



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**POLO
(5970-III)**

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. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Fernando Moreno (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: Sierra de Bahoruco
- 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 Polo se encuentra situada en el extremo occidental de la Península de Bahoruco, al suroeste de La Española, incluyendo parte de la Sierra de Bahoruco y en ella se encuentran representadas principalmente rocas carbonatadas del Terciario ampliamente desarrolladas en la Sierra de Bahoruco, junto con rocas volcánicas sedimentarias del Cretácico Superior.

En esta hoja, las rocas más antiguas que afloran corresponden a basaltos y doleritas del Cretácico Superior, que junto con unas unidades de areniscas y calizas (Fm Río Arriba), afloran en el núcleo anticlinal de Las Auyamas y Río Arriba. Por encima, discordantes se encuentran unas calizas con algas rojas, muy típicas de la región, que tienen un amplio desarrollo en el Eoceno Medio y Superior (Ud. de Polo). Estas calizas pasan lateralmente y por encima a calizas micríticas con nódulos de sílex, encuadradas dentro del miembro inferior de la Fm Neiba. Por encima de ambas unidades se encuentran las calizas margosas y margas, con niveles y nódulos de sílex de la Fm Neiba (mb superior), que transicionan hacia arriba hacia las calizas beige de Barahona. Por último, por encima de las calizas de Barahona, por medio de una superficie de omisión se encuentra una unidad de calizas nodulosas y alabeadas, de tonos rosados, que a techo desarrolla unas calizas masivas, blancas muy recristalizadas con un paleokarst relleno de bauxita y brechas cementadas (Ud. de Maniel Viejo).

La estructura de la hoja de Polo se caracteriza por la presencia de numerosos pliegues, que en general siguen una directriz NO-SE. En la parte central de la Hoja, la actuación de algunas fallas, de régimen izquierdo (Falla El Limonal), junto con el reconocimiento cartográfico de dos zonas de cizalla en el basamento que afectan a la cobertera (zona de cizalla de Polo y de Arroyo Dulce), provocan la rotación de los ejes de los pliegues y una doble inmersión de los mismos. Otras estructuras importantes son el Anticlinal de la Loma de la Torre, de Las Auyamas y de Los Pinos. En cuanto a las fallas, destaca el sistema de fallas verticales del Pelempito y la falla normal de la Sabana los Candelones.

El Cuaternario está representado básicamente por materiales de alteración y productos de descalcificación debido a la gran influencia de procesos kársticos que tienen lugar en las formaciones calcáreas presentes en la región, de las cuales destacan los depósitos de bauxita de la Unidad de Maniel Viejo.

ABSTRACT

Polo sheet is located at the western end of the Bahoruco Peninsula, southwest of La Española, and includes part of the Sierra de Bahoruco. Tertiary carbonate rocks are mainly represented and are widely developed in the Sierra de Bahoruco, together with volcanic sedimentary rocks of Upper Cretaceous age.

In this sheet, the oldest rocks that outcrop correspond to Upper Cretaceous basalts and dolerites, together with some sandstone and limestone units (Rio Arriba Fm), cropping out in Las Auyamas and Rio Arriba anticlines. Red algae limestones that develop extensively in the Middle and Upper Eocene and which are typical of the region overlie discordantly over these rocks (Polo unit). These limestones transition laterally and upward to micritic limestones with chert nodules, comprising the lower member of the Neiba Fm. On top of both units there are marly limestones and marls with chert levels and nodules, belonging to the upper member of Neiba Fm that transition gradually upward to the beige limestone of the Barahona unit. Lastly, above an omission surface at the top the Barahona unit a warped, pinkish, nodular limestone unit transitioning upward to massive, recrystallized, white limestone is found (Maniel Viejo unit) displaying a well-defined paleokarst filled with bauxite and cemented breccias.

The structure of the Polo sheet is characterized by the presence of numerous folds that generally follow a NW-SE trend. In the middle of the sheet the effects of several left-lateral faults (El Limonal Fault) along with the presence of two shear zones in the basement that affect the cover (Polo shear zone and Arroyo Dulce shear zone) cause the rotation and double dip of folds axes. Other important structures are the Loma de la Torre, Las Auyamas and Los Pinos anticlines. In addition, other fault systems that stand out are the Pelempito vertical fault zone and the Sabana de los Candelones normal fault.

Quaternary deposits correspond mainly to red clays and other altered rocks that are products of decalcification resulting from the strong influence of karst processes that occur in limestone formations in the region, among which the Maniel Viejo unit bauxite deposits stand out.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	1
1.2. Situación geográfica	4
1.3. Marco Geológico	6
<u>1.3.1 Geología de La Española</u>	<u>6</u>
<u>1.3.2 Macrounidades geológicas</u>	<u>8</u>
<u>1.3.3 Macroestructura de La Española</u>	<u>13</u>
<u>1.3.1 Historia Geológica de La Española</u>	<u>13</u>
1.4. Antecedentes	17
2. ESTRATIGRAFIA	21
2.1 Cretácico	30
<u>2.1.1 Cretácico Superior</u>	<u>30</u>
2.1.1.1 Fm. Dumisseau. Basaltos, doleritas y tufitas (1). Cretácico Superior. K ₂	30
2.1.1.2 Fm. Río Arriba. Calcarenitas anarajandas (2). Cretácico Superior. K ₂	31
2.1.1.3 Fm. Río Arriba. Calizas grises con sílex (3). Cretácico Superior. K ₂	32
2.1.1.4 Fm Río Arriba. Areniscas oscuras (4). Cretácico Superior. K ₂	33
2.2 Terciario	34
<u>2.2.1 Eoceno medio-Oligoceno</u>	<u>34</u>
2.2.1.1 Unidad de Polo. Calizas masivas con rodolitos (5). Paleoceno?-Eoceno inf. P ₁ -P ₂ ¹	34
2.2.1.2 Fm Neiba. Calizas masivas y tableadas (6). Eoceno superior-Oligoceno. P ₂ ¹ -P ₃ ¹	36
2.2.1.3 Unidad de Aceitillar. Calizas masivas y bioclásticas (8). Eoceno superior- Oligoceno. P ₂ ¹ -P ₃ ¹	38

<u>2.2.2 Oligoceno-Mioceno Superior</u>	39
2.2.2.1 Fm Neiba. Calizas margosas y tableadas con silex (7). Oligoceno-Mioceno Inferior. P ₃ ¹ -N ₁ ¹	39
2.2.2.2 Unidad de Barahora. Calizas masivas beige (9). Mioceno Inferior-Superior. N ₁ ¹⁻³	41
2.2.2.3 Unidad de Maniel Viejo. Calizas nodulosas rojas y calizas masivas rosadas (10). Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N ₁ ³ -N ₂ ¹	42
<u>2.2.3 Plioceno</u>	44
2.2.3.1 Calizas marrones con gasterópodos (11). Plioceno Superior. N ₂ ²	44
2.2.3.2 Brechas calcáreas con matriz roja, localmente arcillas rojas y bauxita (12). Plioceno. N ₂ ²	44
2.3 Cuaternario	45
<u>2.3.1 Depósitos de origen gravitacional</u>	45
2.3.1.1. Deslizamientos, derrumbes y flujos. Lutitas, cantos y bloques. (22). Holoceno. Q ₄	46
2.3.1.2. Coluviones (23). Cantos, arenas y lutitas. Holoceno. Q ₄	46
<u>2.3.2 Depósitos de origen fluvial</u>	47
2.3.2.1. Conos de deyección antiguos. Gravas, arenas y lutitas (13). Pleistoceno. Q ₁₋₃	47
2.3.2.2. Terrazas. Gravas y arenas (14). Pleistoceno. Q ₁₋₃	48
2.3.2.3. Conos de deyección y abanicos aluviales recientes. Gravas, arenas y lutitas (16). Holoceno. Q ₄	48
2.3.2.4. Fondos de valle. Gravas, arenas y lutitas (20). Holoceno. Q ₄	48
<u>2.3.3. Materiales producidos por meteorización química</u>	48
2.3.3.1. Fondos de dolina. Arcillas de descalcificación (15). Holoceno. Q ₄	48
<u>2.3.4. Depósitos de origen poligénico</u>	49
2.3.4.1. Arcillas rojas con cantos. Aluvial-coluvial (19). Holoceno. Q ₄	49
2.3.4.2. Brechas calcáreas cementadas (18). Holoceno. Q ₄	49
3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS	50

3.1 Introducción	50
3.2 Contexto geológico.....	51
<u>3.2.1. La provincia ígnea caribeña</u>	<u>51</u>
3.3 Petrología de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco	53
<u>3.3.1. Basaltos microporfídicos con olivino</u>	<u>54</u>
<u>3.3.2. Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno</u>	<u>55</u>
<u>3.3.3. Basaltos porfídicos con clinopiroxeno y plagioclasa</u>	<u>56</u>
<u>3.3.4. Basaltos andesíticos con plagioclasa.....</u>	<u>57</u>
<u>3.3.5. Basaltos y basaltos andesíticos afaníticos, fluidales y vesiculares</u>	<u>58</u>
<u>3.3.6. Brechas y microbrechas líticas basálticas mono y poligenéticas</u>	<u>59</u>
<u>3.3.7. Tobas vítreas de grano grueso.....</u>	<u>60</u>
3.4 Geoquímica de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco	61
<u>3.4.1. Toleítas pobres en Ti (tipo I).....</u>	<u>61</u>
<u>3.4.2. Basaltos ricos en Ti (tipo II).....</u>	<u>61</u>
<u>3.4.3. Basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (tipo III)</u>	<u>62</u>
4.TECTONICA.....	66
4.1 Contexto Geodinámico de La Española	66
4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio.....	68
<u>3.2.1. El margen septentrional de la Sierra de Bahoruco.....</u>	<u>70</u>
<u>3.2.2. La Cresta de Beata.....</u>	<u>70</u>
<u>3.2.3. Grandes estructuras de la Península de Bahoruco.....</u>	<u>70</u>
3.2.3.1. Pliegues	72
3.2.3.2. La fracturación	72
4.3 La estructura de la Hoja de Polo	77
4.4. Interpretación y evolución tectónica de la zona de estudio	78
<u>4.4.1. Edad de la deformación.....</u>	<u>80</u>

5. GEOMORFOLOGÍA	82
5.1. Análisis geomorfológico	82
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>82</u>
5.1.1.1. Formas estructurales	82
<u>5.1.2. Estudio del modelado.....</u>	<u>84</u>
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	84
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	85
5.1.2.3. Formas por meteorización química.....	86
5.1.2.4. Formas poligénicas.....	87
5.2. Evolución e historia geomorfológica	87
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	90
6.1. El <i>plateau</i> oceánico del Cretácico superior.....	91
6.2. La cuenca del Paleógeno al Mioceno Superior.....	92
6.3. La cuenca del Mioceno Superior al Plioceno	95
6.4. La Sierra de Bahoruco del Pleistoceno al Holoceno	97
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	99
7.1. Hidrogeología	99
<u>7.1.1. Climatología e hidrología.....</u>	<u>99</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología</u>	<u>100</u>
7.2. Recursos minerales	101
<u>7.2.1. Rocas industriales y ornamentales.....</u>	<u>101</u>
7.2.1.1. Descripción de las sustancias.....	102
<u>7.2.2. Potencial minero.....</u>	<u>102</u>
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	103
8.1. Introducción	103

8.2. Relación de los L.I.G.....	103
8.3. Descripción de los Lugares	104
<u>8.3.1. L.I.G. N° 1. Itinerario por el cañón del Arroyo Maniel Viejo</u>	<u>104</u>
<u>8.3.2. L.I.G. N° 2. Hoyo del Pelempito.....</u>	<u>105</u>
9. BIBLIOGRAFÍA.....	106

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión 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)

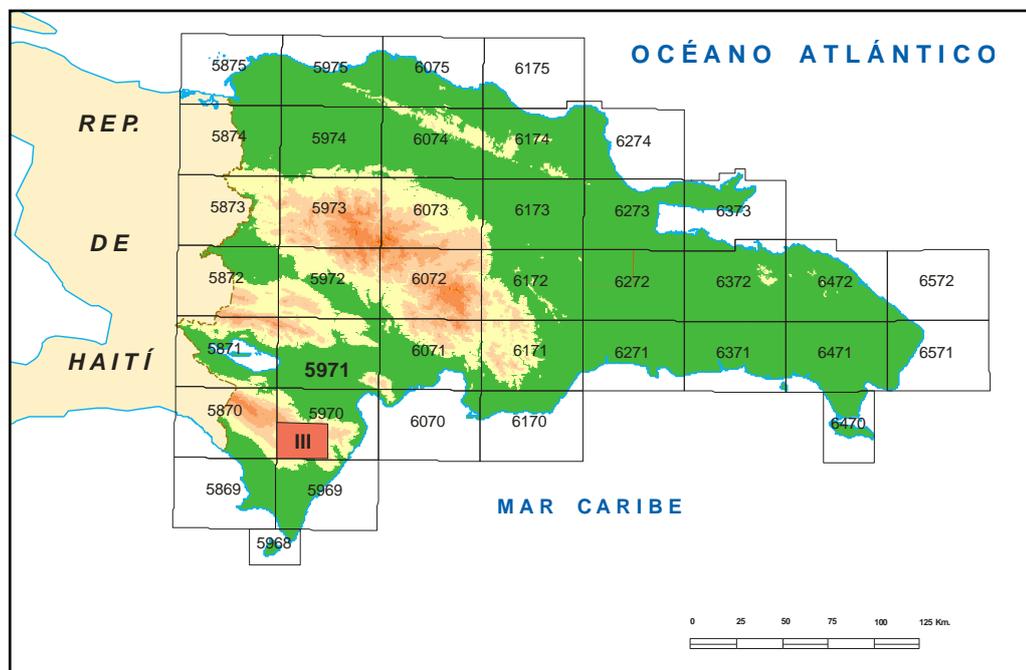


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:100.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Polo (5970-III)

Zona Sur:

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

Zona Suroeste:

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

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

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

La Sierra de Bahoruco, en este sector, se caracteriza por un relieve relativamente abrupto en la mitad septentrional de la hoja, con grandes barrancos y alineaciones montañosas que superan desniveles de más de 500 m. La mayor altura de la hoja se encuentra en la Loma de Los Pinos, en torno a los 1890 m. en el extremo noroccidental de la hoja (esquina NO), pero existen otras elevaciones importantes (Loma de la J6, 1670 m.; Loma de la Torre; 1455 m.), que hacen que la altura media de la hoja sea en torno a los 1000 m. Las alineaciones montañosas de la Sierra de Bahoruco, tienen una orientaci6n NO-SE, condicionando el relieve actual y en parte la red de drenaje, que b6sicamente se orienta paralela a los grandes relieves, con peque1os cursos que drenan estos relieves de forma perpendicular. En la mitad meridional de la hoja la altura media disminuye, y destaca la presencia de diversos poljes que cambian la fisiograf6a del paisaje siendo algo m6s suave y con menor desnivel (Sabana de la Primera Yerba, El Tunal). Tambi6n destaca, por su importancia areal, el polje del Pelempito, en este caso, tambi6n influenciado por una tect6nica importante en su borde sur (Fig 1.2).

Desde el punto de vista de la vegetaci6n, la regi6n se caracteriza por la presencia de dos tipos de vegetaci6n claramente diferenciados. Por un lado, en las zonas m6s elevadas de la Sierra de Bahoruco se encuentra una vegetaci6n dominada por un bosque tropical h6medo, con predominio de especies t6picas de bosques tropicales h6medos en las zonas monta1osas, mientras que en las zonas m6s bajas, en la mitad meridional, se encuentra un bosque arbustivo espinoso con gran desarrollo de especies de cayucos y guazabra.

La red fluvial est6 integrada b6sicamente por ca1adas y arroyos procedentes de la zona monta1osa, los cuales solamente llevan agua en 6pocas de lluvias excepcionales, a excepci6n de algunos cursos, que suele llevar agua pr6cticamente durante todo el a1o (R6o Arriba, Arroyo Las Auyamas). El r6o m6s importante de la hoja es R6o Arriba, en la parte septentrional de la hoja, y es pr6cticamente el 6nico curso que lleva agua durante todo el a1o. El R6o Arriba discurre con una orientaci6n sinuosa cuya envolvente es este-oeste y en su parte media gira hacia la orientaci6n SO-NE, para ir a desembocar a la Laguna de Rinc6n. De todos modos, estos sistemas fluviales, aunque no tengan agua todo el a1o pueden provocar fuertes inundaciones en tormentas fuertes y ciclones.

Sus habitantes se encuentran concentrados en las cercan6as de la poblaci6n de Polo, siendo una zona excepcionalmente muy poco poblada en comparaci6n con el resto del pa6s. Los n6cleos de poblaci6n m6s destacados son, Polo, Las Auyamas, Los Arroyos y Los Charquitos, estando m6s del 90 % de la hoja deshabitada. Se trata de una zona muy

deprimida desde el punto de vista económico, y su principal fuente de ocupación es la agricultura de subsistencia, pobremente desarrollada en algunos conucos en la Sierra de Bahoruco. Esporádicamente existen plantaciones intensivas de café, pero arealmente poco importantes. El turismo está muy pobremente desarrollado, y solamente un incipiente turismo “ecológico”, de montaña, parece estar desarrollándose en la población de Polo.

La Hoja de Polo presenta importantes deficiencias en la comunicación, debido a encontrarse deshabitada en su mayoría. Se encuentra una única vía de comunicación, la carretera que va desde Cabral a Higüero, pasando por Polo, que comunica la parte sureste de la Hoja. Desde ahí, parten diversas pistas hacia el noroeste y sur, normalmente en muy mal estado debido a la orografía del terreno, y su poco uso, por lo que están frecuentemente impracticables en vehículo. Por esta razón, los accesos a la mayor parte de la hoja se realizan a pié o a lomos de caballería. A la parte sur, en el centro de la hoja (Sabana de la Primera Yerba) se puede acceder con dificultad en vehículo siguiendo la pista de El Naranjal, pasando por El Higüero.

Por último, se trata de una región sometida a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas en todos los ríos y cañadas de la región, como respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla. También son frecuentes los terremotos, debido a la actividad de la Falla de Enriquillo, que recientemente ha provocado el Terremoto del 12 de Enero de 2010, de magnitud 7.3 y con cuantiosos daños personales y materiales.

1.3 Marco geológico

1.3.1. Geología de La Española

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

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

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3), 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 (Fig. 1.4) 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 se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua 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 (Fig. 1.5). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están establecidos por alineaciones morfoestructurales bien definidas y presentan características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas.

Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas 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), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.6). Las rocas de estos terrenos están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais y Mercier de Lépinay, 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 (Figuras. 1.5. y 1.6):

(1) 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: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, con mëlanges tectónicas de matriz serpentinitica y sedimentaria; y la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno y carbonatadas del Mioceno Superior-Cuaternario (Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper y Gutierrez-Alonso, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Virquete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Valera y Abad, 2010).

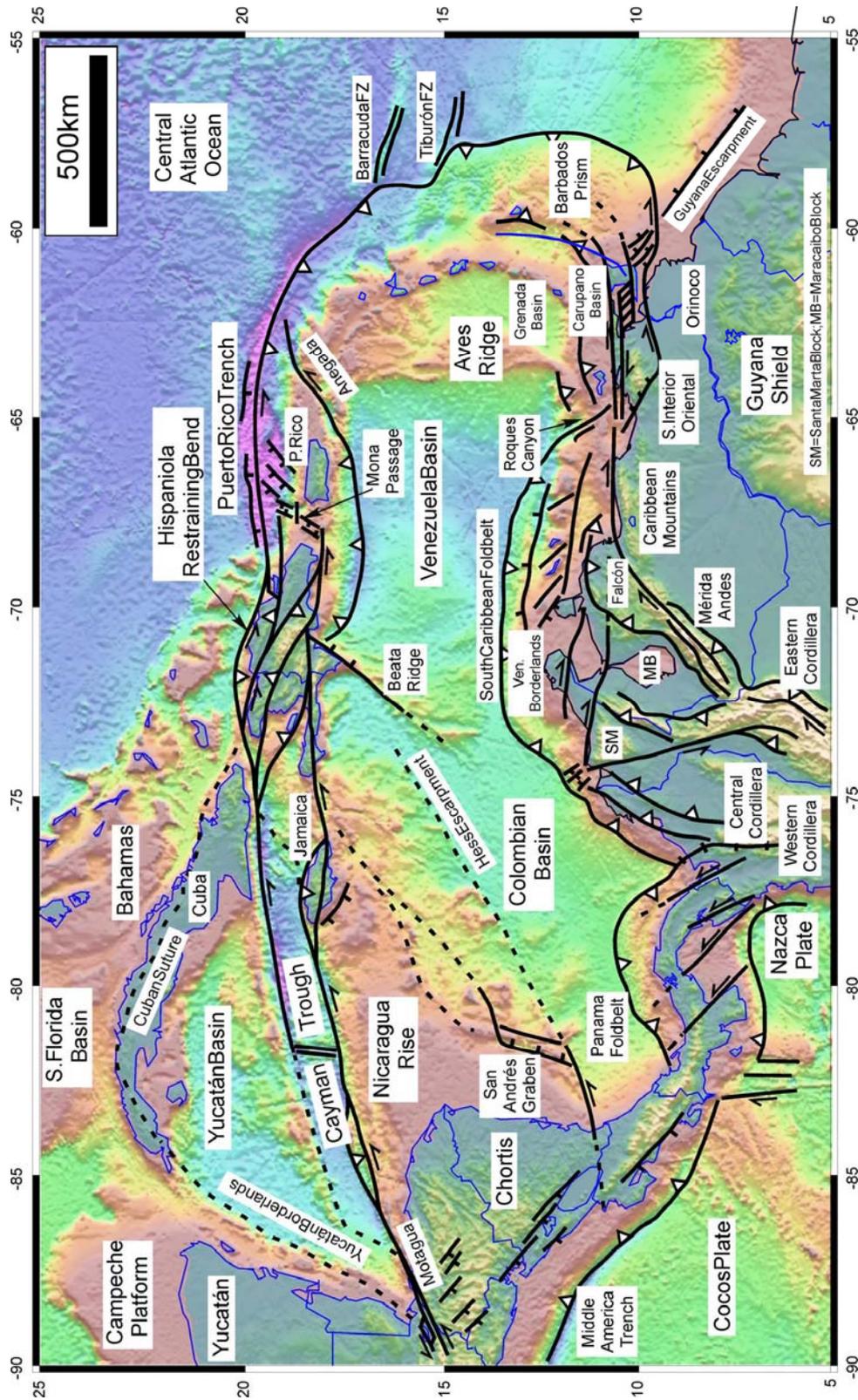


Figura 1.3. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

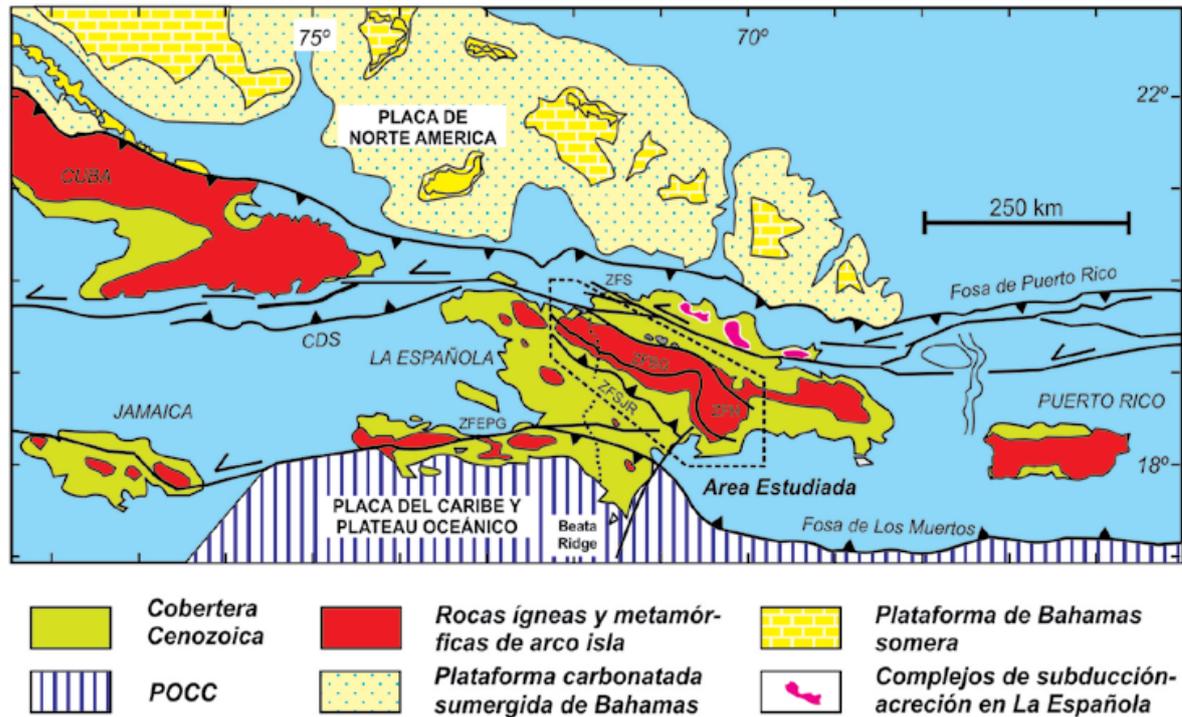


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE 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).

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, 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-Virujete *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-Virujete *et al.*, 2009). 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 de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2007).

(3) Un cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Virujete *et al.*, 2006, 2008).

(4) Un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Virueite *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-Virueite *et al.*, 2007).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representado principalmente por la Fm Tireo, y que 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-Virueite *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense.

(6) Las formaciones sedimentarias Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno desarrolladas por detrás del arco isla y simultáneamente a la colisión entre el arco isla y el continente Norteamericano, representadas por el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta-Trois Rivières y la cuenca de antepaís relacionada de San Juan (Heubeck, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

(7) Las formaciones Neógenas y actuales que rellenan las cuencas de Azua y Enriquillo (Mann *et al.*, 1991; Mann, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002), sedimentadas en relación a la formación de la nueva zona de subducción meridional, o Fosa de Los Muertos, y en la que el sustrato oceánico del Mar Caribe subduce bajo la Isla de La Española.

(8) Un fragmento levantado del plateau oceánico del Caribe, aflorante en la Sierra de Bahoruco, constituida por basaltos oceánicos del Cretácico Superior y que constituyen el sustrato de la Dorsal de Beata y aparentemente buena parte del mar Caribe (Maurasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Mann, 1999; Kerr *et al.*, 2002).

El contacto entre el complejo de acreción-colisión septentrional y la secuencia de arco isla de la Fm Tireo, se realiza a través de la estructura más importante de toda la isla, la Zona de Falla de La Española (Figura 1.5. y 1.6), a favor de la cual afloran las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un gran desplazamiento lateral, y aproxima y yuxtapone estos diferentes fragmentos litosféricos.

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-Virueite 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 acrecionaron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.7). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno-Actualidad, que post-datan 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 y Mercier de Lépinay, 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:



Figura 1.5. Principales unidades morfoestructónicas de La Española según Lewis y Draper (1991).



Figura 1.6. 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.

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et*

al., 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-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.*, 2007; 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-Maastrichtiense (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.

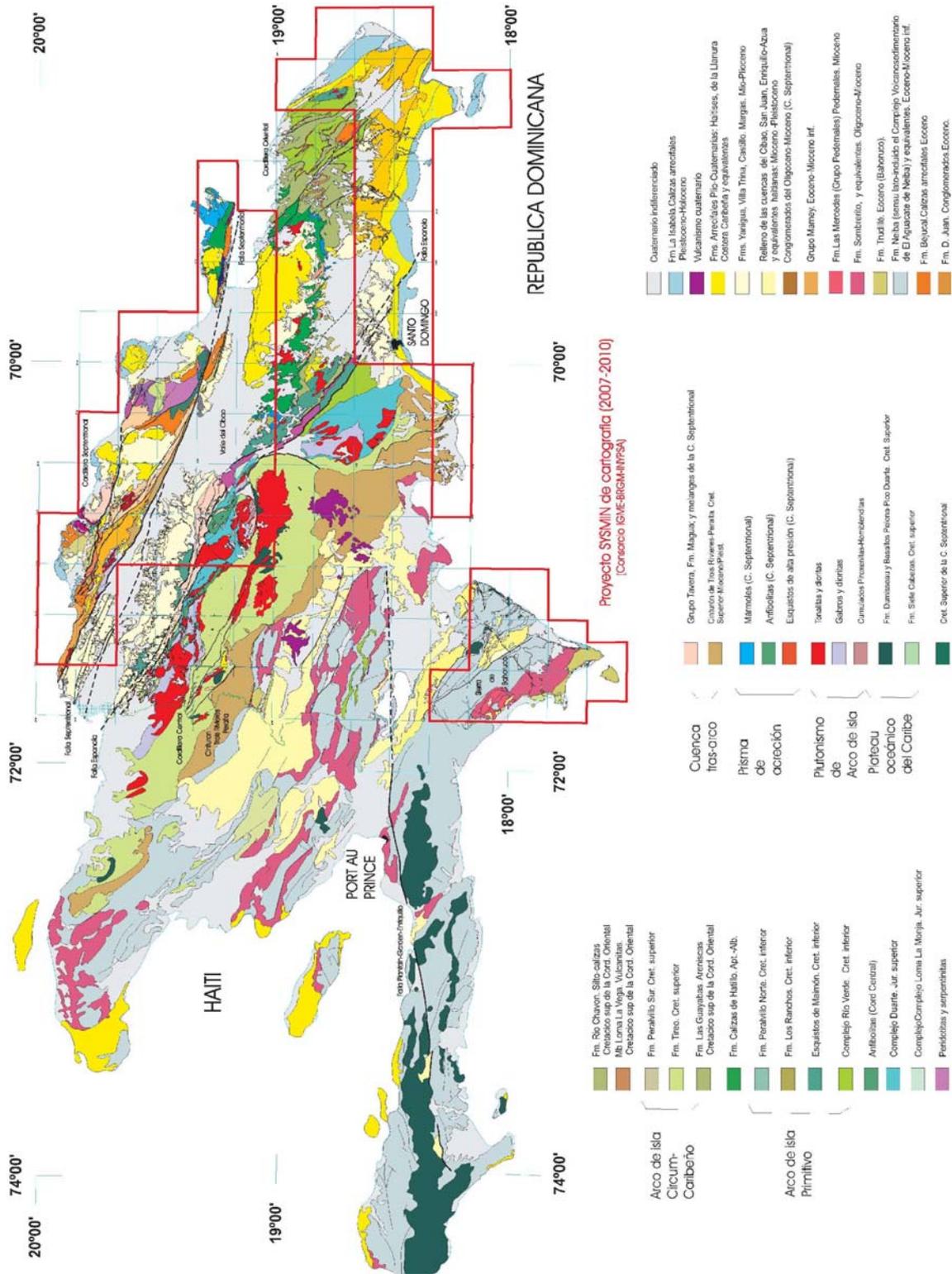


Figura 1.7. Mapa Geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draprer (1990), actualizado con datos del Programa SYSMIN (1999,2002 y 2004. En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II

1.4 Antecedentes

Son realmente escasos los trabajos destinados a estudiar concretamente la geología de la Sierra y Península de Bahoruco. Se han realizado básicamente dos trabajos de índole regional, que constituyen los únicos estudios en los cuales se aborda la estratigrafía y tectónica de la región: Romeo Llinás (1972) y Osiris de León (1989).

En el primero de ellos se estudia el área comprendida entre Polo y Duvergé, con una perspectiva muy estratigráfica y abordando el estudio de todas las unidades estratigráficas que afloran en este sector. El trabajo de Osiris de León (1989) abarca prácticamente toda la Península de Bahoruco, y en él describe las distintas unidades litoestratigráficas que componen la península, acompañado de estudios tectónicos, hidrogeológicos y de yacimientos minerales, y mostrando una cartografía a escala 1:125000 aprox. El trabajo de Romeo Llinás (1972) se centra en la secuencia sedimentaria de edad cretácica que se encuentra en el área comprendida entre Polo y Duvergé, con una perspectiva muy estratigráfica y abordando el estudio de todas las unidades estratigráficas que afloran en este sector septentrional de la sierra, principalmente las rocas volcánicas cretácicas que constituyen el *plateau* del Caribe y a la serie sedimentaria que se deposita discordante sobre la misma, a la que denomina informalmente Fm Río Arriba.

En este sentido conviene destacar los trabajos realizados en el país vecino, Haití, donde se han llevado a cabo diferentes estudios de formaciones equivalentes a las existentes en la Península y Sierra de Bahoruco, sobre todo en lo que respecta a las formaciones volcánicas y sedimentarias del Cretácico-Paleógeno (Fm Dumisseau, Maurrasse et al., 1979) y algunas formaciones terciarias (Maurrasse, 1981). Un resumen de esto puede verse en la Guía de Excursiones de campo por Haití editado por la Sociedad Geológica de Miami (Maurrasse, 1982).

A nivel más general, pese a que las sierras de Bahoruco y Martín García parecen haber despertado un escaso interés geológico, las cuencas neógenas del suroeste dominicano, y en particular la de Enriquillo, sí han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquellos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos geológicos existentes acerca del suroeste de la República Dominicana.

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el siglo pasado con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al. (1921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos, así como los de Dohm (1941-1942), Bermúdez (1949), y otros, para la Dominican Seaboard Oil Company. Una recopilación de estos trabajos se puede consultar en Mann et al. (1991).

Entre las décadas de los años sesenta y ochenta tuvo lugar un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Boisseau (1987), que precisa la estructura del flanco nororiental de la cordillera Central; Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; De Zoeten (1988), que trata sobre la estratigrafía y la estructura de la cordillera Septentrional; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; y Heubeck (1988), centrado en la terminación suroriental de la cordillera Central. Por su particular interés en la zona de estudio es preciso destacar la tesis doctoral de Llinás (1972), en la que se aportan numerosos datos de tipo estratigráfico y estructural de la sierra de Bahoruco y del sector oriental de la cuenca de Enriquillo. Además de los anteriores, destacan por su importancia en la Hoja las tesis doctorales de Cooper (1983) y Breuner (1985), especialmente por su interés para la estratigrafía de los materiales neógenos, así como la de McLaughlin (1989), ésta enfocada desde un punto de vista bioestratigráfico y evolutivo. Otro tanto puede decirse del estudio hidrogeológico de la región suroriental dominicana elaborado por De León (1983), con una clara descripción estratigráfica acompañada de un esquema cartográfico.

Fruto del interés petrolífero de las cuencas del suroeste dominicano es el trabajo de Norconsult (1983) en el que se sintetizan los resultados de los estudios llevados a cabo, aportando una valiosa información estratigráfica, estructural y sobre todo, del subsuelo. En relación con la historia de la exploración petrolífera merece la pena destacar la síntesis histórica de Mann y Lawrence (1991).

Debido a la excelente calidad de los afloramientos de materiales cuaternarios de origen arrecifal distribuidos por la cuenca de Enriquillo y sus implicaciones en la evolución más reciente de la región, su estudio ha sido otro de los temas que ha llamado la atención de

los autores que han visitado la zona, pudiendo destacarse al respecto las publicaciones de Mann *et al.* (1984) y Taylor *et al.* (1985), aunque en los últimos años el número de contribuciones científicas en esta zona se han multiplicado dado el interés que ha despertado a nivel mundial.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, la Dirección General de Minería realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991). Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann *et al.* (1991a) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos cerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro Geografía Dominicana (De la Fuente, 1976), que además de aportar una abundante cantidad de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo. Entre los trabajos más recientes es preciso señalar los desarrollados en la región limítrofe con motivo del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Díaz de Neira, 2000b; Gómez, 2000), que suponen un considerable avance en el conocimiento geológico de la región, no sólo desde un punto de vista cartográfico, sino también por el tratamiento sistemático de su estratigrafía, tectónica, geomorfología, petrología y geología económica. Por último, merece la pena destacar la recopilación de artículos elaborados a partir de la información acumulada en dicho proyecto (Pérez-Estaún *et al.*, 2002), de entre los que cabe señalar el de Díaz de Neira y Solé por su interés en la estratigrafía del Neógeno de la Hoja. También dentro del Programa SYSMIN, aunque con un carácter más general con relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los relativos a aspectos sísmicos (Prointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

También cabe destacar por su cercanía al área de estudio, la Tesis Doctoral realizada por Hernáiz Huerta (2007), quien recopila gran cantidad de información de la Sierra de Neiba y Cuenca de Enriquillo. Por último, mucho más recientes son los trabajos de Abad *et al.* (2008 y 2009) en lo que se realiza una descripción general de las formas erosivas y depósitos asociados a las oscilaciones del nivel del mar y a la evolución de la costa durante parte del Pleistoceno y Holoceno en la Península de Bahoruco.

constituyen el plateau del Caribe, definidas en Haití como Fm Dumisseau (Maurrasse et al., 1979). A esta secuencia la denomina informalmente Fm Río Arriba. Posteriormente, Osiris de León (1989) se refiere también en su estudio a la Fm Río Arriba, a la que atribuye características estratigráficas similares a las descritas por Llinás, pero la sitúa en el Mioceno inferior. Es evidente que se trata de un error en la atribución de los diferentes conjuntos litológicos que atraviesa el Río Arriba, puesto que comparando los mapas de situación parece que ambos autores estudian y muestrean las rocas en diferentes alturas del cauce de Río Arriba, por lo que realmente corresponden a unidades diferentes, situadas en posiciones geográficas distintas. Esta comprobación concluye que la Fm Río Arriba descrita por Osiris de León corresponde en realidad a la Fm Neiba (miembro superior), mientras que la definida por Llinás, en realidad corresponde a una secuencia cretácica diferente y claramente distinguible. Hay que decir que esta secuencia sedimentaria cretácica fue diferenciada también en la cartografía de la Hoja de La Salina (Nicol, 2004). En la Hoja de Polo se ha reconocido parte de la secuencia definida por Llinás, aunque las descripciones no coinciden exactamente, y en la cartografía de la Hoja de Polo se han diferenciado tres términos litológicos diferentes. Sin embargo, se opta finalmente por incluir estos tres términos en la Fm Río Arriba (sensu Llinás, 1971), aplicando la prioridad en la antigüedad del término, una vez comprobado que está bien definido. Estos términos tendrían rango de miembros debido a la poca extensión vertical y lateral que tienen, y a su distribución posiblemente de carácter local.

Por encima de la Fm Río Arriba se encuentra una serie de carbonatos, de edad Eoceno a Cuaternario, que constituyen prácticamente la totalidad de las unidades que componen la Península de Bahoruco. En los trabajos previos, Osiris de León (1989) muestra una primera estratigrafía y cartografía de la Península de Bahoruco. En él se refiere a diversas unidades que son tratadas a continuación.

- Fm Plaisance. Osiris de León (1989) distingue una serie de calizas beige (color café) con algo de pedernal y estratificada en bancos métricos, y atribuye esta formación a la Fm Plaisance, descrita en el NW de Haití por Vaughan et al. (1921), atribuyéndole una edad Eoceno inferior-medio. En su cartografía la diferencia básicamente en los sectores de Los Pinos, Enriquillo, Loma de la Torre, etc... En este proyecto, se ha visto que los sectores donde se había diferenciado la Fm Plaisance realmente corresponden a diversas unidades, algunas con características estratigráficas propias y otras correlacionables con unidades descritas en posiciones geográficas más cercanas, con quienes guardan un mayor parecido. Además, las edades están comprendidas entre el Eoceno medio y el Oligoceno basal. Este hecho, junto con la situación muy alejada del

área tipo de la Fm Plaisance, posiblemente en un contexto geológico diferente, y la imposibilidad de comprobar la Fm Plaisance en su lugar de definición, no asegura la validez de la Fm Plaisance en la Península de Bahoruco. En los lugares donde aparece la Fm Plaisance se ha reconocido la Unidad de Polo (nueva definición) y la Fm Neiba (miembro inferior).

- Fm Neiba. Osiris de León (1989) también distingue en la Península de Bahoruco la Fm Neiba, descrita en la Sierra de Neiba por Arick (1941), en Bermúdez (1949). Es una formación fácilmente distinguible por presentar una serie de calizas tableadas decimétricas con nódulos o niveles de sílex, mostrando un aspecto de campo muy característico. Esta formación no ha presentado ningún problema desde el punto de vista litoestratigráfico, y ha sido también distinguida en este proyecto. Solamente señalar que Osiris de León (1989) da una edad Eoceno medio-superior para la Fm Neiba.
- Fm Sombrerito. Definida por Olsson (en Bermúdez, 1949) para agrupar una serie de materiales margosos con intercalaciones calcáreas en la Sierra de Neiba y el valle de San Juan. Osiris de León (1989) describe esta formación en la Sierra de Bahoruco y le da una amplia extensión cartográfica. Atribuye a esta formación los niveles de calizas cristalinas y margosas, bien estratificados, con capas de pedernal y facies de calizas “de tipo arrecifal”, con una edad Eoceno superior-Oligoceno. En los trabajos de cartografía realizados en la Hoja de Barahona, Díaz de Neira (2004) distingue materiales de la Fm Neiba donde Osiris había cartografiado la Fm Sombrerito, y también diferencia las facies superiores de naturaleza más calcárea (“calizas de tipo arrecifal” de Osiris), que afloran ampliamente en el área de Barahona, a las cuales las denomina miembro Barahona de la Fm Sombrerito, con una edad Mioceno. Por tanto, en el caso de la Fm Sombrerito de Osiris de León (1989), los datos litológicos y de edad, así como las relaciones estratigráficas y su distribución permiten incluir estos materiales dentro de la Formación Neiba, con quienes muestran una mayor afinidad, mientras que su parte superior correspondería al miembro Barahona de la Fm Sombrerito (Díaz de Neira, 2004).
- Caliza Aceitillar. La describe Osiris de León (1989) por primera vez, para incluir una secuencia de calizas blancas, ligeramente margosas y bioclásticas que afloran en todo el eje del anticlinal de la Sierra de Bahoruco. Las sitúa por encima de la Fm Plaisance y en cambio lateral de la Fm Neiba, como facies más somera, y le da una edad Eoceno medio. En general, esta definición, aunque con carácter informal es correcta en términos estratigráficos y se ha mantenido en el presente proyecto.

- Calizas de Pedernales. Igualmente definidas por Osiris de León (1989) con carácter informal, para describir una serie de calizas rosadas a rojizas que afloran en todo el talud sur de la Sierra de Bahoruco, desde Pedernales hasta la Laguna de Oviedo. Les da una edad Oligoceno-Mioceno?. Estas calizas han sido reconocidas en el área que cita Osiris de León y en el presente trabajo han sido subdivididas en varias unidades.

Unidades de nueva definición y estratigrafía propuesta

Después del análisis crítico de la nomenclatura previa y a partir de la cartografía realizada en este proyecto, se ha puesto de manifiesto la necesidad de actualizar la descripción de las unidades previas que se ha comprobado que tienen validez, y definir nuevas unidades no observadas anteriormente para completar un cuadro estratigráfico lo más preciso posible dentro de los objetivos de este proyecto.

Siguiendo las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980; Reguant y Ortiz, 2001) se considera a las unidades redefinidas o renombradas, y a las de nueva definición como unidades informales, puesto que no cumplen todavía todos los requisitos para ser definidas formalmente. Para estas unidades se usará el término *Unidad + nombre geográfico* que designe a la unidad y se tomará en el sentido de unidad litoestratigráfica informal. Se ha prescindido de añadir un término litológico, para simplificar la nomenclatura. Este es uno de los primeros pasos para en el futuro tratar de definir formalmente estas unidades. Por otro lado, hay que tener en cuenta que las unidades que por sus características históricas han sido denominadas anteriormente como formaciones, seguirán manteniendo el término *Formación*, y se pueden considerar a todos los efectos unidades formalmente descritas. En el caso de las unidades de la Península de Bahoruco, solo se aplica este caso a la Formación Neiba.

- Unidad de Polo. Eoceno medio-superior. Corresponde a una unidad de nueva definición, compuesta por una sucesión de calizas típicamente de algas rojas, en ocasiones formando rodolitos de varios centímetros de diámetro, y con un característico aspecto masivo de campo. Estas características, junto con su organización y su posición directamente por encima de las rocas volcánicas de la Fm Dumisseau han permitido su diferenciación cartográfica y han justificado su definición. Tiene rango de formación y aflora en áreas donde anteriormente estaba cartografiada la Fm Plaisance (Osiris de León, 1989).

- Unidad de Aceitillar. Eoceno inf-superior. Corresponde a las “calizas de Aceitillar” de Osiris de León (1989), donde se aplica la prioridad del término, una vez comprobada su validez. Son calizas bioclásticas, oncolíticas, con una expresión y organización característica que justifican su diferenciación litoestratigráfica. Muestran una gran extensión y homogeneidad en sus facies, presentes en todo el anticlinal de la Sierra de Bahoruco. Tiene rango de formación, y solamente en algunos sectores (Hoja de Pedernales) se han podido diferenciar dos unidades de rango menor (miembros) en su parte superior, que se han denominado mb La Compañía (calizas arenosas bioclásticas) y mb El Mogote (calizas bioclásticas) y que tienen una extensión lateral limitada.
- Unidad de Trudillé. Eoceno medio-superior. Esta unidad es de nueva definición, y está formada por calizas de aspecto masivo, de un característico color beige-marrón, que además tiene una facies, organización y aspecto diferente a la unidad de Aceitillar, por lo que se ha diferenciado como una unidad aparte. Tiene rango de formación y ocupa toda la parte sur de la Península de Bahoruco y casi la totalidad de la Isla Beata.
- Formación Neiba. Eoceno superior-Mioceno inferior. Como se ha referido anteriormente, la Fm Neiba se reconoce claramente por sus características litoestratigráficas. La Formación Neiba está compuesta por una sucesión potente y monótona de calizas blancas-beiges de diversas facies, pero fundamentalmente constituida por calizas micríticas, de aspecto tableado, con niveles de acumulación de bioclastos y frecuentes nódulos y niveles de sílex. Esta formación ha sido descrita originalmente en la Sierra de Neiba y ampliamente reconocida en todo el sector occidental de la República Dominicana desde los primeros trabajos de geología realizados en el sector (p. ej. Bermúdez, 1949).

En la península de Bahoruco también se ha podido distinguir la Formación Neiba debido a la particularidad de sus facies. Sin embargo, también presenta sus peculiaridades respecto a otros sectores de La Española. En este sector se han distinguido dos unidades litoestratigráficas dentro de la Formación Neiba que tendrían rango de miembro (miembro inferior de calizas micríticas y miembro superior de calizas margosas), que presentan suficientes diferencias para permitir su diferenciación cartográfica. En la Sierra de Neiba, la Formación Neiba se dividió en tres unidades litoestratigráficas (Fm Neiba inferior, Fm Neiba superior y Fm Neiba brechoide), debido a las características estratigráficas particulares de la región (Hernández-Huerta, 2004). La Fm Neiba inferior y la Fm Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate (Hernández-Huerta, 2004), el cual no aparece representado en la Península de

Bahoruco. Por esta razón, y también por criterios cronoestratigráficos, en la Formación Neiba que aflora en la Pennínsula de Bahoruco, las dos unidades litoestratigráficas diferenciadas en este dominio corresponden únicamente a la Fm Neiba superior de la Sierra de Neiba, y por tanto, se propone no utilizar el nombre de Fm Neiba inferior o superior en la Sierra de Bahoruco, para evitar confusiones en la correlación estratigráfica de ambos dominios.

- Unidad de Aguas Negras. Oligoceno superior. Es una unidad de nueva definición. Presenta unas características particularidades en cuanto a color, facies y organización de una secuencia calcárea. Se encuentra sobre la Unidad de Aceitillar, prácticamente sobre el mb El Mogote y es posible que se deposite sobre una discontinuidad, pues no se ha observado el Oligoceno inferior, aunque las condiciones de afloramiento no han permitido localizar esta discontinuidad. Se compone de diversas facies de calizas silicificadas, de colores crema, con una organización débil, en ocasiones alabeadas, intercaladas con intervalos de calizas margosas, con niveles métricos de acumulación de macroforaminíferos y, en ocasiones, bancos masivos de calizas beige con nódulos de sílex aislados. Este conjunto de características han justificado su cartografía y su definición aparte, no pudiéndose incluir en ninguna de las unidades previamente descritas. Pasa lateralmente y por encima a la Fm Neiba y Unidad de Sitio Nuevo y tiene rango de formación.

- Unidad de Pedernales. Corresponde a la “Caliza Pedernales” de Osiris de León (1989). En la cartografía realizada en este proyecto se han diferenciado dentro del área correspondiente a la Caliza Pedernales diversas unidades litoestratigráficas, si bien todas ellas mantienen en común un aparente aspecto masivo y un característico color rosado. Es la unidad que más problemas ha planteado desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica. A la hora de establecer el rango estratigráfico de las unidades es necesario tener en cuenta algunas consideraciones. En primer lugar, la escala de la cartografía, que según las normas de la Guía Estratigráfica Internacional, dice que, de forma convencional, cualquier unidad litoestratigráfica diferenciada en un intervalo de escala 1:25000 a 1: 50000, tendría rango de Formación, siendo ésta la unidad litoestratigráfica básica, si bien hay que adecuarlo al grado de detalle o complejidad de cada región y a las características regionales de otras unidades. En segundo lugar, hay que mirar las relaciones entre las distintas unidades litoestratigráficas para evaluar su rango y adecuarlo a esas relaciones. Tras estudiar estos dos aspectos, hemos preferido en este proyecto dar rango de formación a la “Caliza Pedernales”. Por tanto, las unidades litoestratigráficas en las que se ha dividido la Formación Pedernales

muestran relaciones laterales y verticales entre ellas, pero tendrían el rango de miembro. Las diferencias entre ellas están justificadas en aspectos de facies, organización estratigráfica y distribución cartográfica, aunque en ocasiones pueden llegar a ser sutiles y transicionales. Son las siguientes: miembro de Sitio Nuevo, miembro Loma del Guano, miembro Los Quemados de Basilio, miembro Las Mercedes y miembro Loma de Peblique, todos comprendidos entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio.

- Unidad de Barahona. Mioceno medio. Esta unidad fue definida por primera vez en la Hoja de Barahona (Díaz de Neira, 2004). En esa ocasión se definió como un miembro de la Fm Sombrerito puesto que se presentaba por encima de la Fm Neiba, aunque no tenía las características típicas de la Fm Sombrerito. En este proyecto hemos preferido desligar la Unidad de Barahona de la Fm Sombrerito, para no inducir a la confusión, puesto que corresponde a facies muy diferentes de las que componen la Fm Sombrerito en su lugar original. Por esta razón, se redefine la Unidad de Barahona, que incluye una sucesión de calizas beige, en ocasiones masivas, con fauna somera, que intercalan bancos de margas, a veces métricos, y que corresponde al paso gradual hacia arriba de la Fm Neiba. Tiene rango de formación.
- Unidad de Maniel Viejo. Mioceno medio-superior? Es una unidad de nueva definición. Corresponde a una sucesión de margas y margocalizas rosadas en la base, con tramos de calizas nodulosas y alabeadas rojas y calizas masivas blanco-rosadas a techo, con un paleokarst desarrollado en el techo de la caliza. Se sitúa por encima de la Unidad de Barahona, mediante una superficie de omisión sedimentaria, y posiblemente también se puede relacionar de forma lateral. Su distribución cartográfica y sus características estratigráficas particulares permiten diferenciarla y darle el rango de formación.
- Unidad de La Cueva. Mioceno superior?-Plioceno. Unidad de nueva definición. Corresponde a calizas bioclásticas, con corales, de aspecto masivo y color blanco. Se sitúa discordante sobre el Grupo Pedernales y tiene rango de formación.

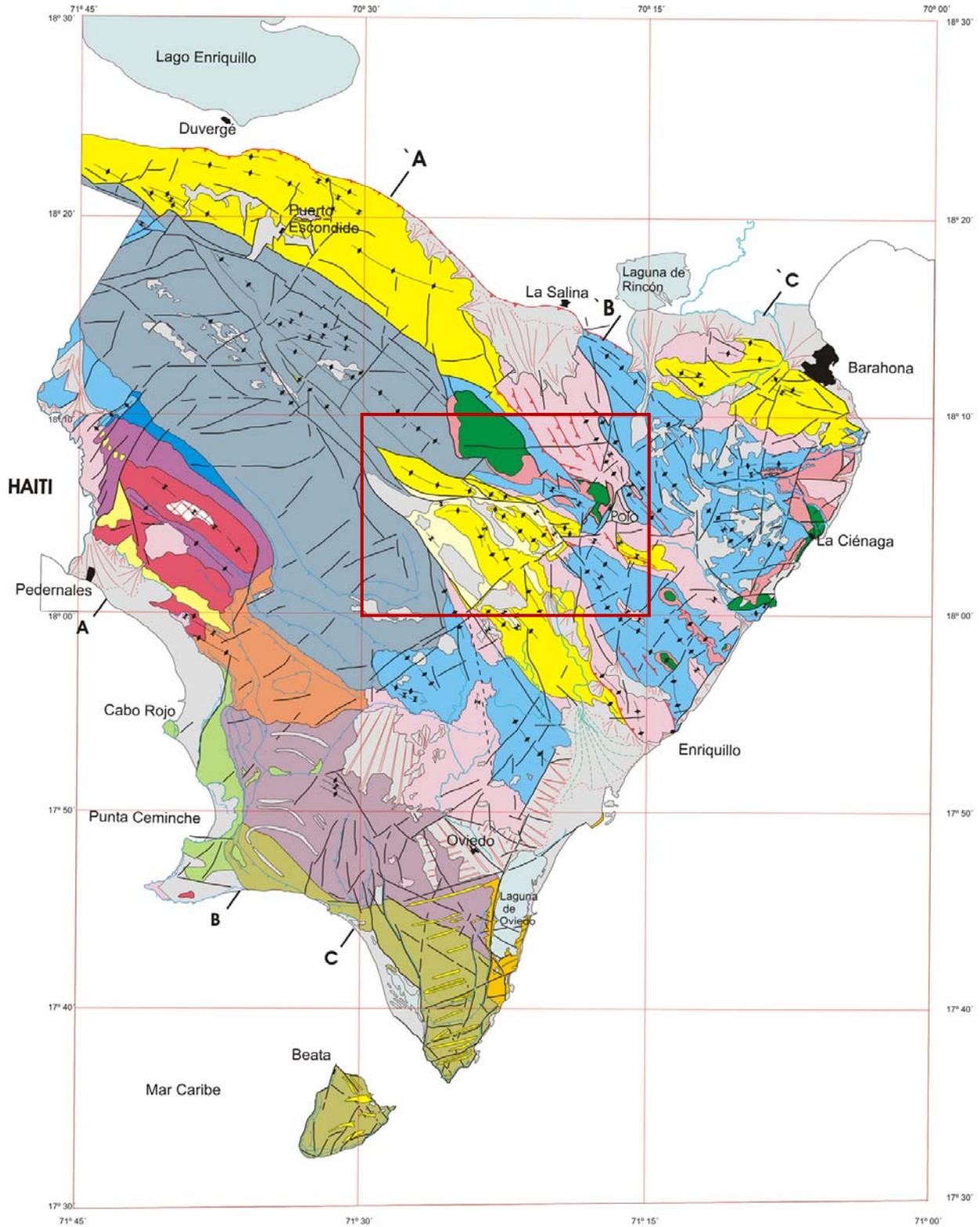


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de la Península de Bahoruco. Se indica la posición de la Hoja de Polo y los cortes geológicos.



Figura 2.2 (cont.). Leyenda del Mapa geológico simplificado de la Península de Bahoruco.

2.1 Cretácico

Está representado por los materiales mayoritariamente volcánicos de la Fm. Dumisseau y por los materiales sedimentarios de la Fm. Río Arriba. Los materiales de esta edad solo aparecen representados en el sector oriental de la Sierra de Bahoruco (Hojas de Polo y La Ciénaga), aunque afloran ampliamente en Haití, donde han sido reconocidos previamente (Maurrasse, 1981)

2.1.1 Cretácico Superior

2.1.1.1 Fm. Dumisseau. Basaltos, doleritas y tufitas (1). Cretácico Superior. K₂

Esta unidad corresponde a la unidad estratigráficamente más baja que aflora en la hoja de Polo, y no se ha podido observar su base debido a que no aflora. Aflora en el núcleo de dos estructuras anticlinales complejas (anticlinal de Las Auyamas y Río Arriba), por lo que las condiciones de observación y de afloramiento son muy deficientes. Sin embargo en diversos puntos se han podido realizar observaciones que han permitido su caracterización petrológica.

Los accesos para observar esta unidad son relativamente escasos y dificultosos, en especial para los afloramientos en la región de Río Arriba, donde no existe camino para vehículo. A los afloramientos de Las Auyamas se puede acceder por la pista que sube pasando por los Charquitos, o desde la pista de Polo hacia la Loma Calimetes, por el sur. También en la propia población de Polo, hacia el norte, por un arroyo, donde existen afloramientos frescos de esta formación. No obstante, las rocas de esta unidad se presentan siempre muy alteradas, con varios metros de cobertera alterada por meteorización química de la roca volcánica.

Desde el punto de vista cartográfico, la localización de afloramientos de esta unidad ha sido relativamente fácil debido precisamente a la alteración parduzca que da la roca volcánica, en contraste con las formaciones calcáreas que la rodean. Además, el mapa aeromagnético ha sido de gran utilidad para trazar algunos contactos en zonas de difícil acceso y para localizar los lugares donde era posible que estas rocas afloraran en superficie.

La organización de la unidad es bastante masiva, y solamente se han reconocido algunas superficies planares que corresponden a discontinuidades, y en ocasiones varios juegos

de ellas que producen un diaclasado muy penetrativo en la roca. En raros casos, donde los afloramientos son favorables, se intuye una cierta estratificación, que podría corresponder a coladas de lava, aunque no es lo general. En el fondo de los arroyos, donde las rocas son más frescas se han encontrado rocas con estructuras de pillow-lavas, aunque rodadas.

Desde el punto de vista petrológico la unidad contiene diversos tipos de rocas volcánicas o subvolcánicas, localizadas en sectores de lavas enfriadas lentamente o perteneciente a diques de alimentación doleríticos, de composición máfica basáltica, de textura holocristalina, inequigranular. En otras ocasiones se trata de una roca ígnea volcánica, lávica, de composición basáltica, de textura afanítica y con una mesostasia holocristalina, subequigranular muy fina de textura intersecetal fluidal, en la que se destacan agregados elongados de vidrio amorfo. También se ha puesto de manifiesto la presencia de rocas ígneas volcánicas o subvolcánicas, lávicas, de composición basáltica o dolerítica, de textura microporfídica, y con mesostasia cristalizada de textura intersecetal a subofítica, que puede tratarse de una lava masiva o un dique dolerítico. En todos los casos la roca se trata de basaltos, olivínicos, con orto y clinopiroxeno o basaltos fluidales. La textura es de una roca ígnea, holocristalina, inequigranular, microporfídica, de matriz intersecetal a subofítica.

La edad de esta unidad ha podido ser obtenida a partir de métodos radiométricos a partir de muestras recogidas en las Hojas de Polo, La Ciénaga y Enriquillo, dando edades diversas: Maastrichtiense ($74,2 \pm 1,7$ Ma), Paleoceno-Eoceno inferior ($52,95 \pm 2,90$ Ma) e incluso Eoceno medio-superior ($38,25 \pm 2,5$ Ma). Este hecho contrasta con la edad Cretácico Superior obtenida en las rocas de la Fm Dumisseau, bien datadas en el macizo de la Hotte-Serre, en Haití (Maurrasse et al., 1979) y con algunos datos bioestratigráficos obtenidos en la formación suprayacente, también de edad Cretácico Superior (Nicol, 2004). Sin embargo, puede significar que en algunas regiones de la Sierra de Bahoruco, el vulcanismo del plateau caribeño pudiera perdurar hasta el Eoceno medio. En este sentido, pueden encontrarse evidencias de este vulcanismo tardío de edad Eoceno medio en la cercana Sierra de Neiba, donde constituye incluso un complejo vulcanosedimentario distinguible (Complejo de El Aguacate de Neiba, Hernáiz-Huerta, 2004a).

2.1.1.2 Fm. Río Arriba. Calcarenitas anarajandas (2). Cretácico Superior. K₂

Esta unidad corresponde al miembro más inferior de la Fm Río Arriba, que solamente aflora en la parte norte de la hoja, en un lugar de muy difícil acceso cerca del nacimiento

de Río Arriba. Corresponde a una unidad de escasa potencia, pero muy representativa y con un significado importante en la geología de la Sierra de Bahoruco, por lo que se ha diferenciado en la cartografía.

Corresponde a una unidad que se sitúa por encima de la Fm Dumisseau, y aunque el contacto no se observa bien debido a las malas condiciones de afloramiento, se trata de la primera unidad de características netamente sedimentarias que se desarrolla por encima de las secuencias de carácter volcánico infrayacentes. Esta unidad corresponde a una sucesión de unas decenas de metros de calcarenitas de un característico tono anaranjado, organizadas en bancos centimétricos a decimétricos que muestran una laminación paralela y cruzada. Se observan también niveles de margas de tonos parduzcos o rosáceos intercalados y sobre todo en la parte alta de la formación. En las calcarenitas se observan frecuentes restos de macrofauna marina bentónica, especialmente de gasterópodos y corales, que también aparecen en lámina delgada, formando una textura de boundstone, mientras que las margas han resultado azoicas. También en lámina delgada se ha reconocido la presencia de paleosuelos ferruginosos retrabajados.

Las facies de esta unidad son características de ambientes carbonatados someros, dentro de una *plataforma somera*, donde además, se puede reconocer la presencia de ambientes arrecifales que presentan una cierta componente detrítica procedente de paleosuelos ferruginosos continentales cercanos.

La edad no ha podido obtenerse directamente por no encontrarse fósiles con valor bioestratigráfico, pero por su posición estratigráfica entre unidades mejor datadas que esta, debe de corresponder al Cretácico Superior.

2.1.1.3 Fm. Río Arriba. Calizas grises con sílex (3). Cretácico Superior. K₂

Corresponde al miembro intermedio de la Fm Río Arriba. Está compuesto por unos pocos cientos de metros de potencia de calizas grises, tableadas, con niveles o nódulos de sílex, organizadas en bancos centimétricos a decimétricos. Se sitúa concordante sobre la unidad inferior (2), mediante un contacto neto.

Al igual que la unidad anterior, solamente aflora en la parte norte-central de la hoja, en las cercanías de Río Arriba, formando algunos relieves con orientación NO-SE, de los cuales el más característico es el conocido como Cerro Pelado. Los afloramientos son también

de muy difícil acceso y las características sedimentarias solamente han podido ser observadas parcialmente.

La unidad se compone de calizas grises muy bien estratificadas, de textura predominante *wackestone* que básicamente contiene foraminíferos planctónicos en una matriz micrítica. Los niveles aparecen a veces amalgamados y con superficies de estratificación alabeadas. Es frecuente la presencia de nódulos y pequeños niveles centimétricos de sílex negro. No se observa ninguna tendencia secuencial, formando la unidad un característico tramo monótono de estas calizas.

La interpretación sedimentaria de la unidad parece corresponder a un ambiente pelágico, por la gran abundancia de foraminíferos planctónicos, y la presencia de sílex y silicificaciones en las calizas, si bien, la presencia mayoritaria de facies calcáneas puede significar la parte distal de una plataforma calcárea, representada por medios hemipelágicos.

En cuanto a su edad, la unidad no ha proporcionado una edad directa debido a la imposibilidad de clasificar los foraminíferos en lámina delgada, y se atribuye por posición estratigráfica al Cretácico Superior.

2.1.1.4 Fm Río Arriba. Areniscas oscuras (4). Cretácico Superior. K₂

Corresponde al miembro superior de la Fm Río Arriba. Se encuentra en contacto neto sobre la unidad anterior (3), de manera concordante, aunque al igual que en las unidades anteriores, la unidad aflora en un lugar de muy difícil acceso y con condiciones de afloramiento relativamente malas. No se observa ninguna unidad por encima.

El único sector donde aparece es en las cercanías de Río Arriba, en las inmediaciones de Cerro Pelado, donde afloran en el núcleo de un sinclinal que tiene el flanco suroeste invertido. Se compone de unas decenas de metros de areniscas laminadas de tonos oscuros a ocre, con intercalaciones de margas en pequeñas proporciones. Las areniscas presentan laminación cruzada y paralela y abundantes bioturbaciones, principalmente pertenecientes al icnogénero *Chondrites*.

Al microscopio las areniscas presentan un cierto contenido en cuarzo (16%), con la existencia de cuarzoes monocrystalinos y feldespatos potásicos (6%), aunque lo más representativo es la cantidad de fragmentos calcáneos, que pueden estar cercanos al 30

%. Es destacable también la abundante presencia de óxidos de hierro y de foraminíferos planctónicos retrabajados. Desde el punto de vista textural se trata de una litoarenita con buena selección del tamaño de grano.

Como se ha referido anteriormente, las malas condiciones de afloramiento no han permitido obtener mayores observaciones desde el punto de vista sedimentario, como puede ser la evolución lateral y vertical de la unidad, aunque las características litológicas y las estructuras sedimentarias indican que esta unidad se ha depositado en condiciones hemipelágicas con predominio de ambientes turbidíticos.

La edad tampoco ha podido ser obtenida directamente a partir de las muestras seleccionadas, pero datos de la misma unidad en la hoja de La Salina contienen fauna del Cretácico Superior (Nicol, 2004), lo cual es acorde también con su posición estratigráfica.

2.2 Terciario

Por encima de una discontinuidad estratigráfica regional sobre las formaciones del Cretácico, la cual es difícil de observar puntualmente, se encuentran diversas unidades del Terciario, que van desde el Eoceno inf?-medio al Mioceno superior, que se organizan en tres ciclos sedimentarios (Eoceno-Oligoceno, Oligoceno-Mioceno Superior y Plioceno), separados por dos discontinuidades estratigráficas (Oligoceno y Mioceno superior).

2.2.1 Eoceno medio-Oligoceno

2.2.1.1 Unidad de Polo. Calizas masivas con rodolitos (5). Paleoceno?-Eoceno inferior.
P₁-P₂¹

Es una unidad de nueva definición en este proyecto. Se encuentra situada por encima de las rocas volcánicas de la Fm. Dumisseau, por medio de una discordancia. Su espesor oscila entre 100 y 250 m., y está compuesta esencialmente por una sucesión de calizas blancas y beiges, masivas a pobremente estratificadas cuya característica particular es la gran abundancia de algas rojas formando rodolitos de tamaños variables, de algunos centímetros de diámetro. Esta característica ha permitido identificar y diferenciar cartográficamente esta unidad, que previamente había pasado desapercibida. El techo pasa gradualmente a la Fm Neiba.

Esta unidad constituye la primera unidad sedimentaria del Terciario depositada sobre las rocas volcánicas del basamento cretácico, de manera que los afloramientos de esta unidad están estrechamente relacionados con las áreas donde aflora el basamento de la Fm Dumisseau. En especial, se encuentran buenos afloramientos en las cercanías de la población de Polo, de donde toma el nombre la unidad. Además, es en este lugar donde se encuentra más accesible por lo que siguiendo el arroyo que proviene de la Loma Calimetes, en las cercanías de la población se pueden observar los bancos de calizas masivas de esta unidad. El resto de afloramientos de la unidad se encuentran principalmente en el núcleo del Anticlinal de las Auyamas, por encima de la Fm Dumisseau, donde se pueden encontrar magníficos ejemplos de calizas con rodolitos, especialmente en la región de Río Arriba, aunque en este último caso, de muy difícil acceso.

Las calizas se organizan mayoritariamente en bancos de orden métrico, de aspecto masivo (Loma de los Calimetes), aunque también se han observado en algunos sectores una organización más tableada debido a la existencia de facies más finas que definen niveles de orden decimétrico (*Río Bahoruco*, Hoja de La Ciénaga). En algunos afloramientos (Palo Arriba), se han distinguido secuencias métricas de somerización, que comienzan con niveles decimétricos de wackstone bioclástico, al que siguen packstones oncolíticos y finalizan con paquetes métricos de packstones algales con rodolitos centimétricos, corales, gasterópodos y lamelibranquios.

En la transición a las calizas micríticas de la Fm Neiba (6), existe una amplia diversidad de facies que se produce en la transición de calizas someras hacia calizas depositadas en contextos más profundos. Dentro de este tipo de facies se pueden encuadrar las encontradas en Los Arroyos y en las cercanías de Polo (Hoja de Polo), en Los Patos (Hoja de Enriquillo) y en el Río Bahoruco (Hoja de la Ciénaga), compuestas básicamente por niveles masivos, dando farallones y grandes macizos carbonatados, de calizas de textura *mudstone-wackestone*, pobremente estratificadas, con esporádicos niveles de fauna somera (fundamentalmente retrabajada).

Desde el punto de vista de la microfacies, prácticamente todas las muestras presentan una textura de biomicrita (packstone bioclástico), con la presencia de diversos componentes biogénicos (foraminíferos, algas y corales), y donde también se distinguen los rodolitos.

El conjunto de facies, macrofauna, microfauna y las características sedimentarias (organización, microfacies, etc.) presentes en esta unidad permiten interpretar la existencia de una *plataforma marina somera* con energía moderada a agitada, con un gran desarrollo de bioconstrucciones de algas rojas que tienen diversos subambientes en las zonas adyacentes a las bioconstrucciones, desde más abiertos con mayor energía (facies más oolíticas) a zonas más protegidas con desarrollo de grandes rodolitos (de varios cms de diámetro). En la parte alta de la unidad existen facies más distales en la plataforma, que pasan gradualmente a medios de rampa media y externa (Fm Neiba), observándose, por tanto, una profundización en el medio.

La presencia de macroforaminíferos bentónicos ha permitido obtener dataciones de esta unidad. En la Hoja de Polo, la asociación: *Lepidocyclina sp.*, *Nephrolepididna sp.*, *Operculina sp.*, *Eorupertia ? sp.*, *Rotalia sp.*, *Sphaerogypsina sp.* y *Cushmania sp.*, permite reconocer el Eoceno, en sentido amplio. Sin embargo, en otras hojas se han obtenido dataciones más precisas que permiten atribuir una edad de Eoceno inf ?-Eoceno medio a esta unidad.

2.2.1.2 Fm Neiba. Calizas masivas y tableadas(6). Eoceno superior-Oligoceno. P₂¹-P₃¹

La Formación Neiba está compuesta por una potente y monótona sucesión de calizas blancas-beiges de diversas facies, pero fundamentalmente constituida por calizas micríticas, de aspecto tableado, con niveles de acumulación de bioclastos y frecuentes nódulos y niveles de sílex. Esta formación ha sido descrita originalmente en la Sierra de Neiba y ampliamente reconocida en todo el sector occidental de la República Dominicana desde los primeros trabajos de geología realizados en el sector (p. ej. Bermúdez, 1949; Llinás, 1972, McLaughin et al., 1991).

En la península de Batoruco también se ha podido distinguir la Formación Neiba debido a la particularidad de sus facies. Sin embargo, también presenta sus peculiaridades respecto a otros sectores de la Española. En este sector se han distinguido dos unidades litoestratigráficas dentro de la Formación Neiba: miembro inferior de calizas micríticas (6) y un miembro superior de calizas margosas (7), que presentan suficientes diferencias para permitir su diferenciación cartográfica.

En la Sierra de Neiba, la Formación Neiba se dividió en tres unidades litoestratigráficas (Fm Neiba inferior, Fm Neiba superior y Fm Neiba brechoide), debido a las características estratigráficas particulares de la región (Hernáiz-Huerta, 2004, 2005). En ese sector, la

Fm Neiba inferior y la Fm Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate (Hernández-Huerta, 2004), el cual no aparece representado en la Península de Bahoruco. Por esta razón, y también por criterios bioestratigráficos, en la Formación Neiba que aflora en la Península de Bahoruco, las dos unidades litoestratigráficas diferenciadas en este dominio corresponden únicamente a la Fm Neiba superior de la Sierra de Neiba, y por tanto, se propone no utilizar el nombre de Fm Neiba inferior o superior en la Sierra de Bahoruco, para evitar confusiones en la correlación estratigráfica de ambos dominios.

El miembro inferior de la Fm Neiba (6), está formado por una sucesión de calizas micríticas, blancas-beiges, en estratos de orden decimétrico que muestran un tableado característico producido por la alternancia de pequeños niveles centimétricos de margas. Las calizas son *wackestones* y *packstones* de foraminíferos planctónicos y radiolarios. En menor proporción aparecen niveles más masivos, con facies más bioclásticas, incluyendo fauna de ambientes someros (gasterópodos, corales y algas rojas).

La potencia de esta unidad se ha estimado en unos 300 metros. Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en los anticlinales de la Loma de la Torre, en la esquina sureste de la hoja, y de Las Auyamas. También se pueden realizar observaciones en afloramientos puntuales en el sector noreste de la hoja, en los anticlinales de la Loma de Los Lirios y la Loma de la J6.

A pesar de esto, la dificultad orográfica de la región y las malas condiciones de afloramiento no han permitido el levantamiento de columnas estratigráficas generales, aunque sí se han podido hacer muchas observaciones de detalle. En general, no se observa una ciclicidad clara a pequeña escala, solamente la intercalación de manera aleatoria de niveles con fauna somera que muestra signos de retrabajamiento y la aparición de silix en nódulos o niveles estratiformes, el cual suele presentar mayor importancia en la parte baja de la unidad, donde además, los nódulos son de diámetro mayor llegando a alcanzar hasta los 35 cm. Esta unidad, en su conjunto muestra una evolución estratodecreciente, además de una menor proporción de niveles bioclásticos a techo.

La base de la unidad es un paso gradual de la unidad de Polo (5) y el contacto con el miembro superior corresponde a una discontinuidad regional con las facies de calizas margosas del miembro superior de la Fm Neiba (7).

Desde el punto de vista de la microfacies, las calizas están constituidas mayoritariamente de biomicritas, con una elevada proporción de matriz micrítica y escasos bioclastos, que suelen ser foraminíferos planctónicos, de manera que las texturas más frecuentes corresponden a *wackestones* y *packstones* bioclásticos. En los niveles más bioclásticos se han encontrado restos de corales, algas rojas y equinodermos, que forman biomicruditas con los fragmentos bioclásticos rotos y orientados, que además presentan intraclastos que indican sedimentación y posterior removilización del sedimento.

Todo el conjunto de organización, facies y fauna hacen pensar en que el depósito de la Fm Neiba en este miembro inferior tuvo lugar en un ambiente de *rampa carbonatada media-distal*, fuera de la influencia del oleaje de tormenta, con esporádicas llegadas de niveles bioclásticos retrabajados de las partes más internas de la rampa, menos frecuentes a techo, que podrían corresponder a tempestitas. La evolución a techo de la formación se produce en un contexto transgresivo, por la mayor abundancia de facies con foraminíferos planctónicos.

En cuanto a la edad de esta unidad, numerosas muestras de calizas bioclásticas han dado asociaciones de macroforaminíferos bentónicos compuestas por los siguientes géneros: *Lepidocyclina* sp., *Eulepidina* sp., *Victoriella* sp., *Fabiania* sp., *Spiroclypeus* sp., *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Discocyclina?* sp., *Sphaerogypsina?* sp., que junto con la presencia de *Turborotalia* sp. y Globigerinidos, indican una edad Eoceno Superior.

2.2.1.3 Unidad de Aceitillar. Calizas masivas y bioclásticas (8). Eoceno superior-Oligoceno. P₂¹-P₃¹

Esta unidad constituye los principales relieves calcáreos que existen al oeste de la hoja, que corresponden a la continuación de los mayores relieves de la Sierra de Bahoruco. Por esta razón esta unidad está mucho mejor desarrollada en la hoja de Pedernales. Como se ha referido anteriormente en el apartado introductorio a la estratigrafía (epígrafe X.X), se ha tomado el nombre de esta unidad de la región de Aceitillar, en la Hoja de Pedernales, nombre anteriormente dado por Osiris de León (1989) para referirse a las calizas someras que afloran en la Sierra de Bahoruco.

En la hoja de Polo, debido a la extrema dificultad de acceso a la región donde aflora esta unidad, apenas se cuenta con datos obtenidos en el campo, pero suficientes para su atribución a la unidad de Aceitillar. Los únicos afloramientos accesibles son los que forman el Cerro de Guadome, en la región suroeste de la hoja, donde la facies

mayoritaria se compone de calizas blancas-beiges muy karstificadas, compuestas por acumulaciones de algas (oncolitos?), bioclastos y organismos someros (bivalvos, gasterópodos, corales, equinodermos) con algunos macroforaminíferos bentónicos.

En la región noreste (Loma de Los Pinos), sin embargo, no se ha podido acceder directamente, pero siguiendo criterios de fotointerpretación y a partir de las observaciones realizadas en las hojas de Pedernales y Puerto Escondido, se puede interpretar la existencia de esta unidad en este sector de la hoja. Además, algunos datos tomados al norte de El Joval permiten corroborar esta hipótesis, así como las observaciones realizadas al oeste de Río Arriba.

Por correlación con los materiales de las hojas de Pedernales y Puerto Escondido, esta unidad se depositó en un contexto de plataforma marina somera con la influencia del oleaje y de procesos energéticos debidos a tormentas. Asimismo, su edad se puede atribuir al Eoceno Superior.

2.2.2 Oligoceno-Mioceno Superior

2.2.2.1 Fm Neiba. Calizas margosas y tableadas con silex (7). Oligoceno- Mioceno Inferior. P_3^1 - N_1^1

Por encima de una discontinuidad estratigráfica sobre el tramo inferior de la Formación Neiba, se encuentra una sucesión de calizas margosas, tableadas, con nódulos y niveles de silex que intercalan paquetes decimétricos e incluso métricos de calcarenitas con fauna bentónica somera retrabajada. El aspecto de campo es muy parecido al miembro inferior (6), dando una organización tableada característica, sin embargo, el contenido más arcilloso es bien patente en esta unidad y más frecuente hacia la parte alta, donde se han podido reconocer incluso bancos de margocalizas masivas, de espesores métricos (sector de Los Charquitos).

En el Río Maniel Viejo se encuentra uno de los mejores afloramientos de esta unidad, donde se observan las facies de calizas margosas, que presentan una microfacies de *wackstone* y *packstone* de foraminíferos planctónicos y radiolarios, en niveles centimétricos-decimétricos, con niveles y nódulos de silex y en ocasiones con una fuerte silicificación de la caliza margosa. La organización secuencial tiende a ser aleatoria, no observándose una tendencia clara en la evolución del espesor de las capas, aunque a pequeña escala se han observado secuencias estratocrecientes. En la parte superior de

la serie aparecen niveles calcareníticos de acumulación de bioclastos, principalmente foraminíferos bentónicos y otros organismos someros, que aumentan de espesor hasta alcanzar varios metros. De manera gradual, las facies de calizas margosas tableadas con intercalaciones de paquetes métricos de *packstones* con fauna somera retrabajada pasan a calizas alabeadas, beigeas, con intervalos métricos de calizas blancas con corales y algas rojas, que constituyen la unidad suprayacente: unidad de Barahona (9). En ocasiones, en el tránsito de esta unidad a las calizas de Barahona se reconocen niveles dm de calizas rosadas y beigeas, con fauna planctónica (Las Tallotas y Los Arroyos Arriba).

Otro aspecto destacable observado en esta unidad es la existencia de depósitos gravitacionales (brechas intraformacionales) y de niveles slumpizados, de orden métrico, intercalados entre las facies tableadas y margosas (Río Maniel Viejo), a veces difíciles de diferenciar de pliegues producidos por tectónica.

Las características sedimentarias y las facies de esta unidad son parecidas a las descritas en el miembro inferior de la Fm Neiba (6), por lo que pueden interpretarse medios sedimentarios relacionados con la evolución de una rampa carbonatada en posiciones distales (rampa externa). El contenido fósil pelágico (radiolarios, for. planctónicos) y los altos niveles de sílice contribuyen a pensar que se trata de medios distales dentro de la rampa carbonatada con llegadas esporádicas de niveles retrabajados de fauna más somera (posiblemente por corrientes de turbidez o de tormenta). El carácter más arcilloso de las calizas respecto al miembro inferior podría interpretarse como una subida relativa en el aporte siliciclástico a la cuenca o una bajada en la producción de carbonato en la rampa, ambos procesos probablemente acompañados de una evolución vertical del medio. Además, los procesos de deformación sinsedimentaria observados indican una cierta pendiente en la rampa, lo cual es típico en partes medias y distales de la misma, que incluso ocurren sin necesidad de eventos sísmicos.

La microfacies principal corresponde a un wackestone bioclástico de foraminíferos planctónicos, que forman biomicritas. En algunas láminas se observa la presencia de un cemento de sílice rellenando porosidad intrapartícula y reemplazando bioclastos.

La edad de esta unidad ha sido obtenida tanto por el levigado de los niveles margosos como por asociaciones de macroforaminíferos bentónicos. Las margas tienen la siguiente asociación: *Praeorbulina glomerosa circularis* Blow, *Globigerinoides sacculifer* (Brady),

Globigerinoides trilobus (Reuss), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globoquadrina dehiscentes* (Capman, Parr y Collins), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., que indican una edad Burdigaliense sup.-Langhiense inf. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos han dado edades muy similares, aunque con menor precisión. Por ejemplo son frecuentes las muestras con: *Lepidocyclina* sp., *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., que indican un rango más amplio, incluyendo el Oligoceno. Por tanto, por posición estratigráfica se le puede atribuir una edad Oligoceno-Mioceno inferior.

2.2.2.2 Unidad de Barahona. Calizas masivas beige (9). Mioceno Inferior-Superior. N₁¹⁻³

La unidad de Barahona fue definida en el Proyecto L-SW como un miembro de la Formación Sombrerito (p ej. Díaz de Neira, 2004), para incluir los depósitos carbonatados de la vertiente norte de la Sierra de Bahoruco. Sin embargo, en este proyecto, se ha preferido considerar la unidad de Barahona como una unidad litoestratigráfica aparte de la Fm Sombrerito, por presentar una entidad propia y de esta manera, considerarla como una formación independiente de la Fm Sombrerito, aunque pueda corresponder a un equivalente lateral.

Esta unidad corresponde a una sucesión de calizas de tonos beige, de aspecto alabeado, con intercalaciones de calizas masivas, en bancos métricos con corales, gasterópodos y algas rojas y algunos paquetes de margas compactas. En toda la Península de Bahoruco se ha mostrado como una unidad muy heterogénea, mostrando diversidad de facies y de organización.

Estratigráficamente se sitúa por encima de la Fm Neiba: miembro de calizas margosas (7), en contacto gradual y transicional. El límite, por tanto, es arbitrario, pues no se ha podido reconocer ninguna discontinuidad que las separe, como proponía Llinás (1972). Solamente el incremento en los bancos calizos en la parte alta de la Fm Neiba, con fauna somera, es indicativo de la aparición de esta unidad.

En la Hoja de Polo, los mejores ejemplos se encuentran en el Arroyo Maniel Viejo, cerca de la salida del pequeño cañón que forma, donde se observa muy bien el tránsito de la Fm Neiba a las calizas de Barahona, que se manifiesta en la desaparición de las facies de calizas tableadas margosas con silex, que intercalan bancos métricos de grainstones bioclásticos (*packstones*) y la aparición de calizas beiges, *wackstones*, alabeados que progresivamente hacia arriba intercalan bancos métricos de calizas blancas con corales,

algas rojas, etc., propios de la unidad de Barahona. Aparte de este lugar, existe una amplia representación cartográfica de esta unidad en todo el sinclinorio de Juancho, en las cercanías de los poljes de la Sabana de la Primera Yerba y del Tunal.

La microfacies de las calizas de esta unidad está compuesta básicamente por biomicritas, fundamentalmente packstones bioclásticos y en menor medida wackestones. Es frecuente la recristalización a micro y pseudoesparita y también se han observado procesos de micritización sobre los bioclastos, muy frecuentes y compuestos por macrofauna somera (corales, bivalvos, equinodermos y algas rojas) y foraminíferos bentónicos.

La edad de esta unidad se ha obtenido de forma indirecta, debido a que las calizas han dado edades generales al no contener fauna con un valor bioestratigráfico preciso. No obstante, algunas muestras han dado una microfauna compuesta por los siguientes ejemplares de foraminíferos bentónicos: *Archaias sp.*, *Amphistegina sp.*, *Annulosorites sp.*, que indican una edad Mioceno. Su posición estratigráfica por encima de materiales bien datados en el Mioceno inferior (Fm Neiba), permite atribuir una edad de Mioceno medio para la unidad de Barahona, sin mas precisión, sin descartar la presencia de un Mioceno inferior alto en la base, o del Mioceno superior por el techo.

2.2.2.3 Unidad de Maniel Viejo. Calizas nodulosas rojas y calizas masivas rosadas (10). Mioceno Superior-Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$

La unidad de Maniel Viejo corresponde a una unidad de nueva definición, y está formada por una sucesión de calizas margosas rosadas, calizas nodulosas, tableadas y brechoides rojas, y calizas rosadas con corales que desarrollan un paleokarst a techo, con un espesor que ronda la centena de metros. Esta unidad se encuentra por encima de la unidad de Barahona (9). El contacto con la unidad infrayacente corresponde a una paraconformidad, donde se desarrolla una superficie de omisión sedimentaria, de geometría irregular, con perforaciones y precipitación de óxidos de hierro.

Existen muy buenos afloramientos en el Río Maniel Viejo, donde ha excavado una garganta y presenta muy buenas exposiciones de las facies. La unidad comienza, tras una superficie de omisión, con un tramo de margas compactas, masivas, rosadas, con bioturbación y progresivamente empiezan a aparecer niveles de calizas muy irregulares, de aspecto *pseudonoduloso*, alabeado, de tonos rojizos. En este tramo se han observado morfologías irregulares en la estratificación, incluso algunos *slumps*. Por encima de este

tramo se encuentran facies nodulosas típicas, con foraminíferos planctónicos, de escala centimétrica, con algunas trazas de *Thalassinoides* aisladas, que pasan arriba a facies algo más brechoides, con niveles gradados centimétricos y estructuras de tormenta (*gutter* y *pot cast*). A partir de este tramo, la secuencia se compone de calizas más masivas, en bancos decimétricos a métricos, con tonos blanquecinos y débilmente rosados, que tienen fauna muy recristalizada (corales, gasterópodos) y que presentan bolsadas de bauxita. La sucesión termina con el desarrollo de un karst a techo de la caliza, sobre la cual se desarrollan bauxitas, que hacia arriban intercalan en algunos lugares niveles de brechas calcáreas rojas muy cementadas.

Esta unidad se extiende por todo el sinclinorio de Juancho, y constituye la unidad más alta con entidad cartográfica en este sector de la Sierra de Bahoruco. Además de los afloramientos excepcionales presentes en el cañón del Río Maniel Viejo, se pueden observar buenos ejemplos de estas facies en las cercanías de la Sabana de la Primera Yerba.

Las microfacies de esta unidad son muy diversas dependiendo del tramo, pero a grandes rasgos podemos encontrar básicamente dos tipos. En la parte inferior de la unidad, las facies nodulosas y alabeadas contienen microfacies que varían desde *mudstones* a *wackestones* con foraminíferos planctónicos como único componente bioclástico, mientras que en la parte alta de la formación, las facies de calizas masivas, contienen biomicritas que son packstones de bioclastos muy recristalizados, pero básicamente corales, briozoos o gasterópodos. En la parte más superior se ha muestreado el techo de la formación, que muestra características evidentes de exposición subaérea (p. ej. pisolitos ferruginosos).

Las características sedimentarias y de microfacies de esta unidad nos permiten interpretar un ciclo de somerización completo desde el techo de la unidad de Barahona, con facies que podrían interpretarse de rampa media-distal afectada por tormentas, y en condiciones de una cierta condensación sedimentaria, manifestada en las facies de calizas nodulosas. Estos medios, además, suelen interpretarse como desarrollados en ambientes de umbrales pelágicos, lo cual es fácil de pensar si consideramos la Sierra de Bahoruco como una plataforma aislada. La rampa podría tener una cierta inclinación para que se produzcan fenómenos gravitatorios (*slumps*, brechificación intraformacional) y la influencia de tormentas es bien patente en el desarrollo de estructuras de modelado del fondo, especialmente *pot cast*, y en el depósito de algunas capas de acumulación de bioclastos (tempestitas). La parte superior correspondería a una *rampa interna* o

plataforma, con el desarrollo de facies proximales, someras que darían lugar incluso a una emersión y karstificación posterior con depósitos de bauxitas y de sistemas aluviales continentales.

La edad de esta formación no ha podido ser obtenida directamente, debido a la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico, pero por su posición estratigráfica y por correlación regional se le puede atribuir una edad de Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

2.2.3 Plioceno

2.2.3.1 Calizas marrones con gasterópodos (11). Plioceno Superior. N₂²

Bajo esta unidad se ha cartografiado un pequeño afloramiento situado en el extremo oriental del polje del Pelempito, en las cercanías de El Limonal. Su escasa entidad cartográfica no ha permitido obtener muchas más precisiones de ámbito estratigráfico acerca de estos materiales, aunque sus características diferentes a los demás materiales observados en la hoja ha permitido diferenciarlos. Su posición estratigráfica es por encima de la unidad de Maniel Viejo, sin ser posible observar el contacto. Lateralmente tampoco tiene una gran continuidad, por lo que sus relaciones con otros materiales tampoco han podido ser observadas.

Se trata de una sucesión de unas decenas de metros de calizas de tonos marrones, laminadas, con abundantes restos de gasterópodos. Están organizadas en bancos dm a métricos, sin mostrar una clara tendencia. Al microscopio son mudstones-wackstones con gasterópodos, en ocasiones disueltos, y con una recristalización en parches.

Desde el punto de vista sedimentario, esta unidad muestra características muy diferentes a las infrayacentes, ya que corresponde a materiales depositados en ambientes circalitorales, incluso lagunares, pero no estrictamente marinos.

La edad no ha podido ser determinada directamente, aunque por criterios estratigráficos regionales, podría tratarse de la primera unidad que representa el Plioceno.

2.2.3.2 Brechas calcáreas con matriz roja, localmente arcillas rojas y bauxita (12). Plioceno Superior. N₂²

En esta unidad se han diferenciado unos materiales formados por una sucesión de brechas calcáreas de matriz rojiza, donde locamente se han observado niveles de arcillas rojas e incluso bauxita. Generalmente se desarrollan a techo de la unidad de Maniel Viejo, en la mitad oriental de la hoja, aunque solamente se han diferenciado en aquéllos lugares donde tienen entidad cartográfica suficiente.

Su espesor no supera el centenar de metros y los mejores afloramientos se sitúan en el Río Maniel Viejo, y sobre todo, en el sinclinal de Fondo Cabulla, al sureste de Los Arroyos Arriba, donde esta unidad tiene su máxima expresión. Un afloramiento de especial interés es el que se encuentra en el sinclinal de Charco Prieto, en el sureste de la hoja, debido a que se sitúa sobre la unidad de Barahona.

Desde el punto de vista sedimentario se trata de una sucesión compuesta por bauxitas y arcillas rojas en la base, que intercalan niveles de brechas muy angulosas, con clastos procedentes de las formaciones calcáreas circundantes, cementadas por una matriz calcárea rojiza muy compacta. Los niveles apenas muestran organización sedimentaria, y sus espesores son centimétricos, con muro y techo esencialmente planos.

Su edad no ha podido ser obtenida, pero por su posición estratigráfica puede corresponder al Plioceno, sin descartar la presencia del Pleistoceno.

2.3 Cuaternario

Dados el fuerte relieve y el importante desarrollo del modelado kárstico en la hoja, los materiales cuaternarios presentan escasa variabilidad, predominando entre ellos, por su número y la extensión que cubren, los de origen gravitacional y las arcillas de descalcificación.

En lo que sigue se describen dichos materiales atendiendo a su ubicación, litología, espesores y edad. Los únicos datos que existen en la región referentes a este último aspecto, corresponden a la datación (124.000 años) de las construcciones biogénicas de la bahía de Neiba, junto con la edad asignada a formaciones análogas situadas en torno al lago Enriquillo (10.000 a 5.000 años) (Taylor *et al*, 1985). Ambas constituyen referencias válidas para asignar al Holoceno la mayor parte de los depósitos cuaternarios.

2.3.1. Depósitos de origen gravitacional

2.3.1.1. Deslizamientos, derrumbes y flujos. Lutitas, cantos y bloques (22). Holoceno. Q₄

Se incluye en este apartado depósitos gravitacionales de tipología muy variada, aunque sólo existe un caso tipificado como derrumbe y otro como flujo de derrubios. Por el contrario, se han identificado seis deslizamientos concentrados en las inmediaciones de Polo, donde involucran una litología y estructuras favorables: las calizas margosas y calizas tableadas de la Formación Neiba, afectadas por numerosos y apretados pliegues. Los deslizamientos que han podido ser observados sobre el terreno, aparecen constituidos por un conjunto de aspecto desordenado de arcillas que engloban cantos y bloques de composición variable, casi siempre caliza o calizo-margosa. Los deslizamientos de mayor magnitud suelen incluir grandes masas o porciones coherentes dentro de la masa deslizada. Tal en el caso del gran deslizamiento de Polo, en el que una parte del flanco meridional de un anticlinal conforme de la F. Neiba se desplazó hasta el fondo del Ayo. Las Auyamas.

Debido a la propia naturaleza de estos depósitos, su espesor varía considerablemente según el tamaño de estos fenómenos de ladera, pudiendo oscilar entre una decena de metros, para los más pequeños y varias decenas en los mayores.

El único derrumbe identificado en el área - mediante fotointerpretación- se localiza en el extremo suroccidental de la misma, en el paraje El Tunal. Por ser éste un lugar inaccesible, no se dispone de observaciones directas para la descripción de dichos materiales. Aparece como un depósito epidérmico, que "araña" a la vez que "tapiza" la escarpada ladera. En el llano situado en su base se observa una importante acumulación de grandes bloques heterométricos de calizas de la Formación Neiba.

Los depósitos debidos a flujo se sitúan en la carretera de acceso a Polo, en límite septentrional de la hoja. Se trata de una forma de depósito activa, puesto que tras episodios de fuertes precipitaciones llega a cubrir dicha carretera, con un espesor cercano a un metro. Se trata de un *debris* de cantos angulosos de caliza, de unos pocos centímetros de diámetro, con escasa matriz. Ladera arriba desde la carretera mencionada puede alcanzar un espesor de varios metros.

Las elevadas tasas de incisión fluvial provoca la rápida desaparición de los depósitos de ladera, de forma que solo se conservan los más recientes, por lo que su edad debe corresponder al Holoceno, salvo en el caso del gran deslizamiento de Polo, que podría alcanzar una edad pleistocena, puesto que aguas arriba del mismo se ha producido una

importante acumulación de depósitos fluviotorrenciales, que hoy ya están siendo erosionados por la erosión remontante del Ayo. Las Auyamas.

2.3.1.2. Coluviones. Cantos, arenas y lutitas (21). Holoceno. Q₄

Son depósitos de cantos heterométricos y subangulosos, englobados en una matriz areno-arcillosa, procedentes del desmantelamiento de las vertientes; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del sustrato. Aparecen más desarrollados en la mitad noroccidental de la hoja, y en especial sobre las formaciones con mayor proporción de detríticos. Sobre la F. Neiba y similares, con predominio de carbonatos, su desarrollo es más restringido, debido al predominio de componentes solubles. El rápido retroceso de las laderas hace que no alcancen espesores importantes. Por la misma circunstancia, su edad queda limitada al Holoceno

2.3.2. Depósitos de origen fluvial

2.3.2.1 Conos de deyección antiguos. Gravas, arenas y lutitas (13). Pleistoceno. Q₁₋₃

Al norte de esta hoja, jalonando el borde de la sierra de Bahoruco, existe un sistema de abanicos en el que se pueden diferenciar tres generaciones, de las cuales las dos más recientes alcanzan gran desarrollo, mientras que la primera tiene carácter residual, y solo quedan restos de la misma en las cabeceras o ápices de los de la segunda generación. En el interior de la sierra mencionada, donde se ubica este área de trabajo, se han identificado abanicos (los más extensos) y conos (de reducido tamaño) de segunda generación, en algunos de los valles principales, como los existentes en Polo y en el paraje Canga. En todos los casos son abanicos incididos por la red actual.

Están constituidos por gravas calcáreas y heterométricas, de cantos subangulosos y clasto-soportados, que forman paleocanales con base erosiva. Hacia techo de los mismos, predomina la matriz arenosa con cantos dispersos de menor tamaño, repitiéndose dicho dispositivo hasta coronar el depósito. En Polo, bajo dichos paleocanales aparece un importante tramo de arcillas y limos debidos a decantación en aguas estancadas. Estos últimos materiales sólo pueden ser interpretados como el resultado del represamiento del Ayo. Las Auyamas por el gran deslizamiento que se produjo en dicho lugar. El espesor del tramo arcilloso alcanza una decena de metros y el de detríticos gruesos suprayacente ronda los 20 m.

La edad del conjunto de abanicos de Polo, así como la de otros que también aparecen incididos por la red actual, puede estimarse como Pleistoceno-Holoceno.

2.3.2.2 Terrazas. Gravas y arenas (14). Pleistoceno. Q₁₋₃

Aparecen como diversos afloramientos de reducida extensión ubicados entre 10 y 20 m sobre los tributarios de la red de drenaje del Río Arriba, en el sector centro-septentrional. Están constituidos por gravas, predominantemente calcáreas, con matriz arenosa. El tamaño de los cantos varía notablemente, predominado diámetros de 10 a 20 cm. Su potencia oscila entre 2 y 5 m.

Se propone una edad Pleistoceno superior-Holoceno para dichas terrazas, ya que, por su posición en relación con la red actual, pueden ser correlacionables con los abanicos de 2ª generación que se acaban de describir.

2.3.2.3 Conos de deyección y abanicos aluviales recientes. Gravas, arenas y lutitas (16). Holoceno. Q₄

Corresponden a la generación de abanicos y conos más reciente, de las tres descritas en el apartado 2.3.3.1. En esta hoja alcanzan su mayor desarrollo en los márgenes del valle de Pelempito, donde cubre una parte importante del fondo de dicha depresión. Están integrados por proporciones variables de gravas, arenas y lutitas cuya composición es función del área madre, por lo que predominan los integrantes de naturaleza calcárea, con bloques cuyo diámetro puede sobrepasar los 50 cm en los ápices. Su espesor también es muy variable, tanto entre los diversos conos como dentro de ellos, pudiendo señalarse valores en torno a 20 m como máximo. Su edad corresponde al Holoceno.

2.3.2.4 Fondos de valle. Gravas, arenas y lutitas (20). Holoceno. Q₄

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas de naturaleza carbonatada principalmente, excepto en el caso de los cauces del extremo suroriental, donde incluyen algunos cantos de basalto y tufitas procedentes de los reducidos afloramientos de la Formación Dumisseau existentes en dicho lugar. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, de 10-20 cm de diámetro. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, éste puede variar notablemente en función de la morfología y tamaño del cauce en cada caso; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m. Su edad ha de ser Holoceno.

2.3.3. Materiales producidos por meteorización química

2.3.3.1 Fondos de dolina. Arcillas de descalcificación (15). Holoceno. Q₄

Son arcillas rojas de aspecto masivo, derivadas de la descalcificación de los materiales calcáreos por disolución. Su presencia se restringe a la sierra de Bahoruco, especialmente en relación con el Mb Barahona. Tapizan los fondos planos de dolinas y poljes, en los que su espesor debe variar notablemente en función de la profundidad del sustrato rocoso, pudiendo alcanzar la decena de metros.

Su edad puede abarcar el Pleistoceno-Holoceno, sin que pueda descartarse parte del Plioceno.

2.3.4. Depósitos de origen poligénico

2.3.4.1 Aluvial-coluvial. Arcillas rojas con cantos (19). Holoceno. Q₄

Son depósitos con características similares a los coluviones, pero que no presentan la morfología de estos, ya que tapizan áreas con pendientes variables, que no llegan a regularizarse, como ocurre con aquellos. En su génesis han podido intervenir tanto procesos gravitacionales como de arroyada esporádica. La litología de sus componentes varía en función de la del sustrato, predominando las arcillas y limos con cantos de caliza. Su espesor puede estimarse en unos pocos metros.

2.3.4.2 Brechas calcáreas cementadas (18). Holoceno. Q₄

Afloran como retazos o parches de contornos irregulares sobre el sustrato calizo. Su litología presenta bloques y fragmentos angulosos con la misma composición de aquel y con una matriz lutítica, fuertemente cementada. Proceden de la movilización, con escaso transporte, de materiales derivados de procesos kársticos. En la hoja contigua por el sur (Arroyo Dulce) y cerca del límite meridional de la presente, la fotointerpretación permite identificar morfologías de abanico en algunos de los afloramientos de estos materiales, lo que sugiere cierta participación fluvial en su génesis.

Su espesor varía notablemente por tratarse de formas de relleno que pueden cubrir depresiones kársticas, por lo que puede oscilar entre uno y varios metros.

3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS

3.1. Introducción

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

El área a estudio objeto del presente Informe pertenece a un dominio geológico muy contrastados (Lewis y Draper, 1990) el Hotte-Salle-Bahoruco, incluye morfológicamente la Sierra de Bahoruco y el promontorio submarino, dorsal o *ridge* de Beata, estando limitado estructuralmente al norte por la denominada Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) y por el sur por la costa Caribeña, incluyendo el terreno tectónico de Hotte-Salle-Bahoruco de Mann *et al.* (1991).

Las rocas más antiguas de este dominio son volcánicas y consisten en basaltos con intercalaciones de rocas sedimentarias pelágicas (Calmus, 1983; Maurrasse *et al.*, 1979; Bellon *et al.*, 1985; Mercier de Lépinay *et al.*, 1979), aflorantes en el núcleo de anticlinales en el Massif de la Hotte y e Massif de la Selle en Haití y la Sierra de Bahoruco en la República Dominicana. Maurrasse *et al.* (1979) y Sen *et al.* (1988) interpretan este terreno como un fragmento emergido del *plateau* oceánico Caribeño.

El presente capítulo describe las rocas basálticas que esencialmente constituyen el basamento pre-Terciario del dominio de la Sierra de Bahoruco. Las descripciones incluidas constituyen en buena parte los resultados litoestratigráficos, petrológicos y geoquímicos obtenidos en el marco del Proyecto de cartografía geotemática de la República Dominicana, financiada por el Programa SYSMIN de la UE (Escuder-Virue, 2010a y b).

3.2. Contexto geológico

3.2.1. La Provincia ígnea Caribeña

La Provincia ígnea Caribeña (o CLIP; *Caribbean large igneous province*, en la literatura anglosajona) representa un periodo de volcanismo y actividad intrusiva extrema en el Cretácico Superior, que formó un *plateau* oceánico que subsecuentemente resultó la placa Caribeña (Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2002). La parte sumergida del *plateau* en el Mar Caribe fue muestreada durante las perforaciones de los proyectos DSDP Leg 15 y ODP Leg 163 (Donnelly *et al.*, 1990), pero secuencias emergidas del CLIP afloran en Jamaica, La Española, Puerto Rico, bordes costeros de Venezuela, Curaçao y las islas de Aruba, la costa Pacífica América Central y el occidente de Colombia y Ecuador (Lapierre *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2002). El CLIP incluye rocas volcánicas emitidas en tres grandes fases de diferente edad: 124-112 Ma (Lapierre *et al.*, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2007b), 94-83 Ma (la aparentemente más voluminosa; Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hastie *et al.*, 2008) y 80-72 Ma (Révillon *et al.*, 2000). Estas fases han sido reconocidas por Hauff *et al.* (2000) y Hoernle *et al.* (2004) en Costa Rica y en otros *plateaus* oceánicos Cretácicos del Pacífico Occidental (p.ej.; Ontong Java; Kerr, 2003), donde el magmatismo de pluma tuvo lugar durante 50 Ma o más a una muy variable tasa eruptiva. Las rocas más jóvenes del CLIP se encuentran en la República Dominicana (69 Ma; Escuder Viruete *et al.*, 2009a) y en la Península Quepos de Costa Rica (63 Ma; Sinton *et al.*, 1998). Así, el magmatismo del CLIP ocurrió desde el Aptiense al Maastrichtiense, con un pico alrededor del Turoniense-Coniacense (92-88 Ma), mejor que en un único evento muy voluminoso a ~90 Ma, como fue inicialmente postulado.

Un origen Pacífico se acepta para el *plateau* Caribeño (p.ej. Duncan y Hargraves 1984; Pindell *et al.*, 2005), especialmente a la luz de la evidencia que fragmentos de corteza oceánica acrecionada a los márgenes de la región Caribeña, como en La Española y Puerto Rico, están asociadas con cherts de radiolarios que contienen fauna con una procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994; Baumgartner *et al.*, 2008; Jolly *et al.*, 2008; Escuder-Viruete *et al.*, 2009). La modelización de la evolución tectónica de las placas sugiere que el movimiento al este de la placa de Farallon en el Cretácico superior-Terciario inferior, forzó el movimiento de la mitad septentrional del CLIP a la cuenca oceánica proto-Caribeña, la cual había sido abierta por oceanización entre América del Norte y América del Sur desde el Jurásico (Mann, 1999; Pindell *et al.*, 2005). Sin embargo, el mecanismo de movimiento hacia el NE del *plateau* no es claro,

especialmente con el inicio de la subducción en el arco de Costa Rica-Panamá en el Campaniense (ver revisión de Pindell *et al.*, *in press*). Usando “puntos calientes” como marco de referencia fijo, Duncan y Hargraves (1984) sugieren que los magmas del CLIP se produjeron por la fusión parcial dentro de la cabeza de la pluma inicial del punto caliente de Galápagos. Sin embargo, Meschede (1998) plantea dudas de un origen del CLIP a partir de Galápagos, y Kerr y Tarney (2005) proponen que el *plateau* Caribeño resulta de la acreción de dos *plateaus* oceánicos separados de edad Cretácico Superior, relacionados con dos puntos calientes independientes.

La secuencia de eventos de fusión asociados con una pluma (o plumas) mantélica que ocurrió bajo la placa Caribeña no está establecida, porque la estratigrafía volcánica interna del CLIP no es bien conocida. La superficie más alta del CLIP ha sido identificada sísmicamente como la discontinuidad B, la cual se interpreta como la superficie superior de las lavas del *plateau* (Edgar *et al.*, 1973; Mauffret y Leroy, 1997). La discontinuidad ha sido perforada en cinco localidades en la cuenca Caribeña: DSDP sites 146, 150, 151 y 152, y ODP Site 1001. En el DSDP Site 152 y ODP Site 1001 (separados unos ~40 km), se atravesó un delgado sill de basaltos, pero el basamento no fue alcanzado (Diebold y Driscoll, 1999). La similitud composicional de los basaltos de los Sites 152 y 1001 ha permitido sugerir que son parte del mismo horizonte (Sinton *et al.*, 1998). El sill de basaltos atravesado en el Site 152 intruye sedimentos Campanienses (83-70 Ma), y los nuevos datos ^{40}Ar - ^{39}Ar de datación de los basaltos del Site 1001 proporcionan edades de alrededor de 81 Ma (Sinton *et al.*, 2000). Estos son por lo tanto más jóvenes que la fase principal de construcción del *plateau* (i.e. ~90 Ma), y también parecen ser parte de un horizonte sísmico distinto (Mauffret *et al.*, 2000). Así, los basaltos muestreados a los Sites 152 y 1001 pueden no ser parte del *plateau* “principal”, sino más bien el producto de *rifting* de la corteza Caribeña en un estadio tardío después de la formación del *plateau* (Sinton *et al.*, 1998). Las muestras recuperadas de la Dorsal de Beata por sumergible, en el alto topográfico central de la cuenca Caribeña, indican que esta estructura está formada principalmente por gabros, doleritas y raros basaltos almohadillados (Révillon *et al.*, 2000), con una signatura geoquímica muy similar a la de los basaltos de otros puntos del CLIP. La mayoría de las muestras poseen edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de entre 80 y 75 Ma, las cuales son consistentes con las edades previas dentro de la provincia, pero otras son muy jóvenes, de alrededor de 55 Ma. Siguiendo Révillon *et al.* (2000), el punto caliente de “Galápagos” fue probablemente responsable del principal evento magmático relacionado con la pluma a unos 90 Ma, y los episodios de 76 Ma y 55 Ma están relacionados con el adelgazamiento litosférico del Caribe Central (Mauffret *et al.*, 2000).

3.3. Petrología de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

Los basaltos de la Formación Dumisseau se disponen estratigráficamente discordantes bajo las facies carbonatadas con algas del Eoceno medio-superior (Unidad de Polo), constituyendo el basamento volcánico Cretácico de la zona estudiada. Los afloramientos se localizan en el núcleo de anticlinales de dirección NO-SE, generalmente ocupando zonas topográficamente deprimidas, y en el sector costero de la Hoja de La Ciénaga, en el que una gran zona de falla de dirección NNE-SSO hunde el bloque oriental bajo el Mar Caribe.

Debido a la inaccesibilidad de la Sierra de Bahoruco y la ausencia de afloramientos en muchos sectores por la densa vegetación, los basaltos de la Formación Dumisseau no han podido ser muestreados con mucho detalle, excepto en el corte de la Playa de los Ángeles y el área de la Mina de Larimar de la Hoja de la Ciénaga, y los afloramientos de El Fondo, en la Hoja de Enriquillo. Sin embargo, la unidad parece ser litológicamente relativamente homogénea en todos los sectores visitados. La unidad presenta unos 500-1000 m de espesor visible, ya que no aflora su sustrato, y está constituida esencialmente por rocas volcánicas y subordinadamente subvolcánicas. En el campo se han observado tres tipos de facies: basaltos coherentes en flujos texturalmente variados, como almohadillados, hialoclásticos, porfídicos, microporfídicos, afaníticos, vítreos, vesiculares (amigdalares), muy vesiculares y masivos; depósitos piroclásticos máficos resultado de un magmatismo explosivo, como brechas y tobas líticas, tobas vítreas y tobas finas gradadas y laminadas, aunque también hay facies de autobrechas monogénicas; y depósitos volcanoclásticos sin-magmáticos resedimentados y epiclásticos, como brechas de clastos poligenéticos centimétricos, y depósitos de flujo, laminados y tractivos. Todas las rocas volcánicas fueron emitidas o re-sedimentadas en condiciones subacuosas relativamente profundas.

En las zonas centrales de los flujos lávicos pueden aparecer facies doleríticas y en las marginales facies más afaníticas, vítreas y vesiculares, con niveles hialoclásticos asociados. Las doleritas forman también diques sin-magmáticos de estructura fluidal o isótropa, y textura de intergranular a ofítica. Las facies afaníticas son de colores gris-azul oscuro, magnéticas, con vacuolas (amigdalas) rellenas de cuarzo, calcita o zeolitas. Tanto las facies lávicas como las piroclásticas e intrusivas sin-magmáticas aparecen afectadas en grado variable por una alteración hidrotermal, que puede estar acompañada por remplazamientos minerales y llegar a ser pervasiva. Las rocas intensamente alteradas desarrollan dos tipos de alteraciones: una de coloración verde y otra de tonos

rojos. La segunda se superpone espacialmente a la primera. La alteración produce una variable sericitización y carbonatación de las plagioclasas, la cloritización y epidotización de los piroxenos, procesos de silicificación y carbonatación, y tinciones por óxidos de Fe. La alteración lleva también asociada la formación de un retículo de venas y parches de espesor milimétrico a centimétrico, rellenas por un agregado mineral de tonos blancos y ligeramente azulados compuesto por carbonatos, zeolitas y larimar.

En los afloramientos de la Hoja de Polo se ha observado un predominio de rocas volcánicas, principalmente basaltos, frente a otras facies de brechas, microbrechas y tobas líticas mejor representadas en las vecinas hojas de La Ciénaga y Enriquillo (Joubert, 2010 y Abad (2010)). Los sedimentos intercalados son relativamente escasos y consistentes en lentejones de chert y calizas pelágicas dolomitizadas. La alta tasa de efusividad, la composición casi exclusivamente basáltica del magmatismo y el predominio de facies lávicas submarinas, indican que la Formación Dumisseau es resultado de un magmatismo intraplaca oceánico producido por las altas tasas de fusión parcial inducidas por una pluma mantélica. Los materiales volcánicos de la Formación Dumisseau no están afectados ni por una deformación esquistosa ni por un metamorfismo regional dinamotérmico.

3.3.1. Basaltos microporfídicos con olivino

Los basaltos olivínicos son rocas volcánicas lávicas o subvolcánicas doleríticas, de estructura masiva en la que no se han observado fábricas magmáticas ni deformativas. Poseen una textura microporfídica de mesostasia o matriz de intersectorial a subofítica. Al microscopio, los basaltos están compuestos por un agregado de pequeños prismas y microprismas de olivino (<10%), que se destacan de una matriz formada por un agregado de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, así como óxidos de Fe-Ti opacos dispersos.

El olivino forma prismas milimétricos de idio- a subidiomorfos, frescos, de frecuente hábito bipiramidal o esquelético, poco pleocróicos, de variados colores de interferencia, y con inclusiones de espinela Fe-Ti y gotas de fundido marrón. Aparecen poco reemplazados por clorita, iddingsita y opacos. La plagioclasa forma prismas tabulares subidiomorfos, heterogranulares y muy alargados, así como agregados de pequeños prismas intercrecidos y radiales, que constituyen el armazón de la mesostasia. Los prismas de mayor tamaño poseen un zonado normal o ligeramente oscilatorio. Aparece reemplazada zonalmente por agregados de epidota, sericita, illita y opacos. El clinopiroxeno forma prismas subidiomorfos de color marrón y de composición augita

titanada. El ortopiroxeno posee una textura similar y se distingue por presentar colores de interferencia más bajos. Ambos aparecen intersticiales en la mesostasia, o han desarrollado cristales de mayor tamaño de tendencia poiquilítica. Como opacos se observan espinela Fe-Ti variablemente opaquizada, magnetita/ilmenita y opacos dispersos.

3.3.2. Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno

Los basaltos con orto y clinopiroxeno constituyen una litología volumétricamente abundante en la Formación Dumisseau. Se trata de flujos lávicos de composición basáltica y texturas variadas, tanto porfídicas, microporfídicas y afaníticas, variablemente vesiculares. Las facies aparentemente más abundantes son de basaltos porfídicos, en la que los fenocristales de ferromagnesianos de tamaños milimétricos se destacan sobre una mesostasia afanítica, algo microvesicular. En estos basaltos no se han observado fábricas fluidales en los fenoblastos, ni en las vesículas orientación preferente. En ocasiones están afectados por una pervasiva alteración hidrotermal.

Al microscopio, estos basaltos están compuestos por fenocristales exclusivamente de piroxenos, que se destacan sobre una matriz de micro a criptocristalina, rica en microfenoblastos de piroxeno, plagioclasa intersticial, granos dispersos de Fe-Ti espinela, ilmenita y opacos, y vesículas/amigdalas dispersas. Los fenocristales de clino y ortopiroxeno, son idiomorfos, presentan un zonado composicional, maclas en reloj de arena en ocasiones, e inclusiones de espinela Fe-Ti marrón-negra. Su abundancia modal en algunas muestras sugiere que se trata de fases cumulado. El clinopiroxeno es ligeramente pleocróico rosa-amarillo y posee un alto relieve, por lo que es de composición augita titanada. Los fenocristales de ortopiroxeno son modalmente más escasos y presenta colores de interferencia más bajos. Ambos minerales también aparecen como agregados de microfenoblastos intercrecidos y como pequeños granos dispersos por la mesostasia. Los piroxenos aparecen en algunas muestras pseudomorfizados por agregados de minerales secundarios, tales como clorita, calcita y pumpellita. En las muestras estudiadas no se ha observado olivino, aunque algunos agregados de epidota amarilla, clorita y calcita podrían ser pseudomorfos de microfenocristales bipiramidales de este mineral. La plagioclasa forma microfenocristales de contornos alotrio- y subidiomorfos, y también agrupaciones microglomeroporfídicas, presentes sólo en la mesostasia, siendo en la secuencia de cristalización más tardíos que el piroxeno. Aparecen reemplazadas por sericita, albita, prenhita y calcita, principalmente. La mesostasia está formada por un material intersticial micro y criptocristalino, en buena

parte resultado de la desestabilización de vidrio volcánico. Este material es a menudo opaco debido a la impregnación de óxidos de Fe-Ti.

En las facies amigdalares, las vesículas son de entre 0,5 y 8 mm de diámetro, y están rellenas de calcita, cuarzo, clorita, pumpellita, albita y material microcristalino, formando tanto rellenos zonados drúsicos, como parches y agregados. Las microvesículas visibles al microscopio están rellenas por minerales secundarios tales como calcita, cuarzo, clorita, prehnita, epidota amarilla y material amorfo. Hay también parches de reemplazamiento rellenos por calcita y sílice.

3.3.3. Basaltos porfídicos con clinopiroxeno y plagioclasa

Los basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa son también volumétricamente abundantes en la unidad. Constituyen rocas volcánicas de tonos verde-marrón oscuros, de composición basáltica, de estructura lávica masiva, aunque la concentración de vesículas por desgasificación del magma en algunos horizontes define un bandeado de flujo. No obstante, se han observado facies de lavas almohadilladas. Las texturas predominantes son porfídicas y afaníticas, aunque en ocasiones también aparecen doleríticas. Los fenocristales son generalmente escasos (<20%), de 1-2 mm de tamaño o submilimétricas, que se destacan en una pasta o mesostasia afanítica con escasas (<8%) vesículas/amigdalas de 0,5-2 mm rellenas de cuarzo, calcita y zeolitas. Frecuentemente, los basaltos están afectados por un sistema de grietas y venas con rellenos hidrotermales.

Al microscopio los basaltos están compuestos por feno y microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, destacados en una mesostasia o matriz afanítica y oscura. La disposición de los fenocristales define texturas variadas, como fluidales, traquíticas, variolíticas (por enfriamiento rápido en las lavas almohadilladas), ofíticas y holocristalinas de grano fino-medio. Los fenocristales de plagioclasa idio- a alotriomorfas aparecen formando prismas independientes tabulares y agregados radiales y glomeroporfídicos, con individuos zonados y maclados, variablemente recristalizados por la alteración secundaria. La plagioclasa también forma pequeños prismas y microfenoblastos, idio y subidiomorfos. Las plagioclasas están variablemente reemplazadas a prehnita-pumpellita e illita. El clinopiroxeno es de color marrón, fuerte relieve, de contornos de idio- a subidiomorfos, sin zonado aparente, marcada exfoliación y de composición augita. Frecuentemente forma grandes cristales milimétricos de carácter poiquilítico, junto al ortopiroxeno, que engloban a la plagioclasa y los opacos, dando lugar a la textura ofítica.

En otras muestras el clinopiroxeno forma pequeños prismas (<0,5 mm) dispersos entre la mesostasia y entre las plagioclasas. El ortopiroxeno es muy poco pleocróico, de baja birrefringencia. Ambos, aparecen reemplazados por agregados de prenhita, epidota y clorita. El olivino accesorio forma agregados microcristalinos xenomorfos, completamente reemplazados por clorita, opacos y un material criptocristalino amarillo. Como opacos se observa magnetita esquelética y finos agregados de opacos dispersos.

La matriz está compuesta por un material micro y criptocristalino, en buena parte resultado de la transformación del vidrio volcánico. Este material está reemplazado por un agregado muy fino de sericita, clorita, óxidos de Fe-Ti y opacos, así como algún esferulito procedente de la desvitrificación. Este material está reemplazado en parches y fracturado por fisuras, rellenas de calcita, clorita, prenhita (?), pirofilita (?), sericita, epidota amarilla, esferulitos silíceos y material amorfo. Las microamigdalas están rellenas de clorita y zeolitas. Se superpone una alteración/hidrotermalismo tardimagmático que forma minerales secundarios, tales como prenhita, pumpellita, clorita, sericita, calcita y óxidos de Fe.

3.3.4. Basaltos andesíticos con plagioclasa

Se agrupan un conjunto de flujos lávicos, de tonos verde-marrón oscuros, de composición basáltica, texturas variablemente porfídicas, con fenocristales de tamaños milimétricos idio y subidiomorfos. Los fenocristales son de plagioclasas verdes alteradas, escasos ferromagnesianos oscuros y agregados de mica marrón y blanca neoformados sobrecrecidos. De forma también característica, las fábricas magmáticas son escasas y consistentes en una fluidalidad o el alineamiento de vesículas, y no se han desarrollado fábricas deformativas. A menudo están afectadas por una intensa hidrotermalización verde tardi- a post-magmática y alteración roja post-magmática.

Al microscopio, los basaltos andesíticos son porfídicos, de mesostasia de micro a criptocristalina variablemente alterada y reemplazada por minerales secundarios, que han crecido sin desarrollo de orientaciones preferentes. Los fenocristales son de plagioclasa o sus pseudomorfos son de tamaños milimétricos (<1 cm longitud), aunque también existen microprismas, en algunas facies bastante abundantes (<45% en total), y menos frecuentes de clinopiroxeno (<10%). La plagioclasa forma prismas de idio- a subidiomorfos tabulares, así como agregados de prismas de menor tamaño dispersos. Poseen maclas simples, un zonado oscilatorio en algunos ejemplares, pero está en general pseudomorfizada a agregados de pequeños granos de albita, o reemplazada por

calcita, sericita, illita y opacos. El clinopiroxeno aparece como diminutos prismas subidiomorfos dispersos en la mesostasia o reemplazados por clorita, epidota amarilla, prehnita, calcita y opacos. Como opacos aparecen magnetita y óxidos de Fe-Ti microcristalinos dispersos. En las facies vesiculares la matriz está compuesta por microvesículas ovoides y subesféricas, en zonas elongadas definiendo una fábrica fluidal mediante su orientación subparalela, desarrolladas en un material micro y criptocristalino, en ocasiones con agrupaciones de esferulitos, en buena parte resultado de la desvitrificación de la pasta volcánica. Los rellenos de vacuolas están compuestos por calcita, clorita, pumpellita, epidota amarilla, esferulitos silíceos y material amorfo.

En los basaltos andesíticos se superpone a menudo alteración verde de carácter hidrotermal que reemplazada profundamente a los minerales volcánicos, y forma parches y rellenos de huecos por agregados de calcita, cuarzo, epidota, prehnita, clorita y opacos. En alguna muestra se ha observado que la alteración hidrotermal alcanzó una relativa alta-T, dando lugar a poiquiloblastos de biotita y de mica blanca moscovita, así como agregados de clorita y albita, los cuales son referibles a la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes. Posteriormente se superpone una alteración roja oxidante supergénica.

3.3.5. Basaltos y basaltos andesíticos afaníticos, fluidales y vesiculares

Bajo este epígrafe se incluye el resto de rocas volcánicas lávicas de composición máfica observadas en la Formación Dumisseau, que en general presentan coloraciones gris-pardo-azuladas al fresco, texturas afaníticas, variablemente fluidales y vesiculares/amigdalares (<25%). Al microscopio, estas lavas están compuestas por microfenocristales submilimétricos de plagioclasa (0-15%) o sus pseudomorfos albitizados y sericitizados, que se destacan sobre una matriz fina micro y criptocristalina, con microfenoblastos dispersos de plagioclasa, clinopiroxeno y granos de ilmenita/magnetita. Los microfenocristales de plagioclasa idio y subidiomorfa aparecen destacados sobre la matriz formando agrupaciones glomeroporfidicas. Aparecen casi completamente reemplazados por albita, sericita, prehnita y calcita. Los microfenocristales de clinopiroxeno aparecen pseudomorfizados por agregados de clorita, calcita y cuarzo. A menudo, hay también un material intersticial micro y criptocristalino muy rico en óxidos de Fe-Ti, resultado de la desestabilización y recristalización del vidrio volcánico, que le confiere a la roca la coloración oscura. En las facies amigdalares, las vesículas son entre 1 y 10 mm de diámetro, están rellenas de calcita, cuarzo, clorita,

pumpellita, albita y material microcristalino, formando tanto rellenos zonados drúsicos, parches, grietas y agregados.

3.3.6. Brechas y microbrechas líticas basálticas mono y poligenéticas

En la Hoja de Enriquillo, los basaltos masivos y almohadillados presentan asociados tramos de brechas, microbrechas y tobas máficas con clasificación gradada, cuya potencia y extensión lateral no ha sido posible establecer. Se agrupan rocas volcánicas tanto autobréchicas monogénicas como piroclásticas poligénicas de composición basáltica s.l., incluyendo todo un rango de tamaños de grano para los fragmentos constituyentes desde brechas centimétricas a tobas medias-gruesas.

Las brechas y microbrecha (<2 cm) monogénicas poseen tonos pardo-rojizos oscuros por alteración tardía, y son marcadamente heterogranulares (<15 cm), con clastos de bordes angulosos y subangulosos de similar naturaleza, cementados por cuarzo y calcita. Estos materiales no parecen tener una organización interna o laminación, y posible son en buena parte resultado de la autobrechificación del magma parcialmente solidificado durante el avance de las coladas. Los clastos están poco empaquetados y seleccionados, siendo fundamentalmente de naturaleza lítica basáltica. Otros fragmentos líticos presentes son de basaltos porfídicos con fenocristales de plagioclasa (<20%) y de piroxeno, basaltos fluidales y afaníticos. En todos los casos la mesostasia está constituida por vidrio cloritizado, silicificado, palagonitizado y opaquizado. La matriz entre fragmentos es generalmente inexistente. En general estas brechas están alteradas en momentos post-magmáticos y la mineralogía volcánica original reemplazada. Así, los fenocristales de Ti-augita y ortopiroxeno están cloritizados; la plagioclasa pseudomorfizada por albita, calcita y cuarzo; y el vidrio reemplazado por un material criptocristalino y opaco. Los cementos son de cuarzo microcristalino, frecuentemente deformado, y posteriormente de calcita esparítica.

Las brechas y microbrechas poligenéticas están compuestas por fragmentos angulosos y subangulosos de tamaño de grano similar a las monogénicas. Sin embargo, los clastos están en estas facies piroclásticas mal empaquetados y seleccionados en un rango bastante variable de tamaños de grano, y no están elongados paralelamente a ninguna estratificación. Los fragmentos son fundamentalmente de naturaleza lítica basáltica poligenética (>65%), cristalina de piroxenos y pseudomorfos cloríticos y de plagioclasa (<15%), y de vidrio silicificado/palagonitizado/opaquizado (<20%), en una poco abundante matriz (<5%) cementada por sílice y carbonatos. La proporción de

fragmentos de roca es mayor que la de cristales y, a su vez, que la de vidrio. Los fragmentos de rocas son de naturaleza volcánica, de texturas microporfídicas, porfídicas fluidales, afaníticas y doleríticas. En general están teñidos de rojo a marrón oscuros por óxidos de Fe-Ti. Los fragmentos de cristales son fenocristales enteros y rotos de Ti-augita, ferromagnesianos y de plagioclasa, cloritizados y reemplazados por calcita (especialmente la plagioclasa) y sílice. Los de vidrio verde-amarillo desvitrificado aparecen dispersos, así como reemplazados a material criptocristalino y opaco. No hay fragmentos de calcita de origen biogénico. La matriz entre los fragmentos es escasa y está definida por un material de micro- a criptocristalino recristalizado y rico en opacos criptocristalinos. Los cementos son de cuarzo microcristalino y de calcita esparítica. Hay formación tardía de clorita y sericita.

3.3.7. Tobas vítreas de grano grueso

Los depósitos de tobas son de tonos pardo-marrones, también verdosos, y de fragmentos de tamaño de grano toba gruesa generalmente homogéneos, aunque frecuentemente aparecen líticos dispersos de tamaño lapilli (>2mm). Sin embargo, en algunas tobas el tamaño de los clastos es relativamente variable, desde 0,5 mm a 1 cm, siendo el promedio de unos 2-3 mm de diámetro. Estas rocas piroclásticas no presentan una clara estratificación o laminación. Se trata de depósitos fragmentarios cohesivos, compuestos por fragmentos angulosos y subangulosos de vidrio y escoria de composición basáltica s.l., en los que se superponen procesos de alteración roja/tinción de óxidos superficial y de cementación de calcita tardía.

Al microscopio, los fragmentos de vidrio aparecen bien clasificados y seleccionados en un rango de tamaños de grano gruesos, y son a menudo casi exclusivamente de naturaleza escoriácea (>90%). Típicamente, contienen espículas en "Y" y puntos triples, que a menudo están aplastados y deformados, sugiriendo una deposición aún caliente y en parte su soldado. En algunos casos, las espículas están elongadas paralelamente definiendo una grosera laminación. El vidrio está silicificado, palagonitizado y opaquizado. En ocasiones, aparecen también fragmentos cristalinos de clinopiroxeno (Ti-augita), pseudomorfos cloríticos de ferromagnesianos y plagioclasa (<5%), y fragmentos de líticos de gran tamaño de grano. Estos líticos son basaltos microporfídicos y fluidales, así como de textura afanítica. En general están teñidos por óxidos de Fe-Ti, que los hace opacos. La matriz entre los fragmentos es generalmente inexistente. Los cementos son de cuarzo microcristalino, frecuentemente deformado, y en una etapa posterior de calcita esparítica

de textura drúsica y en grandes placas. Acompañando al cemento de calcita, aparece también clorita y sericita. La calcita también rellena microfracturas tardías.

3.4. Geoquímica de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

3.4.1. Toleitas pobres en Ti (tipo I)

Este grupo está representado por los flujos toleíticos y las intrusiones doleríticas y microgabroicas de la Formación (Figura 3.1). Las rocas presentan composiciones de muy poco a ligeramente fraccionadas ($Mg\#=66-49$). Los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb son de 0,9-1,5 wt%, 31-79 ppm y 2,8-13 ppm, respectivamente, para rangos relativamente altos de MgO de 6,8-10,1 wt%. Los contenidos en Cr (134-376 ppm) y Ni (26-121 ppm) son relativamente altos. Presentan una concentración en Th relativamente baja ($<0,4$ ppm). Los valores de Nb/Y (0,1-0,2) son típicos de magmas toleíticos. El microgabro 5970IJE9624 presenta valores anómalos en varios elementos probablemente debidos a su movilización durante la alteración. En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (MP; Figura 3.2), se caracterizan por una distribución generalmente plana ($[La/Yb]_N=0,7-1,2$; promedio 1,0), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,8-1,0$; promedio 0,9), ligeras anomalías positivas en Nb (respecto al Th y La; $Nb/Nb^*=0,2-0,4$), ausencia anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,9-1,0$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=0,8-1,2$; promedio 1,1). Los bajos contenidos en Ti y las bajas abundancias absolutas de REE (4-8 x PM) sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo I son producto de altas tasas de fusión (20-30%) de lherzolitas con espinela.

3.4.2. Basaltos ricos en Ti (tipo II)

Este grupo está representado por las lavas basálticas transicionales. Estas rocas presentan composiciones poco fraccionadas ($Mg\#=57-52$). El contenido en TiO_2 varía entre 2,0 y 2,6 wt%, y para rangos similares de $Mg\#$ son superiores a los del grupo I. Para contenidos altos en MgO de entre 6,7 y 8,0 wt%, los contenidos en Zr y Nb son también más altos, de 108-148 ppm y 14,4-18,1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (240-376 ppm) y Ni (41-74 ppm) son también elevados. Los contenidos en Th son más altos que en las muestras del tipo I. Los valores de Nb/Y (0,65-0,7) son típicos de magmas transicionales. Presentan un patrón de REE extendido de pendiente negativa ($[La/Yb]_N=4,0-4,6$), LREE planas ($[La/Nd]_N=1,1-1,3$; promedio 1,2) y un empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,4-2,6$; promedio 2,5), con ligeras anomalías positivas en Nb

($Nb/Nb^*=1,3-1,7$), y sin anomalías en el Ti. Los mayores contenidos en TiO_2 y absolutos de REE, junto a la ausencia de anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=1,1-1,2$), sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo I. La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo II son producto moderadas tasas de fusión (8-15%) de una mezcla de lherzolitas con espinela y lherzolita con granate.

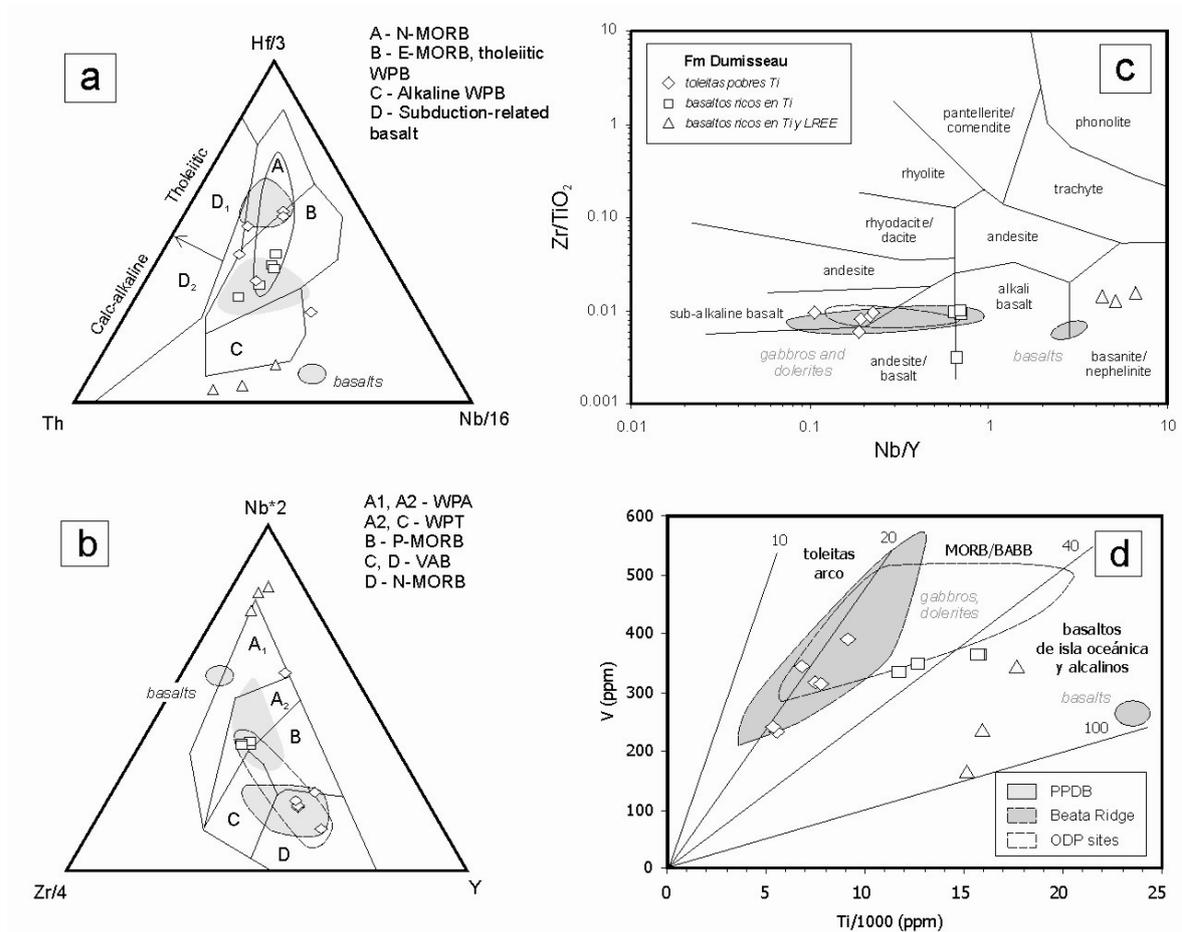


Figura 3.1. Características geoquímicas de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, mostrando como comparación los campos composicionales de las ígneas de la Dorsal de Beata (Révillon *et al.*, 2000), los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte y del CLIP (Sinton *et al.*, 2000). (a y b) Diagramas de Wood (1980) y Meschede (1986); (c) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

3.4.3. Basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (tipo III)

El grupo incluye los basaltos porfídicos con orto, clinopiroxeno y plagioclasa, ricos en Ti y de composiciones ya moderadamente fraccionadas ($Mg\#=52-45$). Con el enriquecimiento en TiO_2 (2,7-2,9 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe ($Fe_2O_{3T}=11,6-12,5$ wt%), resultando basaltos ferrotitanados. Los contenidos en CaO son muy elevados (13,8-20,5 wt%) y pueden ser debidos tanto a la acumulación de plagioclasa en estos

magmas ya evolucionados, a los rellenos de las vesículas, o a procesos de carbonatación durante la alteración como sugieren los altos valores de LOI (5,1-9,5 wt%). Los valores de Nb/Y (4,5-66) son típicos de magmas alcalinas. Para contenidos en MgO de entre 6,4 y 5,2 wt%, los contenidos en Zr y Nb en las muestras de tipo III son más altos que en los anteriores grupos, de 48-171 ppm y 89-162 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (7-34 ppm) y Ni (8-26 ppm) son bajos y dan cuenta de una extensa fraccionación.

Los contenidos en Th son los más elevados de la Formación (5,4-14 ppm). A un similar Mg#, estos basaltos presentan un característico patrón de REE extendido de extremada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=25-59$). Respecto al tipo II, presentan un fuerte enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=2,6-3,4$) y un mayor empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=4,0-7,3$). No presentan claras anomalías en Nb ($Nb/Nb^*=1,0-1,8$), Eu o Ti. Los contenidos más altos en TiO_2 y de abundancias absolutas de REE, sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo II. Sin embargo, estos basaltos presentan fuertes anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,9$), La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo III son producto de bajas tasas de fusión (<5%) de lherzolitas con granate.

Las rocas máficas de la Fm Dumisseau presentan una gran diversidad en la composición de elementos traza. Aunque no se ha podido establecer su estratigrafía, la unidad presenta las características de la gran provincia ígnea Caribeña (CLIP=*Caribbean large igneous province*), como una gran extensión geográfica (ver después las comparaciones), un total predominio de composiciones basálticas, altas tasas de producción de fundidos, ausencia de sedimentos autóctonos intercalados debido a la alta efusividad magmática, y una formación no directamente relacionada con procesos de apertura de fondo oceánico. Estos magmas no muestran evidencias de la adición de componentes subductivos en su petrogénesis ($Nb/Th>8$; Figura 3.3).

Los magmas relativamente empobrecidos y menos fraccionados de tipo I, que parecen ser ligeramente más jóvenes, proceden de altas tasas de fusión (10-20%) de un manto fértil somero, y los fundidos más enriquecidos de los tipos II y III fueron producto de menores tasas de fusión (<15 y <5%, respectivamente) de un manto más profundo con granate residual que fracciona las HREE.

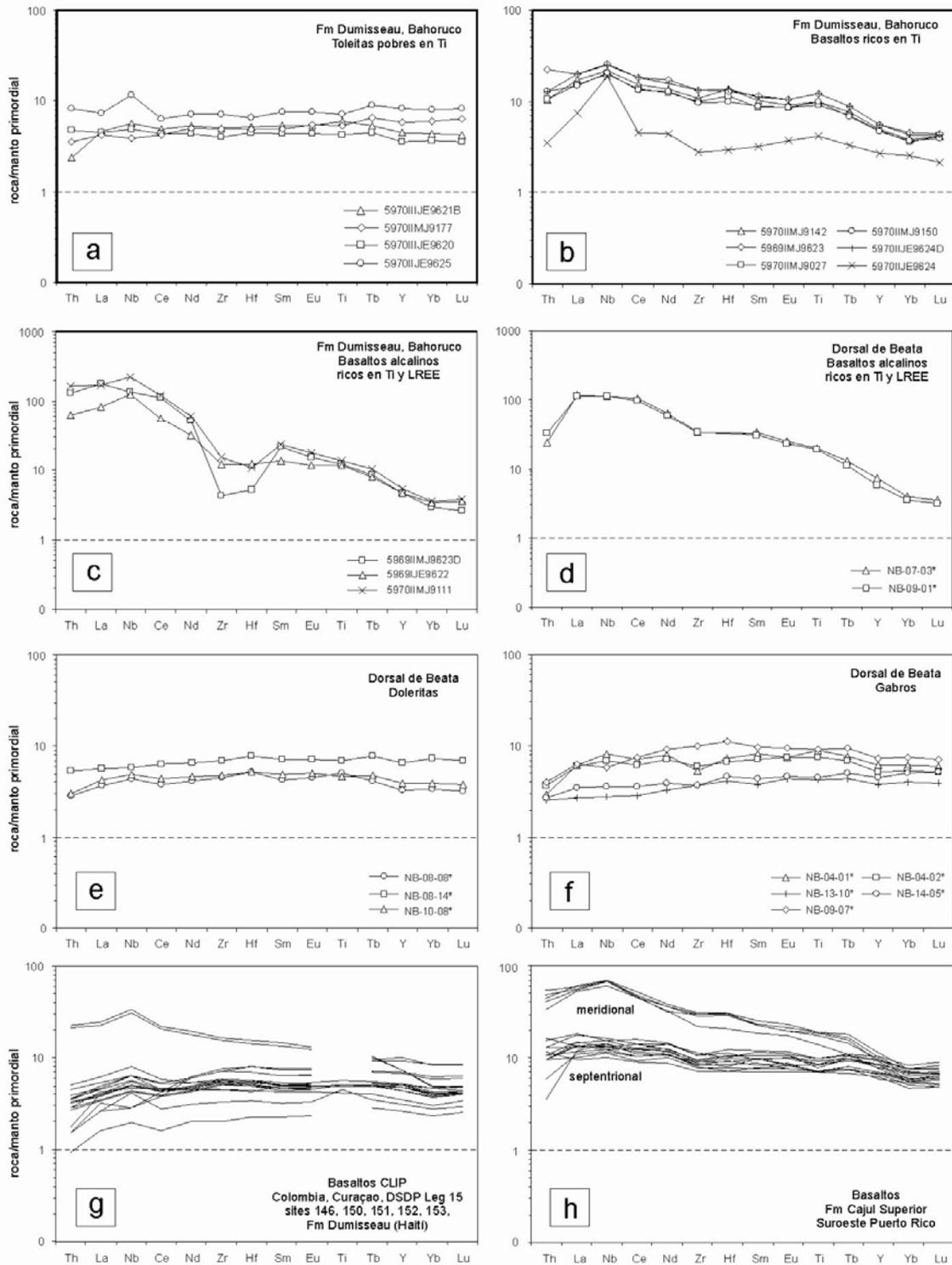


Figura 3.2. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los diversos tipos geoquímicos de basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, y su comparación con los campos composicionales de los basaltos, doleritas y gabros de la Dorsal de Beata (Révillon et al., 2000), de basaltos representativos del CLIP de Colombia, Curaçao, la Fm Dumisseau (Sen et al., 1988; Sinton et al., 1998), y del DSDP Leg 15 en el Mar Caribe (Sinton et al., 2000); y de la Fm Cajul Superior en Puerto Rico (Jolly et al., 2008),

Por lo tanto, las fuentes mantélicas de la Fm Dumisseau posiblemente fueron más empobrecidas y someras con el tiempo, lo cual es consistente con el ascenso de un manto profundo a alta temperatura (i.e. una pluma mantélica) bajo la corteza oceánica. No se descarta que la secuencia de basaltos de la Fm Dumisseau sea progresivamente emergente y desarrolle a techo facies de brechas, hialoclásticas y de flujos subaéreos muy vesiculares. La Formación está estratigráficamente superpuesta por carbonatos de plataforma someros de edad Eoceno Inferior-Medio.

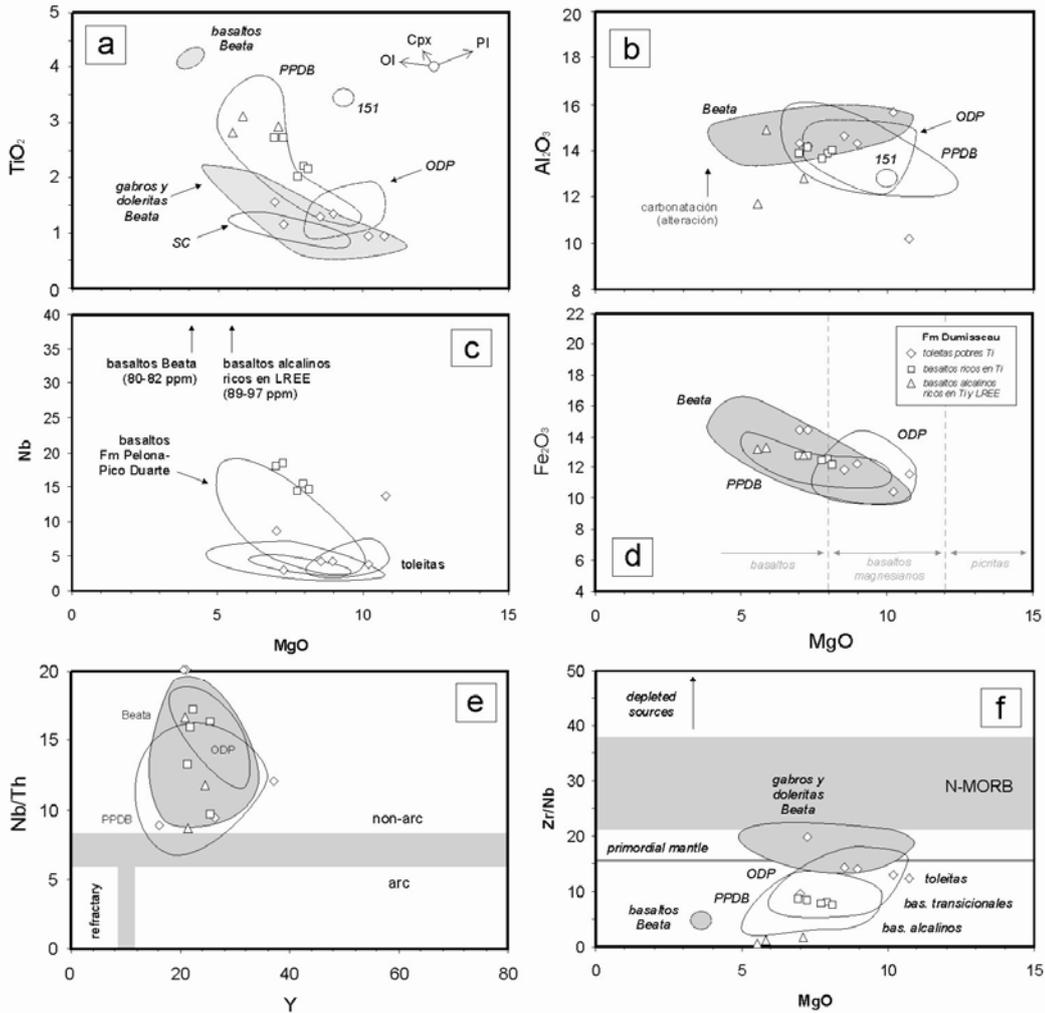


Figura 3.3. (a y b) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb (ppm), Fe_2O_3 , Nb/Th (ppm) y Zr/Nb (ppm) frente al Mg# e Y (e), para los basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, mostrando como comparación los campos composicionales de las ígneas de la Dorsal de Beata (Révillon et al., 2000), los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte y del CLIP (Sinton et al., 1998).

4. TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la hoja de Polo y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del contexto geodinámico de La Española, en cuyo sector más meridional se encuentra ubicada la Hoja. A continuación se realiza un marco geológico-estructural de la Península de Bahoruco, su relación con la Cuenca de Enriquillo, y un análisis de las grandes estructuras geológicas (pliegues y fallas más importantes), y dentro de este marco se describe la estructura de la Hoja. Finalmente se presenta una propuesta de evolución tectónica para el conjunto de la región.

4.1. Contexto geodinámico de La Española

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Figura 4.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) y Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988).

El margen septentrional de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter siniestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b). La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este con respecto a las placas Norte y sudamericana (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; De Mets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002).

Al norte y noreste de la zona de estudio hay que destacar la Cordillera Central como elemento de primer orden en la geología de la isla, en cuyo segmento suroccidental, el más próximo a la zona de estudio se distinguen dos dominios principales (Mann *et al.*, 1991b; Dolan *et al.*, 1991; Heubeck y Mann, 1991; Hernáiz Huerta 2000a y b; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002): el basamento representado por formaciones oceánicas y de arco isla que fueron generadas y amalgamadas durante el intervalo Jurásico Superior-Eoceno (Bowin, 1966; Draper *et al.*, 1994, 1996; Lewis *et al.*, 2002), y el Cinturón de Peralta, una potente secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, se dispone a lo largo del flanco

meridional de la Cordillera Central (Mann *et al.*, 1991b; Heubeck y Mann, 1991; Hernández Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

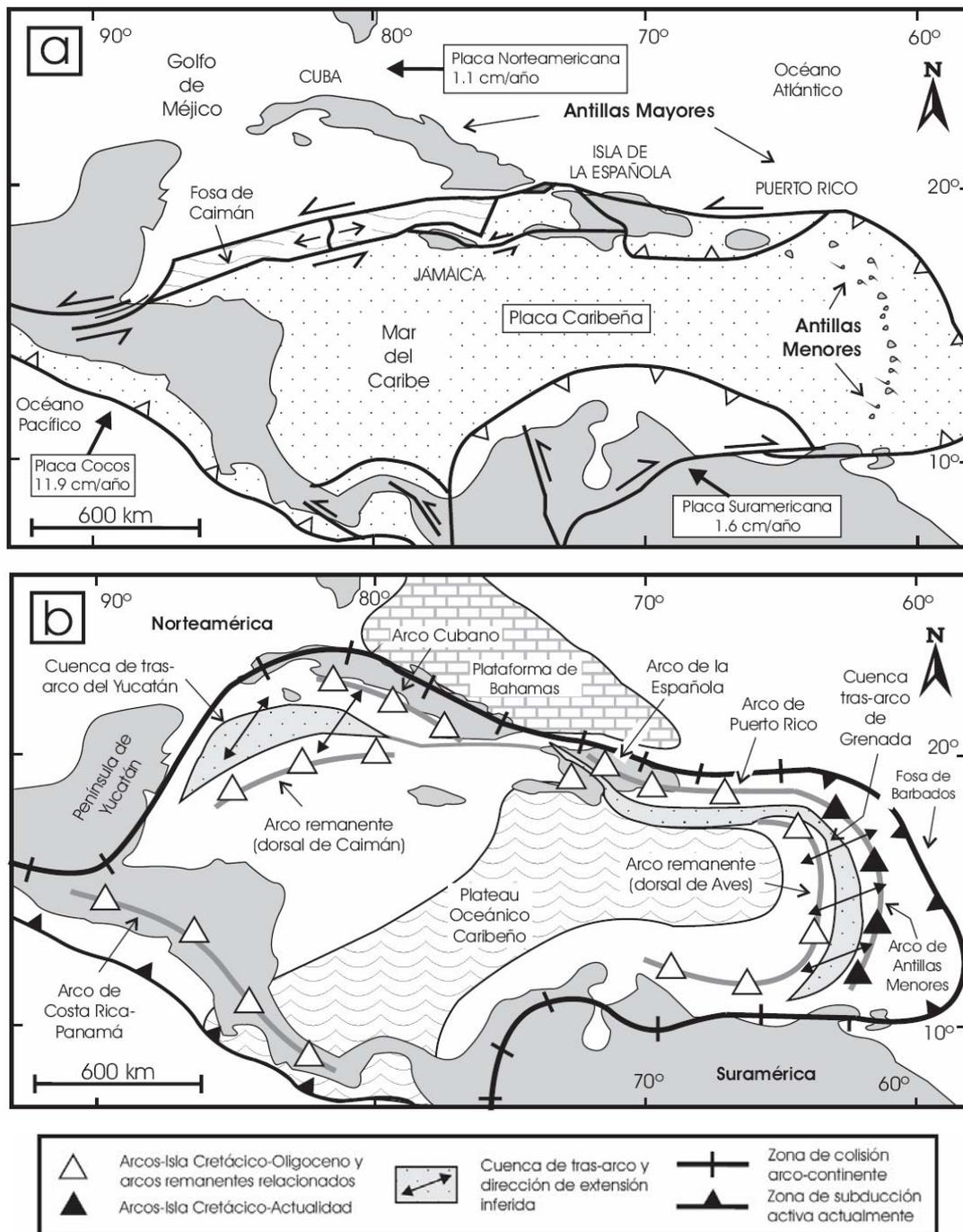


Figura 4.1. Comparación entre: (a) la configuración actual de las placas en la región caribeña (mod. de Mann, 1991; Lebrón y Perfit, 1994; Pindell, 1994); y (b) los principales elementos tectónicos del arco de isla Circum-Caribeño (AICC). La isla de La Española se sitúa sobre la zona de desgarre senestral (y de convergencia oblicua) activa que separa las placas Norteamericana y Caribeña. El oceánico ocupa la zona central de la actual zona caribeña. Notar la posición “tras-arco” del cinturón de cuencas del Yucatán, Antillas Mayores y Granada, cuya parte correspondiente a La Española se denomina Trois Rivières-Peralta. La plataforma carbonatada de Bahamas se desarrolló sobre la placa Norteamericana desde el Jurásico Superior.

4.2. Marco geológico estructural de la Península de Bahoruco

La estructura actual de la Península de Bahoruco, dentro del conjunto del sector meridional de La Española, es, a grandes rasgos, el resultado de la superposición de los procesos compresivos y colisionales que dan lugar a la elevación de la isla, resultado de la convergencia oblicua entre las placas caribeña y norteamericana desde el Eoceno. Sin embargo, a diferencia de los distintos dominios geológicos de La Española, este dominio permanece indeformado desde el Eoceno, hasta parte del Mioceno, donde se empieza a registrar el levantamiento de la parte de la meseta oceánica del Caribe (cresta de la Beata), que constituye la actual Península de Bahoruco. Este hecho, junto con la tectónica de desgarre, generada de manera simultánea con la elevación y producto de la citada convergencia oblicua izquierda, condiciona la evolución más reciente de la Península de Bahoruco.

La Península de Bahoruco puede dividirse, desde el punto de vista morfoestructural, en dos dominios claramente diferenciados (Figuras 4.1 y 4.2).

Por un lado se encuentra la Sierra de Bahoruco, que comprende las dos terceras partes septentrionales de la Península de Bahoruco y que constituye una cadena de montañas alargadas en sentido NO-SE, que alcanza su mayor altura en la Loma del Toro. La Sierra de Bahoruco muestra una estructura en grandes pliegues, de amplio radio, y va teniendo una mayor estructuración progresivamente en sentido suroeste-noreste, con desarrollo de pliegues más apretados, fallas inversas y de salto en dirección tanto más cerca del límite con la Cuenca de Enriquillo.

Este límite se produce a través de un sinuoso frente montañoso definido por la Zona de Falla de Bahoruco (ZFB) (Llinás, 1972; McLaughin *et al.*, 1991). Por el contrario, el tercio meridional de la Península de Bahoruco corresponde a una zona peneplanizada (plataforma de Oviedo-Cabo Rojo), constituida por relieves suaves ligeramente elevados sobre el nivel del mar, donde se reconocen escasos pliegues de radios muy amplios y algunos sistemas de falla de poca importancia.

El rasgo más característico de la plataforma de Oviedo-Cabo Rojo es el modelado marino en terrazas de abrasión desarrolladas durante las oscilaciones del nivel del mar en el cuaternario (Abad *et al.*, 2008; 2009), que le confieren un aspecto escalonado al relieve de este sector.

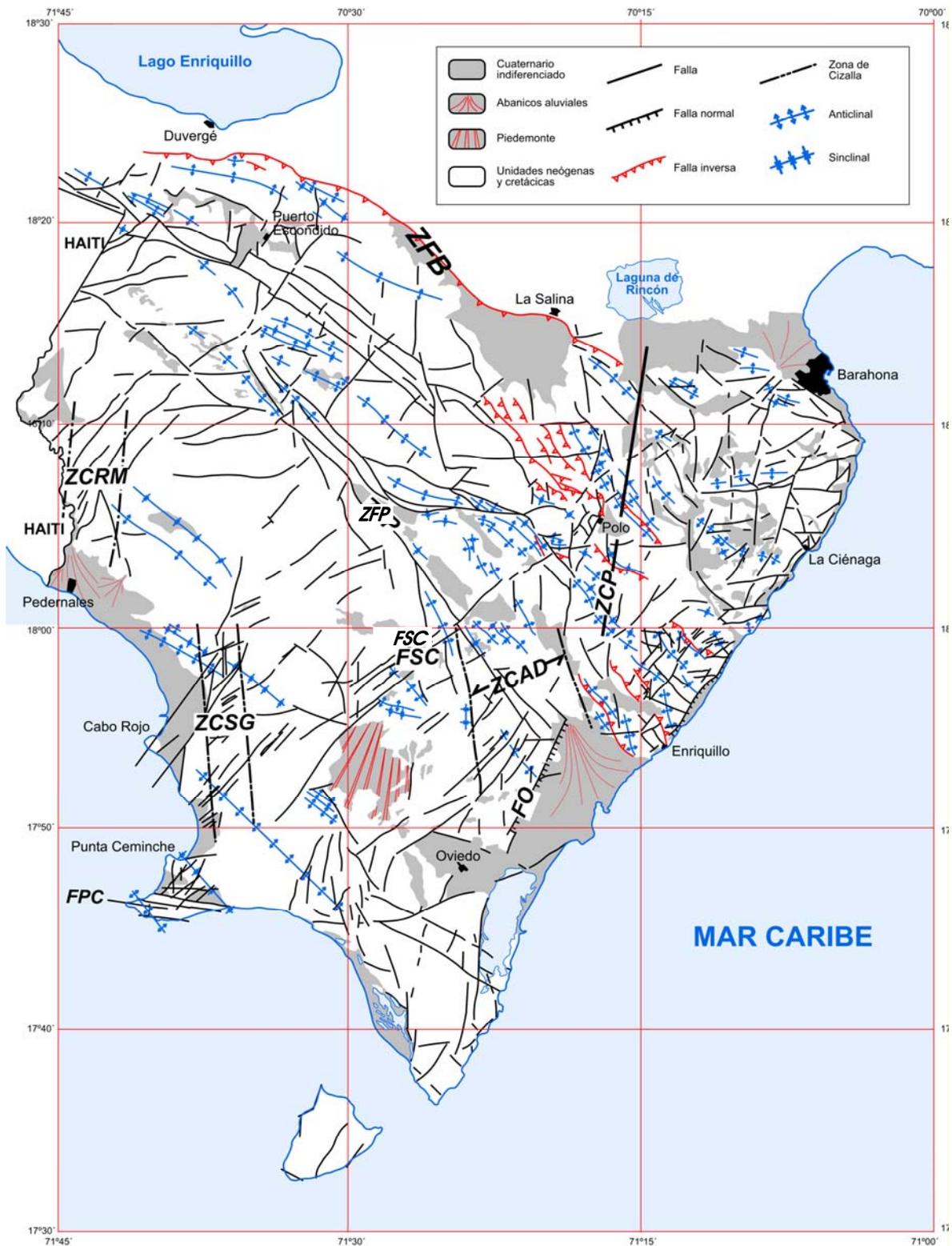


Figura 4.2. Esquema tectónico de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFB, Zona de Falla de Bahoruco. ZCAD, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. ZCP, Zona de Cizalla de Polo. ZCSG, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. ZCRM, Zona de Cizalla de Río Mulito. FPC, Falla de Punta Ceminche. FO, Falla de Oviedo. FSC, Falla de sabana de Los Candelones. ZFP, Zona de Falla del Pelempito.

4.2.1. El margen septentrional de la Sierra de Bahoruco

La estructura del margen septentrional de la sierra de Bahoruco es relativamente sencillo y se puede resumir en los siguientes puntos: disposición monoclinal hacia el NNE, o suavemente plegada, de las series calcáreas de las Formaciones Neiba y de la Unidad Barahona; desarrollo de un frente de mayor deformación, bastante neto, al pie de la sierra, asociado al cabalgamiento de estas formaciones sobre la cuenca de Enriquillo (Zona de Falla de Bahoruco, ZFB); y presencia de fallas rectilíneas de dirección NO-SE con movimiento vertical inverso y en dirección que, en parte, modifican este frente y producen la compartimentación de todo el flanco en bloques progresivamente más elevados hacia el interior de la sierra y ligeramente cabalgantes hacia el exterior de la misma. La tendencia monoclinal hacia el N-NE o suavemente plegada de la serie carbonatada de la Fm Neiba o la Unidad de Barahona se observa bien en paisaje y queda reflejada en los cortes generales (Figura 4.3).

En el borde septentrional de la Sierra de Bahoruco, el estilo estructural pasa a ser el de un frente deformado, muy localizado, que marca el contacto con la cuenca de Enriquillo (ZFB). El contacto es cabalgante y se resuelve mediante un sistema de fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo que suman desplazamientos verticales para el conjunto de la sierra superiores a los 3.000 m (Díaz de Neira, 2004b).

4.2.2. La Cresta de Beata (Beata Ridge)

Un elemento estructural a considerar en la región es la cresta oceánica de Beata (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el norte que se dispone en el centro de la meseta oceánica del Caribe, con una dirección NNE-SSO, transversalmente al límite meridional de La Española y al septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991c), la cresta de Beata funcionó a partir del Plioceno Medio como una indentación, empujada desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

4.2.3. Grandes estructuras en la Península de Bahoruco

En la Península de Bahoruco se pueden resaltar diversas estructuras que por su cierta relevancia e importancia, se analizan con detenimiento. Dentro de estas estructuras se encuentran zonas de cizalla de basamento que afectan a la cobertera, grandes pliegues y zonas de falla, que se describen a continuación.

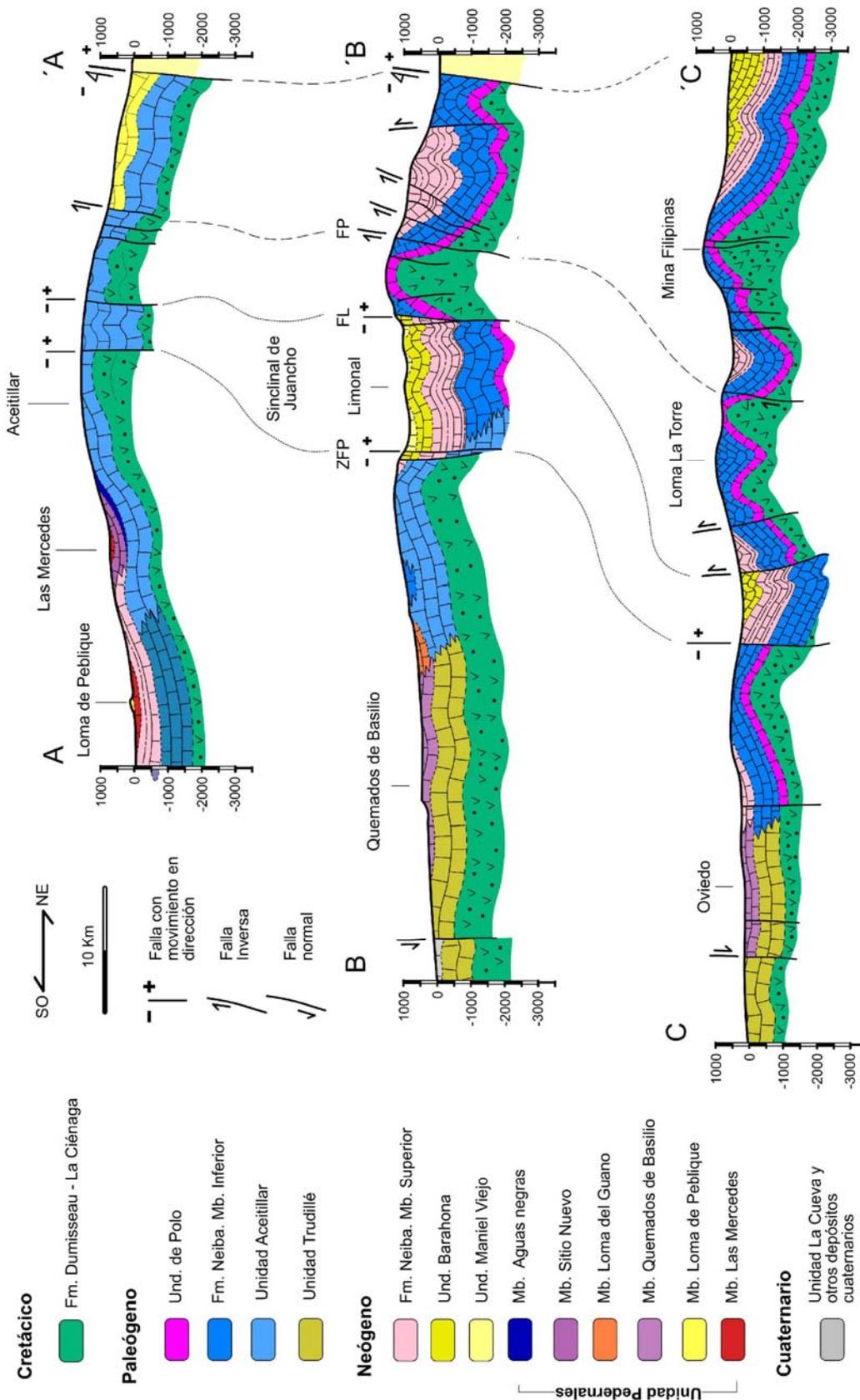


Figura 4.3. Cortes geológicos con los principales elementos estructurales de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFP, Zona de Falla del Pelempito; FL, Falla de El Limonar; FP, Falla de Filipinas. La situación de los cortes puede consultarse en la figura 2.2

4.2.3.1. Pliegues

Dentro de la Península de Bahoruco existen también grandes estructuras que corresponden a pliegues. Particularmente son importantes dentro del conjunto orográfico de la región el Anticlinal de Aceitillar (AA) y Polo, el Sinclinorio de Juancho y los Anticlinorios de Los Pinos (AP), Loma La Torre y Filipinas (Figuras 4.2, 4.3 y 4.4). En la Península de Bahoruco existe una diferencia entre el grado de plegamiento existente en la parte meridional (Plataforma de Oviedo-Cabo Rojo), donde se observan pliegues de muy amplio radio, de dirección NO/SE con flancos que buzan generalmente menos de 20°, y donde alguno de estos pliegues parece responder a movimientos producidos por una tectónica activa (afectan a las paleosuperficies de erosión cuaternarias) y la Sierra de Bahoruco.

En este último dominio se encuentran también pliegues de amplio radio, cilíndricos, que producen grandes anticlinales suaves (Anticlinal de Aceitillar) y que en conjunto, forman anticlinorios más o menos cortados por fallas que constituyen las elevaciones más altas de la Sierra de Bahoruco (Loma del Toro).

Es destacable en prácticamente toda la región la presencia de pliegues con doble inmersión y también con doble vergencia (NE y SO), con morfologías en cofre (Anticlinal de Polo o Anticlinal de la Loma de la Torre), que presentan ambos flancos muy verticalizados. Los pliegues de doble inmersión son más frecuentes dentro de la Zona de Cizalla de Arroyo Dulce, dentro del Sinclinorio de Juancho, donde se reconocen muy bien los anticlinales, pero los sinclinales están cortados por fallas transversales que generan morfologías *en echelon* y arrastres, producidos por la acomodación de la cobertera debido al funcionamiento de una zona de cizalla izquierda en el basamento.

4.2.3.2. La fracturación

La zona de estudio está afectada por una intensa fracturación, cuyo estudio de detalle excede los objetivos del trabajo. En la figura 4.4 se representa un diagrama con las direcciones de las principales fallas y fracturas que afectan al ámbito de estudio, seleccionadas y sintetizadas a partir de las cartografías a escala 1:50.000 de cada Hoja. Aunque aparentemente existe una amplia distribución de los direcciones en las fallas, uno de los sistemas de fallas, el NE-SO, es el que aparece mayoritariamente representado frente a los demás. Este sistema, cuando se ha podido ver en el campo está compuesto

por fallas de desgarre, con estrías subhorizontales que muestran una componentes dextra.

Aunque aparentemente existe una amplia distribución de los direcciones en las fallas, uno de los sistemas de fallas, el NE-SO, es el que aparece mayoritariamente representado frente a los demás. Este sistema, cuando se ha podido ver en el campo está compuesto por fallas de desgarre, con estrías subhorizontales que muestran componentes dexas. En menor medida, existen fallas con una componente normal. Este sistema está representado por la Falla de la Beata y por otras fallas importantes (Zona de Cizalla de Polo o continuación al NO de la Falla de Oviedo) y altera, corta y modifica las trazas de los pliegues y cabalgamientos, mostrando su carácter tardío respecto a la formación de pliegues y fallas inversas, aunque en algunos sectores pueden tener relaciones genéticas de simultaneidad.

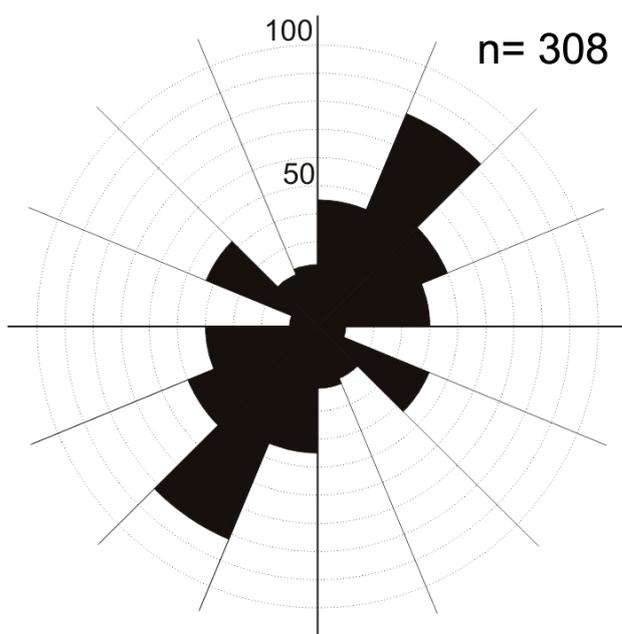


Figura 4.4. Rosa de los vientos de direcciones de fallas medidas en la Sierra de Bahoruco. Proyección equiareal. n es el número de datos de la proyección.

Zona de Cizalla de Arroyo Dulce

A partir de la cartografía geológica de las Hojas de Arroyo Dulce y Polo, se pone de manifiesto la existencia de una serie de pliegues, desarrollados en la Unidad de Barahona y de Maniel Viejo, que se generan dentro de la gran estructura del sinclinorio de Juancho. Estos pliegues son cónicos, poco continuos, de baja amplitud, con direcciones variadas (entre NNO-SSE y E-O) y que en general describen una flexión general dando morfologías arqueadas. Los pliegues, además, muestran una doble

inmersión y están cortados por fallas, mostrando en ocasiones dispositivos *en echelon* respecto a fallas oblicuas de dirección N100E. Esta flexión de las estructuras parece obedecer a un cizallamiento en el interior de una zona de anchura kilométrica (entre ocho y diez kilómetros), de desplazamiento pequeño (unos tres kilómetros), cuyos márgenes tienen dirección NNO-SSE, aproximadamente, que se ha denominado “Zona de Cizalla de Arroyo Dulce” (Fig.). Los pliegues del interior de la zona de cizalla se generan en su interior como pliegues de acomodación al movimiento. También se evidencia en las imágenes digitales del terreno, debido a que aunque la zona de cizalla se produce en el basamento, refleja una deformación frágil en la cobertera, que está muy distribuida a lo largo de pequeñas fallas y genera ciertos rasgos en el relieve que han permitido la delimitación de esta zona de cizalla.

Zona de Cizalla de Polo

Otra de las estructuras que llama la atención la Península de Batoruco es una estrecha franja de dirección NNE-SSO que pasa por la población de Polo, dibujada por una zona de fractura donde la deformación está muy distribuida a favor de pequeñas fallas que muestran una componente de salto en dirección dextra. Esta zona de cizalla se ha denominado Zona de Cizalla de Polo, y equivale al segmento más septentrional de la Falla de Batoruco descrita por Osiris de León (1986), que hace que las estructuras a los dos lados de la misma cambien notablemente. Sin embargo, se ha preferido denominarla con un nuevo nombre para no confundirla con la Zona de Falla de Batoruco definida por Llinás (1972) para la falla de borde con la Cuenca de Enriquillo.

En este sentido, la zona de cizalla de Polo se pone de manifiesto cuando se observa como estructuras de gran desarrollo como el Anticlinal de Polo, al oeste de la zona de cizalla, termina bruscamente con terminaciones periclinales en forma de caja y con fallas de componente inversa (Las Auyamas), de manera que la estructura no continúa al otro lado de la zona de cizalla, donde además existen otras estructuras que tampoco tienen correlación. Más hacia el norte, la zona de cizalla de Polo condiciona la escarpada ladera este de la Loma de la J6, con un desnivel de más de 1000 metros y finalmente termina en la Laguna de Rinc6n (Osiris de León, 1986). Desde el punto de vista de su formación, el hecho de que los pliegues est6n tan estrechamente relacionados con la zona de cizalla, evidencia una simultaneidad entre la g6nesis del plegamiento general de la regi6n y la formaci6n de la zona de cizalla.

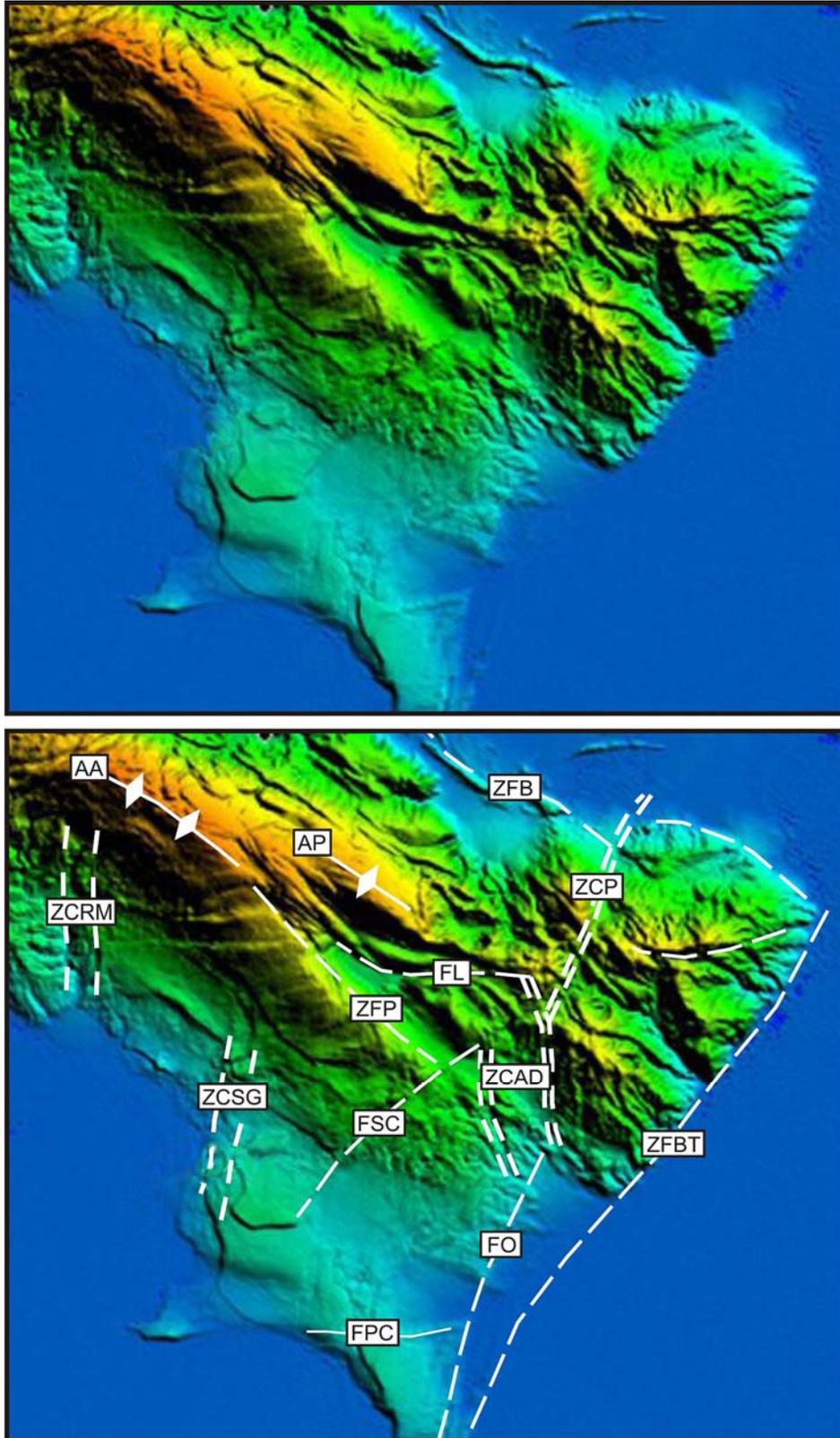


Figura 4.4. Modelo digital del terreno de la Península de Bahoruco, donde se observa la expresión en el relieve de las estructuras más representativas. AA: Anticlinal de Aceitillar. AP: Anticlinal de los Pinos. ZCRM: Zona de Cizalla de Río Mulito. ZCSG: Zona de Cizalla de Sabana Guaratén. ZFP: Zona de Falla de Pelempito. FPC: Falla de Punta Ceminche. FSC: Falla de Sabana de los Candelones. FL: Falla del Limonal. FO: Falla de Oviedo. ZCAD: Zona de Cizalla de Arrojo Dulce. ZCP: Zona de Cizalla de Polo. ZFBT: Zona de Falla de Beata. ZFB: Zona de Falla de Bahoruco.

Zona de Falla de Pelempito

Corresponde a un sistema de fallas de dirección N135E que constituyen el límite meridional de una serie de depresiones, profundamente modificadas por la acción kárstica que se encuentran dentro del sinclinorio de Juancho (Fig.4.2 y 4.4). Esta zona de falla tiene una amplia extensión, de decenas de kilómetros desde la parte suroeste de Puerto Escondido hasta el Tunal, y deja al noreste las depresiones kársticas del Hoyo del Pelempito y El Tunal. La expresión en el relieve es muy clara, mientras que su funcionamiento y su cinemática es algo más confusa. La zona de distribución de la deformación es de apenas unos pocos cientos de metros, y está compuesta por un sistema anastomosado de fallas que progresivamente bajan el bloque hundido hacia el noreste desde los 1200 m a los 300 m, teniendo su máxima anchura en la transversal del Hoyo del Pelempito (300 m). No se han podido observar los planos de falla, debido a las malas condiciones de afloramiento y por tratarse de un terreno intransitable, pero a partir de la dirección principal de la zona de falla, y los datos observados a partir de las imágenes de satélite y fotografías aéreas, parece tratarse de un sistema de fallas muy verticales de componente inversa e izquierda (Fig.4.3), que levanta el bloque meridional.

Falla de la Sabana de los Candelones

Esta falla corresponde al segmento meridional de la Falla de Bahoruco de Osiris de León (1989), sin embargo, como se refiere anteriormente, se ha preferido denominarla de otra manera para no crear confusión con la Zona de Falla de Bahoruco definida por Llinás (1972) para la falla del borde norte de la Sierra de Bahoruco. Se trata de una falla discreta, de dirección N60E, con una traza clara observable en las imágenes digitales (Fig. 4.4) y en fotografía aérea y con una buena expresión de campo en la zona de la Sabana de los Candelones (Hoja de Arroyo Dulce) y la Sabana de la Primera Yerba (Hoja de Polo). Hacia el noreste su traza es difusa, aunque parece continuar hasta Los Arroyos (Hoja de Polo) donde adquiere una flexión hacia N70E y enlaza con la Zona de Cizalla de Polo y la Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. Hacia el suroeste también se convierte en una traza difusa, aunque reconocible, y parece condicionar finalmente el escarpe marino de Los Quemados de Basilio, con lo cual podemos hablar de una falla con una extensión de unos 40 kms. Su régimen sentido de movimiento también es mal conocido, debido a las malas condiciones de afloramiento, pero aflora relativamente bien entre el polje de la Sabana de la Primera Yerba y el Tunal, donde da un escarpe morfológico de unos pocos metros y donde según el cual parece que el régimen es de componente normal, pues

hundido el bloque oriental. Esta falla, según se observa en la topografía, en las imágenes digitales y en las fotografías aéreas, corta a la Zona de Falla de Pelempito, justamente en el sector de la Sabana de Los Candelones, con lo cual parece claro su funcionamiento tardío respecto a la Zona de Falla de Pelempito.

4.3 La estructura de la Hoja de Polo

A grandes rasgos, la estructura de la Hoja de Polo está dominada por la presencia de numerosos pliegues, algunos de gran radio, y de sistemas de fallas inversas que producen pequeñas zonas de escamas y fallas de salto en dirección. Estas estructuras están influenciadas por la tectónica transpresiva izquierda presente en toda la región.

En general, se pueden observar tres sectores en la Hoja que se diferencian por presentar variaciones en su estructura, y que cambian en sentido suroeste-noreste, aproximadamente.

En el sector más suroccidental de la Hoja, la estructura es relativamente simple, dominada por pliegues de gran radio que raramente superan los 30° de buzamiento, los cuales aparecen afectados por fallas discretas de poco salto. Corresponde a este sector la continuación de la estructura de la región de Aceitillar (AA: Anticinal de Aceitillar, Hoja de Pedernales), el sistema de fallas del Pelempito (ZFP), y los pliegues suaves que forman las depresiones de la Sabana de la Primera Yerba y el Tunal.

La segunda de las zonas corresponde a la zona central de la hoja y está caracterizada por la presencia de gran cantidad de pliegues, la gran mayoría de ellos cónicos, con flexiones de sus ejes y doble inmersión, que aparecen cortados por fallas de dirección N100E (Fig 4.2). La dirección de los ejes de los pliegues, además, oscila entre prácticamente norte-sur a este-oeste, y en algunos casos se ha observado una superposición de pliegues formando domos y cubetas (región del Alto de las Dos Palmas, al noroeste de la Sabana de la Primera Yerba). En esta zona, la estructura descrita se desarrolla sobre los materiales carbonatados de las Unidades de Barahona y Maniel Viejo, y constituye la prolongación noroccidental del Sinclinorio de Juancho, en esta región mucho más complejo. La estructura de esta región es debida a la actuación de la Zona de Cizalla de Arroyo Dulce, descrita anteriormente, por lo que estos sistemas de pliegues y fallas representan la acomodación de la cobertera al movimiento transpresivo izquierdo del basamento volcánico, que se produce en una franja de unos 10 kilómetros en dirección este-oeste. El límite de esta zona de cizalla por el norte se produce a través de la acomodación de la deformación por la Falla de El Limonal y la Falla de El Joval, la

cuales son estructuras claramente izquierdas que generan pliegues *en echelon* bien visibles en la topografía y en los modelos digitales del terreno y que finalmente adelgazan el Sinclinorio de Juancho a unos pocos centenares de metros de anchura en su sector más noroccidental (límite con las Hojas de Pedernales y Puerto Escondido).

Por último, en el sector más septentrional de la Hoja, a partir del Anticlinal de Las Auyamas, presenta características diferentes. Por un lado, se encuentran materiales más antiguos, entre los cuales destacan la presencia de las rocas volcánicas del Cretácico Superior en los afloramientos de Río Arriba y Las Auyamas, aflorando en el núcleo del anticlinal. Los bordes del anticlinal corresponden a sendos sistemas de fallas inversas, cuya doble vergencia produce una estructura en flor positiva. Además, la terminación hacia el este en la Zona de Cizalla de Polo, hace que la estructura en detalle sea más compleja. A partir del anticlinal de las Auyamas, hacia el norte, lo que dominan son sistemas de escamas con fallas inversas de vergencia noreste, que van a terminar en la Zona de Falla de Bahoruco, con la elevación de la Sierra de Bahoruco sobre la Cuenca de Enriquillo (Fig. 4.3, corte B).

Respecto a la tectónica activa en la Hoja de Polo, no se han encontrado evidencias directas de materiales cuaternarios deformados, aunque esto en parte es debido a la dificultad de encontrar buenos cortes con exposiciones favorables a la observación de fallas o pliegues que afecten a materiales recientes. Sin embargo, por datos obtenidos en las vecinas hojas de la Península de Bahoruco, se puede demostrar la existencia de procesos tectónicos activos en la región (Joubert, 2010; Abad, 2010).

4.4. Interpretación y evolución tectónica de la zona de estudio

La integración de los datos estructurales procedentes de todas las Hojas que engloban la Península de Bahoruco, junto con algunos datos de la Cuenca de Enriquillo y de las sierras cercanas (Neiba y Martín García), permite comprender mejor el tipo de deformación regional y la relación entre las diferentes estructuras. De esta forma se elabora un modelo de evolución tectónica general que sirve para toda la parte meridional de La Española.

A partir de los datos obtenidos en este proyecto, y partiendo del conocimiento del Proyecto K (del Proyecto SYSMIN) de Cartografía Geológica de la República Dominicana y de datos ya existentes (Díaz de Neira, 2000a y b; Gómez, 2000; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Mann *et al.*, 1991c; Mann *et al.*, 1999) se puede observar que estructura de

la Península de Bahoruco está dominada por estructuras contractivas con una fuerte participación de desgarres, al igual que sucede en la mayor parte de dominios geológicos de La Española. Para el análisis de una zona de este tipo se debe tener en cuenta tanto la geometría en corte de las estructuras como su desarrollo en planta, debido a la fuerte componente lateral de los movimientos.

La Figura 4.2 presenta un mapa estructural integrado, elaborado a partir de las diferentes Hojas del proyecto y la figura 4.3, muestra una serie de cortes realizados a través de las estructuras mayores. En los cortes seriados se puede observar el carácter compresivo de la estructura general, que viene definida por cabalgamientos de alto ángulo y vergencias opuestas, junto con pliegues de amplio radio en el sector meridional y algo más apretados en el margen septentrional de la Sierra de Bahoruco. También se puede observar en los cortes seriados como el corte más occidental, que atraviesa la Sierra de Bahoruco desde Pedernales a Puerto Escondido, la deformación es suave en su conjunto, con un acortamiento leve, y donde el sinclinorio de Juancho es muy reducido. También hay que resaltar que no son cortes geológicos de “*plane strain*”, puesto que existen muchos desplazamientos fuera del plano (desgarres) y por ello sólo proporcionan una idea de una componente del acortamiento, que es el medido perpendicularmente a la dirección de los pliegues, sin tener en cuenta la componente lateral.

El acortamiento estimado para la Península de Bahoruco para la base de la Fm Neiba y equivalentes se ha calculado de 5,8 kms (11%) para la transversal de Pedernales (corte A-A', Fig.4.3) y de 15,6 kms (17%) para la transversal más oriental (corte C-C', Fig. 4.3). Como se observa en el esquema estructural y en los cortes, el acortamiento es mucho mayor en la parte oriental de la Península de Bahoruco que en la occidental.

La estructura, en corte, de la sierra de Bahoruco muestra una evidente asociación del plegamiento, incluida la franja frontal más deformada, a fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo sobre la Cuenca de Enriquillo. La geometría dominante es de pliegues con ángulos entre flancos relativamente abiertos (120°), en la parte meridional, a algo más cerrados (75°) en el frente con la Cuenca de Enriquillo, y planos axiales subverticales, con escasos ejemplos ligeramente vergentes al sur o al norte.

De acuerdo con lo anterior, la evolución estructural de la zona de estudio se explica bien en un contexto compresivo regulado por desgarres senestrales, es decir, en un contexto transpresivo levógiro. El modelo que se propone responde a un modelo sencillo de cizalla subvertical en régimen transpresivo (o de convergencia oblicua) senestral que, con

dirección E-O y dimensiones regionales afectaría en su totalidad al ámbito de la zona de estudio, con seguridad desde el Plioceno a la actualidad. Además, hay que tener en cuenta la irregularidad del basamento volcánico, que provoca una respuesta diferente en cada sector, generando así las diferentes zonas de cizalla presentes en la Península de Bahoruco y que se transmiten a la cobertera sedimentaria. De manera general, la dirección de máximo esfuerzo es NE-SO, aproximadamente normal a la traza de los pliegues y cabalgamientos principales y coincide con la obtenida por algunos autores mediante el análisis de la fracturación (Van den Berghe, 1983). Al tratarse de una región con una fuerte heterogeneidad litológica sometida a una deformación rotacional, es difícil clasificar cada una de las estructuras existentes y atribuirles con precisión a un determinado sistema dentro del citado modelo; aún así, la orientación de los principales sistemas de fallas y la posición de los pliegues y cabalgamientos se adecuan de forma bastante aproximada a los modelos teóricos, salvando los efectos locales que producen las mencionadas zonas de cizalla de basamento.

4.4.1. Edad de la deformación

La deformación principal en la zona de estudio ocurre a partir del Plioceno con el levantamiento continuado de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García y su cabalgamiento sobre la cuenca de Enriquillo. Este evento se produce como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua y continuada de las placas caribeña y norteamericana desde el Plioceno hasta la actualidad en toda la isla.

El análisis de la subsidencia de la cuenca mediante la descompactación de la columna de sedimentos registrada en el sondeo Charco Largo (Mann *et al.*, 1999) refleja el primer impulso tectónico, correspondiente al depósito de la Fm Trinchera y a la parte baja de la Fm Angostura en el ámbito de la Sierra de Neiba y Martín García.

Posteriormente, a este impulso principal, la deformación proseguiría durante el depósito de las formaciones Arroyo Blanco (Las Salinas), Arroyo Seco y Jimaní durante el Plioceno superior y Pleistoceno. Estas formaciones constituyen el relleno principal en el sector central de la cuenca, con un espesor total cercano a los 3.000 m y en los márgenes de la cuenca, llevan asociadas tectofacies conglomeráticas que proceden directamente de la denudación de las sierras limítrofes. Aunque es muy posible que estas tectofacies se desarrollaran a lo largo de la totalidad de sus respectivas secuencias, parece que se concentran principalmente a techo de las mismas (Fm Arroyo Seco a techo de la Fm Arroyo Blanco y conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm

Jimaní). Los conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm Jimaní parecen enrasar, en la sierra de Bahoruco, con una primera superficie de erosión regional a la que estarían ligados fenómenos de alteración y karstificación a gran escala (p. ej., Hernáiz-Huerta, 2004).

De esta forma, tras su levantamiento en el Plioceno, la elevación de la Sierra de Bahoruco continúa durante todo el Pleistoceno hasta prácticamente la actualidad como consecuencia del avance de la Cordillera Central. Este proceso regional queda registrado inicialmente en la sucesión sedimentaria néogena descrita en la zona de estudio, que refleja una progresiva somerización que se inicia en el Mioceno en ambientes de rampa externa (Fm Neiba y equivalentes), se prolonga con el desarrollo de plataformas internas someras y sistemas arrecifales costeros (unidades Barahona, Peblisque y La Cueva) durante el Mio-Plioceno y finaliza en el Pleistoceno con la emersión y exposición de la cuenca.

Otro evento importante a señalar en el Sur de La Española es, desde finales del Plioceno hasta la actualidad, la indentación de la cresta de la Beata en la Bahía de Ocoa. Esta indentación ha producido el arqueamiento y la posterior ruptura de las estructuras del ámbito de la bahía; o el desarrollo de un intenso volcanismo de afinidad geoquímica heterogénea en la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan (Hernáiz-Huerta, 2004a). Sin embargo, la influencia que posee el avance de la cresta de Beata en la Península de Bahoruco no es tan evidente como la mostrada en la Bahía de Ocoa, a excepción de algunas estructuras bien visibles desde el punto de vista cartográfico.

Dentro de estas estructuras relacionadas con la indentación podrían encontrarse las zonas de cizalla de basamento que afectan a la cobertera (Zona de cizalla de Arroyo Dulce, Sabana de Guaratén y Polo) y la Zona de Falla de Beata, todas ellas muy activas durante el cuaternario, aunque actualmente no podemos asegurar que su origen pueda estar relacionado con la indentación de la cresta de Beata en los dominios meridionales de La Española. No es descartable que la aparición de estas estructuras, de orientación N-S, sea un mecanismo de acomodación de la deformación producida por el empuje hacia el norte de los basaltos de plateau en la Península de Bahoruco y, por tanto, posterior a la etapa de deformación principal en esta zona.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1 Análisis geomorfológico

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

5.1.1. Estudio Morfoestructural

La sierra de Bahoruco se estructura como un gran antiforme de orientación NO-SE a E-O, cabalgante hacia el norte sobre la depresión de la hoya de Enriquillo. En ella cabe diferenciar su vertiente septentrional - en la que queda comprendida la mayor parte la hoja - de la meridional.

La primera se caracteriza por una sucesión de pliegues en relevo y oblicuos a las falla principales (NO-SE), con terminaciones o inmersiones bruscas de sus ejes en las proximidades de dichos accidentes. Dicha estructuración alcanza su máxima expresión precisamente en esta área de trabajo, donde perduran todavía - o no han sido desmantelados por la erosión - numerosas culminaciones anticlinales (*monts*), desarrolladas sobre la potente serie carbonatada paleógeno-mioplógena. Ya fuera y al norte de la hoja, este dispositivo estructural cabalga sobre el conjunto plio-cuaternalio de la fosa de Enriquillo.

La vertiente meridional de esta misma sierra ocupa una reducida extensión en el ángulo suroccidental la hoja. Se caracteriza por presentar un relieve conforme y poco accidentado, sobre pliegues abiertos y con mayor desarrollo longitudinal que los anteriores, o bien sobre una serie monoclinial (F. Neiba) con pendiente dirigida hacia el suroeste. La fracturación en ella también presenta menor desarrollo.

El límite entre ambos dominios morfoestructurales corresponde a una importante fractura (NO-SE) que jalona las fosas tectónicas del valle del Pelempito y El Tunal

5.1.1.1 Formas estructurales

Las formas estructurales se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la hoja. La densa red de fracturación y los pliegues en relevo y oblicuos a las fallas principales,

condicionan la orientación de las alineaciones montañosas internas, de diversos segmentos de la red fluvial y de las dolinas.

Entre las formas debidas a **fracturación**, las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a la familia principal con NO-SE, girando en el sector central hasta orientaciones cercanas a E-O. Junto con la anterior se desarrolla otra familia de fallas transversales o aproximadamente perpendicular a la anterior (NNE-SSO), aunque menos numerosas en este entorno, en la hoja contigua hacia el este (La Ciénaga) son las responsables del rápido descenso del relieve hasta la línea de costa, la cual presenta la misma dirección.

Algunas son fallas en dirección, cuya longitud puede superar 10 km y pueden corresponder al rejuego de fallas inversas. En ocasiones, cuando su traza no presenta una clara expresión morfológica, se representan como fallas supuestas. Así mismo, se ha representado algunas alienaciones morfológicas con control estructural deducibles de la ubicación de collados, dolinas o de tramos de la red fluvial. Algunos valles rectilíneos, con dirección diferente a la de las capas, han sido considerados como valles de fractura.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, entre ellos se encuentran los escarpes de falla, como el que ha podido condicionar la captura del paleopolje de la Sabana de la Primera Yerba, y las facetas triangulares de escarpe de falla presentes en las fallas de la primera familia mencionada. No obstante hay que señalar que las facetas triangulares son más evidentes en la fotointerpretación que en los reconocimientos del terreno, ya que, como ya se ha indicado, aparecen bastante degradadas por la meteorización y erosión de las laderas.

Entre las formas debidas a **plegamiento**, las capas con distinta resistencia a la erosión permiten identificar escarpes estructurales en capas monoclinales, especialmente en las calizas tableadas de la F. Neiba. Aunque menos frecuentes, también se producen crestas y resaltes de capa subverticales en las inmediaciones del valle del Pelempito, sobre calizas masivas de las unidades de Barahona y de Aceitillar. Los resaltes de capas inclinadas, (chevrons) suelen producirse al pie de los relieves montañosos, jalonando las líneas de incisión fluvial.

En gran parte de la hoja y coincidiendo con las mayores elevaciones, se han identificado numerosos relieves conformes anticlinales, que dan cuenta del carácter juvenil del relieve de la sierra de Bahoruco.

5.1.2. Estudio del modelado

En lo que sigue se analizan las distintas formas del relieve agrupadas según el proceso morfogenético responsable de su origen.

5.1.2.1 Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de las sierras, se trata de formas con desarrollo moderado, debido al rápido retroceso de las vertientes ligado a la elevada tasa de incisión fluvial.

Los deslizamientos son debidos a las elevadas pendientes y precipitaciones, y posiblemente estén también relacionados con eventos sísmicos. Llama la atención que todos ellos) se sitúan en una banda con dirección ONO-ESE que coincide con importantes fallas con la misma dirección, lo que induce a pensar que puedan ser fallas sismogénicas. En Polo un gran deslizamiento, posiblemente más antiguo que el resto, creo una barrera en el profundo valle del Arroyo Las Aguamas, que ha actuado como un nivel de base local, y transitorio, en el que se reúnen diversos abanicos torrenciales. Las cicatrices relacionadas con estas masas deslizadas aparecen muy degradadas por el rápido retroceso de las laderas ya mencionado.

Las elevadas pendientes han propiciado el gran derrumbe localizado al sureste del valle de Pelempito, donde además se detecta en la ladera circundante al mismo un relieve irregular debido a solifluxión.

En las inmediaciones de la carretera a Polo, la base de un extenso coluvión pasa lateralmente a un flujo de derrubios, cuya actividad actual llega a enterrar dicha carretera en los episodios de fuertes precipitaciones.

Los coluviones aparecen restringidos a la mitad nororiental de la hoja, donde el accidentado relieve y la presencia de margas en el sustrato favorecen su desarrollo, si bien su espesor y extensión no llegan a ser importantes, debido al rápido retroceso de las laderas, ya mencionado.

5.1.2.2 Formas fluviales y de escorrentía superficial

Entre las **formas fluviales debidas a erosión**, los fondos de valle ocupan una pequeña parte de la red fluvial actual, dada la fuerte incisión de la misma que ha generado valles muy angostos en los que dichos depósitos alcanzan una reducida anchura, lo que no permite su representación.

Por la misma circunstancia anterior, los conos de deyección antiguos y no funcionales son poco numerosos y solo ocupan lugares determinados en los valles principales del interior de las sierras. En el Ayo. de Las Aguamas, donde se ubica la localidad de Polo, se produce la coalescencia de tres abanicos, el mayor de los cuales alcanza dos kilómetros de longitud. Como se ha mencionado anteriormente, son el resultado de la formación de un nivel de base local merced a un importante deslizamiento, que hoy está siendo desmantelado por la erosión remontante del curso fluvial mencionado.

Una segunda generación de conos y abanicos presenta actividad actual, de forma que sus ápices enlazan con los cauces o los fondos de valle. Entre estos, alcanzan una extensión importante los situados en el extremo noroccidental del valle de Pelempito.

Las terrazas completan la descripción de depósitos fluviales. En muchos casos la reducida extensión de dichas terrazas impide su representación a esta escala de trabajo. Aparecen como pequeños escalones en el fondo de los angostos valles, distribuidos entre 5 y 10 m sobre el cauce actual, una cota similar a la que se observa en los abanicos de 2ª generación en relación a los fondos de valle.

Entre las **formas fluviales debidas a erosión**, la incisión lineal alcanza una elevada densidad, exceptuando el sector suroriental, en el que predomina el modelado kárstico. El fuerte encajamiento de la red de drenaje ha dado lugar a aristas, que poseen una notable representación. No obstante existen numerosas divisorias montañosas redondeadas, aunque no han sido representadas ya que son debidas a culminaciones de anticlinales conformes y se ha optado por el símbolo de dicha forma estructural, que en su conjunto permite reflejar la morfoestructura del área.

Las pérdidas de drenaje, son una constante en los cursos que alcanzan los poljes del ángulo suroccidental de la hoja. Por último, las cárcavas, aparecen concentradas en el sector centro-meridional, sobre las unidades de Barahona y del Aceitillar. En ocasiones, estas formas han creado anfiteatros representados como cabecera de cárcavas.

En general, la red posee una geometría de tipo dendrítico, aunque la influencia de la estructura hace que algunas zonas muestren tendencias rectangulares y contorsionadas. En el sector suroccidental, coincidiendo con el dominio morfoestructural ya designado como vertiente meridional de la sierra de Bahoruco, la red presenta un desarrollo consecuente, puesto que drena en sentido suroeste, coincidiendo con el de buzamiento de las capas.

5.1.2.3 Formas debidas a meteorización química

La mayor parte de las sierras constituye un área con intensa karstificación, más desarrollada en los afloramientos del Mb Barahona y de la Fm Neiba, con campo de lapiaces y abundantes formas de disolución de pequeña escala.

Las dolinas aparecen principalmente como formas elipsoidales cuyo eje mayor posee dirección NO-SE o E-O, denunciando una clara influencia estructural. Excepcionalmente se han identificado como dolinas de karst cubierto depresiones circulares presentes en coluviones o en las arcillas de descalcificación del valle de Pelempito. Son muy abundantes las pequeñas dolinas, que llegan a crear campos de pequeñas dolinas en diversos sectores, aunque éstos no se han representado para evitar enmascarar con su trama otras formas del relieve. Una elevada proporción de pequeñas dolinas aparecen como dolinas capturadas, indicando las elevadas tasas de erosión de las laderas. En ocasiones, el agrupamiento y coalescencia de varias dolinas dan lugar a uvalas de contornos irregulares y fondo plano cubierto de arcillas de descalcificación.

Lo más relevante del modelado kárstico son los poljes funcionales y un paleopolje, identificado en el límite meridional de la hoja, que aparece capturado por la red fluvial. Entre los primeros, los poljes del Pelempito y de Los Limoneros alcanzan una longitud de seis kilómetros en dirección NO-SE (dirección de las estructuras principales). El segundo de estos se ubica entre sendos relieves conformes anticlinales, por lo que podría tratarse del surco de un sinclinal conforme cubierto de arcillas de descalcificación. El valle de Pelempito, también tapizado por arcillas de descalcificación, en parte cubiertas por un deslizamiento y conos de deyección, se sitúa igualmente entre dos grandes relieves anticlinales más o menos conformes. En su extremo oriental existe la boca de una cueva, que parece actuar como *ponor* o sumidero para las esporádicas inundaciones..

5.1.2.4 Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido como tales, las superficies de erosión degradadas y algunos escarpes.

En el ángulo nororiental del área, destacan los restos de superficies de erosión degradadas, en general de pequeña extensión, con cotas variables, sin que existan criterios concluyentes para determinar si se trata de varias superficies o tan sólo de una, posteriormente compartimentada y desnivelada por fallas.

Los escarpes muestran una distribución similar a las superficies, con desniveles muy variables que pueden alcanzar 500 m. Su génesis se debe a la acción combinada de procesos fluviales, tectónicos, kársticos y gravitacionales, en proporción variable según los casos. El estilo morfoestructural de la sierra, con predominio de las cumbres de formas suaves y subredondeadas propicia la ausencia de picos principales.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Se desarrolla a continuación la evolución geomorfológica del entorno regional, mucho más amplio que la reducida extensión ocupada por la hoja, que por sí sola no puede proporcionar la información necesaria para dicho fin.

La morfología actual de la región está en parte condicionada por la geometría de la cuenca (distribución de facies) a lo largo del Paleógeno y Mioceno. El relieve actual y las unidades morfoestructurales del área son el resultado de la deformación y emersión de aquella desde el Mioceno a la actualidad. Pueden definirse dos etapas en esta última fase, diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos: la primera, durante el Mioceno, en la que la deformación transpresiva que tuvo lugar en el sector suroccidental de La Española, condicionó la distribución de las cordilleras y depresiones existentes (sierras de Neiba, Martín García y Bahuco y cuencas de Enriquillo y San Juan); en la segunda, ya en el Cuaternario, el mismo régimen tectónico anterior produjo la deformación del relleno plio-cuaternario de las cuencas.

La emersión paulatina de la sierras fue acompañada de la elaboración de diversas superficies de erosión, identificadas en la vertiente norte de la sierra de Bahuco a cotas: 200., 700 y 1.600 a 1.800 m, aunque dada la importante actividad tectónica en la

articulación de dicha sierra con la hoya de Enriquillo, no es posible dilucidar el número real de superficies, o bien si se trata de una única, compartimentada y desnivelada por la importante actividad de las fallas. Por el contrario en la vertiente meridional de la misma sierra, menos alterada por la fracturación y movimientos diferenciales en la vertical, el mismo ascenso de la isla, en combinación con sucesivos máximos marinos, crearon hasta cinco superficies de erosión. Éstas presentan continuidad lateral con superficies equivalentes generadas con el encajamiento de la red fluvial, al sur y en las inmediaciones del borde meridional de esta hoja. Antes de la elaboración de dichas superficies, también en la vertiente meridional de la sierra de Bahoruco, se produjeron otros aplanamientos de origen incierto.

Por el momento no se ha realizado la correlación o integración de las superficies de erosión de ambas vertientes de la mencionada sierra, lo cual puede que no sea factible debido a la importante tectonización de su vertiente norte. En cualquier caso, la elaboración de estas superficies debió de realizarse de forma simultánea al relleno y colmatación de la hoya de Enriquillo durante el Plioceno y Cuaternario, de forma que dicho relleno, en parte puede corresponder a los depósitos correlativos con la elaboración de aquellas. Dicha elaboración debió ser simultánea con la progresiva incisión de la red hidrográfica y el avance del modelado kárstico del interior de las sierras, con los que se alcanzó una configuración del relieve muy similar a la actual. Los últimos aportes a la cuenca corresponderían a los abanicos más antiguos, cuyos ápices se sitúan en los valles principales, ya funcionales a lo largo del Pleistoceno y el Holoceno.

La evolución holocena de la depresión de la hoya de Enriquillo ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, con la que ha proseguido la tendencia regional ascendente, incrementando la incisión vertical de la red de drenaje en todas las sierras, e incluso sobre los abanicos más antiguos. En determinados casos ha alterado la propia geometría de dicha red y la distribución de los sedimentos asociados a la misma, lo cual a su vez ha cambiado la morfología y distribución geográfica de los agentes morfogenéticos. Es el caso del río Yaque del Sur, que hacia la mitad del Holoceno derivó hacia el suroeste invadiendo con su delta la entonces más profunda bahía de Neiba, provocando el retroceso de la costa hacia el este y aislado de la comunicación con el mar lo que ahora es el lago de Enriquillo y las cuencas endorreicas de Angostura y El Limón. Tras este acontecimiento los arrecifes situados en torno al lago Enriquillo (antigua línea de costa) y datados con edades comprendidas entre 10.000 y 5.000 años, han ido configurando diversas superficies estructurales a pocos metros sobre el nivel de dicho lago.

En el interior de la Sierra de Bahoruco los grandes poljes (Pelempito, Los Limoneros, etc.) todavía conservan sus condiciones endorreicas, y su drenaje en el endokarst dista mucho de su posible captura por la red hidrográfica actual. Tan solo el polje de Sabana de la Primera Yerba, presenta una captura reciente, con drenaje dirigido hacia el sur.

En la misma sierra los procesos gravitacionales han intervenido notablemente en el retroceso de las laderas, propiciados por la intensa incisión lineal de la red de drenaje. En ocasiones han interferido con ésta provocando represamientos y niveles de base locales, con la consiguiente acumulación de depósitos fluvio-torrenciales, que después son incididos y removilizados por la erosión remontante. Este es el caso del deslizamiento y abanicos de Polo.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Polo, y de la Sierra de Bahoruco, se integran dentro de la evolución general del sector más suroccidental de la República Dominicana, entendiendo este como el territorio situado al SO de la Zona de Falla de Bahoruco (ZFB) (Llinás, 1972; McLaughlin *et al.*, 1991) (Figura 6.1). Este límite se produce a través de un sinuoso frente montañoso que la separa de la Cuenca de Enriquillo y del resto de la Isla de la Española. La evolución de esta Sierra posee una personalidad propia a lo largo del Cretácico y del Paleógeno, aunque a partir del Mio-Plioceno se ve influida por los acontecimientos que tienen lugar en la Cordillera central. En conjunto, las rocas de la Sierra de Bahoruco registran aproximadamente 90 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde la formación de un plateau oceánico hasta la configuración del paisaje actual, pasando por la convergencia oblicua y transpresión entre placas en el Neógeno superior o la indentación de la cresta oceánica de Beata en el Cuaternario.

La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar cuatro etapas principales:

- Cretácico Superior, caracterizado por el desarrollo de un plateau o meseta oceánica.
- Paleógeno-Mioceno Superior, representado por una cuenca de sedimentación marina y carbonatada, muy estable desde un punto de vista tectónico, que registra a gran escala un ciclo transgresivo-regresivo modulado por oscilaciones eustáticas de mayor frecuencia.
- Mioceno Superior-Plioceno (?), cuando se produce la elevación y deformación de la cuenca, que da lugar al levantamiento de la Sierra de Bahoruco, consecuencia del ascenso y avance de la Cordillera Central hacia el SO. Este acontecimiento queda registrado mediante una rápida somerización de la cuenca que finaliza con su exposición subárea, desarrollo de alteritas en posiciones más internas de la Sierra y formación de una orla de facies arrecifales en la actual franja litoral.
- Pleistoceno-Holoceno, en la que continua elevación que ha experimentado la península de Bahoruco durante el Cuaternario y que ha dado lugar a la modificación de la red hidrográfica regional y la configuración del paisaje actual. De forma simultánea se produce el desarrollo de alteritas y formación de numerosas superficies de erosión continentales o marinas colgadas y escalonadas en la vertiente sur de la Sierra.

En la Figura 6.1 se sintetizan los aspectos más destacados de la historia geológica de la región. Una descripción más detallada de cada una de estas etapas se desarrolla a continuación.

6.1. El plateau oceánico del Cretácico superior

El plateau oceánico del Caribe constituye el sustrato de toda la serie sedimentaria terciaria de la Península de Bahoruco que ha condicionado, en gran medida, la sedimentación al configurar un paleorrelieve irregular que delimitaba zonas de diferente profundidad en la cuenca.

Las rocas integrantes del plateau oceánico del Caribe han sido relacionadas con un gran evento de basaltos de inundación (Donnelly, 1973; Donnelly *et al.*, 1973; White *et al.*, 1999; Sinton *et al.*, 2000), que tuvo lugar en la región caribeña durante el Cretácico superior. Este gran evento magmático basáltico ha sido interpretado como un plateau oceánico (Burke *et al.*, 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly *et al.*, 1990; Hill, 1993; Kerr *et al.*, 1996b), formado como consecuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987). Su formación pudo ser extremadamente rápida, mediante la intrusión/extrusión de enormes volúmenes de magma en un intervalo de tiempo de tan sólo unos pocos millones de años. Los sedimentos suprayacentes a los basaltos sumergidos en el Mar del Caribe establecen un límite de edad bioestratigráfica de 88-83 Ma para el cese de la actividad ígnea (Donnelly *et al.*, 1990; Donnelly, 1994; Kerr *et al.*, 1997b). Otros autores elevan el cese de la actividad magmática al Maastrichtiense (Pincel y Barret, 1990), aunque todos coinciden en que el inicio de esta inactividad tiene lugar como consecuencia de la colisión de la meseta oceánica del Caribe con el borde meridional de Centroamérica.

De esta forma, en el Cretácico superior, mientras que en frente septentrional del arco islas dominaba un régimen subductivo que en la Cordillera Oriental produjo el depósito de potentes series volcanosedimentarias y sedimentarias, la potente sucesión de basaltos, doleritas, calizas pelágicas de las sierras de Hotte-Selle-Bahoruco, constituidos por una (Fm Dumisseau-La Ciénaga y equivalentes) sugieren que en el Cretácico superior toda la región formaba parte de la meseta oceánica caribeña (Maurrasse *et al.*, 1979; Pindell y Barret, 1990).

Desde un punto de vista paleogeográfico, la configuración del fondo oceánico en esta etapa debe asimilarse a una sucesión irregular de montes submarinos que definían

alineaciones (*seamounts*) como consecuencia de la intermitencia en la actividad eruptiva. En algunas zonas la emisión de lavas fue tan importante desde aguas profundas que en algún momento del Cretácico superior varios edificios volcánicos emergieron y alcanzaron el nivel del mar formando islas, tal y como puede inferirse del desarrollo de paleosuelos en el techo de la Fm Dumisseau o la aparición de restos de plantas superiores continentales, carbonizadas, en coladas de basaltos a techo de esta misma formación en el sector nororiental de la Sierra.

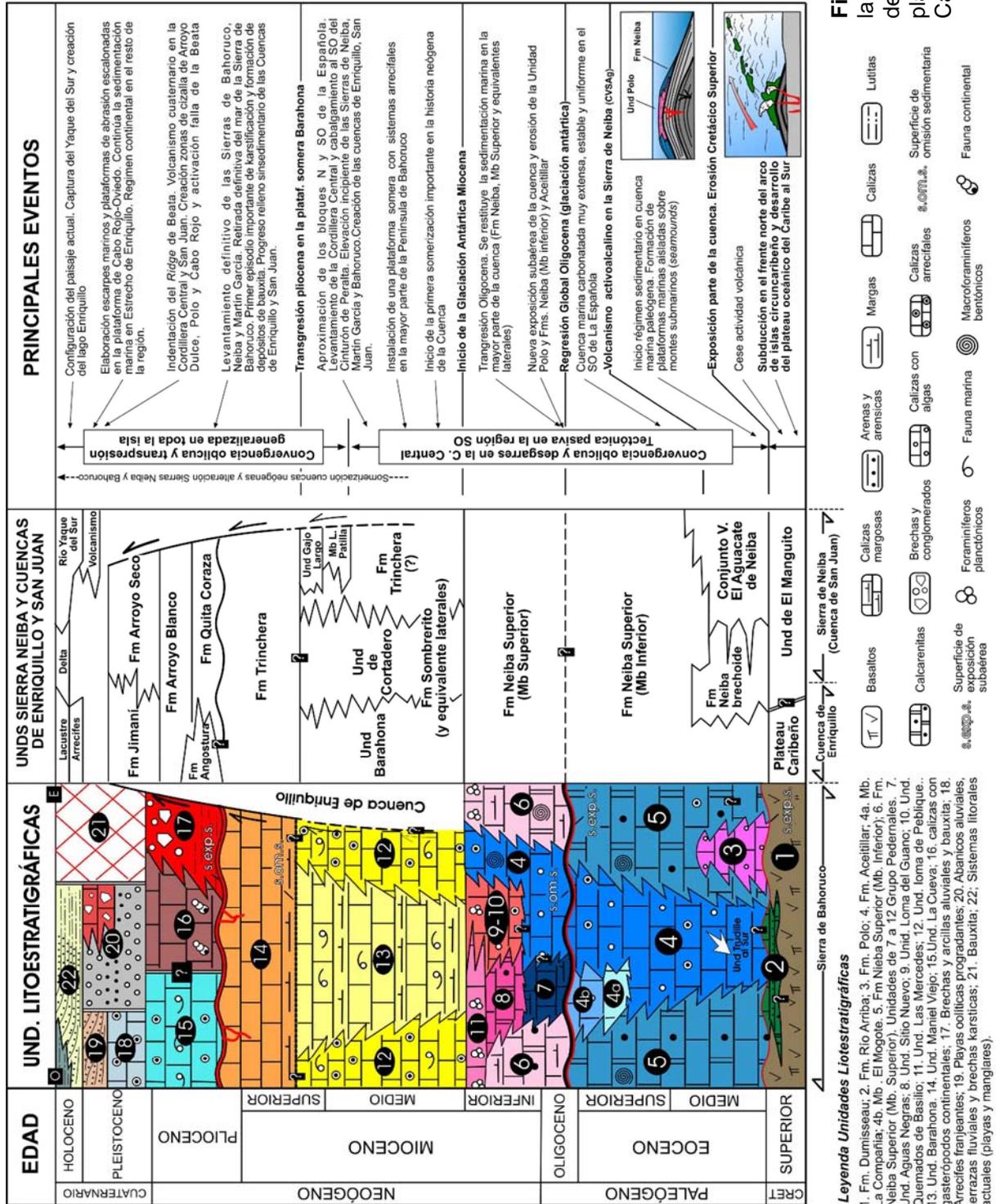
6.2. La Cuenca del Paleógeno al Mioceno superior

La ausencia de depósitos paleocenos impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida entre el cese de la actividad magmática de la meseta oceánica y el comienzo de la sedimentación paleógena en una extensa cuenca carbonatada. Sus variaciones a lo largo del tiempo estarían provocadas por cambios batimétricos de origen eustático y en la tasa de producción de carbonatos, dependientes estas últimas de multitud de factores ecológicos y físicos, aunque también deben ser considerados los cambios isostáticos de origen tectónico en su evolución.

La sedimentación paleógena comenzó probablemente en el Eoceno medio, mediante el depósito de la Unidad de Polo (Eoceno medio-superior?), descrita en el sector oriental de la Sierra de bahoruco. Está constituida por calizas algales que registran la aparición de plataformas carbonatadas aisladas, relativamente someras, sobre los montes submarinos o *guyots* de origen volcánico. Es muy probable que hacia zonas más profundas de la cuenca la Unidad de Polo posea cierta relación lateral con la Fm. Neiba.

Durante la mayor parte del Paleógeno (Eoceno medio-Mioceno Inferior) tiene lugar en la cuenca el depósito de la Fm. Neiba (y sus equivalentes laterales), que constituye la unidad mejor representada en toda la Península de Bahoruco y que registra una profundización de la cuenca con respecto a la unidad infrayacente, las calizas de Polo.

La Fm Neiba representa una plataforma de tipo rampa carbonatada en su zona media-distal, fuera de la influencia del oleaje de tormenta, con esporádicas llegadas de niveles bioclásticos retrabajados de las partes más internas de la rampa. Estas zonas más profundas de la plataforma marina debieron situarse principalmente hacia los extremos occidental y oriental de la sierra.



De la misma forma, durante el Eoceno superior en el sector central y hacia las posiciones meridionales de la península debieron existir zonas de menor profundidad que quedan registrada por las calizas de plataforma interna de las unidades Aceitillar y Trudillé, no aflorantes en la hoja. Estas zonas elevadas en la cuenca probablemente correspondan a zonas más engrosadas de la corteza de la placa del Caribe.

La relativa homogeneidad de las facies de la Fm Neiba cartografiadas en las Sierras de Bahoruco, Neiba y Martín García parece indicar que durante el Paleógeno formaban parte de una misma cuenca y que los importantes accidentes estructurales que afectan en la actualidad han sido generados posteriormente o que, al menos, permanecieron inactivos durante el Paleógeno y buena parte del Neógeno. A escala regional, en el Eoceno Medio, mientras probablemente en la Sierra de Bahoruco se iniciaba el depósito de la Unidad de Polo y Fm Neiba, y sus equivalentes laterales, en la Sierra de Neiba la estabilidad de la cuenca se vio interrumpida por la irrupción de un vulcanismo de signatura toleítica a alcalina, agrupado dentro del denominado Complejo Vulcano Sedimentario del Aguacate (Hernáiz-Huerta *et al.*, 2007a) producido en un contexto de intraplaca asociado al desarrollo de una pluma mantélica. Tras este periodo de inestabilidad, la región quedó configurada como cuenca subsidente que se prolongaba hacia el Norte hasta los dominios del Cinturón de Peralta. Es en esta cuenca de gran extensión se depositó la Fm Neiba, y sus equivalentes proximales, durante el resto del Paleógeno y Mioceno inferior.

Durante el Paleógeno la sedimentación marina sólo se ve interrumpida en el Oligoceno inferior cuando una importante regresión, probablemente asociada al gran desarrollo de casquetes polares en la Antártica, provoca la retirada del nivel mar y la emersión de algunos sectores de la cuenca. Esta regresión se registra mediante la aparición de una discontinuidad sedimentaria marcada por una superficie erosiva que acentúa aún más la irregularidad del paleorrelieve cretácico y que se desarrolla a techo de las unidades de Polo y Aceitillar del Mb inferior de la Fm Neiba.

En el Oligoceno medio y superior da comienzo una transgresión que produce una nueva sumersión de la cuenca bajo el nivel del mar, lo que origina la instalación de una plataforma carbonatada de tipo rampa sobre los sedimentos previos de la Sierra de Bahoruco. La configuración topográfica de la cuenca debió ser muy similar a la del Eoceno, depositándose, en la mayoría de los casos, las facies de rampa media y externa del Mb Superior de la Fm Neiba sobre su Mb Inferior. De la misma forma, en los sectores más occidentales de la cuenca, sobre las calizas de plataforma somera de

tipo Bahamiano de la Unidad Aceitillar se depositan las calizas de plataforma somera y media de la Unidad Pedernales.

El relleno de la cuenca continúa de forma estable hasta el Mioceno inferior, con una somerización progresiva de la cuenca, que se registra con la formación de una plataforma carbonatada de gran extensión, en ocasiones acompañada por la construcción de grandes edificios arrecifales, representada por las unidades Barahona y Loma de Peblique, que continúa hasta el Mioceno superior. El origen de esta somerización, probablemente tiene su origen en la estabilización o descenso del nivel del mar acompañado por un incremento en la tasa de producción de carbonatos. No parece haber tenido un gran impacto en estos momentos en la cuenca la nueva situación de convergencia entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la Isla, que produjo la mayor transformación paleogeográfica de la historia cenozoica de la región, aunque sí es posible que tuviera lugar una elevación incipiente de las principales sierras, incluida la de Bahoruco. Por otro lado, el Mioceno es una época geológica que sí es bien conocida por un descenso generalizado del nivel marino como consecuencia de una nueva glaciación Antártica que se inicia aproximadamente hace 15 Ma, durante el Mioceno medio (Zachos *et al.*, 2001).

De cualquier modo, y al mismo tiempo que en la cuenca de Bahoruco se depositaban las calizas de Barahona y de Loma de Peblique, la propagación hacia el sur del Cinturón de Peralta produjo un surco flexural donde se depositaron la Fm Sombrerito y sus equivalentes, representativos aquí de una llanura submarina que recibía aportes de naturaleza turbidítica desde los recién formados relieves adyacentes.

6.3. La Cuenca del Mioceno superior al Plioceno

El registro estratigráfico de esta etapa en la evolución de la cuenca se encuentra exclusivamente dentro en las unidades de Maniel Viejo y La Cueva, de edad Mio-Plioceno, ninguna de las dos aflorantes en la Hoja de Enriquillo. Esta etapa, aunque mal preservada, consta de una gran importancia, ya que en ella se produce la elevación de la cuenca y la consecuente formación de la Sierra de Bahoruco. A la luz de las dataciones y el análisis de cuenca efectuado para esta Sierra (Pérez-Valera y Abad, 2010) es probable que exista una diacronía no cuantificable entre el levantamiento de la Cordillera Central y el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta con la formación definitiva de las sierras de Bahoruco. De hecho, en el SO de la Española la deformación principal tiene lugar

durante el Plioceno Inferior-Medio, con el cabalgamiento de las sierra de Neiba, Martín García y Bahoruco sobre la cuenca de Enriquillo (Hernáiz-Huerta *et al.*, 2007a y b).

En el Mioceno superior, tras una leve pulsación transgresiva y de profundización registrada por el inicio de la sedimentación de facies de en de la base Unidad Maniel Viejo, la cuenca registra una rápida somerización que finaliza con su exposición subaérea y conduce al desarrollo de sistemas continentales aluviales y lacustres y a la formación de depósitos de bauxita en algún momento del Plioceno. Durante gran parte del Mioceno superior y del Plioceno inferior en el surco flexural desarrollado al pío del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta continuaba el depósito de los materiales turbidíticos y deltaicos de la Fm. Trinchera, que comienzan a rellenar la Cuenca de Enriquillo (Figura 6.1). A través de este proceso rápido de levantamiento de la Sierra la sedimentación marina se traslada en el Plioceno a la actual franja costera, donde se depositan las calizas arrecifales y bioclásticas de la Unidad La Cueva, en el sector occidental de la península, cuya evolución y distribución escalonada en la vertiente sur de la sierra registra una elevación continua de sus relieves. Es evidente, por tanto, que esta rápida regresión debe representar el levantamiento definitivo de la Sierra de Bahoruco, Neiba y Martín García y el relleno sintectónico y colmatación de las Cuencas neógenas de Enriquillo y San Juan. Estas últimas reflejan una clara tendencia somerizante y evolucionan bajo un contexto sedimentario litoral y marino somero.

De esta forma, durante el Plioceno, la Cuenca de Enriquillo seguiría sometida a condiciones marinas, configurándose como un estrecho que uniría las bahías de Neiba y Puerto Príncipe, flanqueado por las sierras de Neiba y Bahoruco, que paulatinamente se iba colmatando como consecuencia de la situación de inestabilidad regional y la llegada de aportes desde los relieves colindantes.

Con incidencia desigual según las áreas, a este esquema evolutivo general se sumo otro acontecimiento de envergadura geodinámica: el funcionamiento de los desgarres de dirección E-O, simultáneos con la elevación, y generados como consecuencia de la propia convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña. La actividad de estos sistemas de desgarres, entre los que destaca la Zona de Falla de Enriquillo, ha condicionado principalmente la actividad de los márgenes que limitan la cuenca que lleva este mismo nombre, aunque su influencia es algo menos evidente en la Sierra de Bahoruco

6.4. La Sierra de Bahoruco del Pleistoceno al Holoceno

La elevación de la Sierra de Bahoruco continúa durante todo el Pleistoceno hasta prácticamente la actualidad como consecuencia del avance de la Cordillera Central. Este levantamiento prolongado de la isla durante el Cuaternario, junto episodios de oscilación rápida del nivel del mar, generaron numerosas terrazas marinas, con amplia continuidad regional, que cubren la vertiente meridional de la sierra de Bahoruco y su prolongación hacia la costa actual o plataforma de Oviedo-Cabo Rojo (Abad *et al.*, 2008, 2009), fuera del alcance de los límites de la Hoja de Enriquillo. De forma simultánea a dicho levantamiento, el área experimentó un plegamiento y la formación o reactivación de diversas fallas. Los pliegues mencionados produjeron suaves flexuras en las superficies de erosión marina escalonadas, que pueden estar fosilizadas por sistemas arrecifales franjeantes y playas carbonatas oolíticas con tendencias progradantes, al menos durante el Pleistoceno Medio y Superior.

En posiciones más internas de la Sierra, los mismos máximos marinos actuaron como nivel de base para el modelado fluvial, con él que se crearon sucesivas superficies de erosión, de las cuales las más altas muestran continuidad lateral con las terrazas marinas equivalentes y que llegan a desarrollar importantes perfiles de alteración (rubefacciones y argilizaciones) y depósitos de bauxita. Por encima de las mencionadas superficies se produjeron otros aplanamientos peor conservados y de origen incierto, pero que reflejan ya la interacción de las oscilaciones eustáticas con el ascenso y emersión de la sierra de Bahoruco, probablemente ya en el Plioceno. De forma simultánea a todo lo anterior, a lo largo del Cuaternario el modelado kárstico ha creado numerosas dolinas de disolución, excepcionalmente de colapso, y diversas áreas subsidentes con arcillas de descalcificación.

Salvo por las terrazas y depósitos asociados de la cuenca del Río Nizaito y Pedernales, la red fluvial posee una pobre representación durante la evolución cuaternaria de la región. A excepción de algunos sistemas aluviales y deslizamientos de importancia, durante el Holoceno las formaciones superficiales mejor representadas son los sistemas litorales, conformados por manglares, cordones arenosos, lagunas costeras, playas carbonatadas y sistemas arrecifales, que afloran extensamente a lo largo de toda la orla costera de la Península de Bahoruco. Su principal desarrollo tuvo lugar después de la estabilización del nivel tras la última pulsación transgresiva Holocena, bien registrada mediante una plataforma de abrasión marina elaborada sobre los depósitos marinos y costeros pleistocenos en casi toda la costa.

Simultáneamente, en la Cuenca de Enriquillo sobrevino la llegada del Río Yaque del Sur y la rápida instalación de un importante aparato deltaico, favorecida por la activación de la falla de Enriquillo. Este evento, que supone la desaparición de los sistemas arrecifales que orlaban la cuenca, produce su cierre y desconexión con el Mar Caribe, obteniendo la depresión la configuración del actual lago Enriquillo.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

Los parámetros climáticos e hidrológicos se han obtenido de una estación pluviométrica situada en la Hoja de Polo (Estación 5103). La distribución mensual de las precipitaciones entre los años 1967 y 2000 presentan un régimen bimodal, con un pico máximo en mayo-junio y otro en septiembre-octubre. Los meses más secos son diciembre, enero y febrero. La estación de Polo registra precipitaciones medias de 1536.6 mm/año, con 879.4 mm/año de media durante años secos y 2050.3 m/año durante años húmedos. Para aquellas estaciones situadas a mayor altitud y que presentan mayores precipitaciones, Villa Nizao (5101) y Polo (5103), en los meses de verano e invierno, en los que la pluviometría es mayor, se genera la mayor parte de la lluvia útil. En los años húmedos lógicamente la pluviometría es mayor y, considerando que la evapotranspiración potencial es igual a los otros dos años tipo, la lluvia útil es mayor, siguiendo las mismas pautas que las descritas en los años medios.

No existen series temporales de datos de temperatura en la Hoja y se ha tomado como referencia las medias efectuadas en la estación termométrica de Puerto Escondido, al oeste de Polo debido a que, al menos, también se localiza a una cierta altitud y sus valores son más cercanos que los de otras estaciones. La temperatura media anual para el intervalo de tiempo comprendido entre 1967 y 1996 es de 23,2 °C. Aunque existen pocas variaciones a lo largo del año, Enero y Diciembre son los meses más fríos y Julio y Agosto los meses más cálidos. Por otro lado, la evapotranspiración media anual es de 1852.3 mm.

Desde un punto de vista hidrológico, en este sector de la península de Bahoruco no existen ríos de relativa importancia, salvo el Río Nizaíto o el Río Bahoruco. El resto de cauces presentes en la Hoja de Polo (Río Arriba, Arroyo Maniel Viejo, Cañada de Higüero o Arroyo Las Auyamas) son cursos fluviales consisten que presentan un evidente y marcado carácter torrencial, siendo activos principalmente en momentos de llegadas de huracanes y tormentas tropicales. A destacar, por sus dimensiones y la importancia de los depósitos que rellenan su cauce, el Arroyo Las Auyamas, que evidencia la existencia de avenidas y arroyadas en mantos esporádicas formando un

importante abanico aluvial en las Auyamas, cerca de Polo, el cual ahora está siendo capturado por la cuenca del Río Bahoruco.

Existe una única estación de aforo en toda la región, aunque ya en la Hoja de La Salina, situada en el Río Lemba, continuación hacia el norte del Río Arriba Sena, que arroja un valor medio de 0.05 m³/s de caudal, mientras que en el inventario de puntos de agua solamente aparece 1 para la Hoja de Polo (Eptisa, 2004).

7.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja de Polo se incluyen dentro de las Unidades o Zonas Hidrogeológicas Sierra de Bahoruco y Península Sur de Barahona, que se emplazan en el suroeste del país y constituyen las unidades más meridionales del país, que se extienden por toda la Península de Barahona, cubriendo una superficie total de 4100 km², de los cuales el 80% (3278 km²) corresponden a la Sierra de Bahoruco y los 829 km² restantes a la Península Sur de Barahona. Se han estudiado de forma conjunta ambas unidades hidrogeológicas debido a que, desde el punto de vista hidrogeológico, su funcionamiento está íntimamente relacionado, sobre todo en su sector meridional y presentan límites abiertos.

En este conjunto, con materiales de diversa naturaleza, habría que destacar una importante superficie aflorante de materiales carbonatados (2563 km²), que conforman un amplio anticlinorio y un extenso acuífero carbonatado con permeabilidad por fracturación, en el que se ha desarrollado un proceso de karstificación avanzado, sobre todo en sus subunidades más meridionales. Dentro de los citados acuíferos carbonatados se identifican importantes procesos de karstificación, tanto del tipo abiertos como cerrados, sobre todo en las vertientes suroriental y meridional de la unidad, entre los que cabría destacar los numerosos campos y alineamientos de dolinas al oeste de la Llanura de Oviedo-Pedernales y la propia Laguna de Oviedo que es muy posible que constituya una gran depresión kárstica, actualmente invadida por las aguas marinas.

En la Hoja de Polo confluyen las cuatro subunidades de funcionamiento hidrogeológico definidas para la Península de Bahoruco: Subunidad Meridional de Bahoruco y Península de Barahona, Subunidad del Sinclinal de Enriquillo, Subunidad del Sinclinal del Nizaíto y Subunidad Septentrional (EPTISA, 2004). Por esta razón, se deduce que

el funcionamiento hidrogeológico en la Hoja de Polo es complejo, y los estudios que existen actualmente no permiten saber las conexiones entre estas cuatro subunidades.

Los materiales de mayor permeabilidad dentro de la Hoja de Polo son los formados por las calizas terciarias de la Und Aceitillar, Polo, Barahona y Maniel Viejo, intensamente karstificadas y fracturadas. Dentro de estas unidades terciarias, sólo las margas y calizas margosas de la Fm Neiba presentan una permeabilidad algo inferior, cuantificada como media debido a la fracturación y permeabilidad intergranular. Además, existen los materiales volcánicos de la Fm Dumisseau que generalmente son poco permeables.

Por otro lado, a los sedimentos cuaternarios correspondientes a los depósitos de abanicos aluviales y fondos de valle constituyen materiales de permeabilidad media-alta por porosidad intergranular.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Abanicos aluviales y glaciares sin encostramiento	13 y 21	Conglomerados y arenas	Media-Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres
	Bauxitas y arcillas de descalcificación	11 y 15	Arcillas y bauxitas	Baja. Materiales impermeables	Sin acuíferos significativos
NEÓGENO	Uds. de Barahona y Maniel Viejo	9 y 10	Calizas masivas, tableadas y nodulosas	Alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres
PALEÓGENO NEÓGENO	Fm Neiba (mb. Superior)	7	Calizas, calizas margosas y calcarenitas	Media por fracturación	Acuíferos confinados en calcarenitas
	Unidad de Aceitillar, Polo y Fm Neiba (Mb. Inferior)	5, 6 y 8	Calizas masivas y tableadas con sílex	Alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres
CRETÁCICO PALEÓGENO	Fm Dumisseau	1	Basaltos, doleritas, chert	Baja por fracturación	Sin acuíferos significat.

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las principales unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Polo

7.2. Recursos minerales

Solo se han identificado dos indicios en la Hoja de Polo. Uno corresponde a una cantera de caliza y el otro, a un pequeño indicio de bauxita.

7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

La actividad se concentra en una cantera situada a p e de la carretera que une Polo con Arroyo Dulce, de donde se extrae el material para el arreglo de la misma. Su actividad, por tanto, es intermitente, en funci3n de las necesidades puntuales.

7.2.1.1. Descripci3n de las Sustancias

Las calizas explotadas pertenecen a la Formaci3n Neiba inferior y se trata de calizas margosas tableadas con niveles de silex. El indicio de bauxita está ligado, litol3gicamente, a las calizas de la Unidad de Maniel Viejo, que en su techo desarrolla un karst, sobre el que se asienta la bauxita.

7.2.2. Potencial minero

El potencial ligado al recurso o litotecto calizo es inmenso. Sus reservas en las distintas Formaciones y Unidades calcáreas choca con la falta de infraestructuras y necesidad de aprovechamiento in situ, dada la baja demografía y la falta de tejido industrial. La presencia de bauxita es testimonial y no tiene potencial para desarrollar una actividad minera extractiva del recurso.

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 Polo se caracteriza especialmente por existir gran cantidad de afloramientos que merecerían su inclusión como L.I.G. Sin embargo, la difícil accesibilidad a ellos es un problema a la hora de poder planificar e incluir estos lugares en los planes de dinamización turística donde puedan ser visitados con frecuencia. Aún así, desde el punto de vista científico, esta hoja presenta un notable interés geológico en lo que se refiere a la evolución estratigráfica y paisajística de la Sierra de Bahoruco, así como todo lo relacionado con los procesos de alteración y karstificación de las unidades calcáreas.

8.3. Descripción de los Lugares

Se describen dos LIG en la Hoja de Polo. El LIG n°1 corresponde a un itinerario que se realiza por el cañón del Arroyo Maniel Viejo, en el que se puede seguir una sucesión estratigráfica prácticamente completa de casi todas las unidades que componen la estratigrafía de este sector de la Sierra de Bahoruco, con condiciones excepcionales de afloramiento. El 2º LIG es un lugar muy conocido en este sector de la República Dominicana, el Hoyo del Pelempito, una depresión tectónica-kárstica muy importante, con dimensiones espectaculares.

8.3.1. L.I.G. N° 1. Itinerario por el cañón del Arroyo Maniel Viejo

Este itinerario tiene algunas dificultades en su acceso, y debido a una zona muy escarpada, con cascadas de agua, se debe de hacer accediendo por dos lugares diferentes. Al sector situado más hacia el norte se accede desde una pista que parte de lo más alto de la carretera de Polo a Higüero, hacia la zona de El Limonal. A unos pocos kilómetros, se divisa ya el cañón, al que se accede a pié por una vereda que comunica con las casas de Maniel Viejo.

En este sector norte, al llegar al cañón, se continúa en dirección este, donde se atraviesa la sucesión estratigráfica desde lo más moderno a lo más antiguo. En primer lugar se observan las bauxitas y las brechas rojas calcáreas que coronan la sucesión estratigráfica y cuando se avanza hacia su base se encuentran verticalizadas y apoyadas sobre un paleokarst muy espectacular desarrollado a techo de la unidad de Maniel Viejo. A partir de ese momento, el cañón se cierra y ofrece una sucesión espectacular de la unidad de Maniel Viejo, donde se reconocen diferentes tramos de calizas rosadas masivas, calizas nodulosas rojas, calizas brechoides rojas, hasta llegar a la base, que se apoya en paraconformidad con las margas amarillas y calizas beige de la unidad de Barahona.

Al sector sur del cañón se accede tomando la pista que va desde Higüero hasta la Sabana de la Primera Yerba, y después, a pocos kilómetros de Higüero tomando una pista que va hacia al norte que nos deja prácticamente en la salida del cañón. En este sector, se observan unidades inferiores, nuevamente, de la más alta a la más baja. Se entra al cañón divisando los paquetes de calizas beige de Barahona, y paulatinamente se va entrando en la sucesión de calizas margosas tableadas, con siles de la Fm Neiba (mb superior). Concretamente de esta unidad existe una sucesión muy completa, con condiciones de afloramiento excepcionales, que se encuentra plegada

en diferentes ocasiones y que continúa durante varios kilómetros del cañón, con interesantes observaciones estratigráficas y sedimentológicas. Finalmente, siguiendo el cañón al norte, se llega de nuevo a las calizas beige de la ud. de Barahona, que se encuentran en una cascada, siendo imposible continuar.

Este lugar, pese a tener condiciones de acceso muy difíciles, y discurrir todo el itinerario por el propio arroyo, merece ser considerado un L.I.G. de importancia regional debido a que constituye una sucesión de referencia para comprender la organización estratigráfica de este sector de la Sierra de Bahoruco, siendo además extensible a gran parte de la misma.

8.3.2. L.I.G. N° 2. Hoyo del Pelempito

El lugar conocido popularmente como Hoyo del Pelempito, corresponde a un polje controlado por la tectónica, sobre todo en su borde sur. Pese a ser uno de los lugares más emblemáticos de la Península de Bahoruco, su acceso es notablemente difícil. Se puede acceder por dos caminos, ambos a pie durante varios kilómetros. Por su vertiente noroeste se accede desde El Limonal, mientras que al lado sureste se accede por la Sabana de la Primera Yerba y El Tunal. Sin embargo, el valor de este L.I.G. no es tanto llegar a él como verlo desde arriba, y para ello el mejor lugar se encuentra en la vecina Hoja de Pedernales.

Los valores de este L.I.G., por tanto, son de tipo geomorfológico y tectónico. Se desarrolla sobre las formaciones calcáreas de Barahona y Maniel Viejo, y su fondo es plano, teniendo unas dimensiones cercanas a los 12 kilómetros cuadrados. Contiene diversos sumideros, pues al ser un lugar endorreico, el drenaje se realiza de forma subterránea. La morfología subtrapezoidal del polje, indica que alguno de sus bordes corresponde a un límite con un control tectónico. En este caso, la zona de falla del Pelempito es la responsable del límite suroeste del polje, mientras los demás bordes no parecen responder a fallas.

Pese a las dificultades de acceso al interior del Pelempito, las vistas panorámicas desde diversos lugares son espectaculares. Este L.I.G. se puede catalogar como de importancia regional, y merece estudios geomorfológicos e hidrogeológicos más detallados.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABAD, M. (2010).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5969-I (Enriquillo) y Memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN II de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- ABAD, M., MORENO, F., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., MEDIATO, J., JOUBERT, M., CÁCERES, L.M., RUIZ, F. (2009).** Análisis geomorfológico y sedimentario de terrazas marinas pleistocenas en la vertiente meridional de la Sierra de Bahoruco (SO República Dominicana). VII Reunión del Cuaternario Ibérico. Faro (Portugal).
- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F., CÁCERES, L. M. (2008b).** Análisis morfosedimentario de niveles escalonados marinos plio-cuaternarios: un caso de estudio en las costas norte y suroeste de la República Dominicana. 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana..
- ACUATER (2000).** Mapa Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- ARICK, M.B. (1941).** Annual report of Geological Department, New York, 34 p
- BERMÚDEZ, P. J. (1949).** Tertiary smaller foraminífera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, 1949. Special Publication, 25.
- BILICH, A., FROHLICH, C., AND MANN, P. (2001),** Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions: Journal of Geophysical Research 106, 443-452.
- BLESCH, R.R. (1966).** Mapa geológico preliminar. In: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, Escala 1.250 000.
- BOISSEAU, M., 1987.** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (La Española, Grandes Antilles); These de doctorat. Université Marie et Pierre Curie, Paris, 215 p.
- 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. (1960).** Geology of Central Dominican Republic. PhD Thesis, Princeton University, Princeton, New Jersey, 211 p.
- BOWIN, C. (1966).** Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98
- BOWIN C. (1975):** The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, 501-552..
- BREUNER, T.A. 1985.** The Geology of the eastern Sierra de Neiba. MSc Thesis. The George Washington University. 120 p.
- BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978).** Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. Journal of Geophysical Research 83, 3949-3945.
- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16, 201-230.
- CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998).** Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, 125-142.
- 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., 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.
- CALAIS, E., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). Marine Geophysics Research 17, 63-95.
- 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.

COOPER, C., 1983. Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. MSc Thesis, State University of New York, Albany, 145 p

DE LEÓN, R. O. (1983). Aspectos Geológicos e Hidrogeológicos de la Región Suroeste. Santo Domingo, R. D. Museo Nacional de Historia Natural. Publicaciones Especiales, 4.

DE LEÓN, R.O. (1989). Geología de la Sierra de Bahoruco (República Dominicana). Museo Nacional de Historia Natural. Santo Domingo, 112 p.

DE METS, 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.

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.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2000a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2000b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6071-II (Azua) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. SOLÉ PONT, F. J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic

precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). Acta Geologica Hispanica 37, 163-181.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2004a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5970-I (Barahona) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2004b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5971-I (Villapando) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

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

DOHM, C. F. (1942). Geologic report of Cerros de Sal, Enriquillo Valley. Santo Domingo, R. D., Report 1.

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: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. and Lewis J.F., Eds.). Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

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

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

- DOLAN, J.F. (1988).** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 p.
- DOLAN J.F., WALD D.J., (1998).** The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F., Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.
- DONNELLY T.W. (1973).** Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.
- DONNELLY T.W. (1989).** Geologic history of the Caribbean and Central America. In: An Overview. The geology of North America (A.W. Bally, A.R. Palmer, Eds.). Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, 299-321.
- DONNELLY T.W., (1994).** The Caribbean sea floor. In 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., Case, J. Eds.). Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.
- DRAPER G., LEWIS J.F. (1991).** Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 29-45.
- DRAPER G., NAGLE F. (1991).** Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 77-95.
- DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996).** Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): p. 1143-1146.

- DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997).** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, 281-299
- DRAPER, G., MANN, P., LEWIS, J. F. (1994).** Hispaniola. En: *Caribbean Geology: An introduction*. (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica de la Sierra de Bahoruco y Península Sur de Barahona. Programa SYSMIN, 193 pp.
- ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007a).** Tectónica y geoquímica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeño primitivo en la Cordillera Central, República 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. (2007b).** La secuencia magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2) 243-268.
- ESCUDER VIRUETE J., DIAZ DE NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006).** Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161-186.
- ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004).** La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.
- ESCUDER VIRUETE, J., 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. (2008).** Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104, 378-404.

- ESCUDEY VIRUETE, J., PEREZ-ESTAUN, A. (2006).** Subduction related P-T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samana Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 95, 995-1017.
- ESCUDEY-VIRUETE, J. (2010a).** Informe de petrología de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 30 pp.
- ESCUDEY-VIRUETE, J. (2010b).** Informe de geoquímica de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 26 pp.
- GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDEY VIRUETE J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.
- GÓMEZ SÁINZ, A. (2000).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 230 pp.
- GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LÉPINAY B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HEDBERG, H. D. (Ed) (1980):** Guía Estratigráfica Internacional. Reverte, Barcelona, 205 pp
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000a).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto "C" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000b).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto "C" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2004a).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2004b).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de

Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

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

HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J., 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.

HEUBECK, C., MANN, P. (1991). Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. Eds.). Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.

- 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.
- JOUBER, M. (2010).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-II (La Ciénaga) y Memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN II de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- JOUBERT, M., URIEN, P., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 192 pp.
- JOYCE, J. (1991).** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 47-76.
- KERR A.C., ANDREW C., TARNEY J. (1996).** The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: *AUG Monography on Large Igneous Provinces*, (MAHONY J.J., COFIN M. Eds.).
- KERR, A.C., ITURRALDE-VINENT, M.A., SAUNDERS, A.D., BABBS, T.L., AND TARNEY, J. (1999).** A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1581–1599.
- 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.
- KERR, A.C., TARNEY, J., MARRINER, G.F., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D. (1997).** The Caribbean–Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J., Coffin, M.F. (Eds), *Large Igneous Provinces*. AGU Washington DC. pp. 123–144.
- 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. (2005).** Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin* 117, 987-995.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., AND MCCURDY, K. (2003).** Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: *Mineralium Deposita* 38, 668-682.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., AND 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., MARESCHE, 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.
- LEBRÓN 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., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991).** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.
- 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: *VMS deposits of Latin America* (Sherlock, R., Barsch, R., Logan, A., Eds.). Geological Society of Canada Special Publication 223-249.
- LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*. 37, 2-3, 81-122.
- LEWIS, J.F., HAMES, W. E., DRAPER, G., (1999).** Late Jurassic Ocean Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte Complex, Hispaniola: A discussion. *Journal of Geology*, 107, 505-508.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G. (1990).** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: *The Geology of North America* (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. Geological Society of America, 77-140.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta* 4, 237-263.
- 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., 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.

LLINÁS, R.A. (1972). Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana. Tesis Doctoral. México City, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 83 p

MANN, P. (1983). Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Ph.D. Thesis. New York University, Albany, 688 p

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., LAWRENCE, S. R. (1991). Petroleum potential of southern Hispaniola, J. Petroleum Geol., 14, 291-308.

MANN, P., BURKE, K., MATUMOTO, T. (1984). Neotectonics of Hispaniola: Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend, Earth Planet. Sci. Lett., 70, 311-324.

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., MCLAUGHLIN, P.P., COOPER, C. (1991c). Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 367-390.

- 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 (Mann, P. Ed.) (Series Editor: K.J. Hsü) 4, 3-31
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J-C., DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002):** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21 (6), 1-26.
- MANN, P.; 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.
- MAUFFRET A., LEROY S. 1997.** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics* 283, p. 61-104.
- MAURRASSE, F.J. M., G., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979).** Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B” and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw* 8, 71-83
- 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 (Maurrasse, F.J.M. Ed.), 184-198. Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti.
- MAURRASSE, F.J.M. (1982).** Guide to the field excursions in Haiti. Miami Geological Society, Florida International University, 103 pp.

MCLAUGHLIN, P.P. (1989). Neogene basin evolution of the southwestern Dominican Republic: a foraminiferal study. Ph.D. Thesis. Baton Rouge. Louisiana State University, 318 p.

MCLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A., MANN, P. (1991). Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. 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, 337-366.

MERCIER DE LEPINAY, B., (1987). L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 p

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

NICOL, N. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-IV (La Salina) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

NORCONSULT, 1983. Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Dirección General de Minería. Santo Domingo, 81 p

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.

PINDELL, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: Caribbean Geology: an introduction. University of the West Indies (Donovan, S.K., Jackson, T.A., Eds.). Publishers Association, University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 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: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 97-114.
- PINDELL, J. L., L. KENNAN, (2006).** Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4. Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009).** Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: The geology and evolution of the region between North and South America (James, K., Lorente, M.A., Pindell, J., Eds), Geological Society of London, Special Publication. 1-60.
- PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.
- PRENTICE, C.S., MANN, P., 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.
- PROINTEC (1999).** Prevención de Riesgos geológicos (Riesgo sísmico). Programa SYSMIN, Proyecto D. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- REGUANT, J., ORTIZ, R. (2001).** Guía Estratigráfica Internacional –versión abreviada. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 3-4: 271-293.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A., STOREY, M., LEWIS, J., ESTRADA, J.J (1998).** An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 221– 235.
- STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R.**

-
- (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- TAYLOR, F.W., MANN, P., VALASTRO, S., AND BURKE, K. (1985).** Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *Journal of Geology* 93, 311-332
- VAN DEN BERGHE, B. (1983).** Evolution sedimentaire et structurale depuis le Paleocene de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la Ride de Beata" dans l'orogene nor Caraibe (Hispaniola Grandes Antilles). These de doctorat, Universidad Marie y Pierre Curie, Paris, 205 pp.
- WHITE, R.V., TARNEY, J., KERR, A.C., SAUNDERS, A.D., KEMPTON, P.D., PRINGLE, M.S., KLAVER, G.T. (1999).** Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46, 43-68
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K. (2001).** Trenes, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.