



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

CABO ROJO

(5869-I)

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

La presente Hoja y Memoria forman parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN II de soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME- BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Dr. 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 (TYPSA) 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 Cabo Rojo se encuentra situada en las estribaciones meridionales de la Sierra de Bahoruco, más concretamente en la plataforma de Oviedo-Cabo Rojo. En ella están representadas principalmente formaciones carbonatadas marinas de edad Eoceno al Plioceno, aunque también posee un amplio registro de formaciones cuaternarias costeras que reflejan los movimientos de la línea de costa.

La estructura de la hoja es sencilla, consistente en una serie monoclinial, levemente flexurada, con inclinación dominante hacia el SO donde se han diferenciado varios pliegues de muy amplio radio de curvatura y flancos de bajo buzamiento.

Durante el Eoceno y sobre los relieves irregulares del plateau del caribe se depositan en esta zona las calizas de plataforma interna y media de las unidades Aceitillar y Trudillé. Posteriormente, en el Oligoceno inferior tiene lugar una regresión generalizada en la cuenca que genera su emersión parcial y que acentúa aún más la irregularidad del paleorrelieve volcánico del Cretácico.

En el Oligoceno superior tiene lugar una nueva transgresión y profundización a partir de la que se depositan los Mb Superior de la Fm Neiba y la base de la Unidad de Perdernales, formada por los Mbs Loma del Guano y Quemados de Basilio. Estas unidades registran la sedimentación en una cuenca de tipo rampa carbonatada en sus zonas media y distal. Estas condiciones prevalecen hasta el Mioceno inferior cuando el proceso transgresivo alcanza su máximo, registrado por las calizas hemipelágicas del Mb Las Mercedes de la Unidad Pedernales. A partir de este momento la cuenca experimenta una progresiva somerización a lo largo de todo el Neógeno, paralela al levantamiento de la Sierra de Bahoruco, con la formación en este sector de la cuenca de las calizas someras del Mb Loma de Peblisque y, finalmente, el desarrollo de las facies arrecifales de la Unidad La Cueva, distribuidas a lo largo de la vertiente sur de la Sierra de Bahoruco. Esta regresión pudo estar originada tanto por la situación transgresiva generalizada en la isla como por el empuje originado por la cresta (ridge) de La Beata desde el Sur.

Finalmente en el cuaternario, a la vez que se produce la elevación continuada de la Sierra tiene lugar el modelado de los escarpes marinos y el depósito de sedimentos litorales sobre las calizas terciarias de la región vinculados a oscilaciones rápidas del nivel del mar.

ABSTRACT

The Cabo Rojo Sheet is located in the southern foothills of the Sierra de Bahoruco in the Oviedo-Cabo Rojo platform. Eocene to Pliocene marine carbonate formations dominate this area along with outcrops of a wide range of Quaternary coastal formations that record short-term movements of the shoreline.

The geological structure corresponds to a slightly deformed, SW-dipping monocline series, where a few folds have been differentiated with a wide radius of curvature and low dip flanks.

During the Eocene, carbonates of inner and middle-platforms of Aceitilar and Trudillé units are deposited overlying the irregular topographical reliefs of the Caribbean Plateau. In the lower Oligocene, a generalized regression in the basin generates partial emersion resulting in an increase of topographical irregularities in Cretaceous volcanic paleoreliefs.

A new transgression and deepening of the basin during the upper Oligocene triggers the sedimentation of the Upper Mb of the Neiba Fm and the base of the Pedernales unit, consisting of the Loma del Guano and Quemados de Basilio Mbs that record sedimentation in middle and distal areas of a carbonate ramp. These environmental conditions dominate until the lower Miocene, when a maximum transgression is recorded within the hemipelagic carbonates of Las Mercedes Mb of the Pedernales Unit.

From this point onward the basin experiences progressive shallowing during the Neogene that is coeval with the uplift of the Sierra de Bahoruco, with the formation in this sector of the basin that hosts the shallow carbonate deposits of Loma de Peblique Mb followed by the development of La Cueva Unit reef facies along the southern side of the Sierra de Bahoruco. This regression could have been related to the generalized transpressive regime prevailing in the island and also to the indentation of the Beata Ridge from the south.

Lastly, during the Quaternary sustained uplift of the reliefs takes place in parallel with erosional modelling of marine scarps and the deposition of coastal sediments over the region's Tertiary limestones that are linked to rapid sea level fluctuations.

ÍNDICE

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>8</u>
<u>1.3.2. Macro unidades geológicas.....</u>	<u>9</u>
<u>1.3.3. La Sierra de Bahoruco.....</u>	<u>14</u>
<u>1.3.4. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>16</u>
<u>1.3.5. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>17</u>
1.4. Antecedentes.....	18
2. ESTRATIGRAFIA.....	21
2.1. Paleógeno.....	25
<u>2.1.1. El Grupo Bahoruco y equivalentes laterales.....</u>	<u>27</u>
2.1.1.1. Unidad de Aceitillar (1). Calizas masivas y oncolíticas. Eoceno superior- Oligoceno inferior? P_2^3 - P_3^1	28
2.1.1.2. Unidad Trudillé (2). Calizas masivas, beiges, con algas y macroforaminíferos. Eoceno superior-Oligoceno inferior? P_2^3 - P_3^1	29
<u>2.1.2. Formación Neiba.....</u>	<u>30</u>
2.1.2.1. Formación Neiba. Miembro Superior (3). Calizas margosas y tableadas con silex, margas y margo-calizas. Oligoceno-Mioceno inferior. P_3 - N_1^1	31
<u>2.1.3. Unidad Pedernales.....</u>	<u>33</u>
2.1.3.1. Unidad Pedernales. Miembro Loma del Guano (4). Calizas beiges y rosadas bien estratificadas. Oligoceno superior-Mioceno inferior. P_3^2 - N_1^1	34

2.1.3.2. Unidad Pedernales. Miembro Quemados de Basilio (5). Calizas blancas y beiges, oncolíticas, con corales, intercaladas con calizas rosadas con foraminíferos planctónicos. Oligoceno superior-Mioceno inferior. P ₃ ² -N ₁ ¹	35
2.2. Neógeno.....	36
<u>2.2.1. Unidad Pedernales</u>	<u>36</u>
2.2.1.1. Unidad Pedernales. Miembro Las Mercedes (6). Calizas rosadas con foraminíferos planctónicos. Mioceno inferior-medio. N ₁ ¹⁻²	36
2.2.1.2. Unidad Pedernales. Miembro Loma de Peblique (7). Calizas masivas rosadas. Mioceno medio-superior. N ₁ ²⁻³	37
<u>2.2.2. Unidad La Cueva</u>	<u>38</u>
2.2.2.1. Unidad La Cueva (8). Calizas arrecifales y calcarenitas bioclásticas. Mioceno superior-Plioceno. N ₁ ³ -N ₂	38
2.3. Cuaternario	39
<u>2.3.1. Depósitos relacionados con la dinámica marino-litoral.....</u>	<u>39</u>
2.3.1.1. Arrecifes y barras submareales bioclásticas (9). Calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada y calizas coralinas. Pleistoceno medio. Q ₂	39
2.3.1.2. Arrecifes franjeantes. Calizas bioclásticas y calcarenitas con corales y estratificación inclinada (13) y calizas organógenas (14). Pleistoceno. Q ₂	40
2.3.1.3. Depósitos de huracanes y tormentas antiguos (15). Calcarenitas (lumaquelas) de moluscos y corales. Pleistoceno. Q ₃	42
2.3.1.4. Playas de bolsillo antiguas. Calizas (16 y 18) y areniscas (19) oolíticas y bioclásticas. Pleistoceno superior. Q ₃	43
2.3.1.5. Laguna costera antigua. Calizas fétidas, ocre, con gasterópodos (17) y limos carbonatados, bioclásticos ricos en materia orgánica (20). Pleistoceno. Q ₃	44
2.3.1.6. Cordón litoral antiguo (23). Arenas. Holoceno. Q ₄	45
2.3.1.7. Depósitos de huracanes y tormentas (huracanitas) (25). Bloques y cantos de corales y grandes moluscos. Holoceno. Q ₄	45
2.3.1.8. Antrópico (26). Holoceno. Q ₄	45

2.3.1.9. Laguna costera colmatada (27). Limos carbonatados con salinización superficial. Holoceno. Q ₄	45
2.3.1.10. Marisma baja o manglar (28). Lutitas ricas en materia orgánica. Holoceno. Q ₄	46
2.3.1.11. Playas (29). Arenas oolíticas muy bioclásticas. Holoceno. Q ₄	46
<u>2.3.2. Depósitos de origen eólico.....</u>	<u>46</u>
2.3.2.1. Manto eólico (10). Arenas oolíticas cementadas y limos . Pleistoceno. Q ₂ ...	46
<u>2.3.3. Depósitos debidos a la dinámica fluvial y de escorrentía superficial.....</u>	<u>47</u>
2.3.3.1. Fondo de valle (21). Conglomerados y arenas calcáreas. Holoceno. Q ₄	47
<u>2.3.4. Materiales producidos por meteorización química.....</u>	<u>47</u>
2.3.4.1. Argilizaciones con bauxita (11). Arcillas rojas. Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄ ..	47
2.3.4.2. Relleno de dolinas (12). Arcillas de descalcificación y brechas kársticas. Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄	48
<u>2.3.5. Depósitos de origen poligénico.....</u>	<u>48</u>
2.3.5.1. Piedemonte (glacis de cobertera) (24). Brechas, conglomerados, arenas y lutitas. Holoceno. Q ₄	48
<u>2.3.6. Formaciones gravitacionales.....</u>	<u>48</u>
2.3.6.1. Coluviones (22). Bloques y cantos de calizas con arcillas rojas. Holoceno. Q ₄	48
3. TECTÓNICA	49
3.1. Contexto geodinámico de la Española	49
3.2. Marco geológico estructural de la Península de Bahoruco.....	51
<u>3.2.1. El margen septentrional de la Sierra de Bahoruco</u>	<u>54</u>
<u>3.2.2. La Cresta de Beata (Beata Ridge)</u>	<u>54</u>
<u>3.2.3. Grandes estructuras en la Península de Bahoruco</u>	<u>54</u>
<u>3.2.3.1. Pliegues.....</u>	<u>54</u>
<u>3.2.3.2. La fracturación</u>	<u>54</u>

3.3. La estructura de la Hoja de Cabo Rojo	55
3.4. Interpretación y evolución tectónica de la zona de estudio	58
<u>3.4.1. Edad de la deformación.....</u>	<u>60</u>
3.5. Tectónica activa	61
4. GEOMORFOLOGÍA	63
4.1. Análisis geomorfológico	63
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>63</u>
4.1.1.1. Formas estructurales	64
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u>	<u>64</u>
4.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	64
4.1.2.2. Formas eólicas.....	65
4.1.2.3. Formas marinas-litorales	65
4.1.2.4. Formas debidas a meteorización química	67
4.1.2.5. Formas poligénicas.....	67
4.2. Evolución e historia geomorfológica	70
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	73
5.1. El plateau oceánico del Cretácico superior	74
5.2. La Cuenca del Paleógeno al Mioceno superior.....	75
5.3. La Cuenca del Mioceno superior al Plioceno.....	78
5.4. La Sierra de Bahoruco del Pleistoceno al Holoceno	79
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	81
6.1. Hidrogeología.....	81
<u>6.1.1. Hidrología y climatología.....</u>	<u>81</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>82</u>

6.2. Recursos minerales	84
<u>6.2.1. Descripción de las Sustancias.....</u>	<u>86</u>
<u>6.2.2. Potencial minero</u>	<u>86</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	88
7.1. Introducción.	88
7.2. Relación de los L.I.G.....	88
7.3. Descripción de los Lugares	89
<u>7.3.1. . L.I.G. N° 1. Las dolinas inundadas de los Pozos de Romeo</u>	<u>90</u>
<u>7.3.2. L.I.G. N° 2. Las playas fósiles de Cabo Rojo.....</u>	<u>90</u>
<u>7.3.3. L.I.G. N° 3. El registro morfosedimentario de las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar en Bahía de Las Águilas.....</u>	<u>91</u>
<u>7.3.4. L.I.G. N° 4. El paleoescarpe marino de Los Quemados de Basilio</u>	<u>92</u>
8. BIBLIOGRAFÍA.....	95

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

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

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

Zona Norte:

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

- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

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

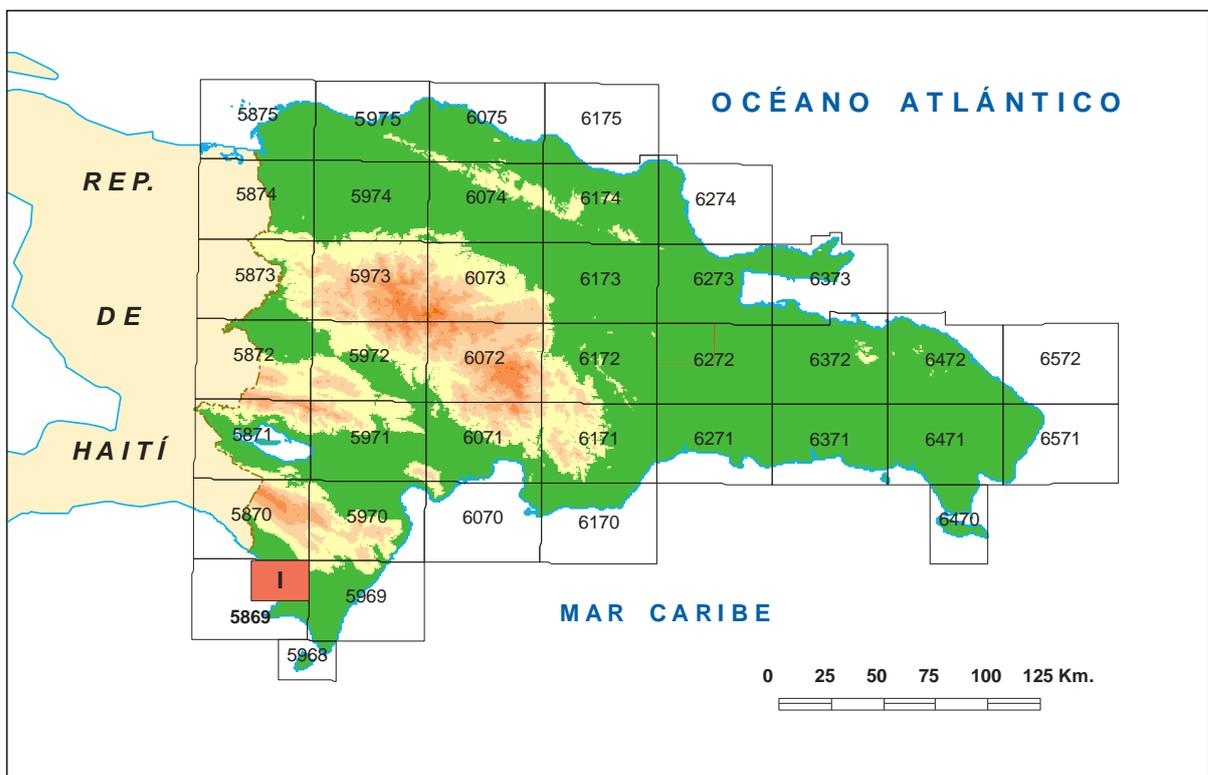


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Cabo Rojo (5869-I).

Zona Sur:

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

Zona Suroeste:

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

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

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Cabo Rojo 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 (Cabo Rojo, 5869-I).

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 la Dirección General de Minería de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de Cabo Rojo (5869-I) se localiza al suroeste de la República Dominicana, muy cerca de la frontera con Haití. Desde un punto de vista geográfico la hoja está situada al suroeste de la Sierra de Bahoruco, en las estribaciones suroccidentales de la Península que lleva el mismo nombre, bañada por el Mar Caribe. La sierra de Bahoruco es la más meridional de las cuatro cordilleras principales de la República Dominicana, constituyendo la continuación oriental de la cordillera Meridional de Haití. Aparece como una destacada elevación montañosa que, con una dirección E-O a ESE-ONO, se alza bruscamente al sur de la hoya de Enriquillo, alcanzando 2.367 m en la loma del Toro.

A menor escala esta zona, caracterizada por su extrema aridez y un relieve muy poco accidentado, se localiza en la conocida como Llanura de Oviedo-Pedernales o, en sentido más amplio, Procurrente Sur de Barahona. Toda la región posee una ausencia casi total de infraestructuras y pueblos, al margen de la carretera nacional N°44 Barahona-Pedernales, las instalaciones militares y puerto de carga de Cabo Rojo, o la gran cementera de la empresa colombiana Cementos Andino, todas ellas concentradas en escasos 8 Km². El único núcleo urbano, que se sitúa en la costa, es la pequeña aldea pesquera de La Cueva, donde gran parte de las viviendas están excavadas en la caliza pliocena, que posee una población inferior a 200 personas.

La Hoja de Cabo Rojo se encuentra a unos 170 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 250 Km por carretera por el itinerario más corto y cómodo posible. Este itinerario consiste en tomar la carretera nacional N°6 desde la capital hasta San Cristóbal (Autopista 6 de Noviembre) y continuar hasta Azua por la carretera nacional N°2, también conocida como Carretera Sánchez. Esta vía está actualmente en obras y tiene un tráfico muy denso, en ocasiones de vehículos pesados, aunque en general el asfalto se encuentra en muy buenas condiciones. Una vez alcanzado Azua, la nacional N° 2 empalma directamente con la carretera nacional N° 44, que llega hasta Barahona. En esta ciudad se debe seguir la carretera de la costa que bordea prácticamente toda la Península de Bahoruco hasta entrar en la Hoja de Cabo Rojo, 15 km al noroeste del pueblo de Oviedo.

Desde un punto de vista administrativo la hoja se sitúa dentro de la provincia nacional de Pedernales y el territorio que ocupa se encuentra compartido por los municipios de Oviedo y, en mayor medida, de Pedernales. Las actividades económicas principales son la explotación de áridos para cemento y, sobre todo, el turismo nacional, que se concentra el Parque Nacional de Jaragua y en las playas de Cabo Rojo y de Bahía de las Águilas. Dada

la aridez del clima, la agricultura y ganadería son prácticamente inexistentes en la región a mediana y gran escala. Aunque no es muy importante, existe actividad pesquera artesanal en estas costas del Mar Caribe en la zona de Bahía de las Águilas.

A excepción de la carretera nacional que atraviesa la hoja de SE a NO y la carretera que une Cabo Rojo con Las Mercedes-Peleepito (en la Hoja de Pedernales), ambas de muy buena calidad, la red de comunicaciones es muy pobre, por no decir inexistente. En su mayoría consisten en caminos de tierras, muy estrechos y tapados por vegetación, que nacen de estas dos carreteras principales y que se utilizan para llegar a pequeñas fincas o recorrer la costa. Todos ellos son accesibles en vehículos 4x4. En el Noreste de la Hoja no hay ningún tipo de vía de comunicación y las observaciones se han llevado a cabo en senderos muy cerrados y abruptos. También se han utilizado los pocos barrancos y cañadas para alcanzar algunas zonas y encontrar cortes limpios donde analizar la geología del terreno.

De esta forma, la mayor parte de las observaciones de buena calidad se han llevado a cabo a lo largo de las carreteras o en afloramientos costeros. Por otra parte, cerca de las carreteras existen varias canteras utilizadas para la extracción de calizas para árido y uso ornamental que han permitido completar la cartografía y obtener datos geológicos precisos.

La topografía de toda la zona se caracteriza por la presencia de una notable planicie que ocupa la mitad meridional de la Hoja. Posee una ligera inclinación general hacia el SO y una altitud media inferior a los 150 m que disminuye de forma gradual hacia el litoral. De forma intermitente, esta tónica es rota por la aparición de elevaciones aisladas, que forman sucesivos escalones de diferente altura, claramente divisibles en el paisaje. Hacia el NE el relieve se hace algo más abrupto e incrementan progresivamente la altitud de los cerros y lomas, que llegan a alcanzar los 610 metros en los Cerros de Bucan Tussen, cerca del límite con las hojas de Pedernales y Arroyo Dulce. Existen, además, otras elevaciones en la zona que destacan, no tanto por su altura como por definir escarpes muy claros en un contexto topográfico tan regular y plano, como la Loma del Guano (232 m) y Los Quemados de Basilio (330 m)

La red fluvial es muy pobre y está integrada por un pequeño número de arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente, que procedentes de los relieves montañosos, localizados al noreste, alcanzan la planicie. De esta forma, no hay aguas superficiales permanentes en la Hoja aunque sí se ha constatado la existencia de un importante sistema de circulación endokárstico de aguas subterráneas procedente de la Sierra de Bahoruco que

producen algunos manantiales cerca de la costa y provocan la inundación de dolinas desarrolladas a cotas topográficas más bajas. Los arroyos más importantes de la hoja son las Cañadas de Punta Vigía y Bucan Tisuna. Poseen un escaso recorrido, de pocos kilómetros, y una orientación NO-SE. Estos cauces presentan un marcado carácter estacional y sólo son activos en momentos de grandes precipitaciones.

El clima de la zona es muy cálido y seco, con temperaturas medias de 27°C y precipitaciones medias anuales próximas a los 500 mm, aunque estas se concentran en unos pocos días y durante la temporada ciclónica como consecuencia de la llegada a esta zona de tormentas y huracanes. De hecho, esa región es la más meridional de República Dominicana y, por tanto, la más afectada por este tipo de eventos meteorológicos, al estar situada en su trayectoria ordinaria. Esta circunstancia produce, además, un gran irregularidad interanual en las precipitaciones en función de lo intensa que hayan sido la temporada ciclónica. La evaporación supera ampliamente la cantidad de lluvia total anual por lo que la lluvia útil es inexistente.

La vegetación de la región, que excepto en las zonas costeras cubre la gran parte de la superficie de la hoja, puede clasificarse como monte espinoso subtropical constituido por arbustos y plantas espinosas. Entre ellas destacan diferentes especies de cactáceas y acacias como la guazábara, el cagüey y el cambrón. Hacia zonas más altas, en el NE, algo más templadas y húmedas, existen áreas en que predomina el bosque seco subtropical, principalmente formado por diferentes especies de cactáceas, arbustos y algunos árboles como el cayuco, la baitoa, el cambrón, el aroma, el guayacán o el guano. En el litoral se han descrito lagunas costeras, muy ricas en fauna, colonizadas por juncos y otras especies de plantas salobres. Las orillas de estas lagunas pueden estar bordeadas por algunas zonas de manglar.

1.3. Marco geológico

La geología de la República Dominicana se caracteriza por una gran heterogeneidad de materiales sedimentarios y volcánicos representados, a la que hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos acompañados por importantes cortejos filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura 1.3.

En términos generales la geología de la isla de La Española está controlada por tres factores principales:

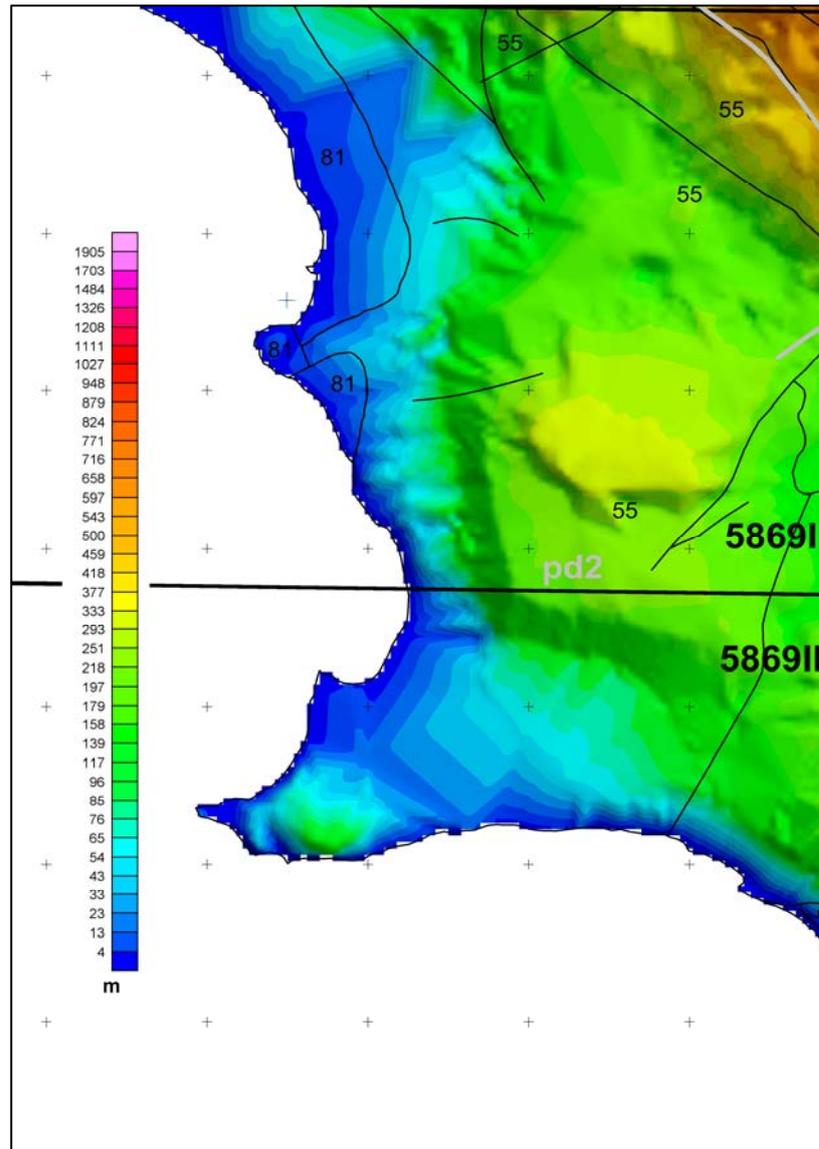


Figura 1.2. Modelo digital del terreno de la Hoja de Cabo Rojo (5869-I) y Punta Ceminche (5869-II).

- En primer lugar, y al menos durante el Mesozoico, por el carácter oceánico de la isla. La Española estuvo asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica. En estas condiciones se producen distintos procesos de subducción, que provocan, 1) la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y 2) la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas marinas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

- En segundo lugar, la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta producción biológica en las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas

someras la formación de calizas, muchas veces de tipo arrecifal y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es también responsable de las tasas altas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos, debido a la rápida erosión de los relieves y transporte de sedimentos hacia las cuencas.

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).

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Figura 1.3), 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).

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; De Mets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; Prentice *et al.*, 2002).

1.3.2. Macro unidades geológicas

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

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas (denominadas terrenos en sentido amplio), que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Figura 1.5).

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 las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais 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 las siguientes unidades o dominios geológicos (Figuras. 1.4, 1.5 y 1.6):

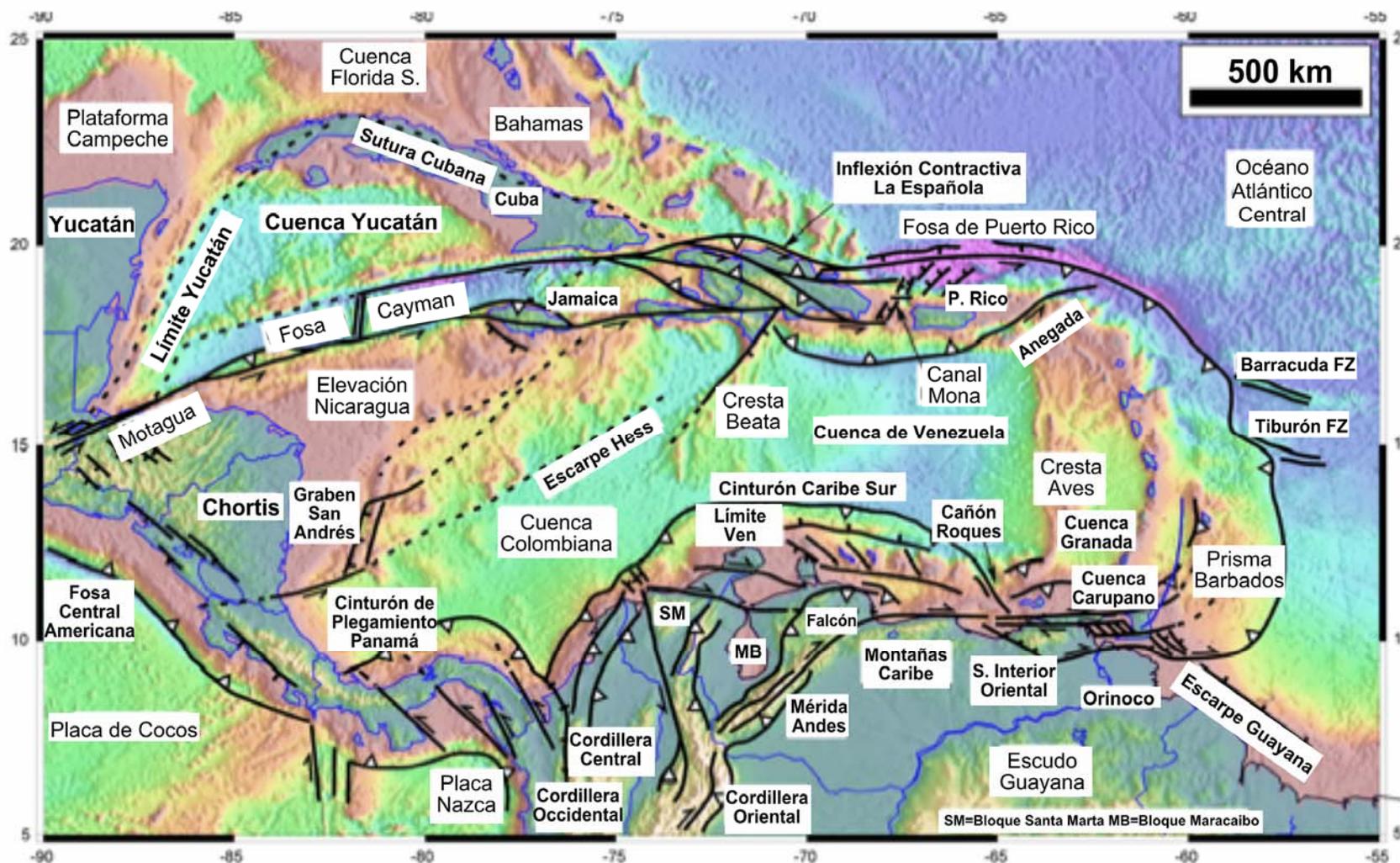


Figura 1.3. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

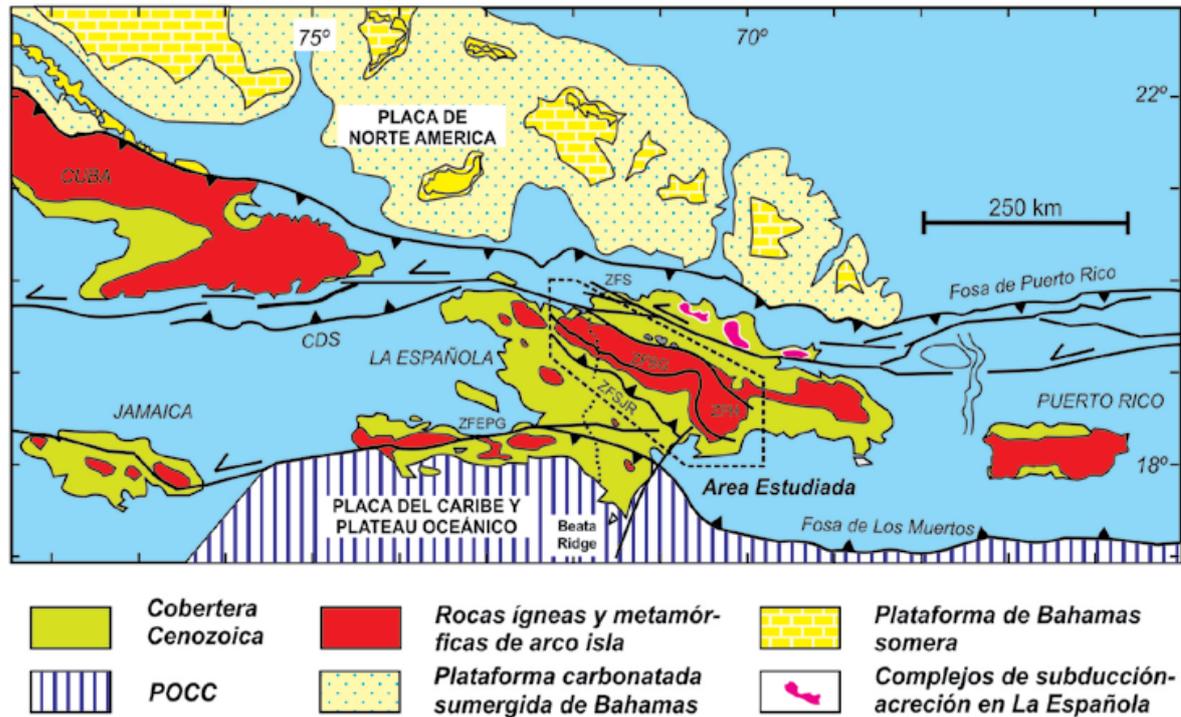


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE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

(1) La Cordillera Septentrional, que representa un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mëlanges de matriz serpentínica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Cacheal, El Paradero y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno. Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Virujete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2008).

(2) La Cordillera Oriental, donde aflora el arco isla primitivo del Cretácico Inferior (al igual que en determinados puntos a lo largo del borde septentrional de la Cordillera Central), que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Viruete *et al.*, 2009). En la Cordillera Oriental, la Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico superior (García Senz *et al.*, 2004).

(3) El cinturón de peridotitas serpentizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 1999, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008). El cinturón de Peridotitas de Loma Caribe aflora asociado a la Zona de Falla de La Española (Figuras 1.5 y 1.6), que es una de las estructuras más importantes de toda la isla. Se trata de una falla de desgarre que, hasta el cese de su funcionamiento aproximadamente a comienzos del Mioceno, resolvió un gran desplazamiento lateral, aproximando y yuxtaponiendo, al menos, los distintos fragmentos litosféricos actualmente representados en las Cordilleras Central y Oriental (Hernaiz Huerta, 2006; Hernáiz-Huerta *et al.*, 2007b).

(4) Ocupando principalmente la vertiente septentrional de la Cordillera Central, se reconoce un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Viruete *et al.*, 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery *et al.*, 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994).

El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2007a).



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



Figura 1.5. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann *et al.* (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'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.

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

Viruete *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que corresponde a un magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Viruete *et al.*, 2009).

(6) El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta ocupa fundamentalmente la vertiente sur de la Cordillera Central y en él afloran las formaciones sedimentarias del Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno (¿y Mioceno Inferior?) que se depositaron por detrás del arco isla (cuenca trasera de arco) contemporáneamente a la colisión entre éste y el continente Norteamericano y deformaron como consecuencia de ésta (Heubeck, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002; Pérez Varela y Abad, 2010). La cuenca de San Juan-Azua (y parcialmente, los territorios situados al sur de éstas, incluida la cuenca de Enriquillo), están rellenas por materiales del Neógeno-Cuaternario y tiene el carácter de cuenca de antepaís respecto al citado cinturón de Trois Rivières-Peralta (Mann *et al.*, 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002)

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

1.3.3. La Sierra de Bahoruco

La Sierra de Bahoruco forma parte del denominado terreno Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.* 1991) constituido por estas tres sierras contiguas, las dos primeras localizadas en Haití, que presentan directrices generales ONO-ESE y se extienden de oeste a este por todo el sector meridional de La Española. Está integrada por una potente y monótona sucesión de unidades eminentemente carbonatadas, depositadas prácticamente durante el Paleógeno-Mioceno, aflorando localmente su sustrato cretácico, de naturaleza ígnea, fuera del ámbito de la Hoja.

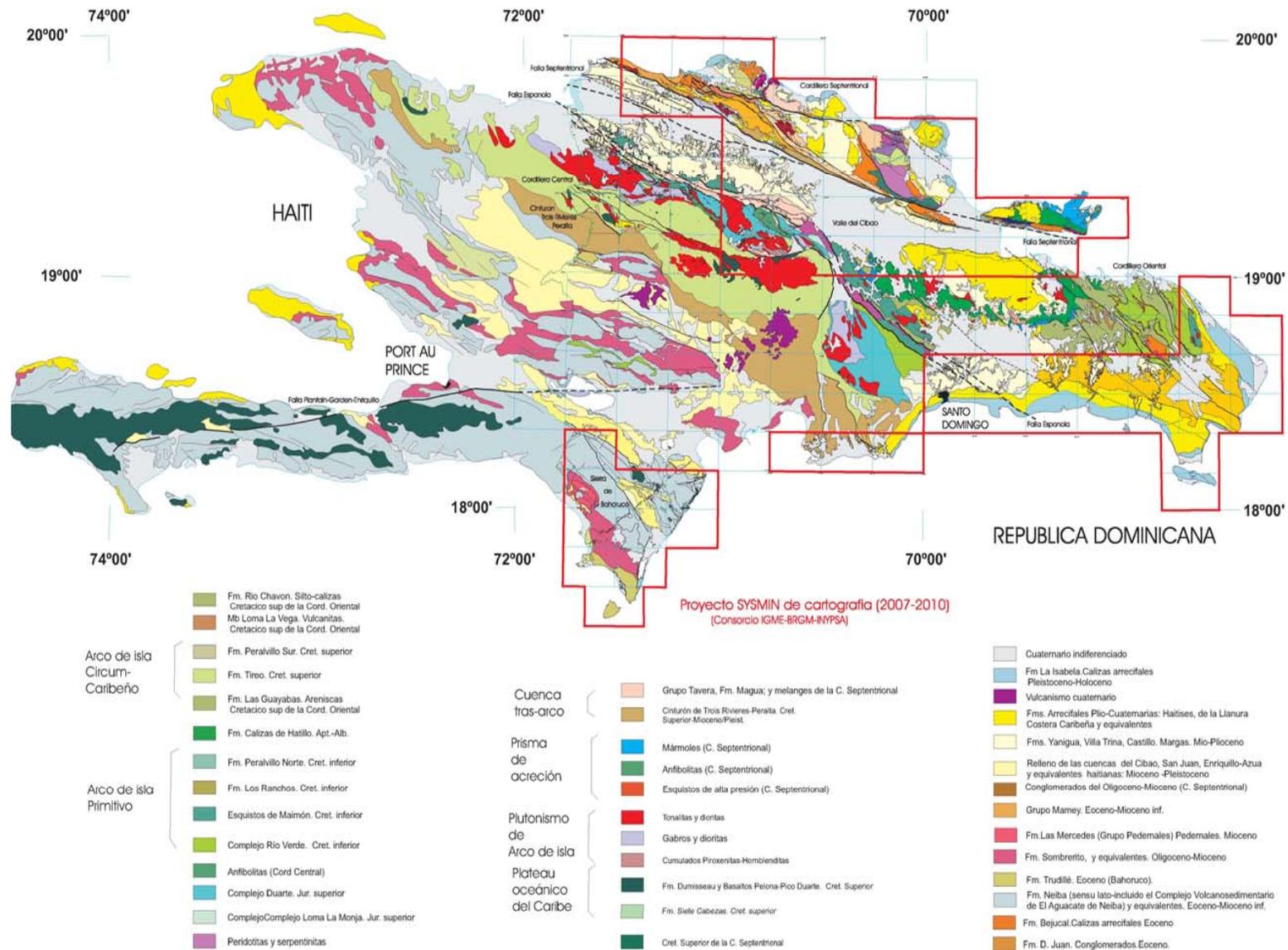


Figura 1.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2007). En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II.

Aunque en detalle presenta una compleja sucesión de pliegues y fallas de envergadura y geometrías diversas, a grandes rasgos se estructura como un gran antiforme cabalgante hacia el norte sobre la cuenca de Enriquillo. Tal vez su formación más representativa es la Fm Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979), en el ámbito de este proyecto denominada también Fm Cienaga. Con más de 1.500 m de espesor, consiste en una alternancia de basaltos y *pillow* basaltos no metamórficos, doleritas, calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas volcanogénicas a las que las dataciones le atribuyen un intervalo de ocurrencia que va del Cretácico Inferior al Cretácico Superior. Por encima de la Fm. Dumisseau y equivalentes, una importante discordancia marca el final del volcanismo basáltico y el comienzo de un régimen esencialmente sedimentario, con cierto predominio de facies carbonatadas y ocasionales ocurrencias volcánicas, que comprende el intervalo del Cretácico terminal al Mioceno.

A excepción del relleno de dolinas y poljes, en su sector suroccidental los sedimentos cuaternarios continentales presentan un desarrollo muy pobre como consecuencia de la inexistencia de grandes relieves, las escasas precipitaciones y la ausencia de sistemas fluviales de importancia en la zona. Por el contrario aparecen muy extendidos en el litoral las formaciones costeras asociados a los formas erosivas marinas que reflejan el movimiento de la línea de costa a lo largo de buena parte del Cuaternario.

1.3.4. 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 acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.6). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno – Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento

transcurrente senestro entre las placas de Norte América 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.

1.3.5. Historia Geológica de La Española

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

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Virueite y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virueite *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-Virueite *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virueite *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-Virueite *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-Virueite *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.*, 2007a y b).
- Mioceno Superior-Actualidad. En continuidad con la etapa anterior. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.4. Antecedentes

Además de ser un área de especial interés para el estudio de la tectónica activa de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que ésta implica, la isla de La Española y, en concreto, el territorio correspondiente a la República Dominicana, también contiene un registro excepcional de la evolución del denominado Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y Cretácico, y de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante buena parte del Terciario.

Sin embargo, a pesar de esta importancia geológica, y con la excepción de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas de carácter local, la mayor parte de la isla ha carecido de estudios geológicos de detalle hasta bien entrados los años 1980, a partir de los cuales varios estudios han incrementado su conocimiento geológico. Los principales trabajos desarrollados en la parte dominicana de la isla se han agrupado en el volumen especial (*Special Paper* 262) de la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1991). Posteriormente, otro volumen especial de la misma sociedad (*Special Paper* 326) trata los aspectos neotectónicos del margen septentrional de La Española, derivados de investigaciones recientes. Otros resúmenes de la geología de la isla se pueden encontrar también en Bowin (1975), Draper y Lewis (1991), Joyce (1991), Lewis

(1980), Lewis y Draper (1990), Maurrasse (1981), Nagle (1974 y 1979) y Pindell y Draper (1991).

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

Desde el punto de vista estrictamente cartográfico, en la República Dominicana sólo existía cartografía geológica a escala 1:100.000 de las hojas de San Juan (5972), Comendador (5872) y San Cristóbal (6171) a escala 1:50.000. Los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática han venido a subsanar este vacío al establecer una sistemática para la elaboración de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000. El primero de estos proyectos fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME e INYPSA, con resultados muy satisfactorios. La primera Fase del Programa SYSMIN de la Unión Europea finalizó en 2004 con la realización del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana por el Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, completando 47 Hojas geológicas a escala 1:50.000 y sus correspondientes Memorias, las cuales cubren aproximadamente un 60% del territorio. La ejecución de estos Proyectos ha venido a confirmar la validez de la normativa utilizada que, con algunas mejoras, ha sido la empleada en el Proyecto SYSMIN II.

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, 2004a), que suponen un considerable avance en el conocimiento geológico de la región. 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 región. 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).

Por otro lado, 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 (1971) 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 (1971) 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 la serie sedimentaria que se deposita discordante sobre la misma, a la que denomina informalmente Fm Río Arriba. 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.

2. ESTRATIGRAFÍA

El dominio de la Sierra de Bahoruco-Pedernales, en el SO del país, está constituido por rocas sedimentarias cenozoicas, depositadas sobre un sustrato principalmente volcánico de edad cretácica. Este vulcanismo se corresponde con plateau caribeño que representa un episodio de pluma mantélica generado al final del Cretácico en esta región. Sobre esta sucesión volcánica se encuentra una delgada secuencia sedimentaria cretácica, donde las rocas neógenas son principalmente carbonatadas. El conjunto presenta una deformación escasa, materializada fundamentalmente por pliegues de baja amplitud, que muestra un gradiente en la deformación, de menos a más, del sur al norte.

La Sierra de Bahoruco, junto con el macizo de la Hotte-Serre de Haití, constituye la elevación topográfica más importante en la zona meridional de La Española y el dominio geológico más al sur de la isla. Está constituida por una sucesión, muy potente, de calizas y otros materiales sedimentarios y volcánicos, que abarca edades del Cretácico superior al Plioceno. Las dos vertientes de la Sierra presentan una organización estructural muy bien diferenciada. La vertiente norte concentra la mayor parte de la deformación y, por tanto, muestra una estructura tectónica mucho más compleja. Por otro lado, la vertiente Sur de la Sierra de Bahoruco responde a un relieve monoclinial, con pliegues muy suaves, que desciende de forma paulatina hacia el suroeste hasta el nivel del mar.

Esta característica ha permitido un estudio estratigráfico y sedimentológico muy detallado de la serie terciaria en las hojas cartografiadas dentro de la sierra en el marco del Proyecto SYSMIN, al menos, en su sector meridional. La cuenca marina donde se depositaron los materiales que hoy constituyen el sustrato de la Península de Bahoruco parece haber conservado una configuración tridimensional muy similar a la que poseía originalmente, antes de que la deformación transpresiva en la parte suroccidental de La Española estableciera durante el Mioceno superior y Plioceno la distribución de cordilleras y depresiones existentes en la actualidad (sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco y cuencas de Enriquillo y San Juan).

De esta forma, la existencia de buenos afloramientos y cortes de amplia continuidad lateral, la ausencia casi total de discontinuidades sedimentarias importantes dentro de la serie y la ya mencionada preservación de la morfología original de la cuenca, hacen de la Sierra de Bahoruco un escenario ideal para el análisis de la evolución espacial y temporal de las cuenca marinas carbonatadas del Paleógeno y del Neógeno en el Caribe. En

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 Aceitillar (Eoceno 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 denominarán Mb La Compañía (calizas arenosas bioclásticas) y Mb El Mogote (calizas bioclásticas) y que tienen una extensión lateral limitada.

- Unidad 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 (Hernáiz-Huerta, 2004a y b). La Fm Neiba inferior y la Fm Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate (Hernáiz-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 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.

- Formación Pedernales (Oligoceno-Mioceno). 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 Peblikue, todos comprendidos entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio.

- Unidad 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.

2.1. Paleógeno

El registro sedimentario paleógeno en la Península de Bahoruco es muy completo y está compuesto por un gran número de formaciones y unidades estratigráficas. Dentro de la Hoja de Cabo Rojo las unidades paleógenas se concentran en su extremo norte (Unidad Aceitillar), si bien existen algunos afloramientos aislados en posiciones más meridionales (Unidad Trudillé). La única discontinuidad importante reconocida dentro de la serie se localiza en el Oligoceno inferior, principalmente entre los miembros inferior y superior de la Fm. Neiba o entre la Unidad de Trudillé y la denominada Unidad Pedernales. Es probable que esta discontinuidad tenga su origen, en parte, en la primera gran glaciación antártica, que dio lugar a una importante disminución eustática del nivel del mar y a una regresión generalizada en todo el planeta (Zachos *et al.*, 2001).

La serie estratigráfica paleógena y neógena que constituyen prácticamente la totalidad de las unidades que componen la Península de Bahoruco se deposita, mediante una discontinuidad sedimentaria, sobre los basaltos del plateau caribeño cretácico de la Fm. Dumiseau (Figura 2.2).

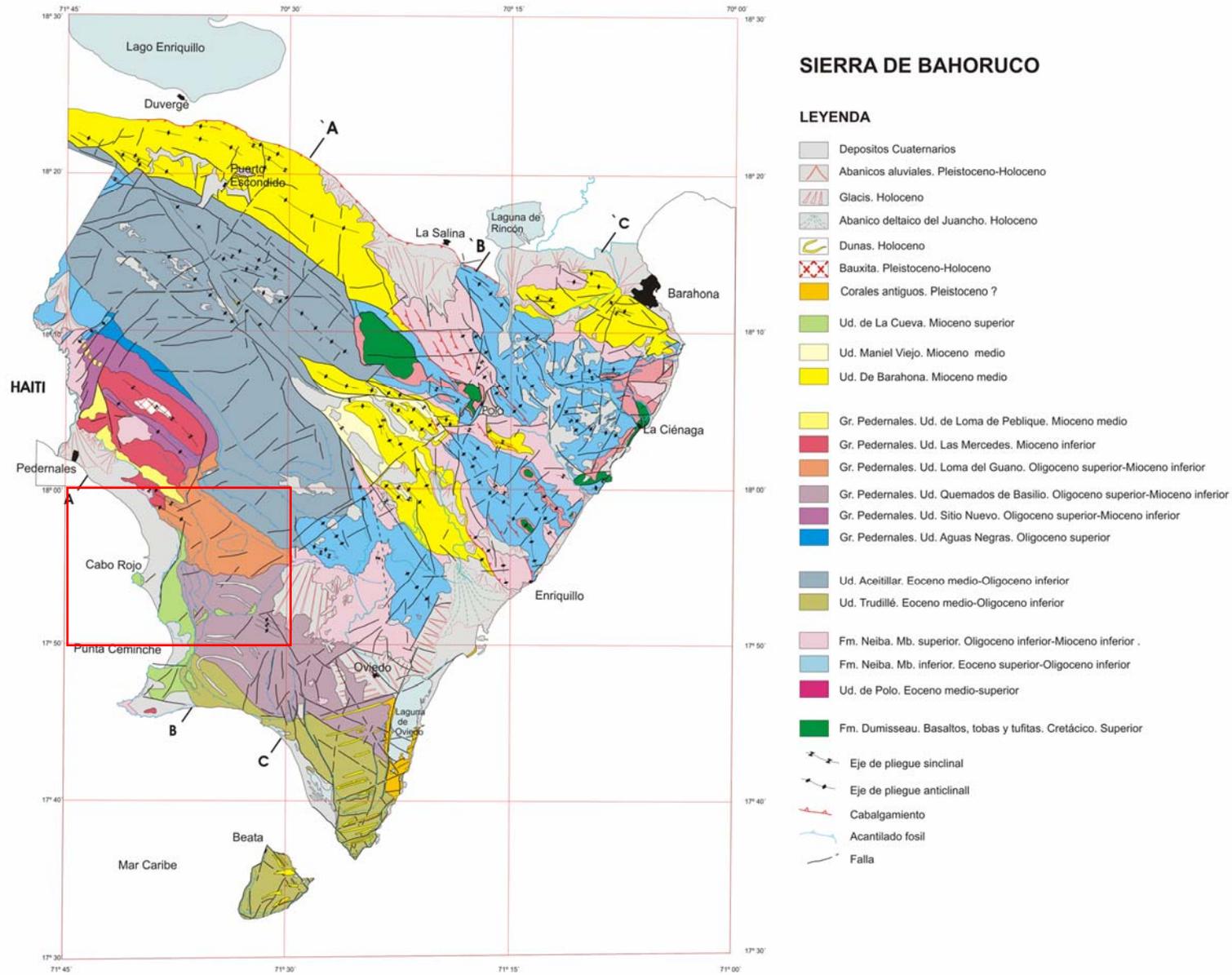


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de la Sierra y Península de Bahoruco.

Aunque no aflora dentro de la Hoja de Cabo Rojo, los diferentes mapas geofísicos aerotransportados reflejan la proximidad a la superficie de un importante volumen de rocas ígneas en el subsuelo que generan anomalías positivas muy evidentes. Por otro lado, numerosos autores previos han puesto de manifiesto que el basamento de la Sierra de Bahoruco consiste en una alternancia de basaltos no metamórficos y doleritas, que también incluyen calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas vulcanoclásticas. Las dataciones paleontológicas y radiogénicas de estos materiales le atribuyen una edad Cretácico inferior-Cretácico superior, y han sido descritos principalmente en Haití, donde se conoce como Formación Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979).

En la Sierra de Bahoruco hay formaciones basálticas equivalentes a esta formación, con edades Maastrichtiense. Las similitudes petrológicas y geoquímicas entre estos basaltos y los basaltos perforados en el DSDP en el Mar del Caribe, no ofrecen dudas sobre la interpretación de estos basaltos como un fragmento emergido de la meseta o plateau oceánico del Caribe. Las características de los últimos metros de esta formación, así como de la cartografía efectuada en las Hojas de Polo, Cienaga y Enriquillo, parecen evidenciar la existencia de un paleorrelieve cretácico muy irregular, conformado por una serie de islas y montes submarinos de origen volcánico.

2.1.1. El Grupo Bahoruco y equivalentes laterales

Dentro de la denominación informal de Grupo Bahoruco se agrupan una serie de unidades litoestratigráficas carbonatadas que constituyen la mayor parte del macizo de la Sierra de Bahoruco, y que debido a sus características sedimentarias, han podido ser distinguidas dentro de la evolución sedimentaria de una plataforma marina somera.

Además de las relaciones verticales entre las unidades del Grupo Bahoruco, algunas de estas se relacionan lateralmente, y a su vez, constituyen equivalentes laterales de la Formación Neiba, unidad más distal dentro de la cuenca paleógena de Bahoruco. Componen el Grupo Bahoruco las unidades de Aceitillar, la Compañía, el Mogote y Aguas Negras.

Sólo la primera y un pequeño afloramiento de un equivalente lateral de este grupo Bahoruco mucho mejor representado hacia el sur, la Unidad de Trudillé, afloran dentro de la Hoja de Cabo Rojo.

2.1.1.1. Unidad de Aceitillar (1). Calizas masivas y oncolíticas. Eoceno superior-Oligoceno inferior? P₂³-P₃¹

La unidad de calizas del Aceitillar corresponde a la unidad estratigráficamente más baja del Grupo Bahoruco. No se ha podido observar su base, pero por correlación regional se deduce una discontinuidad erosiva que la separa de los basaltos de plateau de la Fm Dumisseau-La Ciénaga.

Dentro de la hoja aflora exclusivamente en el sector noreste de la hoja, definiendo la terminación hacia mar del flanco sur del gran anticlinal de la Sierra de Bahoruco. Su potencia, calculada mediante métodos cartográficos, supera los 1100 metros.

Las condiciones de afloramiento en la hoja son muy deficientes como consecuencia de la mala calidad de los accesos y la alteración y karstificación de la roca. Ha resultado muy difícil levantar secciones continuas de estos materiales, si bien se han podido realizar observaciones que han permitido su caracterización sedimentaria remontando las cañadas de Bucan Tisuna y por algún sendero que atraviesa la Sabana del Candelón y alcanza el paraje del Farallón de Palo Verde.

La unidad está formada por calizas bioclásticas, oncolíticas, en ocasiones ligeramente margosas, que corresponde con las “calizas de Aceitillar” descritas por Osiris de León (1989). Muestran una gran extensión y homogeneidad en sus facies, presentes en todo el anticlinal de la Sierra de Bahoruco. En algunos sectores (Hoja de Pedernales) se han podido diferenciar dos unidades de rango menor (miembros) en su parte superior, que se denominan Mb La Compañía y Mb. El Mogote, no aflorantes en la Hoja de Cabo Rojo.

La facies mayoritaria se compone de calizas blancas-beiges mal organizadas en bancos métricos poco definidos, compuestas por acumulaciones de algas oncolíticas, bioclastos y organismos someros (bivalvos, gasterópodos, corales, equinodermos) con concentraciones de macroforaminíferos bentónicos. En ocasiones se observan niveles un poco mejor organizados, de decimétricos a métricos, de calizas un poco oscuras, de olor fétido, con frecuentes miliólidos. También se pueden encontrar facies micríticas, prácticamente azoicas, de tonos café, organizadas en bancos métricos, igualmente mal definidos. Desde un punto de visto petrográfico estas calizas pueden clasificarse como biomicrita/biomicrudita, o *packstones* bioclásticos y *grainstones* de algas y macroforaminíferos.

Otros aspectos, como la geometría de la plataforma y su organización secuencial, son difíciles de ver pero parece muy extensa lateralmente, tal y como se deduce de la cartografía de la unidad en toda la región. A partir de los mapas geológicos (Hojas de Puerto Escondido y Pedernales), se deduce que probablemente se trataría de una plataforma carbonatada aislada sobre paleorrelieves volcánicos, puesto que pasa lateralmente a facies distales.

La Unidad de Aceitillar y sus miembros se han interpretado, en conjunto, como diferentes subambientes localizados dentro una plataforma carbonatada somera-media de tipo bahamiano, que pasan lateralmente a facies más profundas (principalmente encuadradas en la Fm Neiba). Esta plataforma estaría sometida a procesos de alta energía que conllevaron la formación de *shoals* oncolíticos o incluso pequeños parches coralinos. Existirían también zonas más protegidas donde se generan facies micríticas y ambientes restringidos colonizados por organismos oportunistas (miliólidos).

La asociación de macroforaminíferos bentónicos formada por las especies *Nummulites striatoreticulatus*, *Nummulites floridensis*, *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina*) *pustulosa* y *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *macdonaldi* han permitido datar la parte alta de la unidad en la hoja en el Eoceno superior con buena resolución, si bien es muy probable que el techo de estas calizas alcance la base del Oligoceno.

2.1.1.2. Unidad Trudillé (2). Calizas masivas, beiges, con algas y macroforaminíferos. Eoceno superior-Oligoceno inferior? P₂³-P₃¹

La Unidad de Trudillé, de nueva definición, está formada por calizas de aspecto masivo, de un característico color beige-marrón, que tiene una facies, organización, aspecto y distribución espacial diferente a la unidad de Aceitillar, por lo que se ha diferenciado como una unidad aparte aunque se trate de un claro equivalente lateral. Ocupa toda la parte sur de la Península de Batoruco y casi la totalidad de la Isla Beata.

Sólo se ha descrito un pequeño afloramiento situado muy cerca del límite con las hojas de Punta Ceminche y Oviedo, en el paraje conocido como Sabana Grande. Su identificación sobre el terreno en este punto, muy complicada dada las condiciones de afloramiento y la intensa alteración de la roca, se produjo gracias a la datación de una muestra y al característico color que presentan las facies de esta unidad. Su potencia, dentro de la hoja se estima en unos 500 metros como mínimo.

Se trata de calizas de color beige claro, bastante masivas aunque puntualmente se ha podido observar como se organizan en bancos decimétricos y métricos, de geometría tabular, amalgamados, con superficies de estratificación muy planas, prácticamente inapreciables. Presentan algunos macroforaminíferos y algas rodofíceas dispersos en la matriz micrítica y textura tipo *packstone*.

Las facies de la Unidad Trudillé representan la parte media a interna de una rampa carbonatada, probablemente adyacente a los sectores de la cuenca menos profundos localizados al suroeste de la posición que ocupa en la actualidad la sierra, mucho más próximos al paleocontinente paleógeno que el resto de las unidades descritas. Es muy probable que la aparición de este afloramiento se justifique por la existencia de una emersión durante el Oligoceno que diera lugar a la erosión de los materiales eocenos de la cuenca y al modelado de un paleorrelieve muy irregular. Una nueva sumersión de la plataforma en el Oligoceno superior-Mioceno favoreció la formación de islas rodeadas de calizas someras como las descritas en el Miembro Quemados de Basilio de la Unidad Pedernales (ver después).

A la Unidad Trudillé se le asigna una edad Eoceno superior en base a la asociación de macroforaminíferos *Lepidocyclina (Pliolepidina) peruviana*, *Lepidocyclina (Lepidocyclina) pustulosa*, *Lepidocyclina (Nephrolepidina) chaperi*, *Sphaerogypsina globula*, *Fabiania cassis* y *Fallotella cookei*. Al igual que con la Unidad Aceitillar, existen dudas sobre si su techo alcanza la base del Oligoceno.

2.1.2. Formación Neiba

Esta formación fue 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. En la Sierra de Neiba, la Formación Neiba se dividió en tres unidades litoestratigráficas (Fm. Neiba inferior, Fm. Neiba superior y Fm. Neiba brechoide) (Hernández-Huerta, 2004a). La Fm. Neiba inferior y la Fm. Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate, 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 Península de Bahoruco las dos unidades litoestratigráficas diferenciadas corresponden únicamente a la Fm Neiba superior de la Sierra de Neiba.

Dentro de la Fm Neiba descrita la Península de Bahoruco se distinguen dos unidades litoestratigráficas 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.

El Mb Inferior de la Fm Neiba (Eoceno-Oligoceno inferior) está compuesto por una sucesión potente y monótona de calizas micríticas con sílex, si bien esta unidad no aflora en ningún punto de la hoja de Cabo Rojo. En el techo de este Mb Inferior de la Fm. Neiba, o de las unidades Trudillé y Aceitillar, se ha descrito una discontinuidad en el registro estratigráfico que representa un hiato que abarca gran parte del Oligoceno inferior. Esta discontinuidad posee una expresión muy pobre en afloramiento, pero resulta evidente ante la ausencia de muestras de esta edad en las zonas estudiadas cerca del contacto, por ejemplo, entre los diferentes miembros de la Fm. Neiba en toda la Sierra de Bahoruco. En la Hoja de Enriquillo esta discontinuidad se encuentra bien registrada y enmascarada por el desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria sobreimpuesta (*firmground*), que refleja un proceso transgresivo posterior a la regresión. De esta forma, el conjunto de unidades y formaciones que se describen a continuación representan un incremento de profundidad en la cuenca en relación a las unidades Eocenas antes mencionadas, tras una etapa de emersión y exposición de la cuenca de tiempo no evaluable.

2.1.2.1 Formación Neiba. Miembro Superior (3). Calizas margosas y tableadas con sílex y margas y margo-calizas. Oligoceno-Mioceno inferior. P₃-N₁¹

La Fm Neiba es descrita por primera vez en la Península de Bahoruco por Osiris de León (1989) como una unidad fácilmente diferenciable por presentar una serie de calizas tableadas con nódulos o niveles de sílex, mostrando un aspecto de campo muy característico. Por otro lado, en los trabajos de cartografía realizados en la Hoja de Barahona (Díaz de Neira, 2004a) distingue materiales de la Fm Neiba donde Osiris había cartografiado la Fm Sombrerito. Por tanto, en el caso de la Fm Sombrerito de Osiris de León, los datos litológicos y de edad, así como las relaciones estratigráficas y su distribución permiten incluir parte de estos materiales dentro de la Fm Neiba, con quienes muestran una mayor afinidad.

El Mb superior de la Fm. Neiba está formado principalmente por calizas margosas tableadas con sílex. Este Mb Superior coincide, en su mayor parte, con la parte basal y media de la Fm. Sombrerito descrita por Osiris de León (1989), aunque que los datos

litológicos y de edad, así como las relaciones estratigráficas y su distribución permite incluir estos materiales dentro de la Formación Neiba.

En el sector occidental de la Península de Bahoruco el Mb Superior de la Fm Neiba pasa lateralmente a la Unidad Aguas Negras (Hoja de Pedernales) y a un conjunto de materiales de características similares que se han reunido dentro de la base de denominada Unidad de Pedernales (formada por los miembros Loma del Guano y Quemados de Basilio en la Hoja de Cabo Rojo).

La Fm Neiba aflora dentro de la Hoja de Cabo Rojo sólo en su sector noroccidental, donde se han abierto varias canteras para la extracción de árido y construcción de las carreteras al Pelempito y Cabo Rojo, lo que ha facilitado mucho su descripción e identificación. Estas explotaciones se encuentran hoy en día inactivas, o bien se han reutilizado como el vertedero municipal de la ciudad de Pedernales. La potencia de esta unidad, calculada mediante métodos cartográficos, se aproxima a los 350 metros.

En estas canteras se describe una sucesión de calizas margosas, tableadas, con nódulos y niveles de silex con restos de moluscos, radiolarios, equínidos y foraminíferos. Intercalan paquetes decimétricos e incluso métricos de calcarenitas con acumulaciones de fauna bentónica somera (macroforaminíferos, corales, moluscos, algas) retrabajada. El aspecto de campo es muy parecido al miembro inferior dada su organización tableada característica, sin embargo, el contenido más arcilloso es patente en esta unidad y más frecuente hacia la parte alta, donde se han podido reconocer bancos de margocalizas masivas, bioturbadas por *Thalassinoides*, de espesores métricos. En general, las calizas pueden clasificarse como biomicritas o *packstones* y *grainstones* bioclásticos.

Hacia techo estas facies intercalan, de manera gradual, paquetes de calizas blancas con corales y algas rojas, así como niveles de calizas micríticas rosadas con foraminíferos planctónicos que marcan el tránsito a la unidad suprayacente, el Mb Las Mercedes de la Unidad Pedernales.

En general, las características sedimentarias y las facies de esta unidad son parecidas a las descritas en el miembro inferior de la Fm Neiba, 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, foraminíferos planctónicos) y los altos niveles de sílice contribuyen a pensar que se trata de medios distales dentro de una rampa carbonatada que experimenta llegadas esporádicas de

niveles retrabajados de fauna más somera (posiblemente por corrientes de turbidez o de tormenta).

La edad Oligoceno-Mioceno inferior de la Fm Neiba en la hoja de Cabo Rojo se ha establecido en base a la asociación de foraminíferos planctónicos *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerina* af. *venezuelana* HEDBERG, *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp., *Globigerinoides* sp., *Eponides* sp., *Cibicides* sp., *Nodosaria* sp.; y de asociación de macroforaminíferos bentónicos *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Sphaerogypsina* sp., y *Heterostegina* sp.

2.1.3. Unidad Pedernales

La Unidad Pedernales corresponde a la “Caliza Pedernales” de Osiris de León (1989). En la cartografía realizada en este proyecto se han diferenciado dentro de la Caliza Pedernales diversas unidades litoestratigráficas y, tras estudiar varios de sus aspectos, se ha preferido dar rango de miembro a las unidades distinguidas dentro de la “Caliza Pedernales”, que adquiriría, por tanto, un rango de unidad (pasándose a denominarse Unidad Pedernales). Esta nueva unidad posee una edad principal Mioceno-Plioceno, aunque también ocupa una parte del Oligoceno superior.

La Unidad Pedernales se sitúa estratigráficamente sobre una discontinuidad por encima del Grupo Bahoruco y está compuesto por una serie de miembros que forman el flanco sur de la Sierra de Bahoruco y se extienden por toda la parte sur de la Península de Bahoruco. Estas unidades muestran relaciones laterales y verticales entre ellas, pero constituyen un grupo en cuanto a su estratigrafía y distribución geográfica. Su diferenciación está justificada en aspectos de facies, organización estratigráfica y distribución cartográfica.

Son las siguientes: Miembro Sitio Nuevo (Oligoceno-Mioceno inferior), Miembro Loma del Guano (Oligoceno-Mioceno inferior) y Miembro Los Quemados de Basilio (Oligoceno-Mioceno inferior) Dentro de esta unidad también se incluye el Miembro Las Mercedes (Mioceno inferior) y el Miembro Loma de Peblikue (Mioceno medio-superior?) (ver más adelante). Todos ellos, a excepción del Miembro Sitio Nuevo, afloran dentro de la hoja. Las características generales de este grupo permiten interpretar un medio de rampa carbonatada afectada por tormentas en sus diferentes zonas interna, media y externa.

2.1.3.1. Unidad Pedernales. Miembro Loma del Guano (4). Calizas beiges y rosadas bien estratificadas. Oligoceno superior-Mioceno inferior. $P_3^2-N_1^1$

El Miembro Loma del Guano, de nueva definición, se describe por primera vez en la Hoja de Cabo Rojo. Los mejores afloramientos se localizan a lo largo de la carretera nacional Barahona-Pedernales y, sobre todo, en la cantera abierta en los Cerros del Pozo donde ha sido posible observar su organización interna. Su potencia mínima se estima en unos 500 metros.

Aunque no se ha observado sobre el terreno, por correlación regional se deduce que su contacto con la unidad infrayacente, la Unidad Aceitillar, es una discontinuidad erosiva. A su vez, mantiene una relación lateral con la Fm Neiba, deducida mediante la cartografía de estas unidades, a la que pasa de forma gradual hacia el noroeste y sureste.

Está formada por calizas muy micríticas de un característico color rosado o beige y textura grumosa, aunque en ocasiones puntuales intercala niveles de tonalidades más blancas y fosilíferas. Cuando no está alterada y kasrtificada presenta un aspecto muy masivo y homogéneo, o aparece dispuesta en bancos decimétricos y métricos, de geometría tabular, que se muestran amalgamados. Puede contener nódulos de sílex y, aunque generalmente es muy pobre en fauna, al microscopio se han observado de forma ocasional foraminíferos, ostrácodos, corales y algas dispersos, difíciles de apreciar como consecuencia de procesos de disolución y recristalización. Desde un punto de vista petrográfico, estas calizas pueden clasificarse como *mudstone/wackstone* con foraminíferos planctónicos, o biomicritas y pelmicritas con peloides.

En la base de la unidad, visible al este de la hoja en una cantera ubicada en el Paraje de Juan Goya estas calizas se hacen más blancas y masivas, apareciendo intensamente recristalizadas y adquiriendo un aspecto marmóreo que les confiere valor como roca ornamental. En la Loma del Guano, donde aflora la parte alta de la serie, se ha encontrado un nivel de acumulación de macroforaminíferos aislado que ha facilitado la datación de la unidad.

Las características sedimentarias y paleontológicas de esta unidad indican, en general, unas condiciones de depósito un medio de rampa media-externa, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, donde predominaba la sedimentación de fangos carbonatados y la llegada de depósitos retrabajados desde zonas más proximales de la plataforma eran muy esporádicas.

La edad del Miembro Loma del Guano se ha establecido en base a la asociación de macroforaminíferos descrita en una única muestra formada por *Miosorites americanus*, *Annulosorites spiralis* y *Amphistegina* sp, lo que permite asignarle una edad Mioceno en sentido amplio. Por otro lado, no es descartable que su base alcance el Oligoceno.

2.1.3.2. Unidad Pedernales. Miembro Quemados de Basilio (5). Calizas blancas y beige, oncolíticas, con corales, intercaladas con calizas rosadas con foraminíferos planctónicos. Oligoceno superior-Mioceno inferior. P₃²-N₁¹

Al igual que el miembro anterior, es de nueva definición y se describe por primera vez en de la Hoja de Cabo Rojo. Guarda cierto parentesco en facies y forma de aflorar con el Miembro Loma del Guano. Su estudio ha sido muy complicado debido al difícil acceso y al as malas condiciones en las que aflora estos depósitos. Los mejores cortes se han descrito en los escarpes del paraje conocido como Los Quemados de Basilio, de donde toma el nombre esta nueva unidad. Su potencia mínima estimada es de unos 500 metros.

Su contacto basal es una discontinuidad sobre las calizas de la Unidad Trudillé, pero es seguro que mantiene esta misma relación estratigráfica con la Unidad Aceitillar. Presenta una evidente relación lateral con el Miembro Loma del Guano, al que pasa gradualmente hacia el norte.

Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico la unidad está formada por una serie de calizas, generalmente masivas, de un característico color rosado, con foraminíferos planctónicos, donde aparecen frecuentes niveles de calizas blanquecinas con fauna bentónica dispersa, especialmente, macroforaminíferos (*Lepidocyclina*, *Operculinoides*), algas y corales. Petrográficamente estas facies pueden clasificarse como biomicritas o *packstones* de globigerinas y *wackstones* bioclásticos.

Al igual que el Miembro Loma del Guano sus facies podrían corresponder con una rampa media, a la luz del mayor contenido en fauna somera retrabajada, tal vez algo más proximal que la primera, con llegada de material somero más frecuente (tempestitas) intercalada entre episodios dominantes hemipelágicos.

La unidad ha podido ser datada en el Mioceno inferior gracias a la asociación *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp. Como en el caso anterior, no es descartable que su base llegue al Oligoceno superior ya que, por el pobre contenido en fósiles con valor bioestratigráfico de la unidad, las pobres condiciones de afloramiento

y el escaso buzamiento y relieve de la zona, sólo se ha muestreado la parte más alta de la serie.

2.2. Neógeno

Las unidades neógenas ocupan prácticamente la mitad de la superficie cartográfica de la Hoja de Cabo Rojo. El Neógeno representa, dentro de la Sierra de Bahoruco, la finalización de un proceso de somerización que se inicia en el Oligoceno. Esta disminución de la profundidad en la cuenca conduce hacia una relativa homogenización de sus facies, que pasan a estar formadas por calizas masivas, generalmente muy ricas en fauna marina somera. En la Hoja de Cabo Rojo y dentro del Neógeno, al margen de la parte más alta de la Unidad Pedernales y de la propia Fm Neiba, que alcanzan el Mioceno inferior, se han descrito tres unidades que abarcan edades que van del Mioceno inferior-medio al Plioceno, las tres de nueva denominación.

2.2.1. Unidad Pedernales

En este punto se describen las principales características de la parte alta de la Unidad Pedernales, formada por las unidades de Las Mercedes y Loma de Peblisque, en la hoja.

2.2.1.1. Unidad Pedernales. Miembro Las Mercedes (6). Calizas rosadas con foraminíferos planctónicos. Mioceno inferior-medio. N_1^{1-2}

Se trata de un miembro de nueva definición. Aparece, con un contacto gradual, sobre la Fm Neiba y los miembros Loma del Guano y Quemados de Basilio. Los cortes donde se han descrito estas facies se localizan en el sector noroccidental de la hoja, más concretamente en los taludes de la carretera Cabo Rojo-Las Mercedes. Su potencia, muy limitada, se estima en unos 100 metros.

La unidad está compuesta por bancos de calizas decimétricos, de tonos rosados, con gran cantidad de foraminíferos planctónicos y radiolarios que alternan con niveles de calizas más margosas y de aspecto noduloso y alabeado. Las facies dominantes son biomicritas o *mudstone/wackestone* de foraminíferos planctónicos. Hacia la parte alta de la unidad se encuentran algunos bancos decimétricos de calizas, con restos de corales y moluscos, que representan el paso gradual hacia la unidad suprayacente, las calizas de la Loma de Peblisque.

El contenido casi exclusivo de fauna planctónica hace pensar que esta unidad se depositó en un ambiente distal dentro de un contexto de rampa carbonatada (rampa externa), ya que que la organización estratigráfica no permite hablar de una cuenca pelágica propiamente dicha; si bien las facies podrían considerarse al menos hemipelágicas, tratándose de las facies más distales descritas dentro de la Unidad Pedernales. Su formación implica la culminación de una profundización en la cuenca que se inició con el depósito transgresivo de las unidades de la base de la Unidad Pedernales y de Miembro superior de la Fm Neiba. Es de resaltar la ausencia de materiales margosos en un contexto de rampa externa. Una posible explicación es que todo el conjunto de la Sierra de Bahoruco actuó como un extenso umbral o plataforma aislada, sin existir un continente adyacente o un área proximal propiamente dicha que suministrara aportes siliciclásticos a la cuenca.

Aunque dentro de la Hoja de Cabo Rojo no ha sido posible datar el miembro superior, en base a su posición estratigráfica y a la asociación de foraminíferos planctónicos *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globorotalia* sp. y *Orbulina* sp., descrita en la Hoja de Punta Ceminche, se la sitúa en Mioceno inferior-medio.

2.2.1.2. Unidad Pedernales. Miembro Loma de Peblisque (7). Calizas masivas rosadas. Mioceno medio-superior. N₁²⁻³

Se trata de otro miembro de nueva definición y constituye el miembro superior de la Unidad Pedernales. Presenta muchas coincidencias litológicas con la Unidad Barahona, descrita en el sector oriental de la Península. Aparece con una extensión limitada en el noroeste de la hoja, aunque las condiciones de afloramiento no han permitido una buena caracterización estratigráfica. Su contacto con las unidades infrayacentes, principalmente la Unidad de Las Mercedes, es gradual. Su potencia en la hoja es muy pequeña, estimada en unos 80 metros, aunque incrementa ligeramente hacia el norte en la hoja de Pedernales.

Está compuesta por bancos métricos de calizas rosadas y blancas, de aspecto muy masivo y con superficies de estratificación mal definidas. En algunas ocasiones, se observan superficies ligeramente erosivas entre los bancos. Las calizas presentan una fuerte recristalización, sobre todo afectando a los corales, algas y moluscos, que constituyen el componente mayoritario de las calizas. Petrográficamente estas facies se pueden clasificar como biomicitas o *packstones* bioclásticos.

Su pobre organización y la abundancia de organismos someros, así como la aparición de corales recristalizados parecen corresponder con facies de rampa interna en una plataforma marina somera, de energía moderada. Sin embargo, la recristalización y karstificación han impedido la preservación de estructuras sedimentarias que permitan obtener una mejor interpretación del ambiente sedimentario. Sí parece claro que después de las calizas hemipelágicas de Las Mercedes tuvo lugar una regresión marina, acompañada por instalación de una plataforma somera que representa la culminación a un proceso de somerización generalizado en toda la región.

2.2.2. Unidad La Cueva

La Unidad La Cueva (Mioceno superior?-Plioceno), de nueva definición, está formada por calizas bioclásticas y arrecifales. Se describe por primera vez en la Hoja de Cabo Rojo, donde aflora extensamente en las proximidades de su litoral.

2.2.2.1. Unidad La Cueva (8). Calizas arrecifales y calcarenitas bioclásticas. Mioceno superior-Plioceno. N_1^3 - N_2

La unidad La Cueva aflora casi exclusivamente en zonas próximas al litoral, definiendo una extensa superficie de erosión de amplia continuidad lateral en el paraje de Sabana de Ofillé (Figura 2.3), aunque se han descrito en retazos aislados a diferentes alturas dentro de esta hoja e incluso en la Hoja de Pedernales. Se deposita discordante sobre la Unidad Pedernales y posee una potencia muy irregular, en general inferior a los 120 metros.

Los cortes de mayor calidad de la unidad se localizan en la pequeña península de Cabo Rojo, en la aldea de La Cueva y, sobre todo, en las cortas abiertas en la cementera de la empresa Andino, en el paraje de la Sabana de Ofille.

Las facies más frecuente son calizas muy masivas, de un característico color blanco, con corales en posición de vida; o muy bioclásticas con moluscos, macroforaminíferos, braquiópodos, equinodermos y algas. Desde un punto de vista textural estas facies pueden clasificarse como *boundstone* o *wackstone/packstone* bioclásticos. Pueden presentar una intensa dolomitización que llega a afectar a la mayor parte de los elementos texturales de la roca.

La Unidad La Cueva registra una nueva fase compleja de somerización y regresión generalizada en la cuenca aunque, a menor escala, representa una retirada diacrónica de la línea de costa hacia el interior de la cuenca, al SO, y la instalación intermitente de una plataforma somera y sistemas arrecifales escalonados al pie de la Sierra de Bahoruco.

Es probable que esta unidad sea sincrónica a la deformación que generó los relieves durante parte del Mio-Plioceno, lo que explica que aparezca a diferentes alturas y en retazos a lo largo de la vertiente sur de la sierra. Su génesis, asociada a una regresión forzada por el levantamiento de toda la península, puede correlacionarse lateralmente hacia el norte con los últimos sistemas continentales y el karst que coronan el techo de las unidades de Maniel Viejo y de Barahona, muy bien desarrolladas en las hojas de Pedernales y Polo.

La ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico ha impedido datar esta unidad con precisión en la hoja. Sólo la aparición de algunos taxones como *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., y *Globorotalia* sp ha permitido atribuir a esta unidad una edad Mio-Plioceno en sentido amplio.

2.3. Cuaternario

En esta hoja los depósitos cuaternarios de origen continental presentan escaso desarrollo, siendo más relevantes los relacionados con la dinámica litoral. En lo que sigue se describe su litología, textura, potencia, y edad. En relación con este último aspecto, por el momento solo se dispone en la región de un único dato referente a las construcciones biogénicas presentes en la costa de la bahía de Neiba. Su edad ha sido determinada por métodos radiométricos (Taylor *et al.*, 1985), que han señalado una antigüedad de 124.000 años (Pleistoceno), sensiblemente mayor que la establecida para los afloramientos análogos distribuidos en torno al lago Enriquillo (5.000-10.000 años), pertenecientes al Holoceno. Ambas dataciones constituyen por el momento las únicas referencias cronológicas para el conjunto de procesos exógenos y endógenos acaecidos durante el Cuaternario, en el sector meridional de la isla La Española.

2.3.1. Depósitos relacionados con la dinámica marino-litoral

2.3.1.1. Arrecifes y barras submareales bioclásticas (9). Calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada y calizas coralinas. Pleistoceno medio. Q₂

Dan lugar a pequeños relieves alargados que alcanzan varios kilómetros de longitud sobre las diferentes superficies de erosión (Figuras 2.3 y 2.4) descritas en la Hoja (S₂, S₃ y S₅). Las zonas donde afloran son de muy difícil acceso (Sabana de Tiguasen y Sabana Grande) y las observaciones de campo que han permitido su descripción son muy puntuales.

Están constituidas por calcarenitas, en ocasiones calizas, con un importante componente bioclástico, en su mayoría corales y moluscos. Cuando ha sido posible observar su organización interna presenta una difusa estratificación cruzada de bajo ángulo hacia el sur, aunque en otras ocasiones su disposición parece masiva y horizontal.

Dichos cuerpos sedimentarios suelen tener direcciones dominantes: O-SE a E-O y, en ocasiones, muestran un trazado arqueado entre ambas direcciones. Su orientación coincide, de forma general, con la de los escarpe marinos, por lo que se deduce que los paleoacantilados han controlado en cierta manera la génesis de los depósitos. Su espesor puede alcanzar la decena de metros.

Aunque las malas condiciones de afloramiento impiden realizar una interpretación precisa es indudable que se tratan de sedimentos marinos depositados tras el proceso transgresivo y/o durante la estabilización posterior del nivel del mar que dio lugar a las superficies de erosión y a los escarpes. La geometría de estas formas, la fauna y las características de sus facies parecen indicar la existencia de arrecifes franjeantes, muy similares a los que actualmente se desarrollan en estas costas del Mar Caribe. La aparición de facies más bioclásticas y detríticas, con estructuras tractivas y fauna fragmentada, reflejarían la construcción de barras formadas a espensas de la destrucción de los arrecifes y/o la existencia de pequeñas zonas de talud adyantes al almacén arrecifal. Su edad, considerando la cota a la que aparecen y su relación con las diferentes superficies de erosión marinas, debe ser Pleistoceno medio.

2.3.1.2. Arrecifes franjeantes. Calizas bioclásticas y calcarenitas con corales y estratificación inclinada (13) y calizas organógenas (14). Pleistoceno. Q₂

Al igual que las barras bioclásticas, afloran en posiciones muy difíciles de alcanzar debido a la densa vegetación espinosa que cubre el terreno y a la ausencia de accesos, lo que ha dificultado mucho su descripción. Se han descrito, principalmente, en la Sabana de Ofillé y en el paraje de La Opinión, en el sector suroccidental de la hoja. Estas

construcciones aparecen exclusivamente fosilizando la superficie de erosión S₅, elaborada sobre la caliza de La Cueva (Figuras 2.3 y 2.4).

Son calizas arrecifales masivas de tipo *framestone* y calizas y calcarenitas bioclásticas, de tipo *packstone* a *grainstone*, que pueden presentar una suave estratificación inclinada paralela hacia mar. Estás últimas están formadas principalmente por restos de algas, moluscos y corales.

Su morfología en planta suele ser alargada o irregular y presenta una orla de depósitos, paralela a su terminación hacia mar y claramente identificable mediante fotointerpretación, que refleja el avance de estas formas hacia la cuenca. Preservan, en parte, la morfología original de un cuerpo bioconstruido lo que ha permitido interpretarlas como partes de un sistema arrecifal franjeante o adosado a la paleocosta, más concretamente el almacén y el talud arrecifal. Las dimensiones de estos arrecifes varían entre centenares de metros y un kilómetro de longitud y unos 400 metros de anchura. Su espesor supera la decena de metros.

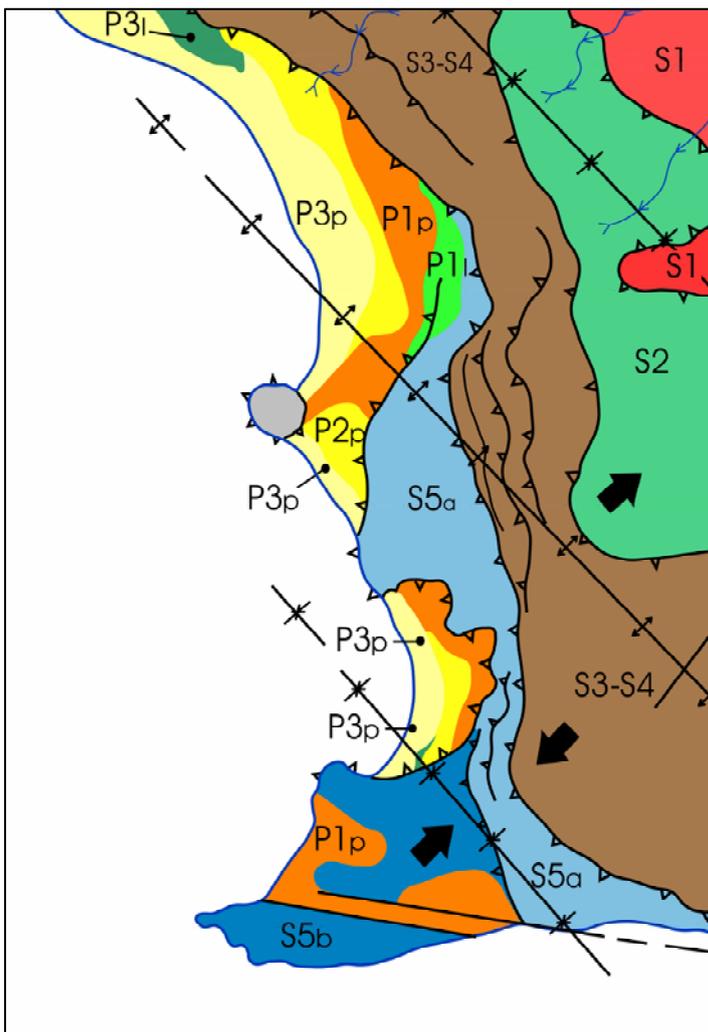


Figura 2.3. Esquema morfoestructural del sector occidental de las hojas de Cabo Rojo y Punta Ceminche donde se muestran las principales superficies de erosión (S1 a S5), los escarpes marinos y los depósitos de playas pleistocenos (P1p a P3p) y laguna costera (P1l a P3l).

Los arrecifes aparecen cubriendo la superficie erosiva S_5 , inmediatamente por encima de los tres sistemas de paleoplayas descritos y datados en el Pleistoceno superior. Es lógico, por tanto, que estos depósitos deben haberse formado en el Pleistoceno medio y, probablemente, su génesis pueda vincularse al estadio isotópico 7, a la espera de una datación absoluta más precisa.

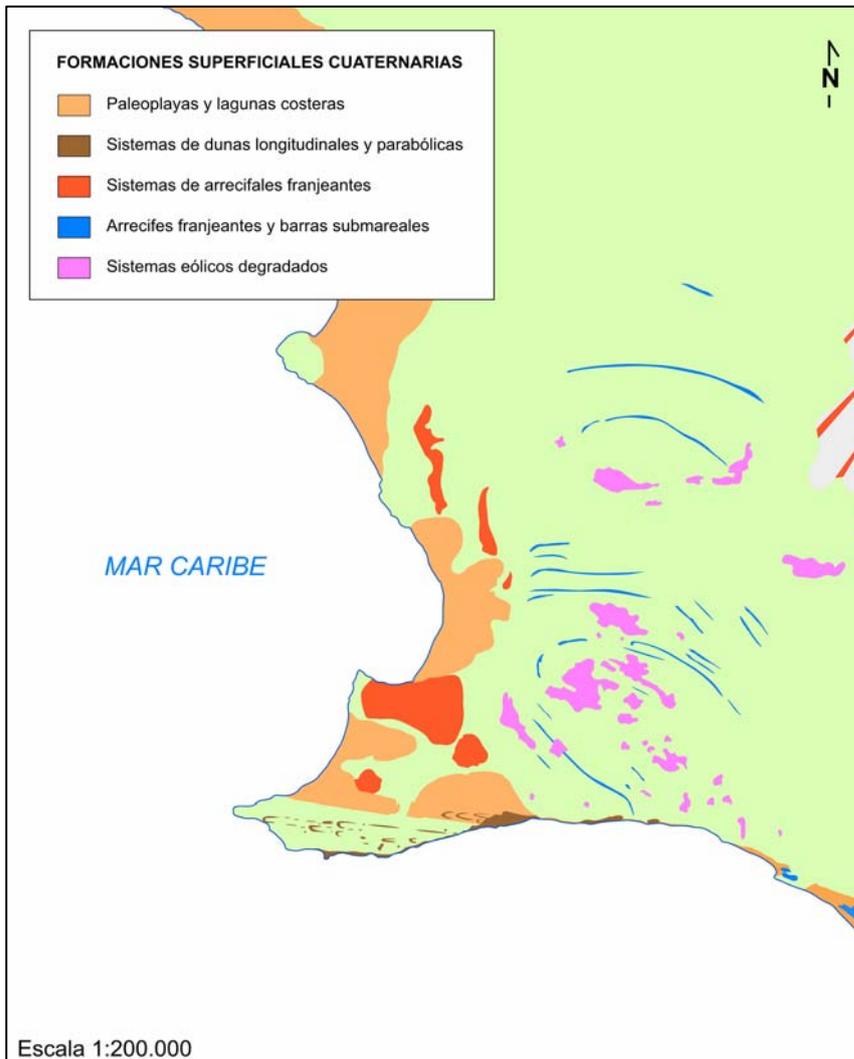


Figura 2.4. Formaciones superficiales del sector occidental de las hojas de Cabo Rojo y Punta Ceminche. Se muestran las principales unidades cartográficas litorales y marinas pleistocenas.

2.3.1.3. Depósitos de huracanes y tormentas antiguos (15). Calcarenitas (lumaquelas) de moluscos y corales. Pleistoceno. Q_3

Son depósitos que presentan una escasa extensión cartográfica, pero al encontrarse muy cementados produce resaltes fuertes cuando se observan sobre el terreno. Aparecen muy bien desarrollados en la Sabana de Ofillé, formando retazos de afloramientos aislados sobre la caliza de La Cueva. Su presencia se circunscribe, por cota, a las dos

generaciones de paleoplayas más antiguas, aunque es probable que estos depósitos tengan una mayor representatividad que la que se le ha asignado inicialmente.

Son calcarenitas, sin organización interna aparente, formadas la acumulación de bioclastos, principalmente bivalvos, constituyendo verdadera lumaquelas. Poseen base erosiva y matriz arenosa compuesta por oolitos y muy bajas proporciones de matriz micrítica. Los depósitos aparecen tanto directamente sobre el sustrato calizo mio-plioceno como intercalados en las facies de playas pleistocenas, donde son mucho más difíciles de cartografiar.

Se interpretan como eventos de alta energía que afectan a los sistemas de playas fósiles, en ocasiones superando el cordón litoral y progresando directamente sobre el continente y formaciones cuaternarias más antiguas.

Su relación sedimentaria con las paleoplayas permite asignarles una edad Pleistoceno superior.

2.3.1.4. Playas de bolsillo antiguas. Calizas (16 y 18) y areniscas (19) oolíticas y bioclásticas. Pleistoceno superior. Q₃

Estas formaciones superficiales afloran en toda la zona del litoral llanas, no acantiladas, a cotas entre +5 y +40 msnm. Son areniscas oolíticas y bioclásticas, con fuerte cementación carbonatada, y estratificación cruzada planar de bajo ángulo y en artesa de mediana escala. En ocasiones presentan cicatrices erosivas, o superficies de acreción, con bioclastos de mayor tamaño. En planta las líneas de acreción y la base de la formación presentan un trazado fuertemente arqueado y cóncavo hacia el mar. Siempre aparecen asociados a pequeños escarpes marinos cercanos a la línea de costa actual. Su espesor puede oscilar entre cinco y diez metros. Desde un punto de vista petrográfico estos depósitos son biomicroditas, o *packstone* a *wackstone*, en ocasiones *grainstone*, con porcentajes variables de oolíticos y bioclastos de algas, moluscos y corales. Presentan evidencias de exposición subaérea como aparición de *Microcodium*, desarrollo de calcretas, formación de cementos freáticos férricos y una fuerte karstificación reflejada en el desarrollo de un lapiaz en las generaciones de playas más antiguas.

La base de la paleoplaya superior y más antigua fosiliza la superficie S₅, aunque en los últimos momentos de la elaboración de ésta la propia paleoplaya también podría haber sido retrabajada (Figura 2.3). La paleoplaya intermedia aparece levemente encajada en la

anterior, mediando un escalón entre ambas. La paleoplaya más reciente, situada a unos pocos metros sobre n.m, presenta un grado de cementación menor que las anteriores y aparece ocupando nichos de erosión litoral (*notches*) elaborados en el sustrato calizo que constituye la unidad mio-pliocena de La Cueva.

En conjunto, los depósitos se interpretan como facies de playa de bolsillo, o calas, progradantes (subambientes de *shoreface*, *foreshore* y *backshore*) Intercalan depósitos de alta energía formados durante huracanes y tormentas. Hacia el oeste, es decir, hacia mar, estas facies costeras pasan a facies algo más finas, con mayor contenido en micrita (principalmente son *wackstones* o biopelmicruditas) y fauna marina somera (macroforaminíferos, parches de corales) correspondientes a ambientes submareales someros, de baja energía, algo más alejados del litoral.

Considerando que sobre estos materiales han sido modelados por la plataforma de abrasión más reciente y son cubiertos por la brecha coralina que registra la transgresión más reciente Holocena, situadas muy próximos al nivel del mar actual, se les asigna una edad Pleistoceno superior. Por su cota topográfica y su relativa continuidad sedimentaria, la formación de estas paleoplayas se asocia a los interestadiales del estadio isotópico 5 a la espera de dataciones absolutas más precisas.

2.3.1.5. Laguna costera antigua. Calizas fétidas, ocre, con gasterópodos (17) y limos carbonatados, bioclásticos ricos en materia orgánica (20). Pleistoceno. Q₃

Estas áreas pantanosas se sitúan en el extremo noroccidental de la hoja ocupando posiciones comprendidas entre dos generaciones diferentes de paleoplayas (Figuras 2.3 y 2.4). La más reciente, descritos entre los dos sistemas de playas más bajas, están formadas por limos de decantación, con numerosos ejemplares de moluscos bien conservados, galerías de crustáceos y restos de materia orgánica resultantes de su parcial colonización por la vegetación. Su espesor estimado podría alcanzar 3 o 4 m.

Los depósitos de laguna costera localizados entre los dos primeros sistemas de paleoplayas son calizas que desprenden un fuerte olor fétido, con tonalidades ocre y muy ricas en gasterópodos. Desde un punto de vista petrográfico son calizas muy ricas en matriz micrítica, del tipo *mudstone* a *wackstone* que, en ocasiones, muestran una fina laminación paralela definida por cambios de color y presentan una icnofábrica bien desarrollada. Su potencia se estima entre los 5 y 10 m.

Su formación puede relacionarse con el desarrollo de pequeñas masas de aguas confinadas tras las barras arenosas que acrecionan en la costa, especialmente en el inicio de cada etapa de progradación litoral que representan las paleoplayas.

Al igual que los depósitos de alta energía, su relación sedimentaria con las paleoplayas permite asignarles una edad Pleistoceno superior.

2.3.1.6. Cordón litoral antiguo (23). Arenas. Holoceno. Q₄

Esta unidad sólo está presente en el extremo septentrional de la hoja, donde llega a elevarse 2 o 3 m sobre el nivel del mar. Está constituida por arenas cuarzosas y bioclásticas, con inicios de cementación carbonatada. Su espesor se estima entre 5 y 7 metros. Q₄

2.3.1.7. Depósitos de huracanes y tormentas (huracanitas) (25). Bloques y cantos de corales y grandes moluscos. Holoceno. Q₄

Se localizan en las inmediaciones de Bahía de Las Águilas y de la aldea de La Cueva, a dos o tres metros sobre el n. m. Presentan fragmentos y grandes bloques, de hasta un metro de diámetro mayor, sin casi matriz arenosa, constituidos por corales y conchas de moluscos parcialmente destruidas y bioerosionados. En ocasiones muestran una disposición imbricada que indica un sentido de flujo o tracción hacia tierra. Su espesor puede alcanzar unos pocos metros y se organizan en varios escalones que indican la superposición de varios eventos.

2.3.1.8. Antrópico (26). Q₄

Están representados por el muelle de carga de bauxita de Cabo Rojo, el aeropuerto que toma este mismo nombre y algunas instalaciones militares. Bajo esta denominación se incluyen escombros, capas de asfaltos, hormigones y áridos de carretera que recubren la superficie natural o constituyen terrenos ganados al mar.

2.3.1.9. Laguna costera colmatada (27). Limos carbonatados con salinización superficial. Holoceno. Q₄

Estos materiales presentan una constitución lutítica, como resultado de procesos de decantación, sin llegada de aportes externos a la laguna, observándose eflorescencias salinas dispersas. Suelen situarse en el centro de las áreas pantanosas anteriores o bien

entre la playa actual y la paleoplaya más reciente, de las tres descritas más arriba. Se estima un espesor de orden métrico.

2.3.1.10. Marisma baja o manglar (28). Lutitas ricas en materia orgánica. Holoceno. Q₄

Sólo se ha identificado en las inmediaciones del borde septentrional de la hoja. Son depósitos relacionados con los procesos mareales, eminentemente lutíticos, con contenido variable de materia orgánica, como consecuencia de su colonización por la vegetación. No se ha observado corte alguno que permita una detallada descripción de la formación, ni tampoco el establecimiento de su espesor, posiblemente de unos pocos metros.

2.3.1.11. Playas (29). Arenas oolíticas muy bioclásticas. Holoceno. Q₄

Ocupa la mayor parte de la línea costera de la hoja, alcanzando su mayor desarrollo en Bahía Honda y Bahía de Las Águilas. Son arenas oolíticas, algo fangosas, bioturbadas por crustáceos y anélidos, bien seleccionadas, con contenidos variables en bioclastos, sobre todo moluscos y corales. El espesor de esta formación puede estimarse en unos pocos metros.

2.3.2. Depósitos de origen eólico

2.3.2.1. Manto eólico (10). Arenas oolíticas cementadas y limos. Pleistoceno. Q₂

Es la formación superficial peor identificada de todas, puesto que se sitúa en entornos poco accesibles y con abundante vegetación de tipo espinoso. La ubicación de las diferentes manchas se ha realizado por fotointerpretación. Se localizan, principalmente, en la Punta del Cerro y el Paradero de Luís Piña. Q₄

Está constituida por arenas y limos, bien seleccionados, con una fuerte cementación que ha propiciado su conservación. El espesor de esta formación varía notablemente, dependiendo de las irregularidades de origen kárstico del terreno, puede alcanzar cuatro a cinco metros.

Su génesis debe relacionarse con antiguos sistemas de dunas regresivas desarrolladas tras el ascenso del nivel del mar que dio lugar a superficies de abrasión marina y a los depósitos marinos transgresivos y de nivel del mar estable que constituyen las barras

bioclásticas. Posteriormente estas dunas experimentaron procesos muy intensos de erosión y karstificación en los últimos miles de años, que continúan en la actualidad, lo que ha degradado y modificado su morfología original.

Su edad corresponde probablemente al Pleistoceno inferior o medio ya que aparecen cubriendo las superficies de erosión S_2 y, sobre todo, S_3 (Figuras 2.3 y 2.4), mucho más antiguas que los sistemas de playas fósiles que se describen en el litoral y que se han situado, tentativamente, en el Pleistoceno superior. A la vez, cuando se relacionan con las barras submareales sobre una misma superficie de erosión, las formas eólicas son claramente posteriores a la formación de las primeras, ya que aparecen parcialmente cubriéndolas. Esta circunstancia ha complicado su representación en la leyenda, ya que, por ejemplo, las barras submareales asociadas a la superficie de erosión S_3 son más antiguas que las formas eólicas descritas sobre esta misma superficie y, al mismo tiempo, son más recientes que los depósitos de manto eólico que cubren la superficie S_2 . Con la finalidad de simplificar esta cuestión, se ha optado por representar ambas unidades a la misma altura dentro de la leyenda aunque es evidente que existe cierta diacronía entre las mismas.

2.3.3. Depósitos debidos a la dinámica fluvial y de escorrentía superficial

2.3.3.1. Fondo de valle. Conglomerados y arenas calcáreas (21). Holoceno. Q_4

Los únicos fondos de valle representado en esta hoja están constituidos por gravas y arenas de naturaleza carbonatada principalmente, descrito en las cañadas de Punta Vigía y Las Tres Palmas. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, con un diámetro de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, éste puede variar notablemente en función de la topografía que cubren.

2.3.4. Materiales producidos por meteorización química

2.3.4.1. Argilizaciones con bauxita (11). Arcillas rojas. Pleistoceno-Holoceno. Q_{1-4}

Estas alteritas están mucho más desarrolladas en la contigua hoja de Pedernales, donde aparecen asociadas a las superficies de erosión. En Cabo Rojo aparecen como pequeños afloramientos concentrados en su mayoría en la Cañada de Bucan Tisuna, por lo que cabe la posibilidad que sean depósitos removilizados y procedentes de la denudación de las alteritas desarrolladas sobre la superficie de erosión S_1 , (donde se

encuentra la mina de Las Mercedes), o de otras topográficamente más altas. Su composición es eminentemente lutítica y presenta fragmentos dispersos de rocas calizas. Su espesor oscila entre uno y varios metros. Su edad corresponde al Pleistoceno-Holoceno.

2.3.4.2. Relleno de dolinas (12). Arcillas de descalcificación y brechas kársticas. Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

Suelen ocupar el fondo de dolinas y depresiones debidas a disolución, en especial en la mitad septentrional de la hoja donde son muy abundantes. Son arcillas rojas de aspecto masivo, con clastos dispersos del sustrato calizo, puesto que son el producto de la descalcificación de éste, e incluso restos de moluscos continentales. Suelen ocupar el fondo de dolinas y depresiones debidas a disolución, en especial en la mitad septentrional de la hoja. Su espesor debe variar en función de la envergadura de los procesos de disolución, pudiendo superar los 3 m.

2.3.5. Depósitos de origen poligénico

2.3.5.1. Piedemonte (glacis de cobertera) (24). Brechas, conglomerados, arenas y lutitas. Holoceno. Q₄

Constituye un extenso manto que tapiza parte de la superficie de erosión S₃ en el límite oriental de la hoja, formado por arenas, arcillas y gravas rojas. Puesto que esta formación cubre en algunos lugares una superficie karstificada, puede presentar un espesor variable, mayor sobre dolinas y depresiones de disolución. En otros su espesor se reduce hasta el punto de aflorar el sustrato de forma discontinua. No se han localizado cortes o excavaciones que permitan una descripción más detallada de esta formación.

2.3.6. Formaciones gravitacionales

2.3.6.1. Coluviones (22). Bloques y cantos de calizas con arcillas rojas. Holoceno. Q₄

Es imposible representar a esta escala de trabajo la mayor parte de los coluviones, debido a su reducida extensión. Tan sólo se ha consignado uno en la ladera norte de la Loma del Guano. Están constituidos por bloques y cantos de calizas con pequeñas proporciones de arcillas rojas. En su base puede alcanzar un espesor de dos a tres metros.

3. TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la hoja de Cabo Rojo 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.

3.1. 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 3.1). 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 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.*, 1991 b; Heubeck y Mann, 1991; Hernáiz-Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

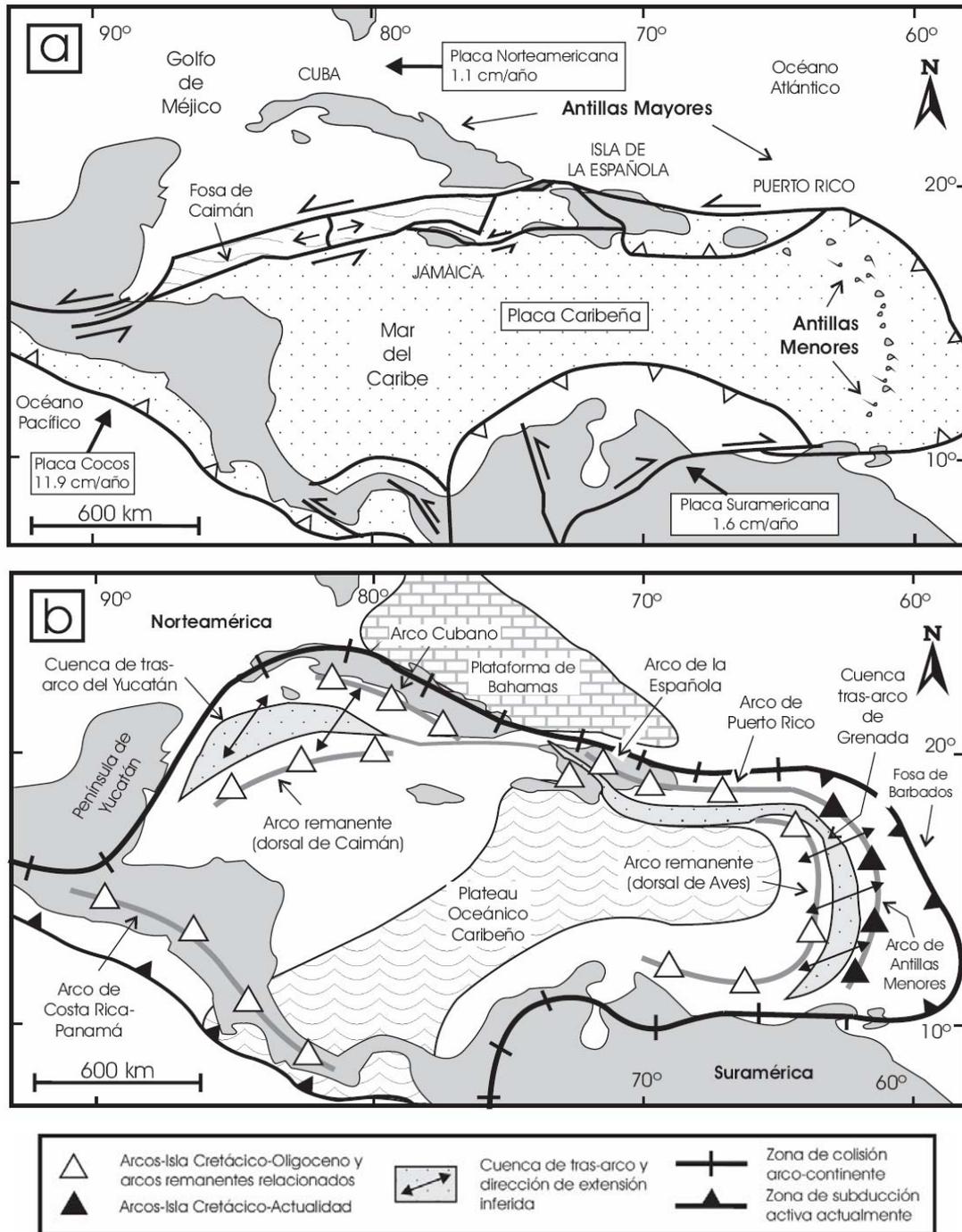


Figura 3.1. Comparación entre: (a) la configuración actual de las placas en la región caribeña (modificado de Mann *et al.*, 1991; Lebrón y Perfit, 1994; Pindell, 1994); y (b) los principales elementos tectónicos del arco de isla Circum-Caribeño (AICC). La isla de La Española se sitúa sobre la zona de 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.

3.2. 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 (Figura 3.1 y 3.2).

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; McLaughlin *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.

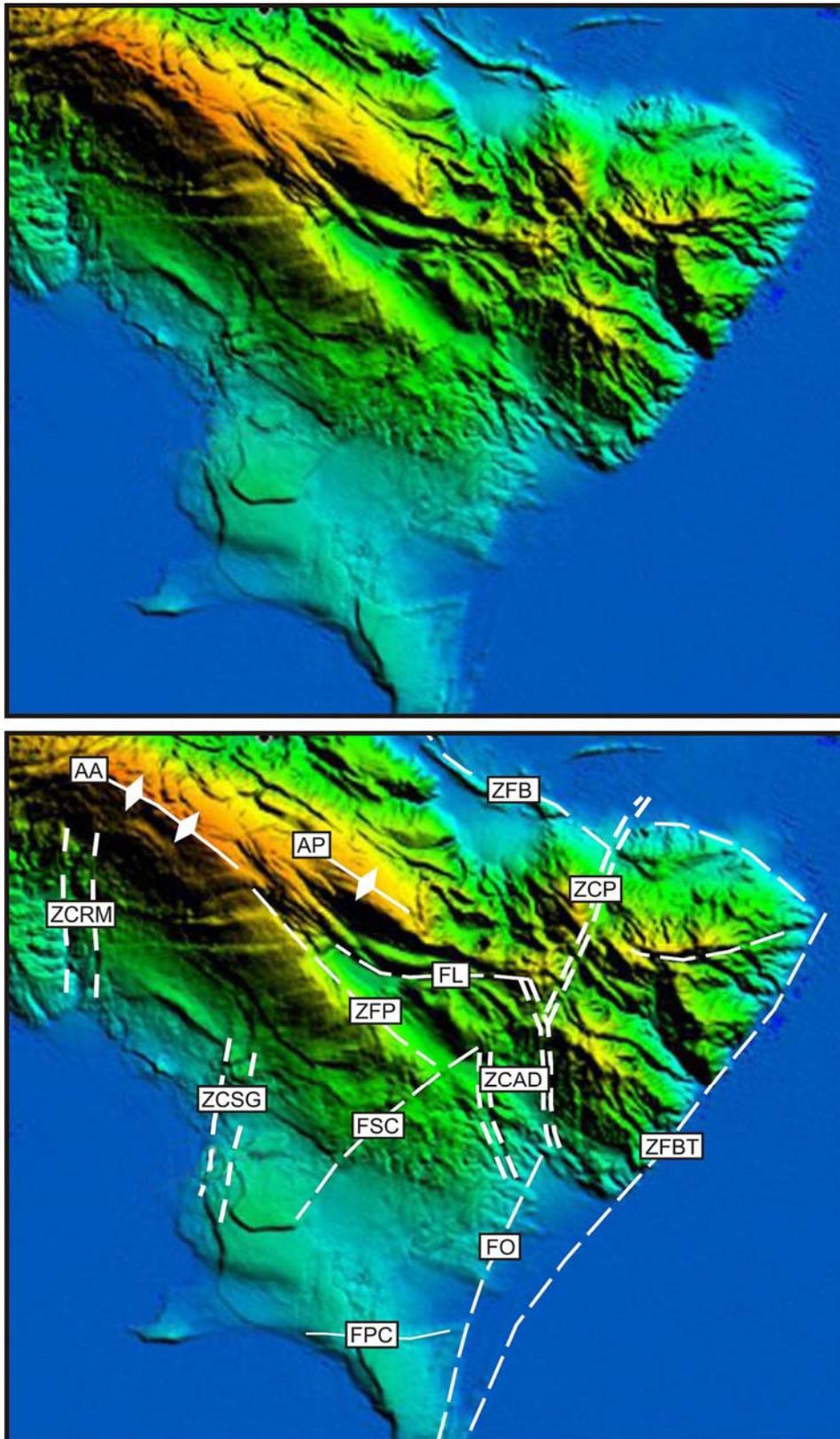


Figura 3.2. Modelo digital del terreno de la Sierra de Bahoruco y plataforma de Oviedo-Cabo Rojo. Las principales estructuras del dominio geológico se representan sobrepuestas al relieve. ZCAD, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. FSC, Falla de Sabana de Los Candelones. ZFP, Zona de Falla del Pelempito. ZCSG, Zona de Cizalla de Sabana Guaratén. FPC, Falla de Punta Ceminche. ZCRM, Zona de Cizalla del Río Mulito. ZCP, Zona de Cizalla de Polo. FO, Falla Oviedo. FL, Falla de Limonal. ZFB, Zona de Falla de Beata. AA, Anticlinal de Aceitillar. AP, Anticlinal de Los Pinos.

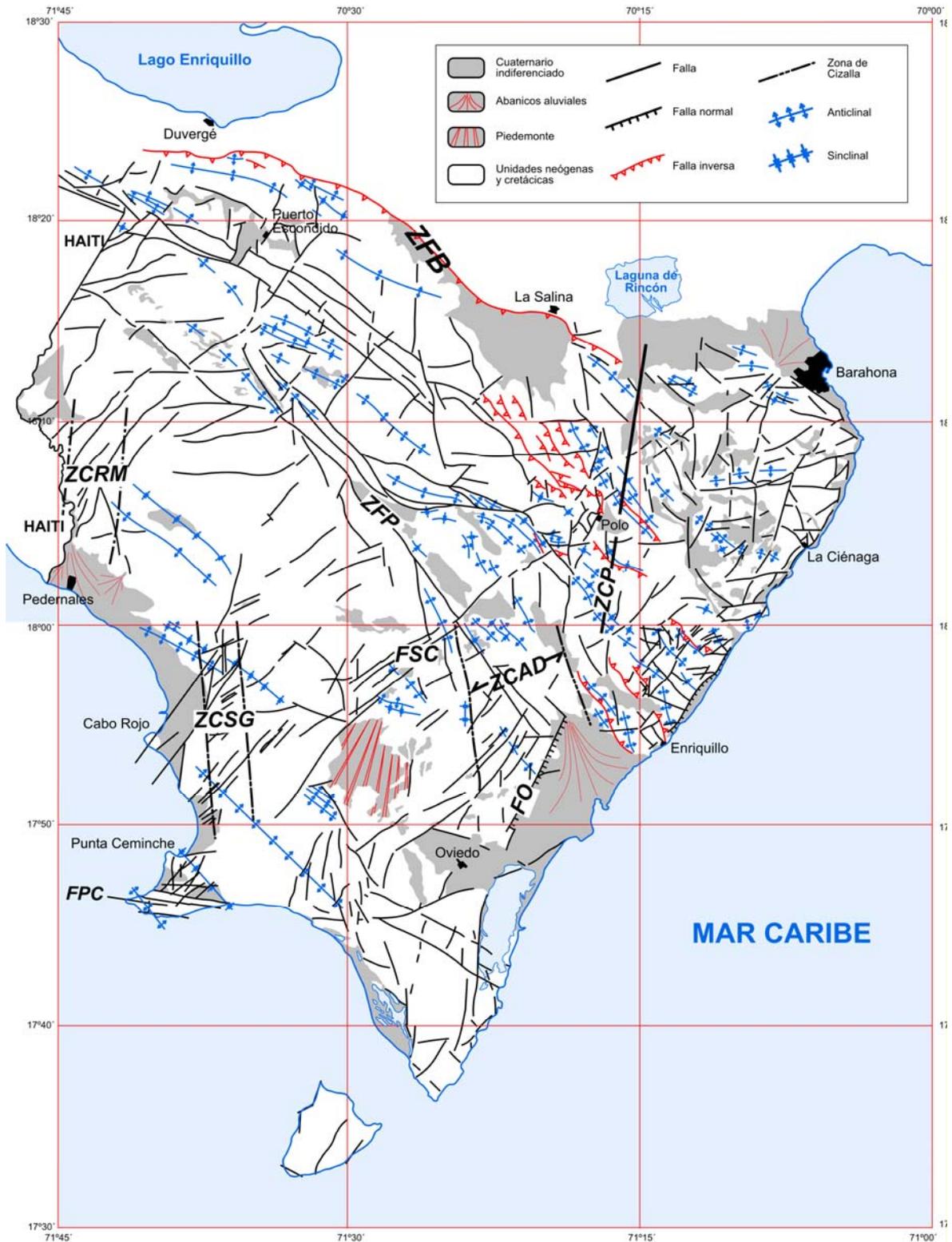


Figura 3.2 (cont). Esquema tectónico de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFB, Zona de Falla de Bahoruco. ZCAD, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. FSC, Falla de Sabana de Los Candelones. ZFP, Zona de Falla del Pelempito. ZCSG, Zona de Cizalla de Sabana Guaratén. FPC, Falla de Punta Ceminche. ZCRM, Zona de Cizalla del Río Mulito. ZCP, Zona de Cizalla de Polo. FO, Falla Oviedo. FL, Falla del Limonal.

3.2.1. 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 monoclinial 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 (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 monoclinial 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 3.3).

3.2.2. 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).

3.2.3. 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 brevemente a continuación.

3.2.3.1. 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 y Polo, el Sinclinorio de Juancho y los Anticlinorios de Los Pinos, Loma La Torre y Filipinas (Figuras 3.2 y 3.3). Dentro de 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 (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 Anticlinorio de la Loma de la Torre), que presentan ambos flancos muy verticalizados.

3.2.3.2. La fracturación

La zona de estudio está afectada por una intensa fracturación, cuyo estudio de detalle excede los objetivos del trabajo. En la figura 3.4 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 las 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 componente dextra.

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.

3.3. La estructura de la Hoja de Cabo Rojo

La vertiente meridional de la Sierra de Bahoruco, cuya terminación se incluye en esta hoja, presenta pliegues más suaves o abiertos, cuyo desarrollo se ha prolongado en

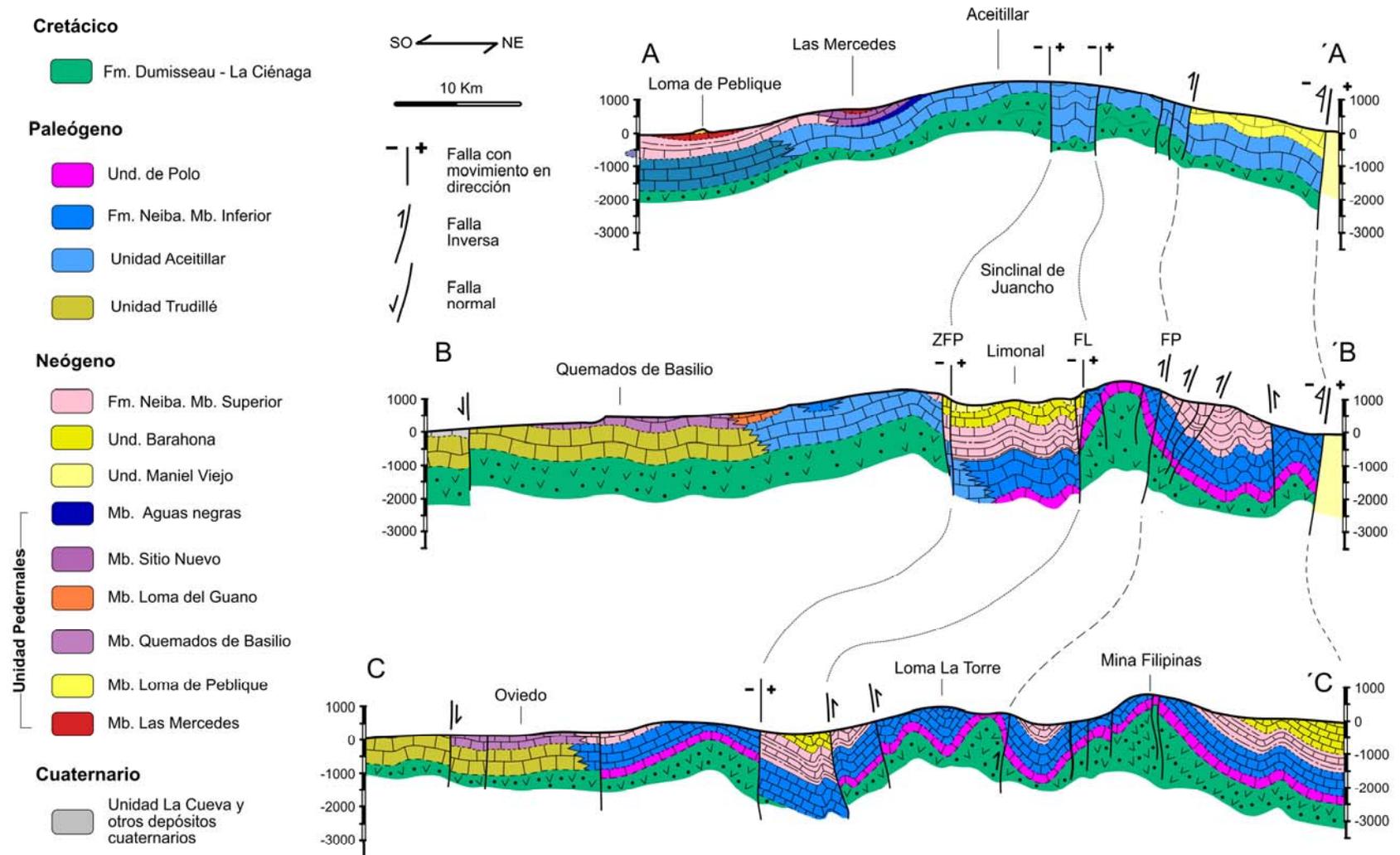


Figura 3.3. Cortes geológicos con los principales elementos estructurales de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFP, Zona de Falla del Pelempito; FL, Falla de El Limonar; FP, Falla de Polo.

tiempos recientes, dado que llegan a afectar a las terrazas marinas y escarpes que se extiende por todo el ámbito de la hoja. A grandes rasgos, se han cartografiado dos grandes pliegues: el sinclinal de la Loma del Guano y el anticlinal de la Sabana de Ofillé. Estos pliegues presentan una dirección de sus ejes NO-SE y la inclinación de sus flancos disminuye progresivamente hacia el SO, llegando a ser prácticamente inapreciable cerca de la costa, con buzamientos inferiores a 5°. De esta forma, en el litoral la serie se presenta como un monoclinal, levemente flexurado, con inclinación dominante hacia el mar.

Dentro de la Hoja de Cabo Rojo la fracturación, poco acusada, muestra la existencia de varias familias. Se han descrito varios sistemas de fallas que aparecen muy bien representadas en las unidades carbonatadas terciarias o incluso afectan a los materiales cuaternarios costeros. Se trata de fracturas de gran longitud, fácilmente identificables mediante fotointerpretación debido a la escasa altura de la vegetación que domina la zona, con una componente de movimiento dominante de desgarre pero que también parece llevar asociado ligeros desplazamientos en la vertical. En gran medida, parece haber ejercido un claro control estructural sobre la elaboración de los paleoescarpes marinos y la evolución de la costa, donde han favorecido la formación de calas, o pequeñas playas de bolsillo, a lo largo de todo cuaternario en etapas de nivel del mar estables.

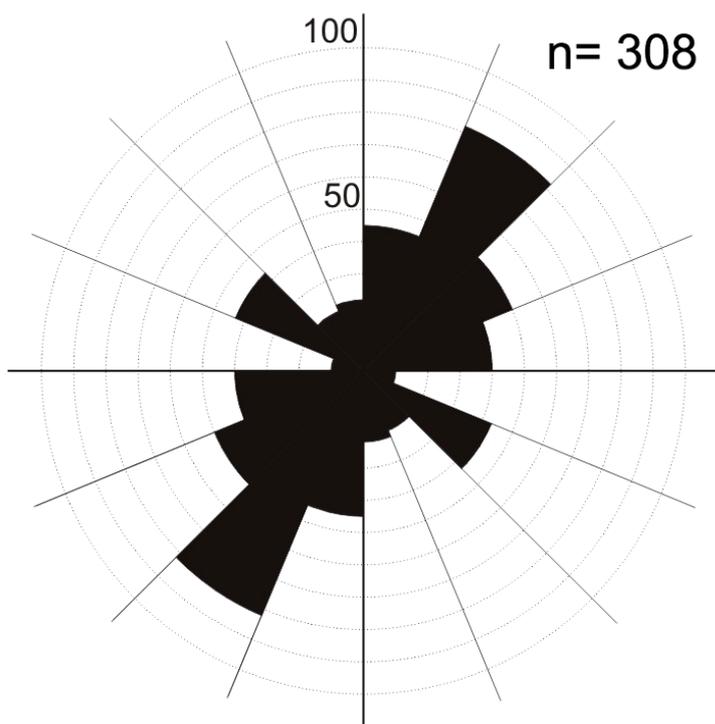


Figura 3.4. Rosa de los vientos de direcciones de fallas medidas en la Sierra de Bahoruco. Proyección equiareal. n es el, número de datos de la proyección

El sistema de fracturas mejor representado en toda la región es el NE-SO, formado por fallas subverticales en dirección, de componente principal dextral y pequeño salto en buzamiento. Otros sistemas de fallas, mucho peor representados, son los de dirección E-O y, sobre todo, NO-SE. Esta última presenta un claro componente de desgarre y sentido de movimiento senestral.

Las fallas de dirección NE-SO se distribuyen por toda la hoja, destacando la fractura que delimitan el límite este del escarpe de los Quemados de Basilio, en el sector central de la hoja, y que toma el nombre local de Falla de Juan Goya. Esta última constituye la terminación suroccidental de la Zona de Falla de la Sabana de Los Candelones, formada por una densa red de fracturas que se extienden durante decenas de kilómetros a través de las hojas de Arroyo Dulce y Polo, donde generan un pequeño escarpe en el paisaje y parecen presentar una componente normal dominante que hunde ligeramente el bloque oriental.

Por su longitud y su representatividad dentro de esta familia destacan también las fallas de Cabo Rojo y de Sabana de San José, que atraviesan la hoja partiendo prácticamente de los relieves meridionales de la Sierra de Bahoruco y alcanzando la costa en la zona de Cabo Rojo.

En otras ocasiones este mismo sistema de fallas NE-SO parece concentrarse en una banda de dirección N-S, de unos 3 km de anchura, donde se concentra la deformación, que atraviesa los parajes de Paradero de Luís Piña, la Sabana de Guaratén y la Loma de Pasimanyé. Estas fracturas, de menor longitud, parecen disponerse en relevo definiendo una zona de cizalla a la que se ha denominado Zona de Cizalla de Guaratén.

3.4. 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 (Proyecto SYSMIN) de Cartografía Geológica de la República Dominicana y

de datos ya existentes (Díaz de Neira, 2004a,b; Gómez, 2000; Hernáiz-Huerta y Pérez Estaún, 2002; Mann *et al.*, 1991c; Mann *et al.*, 1999) se puede observar que la 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.

La Figura 3.2 presenta un mapa estructural integrado, elaborado a partir de las diferentes Hojas del proyecto y la figura 3.3, 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 apretado en el margen septentrional de la Sierra de Bahoruco.

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') y de 15,6 kms (17%) para la transversal más oriental (corte C-C'). 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, en la parte meridional, a algo más cerrados 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 durante un amplio lapso de tiempo, de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. La dirección de máximo esfuerzo, NE-SO, es 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).

3.4.1. 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 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.

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 neógena descrita en la zona de estudio, que refleja una progresiva somerización que se inicia en el Mioceno en ambientes de rampa externas (Fm Neiba y equivalentes), se prolonga con el desarrollo de plataformas internas someras y arrecifales costeros (Unidades Barahona, Peblikue 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, o *ridge*, 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 el la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan (Hernáiz-Huerta, 2004^a y b). Sin embargo, la influencia que posee el avance de la cresta de Beata en la Península de Batoruco no es tan evidente como la mostrada en la Bahía de Ocoa, a excepción de algunas estructuras evidentes desde un 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, Cabo Rojo 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 Batoruco y, por tanto, posterior a la etapa de deformación principal en esta zona.

3.5. Tectónica activa

Lo más destacable de la tectónica activa en la región es la presencia de pliegues de gran radio, con dirección NO-SE, que ondulan y basculan a un lado y otro, en la dirección perpendicular a la misma, las superficies de erosión.

En la hoja de Cabo Rojo la base de los paleocantilados, (*paleoshore lines*) presentan importantes variaciones en su cota sobre el nm, circunstancia que no debería producirse de no ser por la tectónica activa acaecida durante su elaboración y después de la misma, ya que dichas líneas representa el máximo marino para el periodo en el que se elaboró la plataforma de abrasión correspondiente. En estas formas se han identificado áreas con levantamiento acelerado frente a otras con tendencia al hundimiento, o de ascenso moderado, durante y después de la elaboración de dichas plataformas.

El caso más ilustrativo de dichos movimientos, corresponde a la superficie S₃ (Figura 2.3), cuya línea de paleocosta se sitúa en el paraje de Paradero de Luís Piña, a 250 msnm, desde donde desciende en dirección norte hasta la cota 100 m, en Punta de la Colmena, situada en la carretera de Barahona-Pedernales. Hacia el noreste de la primera localidad mencionada y a lo largo de un paleocantilado rectilíneo y posiblemente relacionado con una falla, la base del mismo desciende hasta la cota 150 m, en Los Quemados de Basilio. Ello implica un basculamiento hacia el noreste, que, por otra parte

también se detecta en la superficie superior (S_2), mediante observación lejana y panorámica desde las inmediaciones de Pedernales.

De forma similar y como ya se ha mencionado anteriormente, la línea de paleocosta de la superficie S_5 desciende hacia el norte de la hoja hasta quedar cubierta por las paleoplayas. Hacia el sur asciende paulatinamente hasta alcanzar la cota 100 m en el paralelo de Cabo Rojo, desde donde desciende de nuevo hasta la cota 40 m en Sabana Baitoa, coincidiendo con el paralelo de Cabo Falso. La actividad de estas estructuras se ha prolongado con posterioridad a la elaboración de esta superficie inferior y al depósito de las paleoplayas que llegan a fosilizarla, puesto que ambas se sitúan a unos 20 m sobre el nm en Cabo Rojo, pero en Cabo Falso aparecen basculadas en sentido noreste, a cotas comprendidas entre 60 y 40 m.

En suma, reuniendo y contemplando las variaciones altimétricas de las líneas de paleocosta (base de los paleoacantilados) y la situación de los sectores en los que se produce desdoblamiento de superficies o aquellos donde se da solapamiento, se ha llegado a deducir la existencia de, al menos, tres grandes pliegues en las superficies de erosión del sector suroccidental de la península de Bahoruco (hojas o cuadrantes de Pedernales, Cabo Rojo y Enriquillo) (Figura 2.3).

Existen, además, fracturas con posible actividad en el Pleistoceno, (direcciones entre NE-SO y NNE-SSO) que coinciden con escarpes o paleoacantilados de dirección anómala por ser perpendiculares a la costa. Estas aparecen representadas como escarpes de falla y como fallas, fallas supuestas y fallas con indicación de bloque hundido en los demás casos.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Análisis geomorfológico

En este capítulo se analiza el relieve mediante la descripción de las distintas formas del mismo, contemplando su geometría y tamaño o desarrollo, agrupadas según su origen (morfogénesis). Los depósitos que acompañan a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se describen en el capítulo 2.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural -en el que se analiza el relieve como resultado de litología y estructura del sustrato- y morfogenético, que contempla las formas como el resultado de la actuación de los diversos agentes de la erosión.

4.1.1. Estudio morfoestructural

En el reducido entorno que ocupa la hoja no cabe distinguir diferentes dominios morfoestructurales, puesto que toda ella está ocupada por una sucesión, que abarca desde el Eoceno al Mioceno superior, con unidades eminentemente carbonadas, afectadas por un suave plegamiento y por alguna inflexión monoclinas. A escala regional la hoja de Cabo Rojo queda incluida dentro del dominio morfoestructural denominado Vertiente Meridional de la sierra de Bahoruco.

En el sector costero y en algunos afloramientos algo más alejados de éste, los materiales anteriores aparecen cubiertos en discordancia por la unidad La Cueva, de edad miopliocena y origen arrecifal. Las plataformas de abrasión marina, labradas posteriormente, normalmente presentan sus bordes externos, o paleocantilados con independencia de la litología y de la fracturación, salvo en el ángulo nororiental, donde el paleocantilado que delimita la terraza marina designada en este trabajo como S_1 , coincide con el contacto entre las unidades de las calizas del Aceitillar y de la Loma del Guano. Así mismo, en el sector oriental de la hoja, el paleocantilado rectilíneo que media entre las superficies S_2 y S_3 , podría corresponder a una falla con dirección NE-SO, por tanto perpendicular a la costa, lo que avala la posible participación de la tectónica en su génesis.

Bajo las terrazas marinas, en la bahía Honda y en la de Las Águilas, se extiende una plataforma formada por acreción litoral, con paleoplayas, lagunas litorales colmatadas y diversos manglares.

4.1.1.1. Formas estructurales

El arrasamiento marino que ha operado en todo el área de trabajo ha obliterado las posibles formas estructurales que podrían derivar del plegamiento, con excepción de la flexión monoclinas presente en el extremo nororiental y los basculamientos debidos al plegamiento reciente de las terrazas marinas, el cual se describe y analiza en los apartados dedicados a las formas poligénicas y a la Historia Geomorfológica.

Las fallas y fallas supuestas con expresión morfológica se agrupan en torno a dos familias principales: una con direcciones NE-SO a NNE-SSO, presente en todo el ámbito de la hoja, y otra familia, aproximadamente perpendicular a la anterior y con escaso desarrollo, con direcciones entre NO-SE y ONO-ESE. Entre las primeras, algunas aparecen representadas como alineaciones morfológicas con control estructural, en las que la disolución kárstica ha progresado en mayor medida. En otros casos aparecen como fallas con indicación de bloque hundido, que muy posiblemente correspondan a fallas normales, con la misma dirección que la del acortamiento debido al plegamiento.

La costa meridional de la hoja, desde Cabo Falso a Playa Larga presenta un trazado rectilíneo posiblemente condicionado por dos fallas, con dirección ONO-ESE y actividad reciente, por cuanto en su extremo occidental afectan a las paleoplayas existentes en dicho lugar y en el oriental, la actividad de las mismas podría haber inducido la formación de un deslizamiento traslacional que modifica la línea de costa.

4.1.2. Estudio del modelado

En lo que sigue se describen las formas erosivas y de depósito, agrupadas según su origen o procesos morfogenéticos que las han generado, entre las que, por su mayor representación, destacan las formas litorales y las debidas a meteorización química. El moderado relieve del área, con un predominio del modelado kárstico, promueve una débil incisión fluvial y la ausencia de laderas, por lo que las formas gravitacionales no alcanzan el necesario desarrollo que permitiera su representación.

4.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Como se acaba de señalar, el predominio del modelado kárstico y del drenaje subterráneo derivado del mismo, hacen que las formas fluviales tengan escasa

representación, restringiéndose al sector meridional de la hoja, en la que el relieve es algo más acusado.

Entre las formas erosivas la incisión fluvial es la más representativa, aunque con tan solo tres vaguadas que discurren en dirección NE-SO y finalizan, como pérdidas de drenaje, en depresiones de origen kárstico. En su recorrido a través de los paleoacantilados se ha identificado un rápido que salva el desnivel entre las superficies S_1 y S_2 . Las formas de depósito sólo están representadas por un fondo de valle que alcanza la costa sobre una paleoplaya y finaliza en otra pérdida de drenaje. En consecuencia, en la hoja de Cabo Rojo ningún curso o línea de incisión fluvial llegan a alcanzar la línea costera.

4.1.2.2. Formas eólicas

Aunque en las hojas contiguas de Oviedo Isla Beata alcanzan gran extensión, en ésta quedan limitadas a un discontinuo manto eólico que cubre el sector meridional de la superficie o plataforma marina S_3 , y un pequeño afloramiento localizado en la superficie inmediatamente superior.

Aparecen junto con barras arenosas submarinas y pueden representar la instalación de un sistema de dunas regresivas, ahora prácticamente destruido, tras el proceso transgresivo que dio lugar a la elaboración de la superficie de erosión y de estos depósitos marinos que la fosilizan.

4.1.2.3. Formas marinas-litorales

Son las representativas del área. Entre las formas erosivas litorales, los acantilados sólo aparecen en el pequeño promontorio costero de Cabo Rojo, con una altura inferior a 25 m.

En anteriores máximos marinos se elaboraron las diversas superficies de abrasión marina, que se describen más adelante, y sus correspondientes paleoacantilados. Su número varía de unos sectores a otros, o bien entre las distintas secciones del relieve que pueden realizarse en dirección aproximadamente perpendicular a la costa. Así, a lo largo del paralelo correspondiente a Cabo Rojo se contabilizan nueve, mientras que en otras secciones se distinguen cinco. Su altura varía desde unos pocos metros hasta cincuenta, y es menor cuando su número es mayor. En algunos sectores aparecen degradados por la karstificación.

Las superficies que se escalonan entre los acantilados podrían haberse representado con el símbolo correspondiente a terraza marina, y en lo esencial ese es su origen. No obstante, se ha optado por su identificación como superficies de erosión poligénicas, lo que se justifica en el apartado correspondiente, donde también se trata sobre los desdoblamientos o solapamientos que se producen entre ellas, de los que deriva la variación del número de paleoacantilados.

Entre las formas de depósito, las paleoplayas, o playas de bolsillo, son las más representativas del área. Abad *et al.* (2008) han identificado tres episodios, de los cuales el más antiguo cubre o fosiliza parcialmente la superficie o terraza marina más baja (S5) de las que se definen más adelante, participando de la neotectónica experimentada por la misma, sin que esto signifique que deban estar ligadas genéticamente. De esta manera, en el promontorio o península correspondiente a Cabo Falso (situado en la contigua hoja de Punta Ceminche), dicha paleoplaya se sitúa a unos 40 m sobre el nm, mientras que en Bahía Honda (en esta hoja) no sobrepasa la decena de metros, al igual que la superficie mencionada. Los mismos autores establecen la relación entre dichas paleoplayas y diferentes niveles de nichos de socavación (*notch*) que se conservan en los acantilados de Cabo Rojo.

En el entorno de la costa más septentrional se ha delimitado como marisma baja un sector con influencia de las mareas y forma alargada, que se extiende entre la paleoplaya más baja y una laguna costera con salinización superficial. Esta última forma se distribuye en suaves depresiones creadas sobre la paleoplaya mencionada.

Otra forma con este origen es el área pantanosa correspondiente a una laguna costera antigua, situada en el sector de la costa más septentrional, donde separa dos paleoplayas e incluye pequeñas lagunas costeras con salinización superficial. Esta área no presenta comunicación con el mar, aunque puede experimentar inundaciones o entradas del mismo durante tormentas excepcionales.

En el límite de la hoja aparece un cordón litoral que alcanza mayor desarrollo en la hoja contigua por el norte (Pedernales), con una longitud de 3 km y a una cota ligeramente superior a la paleoplaya colindante. Ambos suelen permanecer aislados de la acción del oleaje, aunque no de las tormentas debidas a los huracanes. En el punto medio de la Bahía Honda se localiza una pequeña laguna costera, que podría corresponder a un área de subsidencia por disolución o karstificación del sustrato, puesto que frente a la misma se encuentra una pérdida de drenaje de uno de los pocos cauces de la zona.

La playa de arena se extiende por la mayor parte de la línea costera y alcanza su mayor desarrollo en el punto medio de Bahía Honda.

Las barras de arena submareales cubren diferentes terrazas marinas, siendo el único depósito de origen marino identificado sobre las mismas. Alcanzan hasta cinco kilómetros de longitud, con un trazado en ocasiones arqueado. Su conservación es debida a la cementación que presentan.

4.1.2.4. Formas debidas a meteorización química

Se distribuyen en toda la hoja y en su mayoría corresponden a dolinas y superficies de lapiaz. En el sector septentrional de la hoja la densidad de aquellas es mayor que en el resto, por lo que se ha delimitado como campo de pequeñas dolinas un área extensa que penetra en la hoja de Pedernales. Las más abundantes son las dolinas de fondo plano y dolinas de borde difuso, seguidas de las pequeñas dolinas, de las cuales no se han llegado a representar todas debido a su pequeño tamaño. En ocasiones éstas se sitúan a lo largo de líneas identificadas como alineaciones morfológicas con control estructural.

Existen diversas uvalas con fondo plano, que alcanzan una superficie de 1 km², parcialmente ocupado por arcillas de descalcificación y pequeñas dolinas. En ángulo nororiental de la hoja existen una dolinas en embudo desarrollada en un plano de falla, el cual constituye parte del escarpe de dicha depresión, que presenta por ello forma de media luna.

Las superficies de lapiaz desnudo son la tónica dominante del área, aunque sólo se han representado en lugares donde presentan un desarrollo más acentuado, como el sector septentrional.

4.1.2.5. 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 glacis de cobertera

Las superficies de erosión degradadas constituyen la forma más determinante del relieve y paisaje en el sector meridional de la península de Batoruco (cuadrantes u hojas a escala 1:100.000 de Enriquillo, Cabo Rojo y Pedernales), donde el rasgo dominante es la

presencia de sucesivas plataformas escalonadas hasta el mar. Pese a su origen, debido a abrasión marina, no se han representado como terrazas marinas, si no como superficies poligénicas de erosión, en base a las siguientes consideraciones:

- Su secuencia es correlacionable con la deducida para las superficies de erosión definidas en el norte de la hoja de Enriquillo, donde su génesis fue claramente poligénica y su morfología no es la de plataformas de abrasión, si no la de niveles de encajamiento - con suaves paleorelieves - de la red hidrográfica correspondiente a la actual Cañada Seca.
- Las tres superficies más altas (S_1 , S_2 y S_3) definidas en dicha área, tiene continuidad lateral con las terrazas marinas que ya aparecen claramente delimitadas por sus paleoacantilados, en el sector suroccidental de la península de Batoruco. La más baja de ellas queda cubierta por el glacis de cobertera que alcanza el borde oriental de esta hoja.
- Tanto en Cañada Seca como en el resto de la península, la superficie S_1 presentan restos dejados por la erosión de importantes perfiles de alteración, (argilizaciones, con bauxitas en la mina Las Mercedes). En otros casos dichas superficies aparecen cubiertas por depósitos extensos de brechas calcáreas producidas por retrabajamiento y karstificación de las mismas

En la hoja de Cabo Rojo se han identificado hasta cinco superficies principales, de las cuales las que aparecen mejor individualizadas son las dos más altas (S_1 y S_2). Sobre ellas se detectan otros aplanamientos a distintas alturas y más difíciles de delimitar, que en algunos casos se han identificado como S_0 . Por debajo de las anteriores, la superficie S_3 , tiene una gran extensión y continuidad, pero con un desarrollo más complejo, puesto que en el límite septentrional de la hoja se desdobla en dos, y en cuatro, coincidiendo con el paralelo de Cabo Rojo. En las hojas contiguas hacia el este, la misma superficie vuelve a desdoblarse en dos. En consecuencia se ha optado por deslindar en algunos sectores la superficie S_4 .

Bajo S_3 , o S_4 , según cada lugar, la superficie S_5 presenta bastante continuidad, aunque al norte de la hoja llega a quedar cubierta por paleoplayas y otros depósitos litorales, de forma que en la hoja de Pedernales debe quedar bajo los abanicos fluviales de la desembocadura del río con el mismo nombre.

En la hoja de Cabo Rojo la base de los paleocantilados, (*paleoshore lines*) presentan importantes variaciones en su cota sobre el nm, circunstancia que no debería producirse de no ser por la neotectónica acaecida durante su elaboración y después de la misma, ya que dichas líneas representan el máximo marino para el periodo que el que se elaboró la plataforma de abrasión correspondiente. Aún teniendo en cuenta que dicha línea ha podido verse alterada bien por subsidencia kárstica, bien por acumulación de derrubios, el control altimétrico de la misma, ha permitido identificar áreas con levantamiento acelerado frente a otras con tendencia al hundimiento, o de ascenso moderado, durante y después de la elaboración de dichas plataformas.

El caso más ilustrativo de dichos movimientos, corresponde a la superficie S_3 , cuya *shore line*, se sitúa en el paraje de Paradero de Luís Piña, a 250 msnm, desde donde desciende en dirección norte hasta la cota 100 m, en Punta de la Colmena, donde cruza la carretera de Barahona-Pedernales. Hacia el noreste de la primera localidad mencionada y a lo largo de un paleocantilado rectilíneo y posiblemente relacionado con una falla, la base del mismo desciende hasta la cota 150 m, en Los Quemados de Basilio. Ello implica un basculamiento hacia el noreste, que, por otra parte también se detecta en la superficie superior (S_2), mediante observación lejana y panorámica desde las inmediaciones de Pedernales.

De forma similar y como ya se ha mencionado anteriormente, la *shore line* de la superficie S_5 desciende hacia el norte de la hoja hasta quedar cubierta por las paleoplayas. Hacia el sur asciende paulatinamente hasta alcanzar la cota 100 m en el paralelo de Cabo Rojo, desde donde desciende de nuevo hasta la cota 40 m en Sabana Baitoa, coincidiendo con el paralelo de Cabo Falso, ya en la hoja de Punta Ceminche.

En suma, reuniendo y contemplando en plata las variaciones altimétricas de las líneas de paleocosta y la situación de los sectores en los que se produce desdoblamiento de superficies o aquellos donde se da solapamiento, en la hoja de Cabo Rojo se ha llegado a deducir la existencia de, al menos, tres grandes pliegues en las superficies de erosión. Con dirección aproximada NO-SE, la posición de sus ejes – representados en el Mapa de Procesos Activos (escala 1:100.000) – es aproximada.

Finalizando con las formas poligénicas, el glacis de cobertera situado en el límite oriental de la hoja, enlaza los relieves del norte de la hoja de Enriquillo y los llanos del sur, donde cubre en parte las superficies de erosión más bajas, en este caso la S_3 . Dicho glacis llega a cubrir la línea de paleocosta de dicha superficie.

4.2. Evolución e historia geomorfológica

El relieve actual y los dominios morfoestructurales del área son el resultado de la deformación y emersión, desde el Mioceno a la actualidad, de la cuenca marina en la que se generaron las diferentes unidades y formaciones cretácico-pliocenas. Durante el Mioceno, en un régimen transpresivo, se produjo la formación y distribución de las cordilleras y depresiones existentes (sierras de Neiba, Martín García, Bahoruco y cordillera Central y cuencas de Enriquillo, Azua y Llanura Costera del Caribe). En el Cuaternario, bajo el mismo régimen tectónico, se han generado diversas estructuras en el relleno cuaternario de las cuencas, así como en los depósitos fluviales que orlan los relieves principales.

El régimen transpresivo mencionado, que actuó durante el Mioceno, produjo la estructuración esencial de la sierra de Bahoruco, la cual permite definir dos dominios morfoestructurales: Vertiente Septentrional y Vertiente Meridional de la sierra de Bahoruco. La primera presenta una deformación más intensa y compleja, que la segunda, donde se ubica la presente hoja. Esta última responde en esencia a un relieve monoclinial que, de norte a sur, desciende de forma paulatina desde las cumbres de la mencionada sierra hasta el nivel del mar, con suaves pliegues cuyo desarrollo ha proseguido en tiempos recientes. En la hoja de Cabo Rojo, la superposición de ambas etapas ha creado la morfoestructura, con una tendencia regional ascendente que ha motivado la emersión paulatina de la isla y la creación de terrazas marinas y paleoacantilados, que ulteriormente han experimentado, retrabajamiento y degradación debidos al modelado kárstico y, en menor medida fluvial y a procesos de alteración del sustrato.

Las superficies de erosión no ha sido resultado exclusivo de la abrasión marina, puesto que en el sector septentrional de la hoja de la hoja de Arroyo Dulce aparecen como sucesivos niveles de erosión y encajamiento de la red hidrográfica, en un número similar al de las principales terrazas marinas del resto e la península de Bahoruco. Fuese su origen marino o poligénico, según los sectores, en ambos casos se elaboró una superficie bastante generalizada (S_1), en la que llegaron a desarrollarse importantes perfiles de alteración (rubefacciones y argilizaciones), probablemente desarrolladas tras los máximos interglaciales, y bajo un clima que evolucionaría desde condiciones cálidas y húmedas hacia condiciones más secas y estacionales. Un proceso esbozado y propuesto por Díaz del Olmo y Cámara (1993) para otros sectores de La Española.

Anteriormente al desarrollo de esta superficie más general debieron de producirse otros aplanamientos, peor conservados y de origen incierto, también con restos de alteritas.

La tendencia general al levantamiento de la isla, que junto con las oscilaciones eustáticas debidas a las glaciaciones, crearon hasta cinco superficies principales, que en la actualidad se distribuyen en la vertiente meridional de la sierra de Bahoruco, entre las cotas próximas a los 500 m para la superficie S_1 y el nivel marino actual.

De forma simultánea a dicho levantamiento, el área experimentó un plegamiento y la formación o reactivación de diversas fallas. Los pliegues, ya mencionados en el apartado dedicado a las formas poligénicas, produjeron suaves ondulaciones en las superficies de erosión, que se detectan como:

- Basculamientos de las superficies dirigidos tierra adentro
- Variaciones de las cotas de la base de cada paleoacantilado
- La presencia en unos lugares de desdoblamiento de una superficie en varias y superposición o solapamiento de varias superficies en otros.

La última circunstancia mencionada es la prueba fehaciente de la simultaneidad del plegamiento con la elaboración de las superficies, en especial durante el desarrollo de la superficie S_3 , que en las inmediaciones de Cabo Rojo llega a desdoblarse en cuatro escalones o superficies, mientras que en otros lugares parece solaparse con la situada bajo ella. Las zonas de desdoblamiento de superficie pueden interpretarse como áreas con ascenso acelerado (culminaciones anticlinales) y las de solapamiento como áreas en hundimiento, por comparación con las anteriores (surcos sinclinales).

La actividad de dichos pliegues se prolongó aún después de la elaboración de la superficie S_5 , dado que las cotas de la base de su paleoacantilado (*paleoshore line*) presentan diferencias de varias decenas de metros, a lo largo de su recorrido.

En la hoja de Cabo Rojo y en etapas recientes de esta evolución (Pleistoceno superior) se formaron tres generaciones de paleoplayas, de las cuales, la más elevada o anterior, llega a fosilizar la superficie S_5 . A título de hipótesis, y a falta de dataciones por el momento, dichos depósitos podrían corresponder a máximos marinos del estadio isotópico 5.

Los depósitos eólicos, presentes en la hoja de Cabo Rojo sobre diferentes superficies de erosión, también pueden estar vinculados con las últimas oscilaciones eustáticas, dado que en la contigua hoja de Enriquillo existen materiales análogos, que allí forman grandes dunas longitudinales, las cuales se prolongan bajo el nivel del mar. Esto implica que su formación es anterior a la última transgresión Holocena.

Posteriormente, dicha transgresión ha propiciado la formación de una pequeña plataforma de abrasión, muy bien expuesta en las inmediaciones de Cabo Rojo, elaborada sobre los depósitos de paleoplayas más recientes o directamente sobre las calizas de la Unidad de La Cueva, De forma simultánea los últimos pulsos en el levantamiento regional de la isla, y también la regresión posterior al máximo marino Holoceno, han hecho emerger dichas paleoplayas y han creado lagunas costeras antiguas y aisladas de la acción litoral actual. Ésta última está generando los cordones litorales y playas actuales, a lo largo de las cuales, en una posición algo más elevada, se reconocen huracanitas, debidas a la destrucción de pequeños arrecifes.

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. Algunas de estas formas exokárticas se ubican a lo largo de fracturas o bien de cursos fluviales levemente incididos en las superficies de erosión y sus paleocantilados, indicando el desarrollo de un importante endokarst con drenaje hacia la costa.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Cabo Rojo, 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 5.1). 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 5.1 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.

5.1. El plateau oceánico del Cretácico superior

Aunque no afloran en la hoja de Cabo Rojo, la meseta oceánica del Caribe constituye el basamento de toda la serie sedimentaria terciaria de la Península de Bahoruco que ha condicionado en gran medida la sedimentación al configurar un paleorrelieve muy 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), 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; Donnelly *et al.*, 1990; Kerr *et al.*, 1996), formado como consecuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987). La formación del plateau oceánico 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, como establece la reciente compilación de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el plateau entre 91-87 Ma realizada por Sinton *et al.* (1998). Los sedimentos suprayacentes a los basaltos sumergidos en el Mar del Caribe sondeados por el DSDP Leg 15, establecen un límite de edad bioestratigráfica de 88-83 Ma para el cese de la actividad ígnea generadora del plateau oceánico (Donnelly *et al.*, 1990; Donnelly, 1994; Kerr *et al.*, 1997). Otros autores elevan el cese de la actividad magmática al Maastrichtiense (Pindell 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.

Desde un punto de vista paleogeográfico, la configuración del fondo oceánico en esta etapa debe asimilarse a una sucesión irregular de montes submarinos separados definiendo alineaciones (*seamounts*) como consecuencia de la intermitencia en la intensidad de la actividad eruptiva. En algunas zonas la emisión de lavas fue tan importante en 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.

5.2. 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 batoruco. 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 y parte del Neógeno (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 Batoruco y que registra una profundización de la cuenca con respecto a la unidad de calizas de Polo.

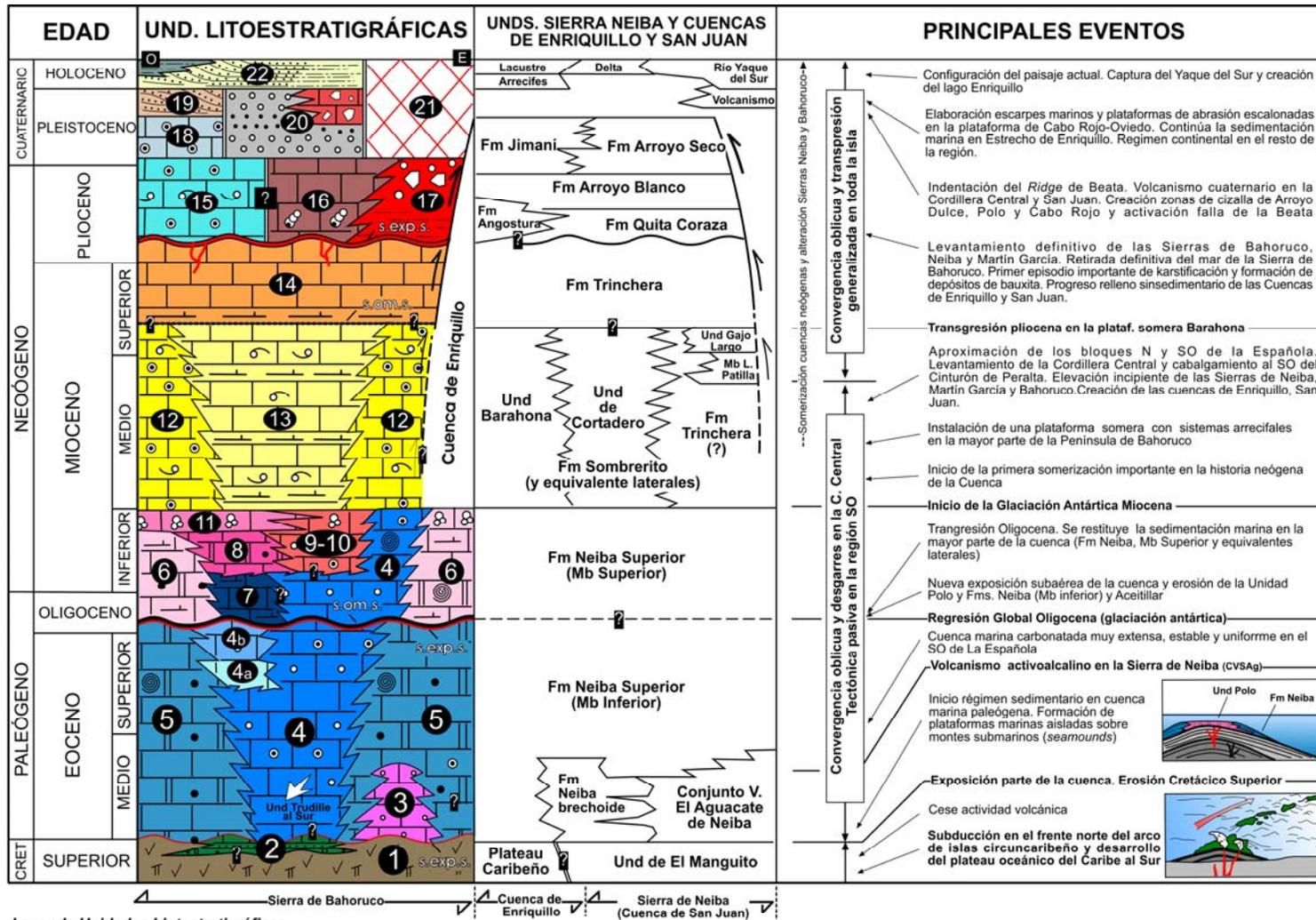
La Fm Neiba representa una plataforma de tipo rampa carbonatada en su zona media-distal, fuera de la influencia del oleaje de tormenta, con esporádicas llegadas de niveles bioclásticos retrabajados de las partes más internas de la rampa. Estas zonas más profundas de la plataforma marina debieron situarse 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. 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 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, agrupado dentro del denominado Complejo Vulcano Sedimentario del Aguacate, que se interpreta producido en un contexto de intraplaca asociado al desarrollo de una pluma mantélica.

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, Aceitillar y Trudillé o del Mb inferior de la Fm Neiba.

En el Oligoceno medio y superior el final de esta glaciación da comienzo a una transgresión y a 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, sobre las calizas de plataforma somera de tipo Bahamiano de la Unidad Aceitillar se sedimentan las calizas de plataforma somera y media de la Unidad Pedernales.

Durante el resto del Oligoceno y, sobre todo, en el Mioceno inferior a la vez que continuaba la sedimentación en zonas profundas en la Fm Neiba, las partes más internas y someras de la rampa quedan registradas en la parte inferior y media de la Unidad Pedernales que, a grandes rasgos, se interpretan como plataformas carbonatadas someras de diferentes batimetrías, cuyas variabilidad de facies deben justificarse a través de los distintos factores que controlaron la sedimentación carbonatada en esta etapa de la cuenca (luminosidad, hidrodinámica, nutrientes, etc.). Dichas zonas de plataforma somera se localizarían en el sector central y septentrional de la Península Bahoruco.



Legenda Unidades Liotestratigráficas

1. Fm. Dumisseau; 2. Fm. Río Arriba; 3. Fm. Polo; 4. Fm. Aceitillar; 4a. Mb. La Compañía; 4b. Mb. El Mogote. 5. Fm Nieba Superior (Mb. Inferior); 6. Fm. Nieba Superior (Mb. Superior). Unidades de 7 a 12 Grupo Pedernales. 7. Und. Aguas Negras; 8. Und. Sitio Nuevo; 9. Und. Loma del Guano; 10. Und. Quemados de Basilio; 11. Und. Las Mercedes; 12. Und. loma de Peblique.. 13. Und. Barahona. 14. Und. Maniel Viejo; 15. Und. La Cueva; 16. calizas con gasterópodos continentales; 17. Brechas y arcillas aluviales y bauxita; 18. Arrecifes franjeantes; 19. Playas oolíticas progradantes; 20. Abanicos aluviales, terrazas fluviales y brechas karsticas; 21. Bauxita; 22; Sistemas litorales actuales (playas y manglares).

- | | | | | | | | | | | | |
|--|--------------|-----------------------------------|-------------------------|----------------------------|--------------------|--------------|---------------------|-------------------------------|---------|------------------------------------|---------|
| | Basaltos | | Calizas margosas | | Arenas y areniscas | | Margas | | Calizas | | Lutitas |
| | Calcarenitas | | Brechas y conglomerados | | Calizas con algas | | Calizas arrecifales | | s.om.s. | Superficie de omisión sedimentaria | |
| | s.exp.s. | Superficie de exposición subaérea | | Foraminíferos planctónicos | | Fauna marina | | Macroforaminíferos bentónicos | | Fauna continental | |

Figura 5.1. Síntesis de la historia geológica de la Sierra de Bahoruco y plataforma de Oviedo-Cabo Rojo.

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. En esta cuenca de gran extensión se depositó la Fm Neiba, y sus equivalentes proximales, durante el resto del Paleógeno y Mioceno inferior.

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 continua 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).

5.3. La Cuenca del Mioceno superior al Plioceno

El registro estratigráfico de esta etapa en la evolución de la cuenca se encuentra exclusivamente dentro de las unidades de Maniel Viejo y La Cueva, de edad Mio-Plioceno. 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 cuencas 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.*, 2007).

En el Mioceno Superior, tras una leve pulsación transgresiva y profundización registrada por el inicio de la sedimentación en la base de la 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 pie 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.

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 Unidad La Cueva, 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.

5.4. 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). 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 del nivel del mar 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. 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 (Díaz de Neira, 20004b).

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

No existe un buen control sobre los parámetros climáticos e hidrológicos dentro de la hoja de Cabo Rojo debido a la ausencia de estaciones climatológicas. Las estaciones pluviométricas más próximas se localizan en la Hoja de Pedernales (Estación 5201 y 5203), a escasos 10 km al Noroeste del límite con la hoja. 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. Las estaciones de Pedernales registran precipitaciones medias de 724 mm/año, con 467,7 mm/año de media durante años secos y 1022,2 m/año durante años húmedos. La lluvia útil en los años secos es casi inexistente, mientras que en años normales la evapotranspiración real coincide prácticamente con la precipitación, de manera que la lluvia útil es también casi nula.

No existen series temporales de datos de temperatura en las cercanías de la hoja y se ha tomado como referencia las medias efectuadas en el pueblo de Juancho, dentro de la Hoja de Arroyo Dulce, a más de 40 km al oeste de esta zona que, al menos, también se localiza en la costa del Mar Caribe. La temperatura media anual para el intervalo de tiempo comprendido entre 1967 y 1996 es de 26,5 °C, la mayor registrada en la Península de Bahoruco. Aunque existen pocas variaciones a lo largo del año, es abril el mes más frío y octubre y noviembre los meses más cálidos. Por otro lado, la evapotranspiración media anual es de 1442.8 mm.

Desde un punto de vista hidrológico, en este sector de la península de Bahoruco no existen ríos de importancia y los cursos fluviales consisten en cañadas que presentan un evidente y marcado carácter torrencial, siendo activas 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, las cañadas de Punta Vigía y de Bucan Tisuna, que evidencian la existencia de avenidas y arroyadas en mantos esporádicas. Por tanto, no existe ningún tipo de red hidrográfica en la hoja que justifique la instalación de estaciones de aforo en la zona.

6.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja de Cabo Rojo 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. 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 abierto como cerrado, sobre todo en las vertientes suroriental y meridional de la unidad, entre los que cabría destacar los numerosos campos y alineamientos de dolinas al O de la Llanura de Oviedo-Pedernales. Es muy posible la propia Laguna de Oviedo constituya una gran depresión kárstica, actualmente invadida por las aguas marinas.

En concreto, en la Hoja de Cabo Rojo se define una gran subunidad de funcionamiento hidrogeológico denominada Subunidad Meridional de Bahoruco y Península de Barahona, que en la práctica ocupa dos terceras parte de la extensión de la península. Presenta una superficie aproximada de 1834 km² de materiales permeables, mientras que sólo 111 km² son poco impermeables. A pesar de no existir cauce de aguas permanentes, sí es patente en toda la región (a partir de pozos, dolinas y cuevas inundadas) la circulación de un importante caudal de aguas subterráneas procedentes de las precipitaciones que tiene lugar en la Sierra, al norte. Hacia el sureste la subunidad presenta un límite abierto con la costa, por lo que el acuífero experimenta intrusión marina que llega a penetrar varias decenas de kilómetros hacia el interior del continente, provocando problemas de salinización de las aguas subterráneas. Cuando este nivel freático intercepta la topografía, da lugar a pequeños manantiales o norias, tal y como se ha constatado en el paraje de La Conserva, al oeste de la hoja.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA	UNIDADES CARTOGRAFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Lagunas costeras, manglar y relleno antrópico	26, 27 y 28	Lutitas y relleno antrópico	Baja	Sin acuíferos significativos
	Piedemonte	24	Conglomerados, arenas y limos	Media por porosidad intergranular y karstificación	Acuíferos libres de productividad baja
	Playas de bolsillo y lagunas costeras antiguas	16, 17, 18, 19 y 20	Arenas finas y medias cementadas y calizas (limos)	Media-alta por porosidad intergranular y karstificación	Acuíferos libres de productividad baja
MIOCENO MEDIO-PLIOCENO	Unidad La Cueva	8	Calizas	Media-alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres de productividad media
EOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR	Fm Neiba. Mb Superior	3	Calizas margosas y margas	Media por porosidad intergranular y fracturación	Acuíferos confinados de productividad baja
	Unidades Aceitillar, Trudillé y Pedemales (Mbs Loma del Guano, Quemados de Basilio, Las Mercedes y Loma de Peblisque)	1, 2, 4, 5, 6 y 7	Calizas	Alta por fracturación y karstificación	Acuíferos libres con productividad alta

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

Los materiales de mayor permeabilidad dentro de la Hoja de Cabo Rojo son los formados por las calizas terciarias de la Unidad Aceitillar y Pedernales, intensamente karstificadas y fracturadas. Dentro de estas unidades terciarias sólo las margas y calizas margosas de la Fm Nieba presentan una permeabilidad algo inferior, cuantificada como media debido a la fracturación y permeabilidad intergranular. A las calizas de La Cueva, algo menos karstificadas y fracturadas, se le ha asignado una permeabilidad media-alta.

Por otro lado, a la extensa cobertera de sedimentos cuaternarios costeros correspondientes a playas y lagunas están formados por calizas karstificadas, arenas finas y medias pseudocementadas y lutitas. Poseen una permeabilidad media-alta en los dos primeros casos y baja en el último. Por último, la escasa superficie que ocupa las formaciones superficiales cuaternarias continentales, principalmente conglomerados, arenas y limos de piedemonte, evitan considerar estos depósitos de permeabilidad media como materiales acuíferos importantes en la hoja.

6.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Cabo Rojo son variados y están formados numerosos indicios y explotaciones distribuidos heterogéneamente por toda la hoja.

Las explotaciones de calizas y calizas margosas como áridos para carreteras y cementos se concentran, sobre todo, en la Unidad La Cueva, así como en la Unidad Loma del Guano y Fm Neiba. Sólo la primera, de grandes dimensiones, se encuentra actualmente activa. Además, en esta última existe una pequeña cantera donde actualmente se extraen calizas blancas, muy recristalizadas y aspecto marmóreo, para uso ornamental.

NÚMERO	COORDENADAS (WG84)		FM / UND	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
5	234915	1982859	Quemados de Basilio	Calizas	Activa	Pequeño	Orn
4	219543	1989570	Las Mercedes	Calizas	Inactiva	Grande	Ari
3	219106	1991832	Neiba Sup	Calizas	Inactiva	Mediano	Ari
2	218211	1991656	Neiba Sup	Calizas	Inactiva	Grande	Ari
1	220621	1981877	Las Cuevas	Calizas	Activa	Grande	Ari

Tabla 6.2. Explotaciones e indicios de rocas industriales en la Hoja de Cabo Rojo.

Por otro lado, se han descrito numerosos indicios de bauxita en pequeñas manchas, alienadas N-S, desarrollados en la unidad de las calizas de Aceitillar y de la Loma del Guano.

Se han descrito pequeñas evidencias de hidrocarburos en forma de emanaciones de arenas asfálticas en algunas cuevas y grutas elaboradas en las calizas de La Cueva en las inmediaciones de Cabo Rojo. Según datos del ODP (*Ocean Drilling Programme*) estos manaderos de asfaltos podrían tener su origen como roca madre en la Fm La Luna, de edad cretácica. Los sedimentos suprayacentes a los basaltos sumergidos en el Mar Caribe, sondeados por el DSDP, establecen un límite bioestratigráfico de 88-83 Ma (Coniaciense–Santonense) para el cese de la actividad ígnea generadora de la meseta (*plateau*) oceánica.

En los pozos perforados por el Glomar Challenger en el Caribe se han descrito rocas madre de gran riqueza en los sondeos 146-149, 150, 151 y 153 (Figura 6.1) de la Cuenca de Venezuela. Estos pozos han registrado además horizontes ricos en materia orgánica del Cretácico superior, constituidos por calizas radioláricas negras y margas, formados durante eventos anóxicos oceánicos (Davis *et al.*, 1999, Rey *et al.*, 2004).



Figura 6.1. Situación de los sondeos DOP en la Cuenca de Venezuela.

6.2.1. Descripción de las Sustancias

La sustancia mayoritariamente explotada en la hoja es la caliza, en las Formaciones y Unidades de Neiba, Loma del Guano y La Cueva. De todas las canteras presentes, solo se mantiene actividad en la ligada a la explotación de la Unidad de La Cueva, donde la empresa de Cementos Andinos tiene una importante fábrica de cemento.

La actividad ligada a la pequeña cantera de caliza (Quemados de Basilio) con fines ornamentales es más bien exploratoria que de explotación. Solo se ha producido un corte con hilo de diamante para dejar expuestos los bloques y comprobar su nivel de alteración y fracturación.

Los indicios de bauxita están ampliamente representados en las calizas del Aceitillar y en las de la Loma del Guano. Se trata de pequeños manchones de bauxitas cuyo desarrollo en profundidad es desconocido por la falta de cortes representativos. El proceso de bauxitización, superficial, es permanente a lo largo de varios kilómetros.

Respecto a la presencia de hidrocarburos, citar el indicio próximo al aeropuerto que, aunque de pequeñas dimensiones abre una ventana de expectativas en la zona.

6.2.2. Potencial minero

El potencial ligado al litotecto de las calizas es enorme. Tanto la Unidad de La Cueva, como la Fm Neiba o las calizas del Aceitillar tienen enormes reservas para desarrollar minería extractiva. Las limitaciones vienen impuestas por la necesidad real del recurso y por la existencia de las áreas protegidas de los Parques Nacionales.

La bauxita ha sido explotada en la Hoja vecina de Pedernales hasta el año 1984. Posteriormente, y ligada a la explotación de caliza, se han explotado y exportado algunas decenas de miles de toneladas más, pero el bajo contenido en alúmina y las limitaciones ambientales paralizaron las actividades. En Cabo Rojo no se ha llevado a cabo explotación alguna, aunque sí hay que citar labores de investigación en la zona de La Loma del Guano, basado en reconocimiento de campo, toma de muestras y calicatas de poca profundidad y volumen (1 metro cúbico) desconociéndose el tonelaje estimado.

NÚMERO	COORDENADAS		SUSTANCIA	EDAD-FORMACIÓN	LITOLÓGÍA
	X	Y			
6	219311	1991391	Bauxita (Al)	Las Mercedes - Mioc	Calizas rosadas
8	225095	1987610	Bauxita (Al)	Loma del Guano - Oligoc-Mioc	Calizas
10	225727	1988144	Bauxita (Al)	Loma del Guano - Oligoc-Mioc	Calizas
9	225993	1989848	Bauxita (Al)	Loma del Guano - Oligoc-Mioc	Calizas
7	226304	1991412	Bauxita (Al)	Bahoruco - Eoc-Oligoc	Calizas blancas

Tabla 6.3. Indicios metálicos de bauxita en la Hoja de Cabo Rojo.

Por último, la presencia del indicio de hidrocarburos próximo al aeropuerto, abre un abanico de potenciales posibilidades que se unen a los de las vecinas hojas de Pedernales y Oviedo; si bien, dadas sus características, reducido tamaño y difícil correlación con área fuente limita su teórico potencial.

NÚMERO	COORDENADAS		SUSTANCIA	EDAD-FORMACIÓN	LITOLÓGIA
	X	Y			
11	222694	1984228	Arenas asfálticas	Las Cuevas - Mioc-Plioc	Calizas blancas

Tabla 6.4. Indicios de hidrocarburos en la Hoja de Cabo Rojo.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. Introducción

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

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

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

7.2. Relación de los L.I.G.

La hoja de Cabo Rojo no se caracteriza especialmente por la calidad de sus afloramientos, a excepción de los localizados en la carretera con destino a Pedernales, a las Mercedes y los cortes expuestos en las grandes explotaciones a cielo abierto que existen en la hoja. Esto dificulta en gran medida la selección de puntos L.I.G. donde realizar observaciones geológicas en depósitos sedimentarios. Por otro lado, esta hoja presenta un evidente interés geológico en lo que se refiere al estudio y análisis del paisaje, evidencia de tectónica activa, modelados erosivos asociados a oscilaciones del nivel del mar o elaboración de morfologías kársticas.

Dos de los cuatro L.I.G. descritos se localizan próximos a caminos y carreteras por lo que su acceso no es difícil. Los otros se sitúan en puntos muy alejados de los caminos, de

acceso muy complicado, por lo que en gran medida consisten en panorámicas desde puntos alejados de estos L.I.Gs.

El LIG N° 1, las dolinas inundadas de los Pozos de Romero, se sitúa al pie de la carretera nacional que une Barahona y Pedernales, aproximadamente a unos 15 km al este de esta última ciudad. Al segundo LIG N° 2, las playas fósiles de Cabo Rojo, se accede mediante la pista de tierra que lleva al poblado de La Cueva y Bahía de Las Águilas, en general en muy buen estado. Los tercer y cuarto LIG más que un punto concreto de observaciones geológicas consisten en itinerarios donde analizar el modelado sobre las calizas terciarias de formas asociadas a las oscilaciones recientes del nivel del mar. El LIG N° 3 analiza el registro morfosedimentario de las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar en Bahía de Las Águilas y consiste en un recorrido que atraviesa este paraje de NO a SE. El LIG N° 4, el paleo-escarpe marino de Los Quemados de Basilio, finalmente, puede estudiarse mediante diferentes vistas panorámicas a lo largo de la carretera nacional Barahona-Pedernales en diferentes paradas en el extremo oriental de la hoja, o incluso acceder a pie a este antiguo acantilado, de grandes dimensiones, a través de un pequeño sendero de unos 4 km de longitud que parte de esta misma carretera.

7.3. Descripción de los Lugares

Se describen cuatro L.I.G, tres de ellos ubicados en el sector occidental de la hoja y localizados cerca de la costa. El otro se ubica en su sector central. La mayor parte de ellos están relacionados en cierta medida con la tectónica activa que ha experimentado la región zona desde el Mioceno hasta prácticamente la actualidad. Se tratan temáticas relativas evolución reciente del paisaje, la sedimentología, geomorfología e hidrogeología de depósitos cuaternarios y el modelado de rasgos kársticos y erosivos sobre las calizas terciarias de la Unidad Pedernales.

Su interés principal es casi exclusivamente geomorfológico y sedimentológico, pero también puede poseer cierto valor tectónico desde un punto de vista regional. Por su posible utilización se pueden catalogar sólo como divulgativos, científicos o incluso turístico en alguno de los casos, dada la espectacularidad y contexto donde se ubican estos puntos.

A continuación se describen los L.I.G. señalando el tipo de interés en función de su contenido, de su posible utilización de acuerdo con su contenido científico, didáctico,

económico o científico, así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

7.3.1. L.I.G. N° 1. Las dolinas inundadas de los Pozos de Romeo

Este LIG se localiza en la carretera nacional N° 4 Barahona-Pedernales, a escasos kilómetros al SO de esta última ciudad. Se encuentra correctamente señalado por un cartel. Su acceso es sencillo desde la carretera, descendiendo un pequeño escalón a partir del que se llega directamente a un conjunto de dolinas contiguas, de escasos 20-40 m², ubicadas unos 8 metros sobre el nivel del mar. Estas formas se encuentran inundadas por aguas salobres debido a la intrusión marina de los materiales acuíferos de las calizas de la Unidad Pedernales.

Su principal interés es geomorfológico e hidrogeológico, aunque también cierto interés sedimentológico ya que en la zona se pueden observar depósitos y formas (cuevas, socaves, plataformas de abrasión) asociados a los procesos transgresivos y regresivos que han afectado a esta zona durante el Holoceno y Pleistoceno superior. Por su posible utilización se podría también catalogar como científico y didáctico, aunque posee también tiene un indudable valor como elemento turístico ya que se utiliza como zona de recreo. Por su influencia puede considerarse regional.

7.3.2. L.I.G. N° 2. Las playas fósiles de Cabo Rojo

Este L.I.G. analiza las principales características de un afloramiento localizado, en este caso, en la pequeña península de Cabo Rojo, más concretamente en una pequeña cala que se localiza al sur de la misma. Su acceso es muy sencillo tomado un desvío, al oeste, por un camino de tierra de unos 250 metros localizado inmediatamente después de pasar el Cabo Rojo en dirección a Bahía de Las Águilas.

A lo largo del afloramiento, de varias decenas de metros de longitud, puede observarse con mucha claridad las diferentes facies costeras, principalmente de playa (*foreshore* y *shoreface*), de naturaleza arenosa oolítica, muy bien seleccionada. Presentan estratificación cruzadas en surco y laminaciones horizontes e inclinadas de bajo ángulo bidireccionales. Aparecen bioturbadas por *Thalassinoides* y contienen muchos restos de moluscos y corales, en ocasiones concentrados en niveles que indican la existencia de eventos de alta energía (tormentas y huracanes) en estas costas.

Estos depósitos se han preservado fosilizando un socave erosivo, o *notch*, al pie de un escarpe de unos 20 metros, elaborados sobre las calizas de La Cueva. Estas formas erosivas representa el final de episodio transgresivo, mientras que las facies que las cubren representan la posterior estabilización del nivel del mar y la progradación de los sistemas litorales hacia la cuenca. La tectónica activa en esta zona ha favorecido una ligera elevación por encima del nivel de base actual. Por cota y contexto regional, en relación al resto de cortejos morfosedimentarios que afloran en la región, estos materiales deben corresponder a unos de los últimos interestadiales del MIS-5.

Su interés principal es sedimentológico y estratigráfico, pero también tiene valor geomorfológico. Por su posible utilización se podría también catalogar como exclusivamente científico y didáctico. Por su influencia tan sólo debe considerarse local.

7.3.3. L.I.G. N° 3. El registro morfosedimentario de las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar en Bahía de Las Águilas

Este L.I.G. se centra las principales características del modelado erosivo en escalones, o sucesión de escarpes articulados mediante plataformas de abrasión marina, observables en el paraje de Bahía de las Águilas, y relieves adyacentes, a cotas comprendidas entre el nivel del mar actual y los 200 msnm. Por tanto, no consiste en un punto de interés en sí, sino más bien en un itinerario por toda esta zona donde es posible ver los diferentes rasgos erosivos elaborados por la acción del mar sobre las calizas terciarias de las Unidades Pedernales y La Cueva.

Su acceso es relativamente complicado, ya que hay que acceder a Bahía de las Águilas mediante vehículos con tracción 4x4 y una vez dentro de esta zona existe tramos en muy mal estado. En ocasiones es necesario transitar a pie por senderos muy cerrados por la vegetación.

En toda esta zona son muy claras las formas erosivas costeras que han quedado aisladas y preservadas en el paisaje. El conjunto de estas formas y depósitos que se han descrito en la zona de estudio reflejan las oscilaciones recientes del nivel mar en el SO de la República Dominicana. Estos cortejos morfo-sedimentarios han quedado aislados en el paisaje debido a la tectónica especialmente activa que ha experimentado esta región desde el Plioceno

Estas superficies de erosión marina degradadas constituyen la forma más determinante del relieve y del paisaje en el sector meridional de la Península de Bahoruco, por la presencia de sucesivas plataformas escalonadas hasta el mar. El desarrollo de superficies de abrasión marina y paleoacantilados indican la existencia de procesos erosivos asociados al ascenso y a fases de estabilización del nivel del mar (altas paradas), que fueron acompañadas por el depósito de facies costeras. Los depósitos que cubren esta superficie son calizas arrecifales y bioclásticas, que presentan una suave estratificación inclinada paralela hacia mar y preservan su morfología original en planta, lo que ha permitido interpretarlas como parte de un sistema arrecifal franjeante o adosado a la paleocosta. Las dimensiones de estos arrecifes varían entre centenares de metros y un kilómetro de longitud, y unos 400 metros de anchura. El desarrollo sobre la superficie S_5 de formas eólicas vinculadas a su origen es muy pobre.

Las etapas de descenso del nivel del mar quedaron registradas por la instalación de campos de dunas longitudinales y parabólicas y, sobre todo, por la exposición subaérea y degradación del sustrato calizo, o incluso de los mismos depósitos cuaternarios. Por tanto, pese a su origen las plataformas no pueden considerarse exclusivamente terrazas marinas, si no más bien superficies poligénicas de erosión.

La superficie S_5 , que es la mejor representada en la zona, presenta bastante continuidad, aunque hacia el este, en la costa, llega a quedar cubierta por paleoplayas y otros depósitos litorales, que han sido vinculados a los estadios isotópicos 1, 3 y 5 (Abad *et al.*, 2009) . Sin embargo, hacia el sureste gana altura y da lugar a la plataforma de Cabo Falso, que aparece basculada hacia el noreste. La superficie S_5 queda delimitada hacia el litoral por un paleoacantilado compuesto, de unos 90 m de altura, que está formado a su vez por 3 escarpes de menores dimensiones y trazado bastante rectilíneo.

Su interés principal es geomorfológico, pero también sedimentológico y estratigráfico, ya que en ocasiones es posible observar depósitos que fosilizan estas formas. Por su posible utilización se podría también catalogar como exclusivamente científico y didáctico, Por su influencia debe considerarse de ámbito nacional, dado la espectacularidad de la zona, la relevancia científica de este paisaje y su belleza natural y ecológica.

7.3.4. L.I.G. N° 4. El paleoescarpe marino de Los Quemados de Basilio

El L.I.G. de Los Quemados de Basilio se centra en un único gran escarpe de origen marino que, por sus dimensiones y el relieve aplanado de las zonas colindantes,

constituye un hito en el paisaje de la hoja. Al igual que en el caso anterior, más que tratarse de un punto de observación, es te L.I.G. consiste en un itinerario donde puede analizarse las características y forma de este acantilado marino, que articula dos extensas plataformas de abrasión marina en el sector central de la Hoja de Cabo Rojo, incluyendo los parajes de Sabana Grande, Quemados de Basilio y Sabana de Tiguasén.

El acceso a esta forma es complicado pero posible, siguiendo una serie de sendero algo abruptos y cerrados que nacen en un pequeño camino de tierra de dirección N-S que sale de la carretera nacional y está localizado en el extremo oriental de la hoja, a unos 10 km al NO del pueblo de Manuel Goya. Sin embargo, resulta mucho más aconsejable ir realizando diferentes paradas en esta misma carretera nacional en puntos elevados donde se tenga una buena panorámica de la zona, principalmente cuando se está atravesando la Sabana Grande.

Aunque en la hoja se han identificado hasta cinco superficies principales, son las dos más altas las que aparecen mejor individualizadas (S_1 y S_2), elaboradas sobre las calizas terciarias de la Unidad de Pedernales. Por otro lado, las superficies S_1 y S_2 aparecen muy degradadas por los procesos de karstificación, presentando diferentes formas de lapiaz y numerosas dolinas y cuevas. La superficie S_2 constituye la plataforma de abrasión erosiva que define la llanura superior de Los Quemados de Basilio.

El registro sedimentario cuaternario sobre estas mismas superficies es muy pobre y se limita a la superficie S_2 , cubierta por: i) arenas oolíticas muy cementadas, afectadas por rozillos e intensamente karstificadas, que se interpretan como un antiguo sistema de dunas muy degradado y; ii) formas alargadas que alcanzan varios kilómetros de longitud y de morfología alargada y algo arqueada, de dirección subparalela a los paleoescarpes marinos. Están constituidas por calizas, en ocasiones calcarenitas, con un importante componente bioclástico, en su mayoría corales hermatípicos en posición de vida y moluscos. Se interpretan como bioconstrucciones arrecifales, probablemente de tipo franjeante.

Por debajo de las superficies S_2 , la superficie S_3 tiene una gran extensión y continuidad, pero un desarrollo más complejo, puesto que en el límite septentrional del área se desdobra en dos, y en cuatro. Los depósitos que fosilizan esta superficie S_3 se encuentran mucho mejor registrados que en el caso anterior, aunque están formados por el mismo tipo de facies carbonatadas costeras arrecifales y arenosas de origen eólico.

Se encuentra articulada con la superficies superior S_2 mediante un escarpes muy bien definidos y de gran altura, cuya base experimentan cambio progresivos de su cota topográfica (15-90 m) debido a su basculamiento hacia el NO y SE. Este basculamiento da lugar al desarrollo de antiformal muy sutil, cuyo eje atraviesa el centro de la zona de estudio. Por tanto, la base de este paleocantilados, y de todos los demás, presentan variaciones en su cota sobre el nivel del mar, circunstancia que no debería producirse de no ser por una neotectónica experimentada durante su elaboración y después de la misma. Aún teniendo en cuenta que dicha línea ha podido verse alterada, bien por subsidencia kárstica, bien por acumulación de derrubios, la cartografía de estas formas ha permitido identificar áreas de levantamiento acelerado frente a otras con tendencia al hundimiento, o de ascenso moderado, durante y después de la elaboración de dichas plataformas. Este proceso ha dado lugar al plegamiento de todas las superficies de erosión, especialmente evidente en el caso de las superficies S_1 , y S_2 , plegadas definiendo un sinforme muy suave.

Aunque los depósitos que fosilizan estas superficies de erosión y paleocantilado no han podido ser datados, la asignación de los materiales más recientes de esta zona a los Estadios Isotópicos Marinos 1, 3 y 5 (Pleistoceno superior-Holoceno), nos permiten situarlos inicialmente en el Pleistoceno medio. Al igual que en el caso anterior, las características de los depósitos y su relación con morfologías descritas parecen indicar que las facies carbonatadas, de naturaleza arrecifal, se formaron en fases transgresivas y momentos de altas paradas o de estabilización del nivel del mar, mientras que las arenas eólicas podrían reflejar la instalación de campos de dunas en fases regresivas. No obstante, estas hipótesis deben ser respaldadas por estudios sedimentológicos más detallados y mediante dataciones absolutas de los sistemas arrecifales.

Su interés principal es geomorfológico, pero también sedimentológico y estratigráfico, ya que en muchas ocasiones se observan depósitos que fosilizan estas formas. Por su posible utilización se podría también catalogar como exclusivamente científico y didáctico, Por su influencia debe considerarse de ámbito regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., HERNALZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F., CÁCERES, L. M. (2008). 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..

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).

ACUATER (2000). Mapa Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000. Programa SYSMIN, Proyecto J. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

BERMÚDEZ, P.J. (1949). Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 322 pp.

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

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

BOWIN, C. (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.

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

- 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.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992).** 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., MERCIER DE LEPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). *Marine Geophysics Research* 17, 63-95.
- CALAIS E., PERROT J., MERCIER DE LEPINAY B. (1998).** Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In: *Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone* (Dolan J.F. Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 125-142.
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002).** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 106(6), 1-8.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- CONTRERAS, F., ARDÉVOL, LL., GRANADOS, L., CALVO, J.P., ESCUDER VIRUETE, J., ESCUER, J., FLORIDO, P., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T. Y FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 158 pp.
- DAVIS C., PRATT, L., SLITER, W. (1999).** Factors influencing organic carbon and trace metal accumulation in the Upper Cretaceous La Luna Formation of the western Maracaibo Basin, Venezuela. In: *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System* (Barrera, E., Johnson, C.C., Eds.). Geological Society of America Boulder. Geological Society of America Special Paper 332, 203-231.
- DE LA FUENTE, S. (1976).** Geografía dominicana. Amigo del Hogar. Santo Domingo, 272 pp.
- DE LEÓN, R.O. (1989).** Geología de la Sierra de Bahoruco (República Dominicana). Museo Nacional de Historia Natural. Santo Domingo, 112 p.

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

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

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

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

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., 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.

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

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

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

DONNELLY, T.W., ROGERS, J. (1980). Igneous series in island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide islandarc assemblages. Bull. Volcanol. 43, 347-382.

DONNELLY T.W., MELSON, W., KAY, R., ROGERSA, J.J.W. (1973). Basalts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. initial Rep. Deep. Sea Drilling Project 15, 98-1012.

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. In: 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., MANN, P., LEWIS, J. F. (1994).** Hispaniola. En: Caribbean Geology: An introduction. (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996).** Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24(12), 1143-1146.
- DUNCAN, R.A., HARGRAVES, R.B. (1984).** Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle, reference frame. In: The Caribbean-South American Plate Boundary and regional Tectonics (Bonini, W.E., Hargraves, R.B. Shagan, R., Eds.). Geological Society of America Memoir 162, 81-93.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica de la Sierra de Bahoruco y Península Sur de Barahona. Programa SYSMIN, 193 pp.
- ESCUDER 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.
- ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNÁIZ 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., DIAZ DE NEIRA A., HERNÁIZ 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 gasses of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161-186.
- 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 Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletín Geológico y Minero 118 (2), 221-242.

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

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

ESCUDER VIRUETE, J., 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.

GARCÍA SENZ, J., MONTHEL, J., DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNAIS HUERTA, P.P., CALVO, J.P., ESCUDER VIRUETE, J. (2004). Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana, Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN., Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 135 pp.

GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R., MAURY, R. (1982). Pétrologie géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péri-caraibes. Bulletin de la Société Géologique de France, 24, 535-544

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., 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. In: La Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. Eds.). 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. In: La Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. Eds.). 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.

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

JOYCE, J. (1991). Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 47-76.

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

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.

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

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

KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., FONDEUR, L. (1990). 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.

- 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.
- KLAVER, G.T. (1987).** The Curacao lava formation an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. Tesis Doctoral (inédita). Univ. Amsterdam, 168 pp.
- KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Inédita. Tesis Doctoral. Ruhr-Universität Bochum, Bochum.
- LAPIERRE, H., 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.
- 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., 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.
- 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. (1980).** Résumé of geology in Hispaniola. En *Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 5-31.

- LEWIS, J.F., DRAPER, G. (1990).** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. 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., JIMÉNEZ, J.G. (1991).** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española. Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society America Special Paper 262, 115-142.
- LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991).** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of 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., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995).** Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A-227.
- LEWIS, J.F., HAMES, W.E., DRAPER, G. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. Journal of Geology 107, 505-508.
- LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000).** The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic. The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito 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., 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.

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

MANN P., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991a): Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 325 pp.

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

MANN, P., 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.
- 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.
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J. (1994).** Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics* 13, 725-732.
- NAGLE, F. (1974).** Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society American Bulletin* 85, 1461-1466.
- NAGLE F. (1979).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic (Lidz, B., Nagle, F.). Miami Geological Society, 1-28.
- PALMER, H.C. (1979).** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. In: *Tectonic focal point of the north Caribbean, Hispaniola* (Lidz, B., Nagle, F. Eds.), Miami Geological Society, 29-68.
- PEREZ-VALERA F., ABAD DE LOS SANTOS M. (2010).** Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República

Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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.

REY, O., SIMO, J.A., LORENTE, M.A. (2004). A record of long- and short term environmental and climatic change during OAE3: La Luna Formation, Late

- Cretaceous (Santonian - early Campanian), Venezuela. *Sedimentary Geology* 170,85-105.
- 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., ARDEVOL, 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). Dirección General de Minería, 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.