el Bajabonico recibe las aguas del Unijica, confluencia que se originó tras formarse la falla del Camú, a través de la cual fluyó el Bajabonico cambiando su rumbo S-N original hasta tomar dirección SE-NW. Después de varios cambios en su trayectoria y de rellenar el valle con aluviones, sus aguas confluyeron.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por la acumulación sedimentaria en el Valle del Yaque y del Bajabonico. La incisión fluvial ha sido poco marcada en las depresiones como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al mar. La actividad de las áreas montañosas de la Cordillera Septentrional ha sido liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, desencadenando el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección en dirección al Valle del Yaque del Norte. La actividad de la Falla Septentrional ha sido manifiesta y muestra características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente pudiendo considerarse totalmente activa en la actualidad.

El trazado del curso bajo del Yaque del Norte se ha visto alterado en diversas ocasiones debido a avulsiones ocasionadas con toda seguridad por caudales de avenida relacionados con episodios de huracanes. Es conocido que el Yaque del Norte desembocaba unos 15 kilómetros al sur de su desembocadura actual a finales del siglo XIX y que fue enderezado de nuevo hacia la bahía de Montecristi mediante una represa cerca de Las Cañas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. Introducción

La historia geológica de la Hoja de Barrancón se integra dentro de la evolución general de la Cordillera Septentrional (especialmente de su sector occidental) a lo largo del Cenozoico, la cual se relaciona con el final de la subducción y la subsecuente colisión oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. Esta colisión oblicua generó un régimen transpresivo siniestro desde finales del Eoceno a la actualidad, con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estratigrafía y estructura complejas.

A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar las siguientes etapas principales en la evolución paleogeográfica y tectónica (o en la historia geológica) de la región, en parte ya identificadas en el resto de los dominios geológicos presentes en la isla:

- *Cretácico Inferior*. Se caracteriza por el desarrollo de un arco de isla primitivo sobre una zona de subducción con polaridad hacia el sur (Krebs y Maresch, 2005; Krebs *et al.*, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virue et al., 2009) cuyo principal exponente en la isla es la Fm. Los Ranchos y del que el Complejo del Carcheal constituye el único indicio en la Cordillera Septentrional.

- *Cretácico superior-Paleoceno (Eoceno inferior?)*. Continuación de la subducción (con un posible cambio en la cinemática y la misma polaridad, que se mantiene hasta la actualidad), con el desarrollo del Arco de Islas del Caribe (o circumcaribeño); su principal producto en la isla es el Grupo Tireo de la Cordillera Central (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Virue et al., 2007, 2008). Dadas sus afinidades geoquímicas (AIT), los Complejos de Palma Picada y de Pedro Garcia se pueden relacionar con este proceso que se prolongó durante el Paleoceno (y, quizá el Eoceno Inferior, tal y como sugieren los resultados de sus dataciones absolutas). Pese a su identificación en trabajos previos (total o parcialmente) con un fragmento de la corteza oceánica de la placa Norteamérica (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Eberle *et al.*, 1982; Pindel, 1985; Pindelly Draper, 1991), los análisis geoquímicos realizados en rocas del Complejo de Puerto Plata también revelan una signature de tipo AIT que obliga a considerar a este complejo como parte del propio edificio del arco de isla circumcaribeño, si bien este

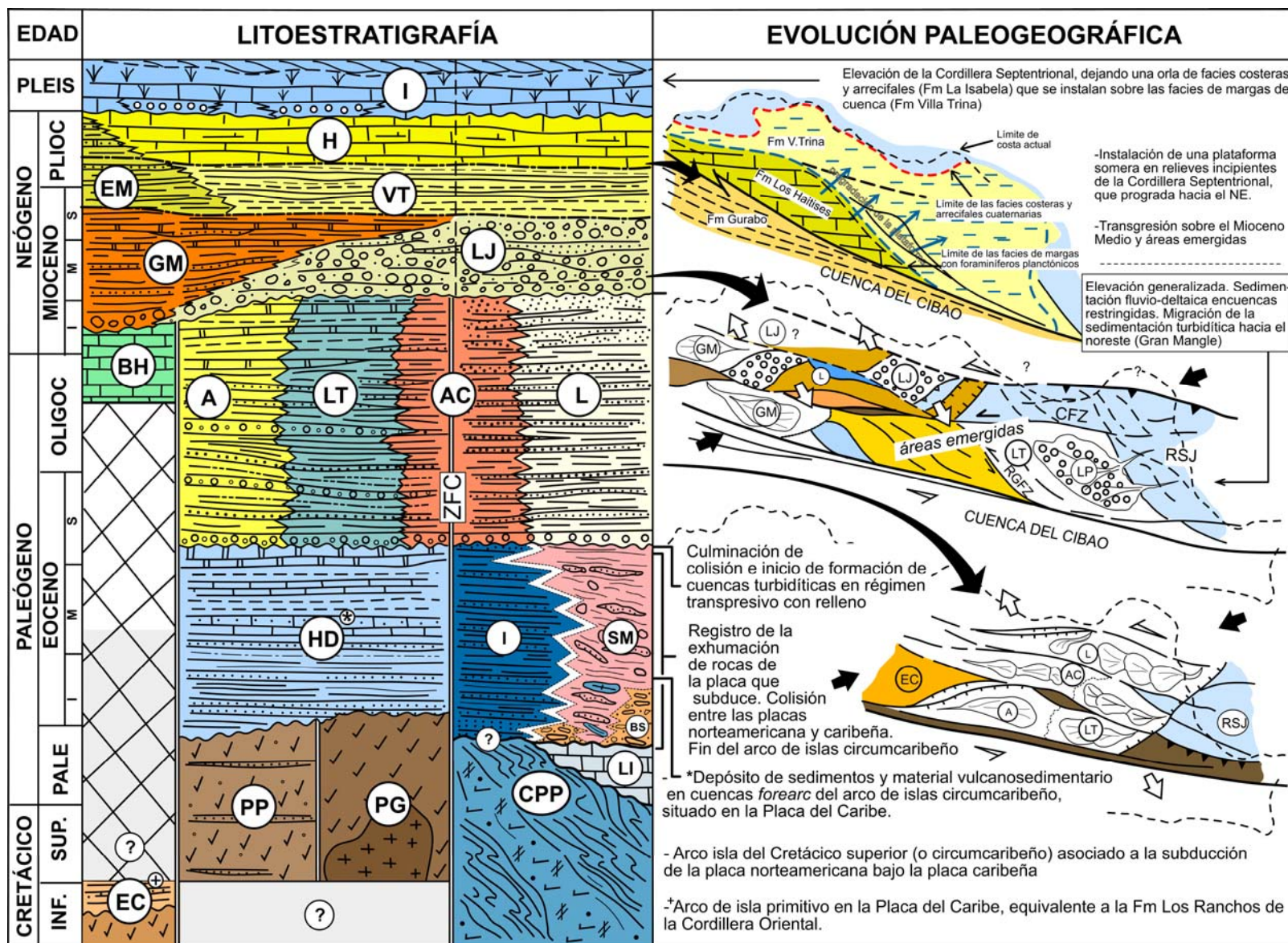
ocupaba una posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción.

- *Eoceno*. Constituye un periodo con frecuentes y rápidos cambios, con un registro discontinuo por cuanto en él concurre el final de la subducción y la subsecuente colisión, así como la exhumación de las rocas involucradas en estos dos procesos. Se entiende por colisión el momento en que las rocas continentales de la placa norteamericana llegaron a la zona de subducción.

- *Eoceno superior-Mioceno inferior*. La discordancia del Eoceno superior marca la culminación de los procesos de colisión entre las placas norteamericana y caribeña y la implantación de un régimen transpresivo sinistral. En este contexto se generan cuencas muy subsidentes limitadas por los principios desgarres (incipientes), quizá algunas conectadas entre sí, que albergan potentes sucesiones turbidíticas (Altamira, La Toca, Agua Clara y Luperón) de carácter sinorogénico y tendencia somerizante hasta el Mioceno Inferior.

- *Mioceno inferior-Mioceno superior*. A finales del Mioceno Inferior o en el Mioceno Medio tiene lugar una importante reactivación de relieves y generación de cuencas de carácter restringido (restraining bends y flores negativas, respectivamente) al estar vinculadas principalmente al cizallamiento sinistral muy localizado en la zona la falla de Camú. En las cuencas, de tipo continental y deltaico, se depositaron importantes espesores de conglomerados y areniscas de la unidad de la Jaiba. Simultáneamente, en los sectores más occidentales de la cordillera (no representados en la Hoja de Imbert) todavía se producía el depósito de sucesiones turbidíticas (Unidad Gran Mangle).

- *Mioceno superior-Plioceno superior*. En el Mioceno Superior comienza un nuevo ciclo transgresivo-regresivo con el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente. La tendencia regresiva de la parte final del ciclo debió estar en parte inducida por el levantamiento de la cordillera a favor de los principales desgarres, entre ellos, sobre todo, la falla Septentrional, cuya actividad principal con movimiento en dirección e inverso, comenzó en este momento.



- *Pleistoceno-Actualidad*. El mencionado levantamiento de la cordillera desde finales del ciclo anterior, produjo una restricción de los sedimentos marinos a la orla litoral donde se depositó la Fm. La Isabela que reproduce, en parte, las mismas facies de plataforma somera (mayoritariamente arrecifales) de la Fm Los Haitises. En el interior de la cordillera prosiguió la fuerte tectonización a lo largo de los principales desgarres y estructuras asociadas, hasta llegar a una estructura general muy próxima a la actual, generadora del relieve principal que ha sido modelado por los agentes erosivos.

5.2. Historia Geológica en la Hoja de Barrancón

La Historia Geológica dentro de la Hoja de Barrancón comienza en el Mioceno inferior con el depósito de la Und La Jaiba sobre los materiales de las cuencas turbidíticas de edad Eoceno superior-Mioceno inferior (Figura 5.1). A finales del Mioceno inferior, o ya en el Mioceno medio, tiene lugar una reactivación tectónica de la Cordillera Septentrional, que produce una elevación generalizada y el fin de la sedimentación en las cuencas turbidíticas previas.

En la región más occidental se produce en esta etapa la migración de las áreas subsidentes, donde se albergan sucesiones turbidíticas para esta edad (Und Gran Manglé).

El registro de esta etapa es bastante discontinuo, y normalmente restringido a facies fluviales o deltaicas instaladas al pie de los grandes macizos, como es el caso de la Fm La Piragua, al oeste del macizo de Río San Juan. En los sectores más occidentales se registra la sedimentación de unidades deltaicas (Und La Jaiba), con potentes sucesiones de conglomerados y arenas, concentradas en dos cuencas que muestran morfologías de cuencas *pull-apart*, denotando la existencia del régimen transtensivo siniestro.

Más hacia el oeste, estas facies deltaicas pasan a facies de carácter turbidítico, desarrollándose fundamentalmente en la región entre Punta Rusia y Montecristi (Und Gran Mangle), significando que la migración lateral de las cuencas turbidíticas continúa hacia la región occidental de la Cordillera Septentrional.

Figura 5.1. Esquema que ilustra la historia geológica del sector occidental de la Cordillera Septentrional. I, Fm La Isabela; EM, Und El Morro, H, Und Los Haitises; GM, Und Gran Manglé; LJ, Und La Jaiba; BH, Und Buen Hombre; A, Fm Altamira; LT, Fm La Toca; AC, Und Agua Clara; L, Fm Luperón; HD, Fm Los Hidalgos; SM, Fm San Marcos; BS, I, Fm Imbert Ec, Und El Cacheal; PP, Complejo de Palma Picada; PG; Complejo de Pedro García; CPP; Complejo de Puerto Plata; BS, Brecha serpentinitica. RSJ, Complejo de Río San Juan.

En el Mioceno superior se produce una nueva discontinuidad que registra la instalación de materiales marinos, en algunos casos de cierta profundidad (margas de la Fm Villa Trina), sobre las unidades anteriores, o incluso sobre paleorrelieves que se encontraban emergidos, siendo por tanto una transgresión regional de gran importancia.

A partir de la distribución cartográfica y las relaciones de estas unidades con las infrayacentes se puede observar que existe un sector donde se depositaron rocas carbonatadas de plataforma somera (Fm Haitises) directamente sobre paleorrelieves o unidades anteriores, aunque esta circunstancia se da en posiciones más internas y elevadas de la Cordillera Septentrional. Estas facies pasarían lateralmente a facies marinas más profundas, representadas por margas con foraminíferos planctónicos y calcarenitas bioclásticas (tempestitas), que se agrupan en la Fm Villa Trina. Posteriormente, una estabilización eustática produciría la progradación de la plataforma somera, que según los datos cartográficos tendría lugar fundamentalmente hacia el noreste del área elevada. Esta área elevada corresponde actualmente a la zona de mayor elevación de la Cordillera Septentrional, por lo que puede suponerse que ya en el Mioceno superior constituía el inicio de una estructura incipiente.

Entre el Plioceno superior y el Pleistoceno se produce otra etapa de fuerte elevación de la Cordillera Septentrional, que prácticamente coincide con la creación del relieve actual (Figura 5.1). Por un lado las facies marinas se restringen a una orla litoral subparalela a la línea de costas actual, donde se reconocen facies litorales y arrecifales agrupadas en la Fm La Isabela, fundamentalmente depositada sobre las facies de cuenca del Plioceno inferior (Fm Villa Trina), aunque en otros sectores de la Cordillera Septentrional se llega a solapar con las calizas de la Fm Los Haitises.

Al mismo tiempo, en la otra vertiente (sector meridional de la Cordillera Septentrional) se produjo la continentalización de la Cuenca del Cibao, a la que llegan los aportes aluviales de los abanicos producidos por los relieves recién creados en la Cordillera Septentrional ya entrado el Pleistoceno.

La elevación de la Cordillera Septentrional continúa siendo activa en la actualidad a razón de 0,35 y 1,25 mm/año (Braga, 2010), consecuencia de la situación de compresión oblicua entre las placas del Caribe y Norteamérica.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de 26°C. La precipitación anual media dentro de la Hoja es de 1065 mm, medida en la estación de La Isabela, en el límite de la Hoja de Barrancón con la de El Mamey, entre los años 1952-1971. En los años secos y húmedos, respectivamente, la precipitación media fue de 692.1 y 1469.1 mm. Las precipitaciones presentan un régimen bimodal, con picos máximos en Noviembre y Mayo. Los meses más secos suelen ser Febrero y Marzo (EPTISA, 2004).

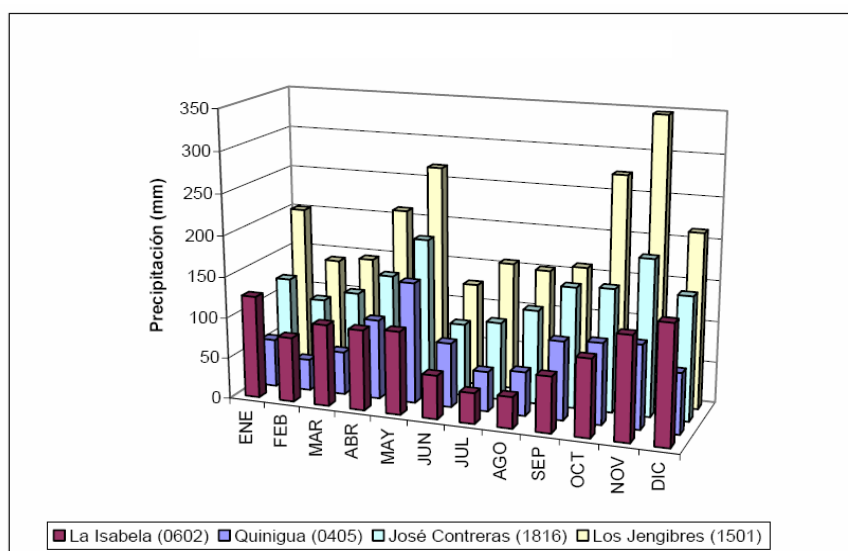


Figura 6.1. Distribución mensual de las precipitaciones, para un año medio, en varias estaciones de la Cordillera Septentrional.

Dentro de la Hoja de Barrancón se observa un progresivo incremento de la aridez hacia el Oeste, a medida que nos aproximamos a los relieves de la Cordillera Septentrional. Por otro lado, la evapotranspiración media anual para el periodo comprendido entre los años 1975 a 2002 se estima en 1640,5 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio en este mismo periodo, que representan la escorrentía total en la zona, son de 342 mm. La vegetación en la mitad noreste de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo, mientras que desde la llanura aluvial del Bajabonico hasta Punta Rusia domina el bosque seco tropical,

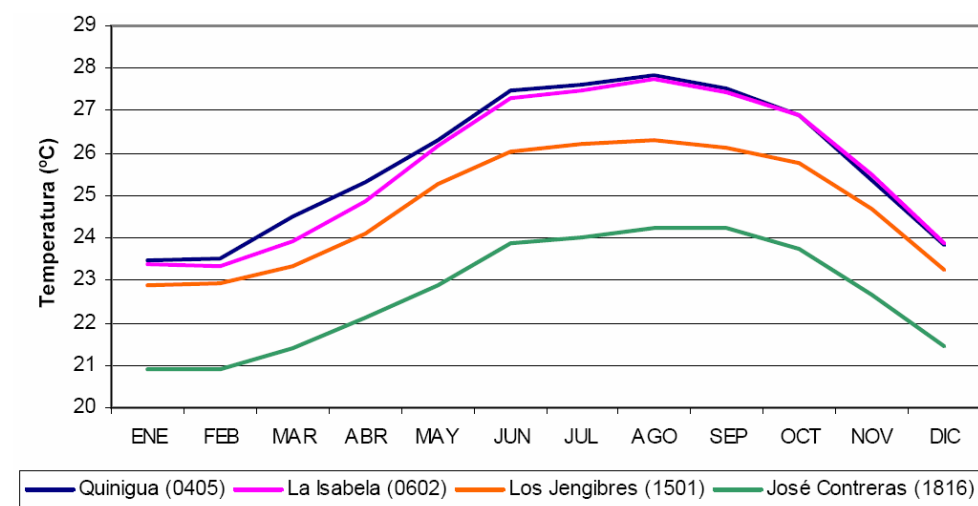


Figura 6.2. Distribución mensual de las temperaturas en estaciones representativas en la estación de La Isabela (EPTISA, 2004)

A excepción del Río Bajabonico, que arrastra un importante caudal, sobre todo en épocas de precipitaciones, la red fluvial de la hoja carece de cauces permanentes, estando limitada a una serie de cauces temporales de escaso recorrido la mayor parte de los cuales desemboca en el Atlántico. El drenaje es de tipo dendrítico, con una densidad de fina a media, en el este de la Hoja, y de tipo paralelo hacia el Oeste. A pesar de su pequeña extensión, dentro de la Hoja confluyen hasta 3 cuencas hidrográficas diferentes que, de este a oeste son las cuencas del Río Maimón, del Río Bajabonico y de la Cuenca Costera. Por extensión y caudal la más importante es la del Río Bajabonico, que alcanza un caudal medio de 8.54 m³/seg. La del Río Maimón posee un caudal medio de 0,86 m³/seg, mientras que en la Cuenca Costera, de escasa importancia hidrológica, es de 0,01 m³/seg.

6.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja se incluyen dentro de la subunidad de la Cordillera Septentrional denominada Luperón-Guayacanes. Se estima para esta subunidad una extensión de 545,2 km² de materiales permeables y 1066,8 km² de materiales impermeables y está abierta directamente al mar hacia el Norte (EPTISA, 2004).

La unidad neógena con una mayor posibilidad de uso como acuífero es La Jaiba. A pesar de que sus materiales detríticos poseen un grado de cementación variable, su fracturación y porosidad primaria intergranular parece favorecer la infiltración y almacenamiento de agua. El resto de unidades terciarias, Gran Manglé y Villa Trina,

tienen un componente litológico fundamentalmente margoso que las hace impermeables, si bien las fracturas que afectan a estas unidades podrían dar lugar a una permeabilidad por fracturación, esta sería en principio baja y su interés hidrogeológico escaso.

La unidad cartográfica de mayor interés hidrogeológico de la Hoja de Barrancón son las calizas arrecifales de la Fm La Isabela. En el sector oriental de la Hoja se han descrito los dos únicos manantiales, localizados en su contacto entre las margas de Villa Trina. Estos materiales carbonatados presentan una intensa fracturación y karstificación, por lo que en el esquema hidrogeológico se le les ha asignado una permeabilidad media-alta y podrían constituir un acuífero de interés.

Por otro lado, las arenas y limos, en menor medida conglomerados y gravas, que definen la llanura de inundación del Río Bajabonico, a los que se le asigna una permeabilidad media, pueden poseer cierta importancia como acuífero conectado a la red hidrográfica. Así lo indican la gran cantidad de pozos de extracción que se han observado en estos materiales detríticos. Por otro lado, debido a su proximidad a la línea de costa presentan con seguridad una fuerte contaminación por aguas marinas y posee una alta vulnerabilidad ante contaminaciones tanto biológicas como químicas.

El resto de los materiales cuaternarios presentes en la hoja (terrazas, coluviones, deslizamientos, playas, etc.) presentan escaso interés hidrogeológico, a pesar de sus permeabilidades medias, debido a su escasa extensión y potencia que aseguran un volumen de almacenamiento muy escaso.

6.2. Recursos minerales

6.2.1. Descripción de las sustancias

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Barrancón se reducen a varias explotaciones de áridos (conglomerados y areniscas) para carreteras, de pequeñas dimensiones, que se concentran en las unidades cuaternarias como las terrazas superiores; o bien se centran en los materiales mio-pliocenos de las Unds Gran Manglé y La Jaiba.

En el transcurso de la elaboración de esta cartografía la Empresa La Isabela Cement & Aggregates ha solicitado los permisos pertinentes a la Dirección General de Minería de la República Dominicana para llevar a cabo labores de explotación de las calizas de La

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCENO- HOLOCENO	Humedales	13, 14 y 15	Lutitas	Muy baja	Sin acuíferos significativos
	Terrazas bajas y altas, colusiones, deslizamientos, abanicos aluviales, llanura de inundación, fondos de valle y playas	6, 7, 8, 9 10, 11, 12 y 16	Conglomerados, arenas y lutitas	Media por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad media
PLEISTOCENO	Fm La Isabela	5	Calizas arrecifales	Media-Alta por fracturación y karstificación	Acuíferos libres con alta productividad. Posible intrusión marina.
	Fm La Isabela	4	Lutitas y margas arenosas con intercalaciones de arenas y conglomerados	Media por porosidad intergranular	Acuíferos confinados puntuales en tramos de arenas y conglomerados
MIOCENO- PLIOCENO	Fm Villa Trina	3	Margas (y calizas detríticas)	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos
	Unidad Gran Manglé	2	Margas, calizas y calizas detríticas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos
	Unidad La Jaiba	1	Conglomerados y arenas	Media por porosidad intergranular y fracturación	Acuíferos libres

Tabla 6.1. Cuadro resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Barrancón.

Isabela. Este proyecto se centra en el diseño de una gran cantera a cielo abierto y planta cementara en el paraje natural conocido como Las Paredes.

No existe ningún indicio de minería metálica dentro de la Hoja.

NÚMERO	COORDENADAS (WG84)		FM / UND	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	279162	2195363	La Jaiba	Conglomerados	Intermitente	Medio	Ari
2	290205	2195552	Terrazas	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Ari
3	282858	2194675	Isabela	Arenas y conglomerados	Intermitente	Pequeño	Ari
4	268445	2196018	Gran Manglé	Calizas y areniscas	Inactiva	Pequeño	Ari

Tabla 6.2. Explotaciones de rocas Industriales en la Hoja de Barrancón

6.2.2. Potencial minero

El potencial minero de la formación La Isabela como fuente de materiales para la industria cementera y de rocas ornamentales es bien conocido en el país. Sus reservas y calidad hacen de esta Formación un objetivo práctico para la industria extractiva de rocas industriales.

Existe un inconveniente notable que es el ligado al impacto ambiental, visual, ya que esta Formación se sitúa en la línea de costa actual o en su inmediata proximidad por lo que la afección, limita la disponibilidad de zonas al entrar en conflicto con otros sectores, especialmente el turístico.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. Introducción

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, la geodiversidad ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, empleados de forma racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, la geodiversidad, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.), como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos y paleobiológicos que han actuado en un área.

En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de Lugares de Interés Geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen un L.I.G., que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

7.2. Relación de los L.I.G.

La hoja de Barrancón no se caracteriza especialmente por la calidad de sus afloramientos. Todos los L.I.G se localizan próximos a caminos y carreteras por lo que su acceso es fácil en tanto estas se encuentran transitables. El L.I.G. N° 1 analiza las facies arrecifales cuaternarias de la Fm La Isabela en Las Paredes; el L.I.G. N° 2, describe la llanura de inundación del Río Bajabonico; el L.I.G. N° 3, se centra en los arrecifes colgados de la Fm La Isabela; y el L.I.G. N°4, consiste en el estudio de las facies turbidíticas de la Fm Gran Manglé en Punta Rucia.

7.3. Descripción de los Lugares

Se describen cuatro L.I.G, tres de los cuales coinciden con afloramientos cercanos a la costa, situándose el cuarto en una zona interior próxima al cauce de un río. Su interés principal es estratigráfico, paleontológico y geomorfológico. Por su posible utilización se pueden catalogar como divulgativos, científicos y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es local y regional.

7.3.1. L.I.G. N° 1. Las facies arrecifales cuaternarias de la Fm La Isabela en Las Paredes

Este L.I.G. es un itinerario básico por la mitad nororiental de la hoja con acceso relativamente bueno, siempre por carretera o pista de tierra. Su interés principal es estratigráfico y geomorfológico y, de forma subordinada, paleontológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

En estos afloramientos fue descrita originalmente la unidad por Marcano y Tavares (1982), cuyos límites cartográficos se han extendido posteriormente a, prácticamente, toda la isla, constituyendo la formación pleistocena más representativa de toda la geología de toda del país.

El acceso a los afloramientos de Las Paredes es muy sencillo mediante una pista de tierra que sale desde el pueblo de La Isabela (El Castillo) hacia el noreste, tras recorrer aproximadamente 800 metros. En este punto cabe la posibilidad de analizar las facies arrecifales de la Fm La Isabela en los acantilados de un primer escalón, situado a unos 10 metros de cota, donde se diferencian numerosos taxones de corales en posición de vida representativos de diferentes segmentos de un armazón arrecifal. La amplia extensión lateral del afloramiento permite realizar un seguimiento de las asociaciones de corales, que evolucionan en función de factores paleoecológicos como profundidad o energía del medio.

Unos 20 metros hacia el suroeste se diferencian, con mucha dificultad, bajo el terreno sembrado, unas arenas y limos con restos de corales y moluscos que se han interpretado como facies de lagoon formadas al abrigo de la barrera arrecifal.

Hacia el interior, al pie del escarpe que define el comienzo del segundo escalón, las observaciones paleontológicas son más complicadas debido a la mayor karstificación de

estos depósitos. Por otro lado, sí que es posible observar en el paisaje los modelados erosivos relacionados con la acción del oleaje sobre estas calizas (plataformas de abrasión, socaves erosivos, acantilados) y la distribución escalonada de esta unidad hacia el norte por apilamiento de sistemas arrecifales durante altas paradas del nivel del mar en el Pleistoceno.

Independientemente de lo anterior, muy próximo a este L.I.G. se localizan los restos de la primera ciudad fundada en el nuevo mundo por los españoles en 1493, La Isabela, de indudable valor histórico y arqueológico. Estos restos se localizan en la costa, sobre el techo del primer escalón que conforman los materiales de la Fm La Isabela.

7.3.2. L.I.G. N° 2. La llanura de inundación del Río Bajabonico

Este L.I.G. es otro itinerario básico, en este caso por la mitad sector central de la hoja. Su acceso es algo más complicado y debe realizarse en automóvil por pista y a pie. Su interés principal es sedimentológico y geomorfológico en lo referente al análisis de ambientes costeros y fluviales actuales. De forma subordinada, posee un interés tectónico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico. Por su influencia sólo es relevante a escala local.

El acceso a la llanura de inundación fluvial del Río Bajabonico puede realizarse desde el Norte, por la Carretera Nacional N°29 procedente de Luperón y que sigue el cauce principal del río en dirección sureste. De la misma forma, se puede acceder a la otra rivera del río desde la población de Villa Isabela, a través de varios caminos que salen desde el norte del pueblo en dirección NNE y que conducen directamente a la llanura de inundación. Para llegar a la zona de desembocadura del río es necesario caminar los últimos kilómetros y esto no es siempre posible dependiendo de la época del año, ya que los caminos tienden a dañarse mucho y quedar totalmente impracticables en temporada de lluvias.

En su actual zona de desembocadura es posible observar los materiales y formas características de la región costera: el cordón litoral, pequeños manglares de marisma inferior y depósitos de la marisma alta representados por lagunas costeras colmatadas. A ambos lados de la desembocadura se ha formado un extenso cordón litoral progradante sobre el que se llegan a desarrollarse pequeñas dunas.

En el interior de la llanura, la dinámica del río permite apreciar la migración y captura sucesiva de cauces y meandros en su tramo más cercano a la costa, probablemente como consecuencia de la propagación y movimientos de fallas en estos materiales cuaternarios por actividad tectónica reciente.

Este L.I.G. presenta excelentes condiciones de observación de las características sedimentarias transición entre los diferentes subambientes que constituyen una zona costera en el Norte de la Isla. Al mismo tiempo, permite analizar la dinámica fluvial de una llanura de inundación afectada por tectónica activa y grandes crecidas y avenidas periódicas.

7.3.3. L.I.G. N° 3. Los arrecifes colgados de la Fm La Isabela

Este L.I.G. se localiza en la carretera que lleva desde Villa Isabela a Punta Rucia. Se trata de una observación del paisaje, ya que es prácticamente imposible alcanzar los depósitos situados en lo alto de los cerros.

El punto se localiza al pie del Cerro Los Pilonos, del El Pato y de Loma Agua de la Cana, donde se divisan los diferentes edificios arrecifales colgados paisaje a modo de cerros testigos en cotas aproximadas de +100 msnm. La aparición de estas calizas masivas ha protegido de la erosión los materiales blandos infrayacentes, desarrollándose mesas y cuevas con buzamientos moderados hacia el NNE. Este buzamiento, algo más elevado del que cabría esperar en un sistema arrecifal, parece indicar la existencia de un levantamiento y basculamiento hacia mar de toda la serie en épocas muy recientes.

La espectacular configuración que adquiere el paisaje en este sector de la hoja desde cualquier punto elevado permite reconstruir con precisión la paleogeografía costera de esta región de la Cordillera durante el Pleistoceno.

Al igual que el primer caso, este L.I.G. posee un gran interés geomorfológico y, en menor medida, estructural. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico. Por su influencia local, o incluso regional.

7.3.4. L.I.G. N° 4. Las Facies turbidíticas de la Fm Gran Manglé en Punta Rucia

Constituye prácticamente el único afloramiento que permite realizar buenas observaciones sedimentológicas y estratigráficas de la Und Gran Manglé en la Hoja de Barrancón.

El afloramiento se sitúa en una pequeña cantera, localizada en la carretera que une la Playa de la Ensenada con la aldea de Punta Rucia, que se ha utilizado para la extracción de árido de carretera. Consiste en un corte de unos 30 metros formado por una alternancia de areniscas finas-medias carbonatadas y margas. Hacia techo intercala una megacapa formada por calcirudita y calcarenitas que se deposita sobre un nivel más fino “slumpizado”, aunque muy cubierto, que corona una secuencia negativa de escala, decamétrica, estrato y granocreciente. Además, son muy visibles en todo el afloramiento pequeñas fallas normales, de salto decimétrico, con buzamientos próximos a 90° y dirección N 50-60° E.

Las margas aparecen bioturbadas, al igual que las capas de areniscas, donde también son muy frecuente estructuras sedimentarias como laminación horizontal y de tipo *ripple*, granoclasificación positiva y marcas de muro. En ocasiones se pueden observar secuencias de Bouma erosionadas donde sólo se preservan los términos inferiores. Los fósiles son escasos, aunque los niveles de areniscas pueden contener altos porcentajes de macroforaminíferos bentónicos. Constituyen, en conjunto, facies típicas en sistemas turbidíticos en zonas de lóbulo distal, con tendencias progradantes.

Por su posible utilización se puede catalogar como exclusivamente científico y didáctico. Por su posible contenido de interés estratigráfico y sedimentológico y por su influencia local.

8. BIBLIOGRAFÍA

ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., MONTHEL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F. (2008a). Nuevos datos sobre la Formación La Isabela: origen e implicaciones paleogeográficas en la evolución cuaternaria de la Cordillera Septentrional (República Dominicana). 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.

ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F., CÁCERES, L. M. (2008b). Análisis morfosedimentario de niveles escalonados marinos plio-cuaternarios: un caso de estudio en las costas norte y suroeste de la República Dominicana. 18. Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana..

BERMÚDEZ, P. J. (1949). Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratior of Foraminiferal Research, Special Publication, 25, 1-322.

BERNARDEZ, E. (2004). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 nº 5875-I (Montecristi). Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BILICH, A., FROHLICH, C., AND MANN, P. (2001). Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions: Journal of Geophysical Research 106, 443-452.

BOURGOIS, J., BLONDEAU, A., FEINBERG, H., GLANÇON, G., VILA, J.M. (1983). The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola : tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). Bull. Soc. Géol. France 7, XXV, 83-89.

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, 501-552.

BRAGA, J.C. (2010): Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II nº 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BURKE, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16, 201-230.

CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B. (1995). Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). *Marine Geophysics Research*, 17, 63-95.

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992a). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123

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

CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 106(6), 1-8.

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.

CONTRERAS, F. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5974-II (Monción) y Memoria correspondiente. Proyecto "K" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DE ZOETEN, R. (1988). Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.

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, 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* edited (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

DEMETS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437–440.

DÍAZ DE NEIRA, J.A., SOLÉ PONT, F. J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica* 37, 163-181.

DÍAZ DEL OLMO. F., CÁMARA, R. (1993). Niveaux marins, chronologie isotopique U/Th et Karstification en Republique Dominicaine. *Karstologie* 22, 52-55-

Servicio Geológico Nacional (SGN), BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR). COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991). Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

DIXON, T., FARINA, F., DE METS, C., JANSMA, P., CALAIS, E. (1998). Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation based on a decade of GPS measurements. *J. Geophys. Res.* 103 (15), 157-15,182.

DOHM, C.F. (1943). Memorandum of the Cordillera Septentrional between La Cumbre and Villa Trina. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 4 p.

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, 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: *Active strike-slip and collisional tectonics of the*

Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F., Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.

DOLAN, J. F., MANN, P. (1998). Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. Special Paper-Geological Society of America 326, 5-16

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: An Overview. The geology of North America (A.W. Bally, A.R. Palmer, Eds.). Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, 299-321.

DONNELLY T.W., (1994). The Caribbean sea floor. In: Caribbean Geology: An Introduction (S.K. Donovan, T.A. Jackson, Eds.). U.W.I. Publ Assoc, Kingston, 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., Case, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.

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, 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, 77-95.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997). La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. Revista de la Sociedad Geológica de España, 10, 281-299

- DRAPER, G., MANN, P., LEWIS, J. F., (1994).** Hispaniola. En: Caribbean Geology: An introduction. (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- 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* 24(2), 1143-1146.
- EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9 Conferencia Geologica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias vol 2, 619-629.
- EBERLE, W., HIRDES, W. MUFF, R., PELAEZ. M. (1982).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). Trans. 9th Caribbean Geol. Conf., Santo Domingo 1, 619-632.
- 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, 281-299.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa SYSMIN, 327 p.
- ERIKSON, J.P., PINDEL, J.L., KARNER, G.D., SONDER, L.J., FULLER, E., DENT, L., (1998).** Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Hispaniola: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *The Journal of Geology* 106, 473–494.
- ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007).** Tectonica y geoquímica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118 (2), 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 Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2) 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 acidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, Republica Dominicana. Boletín Geologico y Minero 118(2), 195-174.

ESCUDER 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, 161-186.

ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004). La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. Geo-Temas 6(1), 41-44.

ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH, T.D. MORTENSEN, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006a). Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. Journal of Structural Geology 28, 1496-1519.

ESCUDER VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. Lithos 104, 378-404.

ESCUDER VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2008). Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. International Journal of Earth Sciences 98(2), 407-425.

ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009). Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. International Journal of Earth Sciences 98, 407-425.

GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007). Cartografía geofísica de la Republica Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. Boletín Geologico y Minero 118(2), 175-194.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDER VIRUETE J. (2007). Estratigrafía del Cretácico Superior de la

Cordillera Oriental de la Republica Dominicana. Boletín Geológico y Minero 18(2), 269-292.

GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LÉPINAY B. (2000). Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana' Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.

HERNAIZ HUERTA, P.P. (2007). La estructura del Sector Meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 287 pp.

HERNAIZ HUERTA, P.P., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002). Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana* (Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P., Eds.). *Acta Geológica Hispánica* 37, 183-205.

HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J., ARDEVOL ORÓ, LL., GRANADOS L., CALVO J.P. Y PÉREZ ESTAÚN, A. (2007a). La estratigrafía de la Sierra de Neiba, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. Boletín Geológico y Minero 118, 313-336.

HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., GENNA, A., NICOLE, N., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J., ARDEVOL ORÓ, LL., PÉREZ ESTAÚN, A. (2007b). La estructura de la sierra de Neiba, margen norte de la sierra de Batoruco, Sierra de Martín García y cuenca de Enriquillo de la República Dominicana: un ejemplo de deformación transpresiva. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. Boletín Geológico y Minero 118, 337-357

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

JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., LOPEZ, A., DEMETS, C., DIXON, T.H., MANN, P. & CALAIS, E. (2000). Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean from GPS geodesy. *Tectonics* 19, 1021-1037.

JOUBERT, M., URIEN, P., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004). Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 192 pp.

JOYCE, J. (1991). Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: 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, 47-76.

KERR, A.C., TARNEY, J., KEMPTON, P.D., SPADEA, P., NIVIA, A., MARRINER, G.F., DUNCAN, R.A. (2002). Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. Journal of Geophysical Research 107, 1029-2001.

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

KESLER, S.E., RUSSELL, N., AND MCCURDY, K. (2003). Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: Mineralium Deposita 38, 668-682.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a). Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B). Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. Geological Society of America Bulletin 117, 987-995.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., AND CUMMING, G.L. (1990a). Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., *et al.*, Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 187-201.

- KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., AND FONDEUR, L. (1990a).** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., et al., Eds.). Geological Society of America Special Paper 262, 173-185.
- KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Inédita. Tesis Doctoral. Ruhr-Universität Bochum, Bochum.
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997).** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology* 105, 111-120.
- LEA, D. W., MARTIN, P. A., PAK, D. K., SPERO, H. J. (2002).** Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Review* 21, 283–293.
- LEBRON, M.C., PERFIT, M.R. (1994).** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics* 229, 69-100.
- LEWIS, J.F. (1980).** Resume of geology in Hispaniola. En *Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 5-31

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

LEWIS, J.F., JIMÉNEZ, J.G. (1991). Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. Ed.). Geological Society America Special Paper 262, 115-142.

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 Tireo 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. Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ DE VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petroctectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A-227.

LEWIS, J.F., HAMES, W.E., DRAPER, G. (1999). Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. Journal of Geology 107, 505-508.

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 Barbuito deposits. In: VMS deposits of Latin America (R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan, Eds.). Geological Society of Canada Special Publication, 223-249.

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. 37, 2-3, 81-122.

LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006). Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinities) in the Caribbean Region: A

Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta* 4, 237-263.

MANN, P. (1999). Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. In: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World (Mann, P., Ed.), 3-31.

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, 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, 325 pp.

MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: 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, 1-28.

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

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

MANN, P., MCLAUGHLIN, P., VAN DEN BOLD, W.A., LAWRENCE, S.R., LAMAR, M.E. (1999). Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. In: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 (Mann, P. Ed.), 3-31.

MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J-C., DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002): Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21 (6), 1-26.

MANN, P., CALAIS, E., HUÉRFANO, V. (2004). Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: *Eos. Transactions, American Geophysical Union* 85, 8.

MANN, P., PRENTICE, C., KING, W.; DEMETS, C., WIGGINS-GRANDISON, M., BENFORD, B. (2008). Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T11B-1869.

MARCANO F. E. J., TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, Publicaiones Especiales, III, 30 pp.

MAURRASSE, F.J.M. (1981). New data on the stratigraphy of the southern peninsula of Haiti. En : Transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti (F.J.M. Maurrasse, Ed.), 184-198. Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti.

MOLNAR, P., SIKES, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanism and seismicity. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 1639-1684.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J. (1994). Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. Tectonics 13, 725-732.

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

NAGLE, F. (1966). Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.

NAGLE, F. (1972). Rocks from seamounts and escarpments on the Aves Ridge. VI Conferencia Geológica del Caribe. Margarita, Venezuela. Memorias 409-413.

NAGLE, F. (1974). Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. Geological Society American Bulletin 85, 1461-1466.

PALMER, H.C. (1979). Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. In: Tectonic focal point of the north Caribbean, Hispaniola (Lidz, B., Nagle, F. Eds.), Miami Geological Society, 29-68.

PEREZ VALERA F., ABAD DE LOS SANTOS M. (2010). Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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, 77-80.

PÉREZ-VALERA, F., HERNAIZ-HUERTA, P.P., ABAD, M., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). Datos preliminares sobre la estratigrafía de la Cordillera Septentrional en el Sector Imbert-El mamey (Puerto Plata, República Dominicana). 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.

PINDELL J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology. An introduction* (Donovan. S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, 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., eEds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, 405-432.

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

PINDELL, J. L., KENNAN, L. (2006). Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4: Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.

PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: *The geology and evolution of the region between North and South America* (James, K., Lorente, M.A., Pindell, J., Eds), Geological Society of London, Special Publication. 1-60.

PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.

PRENTICE, C.S., MANN, P., TAYLOR, F.W., BURR, G. & VALASTRO, S. (1993). Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology* 21, 49–52.

- PRENTICE, C.S., MANN, P., PEA, L.R., BURR, G. (2002).** Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, J. Geophys. Res. 108, 234-278.
- REDMOND, B. (1982).** The Tertiary of the Central Cordillera Septentrional. Trans. 9th Caribbean Geol. Conf., Santo Domingo 1: 199-210.
- RUTTER, E. H., MADDOCK, R. H., HALL, S. H., WHITE S. H. (1986).** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. Pure Appl. Geophys. 124, 3 -30.
- SCHUBERT, C., COWART, J.B. (1980).** Terrazas marinas del pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Republica Dominicana: Chronologia preliminar. Trans. 9th Caribbean Geol. Conf., Santo Domingo, 681-688.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. Earth Planetary Science Letters 87, 423-437.
- STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. CALKINS, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geol. Dominican Republic Mem., 268 pp.