



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO  
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA  
ESCALA 1:50.000**

**BUEN HOMBRE**

**(5975-IV)**

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)

#### MICROPALAEONTOLOGÍA

- 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 Buen Hombre 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 Altamira de la Cordillera Septentrional, delimitado por la Zona de Falla Septentrional, al sur, y por la Zona de Falla de Camú, al norte. En él están representadas tanto las unidades sedimentarias neógenas más recientes como los materiales volcánicos mesozoicos más antiguos que forman esta cadena.

En el sector central de la hoja afloran las unidades de edad Cretácico inferior, constituidas por basaltos y otros depósitos de naturaleza volcánica y sedimentaria de la Unidad El Cacheal. Estas unidades representan los afloramientos más occidentales de la isla del arco intraoceánico primitivo.

El Oligoceno está representado dentro de la hoja por las calizas de la Unidad Buen Hombre, que registran la instalación de plataformas someras, carbonatadas, sobre los relieves cretácicos elevados durante una fase tectónica previa. Posteriormente, durante la mayor parte del Mioceno, se depositan los depósitos de naturaleza turbidítica de la Unidad Gran Manglé. Estas unidades representan el relleno y la migración lateral hacia el Oeste de las últimas cuencas turbidíticas, formadas bajo un régimen transtensivo y alimentadas desde los relieves formados como consecuencia de una reactivación tectónica que tiene lugar en la cordillera durante esta etapa.

La Formación Villa Trina constituye la unidad neógena más moderna de la Cordillera Septentrional. Su depósito, durante el Mioceno superior y Plioceno, se asocia a una transgresión que registra la sedimentación de materiales marinos sobre toda la cadena. Ya en el Plioceno superior y Pleistoceno se produce la definitiva elevación y emersión de la Cordillera Septentrional, que continúa hasta la actualidad.

A la vez que se depositaba la Unidad Gran Manglé en la Cuenca del Cibao la sedimentación se inicia en el Mioceno medio con la Unidad Montecristi, formada por grauvacas y limolitas de afinidad turbidítica. Sobre ella se depositan las unidades de Isabel de Torre (Mioceno superior), formada por margas de cuenca ricas en foraminíferos planctónicos y, finalmente, la unidad de El Morro (Mioceno superior- Plioceno Inferior), otro sistema turbidítico dominado por margas con sedimentos calcareníticos procedentes del norte.

Durante el Cuaternario 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, el litoral y las laderas de los relieves más importantes de la hoja.

La estructura más representativa de la Hoja es el gran pliegue anticlinal, de flancos fallados, muy verticalizados y deformados, que define el eje de la Cordillera Septentrional. Los materiales cretácicos de El Cacheal constituyen el núcleo de este pliegue y se presentan intensamente fracturados y diaclasados. Su morfología en planta, romboidal y alargada, y la orientación subparalela a un segmento rectilíneo de la traza de la Falla Septentrional, permite catalogar esta estructura como un "levantamiento transpresivo" (*transpressional uplift*).

Además, dentro de la Hoja aflora un antiguo ramal prácticamente inactivo de esta falla, que recibe el nombre local de Falla de Los Cayucos, y regional de Falla del Frente de Montaña. En la actualidad la traza activa discurre por el interior de la Cuenca del Cibao, semiculta por los depósitos cuaternarios en la Hoja de Villa Vázquez, al sur.

## ABSTRACT

The Buen Hombre Sheet is located in the northwestern end of the Cordillera Septentrional, northwest of the Dominican Republic. The Sheet is bordered to the north by the Atlantic Ocean and to the south by the most important highs of the Cordillera.

The pre-Quaternary materials that outcrop in the Sheet belong to the Bloque de Altamira domain of the Cordillera Septentrional, bordered to the south by the Septentrional Fault Zone and by the Camú Fault Zone to the north. In this domain, the most recent Neogene units, like the older Mesozoic volcanic materials that make up this range are represented.

The Lower Cretaceous units outcrop in the central sector of the sheet and are composed mainly of basalts and volcanic and sedimentary deposits of the El Cacheal unit. This unit represents the westernmost outcrops of the primitive intra-oceanic arc of the island.

Limestones of the Buen Hombre unit represent the Oligocene Period of the sheet, and record the installation of shallow carbonate platforms over the Cretaceous topography that were uplifted during a previous tectonic stage. Afterwards, during the Miocene the turbiditic deposits of the Gran Manglé unit were deposited. These units represent the infill and western lateral migration of the last turbiditic basins; these deposits were developed under a transtensive regime originated in the new topographical relief resulting from uplifting associated with the tectonic reactivation of the cordillera during this time.

The Villa Trina Formation is the younger Neogene unit in the Cordillera Septentrional. The Upper Miocene and Pliocene deposits are associated with the marine deposit transgression over the Cordillera. The last uplift and emersion of the region covering the Cordillera Septentrional took place during the Upper Pliocene and Pleistocene and remains active until present.

Simultaneous to the formation of the Gran Manglé unit in the Cordillera, sediment deposition in the Cibao basin begins during the Middle Miocene, represented by the Montecristi unit that includes greywacke and siltstones showing turbiditic affinity. The Isabel de Torre unit (upper Miocene) overlies the Gran Manglé unit, the former being made up of mainly basin-related marls rich in planktonic foraminifera. El Morro unit (upper Miocene-lower Pliocene) overlies the Isabel de la Torre Unit and consists of turbidites dominated by marls along with calcarenites from the northern areas.

Fluvial systems form during the Quaternary and continental and coastal superficial formations are deposited over the lower topographic areas, the coastline, and the slopes of the most important topographical reliefs of the sheet.

The large anticlinal fold is the most representative tectonic feature in the sheet with its highly vertical, deformed, faulted flanks that determine the axis of the Cordillera Septentrional. The Cretaceous El Cacheal unit constitutes the core of the fold, where faults and joints are abundant. The rhomboidal and elongated morphology, as seen in top view, and its subparallel orientation with respect to a rectilinear segment of the Septentrional Fault allows classifying the fold as a transpressional uplift structure.

In addition, an older, practically inactive segment of the Septentrional Fault also outcrops in the sheet, named Los Cayucos Fault and Frente de Montaña Fault locally and regionally respectively. Currently, the active fault runs across the inner area of the El Cibao Basin, semi-covered by Quaternary deposits in the Villa Vázquez sheet to the south.

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Metodología.....</b>	<b>4</b>
<b>1.2. Situación geográfica.....</b>	<b>4</b>
<b>1.3. Marco Geológico.....</b>	<b>6</b>
<u>1.3.1. Geología de La Española.....</u>	<u>6</u>
<u>1.3.2. Macro unidades geológicas.....</u>	<u>7</u>
<u>1.3.3. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>14</u>
<u>1.3.4. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>14</u>
<b>1.4. Antecedentes.....</b>	<b>18</b>
<b>2. ESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>23</b>
<b>2.1. Cordillera Septentrional.....</b>	<b>30</b>
<u>2.1.1. Cretácico-Paleógeno.....</u>	<u>30</u>
2.1.1.1. Basaltos (1) (Unidad El Cacheal?) Cretácico inferior. $K_1$ .....	30
2.1.1.2. Unidad de El Cacheal (2). Grauvacas, calizas con intercalaciones de lavas basálticas y tobas. Cretácico inferior. $K_1$ .....	32
2.1.1.3. Unidad Buen Hombre (3). Calizas y calizas detríticas con corales y macroforaminíferos. Oligoceno-Mioceno inferior? $P_3-N_1^1$ .....	36
<u>2.1.2. Neógeno.....</u>	<u>37</u>
2.1.2.1. Unidad Gran Mangle. Miembro Cañada de El Muerto. Conglomerados y brechas poligénicos (4) y alternancia de margas, calizas y calizas detríticas (5). Mioceno inferior-superior. $N_1^{1-3}$ .....	39
2.1.2.2. Formación Villa Trina (6). Arenas, conglomerados, margas y calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior. $N_1^3-N_2^1$ .....	42
<b>2.2. Cuenca del Cibao.....</b>	<b>46</b>

<b>2.2.1. Neógeno</b> .....	<b>46</b>
2.2.1.1. Unidad Montecristi (7). Grauvacas y limolitas. Mioceno medio-superior. N <sub>1</sub> <sup>2-3</sup> .....	46
2.2.1.2. Unidad de El Morro. Margas grises y calizas arenosas (8) y calizas detríticas (9). Mioceno superior-Plioceno inferior. N <sub>1</sub> <sup>3</sup> -N <sub>2</sub> <sup>1</sup> .....	49
<b>2.3. Cuaternario</b> .....	<b>51</b>
<b>2.3.1. Depósitos holocenos continentales</b> .....	<b>52</b>
2.3.1.1. Coluvión (10). Gravas, cantos y arenas. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	52
2.3.1.2. Abanico aluvial (11). Arenas, gravas y conglomerados. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	52
2.3.1.3. Piedemonte (12). Arenas y gravas. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	53
2.3.1.4. Fondo de valle (13). Arenas, gravas y cantos. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	54
2.3.1.5. Laguna colmatada (14). Lutitas negras y arenas bioclásticas. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	54
<b>2.3.2. Depósitos holocenos litorales</b> .....	<b>55</b>
2.3.2.1. Manglar (15). Limos y arcillas con abundante vegetación. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	55
2.3.2.2. Playa y cordón litoral (16). Arenas. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	55
2.3.2.3. Arrecife (17). Calizas coralinas y calizas detríticas. Q <sub>4</sub> .....	56
<b>3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE UNIDADES ÍGNEAS</b> .....	<b>57</b>
<b>3.1 Introducción</b> .....	<b>57</b>
<b>3.2. El Complejo El Cacheal</b> .....	<b>58</b>
<b>3.3. Petrología del Complejo El Cacheal</b> .....	<b>59</b>
<b>3.3.1. Basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos</b> .....	<b>59</b>
<b>3.3.2. Basaltos andesíticos y andesitas microporfídicas, variablemente             vesiculares y alteradas</b> .....	<b>60</b>
<b>3.3.3. Andesitas con plagioclasa y hornblenda, porfídicas</b> .....	<b>60</b>
<b>3.3.4. Brechas líticas basálticas y andesíticas, mono y poligenéticas, alteradas</b> .....	<b>61</b>
<b>3.3.5. Microbrechas basálticas monomícticas, alteradas</b> .....	<b>61</b>

---

3.3.6. Tobas cristal-líticas andesíticas de grano grueso a fino .....	62
3.3.7. Plagioriolitas porfídicas .....	63
<b>3.4. Geoquímica del Complejo El Cacheal.....</b>	<b>63</b>
3.4.1. Descripción geoquímica de los materiales .....	63
3.4.1.1. Toleitas de arco isla (IAT), Grupo I .....	67
3.4.1.2. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, Grupo II .....	67
3.4.1.3. Boninitas .....	68
3.4.1.4. Andesitas calco-alcalinas, Grupo III.....	68
3.4.1.5. Comparación grupos rocas máficas .....	70
3.4.1.6. Características geoquímicas de las rocas ácidas.....	71
<b>3.5. Dataciones absolutas.....</b>	<b>72</b>
3.5.1. Dataciones absolutas obtenidas en el complejo El Cacheal.....	72
<b>4. TECTÓNICA.....</b>	<b>74</b>
4.1. Introducción. ....	74
4.2. Contexto Geodinámico y Estructura General de la Cordillera Septentrional .....	76
4.3. La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional.....	79
4.4. Principales discordancias y edad de la deformación.....	85
4.5. Estructura de la Hoja de Buen Hombre .....	86
4.6. Tectónica activa .....	88
<b>5. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>91</b>
5.1. Análisis geomorfológico .....	91
5.1.1. Estudio morfoestructural.....	92
5.1.2. Estudio del modelado .....	92
5.1.2.1. Fluvial y de escorrentía superficial.....	92

---

5.1.2.2. Formas gravitacionales.....	93
5.1.2.3. Litorales .....	93
5.1.2.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción .....	94
<b>5.2. Evolución e historia geomorfológica.....</b>	<b>94</b>
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA.....</b>	<b>96</b>
6.1. Introucción.....	96
6.2. Historia Geológica en la Hoja de Barrancón .....	99
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>102</b>
7.1. Hidrogeología.....	102
<u>7.1.1. Hidrología y climatología.....</u>	<u>102</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>102</u>
7.2. Recursos minerales .....	105
<u>7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales.....</u>	<u>105</u>
7.2.1.1. Descripción de las Sustancias.....	105
<u>7.2.2. Potencial minero .....</u>	<u>105</u>
<b>8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>106</b>
8.1. Introducción. ....	106
8.2. Relación de los L.I.G.....	106
8.3. Descripción de los Lugares .....	106
<u>8.3.1. L.I.G. N° 1. Los sistemas costeros de sedimentación mixta detrítico-carbonatados de la Fm Villa Trina en la carretera a Buen Hombre .....</u>	<u>107</u>
<u>8.3.2. L.I.G. N° 2. Los depósitos del arco volcánico primitivo intraoceánico cretácico de la Unidad El Cacheal .....</u>	<u>107</u>
<b>9. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>110</b>

## 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. (INYPSA), 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 de la 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)

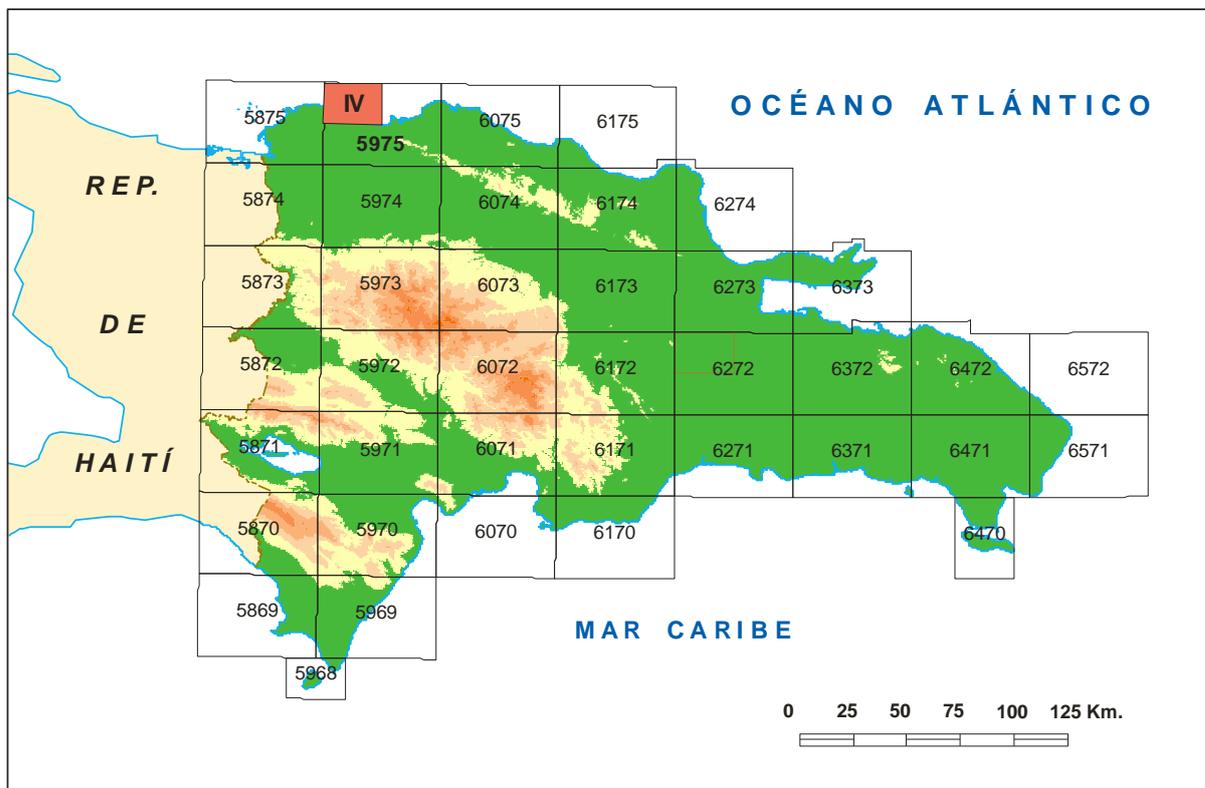


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Buen Hombre (5975-IV).

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 Buen Hombre 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 subaflorescentes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la República 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 Cacao (Buen Hombre) (5975-IV) se localiza dentro de la provincia de Montecristi, en el Municipio de Villa Vázquez. Esta provincia es la más septentrional de República Dominicana. La población, muy escasa en toda la región, se concentra principalmente alrededor de la ciudad de Buen Hombre. Los otros dos poblados de cierta importancia dentro de la hoja son El Manantial y Las Canas.

Se desconoce la procedencia del nombre de Cacao asignado a la Hoja 5975-IV ya que no existe en la zona ninguna localidad o paraje que lleve este nombre. La población más importante de la Hoja, el pueblo de Buen Hombre, está ubicado en el Noroeste de la República Dominicana (Figura 1.1), a unos 220 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 270 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).

Una vez en Navarrete, 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 Botoncillo, 2 km antes de llegar al pueblo de Villa Vázquez. Una vez en este punto hay que desviarse al Norte y tomar las diferentes carreteras, en general asfaltadas aunque bastantes bacheadas, que penetran en la hoja en dirección Las Canas y Los Conucos. La primera de ellas atraviesa la Hoja de esta a oeste, pasando por los pueblos de las Aguitas y el Manatíal, y finaliza en la ciudad de Montecristi. Desde estas dos carreteras es fácil recorrer la extensión de Hoja al completo y alcanzar la costa por caminos que se hacen progresivamente más deficientes hacia el norte. El pueblo de Buen Hombre está bien comunicado directamente con Las Canas por una carretera asfaltada, pero en muy malas condiciones, de dirección norte-sur y de unos 5 km de longitud. El sector noroccidental de la Hoja es de peor acceso, aunque existen varias pistas de tierras que conectan El Manantial y Buen Hombre con los parajes de la Playa de Gran Manglé, Alvinal Prieto o Sabana Chica. La parte más occidental de la Hoja se alcanza sólo desde el este, por una pista de tierra, en bastante buen estado a pesar de no estar asfaltada, que sale de la aldea de Punta Rusia (Hoja de Barrancón) y atraviesa las aldeas de Tiburcio, El Papayo, Estero Barsa e Higuierito.

Por último, existen algunos otros caminos, barrancos 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 senderos que permiten el acceso hasta las zonas conocidas como Boruga y el Caño del Muerto.

Dentro de la Hoja de Buen Hombre es remarcable 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. Cabe destacar el sistema de manglares y playas muy bien desarrolladas localizadas en el extremo noroccidental de la Hoja, en el paraje conocido como Gran Manglé.

No existen ríos importantes en la Hoja con aguas permanentes. Sólo el arroyo de Tomás Abreu y la Cañada de Muerto, en el noroeste de la Hoja, poseen caudales significativos en algunos momentos del año. Por otro lado, la Hoja además se encuentra surcada por numerosos arroyos y pequeños barrancos de dirección NNE-SSO. Se trata de cauces temporales, que no llevan agua la mayor parte del año y que presentan un claro comportamiento episódico, ya que sólo transportan agua y sedimentos durante tormentas y ciclones. Generalmente desembocan en manglares y lagunas costeras, favoreciendo su colmatación y desarrollando pequeños abanicos aluviales de baja pendiente y capacidad transporte. Las acumulaciones de agua dulce más importantes de la Hoja, localizadas en su borde meridional y de carácter no permanente, son la Laguna de Lila y de Los Conucos.

Desde el punto de vista fisiográfico, parte de la Hoja de Buen Hombre se sitúa en la Cuenca del Cibao y la otra es atravesada, en dirección ONO-ESE, por las estribaciones occidentales de la Cordillera Septentrional sin llegar a poseer relieves de gran altitud. Los puntos más altos se sitúan en la zona occidental, donde el pico del Manantial alcanza altitudes máximas de 371 m en Loma Vieja. Dentro de este mismo sistema de sierras, la Loma de Silla de Caballo, Loma de Manuel de Luna y el Cerro el Piquito sobrepasan los 300 metros. Hacia el este los relieves de la cordillera pierden algo de importancia y poseen una altitud media de 200 metros en el sector central. Destacan aquí por su altura la Loma de Buen Hombre (320 m) y Loma los Palmaritos (357 m). En el extremo occidental, cerca de la aldea del Higuero, las elevaciones del terreno no sobrepasan los 100 m de cota, quedando los relieves más altos asociados a la Cordillera Septentrional al Sur, ya en la Hoja de Villa Vázquez

El clima es de tipo tropical cálido, con temperaturas medias anuales del orden de 26,5°C. La precipitación es una de las más bajas del país, con precipitaciones medias inferiores a los 600 mm/año. La vegetación es de tipo bosque seco tropical con claro predominio de la Acacia espinosa (*Acacia farnesiana*), seguida por el Cambrón (*Prosopis juliflora*) y en la proximidad de la línea de costa Uva de playa (*Coccoloba uvifera*). Los manglares de la zona están dominados por Mangle rojo (*Rizophora mangle*), seguido por Mangle botón

(*Conocarpus erecta*). La fauna está dominada por diversos reptiles y una amplia variedad de aves, que se concentran en la costa.

Las principales actividades económicas de la zona son la pesca, la ganadería de caprino, y la apicultura. La agricultura está relegada al cultivo de víveres en conucos para el abastecimiento cotidiano de la población, aunque existen pequeñas plantaciones de tabaco. Por otra parte, no existe el turismo debido a la total ausencia de una adecuada infraestructura, a pesar de poseer puntos en su costa con grandes posibilidades para su futuro desarrollo, especialmente si están orientadas al ecoturismo. No hay explotaciones de gran interés económico en la zona, a excepción de algunas canteras utilizadas intermitentemente como puntos de extracción de áridos.

### **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 km<sup>2</sup>, 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.

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 (denominadas terrenos en sentido amplio), 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).



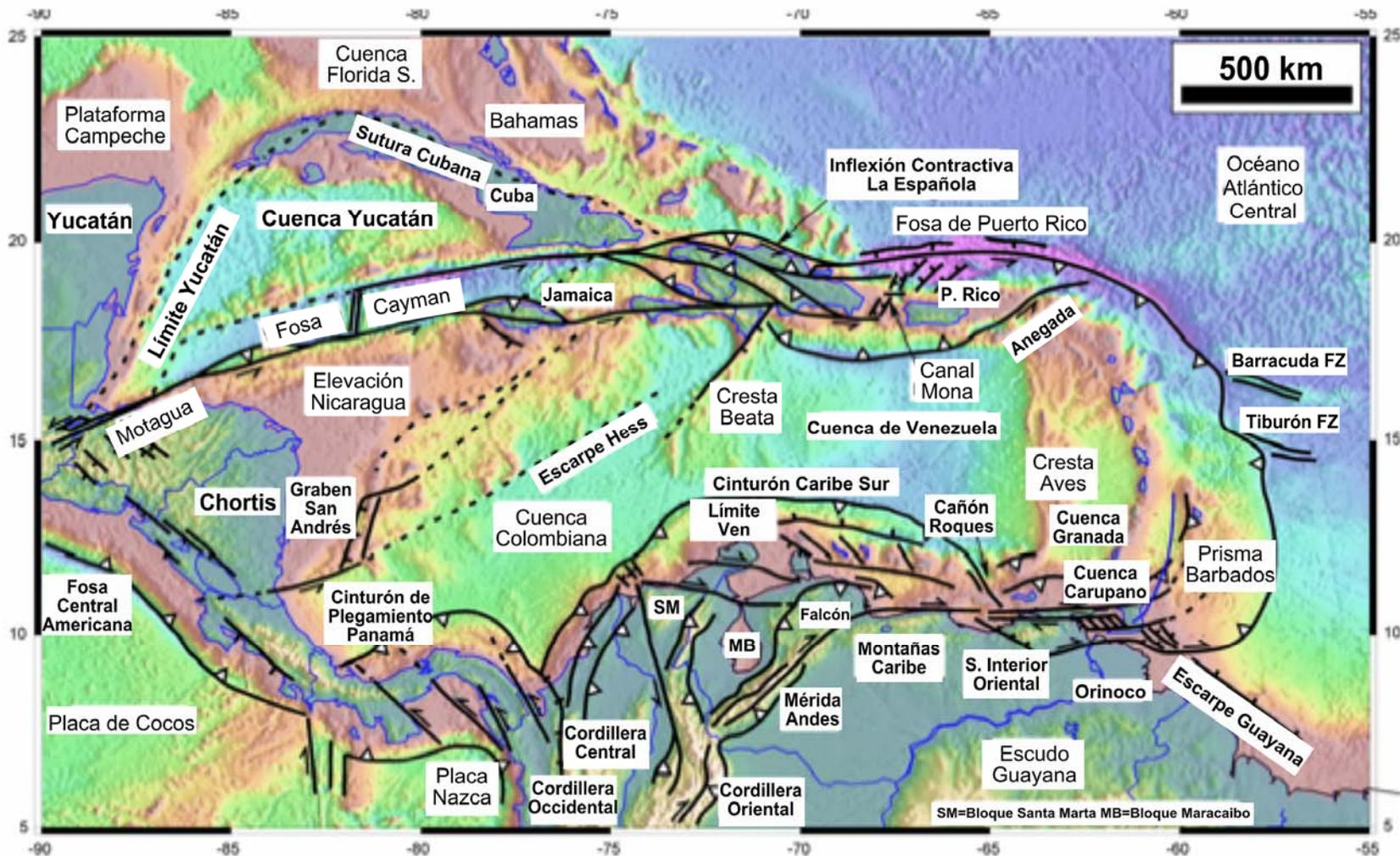


Figura 1.2. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

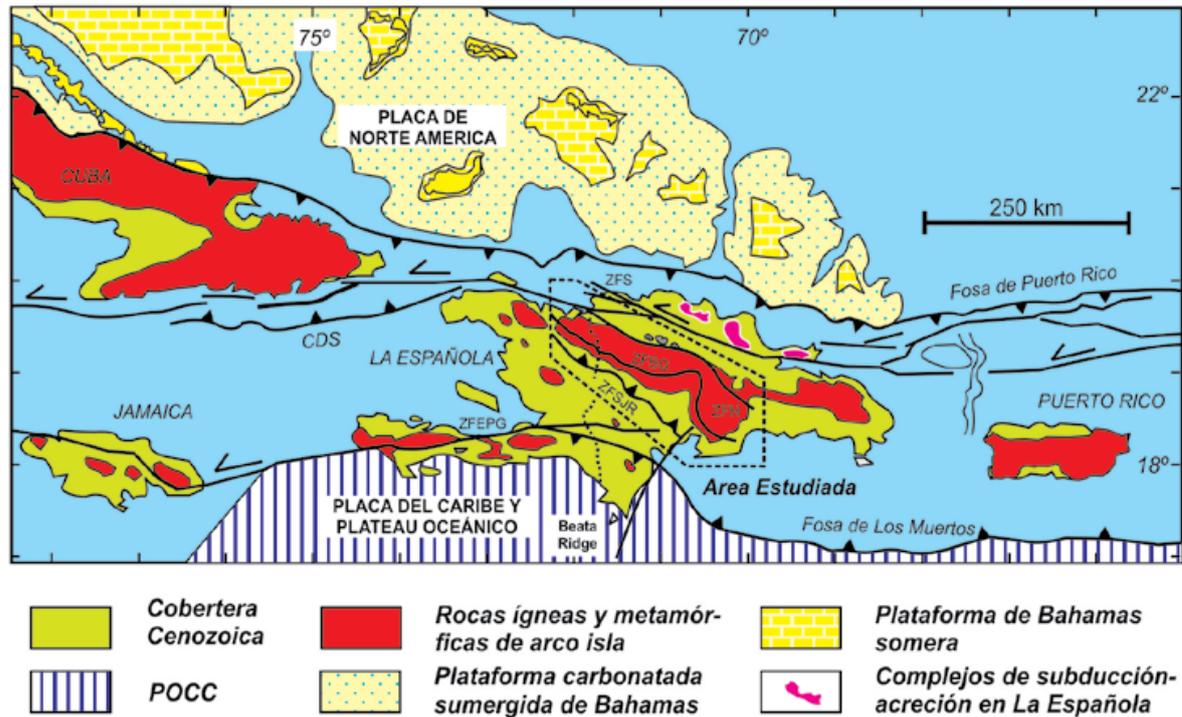


Figura 1.2 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE 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).

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 mêtanges de matriz serpentínica 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).

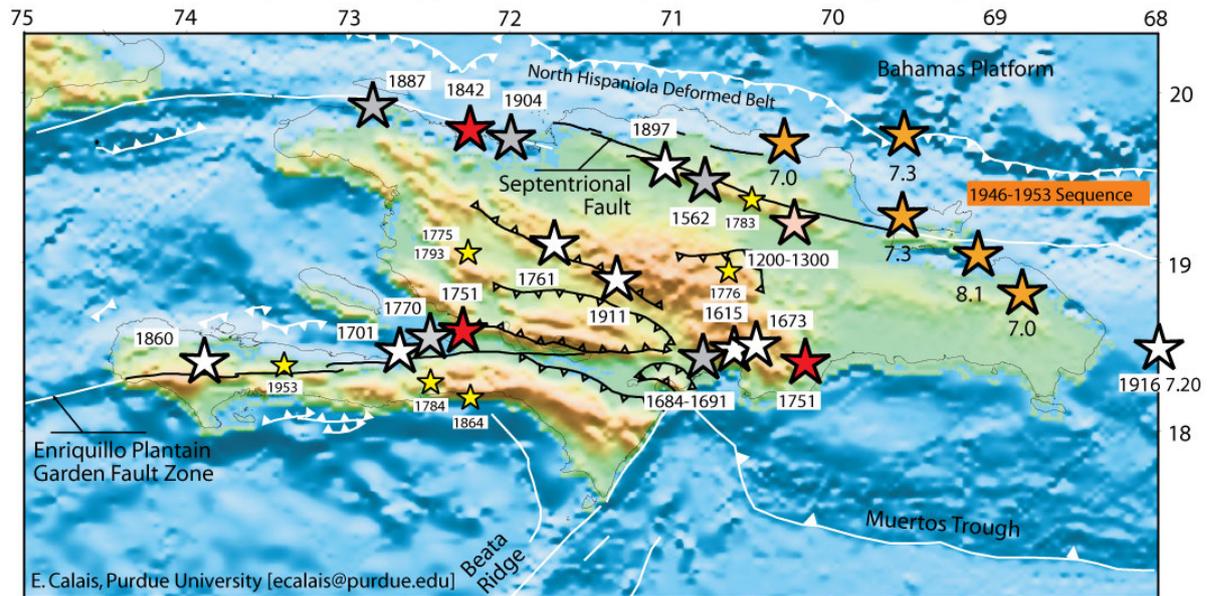
Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper *et al.*, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Viruete 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-Viruete *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-Viruete *et al.*, 2009). 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-Viruete *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).

## 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)

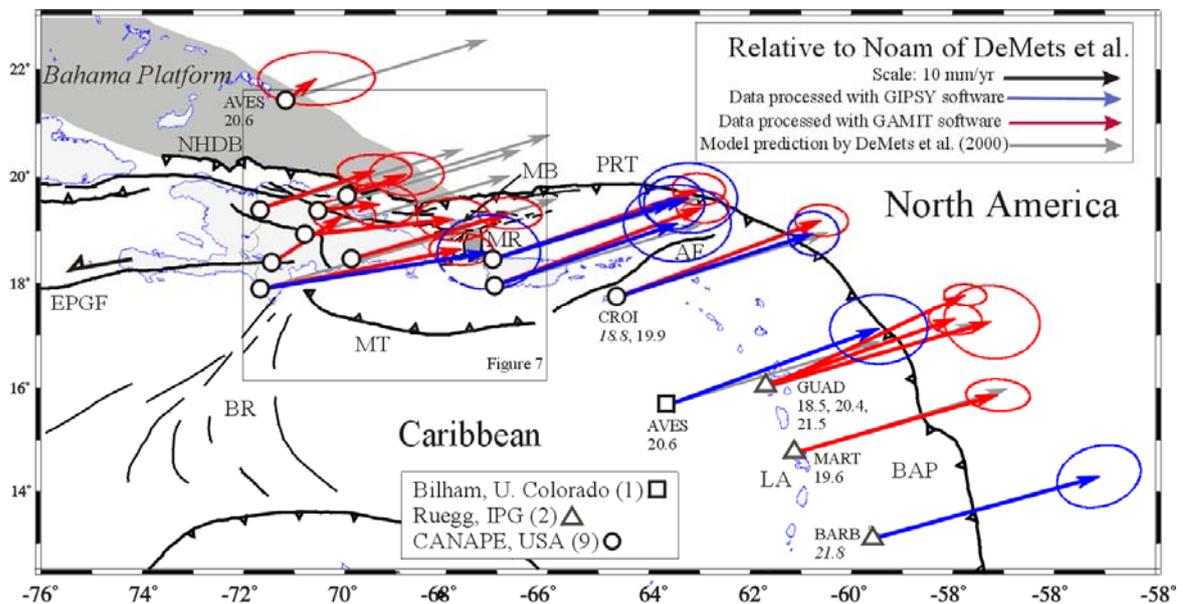


Figura 1.3. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas 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.

(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-Viruete *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-Viruete *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-Viruete *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004).



Figura 1.4. Principales unidades morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1991).

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-Viruete *et al.*, 2009).

(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, 2002; 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)



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.

(7) En la posición más meridional del país, las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, 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 Bahoruco (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 (Hernaiz 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-Viruete 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.*,

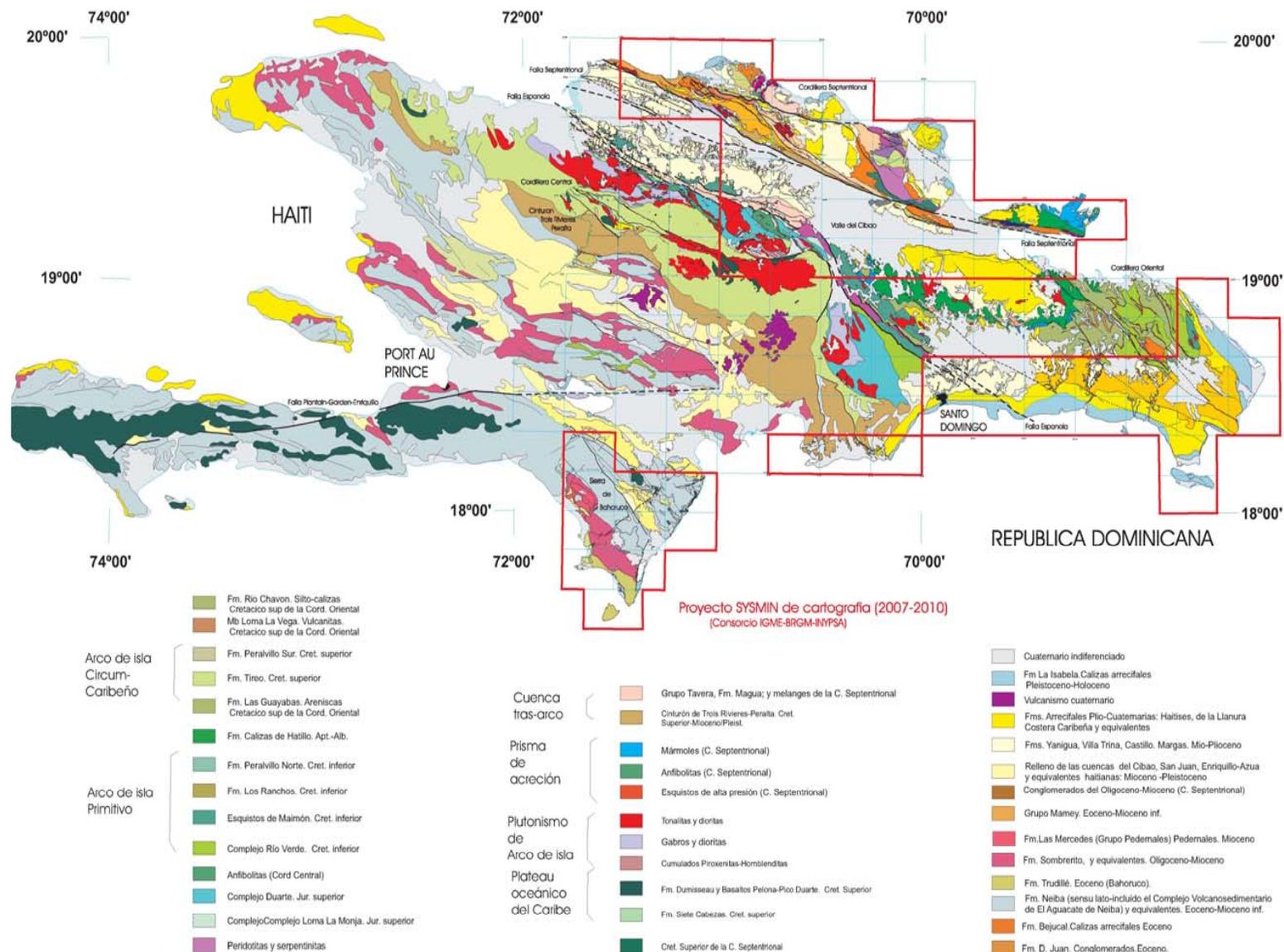
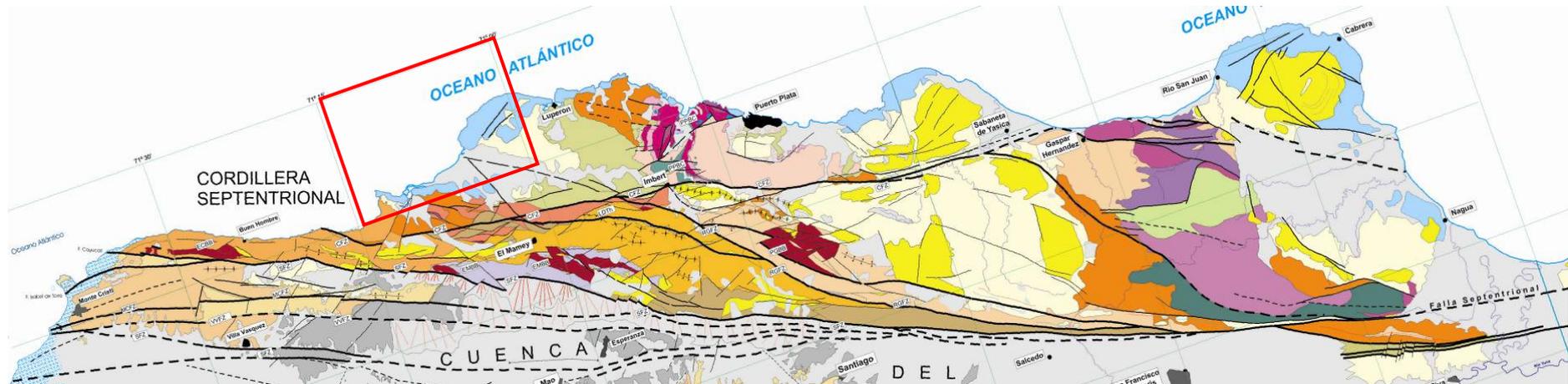


Figura 1.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2007). En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II.

1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete *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-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs *et al.*, 2005; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *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-Viruete *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-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-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.



**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 máficos 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.

#### 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, a partir de los cuales varios estudios han incrementado su conocimiento geológico. 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.

Siguiendo la cronología, encontramos el trabajo de Sanders (1986), realizado en la Cuenca del Cibao, que constituye también un trabajo de referencia sobre la estratigrafía y la paleontología estratigráfica de este dominio. Poco después, un importante trabajo regional (de Zoeten, 1988) llevado a cabo en el sector central de la Cordillera Septentrional va a constituir un gran avance desde el punto de vista de la estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía de este sector, y constituye la base de trabajos posteriores.

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 Calais *et al.* (1992), donde realizan un estudio tectónico y estratigráfico de los sectores central y occidental de la cordillera septentrional y reconocen dos fases tectónicas en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional, en el Aquitaniense-Burdigaliense y en el Langhiense-Serravaliense, aunque no ofrecen datos precisos sobre la interpretación de estas dos fases. Estos mismos autores incluyen algunas observaciones realizadas dentro de la hoja e identifican por primera vez la presencia de materiales Mesozoicos dentro de la hoja, la llamada Unidad El Cacheal (tufitas y calizas), en el Paraje de la Cañada del Muerto.

Se les asigna una edad Cretácico superior y se establece su correlación lateral con la Fm Tireo de la Cordillera Central. Se distribuyen el resto de los materiales en dos unidades: la “Serie de Gran Mangle” y la “Serie de Villa Vázquez”. La serie turbidítica del Gran Manglé (Aquitaniense-Langhiense) se define en la playa del mismo nombre, localizada en el extremo noroccidental de la Hoja. La serie de Villa Vázquez (Serravaliense-Plioceno superior) es una sucesión detrítica, con calcarenitas a techo, que conforman las unidades más recientes de la Cordillera Septentrional en este sector. Constituyen un equivalente lateral de la Fm Villa Trina y la Unidad Los Haitises, hacia el Este, así como de los materiales que definen las últimas etapas de relleno de la Cuenca del Cibao

## 2. ESTRATIGRAFÍA

Dentro de la Hoja de Buen Hombre afloran materiales tanto de la Cordillera Septentrional como de la Cuenca del Cibao, ambos situados en el Norte de República Dominicana.

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; Muff y Hernández, 1986; 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 Buen Hombre, 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 Altamira-El Mamey.*

#### *Sector de El Mamey-Altamira-La Toca*

Este sector conforma la mayor parte de los materiales que afloran dentro del dominio de la Cordillera Septentrional en la Hoja de Buen Hombre. 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 vulcanosedimentarias 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; Muff y Hernández, 1986; 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.

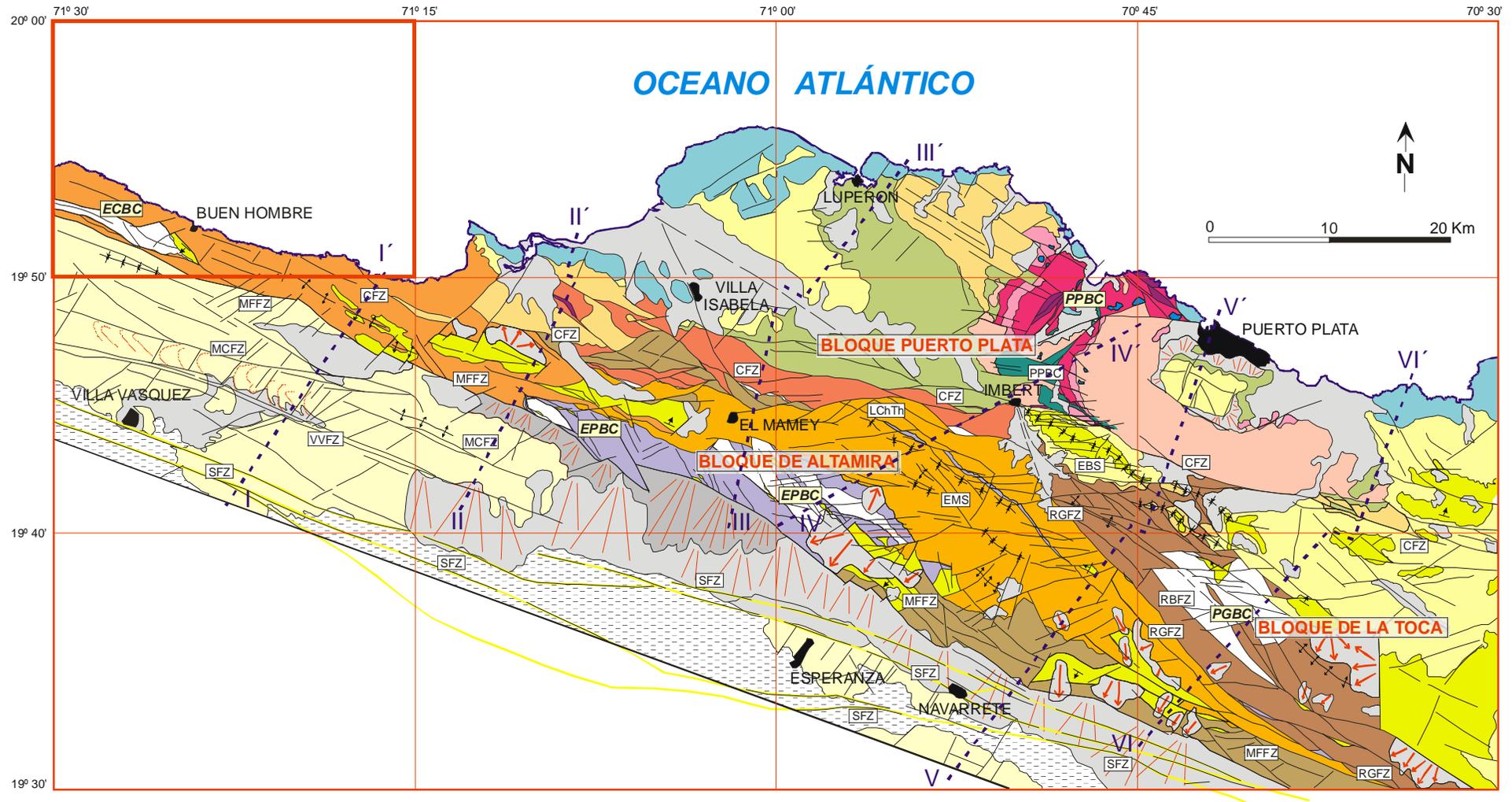


Figura 2.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la situación de la Hoja de Buen Hombre. Se incluyen los nombres de los bloques, complejos de basamento y principales estructuras citados en esta memoria, buena parte de ellos derivados o adaptados de Dolan *et al.*,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

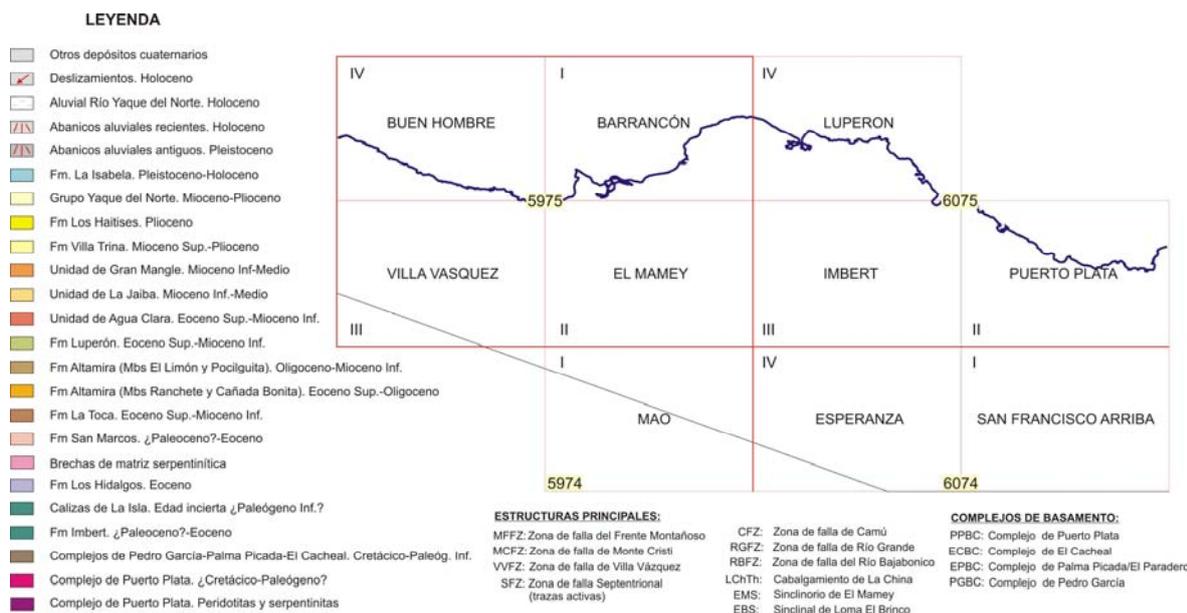


Figura 2.1 (cont). Leyenda de unidades cartográficas del sector noroccidental de la República Dominicana

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  $64.26 \pm 0.96$  y  $49.74 \pm 0.47$  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  $49.8 \pm 2.9$  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 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*, aunque sus repercusiones en la Hoja de Buen Hombre son restringidas al no estar representadas en ella varias de las formaciones a las que aplica. Para ampliar la información sobre estas unidades acudir a las memorias de las Hojas de El Mamey e Imbert.

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 (ver Hoja de El Mamey): la Fm. Altamira desaparece por completo bajo la acción erosiva de una nueva unidad turbidítica, la Unidad del Gran Manglé, de edad Mioceno Inferior-Superior (Calais et al., 1992), que se llega a apoyar sobre el complejo de El Carheal y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 2.1).

Discordante sobre todas 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 Fm. Los Haitises. 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 la Fm. Los Haites.

### *Sector de Imbert-Puerto Plata*

Se refiere a los territorios situados al norte de la Camú y coincide en su totalidad con el bloque de Puerto Plata. Ahora con muy poca extensión en el extremo nororiental de la hoja, donde el límite septentrional de la Zona de Falla de Camú pierde representatividad y se introduce en el Océano Atlántico a la altura de la Bahía de Punta Rucia.

En este sector, la posición estructuralmente más baja, a modo de sustrato o 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 Pindel y 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, 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; Pindel y 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*) similar a la obtenida en los complejos vulcano-plutónicos del sector de El Mamey-Altamira-La Toca y comparables a las de otras rocas bien caracterizadas en la Española como arco de isla (p.ej. Fm Los Ranchos). Por encima de este sustrato se depositan numerosas formaciones de edad paleógena y neógena que no afloran en la Hoja de Buen Hombre (para más información consultar las hojas del Mamey e Imbert)

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 Fms 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 y suroeste de Luperón, en las hojas de Barrancón y Villa Vázquez. 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 Hatises. 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 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)

### *La Cuenca del Cibao*

La Cuenca del Cibao posee unos 230 Km de longitud y aproximadamente 30 Km de ancho. Se extiende entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional, en el Norte de la República Dominicana, finalizando hacia el Este en la Bahía de Samana y al Oeste en el Océano Atlántico. Su límite Norte está definido por la Zona de Falla Septentrional, mientras que al Sur se encuentra delimitada por la Zona de Falla de la Española y los propios materiales de la Cordillera Central sobre los que se apoya de manera discordante.

Esta cuenca configura, de forma conjunta con la Cordillera Septentrional, una gran estructura sinclinal cuyo eje transcurre aproximadamente paralelo a la propia cuenca (Mann *et al.*, 1991). La potencia estimada de la serie sedimentaria que rellena la Cuenca del Cibao son unos 5-6 km, integrada por las Formaciones Cercado, Gurabo y Mao (y equivalentes), depositadas en un intervalo de tiempo de 5 a 10 Ma según el autor considerado (Mioceno inferior-Pleistoceno?). De forma conjunta, estas formaciones han sido agrupadas dentro del denominado Grupo del Yaque (Erikson *et al.*, 1998), que define una importante cuña de sedimentos, de gran continuidad lateral y geometría progradante hacia el Norte o hacia mar.

Aunque existen numerosos trabajos destinados a estudiar aspectos parciales de la Cuenca del Cibao, son muy escasos los estudios donde se analice su evolución en conjunto. Un análisis integrado y estratigráfico completo puede ser encontrado en Erikson *et al.* (1998). En este último trabajo se analiza la historia sedimentaria de la cuenca y se relaciona con la formación y evolución de las Cordilleras Central y Septentrional. Los dos estudios bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders *et al.*, 1986; Volkes, 1989)

poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente el trabajo de varios grupos de investigación norteamericanos han permitido ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópicas en corales y asociaciones de foraminíferos plantónicos (p.ej. Maier *et al.*, 2007).

El Grupo del Yaque está constituido, de muro a techo, por la Fm. Cercado, la Fm. Gurabo y la Fm. Mao, que abarcan una edad del Mioceno medio-superior al Plioceno (p.ej. Palmer, 1979; Saunders *et al.*, 1986, Evans, 1986; Dolan *et al.*, 1991). Existe debate aún si el techo de la Fm. Mao llega a alcanzar el Pleistoceno. A su vez, en la base de la Fm. Cercado se ha definido una unidad conglomerática, denominada Conglomerado de Bulla, y entre las formaciones de Cercado y Gurabo, así como entre las de Gurabo y Mao, se han descrito sendas transiciones sedimentarias constituidas por calizas arrecifales. Estas calizas han sido agrupadas dentro de las unidades llamadas Calizas de las Auyamas y de Mao Adentro, respectivamente (Ardèvol, 2004).

En la Hoja de Buen Hombre afloran las Unidades Montecristi y El Morro, equivalentes laterales y hacia el oeste de las Fms Cercado y Gurabo.

## **2.1. Cordillera Septentrional**

En este punto se describen las diferentes unidades descritas dentro de la Hoja de Buen Hombre en la Cordillera Septentrional, que abarcan edades comprendidas entre el Cretácico inferior y el Plioceno.

### **2.1.1. Cretácico-Paleógeno**

#### **2.1.1.1. Basaltos (Unidad Cacheal?) (1). Cretácico inferior. K<sub>1</sub>**

Comprenden las rocas más antiguas de la Hoja. Afloran en una única mancha de unos 4 km<sup>2</sup> que se localiza en su sector central, cerca del paraje conocido como La Piedra de Buen Hombre. Estas rocas volcánicas básicas no habían sido descritas hasta este momento ya que, generalmente, afloran en muy malas condiciones y se presentan intensamente alteradas, desarrollando en superficie suelos arcillosos de un vivo color rojizo. Constituyen el sustrato de las unidades El Cacheal y Gran Manglé.

En el mapa aeromagnético reducido al polo y gradiente magnético vertical estos materiales presentan una anomalía positiva muy evidente, de lo que se deduce que se localizan cerca de la superficie en toda la región (Figura 2.2). Esta anomalía no presenta una correlación espacial evidente con los afloramientos de basaltos, ya que se superpone con otra de intensidad parecida generada por los materiales de la Unidad El Cacheal, formada por rocas sedimentarias y volcánicas.

La morfología en planta de toda la unidad de basaltos es romboidal y se encuentra delimitada por fallas de tipo *riedels* oblicuas y transversales a las principales fallas de la zona.

Son basaltos y basaltos andesíticos, vesiculados, de color gris-marrón, con tonalidades violáceas a rojizas cuando aparecen alterados. Su textura varía entre afanítica y, sobretudo, (micro)porfídica, con abundantes fenocristales milimétricos de plagioclasa y de ferromagnesianos oscuros, con “coronas” de reequilibrios.

No se han observado fábricas deformativas, aunque las condiciones de afloramiento son muy pobres. Los basaltos poseen una ligera alteración de origen hidrotermal, cloritización de ferromagnesianos, sericitización de plagioclasas, oxidación de opacos y remplazamientos y rellenos de clorita y epidota.

Aunque no ha sido posible realizar una datación radiométrica de estas rocas, sí es conocida la edad de los materiales suprayacente de la Unidad El Cacheal (Cretácico inferior-superior?), que los postdatan. Por otro lado, en la Hoja de Villa Vázquez se ha descrito una megabrecha sedimentaria, cerca de la base de la Unidad Gran Manglé, que incluye una gran cantidad de clastos volcánicos de riolitas, además de basaltos y tobas. Esta brecha sedimentaria se habría formado en el Mioceno, a partir de la erosión de los complejos basales que constituían los relieves más importantes de la zona antes del depósito de la Unidad Gran Manglé y de la estructuración final de la cordillera.

La datación mediante U/Pb de muestras de estas riolitas han permitido reconocer un evento de fusión hace 91 Ma y otro evento magmático de 122 Ma. Por proximidad geográfica, edad y naturaleza, es muy probable que las riolitas posean una relación genética con los basaltos descritos a escasos 10 Km al noroeste, dentro de la Hoja de Buen Hombre, por lo que, tentativamente, podemos asignarlas a este mismo periodo.

El evento fechado hace 120-122 Ma, en el Apítense, coincide con el comienzo del magmatismo de arco primitivo circuí-caribeño de la Fm Los Ranchos (Bowin, 1966). Esta unidad está representada en su mayoría por los materiales volcánicos, de naturaleza bimodal, y volcanoclásticos que afloran extensamente en gran parte de la Cordillera Central y Oriental. Es posible, por tanto, que los basaltos de Buen Hombre constituyan los afloramientos más occidentales de la isla del arco intraoceánico del Cretácico inferior.

Por otro lado, no es del todo descartable que la emisión de estos volcánicos haya sido sincrónica, en parte, con el desarrollo de la serie volcanosedimentaria descrita en la Unidad Cacheal (por lo que debería ser considerada como parte de esta unidad). Desgraciadamente no ha sido posible establecer las relaciones estratigráficas entre estas dos unidades por lo que se ha decidido representarlas por seprada en la leyenda cartográfica.

2.1.1.2. Unidad de El Cacheal (2). Grauvacas, calizas con intercalaciones de lavas basálticas y tobas. Cretácico inferior. K<sub>1</sub>

Los materiales cretácicos ocupan una extensión considerable dentro de la hoja, definiendo el eje de la cordillera de dirección NO-SE y los relieves más elevados de la región. Las condiciones de afloramiento son por lo general muy malas, estando la unidad generalmente recubierta por suelos actuales de muy escaso espesor de intensas coloraciones rojizas. Esta circunstancia, junto a la deformación que presenta la unidad, ha impedido reconstruir una serie general coherente.

Los materiales fueron descritos por primera vez por Calais *et al.* (1992) con el nombre de Serie de El Cacheal, integrada en su mayoría por tufitas finas con frecuentes intercalaciones de bancos de calizas negras. Los mejores afloramientos se encuentran en el extremo occidental de la hoja, en la Cañada del Muerto, existiendo algunos afloramientos aislados en la zona de Boruga y La Finca, en el sector central de la Hoja.

La Unidad El Cacheal se deposita sobre los basaltos de edad Cretácico inferior que afloran en el centro de la Hoja. La naturaleza de este contacto no ha podido ser observada en el terreno. Podría tratarse tanto de una discontinuidad sedimentaria erosiva como de un contacto transicional similar a los descritos entre los materiales volcánicos de la Fm Palma Picada y los depósitos sedimentarios y volcanosedimentarios de la Fm Los Hidalgos (ver Hojas de El Mamey e Imbert). Sobre los materiales de El Cacheal se

depositan mediante una discordancia angular y erosiva las calizas de plataforma de la Unidad Buen Hombre y las series turbidíticas de la Unidad. Gran Manglé.

Dado el contexto tectónico transcurrente senestro de la Cordillera Septentrional, parece posible que los materiales de la unidad de El Cacheal se hubieran depositado originalmente en un área próxima a la del afloramiento actual de la Formación Los Ranchos, tal vez ocupando una posición cercana a la que ocupa ahora la península de Samaná (Bernárdez, 2004).

La serie de El Cacheal está constituida fundamentalmente por grauvacas de colores oscuro que aparecen formando capas de potencia de 10 a 45 cm, separadas por interestratos lutíticos que, como mucho, alcanzan los 5 cm de potencia. Frecuentemente se intercalan en la serie bancos de calizas micríticas, de color gris claro en superficie y negruzcas en fractura fresca, de potencia decimétrica. Excepcionalmente, en la Loma de Los Granadillos, se han observado afloramientos de calizas tableadas con varios metros de espesor. Hacia el oeste toman progresivamente más importancia las intercalaciones de origen volcánico, formadas por basaltos y tobas, que pueden llegar a constituir localmente las litologías dominantes dentro de la serie.

La organización sedimentaria de las grauvacas es difícil de observar sobre el terreno. Se presentan mal cementadas y se han podido describir en ellas laminaciones paralelas y granoclasificación positiva, aunque las capas presentan por lo general un característico aspecto masivo. Estas facies poseen un característico color marrón rojizo producto de su alto contenido en elementos volcánicos. Se han podido observar algunos restos bioclásticos flotando en la matriz detrítica, muy mal clasificada, atribuibles a fragmentos de rudistas. En lámina delgada se pueden clasificar como litarenitas, con algo de cemento calcáreo esparítico y férrico rellenando fisuras y predominante matriz siliciclástica. Dominan los granos de rocas volcánicas, pero contiene también cantidades significativas de feldespatos, cuarzo, calizas, chert, fosfatos y glauconita.

Las calizas en el campo dan olor fétido en fractura y en ocasiones se presentan siderizadas o parcialmente silicificadas. Se presentan en lámina delgada como biomicríticas laminadas con textura de tipo *wackestone*. Las secciones de microfauna son muy frecuentes y se han identificado radiolarios, espículas de esponjas y, sobre todo, foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides*).

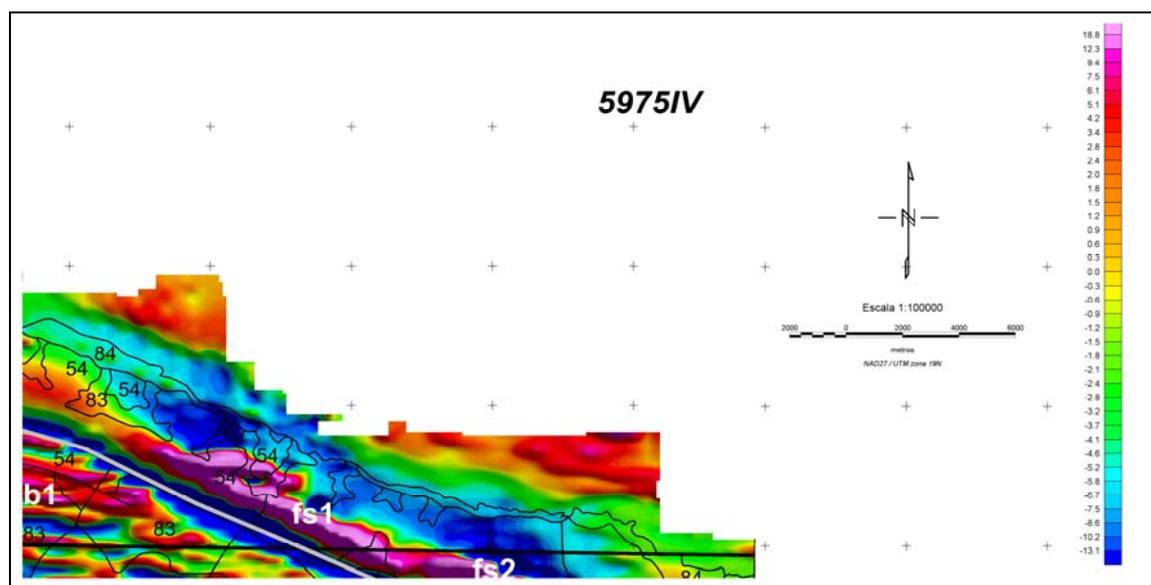


Figura 2.2. Mapa del gradiente magnético vertical en la Hoja de Buen Hombre. La fuerte anomalía positiva que atraviesa la Hoja con dirección NO-SE corresponde a los materiales del arco primitivo, los basaltos de Buen Hombre y el Complejo de El Cacheal.

Los materiales de origen volcánico sólo se han descrito en el oeste de la Hoja. Están formados por coladas de basaltos, tobas e incluso brechas piroclásticas, en general de poco espesor, que se encuentran intercaladas en la serie sedimentaria. En su mayoría son rocas volcánicas lávicas vesiculadas, de composición basáltica o basáltico-andesítica con piroxenos y plagioclasas. Presentan color gris-verde oscuro y textura (micro)porfídica con fenocristales submilimétricos feldespáticos (20-30%) y ferromagnesianos (10-15%) inmersos en una matriz afanítica. No se observan fábricas deformativas. La alteración es muy ligera, consistente en una sutil cloritización de ferromagnesianos, y en la sericitización y epidotización de plagioclasas. En muchas ocasiones estas lavas pueden aparecer auto-brechíficas, o como rocas fragmentarias brechoides monogénicas, afectadas por una alteración hidrotermal clorítico-epidótica (espilítica pervasiva) y mineralizaciones de pirita, especialmente a lo largo de venas y parches.

Intercaladas en las coladas de basaltos aparecen rocas piroclásticas, o volcanosedimentarias retrabajadas, de tonos pardo-amarillentos y grano medio-grueso a fino. Se trata, en general, de tobas de composición general básica e intermedia (basálticas y andesíticas), muy feldespáticas, cohesivas, de textura masiva, bien seleccionada. La matriz, poco abundante, es de naturaleza clorítico-epidótica y de un color verde más claro. No presentan una clara laminación. Al igual que los basaltos están afectadas pervasivamente, en mayor o menor grado, por una alteración espilítica o alteración/metamorfismo hidrotermal por aguas de procedencia marina.

Se interpreta que esta unidad se depositó mediante corrientes de turbidez en un mar profundo, tal y como indican la presencia en las calizas de radiolarios y los minerales autógenos (glauconita y fosforita), asociados a condiciones de condensación oceánica. Las frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas y volcanocásticas básicas e intermedias en su tramo inferior y medio, afectadas por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina, denotan la proximidad del magmatismo del arco intraoceánico. Este vulcanismo es responsable también de la emisión de los basaltos descritos en el punto anterior, de características geoquímicas y petrológicas análogas. La tinción de óxidos de hierro y manganeso de las fracturas y las alteraciones descritas en sus rocas indican la existencia de un ligero hidrotermalismo que no afecta a las unidades más modernas de la hoja.

El complejo de El Cacheal, con morfología en planta romboidal alargada y orientación subparalela a un segmento rectilíneo de la traza de la Falla Septentrional, se puede catalogar como una estructura tipo “levantamiento transpresivo” (*transpressional uplift*). En conjunto, la Unidad El Cacheal conforma un gran pliegue anticlinal, de flancos fallados, muy verticalizados y deformados, que define el eje de la Cordillera Septentrional en el ámbito de la hoja. Los materiales se presentan fracturados y diaclasados. Los buzamientos medios de las capas, en general, superan los 45° y en muchos casos la serie se encuentra subvertical e incluso invertida. El sistema de falla mejor representadas es N 120-150° E, de salto en dirección y sentido de movimiento senestral.

La unidad ha podido ser datada gracias al hallazgo de un yacimiento de ammonites, mal conservados, en las proximidades de la falda norte del Cerro de Los Cayucos, en la vecina hoja de Montecristi (familias *Hoplitidae* y *Filoceratidae*) que permiten atribuir la unidad al Aptiense superior-Albiense inferior. Esta edad es coherente con la edad de los basaltos de Buen Hombre. Por otro lado, Calais *et al.* (1992) identifican dentro de las calizas una asociación de radiolarios con *Archaeodictyomitra* sp. y *Amphypyndax* sp. en base a los cuales atribuyen a la unidad una edad “Cretáceo, probablemente superior”.

A la luz de los datos expuestos anteriormente sobre la edad de esta unidad y de los basaltos infrayacentes, los materiales de El Cacheal deben ser Cretácico inferior en su base, mientras que la edad de su techo es desconocida.

### 2.1.1.3. Unidad de Buen Hombre (3). Calizas y calizas detríticas con corales y macroforaminíferos. Oligoceno-Mioceno inferior? P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>

Esta unidad es de nueva definición. Se ha utilizado la denominación Unidad Buen Hombre para agrupar a las calizas que aparecen discordantes sobre los materiales cretácicos de la Cordillera Septentrional dentro de la Hoja.

Sobre esta unidad se deposita la Unidad Gran Manglé mediante una discontinuidad erosiva deducida por técnicas cartográficas debido a que este contacto no ha podido ser observado sobre el terreno. Frecuentemente aparecen muy deformados y pinzados entre fallas de dirección paralela a la traza de la Falla de Los Cayucos. Su potencia total es difícil de calcular, pero mediante métodos cartográficos se estima que no debe superar los 200 metros.

Los mejores afloramientos se localizan en los altos de las lomas y cerros. A destacar los cortes, de muy difícil acceso, de la Loma de Los Granadillos y de La Piedra de Buen Hombre. En muchas ocasiones las observaciones sólo han podido realizarse a través de enorme bloques de calizas de varios metros cúbicos desprendidos desde lo alto de los relieves, como es el caso del paraje de Boruga.

Los depósitos presentan un alto porcentaje de elementos detríticos cerca del contacto con las rocas volcánicas infrayacentes, llegando a formarse calcarenitas y calciruditas con elementos bioclásticos dispersos en los primeros dos metros de la unidad.

Texturalmente se han identificado dos facies diferentes tanto en microscopio como sobre el terreno. La primera es una caliza muy cristalina de un característico color blanco, con corales en posición de vida, o retrabajados, y moluscos. Afloran principalmente en el sector central de la Hoja, cerca de la Loma de Buen Hombre. La disolución y cementación de la roca ha favorecido una intensa recristalización y la pérdida parcial de la estructura deposicional original. En ocasiones conserva fantasmas de briozoos, *Globilgerinoides* y proporciones variables de matriz de micrítica.

La otra facies, mucho más frecuente, es una caliza de tonos gris amarillentos que en ocasiones pueden contener cantidades variables de cantos angulosos y granos de arenas de origen volcánico (basaltos, riolitas, tobas), así como fragmentos de fauna. Son biomicritas, o *packstones* bioclásticos, con matriz pseudoesparítica y altos porcentajes

de elementos fósiles (corales, macroforaminíferos, moluscos, algas rojas, briozoos, equinodermos).

Las características sedimentarias de esta unidad parecen indicar la existencia de una plataforma carbonatada somera, probablemente de tipo rampa. En esta plataforma se desarrollaron parches de arrecifes sobre las zonas más elevadas y aisladas que configuraba el paleorrelieve cretácico, con toda seguridad muy irregular.

La unidad de manera característica aparece pinzadas en bloques o fragmentos de tamaño desde kilométricos a lo largo fallas de desgarre asociadas al Frente Montañoso, con direcciones N 100-120° E y sentido de movimiento senestral. En estas zonas la serie se dispone subvertical o incluso llega a aparecer invertida. Cuando no se encuentra pinzada entre fallas, la Unidad de Buen Hombre presenta un buzamiento medio de unos 40° hacia el NE, definiendo, junto a la Unidad Gran Manglé, la base de una serie monoclinial de varios miles de metros.

Sólo una muestra ha permitido datar, con poca precisión, esta unidad gracias a la asociación de macroforaminíferos bentónicos formada por *Sphaerogypsina*, *Operculina*, *Lepidocyclina* y *Miogypsina*. Esta asociación confiere una edad Oligoceno a las calizas de Buen Hombre, con dudas sobre si su techo llega a alcanzar el Mioceno inferior. La asociación de macroforaminíferos bentónicos *Lepidocyclina* sp., *Eorupertia* sp., *Operculina* sp., *Fabiania* sp., descrita en un canto carbonatado muestreado dentro de la Zona de Falla del Frente Montañoso, en Loma Vieja, parece verificar una edad Oligoceno para las calizas de Buen Hombre. Esta edad Oligoceno permite considerarlas como un equivalente lateral y proximal de los sistemas turbidíticos que se desarrollan desde el Paleógeno superior en la Cordillera Septentrional.

### 2.1.2. Neógeno

El Mioceno y Plioceno están constituidos en la Hoja de Buen Hombre por las unidades depositadas por encima de las series cretácicas y paleógenas descritas previamente, además de por las unidades correspondientes al dominio del Valle del Cibao.

En este sector el Neógeno de la Cordillera Septentrional lo representan exclusivamente dos unidades litoestratigráficas: la unidad de Gran Mangle, compuesta en esta hoja por dos miembros, y la Fm Villa Trina

Los materiales de Unidad Gran Manglé evidencian una regresión forzada con la instalación de sistemas turbidíticos que hacia sectores orientales evolucionan a formaciones deltaicas y fluviales (Unidad de la Jaiba). Esta Unidad Gran Mangle, que aflora sólo 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 El Cacheal o sobre unas calizas de plataforma que se instalan directamente sobre este complejo (Calizas de Buen Hombre).

Durante el Mioceno superior y el Plioceno 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. Este ciclo sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada, si bien debido a la existencia de paleorrelieves previos, la distribución paleogeográfica de ambientes sedimentarios pudo llegar a ser bastante compleja. 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 de edad Mioceno superior-Plioceno en la Hoja de Buen Hombre es la Fm Villa Trina, aunque en esta hoja no presenta exactamente las características sedimentarias propias de la formación en la Cordillera, tratándose más bien, de un equivalente lateral de facies algo más somero. Típicamente, esta formación está compuesta por una sucesión de margas grises masivas con foraminíferos planctónicos que presentan intercalaciones centrimétricas 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 la Fm Villa Trina pasa en transición, hacia techo, 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, principalmente en las primeras fases de emersión de la Cordillera.

2.1.2.1 Unidad Gran Mangle. Miembro Cañada de El Muerto. Conglomerados y brechas poligénicos (4) y alternancia de alternancia de margas, calizas y calizas detríticas (5). Mioceno inferior-superior. N<sub>1</sub><sup>1-3</sup>

La unidad fue originalmente definida por Calais *et al.* (1992) en el área de Buen Hombre (playa de Gran Mangle), e incluye gran 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 Montecristi. Ocupa prácticamente todo el sector más occidental de la Cordillera Septentrional, donde es la unidad pre-mioceno superior con mayor extensión cartográfica. A la vez, es la unidad mejor representada en toda la Hoja, definiendo una banda muy continua de afloramientos que orlan toda la costa y se introducen varios kilómetros hacia el interior de la Cordillera. Su potencia mínima se estima en unos 1500 m dentro de la Hoja, pero es probable que sea incluso superior hacia el sureste.

Se deposita sobre una amplia variedad de unidades y la naturaleza de su contacto basal es diferente según la unidad considerada. De esta forma, cuando aparece sobre los materiales cretácicos de El Cacheal su base es una discordancia angular erosiva, o cuando se deposita directamente sobre los basaltos su base es una inconformidad o discordancia basal. Generalmente este contacto aparece muy tectonizado y es difícil de observar. En otras ocasiones la unidad aflora sobre las calizas de Buen Hombre mediante una superficie de discontinuidad. Por desgracia, este contacto no ha sido posible de observar sobre el terreno y se deduce de la cartografía. En la hoja vecinas del Mamey sí ha sido posible realizar observaciones más precisas que han permitido establecer una relación lateral y por encima de la Unidad Gran Manglé con respecto a la Unidad de la Jaiba, no aflorante en la Hoja de Buen Hombre. Sobre la Unidad Gran Mangle se encuentra la Fm Villa Trina o los diferentes materiales costeros y continentales del Cuaternario.

En la Hoja de Buen Hombre los mejores afloramientos de la unidad se encuentran a lo largo de la costa. Cabe destacar los cortes de la playa de Gran Manglé, Sabana Chica, Cerro el Boquerón o Sansie, todos ellos con relativamente fácil acceso con vehículo. El miembro basal, constituido por una sucesión de brechas y conglomerados poligénicos, sólo aflora en relativamente buenas condiciones en el paraje conocido como Cañada de El Muerto, de donde toma el nombre.

El miembro basal "Cañada del Muerto" está formado por unos 250 metros de brechas y conglomerados de textura clastosostenida y matriz arenosa-microconglomerática. La matriz, de colores verdes oscuros y negros, es de naturaleza volcánica. Los clastos, de dimensiones muy variables (de 4 cm a varios metros), son de angulosos a subredondeados y están formados por calizas blancas y de color crema, litoarenitas, basaltos y tobas derivadas de las formaciones infrayacentes. Su organización interna es muy pobre, presentándose siempre con un aspecto masivo o con una tenue estratificación en paquetes de potencia métrica, en raras ocasiones con gradación negativa.

El resto de la unidad está formada por una alternancia rítmica de margas y arenicas calcáreas, en menor proporción siliciclásticas, que muestran buena organización. La proporción margas/calcarenitas es muy variable, aunque tienden a dominar las calcarenitas, especialmente en la parte alta de la unidad. Los tonos de las margas varían entre ocres y blancos, mientras que las calcarenitas presentan colores grises. Hacia arriba en la serie se hacen más frecuentes las megacapas calcáreas de orden métrico, compuestas por una base conglomerática y erosiva con grandes clastos fundamentalmente volcánicos (basaltos, tufitas, riolacitas), aunque también sedimentarios (calizas, litoarenitas, cherts), todos ellos derivados del Complejo El Cacheal y de las calizas de Buen Hombre. Estas megacapas terminan en calcarenitas laminadas, definiendo pequeñas secuencias estrato y granodecrecientes. Hacia techo de la serie se observa una tendencia general grano y estratocreciente.

Las margas ocres aparecen intensamente bioturbadas en el techo de los estratos (*Planolites*). De forma ocasional se han observado capas slumpizadas de pequeña escala y estructuras de escape de fluidos muy bien desarrolladas.

Las capas de calcarenitas poseen potencias de orden decimétrico y pueden aparecer solapadas, formando sucesivos niveles amalgamados que le confieren un característico aspecto tableado. Están frecuentemente laminadas, mostrando secuencias de Bouma parciales, que presentan trazas de *Paleodyction* a muro. Son muy frecuentes también las marcas de muro (*prod* y *bounce cast*) y pequeñas galerías verticales asimilables a *Skolithos* y *Arenicolites*. En muchas ocasiones contienen altos porcentajes de macroforaminíferos y se han observado fragmentos de fauna como foraminíferos planctónicos, algas rojas, briozoos. Su base es plana o ligeramente erosiva. Frecuentemente comienzan con un tramo microconglomerático gradado en su base, que incluyen restos de corales y cantos volcánicos, y terminan con niveles calcareníticos con laminación paralela y cruzada a techo. Desde un punto de visto petrográfico, estas

calcarenitas poseen porcentajes variables de matriz micrítica, a veces incluso dentro del mismo estrato, lo que permite clasificarlas como calizas detríticas con texturas de tipo *wackstone*, *packstone* o incluso *grainstone* en el caso de los niveles con acumulación de macroforaminíferos.

Todas las características de la unidad indican que se ha depositado en una sistema turbidítico. Sólo el conglomerado basal del Mb. cañada del Muerto registra un relleno rápido de la cuenca y la llegada de un gran volumen de sedimentos desde los relieves cercanos, probablemente como consecuencia del desmantelamiento de los materiales Cordillera Septentrional tras un evento de levantamiento generalizado en el Mioceno inferior-medio. El medio de depósito debió ser muy similar al deducido para el equivalente lateral y proximal de la Unidad Gran Manglé, la Unidad La Jaiba. Es decir, flujos hiperpícnicos submarinos, o de alta densidad, procedentes de sistemas deltaicos instalados sobre los materiales paleógenos expuestos tras una regresión forzada generalizada en toda la región. La propia tectónica controló, 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 erosionan rápidamente los relieve creados.

La parte baja y media de la unidad sí corresponden a sistemas turbidíticos *sensu lato*, tal vez en condiciones de cierta distalidad y no necesariamente a una gran profundidad. El proceso sedimentario dominante son las corrientes de turbiditez clásicas, de baja densidad, en ocasiones, con un altos contenidos en carbonatos retrabajados desde zonas marinas someras. 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, aumentando la proporción de areniscas carbonatadas y de megacapac ligadas a la actuación de sucesivas corrientes de turbidez de alta densidad con material vulcanoclástico y bioclástico, probablemente derivados del continente y de zonas de plataforma en épocas de grandes precipitaciones y tormentas.

La Unidad Gran Mangle se estructura definiendo los flancos de un anticlinal fallado cuyo núcleo ocupan los materiales de la Unidad El Cacheal. El flanco norte, de gran extensión, define una serie monoclinas con un buzamiento, más o menos constante, de unos 45° hacia el NE. El flanco sur, por el contrario, posee buzamientos algo mayores y una extensión mucho más reducida. Únicamente en las proximidades de fallas importantes la serie se presenta verticalizada o llega a desarrollar flancos inversos, como es el caso de

la Falla de Los Granadillos, que pone en contacto las unidades Gran Manglé y El Cacheal.

Al Sur, el contacto de la Unidad Gran Manglé con los materiales de la Cuenca del Cibao está definido por la que fue la antigua Falla Septentrional, con una expresión morfológica muy tenue. Esta falla toma el nombre local de Falla de Los Cayucos, descrita en la Hoja de Montecristi (Bernardez, 2004) y, de forma más regional, de Falla de Frente de Montaña (Mountain Front Fault Zone; Mann *et al.*, 1998). Se trata de una falla de trazado muy rectilíneo, indicando un buzamiento subvertical de su plano, con un probable movimiento principal de desgarre senestro y también una importante componente cabalgante.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, a escala regional, se tiene un buen control de la edad de esta unidad, que oscila entre el Mioceno inferior, en las cercanías de la base, y Mioceno superior cerca del techo. También se tienen algunas dataciones del Mioceno medio que aseguran esta edad a grandes rasgos para la unidad.

Dentro de la Hoja de Buen Hombre la dataciones se han realizado en base a las asociaciones de foraminíferos planctónicos que han precisado edades a nivel de piso, formada por especies como *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides ruber*, *Praeorbulina glomerosa*, *Praeorbulina sicana*, *Praeorbulina transitoria*, *Orbulina universa*, *Globoquadrina altispira*, *Orbulina bilobata* y *Catapsydrax* sp.. De esta forma, la mayor parte de las muestras con buen resolución bioestratigráfica han dado una edad Burdigaliense (Mioceno inferior), sólo una muestra alcanza el Langhiense (Mioceno medio) y ninguna el Mioceno superior. De esta circunstancia se deduce que en la Hoja de Buen Hombre sólo aflora la parte baja y media de la unidad.

2.1.2.2. Formación Villa Trina (6). Arenas, conglomerados, margas y calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior.  $N_1^3$ -  $N_2^1$

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 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, permanece 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 y dificultando su correlación.

En la Hoja de Buen Hombre la unidad aflora con muy poca extensión, en una estrecha franja de terreno que se localiza en el sector central de la Hoja. Los mejores cortes se sitúan en la carretera que comunica los pueblos de Las Canas y Buen Hombre y, en general, poseen un fácil acceso.

La Fm Villa Trina aparece pinzada entre fallas y no ha sido posible observar su contacto con las unidades subyacentes. Sin embargo, en la hoja contigua de Barrancón el contacto con la Unidad Gran Manglé sí se ha podido ser observado, tratándose siempre de una discontinuidad transgresiva (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo tras un pulso de elevación generalizada en la Cordillera Septentrional en el Mioceno inferior-medio.

En la Hoja de Buen Hombre esta unidad presenta características sedimentarias muy heterogéneas y diferentes a las clásicamente descritas a lo largo de toda la Cordillera Septentrional y en las localidades tipo. La potencia de la unidad resulta difícil de estimar,

ya que no se ha podido diferenciar su muro y techo, pero no parece superar los 200 metros. Está formada por una alternancia de limos margosos y areniscas finas con facies conglomeráticas y arrecifales subordinadas.

Los limos se presentan en bancos métricos, de tonos ocres y verdosos, masivos o con una laminación horizontal muy tenue, muy ricos en ostrácodos, foraminíferos y moluscos. Las arenas finas están ligeramente cementadas y poseen cantidades considerables de matriz fangosa y de cristales de yeso. Forman niveles de escala decimétrica intercalados en los limos y contienen proporciones considerables de pequeños ejemplares de gaterópodos (turrítelidos), bivalvos y corales ramosos, constituyendo a veces verdaderos niveles de acumulación bioclástica. Incluyen capas centimétricas y decimétricas de naturaleza conglomerática, canaliformes, de base erosiva, formadas sobre todo por cantos de calizas negras y basaltos procedentes de la Unidad El Cacheal, aunque también incluyen calcarenitas y calciruditas de la Unidad Gran Manglé. Hacia el norte, cerca del pueblo del Buen Hombre, pinzado entre fallas pero en aparente relación directa con el resto de los depósitos de la unidad, aparece un paquete conglomerático y matriz arenosa, de tonos rojizos, que incorpora cantos exóticos de naturaleza metamórfica y volcánica de formaciones que no afloran en las inmediaciones de la Hoja.

Hacia techo aparecen progresivamente barras métricas de calizas gris-azuladas, con corales ramosos y moluscos, en ocasiones retrabajados, que de forma sucesiva son erosionadas e integradas dentro de las facies detríticas más gruesas. Contienen niveles con proporciones considerables de matriz micrítica y foraminíferos planctónicos.

Las características de las facies de la Fm Villa Trina en la Hoja de Buen indican la existencia de ambientes de transición o marinos protegidos, de tipo bahía/lagoon, protegidos hacia posiciones más distales por sistemas arrecifales, más o menos bien desarrollados. La tonalidad verdosa de las facies detríticas más finas y la presencia de yesos y piritita indican la existencia de etapas de acumulación de materia orgánica, en medios de muy poca energía, bajo condiciones reductoras de depósito. De forma intermitente se producía la llegada de sedimentos conglomeráticos y arenosos, transportados hacia la cuenca por ríos desde los relieves adyacentes, retrabajando los sedimentos acumulados en zonas protegidas y destruyendo parcialmente los arrecifes en sectores más distales.

La unidad presentan en planta morfología aproximadamente romboidal y alargada limitados por falla de desgarre que en su mayoría corresponden a ramales o *splays* que

individualizan el bloque. La serie aparece verticalizada hacia el sur, cerca de la zona de enlace de las diferentes fallas que delimitan su contacto con los materiales del Gran Manglé. En otras ocasiones, se desarrollan pliegues de arrastre, con morfología en rodilla en las proximidades de estas mismas fallas. La deformación se atenúa hacia posiciones septentrionales, donde la serie presenta buzamientos más pequeños hacia el Norte.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, a escala regional la edad de esta unidad se conoce muy bien, ya que presenta asociaciones de foraminíferos planctónicos bien preservadas que ha permitido asignarle una edad Mioceno superior-Plioceno inferior. Dentro de la Hoja, la práctica total ausencia de foraminíferos planctónicos en los depósitos de la unidad han dificultado mucho su datación. Las muestras tomadas en los materiales de granulometría más fina les confieren una edad Mio-Plioceno, sin más precisiones, en base a la asociación de foraminíferos bentónicos *Melonis (Nonion) pompilioides*, *Florilus (Nonion) boueanum*, *Hanzawa sp.* y *Cibicidoides sp.*

En la Cuenca del Cibao durante el Mioceno inferior y medio se depositan los materiales de la Unidad Montecristi, equivalente lateral occidental de la Fm Cercado. Estos materiales representan las primeras etapas de relleno de la cuenca en este sector mediante la instalación de sistemas deltaicos y turbidíticos. En el Mioceno superior el inicio del ciclo sedimentario transgresivo-regresivo que se registra dentro de la Cordillera con la sedimentación de las margas de cuenca de la Fm Villa Trina, también queda registrado en el Cibao mediante la transición entre la Fm. Cercado y la Fm. Gurabo.

En el marco de la Hoja esta transición está marcada por el paso de la Unidad Montecristi a la Unidad Isabel de Torre, sendos equivalentes laterales de las anteriores unidades. De la misma forma, el final del ciclo durante el Plio-Pleistoceno, representado en la Cordillera con la instalación de las calizas de plataforma y arrecifales de la Unidad Los Haitises, y con la emersión y karstificación de estos depósitos, en la cuenca del Cibao se registra mediante la instalación de los sistemas arrecifales de Mao Adentro y de la propia Fm Mao sobre la Fm Gurabo. Una vez más, dentro de la Hoja de Buen Hombre, estas formaciones toman características propias que han conducido a la definición de equivalentes laterales, englobados en este caso dentro de la Unidad El Morro.

## 2.2. Cuenca del Cibao

### 2.2.1. Neógeno

#### 2.2.1.1. Unidad Montecristi (7). Grauvacas y limolitas. Mioceno medio-superior. N<sub>1</sub><sup>2-3</sup>

La Unidad Monte Cristi ha sido descrita en el transcurso de la fase K del proyecto SYSMIN por Bernárdez (2004) y Ardèvol (2004) en el NO de la Cuenca del Cibao, más concretamente en las Hojas de Pepillo Salcedo y de Monte Cristi. Los materiales pertenecientes a esta unidad fueron incluidas por Zoeten *et al.* (1991), en su cartografía, como pertenecientes a la Formación Las Lavas, con la que presenta netas diferencias tanto litológicas y faciales como de edad. Por otro lado, Eberle y Mollat (1991) cartografiaban estos materiales como pertenecientes a su unidad "Tmis-TpID", a la que atribuyen una edad Mioceno superior-Plioceno en facies deltaicas. Zoeten y Mann (1999) la incluyen en su "Serie de Villa Vázquez", en realidad un conjunto heterogéneo de varias unidades lito-estratigráficas, las cuales pertenecen al dominio estratigráfico del Valle del Cibao equivalente a las formaciones conocidas de Formación Cercado, Formación Gurabo y Formación Mao, definidas en el contexto de la plataforma meridional del Cibao.

Se le ha atribuido una edad del Mioceno medio-superior, lo que permite considerarla un equivalente lateral de la Fm. Cercado en el sector noroccidental de la cuenca. Esta unidad, que posee una potencia mínima de 3000 m y aflora muy extensamente en toda la región occidental del Cibao (Hojas de Montecristi, Pepillo Salcedo, Buen Hombre y Villa Vázquez, no siendo visible su muro. Los afloramientos, siempre incompletos, son en general mediocres y no permiten observar mas allá de unos 20-30 m de serie continua.

La Unidad Monte Cristi esta representada únicamente al Sur de la *Mountain Front Fault Zone* (MFFZ, Zona de Falla de Frente de Montaña) que limita al Norte el dominio tectoestratigráfico del Valle del Cibao. Tal como puede observarse en la cartografía de la Hoja de Villa Vázquez, la unidad se dispone entre un conjunto de fallas mayores que subrayan la evolución reciente de la Falla Septentrional desde su fase de actividad como MFFZ, al Norte, hasta el rasgo más activo y actual que define la *Septentrional Fault Zone* (SFZ, Zona de Falla Septentrional), ubicada al Sur de la ciudad de Villa Vázquez.

En la vecina Hoja de Villa Vázquez se han diferenciado dos miembros dentro de la unidad. El Mb inferior, no aflorante en la Hoja de Buen Hombre, consituido por alternancias de grauvacas y limolitas de tipo turbidítico. Se caracteriza por presentar una

señal magnética muy característica como consecuencia de su elevado contenido en minerales detríticos magnéticos que pueden resultar de la erosión de los gabros, tonalitas y basaltos de la Cordillera Central.

El Miembro superior presenta una mayor heterogeneidad litológica, formado por arenas, conglomerados, calizas y margas. Su principal característica es la frecuente aparición de estructuras de deformación sinsedimentaria (estructuras de carga y de escape de fluidos, *slumps*, fallas sinsedimentarias), que parecen evidenciar tasas de sedimentación muy altas y /o una actividad tectónica especialmente intensa en el momento de la formación de estas facies. Hacia techo este miembro superior registra una disminución progresiva del tamaño de grano, presentando en su parte más alta un aspecto muy similar al Mb inferior, lo que dificulta mucho su reconocimiento sobre el terreno.

Dentro de la Hoja de Buen Hombre la Unidad Montecristi posee un espesor mínimo de unos 700 metros. Sus materiales, en general blandos y poco cementados, definen un paisaje alomado muy característico incidido por pequeños arroyos y barrancos de escasa profundidad. Los afloramientos son muy esporádicos y de mala calidad, concentrándose en cortes pequeños en la carretera que comunica El Manantial con Las Canas y en las cuentas de caminos secundarios.

En el extremo oeste de la hoja, cerca del límite con la Hoja de Villa Vázquez, en la aldea del Manantial, la Unidad Montecristi desarrolla una superficie de alteración que alcanza una gran extensión hacia el valle del Cibao, llegando incluso a considerarse como una unidad cartográfica independiente en la Hoja contigua. Se caracteriza por definir una llanura aplanada, con una ligera inclinación al Sur, que se extiende desde el piedemonte del frente montañoso que constituye los relieves de la Cordillera. La superficie está formada por una costra carbonatada de color blanco o beige, de tipo caliche, que incluye clastos y bloques dispersos de grauvacas y calizas derivados de la unidad infrayacente. Su potencia es casi siempre inferior al metro.

Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico en la Hoja la mayor parte de la unidad se caracteriza por una alternancia rítmica de lutitas y areniscas tabulares de potencia centimétrica y decimétrica. Ocasionalmente las areniscas aparecen fuertemente cementadas por carbonatos, formando calcarenitas que pueden llegar a alcanzar potencias de orden decimétrico y métrico, especialmente en los afloramientos localizados hacia el oeste. En general parece dominar el porcentaje de limos frente al de areniscas, aunque en ocasiones pueden aparecer paquetes areniscos amalgamados que

conforman megacapas de hasta 9 metros. Dada las malas condiciones de alforamiento ha sido imposible reconstruir la serie, ni establecer tendencias en la secuencia sedimentaria, aunque Ardèvol (2004) describe una secuencia general estrato y granodecreciente en las hojas de Montecristi y Pepillo Salcedo.

Los limos poseen un característico color ocre-beige cuando aparecen alterados, más grisáceos cuando se encuentran en corte fresco. Contienen altos porcentajes de foraminíferos planctónicos y fábrica biodeformativa muy bien desarrollada.

Las areniscas son de tonos verdosos en fresco y parduscas cuando están alteradas. Su tamaño de grano es variable, con términos que van desde arenas medias y gruesas microconglomeráticas a finas, incluso dentro de la misma capa. Presentan una alta inmadurez textural y composicional (grauvacas). Petrológicamente las grauvacas se presentan como litoarenitas en que predominan los granos de fragmentos de rocas, principalmente metamórficas, seguidas por volcánicas y calizas. Muestran base plana, a veces tapizada por microconglomerados, granoclasificación normal y laminaciones paralela y de tipo ripple, así como restos vegetales a techo donde se hacen más limosas. En ocasiones las capas areniscosas finalizan con una pasada fina de calizas margosas blancas con fauna planctónica (pelagitas) de tipo *mudstone*. Localmente, se han observado en su muro trazas orgánicas (*Rhizocorallium*, *Planolites*, *Zoophycus* y *Chondrites*), marcas de muro y fragmentos bioclásticos.

Las facies de la Unidad Montecristi se interpretan como un sistema turbidítico, principalmente en su zona más distal donde domina la sedimentación vertical de lutitas (Pérez-Valera y Abad, 2010). Hacia la parte más baja de la serie dentro la hoja, la alternancia regular de grauvacas y lutitas parecen indicar una mayor proximalidad dentro del sistema y representarían facies análogas a las descritas en lóbulos turbiditos. Por último, las facies más groseras, formadas por megacapas de areniscas amalgamadas se han interpretado como depósitos de canal turbidítico que, esporádicamente, alcanzaban las zonas más alejadas dentro del sistema.

La unidad presenta buzamientos moderados hacia NNE y SSO y define un pliegue sinclinal muy abierto, de flancos muy tendidos, con dirección de plano axial ENE-OSO. A escala local se han medido numerosas fallas normales, de salto centimétrico y dirección N30°E. A escala regional, la falla más importante que afecta a esta unidad es la Falla del Frente de Montaña, ya descrita en puntos anteriores, que define el contacto con los materiales de la Cordillera Septentrional a Norte. Otra falla importante dentro de la Hoja,

de características muy similares a la anterior, es la Falla de Isabel de Torres que pone en contacto la Unidad Montecristi con la Unidad de El Morro dentro de la propia Cuenca del Cibao.

Las muestras micropaleontológicas tomadas dentro de la unidad en el marco del anterior proyecto en las Hojas de Montecristi y Pepillo Salcedo han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas de una edad indeterminada dentro del intervalo Mioceno superior-Plioceno inferior. Las muestras tomadas en turbiditas calcáreas proporcionaron asociaciones de foraminíferos bentónicos indicativas de una edad imprecisa Mioceno medio-superior. Una muestra tomada en materiales de esta unidad en la hoja de Pepillo Salcedo por Cepeck y Weiss (1991) ha proporcionado una asociación de nanofósiles indicativa de las zonas NN-5 a NN-6 del Mioceno Medio.

Dentro de la Hoja de Buen Hombre, las facies limosas muestreadas han permitido asignar una edad Mioceno superior en base a la asociación *Orbulina universa*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides obliquus*, *Hastigerina siphonifera*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia merotumida-plesiotumida*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerina bulloides* y *Globigerinoides obliquus extremus*. Otras muestras han dado un rango de edad más impreciso Mioceno medio- superior y Mioceno superior-Plioceno inferior.

2.2.1.2. Unidad de El Morro. Margas grises y calizas arenosas (8) y calizas detríticas (9). Mioceno superior-Plioceno inferior.  $N_1^3-N_2^1$

La unidad está compuesta por dos facies principales que se interdigitan hacia techo, lo que permiten diferenciar dos miembros en función de su abundancia relativa. Se definió en la Hoja de Montecristi en el transcurso del proyecto anterior (Bernárdez, 2004). Anteriormente esta unidad había sido incluida, junto con la Formación Las Lavas, en la "Serie de Gran Mangle" por Calais *et al.* (1992), y había sido cartografiada como el Miembro Pocilguita de la Formación Las Lavas por Zoeten *et al.* (1991).

No se ha descrito ninguna unidad en su techo, mientras que su contacto con la unidad infrayacente, las margas de la Unidad Isabel de Torre, es gradual. Esta última, datada en el Mioceno superior, no se ha descrito en la Hoja de Buen Hombre debido a que el contacto entre la Unidad Montecristi y El Morro es tectónico, definido por la falla de Isabel de Torre. Esta circunstancia evita que aflore la serie completa en esta zona, que sí ha sido descrita en la Hoja vecina de Montecristi.

Los afloramientos de la Unidad. El Morro, de muy difícil acceso, se localiza en el conjunto de lomas y cerros alineados que afloran al noroeste del pueblo del Manantial (p.ej. Loma Silla Vieja, Loma Vieja, Cerro del Piquito) y en el nacimiento de la Cañada del Muerto. El Mb inferior, se ha descrito en las laderas de esta sierra, donde es muy complicado encontrar cortes que permitan realizar buenas observaciones. El Mb superior define la cima de estos relieves, generando un paisaje muy característico formado por mesas y cuestras, que quedan colgados a cotas próximas a 250 m sobre el resto de los depósitos del Valle del Cibao. Sus depósitos sólo han podido estudiar *in situ* en Loma Vieja, quedando el resto de observaciones restringidas a bloques de calizas desprendidos desde la cima de los cerros.

El grueso de la unidad está constituido por una alternancia de margas y calcarenitas, con predominio de las primeras en la parte baja y media de la serie. Las margas, de tonos ocre cuando se encuentran alteradas y grises en corte fresco, contienen porcentajes considerables de foraminíferos planctónicos y bentónicos y restos esporádicos de moluscos.

Las calcarenitas se presentan en capas de potencia decimétrica, raramente superando los 50 cm. Poseen tamaño de grano arena media a fina, aunque en la base de algunas capas pueden ser de arena gruesa. Se han observado laminación paralela y gradación positiva. El porcentaje en fragmentos líticos es muy variable así como su contenido en matriz micrítica, que rara vez supera el 15%. Puntualmente llegan a ser muy bioclásticas, con restos visibles a simple vista de macroforaminíferos, algas rojas, equinodermos, briozoos, moluscos y corales.

Hacia techo, predominan claramente las calizas arenosas, que se solapan en bancos tabulares de escala decimétrica y métrica, dándole un característico aspecto tableado a la unidad. En algunos casos, como en Loma Vieja y Loma Silla de Caballo son claramente divisables en el paisaje las morfologías en cuerpos progradantes hacia el ESE que definen estos depósitos. Las de margas, de escasa potencia, se restringen a capas interstrato de poca continuidad lateral y suelen ser erosionadas y englobadas como cantos blandos dentro de los depósitos calcareníticos suprayacentes. En estos el predominio de los bioclastos es neto en la mayoría de los casos, con elevados porcentajes de moluscos y corales, si bien algunas capas pueden presentar contenidos considerables de granos de rocas volcánicas, cuarzo y caliza, de tamaño grava y arena media a gruesa.

El Mb inferior de la unidad representa un medio marino relativamente profundo, en facies de cuenca, con fuerte componente pelágico que hacia arriba, y probablemente también hacia el norte, evolucionan a facies de talud, donde se producía la llegada esporádica de flujos turbidíticos desde la zona de plataforma. El Mb. superior registra la progradación de las facies de lóbulo turbidítico y canales progradantes sobre los depósitos de cuenca y talud, que recibían los aportes desde plataformas marinas situadas en posiciones septentrionales.

La unidad se encuentra definiendo un promontorio delimitado al norte y sur por las fallas de Frente de Montaña y de Isabel de Torre. En planta se presentan como un segmento rectilíneo y paralelo a las trazas de ambas fallas. Los materiales presentan un buzamiento moderado (30-45°) hacia el NE, probablemente como consecuencia de un hundimiento de todo este bloque con respecto al resto de materiales del valle del Cibao, al Sur, y respecto a los de la Cordillera Septentrional, al Norte.

Las muestras micropaleontológicas tomadas dentro de la Hoja de Montecristi han proporcionado asociaciones de foraminíferos indicativas, por lo general, de una edad indeterminada dentro el intervalo Mioceno Superior (probablemente Messiniense)-Plioceno Inferior.

En la Hoja de Buen Hombre, las asociaciones de foraminíferos planctónicos descritas en las margas del miembro inferior han permitido fechar la Unidad El Morro dentro de este mismo rango de edad en base a la asociación *Orbulina universa*, *Orbulina suturalis*, *Globoquadrina altispira*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globorotalia merotumida-pleiotumida*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia menardii* y *Globorotalia acostaensis*. Esta edad permite considerarla un equivalente occidental de la Fm Gurabo, dentro del Valle del Cibao, y de la Fm. Villa Trina, en la Cordillera Septentrional.

### **2.3. Cuaternario**

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Buen Hombre se agrupan en dos conjuntos. El primero grupo está formado por depósitos litorales representados 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 se concentran en torno a los relieves de la Cordillera Septentrional. En su mayoría están formados por depósitos

de abanicos aluviales y glacis ligados a los principales cerros y lomas de la Hoja, coluviones y fondos de valle.

### 2.3.1. Depósitos holocenos continentales

#### 2.3.1.1. Coluvión (10). Gravas, cantos y arenas. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Aparecen a lo largo de toda la hoja en las vertientes de relieves más o menos importantes definiendo formas de elevada inclinación que articulan y enlazan las laderas de lomas y cerros con el nivel de base actual. Se encuentran especialmente desarrollados en el sector nordoccidental de la Hoja, en los parajes del Alvinal Prieto y Loma Atravesada.

En general se trata de depósitos muy heterométricos y desorganizados, con acumulación caótica de bloques y gravas con matriz limosa rojiza, en muchos casos lavada. La forma de los cantos es generalmente angulosa. La litología de estos depósitos es variada en función del tipo de sustrato de cada zona, siendo fundamentalmente de naturaleza caliza, excepto en las proximidades de afloramientos de la Unidad El Cacheal, donde algunos son de roca volcánica. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico.

En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno.

#### 2.3.1.2. Abanico aluvial (11). Arenas, gravas y conglomerados. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Se han diferenciado dos generaciones y tipos diferentes de abanicos aluviales en la Hoja aunque esta circunstancia no ha sido representada en la cartografía debido a la escasa representatividad dentro de la Hoja.

El primer tipo, de baja más joven, está formado por abanicos de pequeñas dimensiones y muy escasa pendiente. Se desarrollan en zonas de desembocadura de cauces estacionales (Arroyo Tomás Abreu, Cañada del Muerto) sobre lagunas colmatadas y manglares. Estos sistemas fluviales de funcionamiento intermitente nacen en los relieves elevados de la Cordillera Septentrional, localizados al Sur, principalmente la Loma de Los Granadillos. Están formados en parte sedimentos gravosos y conglomeráticos muy arenosos, aunque predominan las arenas con porcentajes muy variables de lutitas. Los

cantos van de bien redondeados a subnagulosos 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 y 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.

El segundo tipo de abanicos corresponden a formaciones aluviales en el sentido más clásico, en la actualidad inactivos a excepción de en momentos de grandes precipitaciones, muy raros en esta región. Se desarrollan en relación con las principales elevaciones de la zona (Loma de Los Granadillos, de Buen Hombre), principalmente en su vertiente Norte. Sus depósitos están formados principalmente gravas y cantos, con contenido importante en arenas. El contenido en matriz fangosa, de color rojizo, puede llegar a ser localmente importante. Al no existir buenos cortes resulta muy complicado deducir su potencia y organización interna.

Su edad en general es Holoceno, si bien al pie de la Loma de Manuel de Luna se ha cartografiado un gran retazo de un abanico erosionado y colgado con respecto al nivel de base actual, que podría ser más antiguo y que manifiesta una actividad tectónica reciente de la Falla de Isabel de Torre

#### 2.3.1.3. Piedemonte (12). Arenas y gravas. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Afloran en el sector suroccidental de la hoja al pie de las laderas del escarpe de falla del Frente Montañoso e Isabel de Torre, definiendo morfologías con suaves pendiente al sur-sureste que cubren los materiales de la Unidad Montecristi. Forman varios manchones discontinuos, erosionados por la incisión de pequeños arroyos y barrancos, que aparecen colgados sobre el nivel de base local, lo que podría indicar la actividad reciente de estas fracturas.

Son depósitos de glaciares, constituidos por arenas y gravas con una estratificación planar muy difusa y porcentajes variables de matriz lutítica ocre.

Aunque su edad probablemente es todavía Holoceno no es descartable que la génesis de algunas de estas formaciones se haya producido en el Pleistoceno.

#### 2.3.1.4. Fondo de valle (13). Arenas, gravas y cantos. Holoceno. Q<sub>4</sub>

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 arroyos Tomás Abreu y la Cañada del Muerto. En general se trata de cauces secos e inactivos guante largos periodos de tiempo debido a la extrema aridez de la zona.

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos de subredondeados a angulosos, muy 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. Su espesor y organización interna varían en función del curso en cuestión. Se han descrito estratificación horizontal y cruzada planar en algunos puntos. En los cauces de mayor envergadura la potencia de estas formaciones podría superar los 5 m.

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

#### 2.3.1.5. Laguna colmatada (14). Lutitas negras y arenas bioclásticas. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Se distribuyen a lo largo de la línea de costa, directamente tras el cordón litoral o alrededor de las zonas de manglar. Presentan una gran extensión areal dentro de la franja litoral y toman especial importancia en torno al paraje de Gran Manglé, pero también en la zona de Sansie y en Los Yoyos en el Bajabonico. Aunque se encuentran escasos metros por encima del nivel del mar, pueden llegar a inundarse completamente en momentos de grandes precipitaciones o en mareas equinocciales extremas.

Son depósitos, de carácter eminentemente detrítico fino. En algunos casos son visibles en ellos grandes superficies con eflorescencias salinas. Generalmente no se encuentran vegetadas. Se trata básicamente de limos de colores beige o negruzcos y olor fétido, que incorporan abundantes restos de bivalvos y grandes gasterópodos (*Strombus gigas*). No es posible el establecimiento de su espesor, posiblemente de orden métrico a decamétrico.

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.

### 2.3.2. Depósitos holocenos litorales

#### 2.3.2.1. Manglar (15). Limos y arcillas con abundante vegetación. Holoceno. Q<sub>4</sub>

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. Su distribución geográfica dentro de la hoja es análoga a la de las lagunas colmatadas, con las que guarda una estrecha relación genética y evolutiva.

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 el manglé 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.

#### 2.3.2.2. Playa y Cordón litoral (16). Arenas. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Constituyen fundamentalmentelas diversas playas, que definen un cinturón arenoso discontinuo y paralelo a la línea de costa, generalmente de poca anchura. En algunos puntos aislados de la Hoja predomina un litoral rocoso y acatulado, como en la zona del Cerro Boquerón. Muy localmente desarrollan en su zona supramareal pequeñas dunas y mantos eólicos con elementos que no llegan a alcanzar el metro de altura. Es muy frecuente la formación de *beachrocks* o rocas de playa, intensamente cementadas por carbonatos, en su zona intermareal. Limitan hacia tierra el desarrollo de llanuras mareales o de manglares. A destacar por su espectacularidad y evidente interés

geológico, biológico y ecológico, las playas del bajo arenoso aflorante, rodeado por arrecifes, llamado "Cayo Arenas". Se sitúa frente a la costa de Sansie. Esta acumulación de arenas finas y muy finas, con restos de corales, experimenta periódicamente su completa erosión, durante la temporada de huracanes y tormentas, y una rápida recuperación en los momentos de funcionamiento de dinámica costera normal.

Se trata de arenas finas a medias, bien clasificadas, de naturaleza eminentemente carbonatada. Aunque siempre predominan las arenas 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 tempestíficas intercaladas en las arenas.

Su desarrollo ha tenido lugar dentro del Holoceno y continúa en la actualidad.

#### 2.3.2.3. Arrecife (17). Calizas coralinas y calizas detríticas. Holoceno. Q<sub>4</sub>

Dentro de esta unidad se incluyen los armazones arrecifales actuales que se encuentran adosados a la costa, con escaso o nulo desarrollo de lagoon, o arrecifes franjeantes. Pueden quedar expuestos subaereamente durante las mareas equinociales extremas. Se localizan a lo largo de todo el litoral con una extraordinaria continuidad lateral.

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. 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 continúa en la actualidad.

### 3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS

#### 3.1. Introducción

Se incluyen en este capítulo las descripciones petrográficas de los principales litotipos de las unidades ígneas representadas en la Hoja dentro del Complejo de El Cacheal, cuyas principales características ya se presentaron en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A continuación se exponen los resultados de los estudios geoquímicos realizados en el marco del proyecto SYSMIN o complementados con otros ya existentes.

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continúa en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999).

El área a estudio objeto del presente Informe pertenece al dominio geológico de la Cordillera Septentrional (Figura 1.2), que aflora al norte de la denominada Zona de Falla Septentrional (ZFS) hasta la costa Atlántica, incluyendo parte de los terrenos tectónicos de Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan y de Altamira de Mann *et al.* (1991). Dicho dominio está compuesto por complejos de basamento constituidos por rocas ígneas y metamórficas, de características y procedencia muy variadas, y un conjunto de unidades de cobertura compuestas por rocas siliciclásticas y carbonatadas que registran la evolución sedimentaria en el intervalo Eoceno Inferior-Plioceno.

La presencia en la parte norte de La Española de una asociación litológica de esquistos azules, eclogitas, mélanges y serpentinitas, ya indicaba para Nagle (1974) la formación de una zona de subducción en la que litosfera oceánica había subducido en dirección OSO bajo la placa Caribeña y originado el arco isla Caribeño. Posteriormente, Mann *et al.* (1991) agrupan los afloramientos de estas rocas en tres terrenos tectónicos: Altamira, Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan y Samaná, los dos primeros separados por la Zona de Falla de Río Grande (ZGRG).

El presente capítulo describe las rocas ígneas del Complejo El Cacheal, que junto a los complejos de Palma Picada, Pedro Gracia y Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, constituyen el basamento del dominio de la Cordillera Septentrional. Considerados en conjunto, estos seis complejos incluyen rocas subducidas del margen continental meridional de Norte América, mélanges de matriz serpentinitica que incluyen bloques de rocas metamórficas de alta-P, fragmentos ofiolíticos del océano proto-Caribeño, rocas ígneas y sedimentarias cretácicas relacionadas con el arco isla Caribeño, y sedimentos depositados en cuencas de ante-arco a ante-país.

### 3.2. El Complejo El Cacheal

El Complejo de El Cacheal constituye el basamento en las Hojas de Buen Hombre y Villa Vázquez. Aflora exclusivamente en los subdominios estructurales de Monte Cristi-El Cacheal y El Mamey, el cual se corresponde con el área limitada al sur por la Zona de Falla Septentrional y al norte por la Zona de Falla Río Grande, y se sitúa en el sector de Altamira-El Mamey, en la mitad occidental del dominio de la Cordillera Septentrional. La principal característica del sector es un basamento compuesto por un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de edad Cretácica, intruido por plutones tonalíticos y riolitas subvolcánicas, que aflora formando los Complejos de El Cacheal y Palma Picada. Estos complejos presentan unas características estratigráficas y petrológicas muy similares. De forma también característica, las rocas de estos Complejos no presentan deformación dúctil penetrativa ni han desarrollado un dinamometamorfismo regional.

El Complejo de El Cacheal consiste en una secuencia de varios centenares de metros de potencia, compuesta por flujos de basaltos, basaltos andesíticos y andesitas, brechas y tobas de composición básica e intermedia, así como por rocas volcanoclásticas y sedimentarias. Este conjunto volcánico y volcanoclástico aflora bajo sedimentos turbidíticos que incluyen clastos de rocas basálticas, tonalíticas y calizas, frecuentemente ferruginizados, que sugieren una etapa de emersión y erosión del arco Cretácico inferior.

En la Hoja de Villa Vázquez, localizada al Sur de la Hoja de Buen Hombre, la muestra de riolita 5975IIIIPU9697 ha proporcionado dos edades por el método de U-Pb en zircones. Tres fracciones de xenocristales dan una edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $122,7\pm 0,3$  Ma y dos fracciones de zircón magmático primario dan lugar a una edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $90,9\pm 0,5$  Ma. Probablemente, la edad de 122 Ma registra en estos zircones heredados el magmatismo del arco Cretácico inferior, análogo al de la

Formación Los Ranchos (con edades al menos 118-110 Ma), y el evento de 91 Ma da cuenta de la edad de enfriamiento de los magmas félsicos, en el límite Turoniense-Coniacense.

### **3.3. Petrología del Complejo El Cacheal**

En la zona estudiada, los principales tipos petrográficos estudiados del Complejo de El Cacheal son texturalmente rocas volcánicas y piroclásticas máficas, generalmente de grano grueso, reconociéndose en la Hoja de Villa Vázquez un grupo subordinado de rocas volcánicas y subvolcánicas félsicas. Las rocas máficas incluyen como facies lávicas basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos, basaltos andesíticos y andesitas microporfídicas, variablemente vesiculares y alteradas, y andesitas con plagioclasa y hornblenda, porfídicas. Las facies fragmentarias estudiadas consisten en brechas líticas de composición entre basáltica y andesítica, mono y poligenéticas, generalmente alteradas, microbrechas basálticas monomíticas alteradas, y tobas cristal-líticas andesíticas, de grano grueso a fino. El grupo composicional de rocas félsicas esta principalmente compuesto por riolitas y plagiolitas porfídicas descritas en la Hoja de Villa Vázquez.

#### **3.3.1. Basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos**

Los basaltos con dos piroxenos son rocas volcánicas lávicas, de composición entre basáltica y basáltico-andesítica, y textura porfídica, con una mesostasia micro y criptocristalina, afectada por una variable alteración. Al microscopio, se distinguen en la roca dos elementos texturales: fenocristales y matriz. Los fenocristales son de tamaños milimétricos y submilimétricos, hábito de idio- a xenomorfo, y de naturaleza clinopiroxeno y plagioclasa, con menos abundante ortopiroxeno y raro olivino. El clinopiroxeno es una augita de tonos crema, fuerte relieve, frecuentemente maclada y con desarrollo de zonado oscilatorio. El ortopiroxeno es hiperstena incolora y poco pleocroica. Ambos poseen inclusiones de olivino, espinela y opacos, y aparecen junto a la plagioclasa y el olivino, formando agregados cumulado y microenclaves de pequeños granos xenocristalinos, con frecuentes bordes reaccionales frente a la mesostasia. Las plagioclasas son tabulares y alargadas, en general idiomorfas, y forman también agregados glomeroporfídicos. Presentan un complejo zonado oscilatorio hacia bordes más albiticos. El olivino aparece como pequeños granos frescos subidio o xenomorfos. Los opacos son granos de espinela Fe-Ti, placas de magnetita/ilmenita, tanto esqueléticas como en finos agregados, y óxidos de Fe-Ti criptocristalinos. La mesostasia

o matriz puede ser desde micro- a criptocristalina, y estar constituida por un agregado de microfenoblastos en tabletas seriadas de plagioclasa, variablemente fluidales, material feldespático intersticial, restos de vidrio amorfo, y agregados muy finos de opacos. La mesostasia está variablemente reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prenhita, esfena, epidota y albita.

### 3.3.2. Basaltos andesíticos y andesitas microporfídicas, variablemente vesiculares y alteradas

Se agrupan rocas volcánicas lávicas, de composición entre basáltico-andesítica y andesítica, textura microporfídica y con una mesostasia micro y criptocristalina, en ocasiones fluidal, afectada por una recristalización y alteración hidrotermal. Al microscopio, están constituidos por escasos fenocristales y una matriz recristalizada. Los fenocristales son de idio- a subidiomorfos, generalmente submilimétricos, de exclusivamente plagioclasa, aunque algunos pseudomorfos pueden ser de piroxeno. Las plagioclasas son tabulares y alargadas, y forman prismas individuales y agregados glomeroporfídicos. La matriz gradúa entre micro- y criptocristalina, y está constituida por un agregado de microfenoblastos recristalizados de plagioclasa, material feldespático intersticial, restos de vidrio pseudomorfizado, rellenos amigdalares de clorita y pumpellita, y agregados muy finos de opacos. La elongación de todos estos elementos define la fluidalidad de la roca. Los opacos son placas de magnetita/ilmenita, tanto esqueléticas como en finos agregados. La matriz está reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, pumpellita, esfena, epidota y albita.

### 3.3.3. Andesitas con plagioclasa y hornblenda, porfídicas

Las andesitas porfídicas están compuestas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol, que se destacan entre una pasta volcánica de micro a criptocristalina y composición cuarzo-feldespática. Las plagioclasas forman fenocristales milimétricos subidio e idiomorfos, más o menos orientados paralelamente, que aparecen tanto individuales como en microagregados en sinneusis. Poseen zonados simples u oscilatorios complejos, y están reemplazadas zonalmente a epidota, prenhita, sericita, albita y cuarzo. El anfíbol verde-marrón es una hornblenda basáltica, generalmente idiomorfa, zonada, y variablemente pseudomorfizada por epidota, sericita y opacos. En algunas andesitas se observan texturas de desequilibrio cristal-fundido en el momento de la cristalización, como golfos de corrosión y bordes subredondeados por reabsorción. El clinopiroxeno forma granos accesorios dispersos por la matriz. El cuarzo no aparece como fenocristal y si formado

parte del agregado mineral de la matriz, la cual está constituida por un agregado de micro a criptocristalino de desvitrificación de la pasta volcánica. Los minerales secundarios consisten en albita, epidota, sericita, clorita, prenhita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, generalmente pseudomorfizando a los fenocristales, o como rellenos de microfracturas. En algunas muestras hay microenclaves gabróticos de grano fino.

#### 3.2.4. Brechas líticas basálticas y andesíticas, mono y poligenéticas, alteradas

Se agrupan rocas volcánicas fragmentarias no coherentes, predominantemente de tamaño de grano brecha, tanto mono como poligenéticas, y de composición general basáltico-andesítica. De forma característica, están afectadas en grado intenso y de forma pervasiva, por una alteración o metamorfismo hidrotermal en momentos de tardi- a post-deposicionales, que les confiere un color verde-oscuro. Casi exclusivamente, los fragmentos son líticas de andesitas o basaltos porfídicos, generalmente poco fluidales, muy monogenéticos y afectados por un grado similar de alteración, por lo que se trata de brechas piroclásticas muy proximales o autobrechas.

En las facies poligenéticas, los fragmentos líticos son seriados y de composición básica, con variadas microtexturas, como porfídicas, microporfídicas, fluidales, afaníticas, vesiculares y doleríticas, generalmente poco fluidales. Están alterados en un grado similar y en momentos post-emplazamiento. Al microscopio, los fenocristales de los clastos son en todas las facies de plagioclasa prismática subidiomorfa, que también forma agregados glomeroporfídicos, y de clinopiroxeno subidiomorfo. Ambos suelen estar reemplazados pseudomórficamente por la alteración. El ortopiroxeno y el olivino pueden aparecer también de forma accesoria. La matriz entre los fragmentos brecha es de tonos verdes más claros y está constituida por un agregado rico en cuarzo micro- y criptocristalino, bastante recristalizado, que incluye microprismas de epidota y agregados de clorita, sericita, prenhita, calcita y esfena. La alteración afecta igualmente a los fragmentos y a la matriz, y origina el reemplazamiento de los piroxenos por agregados de epidota, sericita, clorita, pumpellita y opacos, y de las plagioclasas por albita, sericita, epidota y prenhita.

#### 3.3.5. Microbrechas basálticas monomíticas, alteradas

Se incluye un grupo de rocas volcánicas fragmentarias, de composición basáltica, y de un tamaño de grano promedio de unos 2 mm o menor, clasificables por tanto como microbrechas o tobas gruesas. Presentan una matriz afanítica, afectada generalmente en

grado intenso por una alteración submarina espilitica (alteración/metamorfismo hidrotermal). Los clastos son de basaltos predominantemente porfídicos, aunque también los hay afaníticos y microvesiculares. En las facies porfídicas, los fenocristales son de plagioclasa idio- y subidiomorfa, de clinopiroxeno augítico subidiomorfo, y menos abundantes de ortopiroxeno y olivino xenomorfo. La naturaleza de los clastos es similar a la de las facies lávicas antes descritas. La matriz está definida por microfenoblastos de plagioclasa y escaso piroxeno, que se destacan sobre un material micro y criptocristalino bastante opaco (posiblemente desvitrificado), y reemplazado por clorita/sericita amarilla micro y criptocristalina. La alteración ha originado el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados microcristalinos de epidota, sericita, clorita y opacos; de las plagioclasas por epidota, sericita y albita; y de la mesostasia por opacos. La espilitización ha dado lugar a rellenos de vesículas por agregados y parches de clorita, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales drúsicos.

### 3.3.6. Tobas cristal-líticas andesíticas de grano grueso a fino

Las tobas son rocas piroclásticas de composición mayoritariamente andesítica, muy feldespáticas, compuestas por fragmentos angulosos y subangulosos, relativamente bien empaquetados y seleccionados en un rango de tamaños de grano gruesos (<2mm y >0,25 mm diámetro). Los fragmentos son fundamentalmente de naturaleza cristalina, siendo de plagioclasa variablemente alterada (40-55%), y de piroxeno y sus pseudomorfos cloríticos (<15%), aunque también hay líticos monogénicos andesíticos (<20%), de vidrio palagonitizado (<5%), y de opacos, inmersos en una variablemente abundante matriz feldespática (en parte epimatriz). La proporción de fragmentos de roca es menor que la de cristales y vidrio. Los clastos poseen una tenue elongación subparalela o laminación. No hay fragmentos de calcita de origen biogénico. Al microscopio, los fenocristales de plagioclasa aparecen rotos y fragmentados, y el clinopiroxeno augita cloritizado o reemplazado por calcita. Los fragmentos líticos son esencialmente monogénicos, y de textura microporfídica o afanítica, distinguiéndose en los primeros microfenoblastos de plagioclasas fluidales. Los de vidrio verde-amarillo aparecen dispersos, desvitrificados y aplastados, así como reemplazados por un material criptocristalino y opacos. La matriz es de un material micro- y criptocristalino recrystalizado y rico en opacos. Hay formación tardía de clorita, sericita y calcita, en relación a una alteración de tardi-magmática, y cementación por carbonatos que también rellena microvenas.

### 3.3.7. Plagioriolitas porfídicas

Se denominan plagioriolitas porfídicas a rocas volcánicas de composición riolítica, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, que carecen de feldespato-K o es accesorio. Presentan una típica textura porfídica, variablemente fluidal, y una pasta volcánica micro y criptocristalina de composición cuarzo-feldespática. Al microscopio, se distinguen fenocristales milimétricos y submilimétricos de cuarzo idio y alotriomorfo, prismas de plagioclasa idio a alotriomorfa, y tabletas de feldespato-K subidiomorfo. Las plagioclasas forman tanto cristales individuales como agregados interpenetrados o en sinneusis. Presentan un zonado simple u oscilatorio complejo, y están variablemente albitizadas, epidotizadas y sericitizadas zonalmente. Poseen inclusiones zonales de opacos y de un mineral transformado a clorita. El cuarzo forma cristales xenomorfos con bordes corroidos de hasta 5 mm de diámetro. El feldespato-K es una sanidina maclada, que modalmente es mucho menos abundante. No se observan minerales ferromagnesianos. Tanto la plagioclasa como especialmente el cuarzo han desarrollado texturas que evidencian un desequilibrio cristal-fundido, como bordes de reacción subredondeados, o reabsorvidos, golfos de corrosión, etc. La mesostasia o matriz volcánica está formada por un fino agregado producto de la desvitrificación de vídrio, en la que se destacan microfenoblastos de plagioclasa albitica y parches de cuarzo. Los minerales secundarios consisten en albita, epidota amarilla, sericita, clorita, pumpellita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

## **3.4. Geoquímica del Complejo El Cacheal**

### 3.4.1. Descripción geoquímica de los materiales

Las rocas volcánicas del Complejo de El Cacheal están de moderada a profundamente alteradas, por los que los elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado. Clasificadas respecto a esquemas basados en elementos traza inmóviles, como el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977), las rocas volcánicas máficas del Complejo de El Cacheal son subalcalinas graduando en composición desde basaltos andesíticos a andesitas sub-alcalinas (Figura 3.1), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y la mineralogía. En este diagrama se observa un salto composicional entre las rocas máficas y las félsicas, que caen en el campo de las dacitas/riodacitas. Este carácter bimodal del magmatismo es típico de las unidades del primitivo arco-isla Caribeño (PIA), como las Fm Los Ranchos, Amina y Maimón del Dominio de la Cordillera Oriental.

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas del Complejo El Cacheal presentan un amplio rango en el contenido en SiO<sub>2</sub>, graduando desde 47,7 a 71,3 wt%, para contenidos moderados en MgO entre 1,3 y 6,7 wt% y bajos en TiO<sub>2</sub> entre 0,4 y 0,9 wt% (Figura 3.2). Estas rocas muestran un aumento en SiO<sub>2</sub>, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a los 5-6 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada.

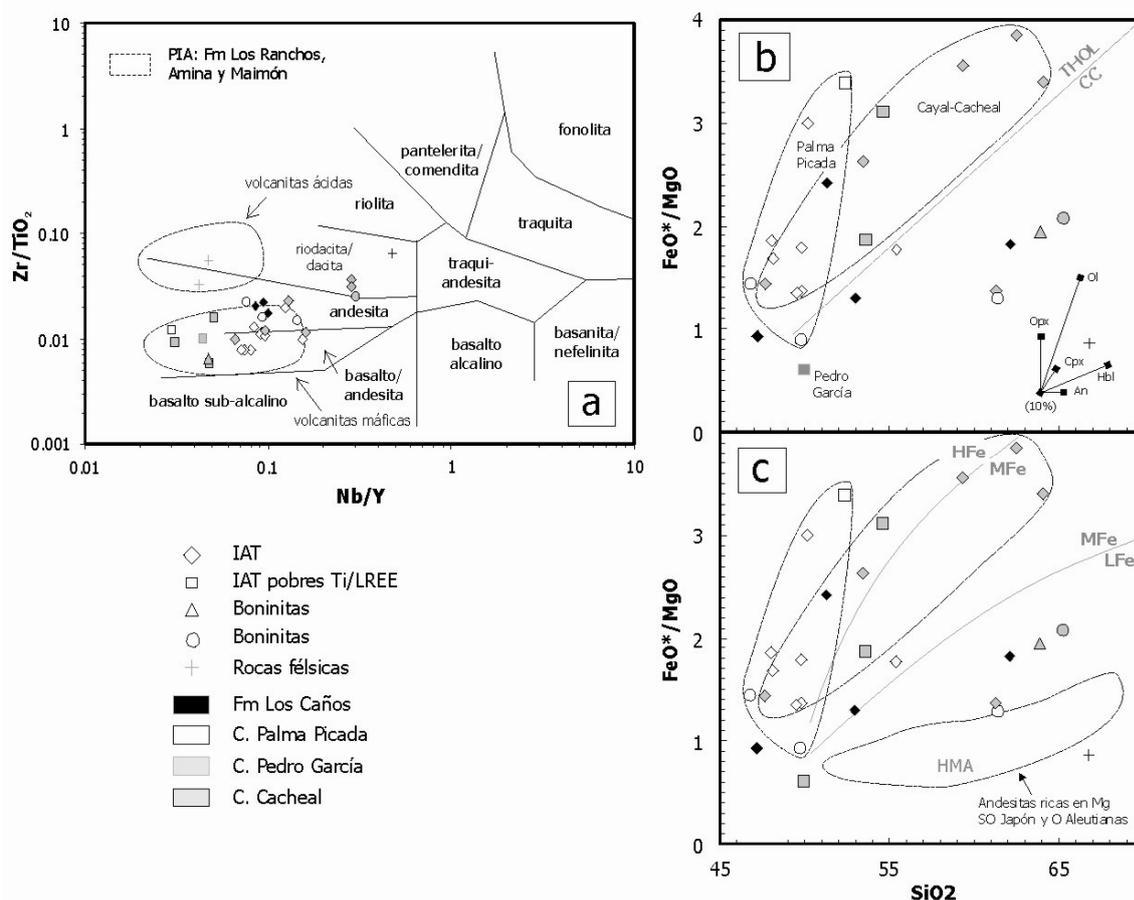


Figura 3.1. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO<sub>2</sub>, mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b y c) Covariation of SiO<sub>2</sub> y FeO\*/MgO. En las figuras, las rocas volcánicas son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An<sub>80</sub>), determinados para una composición andesítica magnesiánica promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcálico, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe.

En el diagrama  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  frente al  $\text{SiO}_2$ , las rocas máficas caen tanto en el campo toleítico, en el límite entre los campos de las series de arco medias y ricas en Fe. En las rocas máficas, los valores de la relación  $\text{Zr/Y} > 6$  y  $1,8 < \text{Zr/Y} < 3,0$  establecen dos grupos de afinidad calco-alkalina y toleítica, respectivamente (Barrett y MacLean, 1999). Las rocas de estos dos grupos igualmente presentan valores de la relación  $(\text{La/Yb})_N < y > 4$ , característicos respectivamente de las series toleítica y calco-alkalina.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas máficas del Complejo El Cacheal se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Figura 3.3), típico de magmas relacionados con subducción. Todas ellas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, al comparar en detalle rocas con un similar Mg# se revela una considerable variación tanto en la abundancia de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental (Figura 3.3).

En base principalmente al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, las rocas volcánicas máficas del Complejo El Cacheal pueden ser divididas en tres grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleitas de arco isla (IAT), o grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II, que transita a rocas boniníticas; y andesitas calco-alkalinas, o grupo III. Un grupo IV es asignado a las rocas volcánicas ácidas, que incluye además a las muestras de los batolitos tonalíticos, aunque este último grupo se ha descrito en la Hoja de Villa Vázquez, muy cerca de su límite septentrional con la Hoja de Hoja de Buen Hombre.

En base principalmente al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, las rocas volcánicas máficas del Complejo El Cacheal pueden ser divididas en tres grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleitas de arco isla (IAT), o grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II, que transita a rocas boniníticas (5975IVMA9050B); y andesitas calco-alkalinas, o grupo III. Un grupo IV es asignado a las rocas volcánicas ácidas, que incluye además a las muestras de los batolitos tonalíticos. Estos grupos de materiales son descritos a continuación.

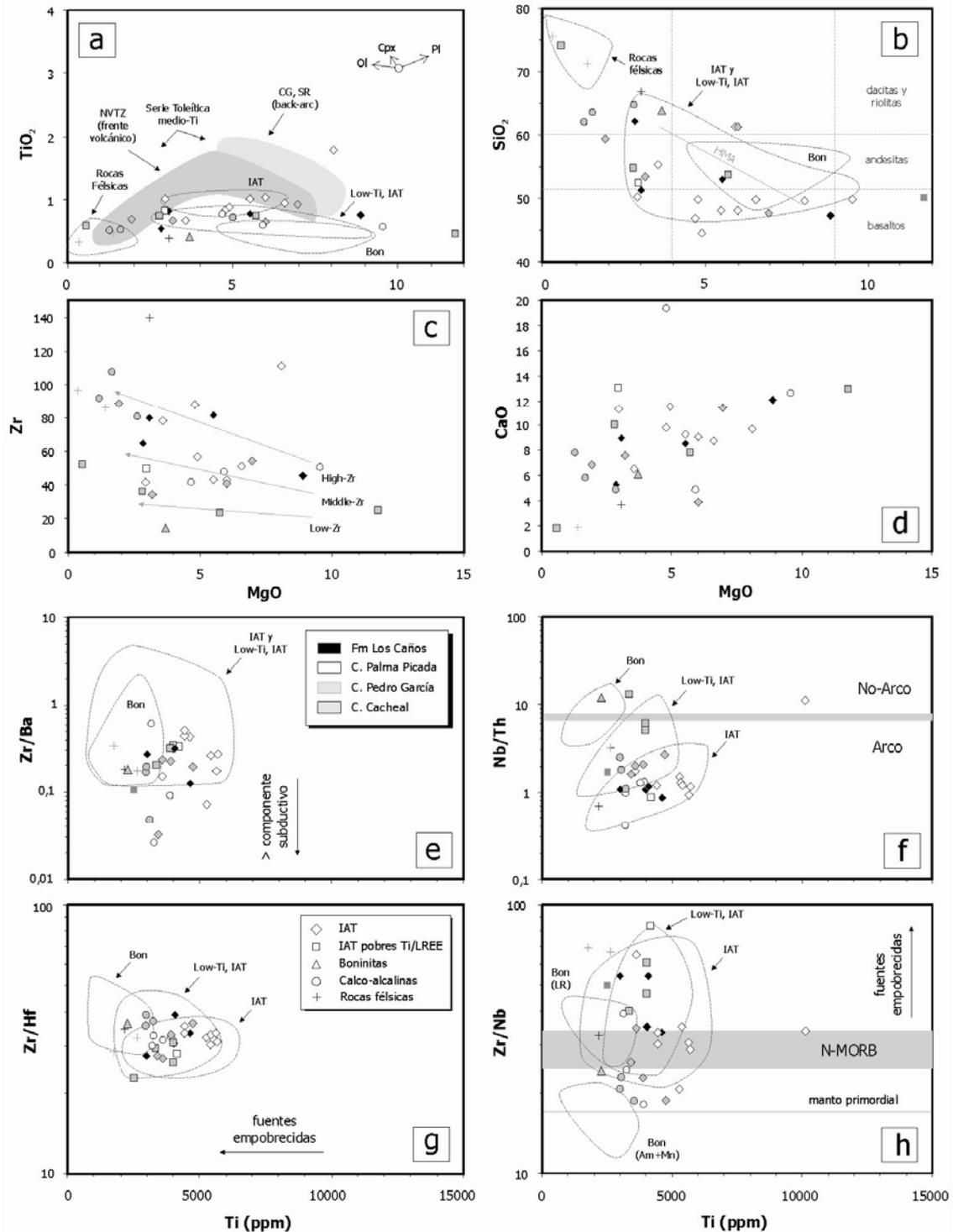


Figura 3.2. (a y b) Diagramas de TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, Zr y CaO frente al MgO (wt%) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm os Ranchos: IAT, toleitas de arco isla; Low-Ti IAT, toleitas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos.

### 3.4.1.1. Toleitas de arco isla (IAT), Grupo I

Este grupo está representado por basaltos y basaltos andesíticos porfídicos, con olivino, orto y clinopiroxeno, que forman flujos masivos, brechas y microbrechas monogenéticas autoclásticas, tobas líticas-vítreas e intrusiones sin-volcánicas menores. Presentan composiciones de moderada a relativamente fraccionadas ( $Mg\#=57-33$ ; con  $Mg\#=100$  mol  $MgO/[mol\ MgO+mol\ FeO_T]$ ). Los contenidos en  $TiO_2$ , Zr y Nb a un 6 wt% MgO son de 0,8-0,6 wt%, 55-40 ppm y 3-1,5 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (294-62 ppm) y Ni (121-24 ppm) son inferiores a los de las muestras de los grupos II y III.

Los contenidos en Th son altos. En el diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB presentan una distribución similar a la de IAT (Pearce y Parkinson., 1993; Taylor y Nesbitt, 1995), con similares abundancias absolutas de HREE (0,5-0,8xN-MORB). En particular, los basaltos de grupo I presentan altas relaciones REE/HFSE (p.ej. La/Nb y Sm/Zr) respecto a las composiciones N-MORB, lo cual es típico de IAT. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE ligeramente enriquecida ( $[La/Nd]_N=1,3-1,6$ ), pronunciada anomalía negativa en Nb (y Ta), ligeras anomalías negativas en Zr y Hf ( $[Zr/Sm]_N=0,5-1,0$ ) y HREE de planas a ligeramente empobrecidas ( $[Sm/Yb]_N=1,0-2,3$ ). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. Son muy similares a las IAT de la Fm Los Ranchos.

### 3.4.1.2. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, Grupo II

Este grupo está representado por rocas de basálticas a andesíticas porfídicas y microporfídicas, con dos piroxenos y plagioclasa, que forman flujos vesiculares y fluidales, brechas líticas monogenéticas, y algunos diques máficos sinvolcánicos, que generalmente aparecen afectados por la alteración espilitica. Estas rocas tienen una composición de menor  $Mg\#$  (56-37) que las IAT del grupo I. El contenido en  $TiO_2$  varía entre 0,5 y 0,6 wt% y es inferior al grupo I. Los contenidos en Zr y Nb a un 6 wt% MgO son de 36-23 ppm y 0,6-0,5 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (87-27 ppm) y Ni (34-19 ppm) son inferiores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son bajos. El diagrama multielemental es similar al de las IAT del grupo I, y caracterizado por una anomalía negativa en Nb, pero con menores abundancias de HREE (0,3-0,9xN-MORB), menor enriquecimiento o ligero empobrecimiento en LREE y ligera anomalía negativa de Zr y Hf ( $[Zr/Sm]_N=0,9-1,0$ ).

Respecto al MP, presentan un empobrecimiento en LREE ( $[La/Nd]_N=0,4-0,7$ ) y HREE planas o ligeramente empobrecidas ( $[Sm/Yb]_N=0,6-1,0$ ). Los contenidos bajos en  $TiO_2$  y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf, sugieren una fuente algo más empobrecida que en el grupo I. El bajo contenido en LREE sugiere una menor componente subductiva. Estas rocas son muy similares a las IAT pobres en Ti y LREE de la Fm Los Ranchos.

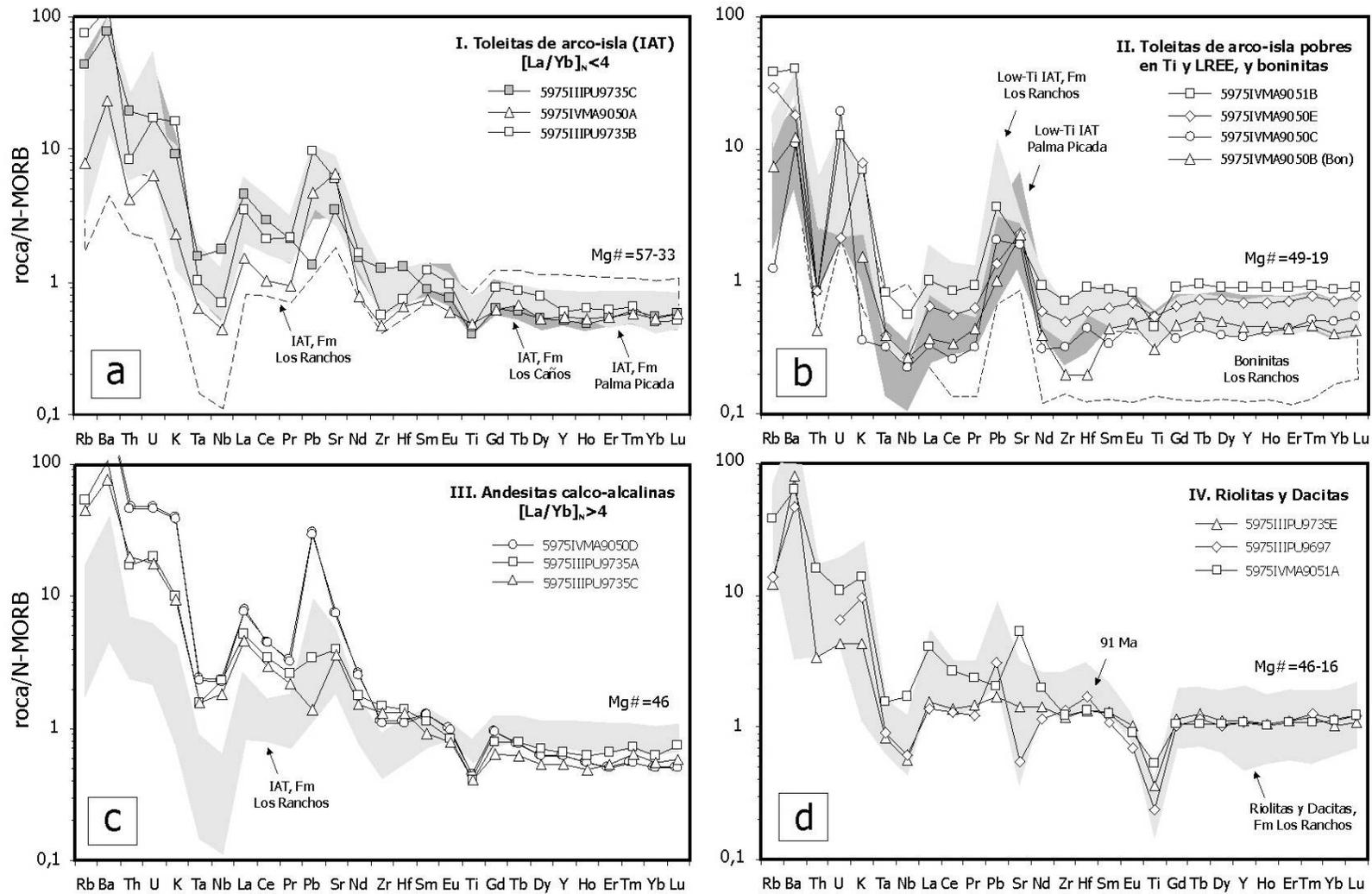
#### 3.4.1.3. Boninitas

Este grupo está representado por una única muestra de andesita magnesianas que forma una brecha monogénica espilitizada, que más se aproxima a la definición estricta de boninitas de Crawford *et al.* (1989), con  $SiO_2 > 53\%$  y  $TiO_2 < 0,5$  pero con  $MgO \sim 4\%$  (no  $< 7-8\%$  wt). Sin embargo, las muestras están alteradas y los elementos mayores posiblemente movilizados. Esta roca boninitica posee un alto  $Mg\#=62$ , típico de magmas primitivos, un contenido en  $TiO_2=0,4$  inferior a los otros grupos, y contenidos en Zr y Nb de 14 y 0,6 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (62 ppm) y Ni (19 ppm) son inferiores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son igualmente bajos. Presenta una baja abundancia de HREE ( $0,4 \times N-MORB$ ), que se distribuyen de forma plana ( $[Sm/Yb]_N=1,1$ ). Sin embargo, presenta una distribución ligeramente empobrecida en LREE ( $[La/Yb]_N=0,6$ ) y una fuerte anomalía negativa en Zr-Hf ( $[Zr/Sm]_N=0,5$ ).

La ligera distribución en "U" de REE y la baja relación  $CaO/Al_2O_3$  (0,4) es característica de las boninitas pobres en Ca (Crawford *et al.*, 1989). El bajo contenido en  $TiO_2$ , de la relación  $CaO/Al_2O_3$ , y de la abundancia en HREE, son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas empobrecidas. Composicionalmente es similar a las boninitas de las Formaciones Los Ranchos, Amina y Maimón de la Cordillera Oriental.

#### 3.3.1.4. Andesitas calco-alcalin, Grupo III

Este grupo está representado por rocas basáltico-andesíticas y andesíticas porfídicas y microporfídicas, con uno o dos piroxenos y plagioclasa, que forman flujos y brechas líticas monogénicas. Se trata de rocas fraccionadas ( $Mg\#=46-32$ ), con contenidos bajos en  $TiO_2$  entre 0,5 y 0,6 wt%. Sin embargo, para valores de  $MgO < 3$  wt% los contenidos en Zr y Nb son relativamente altos del orden de 110-80 y 5,2-4,1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (68-27 ppm) y Ni (19-8 ppm) son inferiores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son los más altos (2-5,3 ppm).



El diagrama multielemental es típico de magmas relacionados con subducción, con un variable enriquecimiento en los elementos movilizados tales como Th, Sr, Pb y LREE. Es similar al de las IAT del grupo I, pero con una ligera menor abundancias de HREE ( $0,5-0,6 \times N\text{-MORB}$ ), ligero mayor enriquecimiento en LREE y ausencia anomalía negativa de Zr- Hf. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE más enriquecida que las IAT ( $[\text{La}/\text{Nd}]_N=2,3-2,7$ ), menos pronunciada anomalía negativa en Nb-Ta, ligeras anomalías positivas en Zr y Hf ( $[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=1,0-1,5$ ) y HREE ligeramente enriquecida ( $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,6-2,4$ ). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido con una mayor componente subductiva ( $>\text{La}/\text{Nd}$ ).

#### 3.4.1.5. Comparación grupos rocas máficas

Las rocas volcánicas máficas presentes en el Complejo El Cacheal pueden ser comparadas entre sí y respecto a grupos composicionales análogos definidos en la Fm Los Ranchos. El diagrama Ti vs. V de Shervais (1982), discrimina bien los distintos grupos (Figura 3.3): las rocas calco-alcálicas presentan valores de la relación  $\text{Ti}/\text{V} > 20$ ; el grupo I de IAT normales presenta relaciones  $15 < \text{Ti}/\text{V} < 20$  a similares abundancias absolutas; las rocas empobrecidas del grupo II definen una tendencia a relaciones  $\text{Ti}/\text{V}$  condriticas ( $\sim 10$ ), con las muestras menos fraccionadas situándose a menores abundancias absolutas; y las rocas boninitas del grupo tienen las relaciones  $\text{Ti}/\text{V}$  incluso ligeramente menores que los valores condriticos, reflejando el extremo grado de empobrecimiento de la fuente. En el diagrama Nb-Hf-Th de Wood (1980), las rocas máficas del Complejo El Cacheal caen en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose desde el campo toleítico al calco-alcálico, en función del empobrecimiento relativo en Hf (y Zr) y Th. Aunque existe una superposición entre los grupos máficos, las IAT empobrecidas en LREE y Ti y las boninitas, se agrupan hacia el límite toleítico y N-MORB, como la Fm Los Ranchos, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y la ausencia de anomalías positivas de Th en el diagrama multielemental de cada grupo. Las IAT y las rocas calco-alcálicas caen en el campo calco-alcálico, estando las primeras más alejadas del vértice Th debido a su menor anomalía positiva en el Th.

En el diagrama triangular Nb-Y-Zr, las anomalías de Zr (y Hf) relacionadas con el empobrecimiento de la fuente causan que las rocas máficas del Complejo El Cacheal se ordenen lejos del vértice Zr, especialmente en las muestras del grupo II más empobrecidas y particularmente la boninita, a diferencia de las rocas calco-alcálicas que caen en la dirección opuesta dentro del campo de arco volcánico debido a la ausencia de

la anomalía en Zr (y Hf). Con excepción de las rocas calco-alcalinias, definen un campo composicional similar al de la Fm Los Ranchos. Los diagramas del “índice de subducción” y del “índice de empobrecimiento” de la fuente mantélica de la Figura 3.1 también permiten establecer diferencias, siendo generalmente mayor la signatura subductiva y menos empobrecida la fuente en las rocas del grupo I que en las del grupo II y, a su vez, que el III. La correlación con los diversos grupos composicionales de la Fm Los Ranchos es clara en el diagrama Nb/Th vs Ti (ppm) de la Figura 3.2.

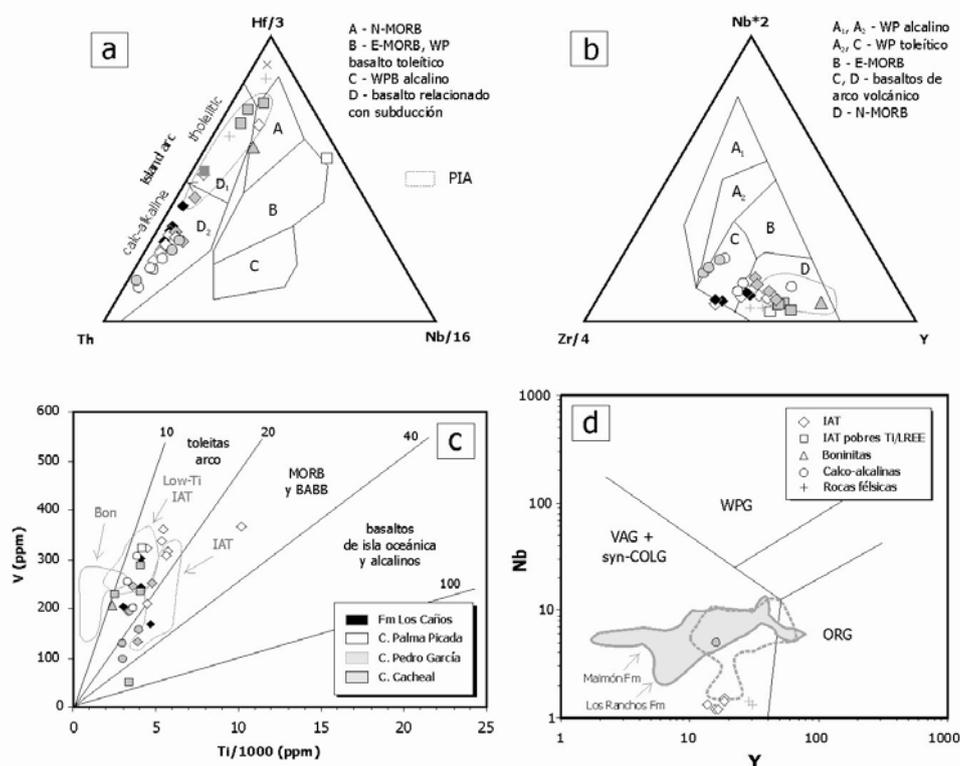


Figura 3.4. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); y (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983).

### 3.4.1.6. Características geoquímicas de las rocas ácidas

Este grupo incluye las rocas volcánicas ácidas del Complejo El Cacheal, que consisten en lavas de composición andesítico-dacítica a riolítica, porfídicas con hornblenda, plagioclasa y cuarzo, y generalmente alteradas. Se trata de rocas ácidas muy fraccionadas ( $Mg\# = 37-16$ ) con contenidos bajos en K ( $K_2O = 0,6-1,8\%$ ),  $TiO_2$  ( $<0,5\%$ ),  $P_2O_5$  ( $<0,1\%$ ) y Zr (95-88 ppm), respecto a las típicas rocas ácidas calco-alcalinias. Presentan valores de las relaciones Th-Yb y Y-Zr indicativos de una afinidad toleítica (Barrett y MacLean, 1999). Normalizadas respecto a N-MORB, estas rocas presentan una distribución multielemental plana o ligeramente enriquecida en LREE ( $[La/Nd]_N = 0,9-1,4$  y  $[Sm/Yb]_N = 1,1-1,3$ ), con valores de la relación  $[La/Yb]_N = 0,7-2,1$ . Por lo tanto, carecen del

típico moderado a fuerte enriquecimiento en LREE de las rocas ácidas calco-alcalinas y son interpretadas como de afinidad toleítica. Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de los plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica, en los diagramas de discriminación tectónica las muestras caen en el campo de granitos de arco volcánico (VAG en la Figura 3.3, Pearce *et al.*, 1984). La afinidad VAG es compatible con la marcada anomalía negativa en Nb (y Ta) que presentan en los diagramas de multielementales, típica de rocas de arco. Como se muestra en la Figura 3.2, estas rocas presentan una gran similitud composicional con las dacitas y riolitas de la Fm Los Ranchos; sin embargo la muestra 5975IIIPU9697 ha proporcionado una edad de ~91 Ma.

### 3.5. Dataciones absolutas

En este apartado se resumen los análisis geocronológicos realizados (métodos U/Pb o Ar/Ar) en muestras de rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional, cuyos resultados tienen implicaciones o merecen ser considerados en la presente memoria. Las dataciones se han realizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá).

En su conjunto, las dataciones obtenidas tienen buen encaje con la estratigrafía e historia geológica deducida o propuesta en esta memoria, pero algunas de ellas tienen una difícil interpretación. En estos últimos casos la datación obtenida se ha subordinado o condicionado al resto de datos geológicos.

#### 3.5.1. Dataciones absolutas obtenidas en el complejo El Cacheal

El complejo El Cacheal tiene gran importancia en la interpretación regional de la Cordillera Septentrional. En la Hoja de Villa Vázquez, la riolita 5975IIIPU9697 ha proporcionado dos edades por el método de U-Pb en zircones (Figura 3.5). Tres fracciones de xenocristales dan una edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $122,7 \pm 0,3$  Ma y dos fracciones de zircón magmático primario dan lugar a una edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $90,9 \pm 0,5$  Ma. Probablemente, el evento de 122,7 Ma registra en zircones heredados el magmatismo de arco del Cretácico Inferior, análogo al de la Formación Los Ranchos, y el evento de 91 Ma da cuenta de la edad de enfriamiento de los magmas félsicos. Posiblemente la cámara magmática generada en el Cretácico Superior asimila zircones

del encajante volcánico Cretácico Inferior en un nivel cortical ya superficial, ya que no se han obtenido en las dataciones U-Pb líneas de discordia.

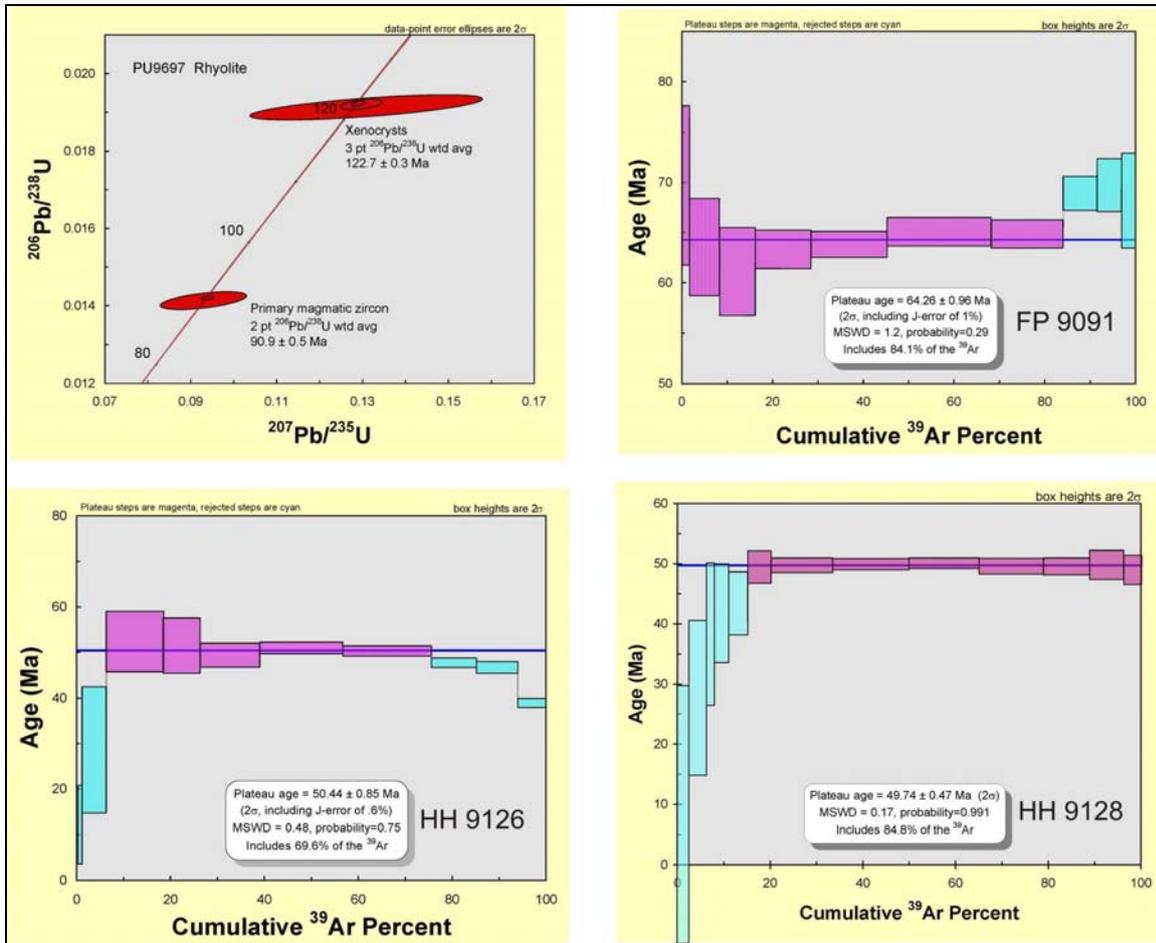


Figura 3.5. Gráficos de las dataciones absolutas realizadas en los complejos de El Cacheal y Palma Picada.

## 4. TECTÓNICA

### 4.1. Introducción

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de una cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribeña que desempeña el papel de una zona de convergencia entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este: las Placa Cocos y Placa Nazca (Figura 4.1).

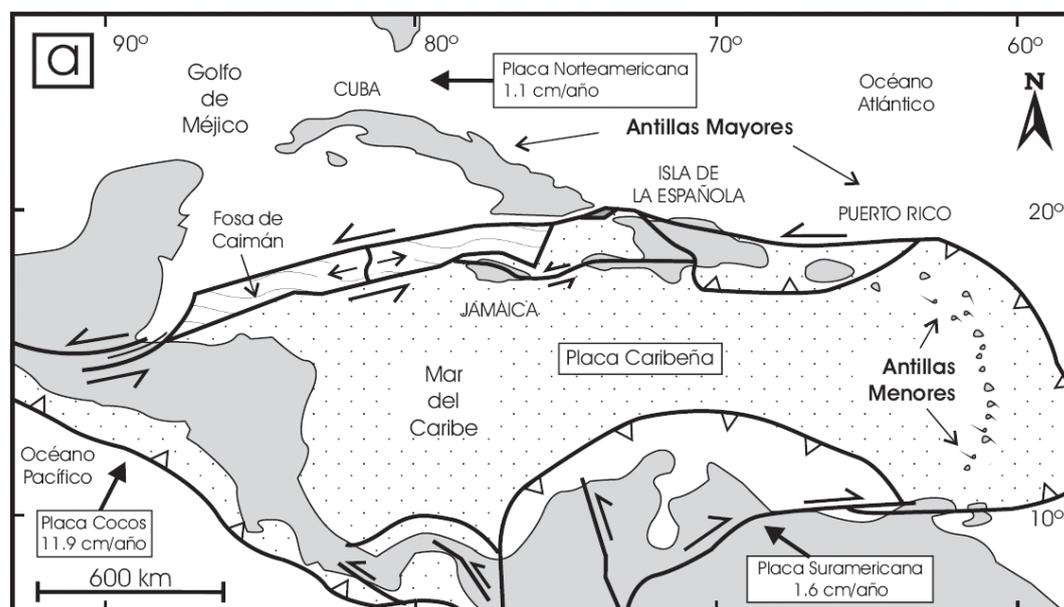


Figura 4.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

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 (Figuras 1.6 y 1.7). 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 4.2).

#### **4.2. 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 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 4.1). 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 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.*, 1991b) y se mantiene hasta la actualidad en un contexto

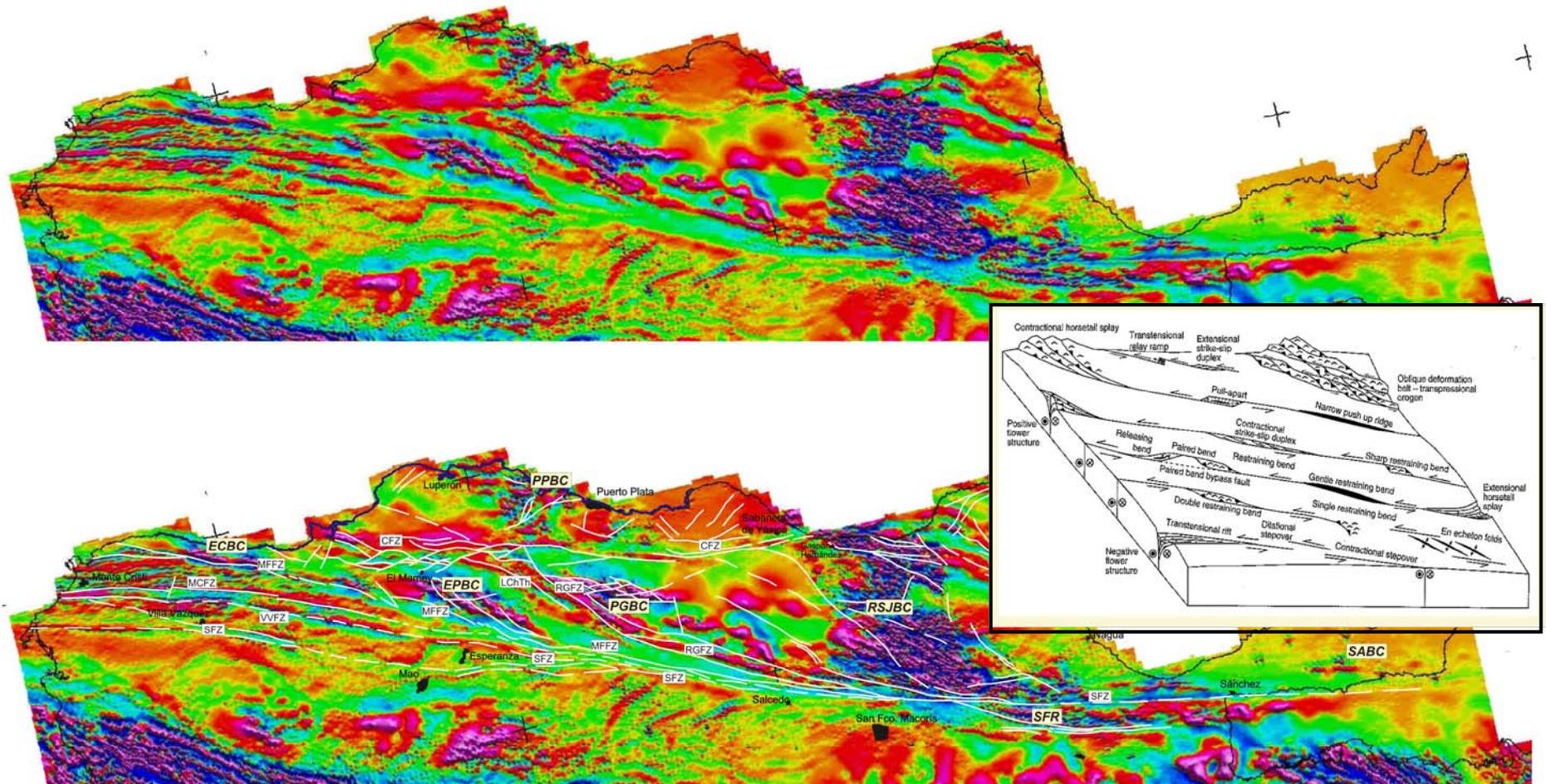


Figura 4.2. Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras de zonas transpresivas y transtensionivas, con la nomenclatura propuesta por Mann *et al.* (2004).

fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla. 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.*, 1991b) 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).

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.

La ausencia de marcadores regionales impide un cálculo riguroso de los desplazamientos laterales, relativos o absolutos, producidos a favor de la falla Septentrional; aún así, algunos autores han realizado algunas estimaciones a partir de correlaciones diversas. Por ejemplo, Eberle *et al.*, (1982) justifican un desplazamiento superior a 100 km a partir de la correlación de depósitos aluviales auríferos. Erikson *et al.*, (1988), deducen un desplazamiento post-Mioceno entre 55 y 125 km mediante la correlación de cuencas productoras de ambar. A mayor escala, Pindell y Barret (1990) sugieren que la falla Septentrional ha debido acomodar una parte de los más de 400 km de desplazamiento lateral (siniestro) ocurrido entre Cuba y La Española a partir del Mioceno inferior. Más

recientemente, los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados en el contexto del actual proyecto sobre las Fms Cevicos/Villa Trina y Los Haitises han permitido precisar la paleogeografía de estas formaciones y a partir de ella se deduce un desplazamiento de unos 200 kms a favor de la falla Septentrional para explicar la distribución sus facies (Braga, 2010).

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de Camú y la Río Grande (De Zoeten y Mann 1999). 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 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.

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) (Figura 4.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*). Dentro de él se pueden identificar zonas de altitudes máximas, mayor acortamiento y exposición de rocas del sustrato o basamento que corresponden a inflexiones contractivas o *restraining bends* de rango kilométrico.

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 4.2 y 4.3 y en los cortes geológicos de la figura 4.5. El esquema estructural (Figura 4.4) 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 4.3).

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca está condicionada 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 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.

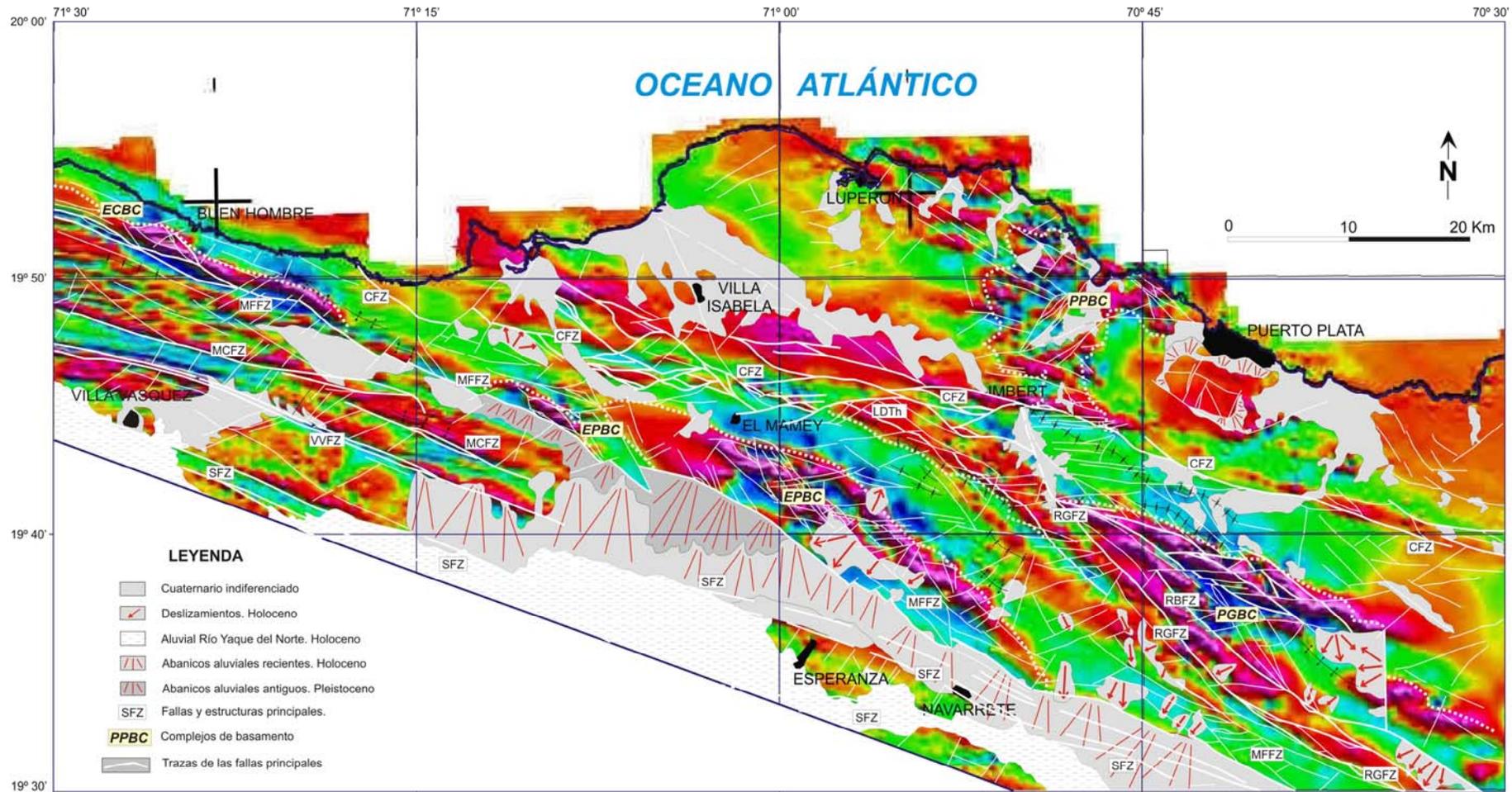


Figura 4.3. Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical.

La estructura en sección de los bloques de Altamira y La Toca se muestra en los cortes geológicos de la figura 4.6. 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.

Dentro de los complejos de basamento predomina claramente la fracturación y el fallamiento que sobre todo afecta a las series volcánicas masivas inferiores, mientras que las series calcáreas suprayacentes, bien estratificadas cuando están presentes, registran además un replegamiento intenso que quizá en parte esté acentuado por el fuerte contraste en el comportamiento reológico de ambas secuencias.

Los cortes geológicos muestran: la ligera vergencia al sur de de la traza de la falla Septentrional correspondiente al Frente Montañoso, que de hecho forma el límite meridional de los complejos de El Cacheal y El Paradero (Figura 4.6; cortes II-II´ a IV-IV´); la posición de la traza activa de la falla Septentrional en el interior de la Cuenca del Cibao (Figura 4.6; cortes I-I´, V-V´ y VI-VI´); y el pequeño levantamiento (de las series Cercado y Gurabo) asociado al puente contractivo (*contractional stepover*) que se forma por la transferencia del movimiento sinistral entre las fallas de Villa Vázquez y Montecristi (Figura 4.6; cortes I-I´. Por otra parte el corte V-V´ de la misma figura, muestra un esbozo de la tectónica extensional que caracteriza la estructura interna de la cuenca del Cibao, bien descrita por Edgar (1991).

El Cibao es una cuenca terciaria asimétrica que engrosa paulatinamente hacia el norte a favor de un sistema de fallas normales sinsedimentarias de dirección E-O a ONO-ESE y buzamiento al norte o NNE (y conjugadas al SSO), hasta alcanzar espesores máximos entre 4 y 6 km en las proximidades de la falla Septentrional. De manera característica, el relleno de la cuenca se ha producido con formaciones de exclusiva procedencia meridional (Cordillera Central) incluida la culminante Fm Mao, de edad Plioceno Medio-Superior, que también registra una inequívoca tectónica extensional durante su depósito. Por tanto, contrariamente a las conclusiones que extraen Erikson *et al.*, (1998) a partir de su análisis de subsidencia de la cuenca, el relleno de ésta no tuvo ninguna influencia del levantamiento de la Cordillera Septentrional hasta por lo menos finales del Plioceno o comienzos del Pleistoceno, ya que de hecho, como se verá más adelante, éste no se produjo hasta ese momento.

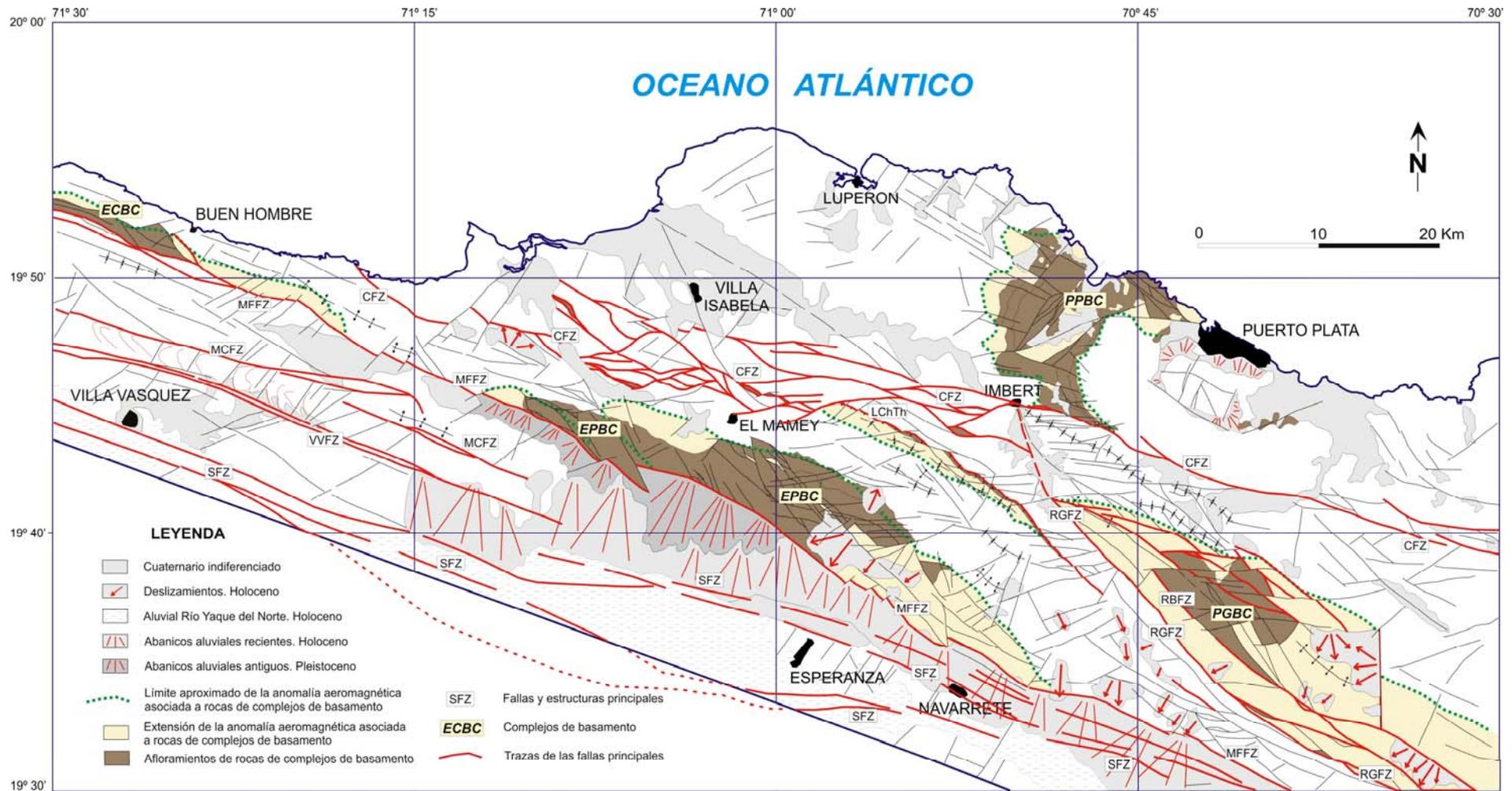


Figura 4.4. Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras es idéntica a la de la figura 4.3.

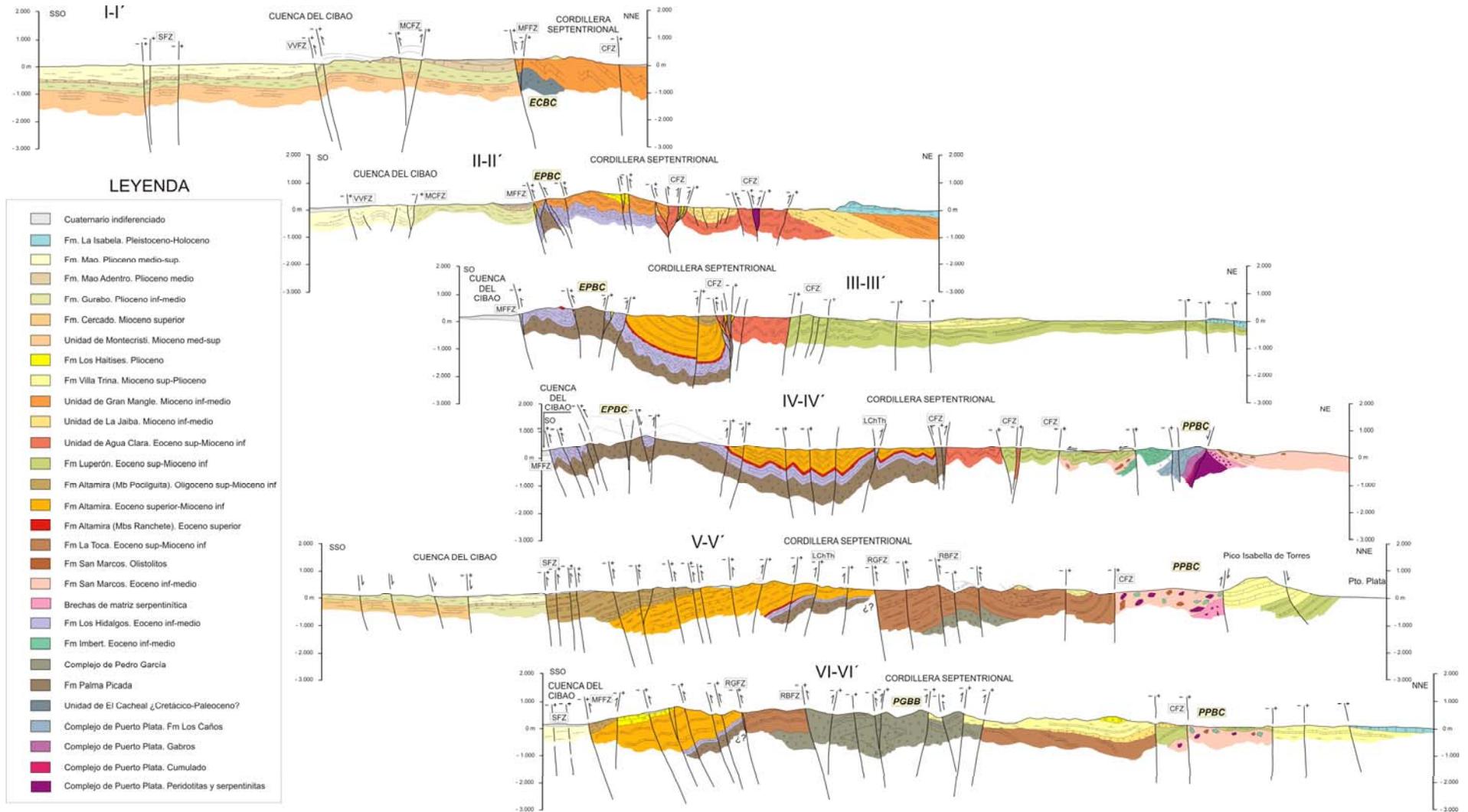


Figura 4.5. Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras es idéntica a la de la figura 4.3.

#### **4.4. 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 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 (equivalente lateral de la Und Gran Manglé) 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).

#### **4.5. Estructura de la Hoja de Buen Hombre**

La Hoja de Buen Hombre se encuentra incluida en su totalidad dentro del dominio de la Cordillera Septentrional, más concretamente en el denominado Bloque de Altamira. Como se ha mencionado este bloque está limitado al norte por la zona de falla de Camú, al este por la zona de falla de Río Grande, y al sur por la zona de falla Septentrional. Esta última delimita el límite entre la Cordillera y la Cuenca del Cibao. Dentro de la Hoja aflora un antiguo ramal prácticamente inactivo de esta falla, que recibe el nombre local de Falla de Los Cayucos, y regional de Falla del Frente de Montaña. En la actualidad la traza activa discurre por el interior de la Cuenca del Cibao, semioculta por los depósitos cuaternarios en la Hoja de Villa Vázquez.

La estructura más representativa de la Hoja es el gran pliegue anticlinal, de flancos fallados, muy verticalizados y deformados, que define el eje de la Cordillera Septentrional. Los materiales cretácicos de El Cacheal constituyen el núcleo de este pliegue y se presentan intensamente fracturados y diaclasados. Los buzamientos medios de las capas, en general, superan los 45° y en muchos casos la serie se encuentra subvertical e incluso invertida. Su morfología en planta, romboidal y alargada, y la orientación subparalela a un segmento rectilíneo de la traza de la Falla Septentrional, permite catalogar esta estructura como un “levantamiento transpresivo” (*transpressional uplift*).

Además, la cartografía geológica de la Hoja de Buen Hombre muestra la existencia de una tupida red de fallas, en su mayoría con desplazamientos muy escasos, no detectables a escala cartografiada, pero entre las que destacan tres por su mayor importancia. Con una dirección aproximada N110°-120°E y avanzando de Norte a Sur estas fallas son la Falla de Los Granadillos, la Falla de Los Cayucos (o Falla de Frente de Montaña) y la Falla de Isabel de Torre. Menor importancia presenta la Falla de Los

Conucos, de dirección N135°E, que define junto a la Falla de Los Granadillos el contacto norte del cuerpo de basaltos cretácicos aflorantes en la hoja.

La falla de Los Granadillos y de Los Cayucos constituyen las fracturas más importantes de la hoja. En las cartografías previas había pasado desapercibida, debido seguramente a su reducida expresión morfológica, en neto contraste con otras fallas de la región. La traza cartográfica de ambas es rectilínea, indicando el buzamiento subvertical de su plano. Su movimiento principal es evidentemente de desgarre y senestral, pero no se debe ignorar una importante componente vertical en ambos casos cuantificada, como mínimo, en 700 metros. La actuación de estas fallas ha debido ser relativamente antigua, a juzgar por la ausencia de un escarpe de falla claro. A ambos lados de las fallas hay una fuerte diferencia, tanto en los materiales aflorantes como en el estilo estructural.

Al norte de la Falla de Los Granadillos afloran materiales de edad Cretácico inferior, muy deformados, bajo una discordancia sobre la cual se dispone una serie monoclinial de edad Oligoceno superior-Mioceno, que buza al NE con buzamientos del orden de 40-50°. Los materiales cretáceos presentan buzamientos desde 45° hasta subverticales o incluso invertidos. Estos buzamientos parecen indicar la existencia en la serie cretácica de pliegues suaves de eje subhorizontal que no han podido ser observados en el campo. Calais *et al* (1992) han postulado la existencia de una fase de deformación Senoniense afectando a estos materiales. Al sur de la Falla de Los Granadillos afloran exclusivamente los materiales de la Unidad Gran Manglé, con buzamientos próximos a los 40° de media hacia suroeste, si bien en las proximidades de la falla la serie se presenta verticalizada o incluso invertida, evidenciando una intensa deformación.

La Falla de Isabel de Torre también posee un trazado muy rectilíneo que evidencia también la verticalidad de su plano de falla y un movimiento probablemente transcurrente, dado el contexto regional. En los cortes geológicos que acompañan al mapa se puede apreciar un salto vertical aparente de unos 250 m, con el labio Norte hundido. Su expresión morfológica es muy fuerte, dando lugar a un escarpe morfológico invertido respecto a su movimiento vertical aparente, lo que, por un lado apoya su interpretación como una estructura de desgarre y por otra indica una edad muy reciente para sus últimos movimientos. Es probable que represente una fractura de tipo *riedel* asociada a un rejuego tardío de la Falla de Los Cayucos. La traza de esta falla tiende a converger, hacia el este, con la Falla de Los Cayucos pero finalmente esta circunstancia se resuelve mediante una falla ortogonal a este sistema que pone en contacto las unidades de Montecristi y El Morro bajo los depósitos cuaternarios.

La Falla de Los Conucos presenta un trazado más complejo que las anteriores y hacia el noreste se deshilacha en un haz de fallas menores y paralelas que delimitan en sus interiores materiales de diferente naturaleza y edad, correspondientes a los basaltos cretácicos, las calizas de Buen Hombre o a la Fm Villa Trina. Define el límite septentrional de la Unidad El Cacheal, aunque las características de este contacto no han podido ser observadas ya que se encuentran bajo la cobertera cuaternaria. En el sector central de la Hoja la Falla de Los Conucos posee una dirección subparalela a los sistemas de fallas de los Cayucos y de Isabel de Torres, poniendo en contacto los materiales de la Unidad Gran Manglé y El Cacheal. Hacia el este la traza de la falla se inflexiona débilmente hacia el Sureste, aproximadamente en el meridiano de Buen Hombre, lo que provoca el desarrollo de un "inflexión contractiva". El movimiento a través de las fallas principales se transfiere mediante un sistema de fracturas relativamente ortogonales y oblicuas a éstas entre las que quedan pinzadas varias unidades.

Además de estas fallas 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, pero en algún caso netamente curvadas, que se agrupan en sistemas de direcciones aproximadas N20°E, N65°E y N120°E. El primer sistema presenta un movimiento neto de desgarre dextral y pequeño salto vertical. Los otros dos sistemas parecen poseer un mayor componente vertical, si bien se tratan también de fracturas de desgarre, en este caso con sentido de movimiento senestral.

#### **4.6. 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 sísmicidad 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 sísmicidad 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 4.6).

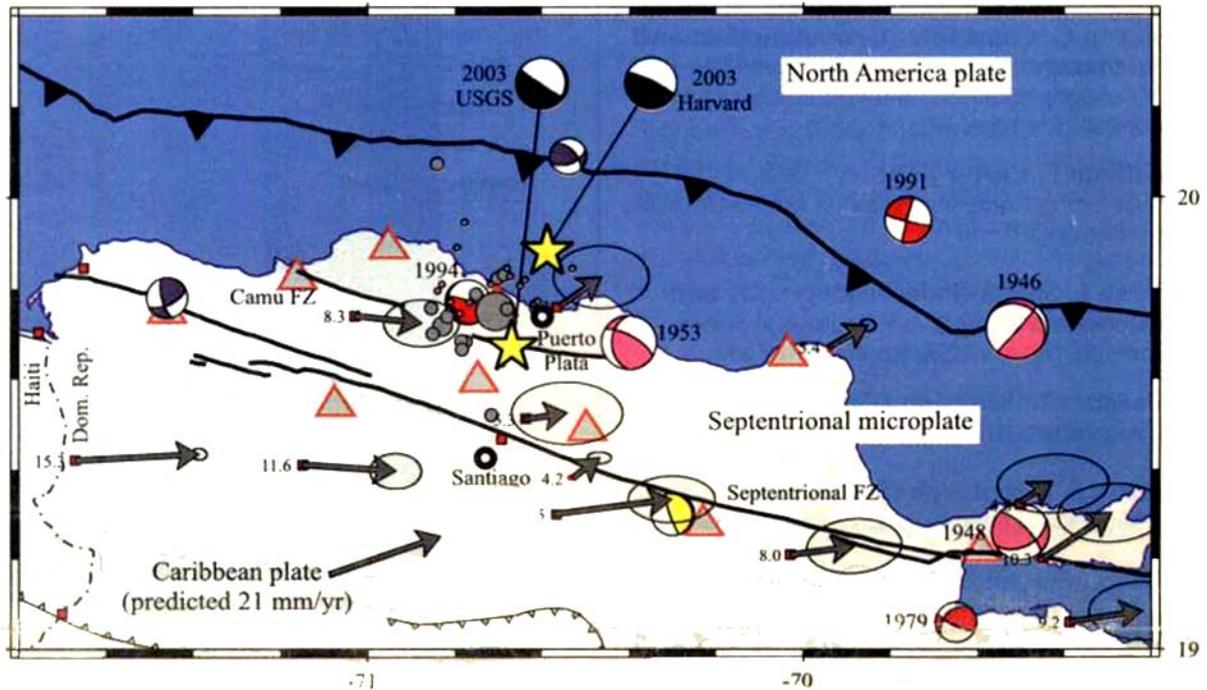


Figura 4.6. Esquema estructural del sector septentrional de la República Dominicana con las localizaciones (estrellas amarillas) y mecanismos focales (en negro) del USGS y Harvard de 22 terremotos. Las localizaciones de las réplicas y sus tamaños relativos se muestran en círculos grises. Las soluciones 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.* (2004).

La actividad neotectónica dentro de la hoja de Buen Hombre es evidente, habiendo un amplio registro histórico de actividad sísmica en sus inmediaciones. Sin embargo, las formas originadas por ella son relativamente escasas y parecen limitarse a los escarpes generados en relación con alguno de los desgarres principales en el sector oriental de la Hoja. Como ya se han comentado existen algunas pruebas de deformación en materiales cuaternarios, al margen de la existencia de fallas que afectan y se propagan en los diferentes depósitos continentales holocenos, en la mayoría de los casos deducidos mediante fotointerpretación. Cerca de la costa estas evidencias son muy escasas y se restringen a alguna zona de manglar que ha quedado ligeramente colgadas con respecto al nivel del mar actual y que ha provocado su abandono y muerte, como por ejemplo en la zona del Alvinal Prieto.

Las evidencias de tectónica activa más evidente dentro de la Hoja sea localizan al sur de la Falla de Los Cayucos y de Isabel de Torre, en el conjunto de formaciones superficiales que se desarrollan sobre la Unidad Montecristi y que se relacionan con la actividad reciente de esta fractura. Por otro lado, la actuación de esta falla ha debido ser relativamente antigua, a juzgar por la ausencia de un escarpe de falla claro, aunque el estrangulamiento que sufren los depósitos de fondo de valle al cruzarlas indicaría que ha tenido algún rejuogo reciente. Además, los piedemonte y abanicos aluviales que aparecen colgados unos 20 m y ligeramente basculados al Sur, incididos y desmantelados por la red fluvial actual, indican la actividad tectónica de estos sistemas de fallas en el Holoceno.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. Análisis geomorfológico

La Hoja de Buen Hombre, escala 1:50.000 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 más nororiental (Figura 5.1). Es por ello que no encontramos grandes formas y formaciones geomorfológicas, siendo el mayor desarrollo para las que se encuentran formadas por procesos erosivos y fluviales. Al hallarse en ella la línea de costa, también adquieren importancia las formas y formaciones litorales, sobre todo las marismas altas.

Las zonas más altas corresponden a las estribaciones más septentrionales de la Cordillera Septentrional, aunque no llegan a alcanzar grandes alturas, pero que permiten la formación de una red de drenaje marcada por la incisión lineal y la formación de fondos de valle. El punto más alto de la Hoja de Cacao se encuentra en Loma Silla Caballo, donde se alcanzan los 338 metros sobre el nivel del mar. Y los puntos más bajos siguen la línea de costa.

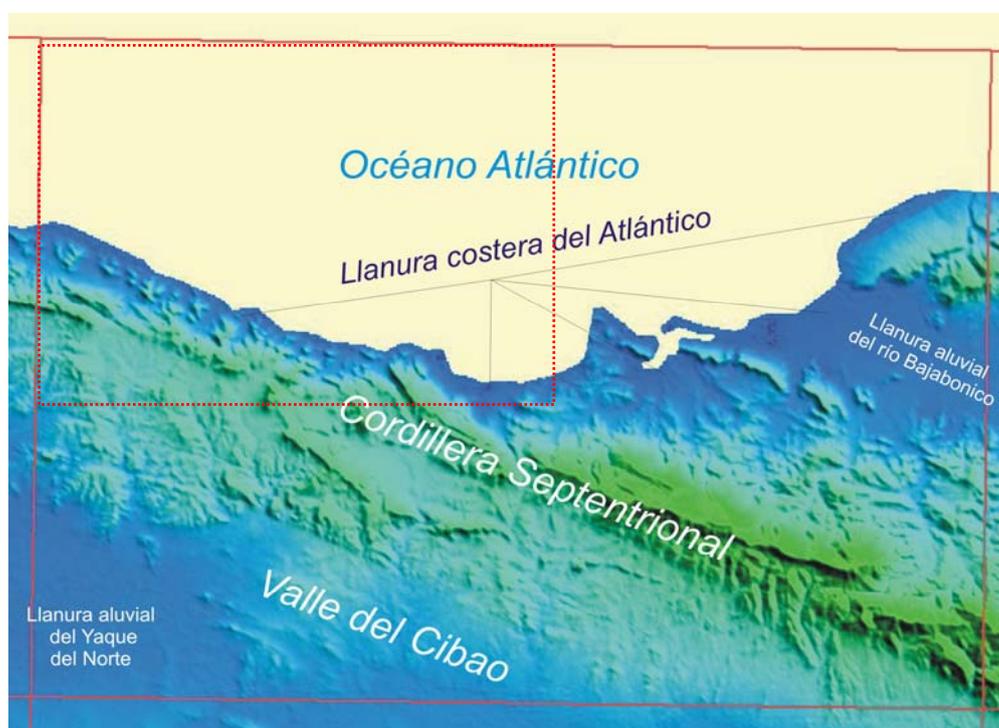


Figura 5.1. Modelo Digital del Terreno mostrando las principales unidades geomorfológicas de la Hoja a escala 1:100.000 de La Isabela (Fuente MDT: SRTM). El recuadro punteado marca la situación de la Hoja de Buen Hombre.

### 5.1.1. 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.

Las formas estructurales en la Hoja de Cacao quedan representadas por crestas y escarpes estructurales en capas monoclinales y adquieren notable importancia morfogénica. Las estribaciones de la Cordillera Septentrional quedan marcadas por prominentes escarpes, relacionados mayoritariamente con las formaciones calizas de la Fm Gran Manglé.

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, sobre todo en el SE de la Hoja, asociadas a las calizas recristalizadas de la Fm Villa Trina y las calizas, grauvacas y tufitas de la Unidad El Cacheal que forman la Loma de los Granadillos.

### 5.1.2. Estudio del modelado

#### 5.1.2.1. Fluvial y de escorrentía superficial

Las formas fluviales y de escorrentía superficial que aparecen en esta Hoja son las siguientes: incisión lineal, fondos de valle, conos de deyección y abanicos deltaicos.

Ocupan una gran superficie de la parte cartografiada en la Hoja, con una amplia distribución. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen, en su mayoría, los ríos y riachuelos que van a desembocar al océano Atlántico, de los cuales, el más importante es la Cañada del Muerto, situado en el extremo NW del límite cartografiado en la Hoja. En el sector sur-oriental nacen varios ríos y riachuelos que se dirigen hacia el sur, donde se encuentra el río principal, el Yaque del Norte.

Los fondos de valle aparecen en los ríos menores que vierten sus aguas directamente al Atlántico. 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, de arrollada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

También tienen bastante representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos en dirección N, hacia el Atlántico, al pie de los relieves de las estribaciones montañosas 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. Las dimensiones de estos conos en la Hoja alcanzan escasas dimensiones. Además, en la zona SE también se ha desarrollado un pequeño abanico deltaico.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y la llanura costera Atlántica.

#### 5.1.2.2. Formas gravitacionales

Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Los encontramos asociados, mayoritariamente, a las vertientes que discurren hacia los arroyos y cañadas que desembocan en el océano, asociados también al desarrollo de los fondos de valle formados mediante erosión y sedimentación fluvial.

#### 5.1.2.3. Litorales

Son formas estrictamente relacionadas con la franja costera. La llanura costera en la Hoja no adquiere gran extensión, debido a la presencia de la Cordillera Septentrional en las zonas proximales a la costa, por lo que el desarrollo de cordones litorales es escaso. Los

de mayor escala se limitan a la costa de Buen Hombre, donde también se han cartografiado playas de arena.

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. Son, por tanto, terrenos planos pantanosos. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales y lagunas mareales, consecuencia del efecto del cordón y de la tendencia ascendente de la región con respecto al nivel del mar.

#### 5.1.2.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción

Se trata de formas aluviales-coluviales en el NW de la Hoja, formados por la acumulación de sedimentos procedentes de procesos fluviales y gravitacionales. Se encuentran asociados a las vertientes de los ríos que siguen su curso hacia el sur.

## 5.2 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 actividad tectónica reciente, 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 en el ámbito de la hoja 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. A la vez la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante el 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.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por la acumulación sedimentaria en el Valle del Yaque. 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 tectónica, 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.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

### 6.1. Introducción

La historia geológica de la Hoja de Buen Hombre 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-Viruete *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-Viruete *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 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; Pindel y 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 con una

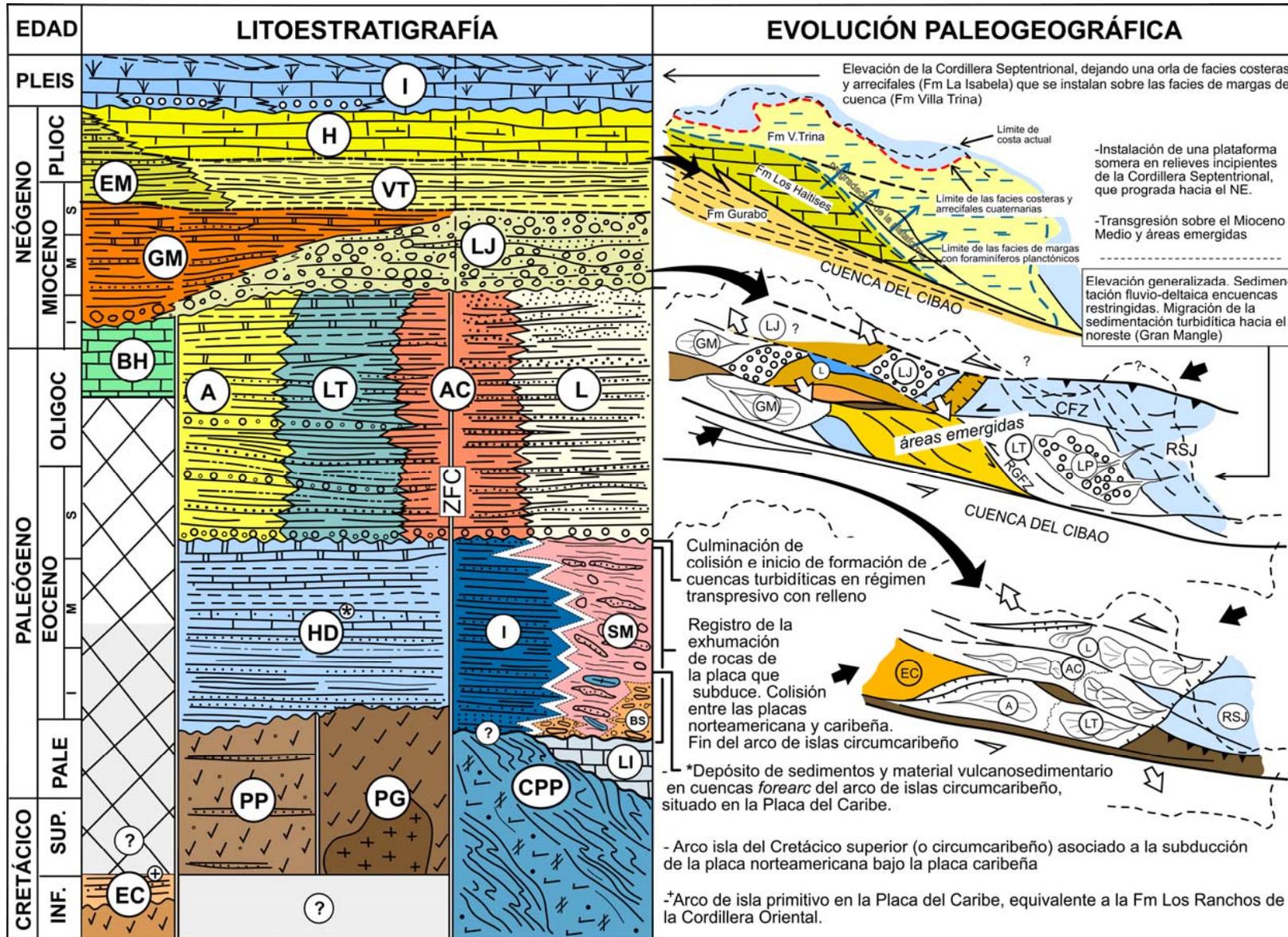
posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción.

- *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 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.

## 6.2. Historia Geológica en la Hoja de Buen Hombre

Las rocas de la Cordillera Septentrional en este sector registran, de forma discontinua, 120 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde su inicio como un arco de islas intraoceánico hasta su colisión oblicua con la placa de Norteamérica y su traslación a lo largo de fallas de desgarre, paralelas al límite de placas (Figura 6.1).

Los materiales más antiguos aflorantes en la hoja corresponden a los basaltos de Buen Hombre y a la Unidad de El Cacheal, de edad Cretácico inferior. Estas unidades registran la formación de un arco de islas volcánico, con un contenido bimodal de sílice, sobre la corteza de la placa del Caribe. En el estadio inicial se acumularon lavas basálticas en aguas profundas y, posteriormente, lavas y materiales sedimentarios y volcanosedimentarios en aguas algo más someras derivados de la erosión de los relieves volcánicos formados en la etapa de arco primitivo. Es probable que estos depósitos fueran afectados por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina. El Cretácico superior y la mayor parte del Paleógeno no están registrados en la Hoja, sin que aflore ningún material que se puedan asociar al desarrollo del arco isla circuncaribeño del Cretácico superior-Paleógeno, a la exhumación de rocas de alta presión y serpentinitas relacionados con la subducción entre las placas norteamericana y caribeña, o a la colisión entre estas placas en el Eoceno superior. En esta última etapa, el régimen de convergencia oblicua genera importantes relieves y cuencas con fuerte subsidencia, que albergan potentes sucesiones sedimentarias de carácter turbidítico y olistostrómico.

---

Figura 6.1. 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.

Los únicos depósitos de edad Oligoceno están representados por las calizas de la Unidad Buen Hombre, que registran la instalación de plataformas someras, carbonatadas, sobre los relieves cretácicos elevados durante la fase tectónica previa. El desarrollo de este tipo de facies es común en toda la cordillera para el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior, cuando muchas unidades muestra características somerizantes, registrándose un gran desarrollo de facies calcareníticas, en una etapa de calma tectónica”, donde los procesos eustáticos pudieron jugar un papel determinante en el control de estas cuencas.

Durante el Mioceno inferior al superior tiene lugar, al Norte de la Falla de Los Cayucos, el depósito de una serie turbidítica, la Unidad Gran Manglé, equivalente lateral y distal de Unidad La Jaiba, que cubre los materiales de las cuencas turbidíticas de edad Eoceno superior-Mioceno inferior de la Cordillera.

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, salvo en la región más occidental, hacia donde se produce en esta etapa la migración de las áreas subsidentes y donde se albergan sucesiones turbidíticas para esta edad. 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 desarrolladas sobre estructuras en flor negativas que se forman a la vez que sus flancos cabalgan sobre ellas. Más hacia el oeste, estas facies deltaicas pasan a facies de carácter turbidítico, desarrollándose fundamentalmente en la región entre Punta Rucia y Montecristi (Und Gran Mangle), significando que la migración lateral de las cuencas turbidíticas continúa hacia la región occidental de la Cordillera Septentrional.

En el Mioceno superior se registra una nueva discontinuidad y la instalación de materiales marinos y costeros, inicialmente de cierta profundidad (margas de la Fm Villa Trina), sobre las unidades anteriores, o incluso directamente sobre paleorrelieves que se encontraban emergidos durante una transgresión regional de gran importancia. Parece que la inundación fue continuada en todo el sector occidental de la Cordillera Septentrional. En otras zonas, como en Buen Hombre, esta transgresión se registra

mediante la instalación de sistemas costeros de sedimentación mixta siliciclástico/carbonatada. Considerando el escaso relieve en la Hoja, su posición alejada y periférica con respecto a la cordillera, o que esta unidad se encuentra pinzada entre fallas en la Hoja y que su lugar de procedencia debe situarse varios kilómetros hacia el sureste, no es descartable que en esta zona se depositaran exclusivamente margas de plataforma externa y que fuesen erosionadas posteriormente en el cuaternario tras la emersión de la cordillera.

Al mismo tiempo, durante el Mioceno medio y superior en la Cuenca del Cibao tiene lugar el depósito de una potente serie turbidítica siliciclástica con aportes procedentes de la Cordillera Central, la Unidad de Montecristi. En algún momento del Mioceno superior los aportes turbidíticos cesan y se depositan margas de cuenca de la Unidad Isabel de Torre y de El Morro, registrando la pulsación transgresiva antes mencionada, bien reconocida en el resto de la Cuenca del Cibao (Fm Gurabo) y en la Cordillera Septentrional (Fm Villa Trina).

Durante la parte final del Mioceno y, sobre todo, en el Plioceno inferior, tiene lugar el depósito de una nueva serie turbidítica, representada por la parte superior de la Unidad. El Morro, esta vez con aportes procedentes de una plataforma carbonatada probablemente situada hacia el Norte. La llegada de aportes a zonas profundidades de la cuenca mediante el desarrollo de estos sistemas turbidíticos representa la culminación de un ciclo regresivo, que se inicia en el Mioceno superior, y que queda registrado también en la cordillera con la instalación de una extensa plataforma carbonatada y sistemas arrecifales integrados dentro de la Unidad Los Haitises.

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. Por un lado las facies marinas se restringen a una orla litoral subparalela a la línea de costas actual y, al mismo tiempo, en la otra vertiente (sector meridional de la Cordillera Septentrional) se produce la continentalización de la Cuenca del Cibao, a la que le llegan los aportes aluviales de los abanicos producidos por los relieves recién creados en la Cordillera Septentrional, marcando el inicio del levantamiento, producido entre el final del depósito de la Fm Mao.

La actuación de la mayoría de las fallas presentes en la zona se inició en algún momento del Plioceno medio o incluso superior. La emersión de la zona se produjo ya en el Pleistoceno, como atestiguan los grandes abanicos aluviales antiguos presentes en las

hojas vecinas de Villa Vázquez o El Mamey. La actividad tectónica de la zona continuó de forma ininterrumpida hasta la actualidad con movimientos diferenciales de bloques y producción de terremotos en épocas históricas. 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.

## **7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **7.1. Hidrogeología**

#### 7.1.1. Hidrología y climatología

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de 26°C. No existen estaciones climáticas dentro de la Hoja de Buen Hombre ni en sus cercanías. La más próxima es la de El Cercadillo, localizada en la Hoja del Mamey, más de 20 km al SSE de la Hoja. La precipitación anual media dentro de la Hoja es de las más bajas del país, con valores anuales muy inferiores a los 600 mm. La precipitación media anual recogida en toda la cuenca para un año medio es de 342 mm, aunque en la Hoja de Buen Hombre en concreto los valores de valores de lluvia útil deben ser aún inferiores dada su extrema aridez. La vegetación es de tipo bosque seco tropical, dominando claramente la Acacia espinosa y las cactáceas sobre el resto de grupos.

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 y que forman parte de la denominada Cuenca Costera. El drenaje es de tipo dendrítico, con una densidad fina. No existen estaciones de aforo dentro de la Hoja. La más cercana está localizada en el Río La Jaiba, a más de 25 km, en la Hoja del Mamey, en una zona algo menos árida, y registra una precipitación media anual de 0,01 m<sup>3</sup>/seg.

#### 7.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja se incluyen dentro de la subunidad hidrogeológica de la Cordillera Septentrional denominada Luperón-Guayacanes. A esta subunidad se le estima una extensión de 545,2 km<sup>2</sup> de materiales permeables y 1066,8 km<sup>2</sup> de materiales impermeables y está abierta directamente al mar hacia el Norte.

Los basaltos descritos en el sector central de la Hoja de Buen Hombre carecen de interés hidrogeológico ya que, aunque pueden presentarse algo fracturados, su permeabilidad es baja. Además, se encuentran cubiertos por un suelo bastante bien desarrollado, de naturaleza lutítica, que hace que disminuya aún más su permeabilidad y evita la infiltración de las aguas de precipitación.

Una de las unidades de mayor interés hidrogeológico en la Hoja es El Cacheal. Los materiales cretácicos de esta unidad presentan una intensa fracturación y, en algunos tramos sedimentarios, una porosidad primaria intergranular moderada. Por esto en el esquema hidrogeológico se le ha asignado una permeabilidad media-baja y podría constituir un acuífero de interés.

Las brechas basales, fundamentalmente carbonatadas, que definen la base de la Unidad Gran Manglé presentan en superficie una elevada porosidad intergranular y están ligeramente afectados por fracturación, por lo que se les ha asignado en el esquema hidrogeológico una permeabilidad media. En principio podrían constituir un acuífero de interés, aunque su pequeña extensión cartográfica le resta relevancia.

El resto de la Unidad Gran Manglé, así como las unidades de Isabel de Torre y de El Morro tienen un componente litológico fundamentalmente margoso que las hace poco permeables; si bien las fracturas que afectan a estas unidades podrían dar lugar a una permeabilidad de fracturación, esta sería en principio muy baja y su interés hidrogeológico escaso.

Por otro lado, las calcarenitas y calizas de la parte alta del Morro y las calizas de la Unidad de Buen Hombre suelen aparecer fracturadas y ligeramente karstificadas, por lo que su permeabilidad se estima como media. Esta circunstancia, unido a su poco espesor, disminuye notablemente su potencial como material acuífero.

A la Unidad de Montecristi se le ha asignado en el esquema hidrogeológico un valor de permeabilidad medio, fundamentalmente por porosidad intergranular. La distribución de esta permeabilidad dentro de la unidad es muy irregular, ya que existen niveles lutítico-margosos prácticamente impermeables junto con tramos arenosos e incluso conglomeráticos con porosidades elevadas. La presencia dentro de la serie de potentes megacapas de origen turbidítico con porosidades elevadas, al menos en superficie, junto con la existencia de niveles relativamente impermeables, hace esta serie especialmente interesante desde el punto de vista hidrogeológico.

Los materiales cuaternarios presentes en la hoja presentan escaso interés hidrogeológico a pesar de su elevada permeabilidad. Por una parte los depósitos próximos a la línea de costa poseen con seguridad una fuerte contaminación por aguas marinas y, por otra, los depósitos cuaternarios situados más al interior, sobre todo fondos de valle, piedemontes y abanicos aluviales, tienen un volumen de almacenamiento muy escaso.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA	UNIDADES CARTOGRAFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCENO- HOLOCENO	Humedales	14 y 15	Lutitas	Muy baja	Sin acuíferos significativos
	Coluvión, abanico aluvial, piedemonte, fondo de valle y cordón litoral	10, 11, 12, 13 y 16	Gravas, arenas y lutitas	Medio-alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad media
NEÓGENO	Unidad El Morro	9	Calizas detríticas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos
	Unidad El Morro	8	Margas y calizas detríticas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos
	Unidad Montecristi	7	Grauvacas y limolitas	Medio por porosidad intergranular y fracturación	Acuitado y acuíferos confinados de productividad baja
	Fm Villa Trina	6	Margas y arenas con intercalaciones de calizas	Baja por porosidad intergranular	Acuíferos confinados de productividad baja
	Unidad Gran Manglé	4 y 5	Margas, calizas detríticas y conglomerados	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos
	Unidad Buen Hombre	3	Calizas	Medio por fracturación y karstificación	Acuíferos libres de baja productividad
OLIGO CENO	Unidad El Cacheal	2	Basaltos, calizas, grauvacas y tobas	Medio-baja por fracturación	Acuíferos confinados puntuales en tramos más permeables.
	Basaltos	1	Basaltos	Baja	Sin acuíferos significativos
CRETÁCICO INFERIOR					

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Buen Hombre.

## 7.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Buen Hombre se reducen a varias explotaciones de áridos (conglomerados y areniscas) para carreteras, de pequeñas dimensiones, que se concentran en los materiales cretácicos de El Cacheal o en los depósitos miocenos del Gran Manglé.

Se han descritos algunas mineralizaciones de sulfuros asociados a alteración hidrotermal en los basaltos y materiales sedimentarios cretácicos, si bien estas son de poca intensidad y parece carecer de un suficiente interés económico como para justificar su investigación.

NÚMERO	COORDENADAS (WGS84)		FM / UND	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	243226	2197589	Gran Manglé	Calizas y calcarenitas	Inactiva	Pequeño	Ari
2	241904	2199655	Cacheal	Litoarenitas y tufitas	Inactiva	Pequeño	Ari

Tabla 7.2. Explotaciones de Rocas Industriales en la Hoja de Buen Hombre.

### 7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

Solo se han registrado dos pequeñas canteras, actualmente inactivas, en el ámbito de la hoja.

#### 7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Las sustancias explotadas corresponden a Calizas y calcarenitas de la formación Gran Manglé y a tufitas y litoarenitas de la formación Cacheal. En ambos casos, su utilización ha sido local, en función de los trabajos de apertura y reparación de los caminos.

### 7.2.2. Potencial minero

El potencial, grande en recursos, está limitado a la necesidad local de los préstamos para la reparación de la red vial y, eventualmente, a la construcción de viviendas.

## **8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO**

### **8.1. 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.

### **8.2. Relación de los L.I.G.**

La hoja de Buen Hombre 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 estos se encuentren transitables ya que sus condiciones no son siempre tan buenas como cabría desear.

### **8.3. Descripción de los Lugares**

Se describen dos L.I.G. y ambos coinciden con afloramientos situados en la vertiente norte de los relieves que configuran la Cordillera Septentrional en esta zona. Su interés principal es casi exclusivamente estratigráfico y sedimentológico, pero también puede

poseer cierto interés petrológico y paleontológico. Por su posible utilización se pueden catalogar como divulgativos y científicos, pero en ningún caso turístico.

### 8.3.1. L.I.G. N° 1. Los sistemas costeros de sedimentación mixta detrítico-carbonatados de la Fm Villa Trina en la carretera a Buen Hombre

Este L.I.G. es un itinerario básico que transcurre por la mitad de la hoja con accesos relativamente buenos, siempre por carretera. Su interés principal es estratigráfico y sedimentológico y, de forma muy subordinada, paleontológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y por su influencia local.

El acceso a los afloramientos es muy sencillo a través de la carretera que comunica el pueblo de La Cana con el de Buen Hombre mediante un camino asfaltado, generalmente muy poco transitado, aunque muy bacheado y con una inclinación muy pronunciada hacia el mar. En este camino es posible realizar un corte muy completo en el que es posible apreciar en varios puntos las características de las facies de la Unidad Villa Trina y sus cambios laterales y verticales de facies.

La principal importancia de este corte radica en que se observa como se alternan facies de naturaleza siliciclástica, representativas de ambiente de sedimentación costero, con facies arrecifales. La reconstrucción de secuencias sedimentarias permite inferir la llegada de avenidas de sedimentos groseros, desde ríos procedentes de la Cordillera Central, hasta zonas de sedimentación costera restringida (*lagoons/bahías*) y la instalación intermitente de sistemas arrecifales que podrían registrar pequeña pulsaciones transgresivas y/o paradas en la sedimentación siliciclástica. La estabilización posterior del nivel del mar conduce a una nueva instalación de pequeños sistemas deltaicos en la costa y a la destrucción de estos arrecifes.

### 8.3.2. L.I.G. N° 2. Los materiales del arco volcánico primitivo intraoceánico cretácico de la Unidad El Cacheal en la Loma de Los Granadillos

Este L.I.G. es otro itinerario básico, en este caso por el sector occidental de la hoja, siguiendo la ladera norte de la Loma de Los Granadillos. Su acceso es algo más complicado y debe realizarse en automóvil por pistas que, en general, se encuentran en bastante mal estado. Su interés principal es estratigráfico y petrológico. De forma subordinada, puede poseer cierto interés estructural. Por su posible utilización se puede

catalogar como científico y por su interés regional, ya que constituyen los afloramientos más occidentales del arco isla del Cretácico inferior.

El acceso a este itinerario se realiza mediante el camino que parte en la aldea de El Manantial, atraviesa la Loma de Los Granadillos y alcanza la playa del Gran Manglé y la Cañada del Muerto. A lo largo de este recorrido se cortan las facies grauváquicas y calizas depositadas por sistemas turbidíticos que alcanzaban zonas muy profundas y distales de la cuenca. En la Cañada del Muerto, casi al final de este itinerario, es posible observar intercaladas en la serie sedimentaria coladas de lavas basálticas, tobas y tufitas que registran la actividad magmática correspondiente a la formación del arco isla caribeño intraoceánico durante el Cretácico inferior. Esta es de las pocas evidencias de la existencia del arco primitivo en la Cordillera Septentrional, lo que confiere especial importancia.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- ARDÈVOL, L. (2004).** Informe Sedimentológico Proyecto SYSMIN-K. 49 pp.
- BARRETT, T.J., MACLEAN, W.H. (1999).** Volcanic sequences, litho geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings (Barrie C. T. y Hannington M.D., Eds.), 101-131.
- BERMÚDEZ, P. J. (1949).** Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratior of Foraminiferal Research, Special Publication, 25, p. 1-322.
- BERNARDEZ, E. (2004).** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 n° 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, v. 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. (1966).** Geology of the central Dominican Republic: Geological Society of America Memoir 98, p. 11–84.
- BOWIN C. (1975):** The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- BOWIN, C., NAGLE, F. (1982).** Igneous and Metamorphic Rocks of Northern Dominican Republic: Uplifted Subduction Zone: Transactions of the Ninth Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic 1,39-45.
- BRAGA, J.C. (2010).** Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- CALAIS E., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992b).** Strike-slip tectonic processes in the Northwestern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage), *Marine Geophys. Res.* 17, 63-95.
- 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.
- CEPECK, P., WEISS, W. (1991).** List of rock samples and biostratigraphic age determinations from Dominican republic 1984-1989. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe-Federal Institute For Geosciences and Natural Resources. Abril 1991, Inédito.
- 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.
- CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J., GREEN, D.H. (1989).** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A. J. ed. *Boninites*, Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)
- 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.

**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. and 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 Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 143-170.
- 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, p. v-xvi.
- DONNELLY T.W. (1973):** Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.
- DONNELLY T.W. (1989).** Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.
- DONNELLY T.W., (1994).** The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, p. 41-64.
- DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D. (1990).** History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (DENGO, G. y CASE, J. Eds.). Geol. Soc. America. Boulder, Colorado, Vol. H, 339-374.
- 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(12), 1143-1146.
- DRAPER G., LEWIS J.F. (1991).** Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 29-45.
- DRAPER G., NAGLE F. (1991).** Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.

- 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: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (ed.), *Caribbean Geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 2, 619-629.
- EBERLE, W., HIRDES, W., MUFF, R., PELAEZ, M. (1982).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). *Transaction of the 9th Caribbean Geology Conference*. Santo Domingo. 619-632.
- EBERLE, W., MOLLAT, H. (1991).** Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Santo Domingo, Republica Dominicana, Servicio Geológico Nacional.
- 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. *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 magmática 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 ácidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana. *Boletín Geológico 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. (2006a).** 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. (2006b).** 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., FRIEDMAN, R. PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (2009).** U-Pb constraints on the timing of igneous and metamorphic events in the Rio San Juan complex, northern Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.

**ESCUDER VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008a).** 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. (2008b).** 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.
- EVANS, C.C. (1986).** Facies evolution in a Neogene transpressional basin: Cibao Valley, Dominican Republic: Unpub. Ph.D. thesis, University of Miami, Florida, 222
- 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 República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.
- GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LEPINAY 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: Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P. (eds.), *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 183-205.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J., ARDÉVOL 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., ARDÉVOL ORÓ, LL., PÉREZ ESTAÚN, A. (2007b).** La estructura de la sierra de Neiba, margen norte de la sierra de Bahoruco, 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., ARDÉVOL, 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., 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., 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., RUSSELL, N., 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., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., CUMMING, G.L. (1990a).**

Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic, in Mann, P., *et al.*, eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper 262, 187-201.

**KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., FONDEUR, L. (1990b).** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic, in Mann, P., *et al.*, eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: 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.

**KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2007).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos* 103, 106-137.

**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.

- 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).** Résumé of geology in Hispaniola. In: 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, v. H: 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: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. 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 pp.
- LEWIS J.F., PERFIT, M., HORAN, S., DIAZ DE VILLAVILLA, A. (1995):** Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, 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 Barbuíto deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (Eds.). *VMS deposits of Latin America. 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*. v. 37 (2002), n° 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.

**MAIER, K. L., KLAUS, J. S., MCNEILL D. F., BUDD A. F. (2007).** A late Miocene low-nutrient window for Caribbean reef formation? *Coral Reefs* 26(3), 635-639.

**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. (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., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991a):** 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. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper* 262, 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., AND HUÉRFANO, V. (2004).** Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: *Eos. Transactions, American Geophysical Union* 85, 8.
- 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.; 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.
- 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., SYKES, L.R. (1969).** Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.* 80, 1639–1684.
- NAGLE F. (1979).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geological Society, compiled and edited by B. Lidz and F. Nagle, p. 1-28.
- NAGLE, F. (1966).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral (inérita). Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.
- NAGLE, F. (1972).** Rocks from seamunts 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 Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: Hispaniola; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic (Lidz B., Nagle F. Eds.) Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA).

- PEARCE, J.A. (1983).** The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Hawkesworth, C.J., Norry M.J., Eds.). Nantwich, Shiva, 230-249.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. G. (1984).** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- PEARCE, J.A., PARKINSON, I.J. (1993).** Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: Magmatic processes and plate tectonics (Pritchard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Nearly C.R., Eds.). Geological Society of London Special Publication 76, 373-403.
- 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., eds.), 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 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, 97-114.

- PINDELL, J. L., AND L. KENNAN, (2006a).** Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4: Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.
- PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006b).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta*, 4, 303-341.
- 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), 1-60. Geological Society of London, Special Publication.
- 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.
- 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.
- REDMOND, B. (1982).** The Tertiary of the Central Cordillera Septentrional. *Trans. 9th Caribbean Geol. Conf.*, Santo Domingo 1: 199-210.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- SHERVAIS, J.W. (1982).** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- 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. Y FRIEDMAN R., (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the*

---

Ocean Basins (Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds.). Geological Society, Special Publication No. 42, 313-345.

**TAYLOR, R.N., NESBITT, R.W. (1995).** Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan. In: Volcanism associated with extension in consuming plate margins (Smelie, J.L. Ed.). Geological Society London Special Publication 81, 115-134.

**VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P., AND CALKINS, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geol. Dominican Republic Mem 1, 268 pp.

**VOLKES, E. H. (1989).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). Bulletins of American Paleontology 97, 5-94.

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

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