



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**BANI  
(6170-IV)**

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

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

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

#### CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

#### COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

#### SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

#### MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

#### PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

#### PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

#### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

#### GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Fernando Moreno (INYPSA)

## MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

## TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

## INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luís García Lobón (IGME)

## DATAACIONES ABSOLUTAS

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

## DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del proyecto SYSMIN

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

- Dr. Andrés Pérez-Estaún (Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

En el Proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de 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 Baní se encuentra situada en el extremo suroriental de la Cordillera Central, y en ella están representadas principalmente las unidades que componen el Grupo Río Ocoa, dentro del Cinturón de Peralta, y algunas unidades propias de la Cordillera Central (Grupo Tireo).

El Grupo Tireo está formado por rocas sedimentarias carbonáticas y grauváquicas, de edad Cretácico Superior, muy deformadas, con presencia de rocas volcánicas en menor grado. Muestran una importante deformación y afloran en relación con la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR). Sobre ellas se encuentra una discordancia angular y erosiva sobre la cual se depositan brechas y areniscas turbidíticas del Cretácico Superior, agrupadas en la Fm. Las Palmas.

El Grupo Río Ocoa (Eoceno sup.-Mioceno inf.) está constituido por la Fm Ocoa, Fm El Limonal y la Fm Majagua, y muestra una litoestratigrafía diferente en ambos bloques de la ZFSJR. En el bloque oeste, que representa los dos tercios de la Hoja, se encuentra la Fm Ocoa sobre el Grupo Peralta, mediante una discordancia regional, y tiene una potencia de 3 o 4 km. En el bloque este, por el contrario, se reconocen la Fm Limonal y la Fm Majagua, ambas con potencias inferiores a los 1500 m., situadas sobre el Grupo Tireo o la Fm Las Palmas. La Fm Ocoa muestra características de cuenca, con desarrollo de importantes sistemas turbidíticos, conglomeráticos y olistostrómicos, también observadas en la Fm Limonal y Majagua, aunque con la presencia también de facies más someras (deltaicas y de plataforma).

La ZFSJR constituye, por tanto, un límite tectonoestratigráfico que ha podido condicionar la sedimentación desde el Cretácico Superior. Su funcionamiento más reciente es de falla inversa con componente izquierdo y vergencia hacia el suroeste, aunque la transpresión ha originado una estructura en flor positiva. Al suroeste de la ZFSJR, la estructura del Grupo Río Ocoa consiste en una serie de pliegues, algunos de radio amplio y cabalgamientos, vergentes al suroeste, también con una importante componente de salto en dirección sinistrorso.

El Neógeno está prácticamente ausente en la Hoja, pero aparece bien representado por el Grupo Ingenio Caei muy cerca del límite oriental de la Hoja, mientras que el Cuaternario tiene un importante registro, sobre todo continental, donde se han reconocido tres generaciones de abanicos aluviales superpuestos.

## ABSTRACT

The Bani Sheet is located in the southeastern end of the Cordillera Central in the Cinturón de Peralta geological domain. The most representative materials correspond to the Río Ocoa Group units belonging to the Peralta Belt, as well as some units of the Cordillera Central (Tireo Group and Las Palmas Fm).

The Tireo Group consists of Upper Cretaceous, highly deformed sedimentary immature sandstones and carbonates, with minor presence of volcanic rocks. These rocks show strong deformation that is related to the San Jose-Restauración Fault Zone (ZFSJR). The Las Palmas Fm, representing a turbiditic breccia and sandstone system generated in a back-arc basin setting, overlies the Tireo Group by means of an erosional and angular unconformity.

The Río Ocoa Group (upper Eocene-lower Miocene) comprises the Ocoa, Limonar and Majagua Fms. The Río Ocoa Group shows lithostratigraphic differences in both blocks of the ZFSJR. In the western block, which represents 2/3 of the Bani sheet, the 3 to 4 km-thick Ocoa Fm rests unconformably over Peralta Group materials. In the eastern block on the other hand, the Río Ocoa Group is represented by the Limonar and Majagua Formations with thicknesses under 1,500 that overlie the Tireo Group or Las Palmas Fm. Conglomerates and olistoliths, together with turbiditic sandstones of the Ocoa Fm display depositional characteristics of a turbiditic basin setting involving talus infilled by olistoliths deriving from the active boundary of the basin (San José-Restauración Fault). Similarly, the Limonar and Majagua Fms record similar depositional settings, including shallower facies associated with nearby deltaic systems.

The ZFSJR therefore constitutes a tectonostratigraphic boundary that may have conditioned sedimentation from the Upper Cretaceous until at least upper Miocene times. The last phase of activity of this fault records reverse sinistral, southwest-verging movements, although transpression has generated a positive flower structure. Southwest of the ZFSJR, the Río Ocoa Group structure consists of large folds and southwest-verging thrusts, also with an important sinistral movement component.

The Neogene is practically absent from the sheet, but it is well represented by the Ingenio Caei Group near the eastern boundary of the sheet. Quaternary deposits on the other hand are widely represented by alluvial-fluvial deposits, where three generations of alluvial fans have been recognized.

## INDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Metodología</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2. Situación geográfica</b> .....	<b>4</b>
<b>1.3. Marco Geológico</b> .....	<b>6</b>
<u>1.3.1 Geología de La Española</u> .....	<u>6</u>
<u>1.3.2 Macrounidades geológicas</u> .....	<u>8</u>
<u>1.3.3 Macroestructura de La Española</u> .....	<u>13</u>
<u>1.3.1 Historia Geológica de La Española</u> .....	<u>13</u>
<b>1.4. Antecedentes</b> .....	<b>17</b>
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>19</b>
<b>2.1. Cretácico Superior</b> .....	<b>20</b>
<u>2.1.1. El Grupo Tireo</u> .....	<u>20</u>
2.1.1.1 Calizas blancas, grauvacas y rocas volcánicas (1). Cretácico superior. K <sub>2</sub> <sup>3-4</sup> .....	21
<u>2.1.2. La Formación Las Palmas</u> .....	<u>22</u>
2.1.2.1 Formación Las Palmas (2). Brechas polimícticas. Campaniense. K <sub>2</sub> <sup>5</sup> .....	23
2.1.2.2 Formación Las Palmas (3). Margas y areniscas marrones. Campaniense-Maastrichtiense. K <sub>2</sub> <sup>5-6</sup> .....	24
<b>2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior</b> .....	<b>25</b>
<u>2.2.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Río Ocoa</u> .....	<u>25</u>
2.2.1.1 Formación Ocoa (4). Conglomerados con bloques y olistolitos. Olistolitos de calizas blancas (5). Olistolitos de calizas margosas rosadas (6). Olistolitos de calizas bioclásticas, con rodolitos y corales (7). Olistolitos indiferenciados (8). Eoceno superior. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> .....	30

2.2.1.2 Formación Ocoa (9). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas. Eoceno superior. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> .....	32
2.2.1.3 Formación Ocoa (10). Calcarenitas laminadas turbidíticas. Eoceno superior. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> .....	34
2.2.1.4 Formación Ocoa (11). Areniscas conglomeráticas con olistolitos. Eoceno Superior. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> .....	35
2.2.1.5 Formación El Limonal (12). Conglomerados y areniscas. Eoceno superior. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> .....	36
2.2.1.6 Formación El Limonal (13). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. Oligoceno. P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -P <sub>3</sub> .....	37
2.2.1.7 Formación El Limonal (14). Calcirruditas y calcarenitas (megacapas). Oligoceno .....	38
2.2.1.8 Formación El Limonal (15). Conglomerados con olistolitos y calcarenitas. Oligoceno. P <sub>3</sub> .....	39
2.2.1.9 Formación Majagua (16). Margas masivas y areniscas. Mioceno inferior. N <sub>1</sub> <sup>1</sup> .....	40
2.2.1.10 Formación Majagua (17). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. Mioceno inferior. N <sub>1</sub> <sup>1</sup> .....	41
<b>2.3. Cuaternario</b> .....	<b>43</b>
<u>2.3.1. Depósitos ligados a la dinámica gravitacional</u> .....	<u>43</u>
2.3.1.1 Coluviones. Limos y arcillas con cantos (27). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	43
<u>2.3.2. Depósitos debidos a la dinámica fluvial de escorrentía superficial</u> .....	<u>44</u>
2.3.2.1 Abanicos aluviales antiguos (18 y 19). Gravas, arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q <sub>1-2</sub> , Q <sub>2-3</sub> .....	44
2.3.2.2 Abanicos aluviales activos. Gravas, arenas y limos (21). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	45
2.3.2.3 Terrazas bajas. Conglomerados y gravas (25). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	45

---

2.3.2.4 Llanura de inundación. Arcillas y arenas con cantos. (23). Holoceno. Q <sub>4</sub> ..	45
2.3.2.5 Zona con derrames y avulsión de canal. Conglomerados y arenas. (24). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	45
2.3.2.6 Fondos de valle y lecho menor en ríos principales. Conglomerados, gravas y arenas (26). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	46
<u>2.3.3. Depósitos de origen eólico</u> .....	46
2.3.3.1 Manto eólico y dunas parabólicas. Arenas bioclásticas (29). Holoceno. Q <sub>4</sub> .	46
<u>2.3.4. Depósitos de origen lacustre y endorreico</u> .....	46
2.3.4.1 Área pantanosas y zonas endorreicas. Arcillas negras (30). Holoceno. Q <sub>4</sub> .	46
<u>2.3.5. Depósitos debidos a la acción marino-litoral</u> .....	47
2.3.5.1 Cordón litoral y playa. Arenas y gravas bioclásticas (28). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	47
2.3.5.2 Cordón litoral y playa. Arenas y gravas bioclásticas con bloques de corales (23). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	47
<u>2.3.6. Materiales de origen poligénico</u> .....	47
2.3.6.1 Glacis de cobertera. Gravas y limos (20). Pleistoceno-Holoceno. Q <sub>2-3</sub> .....	47
<u>2.3.7. Glacis de vertiente.</u> Arcillas, limos y arenas con cantos (22). Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	47
<b>3. TECTÓNICA</b> .....	<b>49</b>
<b>3.1. Contexto geodinámico de La Española</b> .....	<b>49</b>
<b>3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.</b> .....	<b>50</b>
<u>3.2.1. Estructura del basamento</u> .....	<b>51</b>
<u>3.2.2. Estructura del Cinturón de Peralta</u> .....	<b>51</b>
<u>3.2.3. Zona de Falla de San José-Restauración</u> .....	<b>53</b>
<u>3.2.4. Estructura del borde suroriental de la Cordillera Central</u> .....	<b>53</b>
<u>3.2.5. Estructura del Grupo Río Ocoa</u> .....	<b>54</b>
3.2.5.1. Deformación sinsedimentaria del Grupo Río Ocoa .....	<b>57</b>

---

<b>3.3. Evolución tectónica y edad de la deformación</b> .....	<b>58</b>
<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>60</b>
<b>4.1. Análisis geomorfológico</b> .....	<b>60</b>
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural</u> .....	60
4.1.1.1. Formas estructurales.....	61
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u> .....	61
4.1.2.1. Formas gravitacionales .....	61
4.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial .....	62
4.1.2.3. Formas eólicas .....	63
4.1.2.4. Formas lacustres y endorreicas.....	63
4.1.2.5. Formas marinas litorales .....	64
4.1.2.6. Formas poligénicas.....	64
<b>4.2. Evolución e historia geomorfológica</b> .....	<b>65</b>
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	<b>68</b>
<b>5.1. El arco insular del Cretácico superior</b> .....	<b>68</b>
<b>5.2. La cuenca terciaria</b> .....	<b>70</b>
<b>5.3. Cuaternario</b> .....	<b>72</b>
<b>6. GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	<b>73</b>
<b>6.1. Hidrogeología</b> .....	<b>73</b>
<u>6.1.1. Hidrología y climatología</u> .....	73
<u>6.1.2. Hidrogeología</u> .....	73

---

<b>6.2. Recursos minerales</b> .....	<b>74</b>
<u>6.2.1. Rocas industriales y ornamentales</u> .....	<u>75</u>
6.2.1.1. Descripción de las sustancias.....	75
<u>6.2.2. Potencial minero</u> .....	<u>75</u>
<u>6.2.2. Listado de indicios</u> .....	<u>76</u>
<b>7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO</b> .....	<b>77</b>
<b>7.1. Introducción.</b> .....	<b>77</b>
<b>7.2. Relación de los Lugares</b> .....	<b>77</b>
<b>7.3. Descripción de los Lugares</b> .....	<b>78</b>
<u>7.3.1. L.I.G. N°1. Arroyo Paya</u> .....	<u>78</u>
<u>7.3.2. L.I.G. N°2. Abanicos aluviales en Matanzas</u> .....	<u>79</u>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>80</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Metodología

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

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

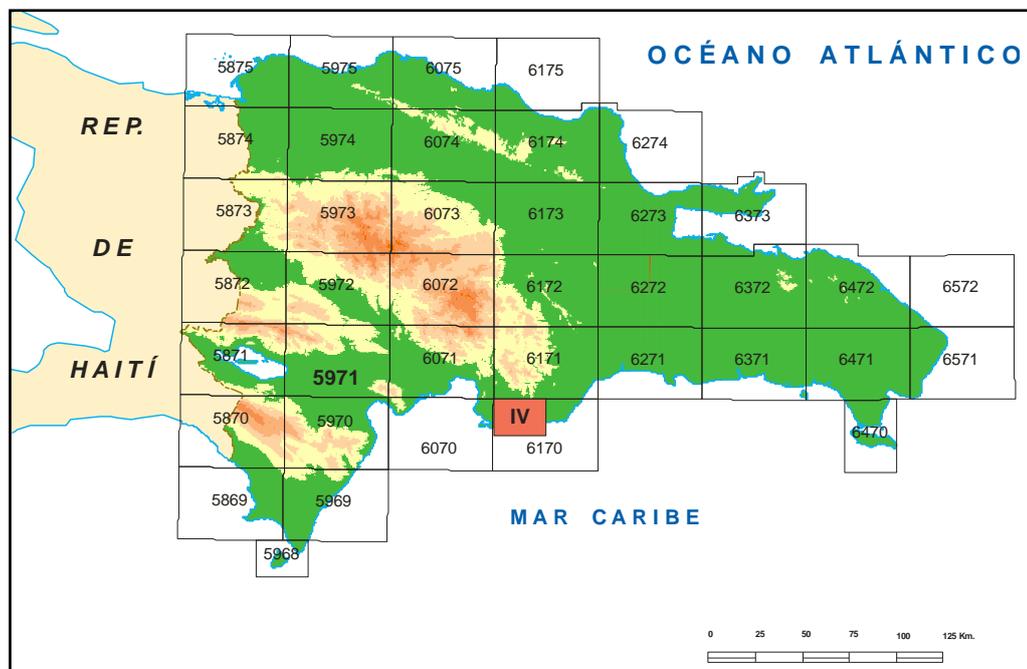
#### Zona Norte:

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

- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)
- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

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



**Figura 1.1.** Distribución de Hojas a escala 1:100.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Baní (6170-IV)

---

Zona Sur:

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

Zona Suroeste:

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

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

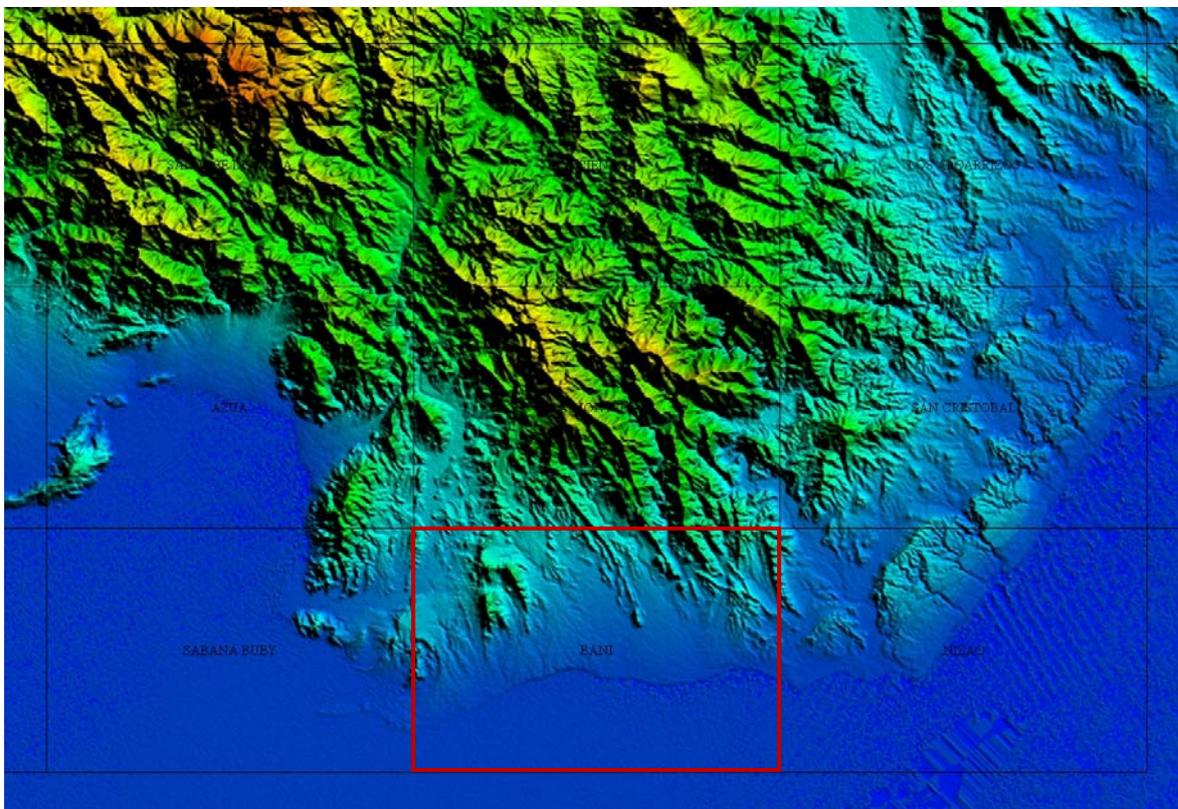
Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Barrancón se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento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

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

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

## 1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Baní (6170-IV) se encuentra situada en el sector meridional de la República Dominicana (Fig.1.1), concretamente al este de la bahía de Ocoa, entre los Ríos Ocoa y el Río Nizao. Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de Peravia, a excepción de la parte más occidental, que pertenece a la de Azua, separadas por el Río Ocoa. Desde un punto de vista fisiográfico, se observan dos dominios claramente diferenciados: por un lado, las estribaciones montañosas de la Cordillera Septentrional, y por otro los materiales aluviales junto con algunas sierras que los circundan.



**Figura 1.2.** Modelo Digital del Terreno de la terminación meridional de la Cordillera Central y situación de la Hoja de Baní (6170-IV)

La zona montañosa corresponde a la terminación meridional de la Cordillera Central y ocupa el sector septentrional de la Hoja y una parte importante de la mitad occidental. Se caracteriza por un relieve, relativamente abrupto, pese a estar muy cerca de la costa, con elevaciones que superan los 500 m a poco más de siete kilómetros de la costa, destacando la Loma de Arroyo Mingo (459 m) y la Loma de las Tablas (522 m), ambas con una alineación NO-SE, controlada por la estructura de la región. Las estribaciones

montañosas de la Cordillera Central también tienen una orientación NO-SE de la Cordillera, aunque en la Hoja apenas si superan los 400 metros de altura (Loma Peravia). Un elemento singular es la presencia de pequeños cerros que constituyen elevaciones alargadas en el sentido de la estructura (NO-SE), que corresponden a relieves condicionados litológicamente por la presencia de olistolitos de la Fm. Ocoa. De entre ellos destacan los Cerros de Baní, Cerro de Peravia, Loma de Güera o el Cerro de Los Ramones.

El resto de la Hoja, fundamentalmente la parte meridional, está dominada por pequeños relieves condicionados por la geomorfología de los depósitos aluviales cuaternarios, que cuentan con una magnífica preservación morfoestructural. De esta forma, se encuentran varias superficies inclinadas que parten de los sistemas montañosos hacia las zonas más bajas, hacia la línea de costa. Un tercer elemento fisiográfico lo constituye un sistema de flecha litoral que prograda hacia el oeste alimentado por cordones arenosos que forman un gran campo dunar, mucho más desarrollado hacia el este en la Hoja de Sabana Buey (Bahía de las Calderas). Desde el punto de vista del litoral, destacan las playas conglomeráticas, los acantilados de Matanzas, con magníficas exposiciones de los sedimentos aluviales, y el delta del Río Baní.

Desde el punto de vista de la vegetación, la región se caracteriza por una gran monotonía vegetal, dominada por un bosque arbustivo espinoso, con predominio de guazábaras, acacias y cayucos, incluso en las zonas montañosas, que hacen difícil caminar fuera de los caminos o cañadas.

La red fluvial está integrada por arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente, procedentes de la zona montañosa que desembocan en el Mar Caribe. El río más importante de la Hoja es el Río Ocoa, proveniente de la Cordillera Central, aunque solamente atraviesa la Hoja en su parte más occidental. Generalmente siempre tiene algo de caudal, aunque es verdaderamente importante cuando se registran episodios de lluvias fuertes en la Cordillera Central, siendo uno de sus principales cauces que drenan hacia el sur esta cadena. En momentos de crecida la anchura de su cauce supera el kilómetro y es un área potencialmente inundable, sobre todo hacia el delta. No en vano, periódicamente y en períodos de tormentas esporádicas, puede inundar terrenos que se usan principalmente para plantación. Otro río importante es el Río Baní, que atraviesa la Hoja de norte a sur, formando un delta bien desarrollado y que esporádicamente provoca inundaciones en tormentas fuertes y ciclones. Otros cauces importantes son el Arroyo

Bahí, Arroyo Güera y Arroyo Paya, de oeste a este, que pueden tener también una importancia eventual.

Sus habitantes se encuentran distribuidos prácticamente por toda la Hoja, siendo una zona relativamente poblada, cuyos núcleos de población más destacados son, además de Baní, Las Calderas, Maranzas, Villa Sombrero, El Limonal, Paya y El Carretón. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, pero siempre en pequeñas fincas localizadas en el ámbito de influencia de las poblaciones citadas. El turismo, por el contrario, está muy pobremente desarrollado, y solamente se presenta de forma incipiente en relación con la posición de paso hacia Las Salinas o Palmar de Ocoa.

Las principales dos vías de comunicación de la Hoja son, para la parte central, la carretera que va desde Santo Domingo a Azua, que atraviesa Baní y es el eje principal de la Hoja, y para la parte meridional, la carretera que va desde Baní a Palmar de Ocoa o Las Salinas. Sin embargo, existen muchas pistas importantes que comunican prácticamente la totalidad de la Hoja y por las que se accede de manera relativamente cómoda. A algunos sectores de la zona montañosa se accede a pié, siguiendo alguno de los barrancos.

Se trata de una región sometida a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas en los ríos Ocoa y Baní, como respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla. Aunque menos frecuentes, no por ello deben olvidarse como factor destructivo los terremotos, que en época histórica han dejado su huella, destacando los acontecidos en 1684, 1691, 1751 y 1761.

### **1.3 Marco geológico**

#### **1.3.1. Geología de La Española**

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km<sup>2</sup>, lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el

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

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción embrionaria (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas se ha movido relativamente hacia el oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Ma y que los efectos colisiones se han intensificado en la Española en los últimos 5 Ma (Mann *et al.*, 2002; Pindell y Kennan, 2006; Pindell y Kennan., 2009).

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS (Fig. 1.4) y número de terrazas marinas emergidas, la isla de La Española constituye una zona de tectónica activa, importantes terremotos históricos y levantamiento tectónico, debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometida a un régimen de convergencia oblicua (Calais *et al.*, 1992, 1998, 2002; Mann *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; y Prentice *et al.*, 2002).

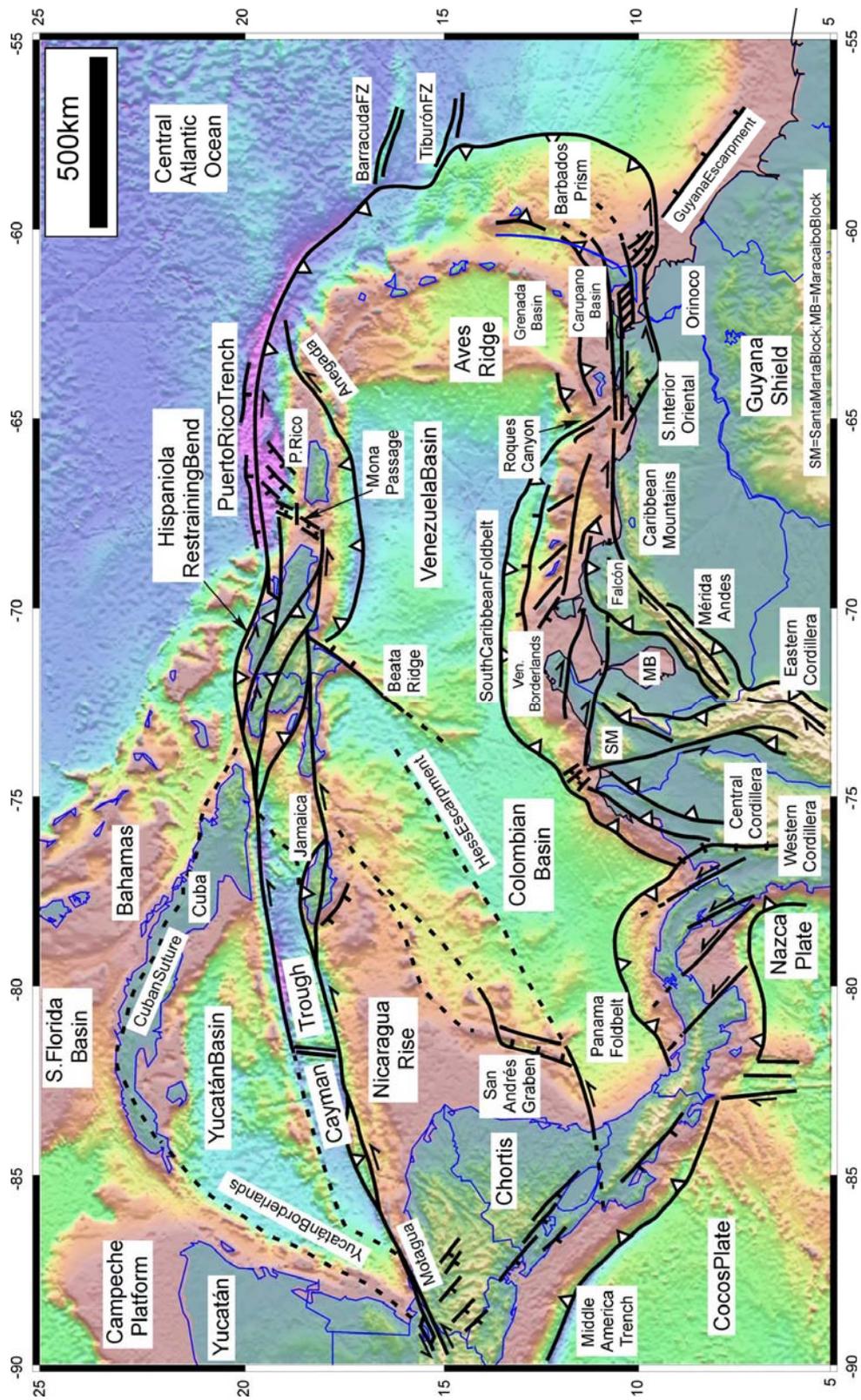
### 1.3.2. Macro unidades geológicas

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.5). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están establecidos por alineaciones morfoestructurales bien definidas y presentan características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas.

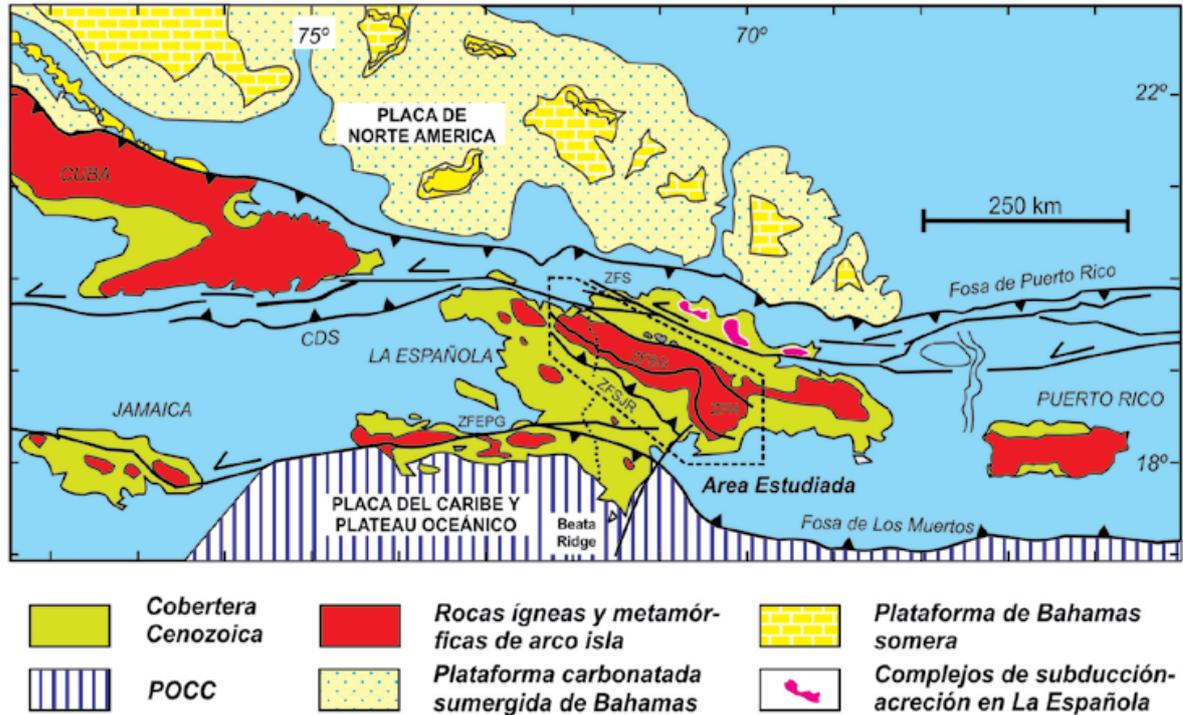
Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.6). Las rocas de estos terrenos están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais y Mercier de Lépinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2000).

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

(1) Un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, con mëlanges tectónicas de matriz serpentinitica y sedimentaria; y la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno y carbonatadas del Mioceno Superior-Cuaternario (Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper y Gutierrez-Alonso, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Virquete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez-Valera y Abad, 2010).



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



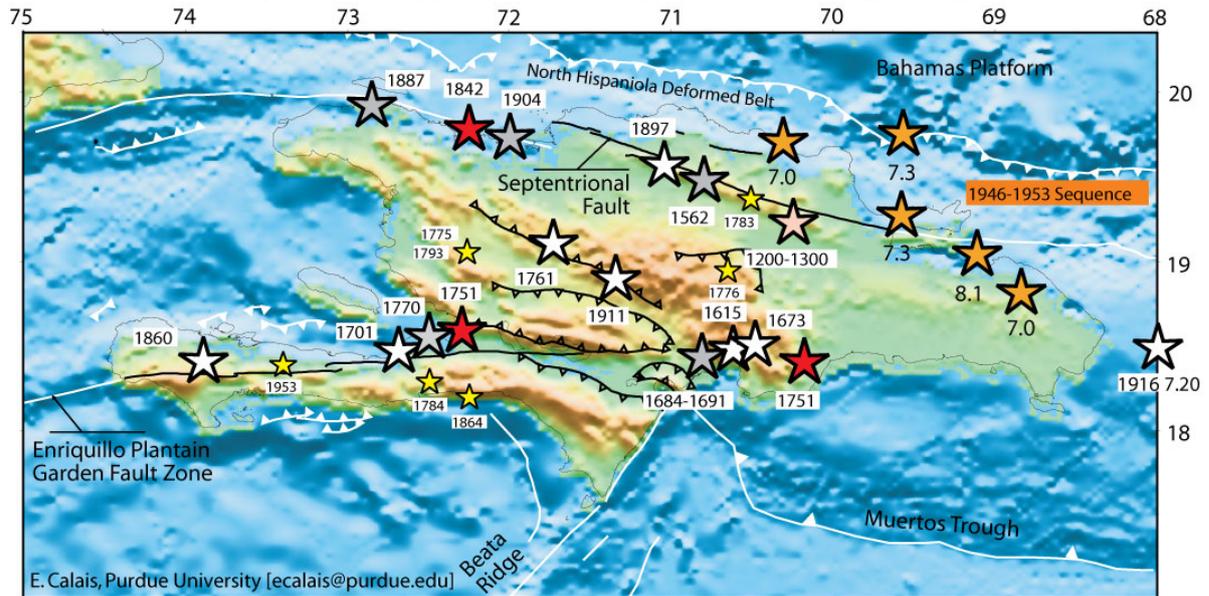
**Figura 1.3 (cont).** Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Virueete *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-Virueete *et al.*, 2009). La Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2007).

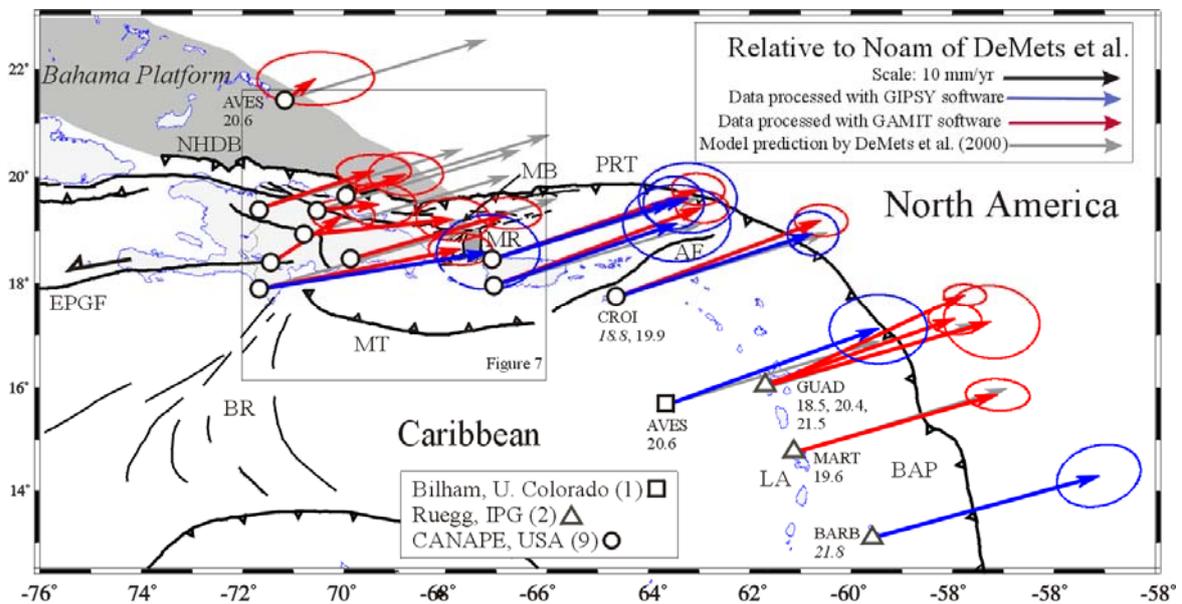
(3) Un cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Virueete *et al.*, 2006, 2008).

## Historical seismicity in Hispaniola (before 1960)

(locations approximate except 1946-1953 sequence)



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



**Figura 1.4.** (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas GPS y modelos dinámicos globales (de Mets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). La situación de La Española en un relieve contractivo senestro origina la actividad neotectónica y creación de relieve.

(4) 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.*, 2007).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representado principalmente por la Fm Tireo, y que está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis *et al.*, 1991, 2002; Contreras *et al.*, 2004; Escuder-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 registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense.

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

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

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

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

### 1.3.3. Macroestructura de La Española

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

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecionaron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.7). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno-Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norteamérica y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991, 2002; Calais y Mercier de Lépinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998).

### 1.3.4. Historia Geológica de La Española

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

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

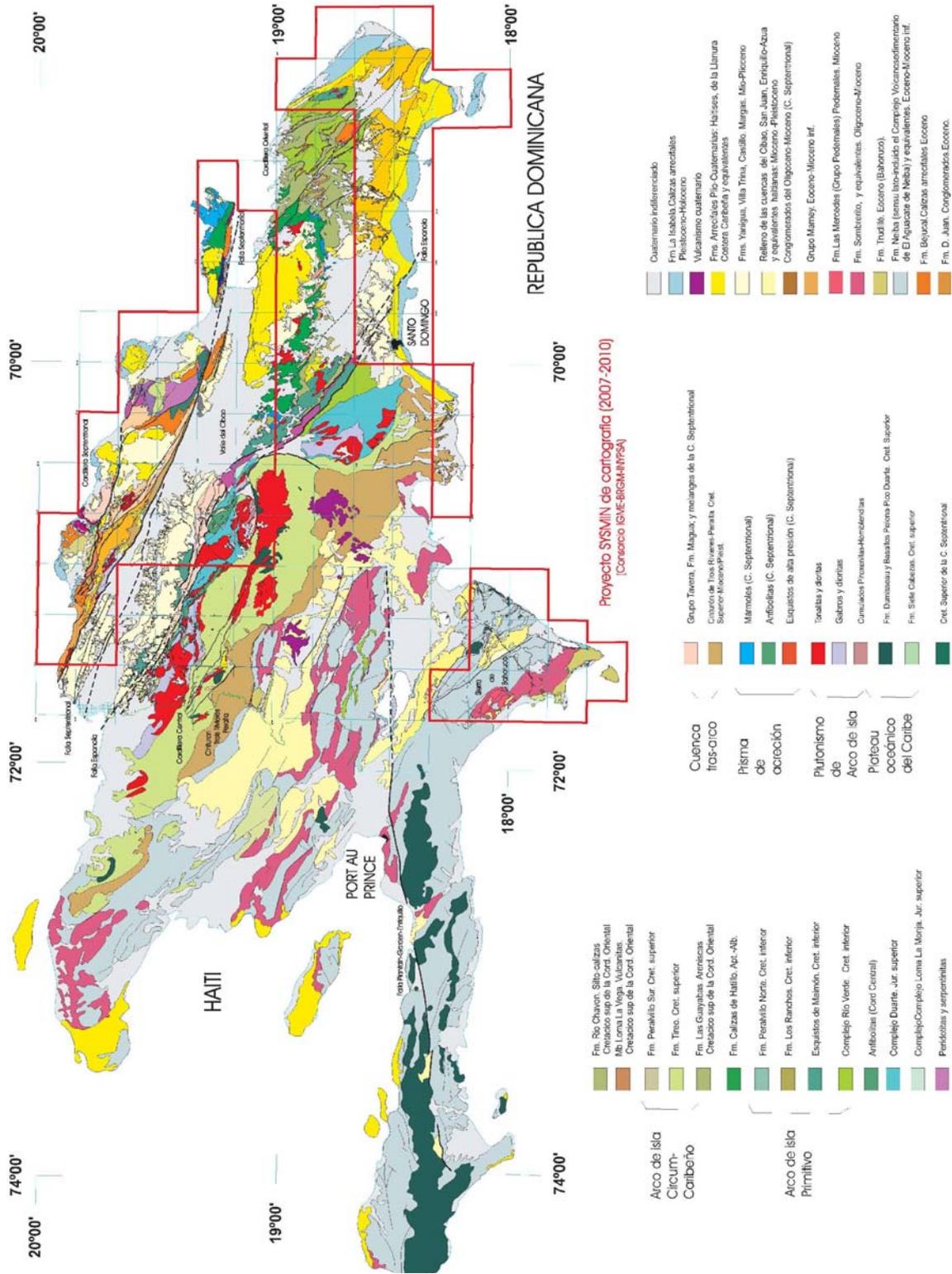
América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008).



Figura 1.5. Principales unidades morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1990).



Figura 1.6. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann *et al.* (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) 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.



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

- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 1977, 2003, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs *et al.*, 2007; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2005, 2007).
- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Iniciación de la colisión arco-continente, formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Continúa la colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves *et al.*, 2000) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.
- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann *et al.*, 2002; Hernáiz Huerta *et al.*, 2007).
- Mioceno Superior-Actualidad. En continuidad con la etapa anterior. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

#### 1.4 Antecedentes

Tanto la Cordillera Central como la Cuenca de Azua, zonas próximas a la zona de estudio, han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquéllos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras por toda La Española, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al. (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos, y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Entre las décadas de los años sesenta y ochenta tuvo lugar un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica (Dolan , 1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; Vespucci (1986), relativa al volcanismo cenozoico de la región; y Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, la Dirección General de Minería realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991a) para la Sociedad Geológica de

---

América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja de Baní; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan et al. (1991), con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y Mann (1991), que determinan la estructura y evolución tectónica de la terminación sudoriental de la Cordillera Central; McLaughlin et al. (1991), quienes abordan la descripción bioestratigráfica y paleogeográfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann et al. (1991c), que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas. Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia en la Hoja, las tesis doctorales de Cooper (1983), de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos y Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas, así como el trabajo de Dolan (1988), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena.

---

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Baní se encuentra situada en la terminación suroriental de la Cordillera Central, y afloran básicamente rocas pertenecientes al Grupo Tireo y al Cinturón de Trois Rivières-Peralta.

El Grupo Tireo es una de las unidades cartográficas más ampliamente representadas en la Cordillera Central, aunque en la Hoja de Baní se encuentran pocos afloramientos y con condiciones de afloramiento generalmente malas. Se encuentran distribuidas principalmente a favor de la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR) y por acción de la Falla de Loma Desecho. Se compone de rocas carbonatadas, grauváquicas y volcánicas pertenecientes al Grupo Tireo, de edad Cretácico Superior, que aparecen bastante deformadas.

Por encima del Grupo Tireo se encuentran rocas que pertenecen al Cinturón de Trois Rivières-Peralta (Woodring *et al.*, 1924) que afloran en la región noreste de la hoja. En este sector, representado por una formación inferior de brechas, areniscas y margas que Heubeck (1988) denominó Fm. Las Palmas. En este sector, la Formación Las Palmas está formada por brechas, margas y areniscas turbidíticas de edad Campaniense-Maastrichtiense, que se encuentran discordantes sobre el Grupo Tireo. Su extensión en la Hoja de Baní es limitada y normalmente aflora en relación con el Grupo Tireo.

El tercer conjunto estratigráfico presente en la Hoja de Baní está constituido por el Grupo Río Ocoa, integrado por la Fm. Ocoa, Fm Limonal y Fm Majagua. La Fm Ocoa aflora en los dos tercios occidentales de la Hoja, al oeste de la Zona de Falla de San José-Restauración, mientras que la Fm Limonal se sitúa discordante sobre la Fm. Las Palmas, al este de la ZFSJR y en parte es equivalente lateral de la Fm Ocoa. Por su parte, la Fm Majagua se encuentra concordante encima de la Fm Limonal, y solo aflora en el bloque oriental de la ZFSJR. El Grupo Río Ocoa, de forma general, está formado por sucesiones de unidades turbidíticas, con conglomerados y olistolitos intercalados en series margosas, siendo las unidades del bloque oriental de la ZFSJR menos potentes y de características más someras. Por último, destacar la importancia de los depósitos aluviales generados por abanicos procedentes de la Cordillera Central, que cubren la mayor parte de la hoja.

## 2.1. Cretácico Superior

Dentro del Cretácico Superior presente en la Hoja de Baní, se encuentran los materiales pertenecientes al Grupo Tireo y a la Fm. Las Palmas.

### 2.1.1 Grupo Tireo

El Grupo Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el sector central de La Española. Ocupa la mayor parte de las Hojas desarrolladas sobre la Cordillera Central (p. ej. Jicomé, Lamedero, Restauración, Constanza y Gajo del Monte), y parcialmente aparece en las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, Diferencia, Arroyo Limón, Bonaó, Arroyo Caña y Padre Las Casas. Más cerca de la zona de estudio está representada en las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz.

El nombre del grupo se corresponde el de un pueblo y un río, próximos a Constanza. Las primeras referencias que aluden al Grupo Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jimenez & Lewis (1987), Amarante y Garcia (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995), Joubert *et al.*, (1998), Escuder-Virueete *et al.* (2004, 2007a (Lithos) y b (bol.geol.) y las hojas geológicas desarrolladas en el Proyecto SYSMIN (2004).

Pese a ciertas controversias acerca de la estratigrafía y subdivisiones cartográficas utilizadas previamente, actualmente se tiene un conocimiento preciso y bastante concreto sobre las rocas que constituyen el Grupo Tireo, sobre todo merced a los trabajos realizados en el marco de los Proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática a escala 1:50.000 desarrollados en las hojas que contienen rocas de este grupo. Algunos de los datos han sido publicados constituyendo artículos de referencia para este Grupo (Escuder-Virueete *et al.*, 2007a y b).

Desde el punto de vista litológico está constituido por una secuencia con potencias superiores a los 3 kms de rocas volcánicas, subvolcánicas y vocano-sedimentarias, con intercalaciones de rocas sedimentarias, existiendo además con frecuencia rocas plutónicas e hipoabisales, todas ellas desarrolladas en un contexto de arco isla (Escuder-Virueete *et al.*, 2007b). Está dividido en dos formaciones, que de muro a techo son, la Fm Constanza y la Fm Restauración, que a su vez están compuestas por varios miembros. Existe una gran variedad de rocas con variaciones en sus características texturales, composicionales y geoquímicas a lo largo del Grupo Tireo,

lo cual lo hace un grupo extremadamente complejo en el detalle. En cuanto a su edad, ha sido bien datado tanto por dataciones radiométricas como por fósiles encontrados en las intercalaciones sedimentarias, dando una edad desde Albiense a Campaniense (Bowin, 1975; Lewis et al., 1991a y b; Montgomery y Pessagno, 1999; Gómez Sainz, 2000; Urien et al., 2004; Contreras et al., 2004; Stein et al., 2004; Escuder-Virueete et al., 2007a).

El Grupo Tireo se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud y 12 a 45 km de anchura, que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el norte de Haití (series del *Terrier Rouge* y series de la Mina). El límite sur es la Falla de San José-Restauración, y por el norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española (Fig. 1.6).

En la Hoja de Baní, debido a la escasez y a la mala calidad de los afloramientos del Grupo Tireo, no se han podido realizar observaciones de interés que complementen los datos anteriormente expuestos en proyectos anteriores realizados en las Hojas vecinas. Sin embargo, las características litoestratigráficas de algunas unidades encontradas permiten su asignación a la Formación Tireo, en este caso indiferenciada, por correlación con diferentes unidades que afloran en las Hojas de San José de Ocoa y Arroyo Caña.

#### 2.1.1.1 Calizas blancas, grauvacas y rocas volcánicas (1). Cretácico superior. $K_2^{3-4}$

Dentro de esta unidad se agrupan un conjunto de afloramientos que muestran una cierta heterogeneidad de rocas, pero que debido a su intensa deformación, no han podido diferenciarse cartográficamente. Por sus características litológicas y posición estratigráfica, se han asignado a la Formación Tireo.

Existen dos áreas en la Hoja de Baní donde aflora esta unidad, ambas ligadas a zonas de falla. La mayor extensión de afloramiento se produce en el bloque oriental de la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR), justo en la traza de la zona de falla, que ha favorecido la exhumación de las rocas más antiguas de la región, de manera que se encuentra un gran afloramiento de forma lenticular en la zona de Cerro Prieto, al noroeste de Peravia. El otro lugar donde se encuentra esta unidad es en la zona de falla de Loma Desecho, donde se localiza también un afloramiento de forma alargada, paralelo a la dirección de la falla, aunque tiene una extensión menor que el primero de ellos.

Esta unidad presenta un alto grado de deformación, por lo que existen diversos conjuntos litológicos suficientemente diferentes pero que no se pueden diferenciar a la escala de la cartografía. De esta forma, se ha preferido agrupar todos estos conjuntos en una sola unidad. La litología mayoritaria está formada por una serie de calizas tableadas, de tonos blancos o claros, que se organizan en tramos que no superan los 50 metros de potencia, debido a que todos sus contactos son de naturaleza mecánica. Además, la deformación genera un clivaje espaciado característico, que al intersectar con la estratificación produce un aspecto brechoide típico de esta litología. Esta litología se puede observar bastante bien en la carretera de Peravia a El Limonal.

Otros conjuntos litológicos están compuestos por grauvacas grises y niveles más finos, de probable origen epiclástico. Estas litologías afloran en Cerro Prieto y también en la carretera de El Limonal a Buena Vista, aunque de manera parcial y muy tectonizadas debido a la Falla de Loma Desecho.

Desde el punto de vista petrográfico, se han intentado buscar fósiles en las calizas, aunque en la mayoría de los casos, la roca aparece muy dolomitizada, con destrucción total de la textura deposicional, con fisuras posteriores a la dolomitización rellenas de calcita y con óxidos de hierro y pseudomorfos de pirita. Por su parte, las grauvacas pertenecen a la tipología de grauvacas líticas con fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, y con abundante matriz. El cemento sintaxial es de carbonato. También presenta abundantes minerales opacos.

La edad de esta unidad se atribuye al Cretácico Superior en función de la correlación regional con materiales similares mejor desarrollados al norte y noroeste y bien datados, y también por la posición estratigráfica por debajo de la Fm Las Palmas, de edad Campaniense-Maastrichtiense.

### 2.1.2. La Formación Las Palmas

Esta unidad fue definida por Domínguez? (1987), en la localidad de Las Palmas (Hoja de La Montería), para denotar una serie de materiales de afinidad turbidítica cuya edad estaba comprendida entre el Campaniense y el Maastrichtiense. Posteriormente, Heubeck (1988) y Heubeck y Mann (1991) la incorporan en la estratigrafía de la terminación sureste de la Cordillera Central, como parte del bloque noreste de la Zona de Falla de San José Restauración y por tanto, formando parte de la Cordillera Central. Lateralmente se correlaciona con las unidades del Cretácico Superior que forman el cinturón de Trois Rivières, en la parte más central y occidental de la

Cordillera Central, aunque la nomenclatura y el significado de estas cuencas todavía está por definir.

En la Hoja de Baní se ha reconocido claramente esta formación, que aparece desarrollada en dos miembros: un miembro basal formado por brechas angulosas, heterométricas y un nivel superior formado por margas con intercalaciones de areniscas turbidíticas.

#### 2.1.2.1 Formación Las Palmas (2). Brechas polimícticas. Campaniense. K<sub>2</sub><sup>5</sup>

Esta unidad corresponde a la parte basal de la Fm. Las Palmas y está compuesta por una serie de brechas polimícticas, heterométricas, con clastos angulosos de materiales volcánicos, vulcanoclásticos, plutónicos y sedimentarios, fundamentalmente de tipo grauváquico, con esporádicos clastos carbonatados. Los clastos carbonatados se han muestreado para intentar ver aspectos de la procedencia de la brecha, y aunque se presentan generalmente con una fuerte recristalización, se han encontrado corales y algas incrustantes, generados en medios relativamente someros, por lo que entre los componentes de la brecha se pueden encontrar todo tipo de elementos, incluyendo materiales someros.

Se dispone de manera discordante sobre los materiales de la Fm. Tireo, por medio de una superficie erosiva que marca también una cierta angularidad con las rocas de la Fm. Tireo. Este contacto se observa muy bien en la vertiente suroeste de la Loma Peravía, donde también afloran de manera importante estos materiales. Junto a esta área, el otro lugar donde se puede encontrar la unidad es en la Loma Desecho, donde se ha encontrado un pequeño afloramiento, no cartografiado a la escala del mapa, pero mucho mejor desarrollado al norte, en la Hoja de La Montería.

La unidad tiene una potencia que no supera el centenar de metros, y muestra una apariencia muy desorganizada, con poco desarrollo de niveles que muestren una clara tendencia secuencial. Solamente a techo se produce la entrada de materiales margosos y areniscosos que transicionan muy rápidamente a la unidad superior de margas y areniscas, donde al principio entra algún paquete centimétrico de brechas.

La edad, por posición estratigráfica, entre la Grupo Tireo, cuya edad más alta datada es Coniaciense (p. ej. Escuder-Viruete et al., 2007a) y la unidad superior, bien datada del Campaniense-Maastrichtiense, sería probablemente Campaniense inferior, admitiendo un intervalo de incertidumbre para el Santoniense.

### 2.1.2.2 Formación Las Palmas (3). Margas y areniscas marrones. Campaniense-Maastrichtiense. K<sub>2</sub><sup>5-6</sup>

Por medio de una rápida transición de la unidad infrayacente, se encuentra una serie de alternancia de areniscas de característicos tonos marrones (el color recuerda a un tono tabaco-ocre) con margas del mismo tono, formando una secuencia que puede tener espesores mínimos superiores a los 500 metros. Las areniscas son de tipo turbidítico, mostrando la secuencia clásica de Bouma, con laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo a techo, y donde un rasgo frecuente son las bases erosivas con gran cantidad de cantos blandos. La potencia de las capas de areniscas oscila entre unos pocos centímetros y algunos decímetros, encontrándose algunos niveles de espesores cercanos al metro.

La unidad aflora solamente en el bloque nororiental de la ZFSJR y su techo es la discordancia basal del Grupo Río Ocoa, en este caso, constituido por la Formación Limonal, por lo que no se ha podido estimar la potencia total de la unidad. El área donde se encuentra esta unidad mejor representada es en la Loma Peravia, donde puede verse también el techo de la unidad y la discordancia basal de la Formación Limonal. Un buen sector para realizar observaciones es la carretera de Peravia a El Limonal, donde se puede realizar un corte de toda la unidad hasta llegar a los niveles conglomeráticos discordantes de la Fm Limonal. El otro lugar donde aflora esta unidad es al norte de la Loma Desecho, en la carretera que va desde el Limonal a Buena Vista, aunque se encuentra mucho mejor desarrollada ya en la Hoja de La Montería, al norte. También se han reconocido materiales de esta unidad en la propia ZFSJR, concretamente en el sector de los Cerros del Ojo del Agua y en los cortes de la autopista de San Cristóbal-Baní.

Las areniscas corresponden a litoarenitas, de tipo arenáceas, con más de la mitad de constituyentes debidos a la presencia de granos de cuarzo, con muy pequeñas proporciones de feldespato potásico, fragmentos de chert y de rocas metamórficas y volcánicas, con la presencia de glauconita y algunos minerales opacos, lo cual concuerda muy bien con un ambiente sedimentario de tipo turbidítico.

En cuanto a la edad, existen bastantes dataciones realizadas por “alemanes????” que dan edades de la Formación Las Palmas comprendidas entre el Campaniense y el Maastrichtiense, que concuerdan muy bien con las obtenidas en el presente proyecto. En particular, en el sector de la Loma Peravia se ha encontrado la siguiente asociación: *Globotruncana sp.*, *Globotruncana (Rosita) fornicata* Plummer,

*Marssonella?* sp. que da una edad Campaniense-Maastrichtiense medio, sin poder precisar más.

En conjunto, La Formación Las Palmas sería una unidad correlacionable con las cuencas que se generan después del cese de la actividad del arco volcánico (p. ej. Fm. Trois Rivières), que aparece representado por el Grupo Tireo. El hecho de que la Fm. Las Palmas se encuentre por encima del Grupo Tiro por medio de una discordancia angular y erosiva indica una fase tectónica entre ambas formaciones, similar a las descritas en otras áreas de la Cordillera Central (p. ej. Contreras et al., 2004). Por otra parte, las características estratigráficas y sedimentológicas de la unidad indican la instalación de una cuenca relativamente profunda con desarrollo de corrientes de turbidez con gran cantidad de material volcánico y metamórfico retrabajado del arco, que acontece después de una gran entrada de sedimentos de tipo brechoide muy inmaduros desde el punto de vista textural.

## **2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior**

Los materiales del Eoceno superior al Mioceno inferior que afloran en la Hoja de Baní se encuadran dentro de uno de los dos grandes grupos litoestratigráficos que forman el denominado Cinturón de Peralta. Concretamente pertenecen al Grupo Río Ocoa, situado por encima del Grupo Peralta (Paleoceno?-Eoceno superior) y por debajo del Grupo Ingenio Caei (Mioceno medio-Pleistoceno), ya fuera del cinturón de Peralta, en la región de Nizao-San Cristóbal. Aunque no se encuentren materiales pertenientes a estos dos grupos litológicos (Peralta e Ingenio Caei), su cercanía al área que ocupa la Hoja de Baní, y la presencia de algunas unidades del Grupo Peralta como olistolitos dentro del Grupo Río Ocoa, justifica la descripción de todos los grupos litológicos que forman el Cinturón de Peralta.

### **2.2.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Río Ocoa.**

Es necesario para afrontar este capítulo, una revisión terminológica de lo que se entiende por Cinturón de Peralta actualmente.

De manera original, el término propuesto inicialmente para englobar a formaciones de tipo turbidítico que afloran en la vertiente suroeste de toda la Cordillera Central fue el de Cinturón de Trois Rivières – Peralta (Woodring *et al.*, 1924), aunque sólo fueron atribuidas esencialmente al intervalo Cretácico Inferior-Medio. Posteriormente Butterlin (1960) agrupó los sedimentos cretácicos del Macizo del Norte bajo el nombre de Fm. Trois Rivières, atribuyéndoles una edad Campaniense-Maastrichtiense. Los trabajos

principales que se han realizado en el dominio del Cinturón de Trois Rivières- Peralta se han desarrollado en la parte Sur del mismo, entre Baní y Padre las Casas (Díaz de Neira & Hernaiz Huerta, 2000; Dolan *et al.*, 1991; Hernaiz Huerta, 2000a; Hernaiz Huerta & Pérez-Estaún, 2002; Heubeck *et al.*, 1991; Heubeck & Mann, 1991; Witschard & Dolan, 1990). En cambio, existen todavía pocos trabajos en la parte NO de esta cuenca (Hojas de Bánica y Arroyo Limón), por lo que la correlación a lo largo de todo el cinturón todavía permanece desconocido. Dolan (1988) une el Grupo Peralta y la Formación Trois Rivières en el conjunto "Cuenca de Peralta". Este autor reutiliza las edades publicadas, que varían del Cretácico Superior al Paleógeno (Biju-Duval *et al.*, 1983; Dolan *et al.*, 1991), pero piensa que la mayoría de la microfauna determinada ha sido retrabajada y que la edad del depósito es Eoceno. Dolan (1989) redefinió el Grupo Peralta y distinguió tres formaciones que, de techo a muro, son: Formación El Número, Formación Jura y Formación Ventura. En realidad estas formaciones son de edad Eocena (Dolan *et al.* 1991, Hernaiz-Huerta *et al.* 2002), y no tienen relación con la Formación Trois Rivières de edad Cretácica, por lo que no tiene sentido agruparlas en una única cuenca a efectos paleogeográficos, tal como han hecho Dolan *et al.* (1991). Por estas razones, se prefiere usar el término Cinturón de Peralta, con un carácter más tectónico (como un cinturón de pliegues y cabalgamientos) y no considerando las formaciones cretácicas.

Por tanto, el Cinturón de Peralta es una unidad con carácter tectonoestratigráfico que aflora en el flanco suroccidental de la Cordillera Central. Está formado por un conjunto de sedimentos acumulados en una cuenca situada por detrás del arco volcánico (cuenca remanente de trasera de arco), ya inactivo en el Paleógeno. Desde el punto de vista estrictamente estratigráfico, el Cinturón de Peralta se ha dividido en dos grandes grupos litológicos, el Grupo Peralta (Paleoceno?-Eoceno superior) (Dolan, 1988), constituido por las formaciones Ventura, Jura y El Número; y el Grupo Río Ocoa (Eoceno superior-Mioceno inferior) (Heubeck, 1988), que se ha dividido en las Formaciones Ocoa, Limonal y Majagua. Ambos grupos se extienden desde el Paleoceno?-Eoceno inferior al Mioceno inferior, y aparecen separados por una discordancia situada en el Eoceno superior. En el extremo más meridional del Cinturón de Peralta, en la Hoja de Nizao, se encuentra el Grupo Ingenio Caei, discordante sobre el Grupo Ocoa, de edad Mioceno medio a Pleistoceno.

El Cinturón de Peralta ha sido objeto de varios estudios, fundamentalmente de tipo estructural (Dolan *et al.*, 1991; Heubeck y Mann, 1991; Heubeck *et al.*, 1991) o centrados los olistolitos del Grupo Ocoa (Heubeck, 1992). Además, el Cinturón de

Peralta ha sido estudiado en los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática anteriores, especialmente en el primero de ellos (1998-2000), particularmente en las Hojas de Azua, San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Sabana Quéliz.

En la región de Sabana-Buey, Baní y Nizao solamente está representada la parte más meridional del Cinturón de Peralta, aunque este aparece bien desarrollado en la terminación de la Sierra del Número (Grupo Peralta), en toda la Hoja de Baní y en la parte occidental de la Hoja de Nizao (Grupo Río Ocoa).

Dentro del Grupo Peralta, la Fm. Ventura (Paleoceno?-Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica de areniscas y margas de naturaleza turbidítica. Localmente, se intercalan niveles conglomeráticos y volcánicos, de pequeña entidad. Regionalmente se apoya discordantemente sobre la Fm. Tireo (Cretácico superior), lo que se ha comprobado en afloramientos al norte de Padre las Casas, donde su espesor se encuentra reducido a pocos centenares de metros. Su techo está marcado por la aparición, de forma neta, de los carbonatos de la Fm. Jura. La Fm. Ventura se interpreta, en conjunto, como facies de lóbulo turbidítico a llanura submarina con episodios de condensación sedimentaria.

La Formación Jura (Eoceno medio) está constituida principalmente por una sucesión de calizas tableadas, bien estratificadas, que se compone de tres miembros. Sus contactos inferior y superior son graduales con formaciones silici-volcanoclásticas de afinidad turbidítica (Fm. Ventura en la base y Fm. El Número en el techo). El miembro inferior de la Formación Jura (J1) está formado por calcirruditas o microconglomerados carbonatados, en la base, con una fuerte composición volcanoclástica. Este miembro ha sido identificado y diferenciado en las Hojas de Azua y San José de Ocoa (Díaz de Neira, 2000, Hernáiz-Huerta, 2000). El segundo miembro (J2) está dominado por facies de carácter más arenoso, con influencia de sedimentación volcanoclástica. Este miembro se diferencia por primera vez en la cartografía de la Hoja de Sabana Buey (Pérez-Valera, 2010), donde su desarrollo es suficientemente importante. No obstante, el vulcanismo intercalado en la Fm. Jura ya había sido puesto de manifiesto en la Hoja de San José de Ocoa (Hernáiz-Huerta, 2000). Por encima de estos niveles volcanoclásticos se encuentra un tercer miembro (J3), compuesto por una sucesión de margas, margocalizas y areniscas rosadas o violáceas, que constituyen las denominadas Capas Rojas del Jura (p.e., Díaz de Neira, 2000 y Hernáiz-Huerta, 2000). Las características de las facies de la Fm. Jura, en su conjunto, son típicas de una rampa distal, dentro de un contexto de fuerte aporte de material volcánico desde el área fuente, sobre todo en el tramo intermedio de la formación.

Por último, la Fm. El Número (Eoceno Superior) está representada por una sucesión pelítico-margosa, muy potente, con intercalaciones de areniscas siliciclásticas y calcáreas. Cuando la unidad se encuentra completa, alberga niveles olistostrómicos carbonatados y, hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas, como en el sector al NO de San José de Ocoa. En conjunto, la Fm. El Número registra un gran ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, el predominio de facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies de plataforma carbonatada hacia techo (Hernáiz-Huerta, 2001).

El Grupo Ocoa se dispone discordantemente sobre el Grupo Peralta. Los trabajos previos han individualizado, dentro del Grupo Río Ocoa, las formaciones Ocoa, El Limonal y Majagua (Heubeck, 1988), que afloran fundamentalmente en la Hoja de Baní.

La Fm. Ocoa (Eoceno superior-Oligoceno) se le ha dado un espesor variable, dependiendo del autor y la zona considerada (p.e. Dolan et al., 1991; Hernáiz-Huerta, 2000). En la Hojas de Sabana Buey y Baní, también se compone de varios miles de metros de sedimentos, estimándose un máximo de 3500-4000 m. Está constituida por diversas facies, principalmente alternancia de margas, areniscas y conglomerados con bloques y olistolitos. La base de la formación corresponde a una discordancia con el Grupo Peralta (Heubeck, 1988; Heubeck y Mann, 1991; Díaz de Neira, 2000 y Hernáiz-Huerta, 2000), aunque en todos los casos estudiados, principalmente en la Hoja de Sabana Buey el contacto es mecánico (Falla de Banilejo), al igual que en la Hoja de Baní (Zona de Falla de San José-Restauración). Desde el punto de vista cartográfico se han podido diferenciar varios tramos litoestratigráficos a gran escala, comenzando la formación con un potente tramo conglomerático con olistolitos decamétricos, e incluso hectométricos, en el sector más oriental de la formación, que llegan a alcanzar una longitud superior a los 6 kms. Por encima de este tramo conglomerático, se encuentran diversos tramos, bien organizados, de margas que intercalan niveles de areniscas de tipo turbidítico y que pueden desarrollar una gran deformación sinsedimentaria, presentando facies slumpizadas. Dentro de estos niveles organizados se reconocen otros tramos conglomerático-olistostrómicos intercalados que pueden observarse incluso en las partes altas de la formación (principalmente en la Hoja de Sabana Buey). Las características de los materiales de la Fm Ocoa en su conjunto, indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica. Los niveles conglomeráticos y olistostrómicos representan flujos de alta densidad que pueden corresponder a deslizamientos en contextos de talud. Sin embargo, parece claro que

los tramos de conglomerados desorganizados con grandes olistolitos, deben de corresponder a sistemas laterales, relacionados con el borde activo de la cuenca (Falla de San José-Restauración). Estas ideas ya fueron puestas de manifiesto por Heubeck y Mann (1991) y Heubeck (1992), y contrastadas por Solé (en Hernáiz-Huerta, 2000).

La Fm. El Limonal (Eoceno superior-Oligoceno) (Heubeck, 1988, Dolan et al., 1991) está constituida por una sucesión de conglomerados y areniscas en la base seguida de una sucesión rítmica de margas y areniscas turbidíticas que intercala tramos de calcarenitas turbidíticas y niveles de conglomerados con olistolitos (megacapas). Dolan et al., (1991), basados en datos de Heubeck (1988) estiman una potencia de 2000 a 4000 m para la Fm Limonal, e interpretan que el tránsito de la Fm Ocoa a la Fm. Limonal es gradual y se dispone discordante sobre rocas volcánicas y vulcanoclásticas de arco-isla de la Fm Tireo. El tramo basal de la Fm Limonal muestra características propias de depósitos típicos de frente deltaico con sucesivas avalanchas de materiales muy retrabajados, y en ocasiones, bloques métricos. Por encima de estos materiales deltaicos el tramo superior presenta características de sistemas de tipo turbidítico, si bien es probable que esté en transición con las partes más distales del mismo delta.

La Fm. Majagua (Mioceno Inferior) (Heubeck, 1988) posee una gran heterogeneidad litológica, y está compuesta por una sucesión de areniscas, calcarenitas finas y tramos de margas masivas. En la parte superior de la unidad se han descrito megacapas decamétricas con olistolitos y bloques que terminan en calcarenitas laminadas, y tramos fuertemente slumpizados. El límite inferior con la Fm Limonal es transicional, y la única diferencia importante con la formación infrayacente la supone una mayor proporción en carbonatos redepositados (Dolan et al., 1991). En este proyecto se estima una potencia de 1500 metros para la Fm. Majagua, pero hay que tener en cuenta que el límite inferior es sumamente arbitrario. El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar la unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado. La existencia de megacapas y de tramos slumpizados indica todavía una cierta inestabilidad tectónica en la cuenca. El contacto superior de la formación es la discordancia basal del Grupo Ingenio Caei (Heubeck, 1988), que aflora en la zona oriental del área de estudio, en la Hoja de Nizao, en la terminación suroriental de la Cordillera Central, donde está marcado por la discordancia angular y erosiva sobre la que se dispone el Grupo Ingenio Caei (Heubeck, 1988).

2.2.1.1 Formación Ocoa (4). Conglomerados con bloques y olistolitos. Olistolitos de calizas blancas (5). Olistolitos de calizas margosas rosadas (6). Olistolitos de calizas bioclásticas, con rodolitos y corales (7). Olistolitos indiferenciados (8). Eoceno superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>

Esta unidad corresponde a la unidad basal de la Formación Ocoa. Está constituida por una sucesión de conglomerados y brechas con olistolitos de composición y dimensiones variables, y tiene una potencia mínima de unos 750 metros. No se ha observado la base, debido a que no aflora y a la acción de la ZFSJR, que produce el contacto mecánico con los materiales de la Formación Tireo.

Esta unidad tiene un amplio desarrollo en la Hoja de Baní, encontrándose muy bien representada en la zona de borde de la ZFSJR, en el bloque suroriental, constituyendo relieves alargados en sentido noroeste-sureste que muestran una mayor resistencia a la erosión diferencial y permanecen formando crestas, intensificadas por la presencia de grandes olistolitos que se disponen la mayor parte de los casos paralelos a las superficies de estratificación. En este sentido, la presencia de los olistolitos es la característica más particular de la unidad, puesto que de esta manera es fácil de reconocer en el campo.

En conjunto, esta unidad muestra una organización aparentemente caótica, con la presencia de grandes volúmenes de conglomerados y brechas, generalmente de textura matriz-soportada, donde además existe una gran proporción de matriz arcillosa. Los clastos son mayormente redondeados, de dimensiones variables y de naturaleza volcánica, vulcanoclástica, metamórfica, plutónica o sedimentaria, procedentes de la Fm Tireo y de unidades sedimentarias depositadas sobre ella. Esporádicamente se encuentran pequeños niveles más arenosos que cuando aparecen indican la superficie de estratificación, raramente visible en los tramos de conglomerados masivos.

En la cartografía esta unidad pasa lateralmente por cambio de facies a la unidad basal de la Fm Limonal (12) en la zona de los Cerros de la Vereda. Se distingue de esta por presentar en conjunto facies más desorganizadas y masivas, mientras que el miembro inferior de la Fm Limonal tiene características diferentes de organización estratigráfica y sedimentológica. También una característica que se visualiza en la cartografía de la unidad es la presencia de olistolitos de mayor tamaño en la parte oriental y como disminuyen en tamaño hacia la parte más occidental. Este hecho ya fue puesto de

manifiesto por Heubeck (1992), quien lo interpretó como producido por la lejanía paulatina al área fuente de los olistolitos, situado en el bloque nororiental de la ZFSJR.

También se han distinguido en la cartografía los olistolitos en función de su naturaleza, cuando ha sido posible. En este sentido, y por orden de abundancia, se encuentran olistolitos de calizas blancas (5), mayoritarios en el seno de la unidad conglomerática. Están constituidos por calizas tableadas, de tonos claros, predominantemente blancos en alteración, y que presentan en gran parte de los olistolitos reconocidos, niveles y nódulos de sílex. Este tipo de olistolitos son los que alcanzan mayores dimensiones, y se pueden encontrar también en la parte inferior del miembro basal de la Fm Limonal. De hecho, constituyen verdaderas alineaciones montañosas desde el Pico del Ojo del Agua, en la Autopista de Baní, hasta la Loma de Guerra y el Cerro de Los Ramones, cerca ya de la Hoja de La Montería. Uno de los olistolitos que mejor aflora es que se encuentra entre Cerro Gordo y Cerro Peravia, atravesado por el Río Baní en la carretera de Peravia de Limonal, donde se observa muy bien las características litológicas de este conjunto. Desde el punto de vista de la microfacies, son en su mayoría *packstone* de globigerínidos, correspondiendo a materiales depositados en una plataforma externa. La edad de estos olistolitos viene dada por la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos, presentes en lámina delgada: *Acarinina af. bullbrooki* Bolli, *Globigerapsis* sp., *Globigerina* sp., *Morozowella* sp., *Truncorotaloides*?, que data el Eoceno medio. Por las características de las facies y por la edad, estos olistolitos equivalen a una serie de formaciones carbonatadas discordantes sobre la Fm. Tireo, presentes al noreste de la Hoja de Baní, que por otra parte también serían correlacionables con las calizas tableadas blancas de la Fm. Jura, en la región de la Sierra del Número.

En menor proporción, se encuentran olistolitos de calizas margosas rosadas (6), que serían correlacionables con las Capas Rojas del Jura (miembro superior de la Fm. Jura). Son de menor tamaño que los anteriores y generalmente pueden pasar más desapercibidos debido a que son de naturaleza relativamente blanda. Uno de ellos es bien visible en la carretera de Baní a Azua, a la altura de Galeón.

Otro tipo de olistolitos que alcanzan un cierto desarrollo, sobre todo en las partes más distales, es el que corresponde a calizas bioclásticas, con rodolitos y corales (7), pero que en general, muestran facies de plataforma marina somera. Suelen ser de pequeñas dimensiones, inferior al centenar de metros, pero conservan unas facies interesantes para deducir las plataformas que existían y que han sido generalmente destruídas. En particular se trata de *packstone* a *wackestone* bioclásticos, con

fragmentos de corales, algas rojas, macroforaminíferos, miliólidos, etc, incluso algunos presentan sílex. Todo ello es indicativo de facies de plataforma abierta somera, con energía moderada a baja. La edad de estos olistolitos viene dada también en función de foraminíferos planctónicos que aparecen en algunos de ellos: *Globigerina sp.*, *Truncorotalia sp.*, *Acarinina sp.*, *Morozowella sp.*, *Discocyclina sp.* (Eoceno medio-superior) y de algunos de los macroforaminíferos: *Cushmania sp.*, *Discocyclina sp.* (Eoceno).

Un último grupo de olistolitos son los indiferenciados (8), en los cuales existen todo tipo de material volcánico, vulcanoclástico, grauváquico, e incluso se han encontrado bloques de la Fm. Las Palmas. En estos casos se ha preferido por incluirlos en un apartado que pudiera incluir estas tipologías, menos frecuentes y más complejas de visualizar. También se han incluido en esta clase los olistolitos que se han reconocido en fotografía aérea, pero que por condiciones de inaccesibilidad ha sido imposible llegar a ellos.

#### 2.2.1.2 Formación Ocoa (9). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas. Eoceno superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocres, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (*flute* y *bounce cast*), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm. Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente *thickening upward*, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua, especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calcilutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos mono y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm a dm son facies de abanicos submarinos medios-distales, donde las diferentes secuencias *thickening upward* nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilutitas) o a llegadas de material desde una plataforma carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material vulcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica

han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina sp.*, *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Cushmania sp.*, *Fallotella?*, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior. Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que las partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

#### 2.2.1.3 Formación Ocoa (10). Calcarenitas laminadas turbidíticas. Eoceno superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>

Esta unidad tiene un desarrollo local muy restringido, aunque constituye un tramo característico de calcarenitas laminadas turbidíticas, intercaladas entre las facies de margas y areniscas ocreas típicas de la Fm. Ocoa (9). Dan un resalte en el terreno, formando un relieve alargado en sentido SO-NE, muy bien desarrollado en la Hoja de Sabana Buey, y conocido como La Cuchilla de la Tumba Larga, por lo constituye un magnífico nivel guía de cara a la cartografía.

Se trata de calcarenitas que presentan una laminación típica y muy bien desarrollada, de tipo paralelo de alto régimen de flujo y laminación cruzada a techo, algunas de las cuales podrían asemejarse a *hummocky cross stratification*. La unidad se compone de unos 50 a 70 metros, organizadas en niveles centimétricos a decimétricos, formando en conjunto un tramo característico sin ninguna tendencia secuencial a mayor escala.

Desde el punto de vista sedimentario, parece que debe de corresponder a un momento de caída relativa del nivel del mar, donde no llegan aportes vulcanoclásticos del área fuente y donde existe una fuerte productividad orgánica de carbonato. De hecho, los componentes carbonatados de las calcarenitas son exclusivamente bioclastos retrabajados de las plataformas. Algunas estructuras sedimentarias observadas incluso sugieren que se han podido formar por tormentas, pudiendo así ser un cortejo de tempestitas formado en un cortejo de bajo nivel relativo. En este sentido, puesto que no se tienen datos de edad debido a la dificultad de obtener datos bioestratigráficos en estas facies, este descenso brusco podría corresponder a la bajada global del nivel del mar que se encuentra en el Oligoceno inferior, lo que

concuenda bastante bien con las edades relativas que se tienen para la Formación Ocoa en este sector, aunque no se puede destacar el papel de la tectónica.

#### 2.2.1.4 Formación Ocoa (11). Areniscas conglomeráticas con olistolitos. Eoceno Superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>

Directamente sobre la unidad anterior, se observa una formación de areniscas, organizadas en bancos métricos a decamétricos que pueden llegar a tener una potencia máxima de unos 800 m, y que incluyen algunos olistolitos de tamaños decamétricos. Esta unidad tiene un gran desarrollo en la Hoja de Baní y continúa hasta la Hoja de Sabana Buey.

El conjunto está compuesto por areniscas gruesas, con niveles microconglomeráticos, cementados, con bloques y olistolitos de tamaños métricos a decamétricos excepcionalmente. No se observa ninguna organización secuencial en el detalle. Entre los bancos de areniscas se observan esporádicamente niveles de margas ocres intercalados, pero en mucha menos proporción. Los bancos de areniscas se encuentran frecuentemente amalgamados, con superficies netas entre ellos.

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden encontrar formando parte de la Loma de Arroyo Mingo y son especialmente importantes en la Loma de las Tablas. En ambos relieves, la litología de esta unidad controla el relieve, y se pueden observar los bancos potentes de areniscas en el paisaje, que además, dibujan perfectamente la estructura. Otros sectores donde aflora la unidad es en el extremo noroeste, en la Loma de Moreta, como continuación de los relieves de la Hoja de Sabana Buey, y en La Piedra de Amolar, al este de Las Calabazas. Sin embargo, pese a la relativa extensión cartográfica de la unidad, ha sido muy difícil la realización de una serie estratigráfica completa, debido fundamentalmente a las condiciones de inaccesibilidad del terreno y a lo escarpado del mismo.

En esta unidad tampoco se ha encontrado un contenido fósil que nos de una edad, pero parece coherente que corresponda ya a un Oligoceno, por posición estratigráfica relativa y por correlación con las curvas eustáticas. Por otro lado, desde el punto de vista sedimentario, puede corresponder a la instalación de sistemas de turbiditas de alta densidad, provenientes del desmantelamiento del área fuente, que podría deberse a una reactivación del relieve, debido a que la estructuración de la cuenca es coetánea

al depósito de esta unidad, o a que se dan condiciones favorables desde el punto de vista climático, para la entrada masiva de material desde las áreas fuente.

#### 2.2.1.5 Formación El Limonal (12). Conglomerados y areniscas. Eoceno superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>.

Esta unidad corresponde al miembro basal de la Fm. El Limonal. La Fm. El Limonal fue descrita por primera vez por Heubeck (1988), quien la diferenció de la Fm. Ocoa por encontrarse representada fundamentalmente al este de la Zona de Falla San José-Restauración, y desde el punto de vista litológico, por presentar bancos calcareníticos frecuentes, muy escasos en la Fm. Ocoa. En particular, en Dolan et al. (1991), basados en datos de Heubeck (1988), se puede encontrar una primera definición de la Formación El Limonal, donde ya reconocen que en la base existe una unidad conglomerática basal que se dispone discordante sobre rocas de la Fm. Tireo, y que equivale esta unidad basal de la Fm. Limonal.

Se dispone discordante sobre la Fm. Las Palmas (Cretácico Superior) y está formada por un conjunto de conglomerados y areniscas, medias-gruesas, con esporádicas intercalaciones lutíticas muy ricas en materia orgánica y restos vegetales. La unidad puede llegar a tener una potencia en torno a los 300 metros y hacia el techo transiciona gradualmente a areniscas laminadas, lutitas y margas que forman la unidad suprayacente.

Existen muy buenas exposiciones de esta unidad, en particular, en La Vereda, en la carretera de Peravia a El Limonal, en la Loma de La Joya, al noroeste de El Limonal, entrando por en Arroyo del Agua se observa muy bien el contacto superior, pero sobre todo, existe un magnífico corte en el Arroyo Paya, a la altura del Cerro La Fuente. En la sección levantada en este lugar (Arroyo Paya II) se puede ver la sucesión vertical de este tipo de facies, que muestran organizaciones secuenciales básicamente estratocrecientes. La serie comienza con tramos de conglomerados, matriz-soportados, sobre un olistolito de calizas tableadas margosas blancas, parcialmente silicificadas (Cerro de la Fuente, columna Arroyo Paya I), algo desorganizados. Rápidamente, empiezan a aparecer arenas, masivas, en ocasiones con estratificaciones cruzadas y clastos dispersos, que alternan con paquetes conglomeráticos con granclasificación normal y en ocasiones hileras de cantos cm entre las arenas, que esporádicamente muestran niveles delgados de arenas finas y limos con restos de plantas. Hacia arriba vuelven a dominar los conglomerados, que incluyen bloques métricos de calizas de plataforma y de series margosas, pero siguen

manteniendo la misma organización en hileras de cantos o niveles dm de conglomerados. A partir de ahí, la tendencia vuelve a ser la aparición de arenas y limos, hasta que se pasa gradualmente a alternancia de areniscas de tipo turbidítico entre margas (13).

El tramo basal de la Fm Limonal muestra características propias de depósitos deltaicos, no muy distales, típicos de frente deltaico con sucesivas avalanchas de materiales muy retrabajados, y en ocasiones, bloques métricos. Dominan los procesos de sedimentación por flujos muy densos de sedimento (*hyperpicnal flows*), generando *debris flows* y *grain flows*. Estos flujos hiperpícnicos son los responsables de los alineamientos de los cantos, al producirse por *bypassing* del fluido denso en la deceleración del flujo, el cual a su vez produce el depósito de las arenas, que eventualmente pueden tener laminaciones. Estos procesos han sido descritos en deltas dominados por la acción de avenidas fluviales (*flood-dominated fan-delta systems*, Mutti et al., 2003).

Desde el punto de vista bioestratigráfico se han obtenido escasos datos de fauna dentro de este tramo eminentemente conglomerático y arenoso, pero la edad de Eoceno superior obtenida para la unidad superior, a la cual transicional gradualmente, permite suponer que la edad de esta unidad es también Eoceno superior, y por tanto, es equivalente a la unidad basal de la Formación Ocoa.

#### 2.2.1.6 Formación El Limonal (13). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. Oligoceno. P<sub>2</sub><sup>3</sup>-P<sub>3</sub>

Esta unidad corresponde a una alternancia de margas, ocre-amarillentas, con areniscas laminadas, de tipo turbidítico organizadas en niveles centimétricos a decimétricos que se sitúan de manera transicional sobre la unidad inferior de conglomerados. Se ha considerado en la cartografía esta unidad a partir del último nivel de conglomerados, que todavía pertenecería a la unidad inferior (12). Puede alcanzar un espesor máximo de 1000 metros, y al igual que ocurre con la unidad de facies “finas” de la Fm Ocoa (9), en esta unidad se intercalan niveles de calcarenitas de una cierta entidad cartográfica (14) y un tramo de tipo olistostrómico (15).

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en las cercanías de El Limonal, y sobre todo, en la pista que va de La Vereda a Sabana Larga, donde existen buenos cortes de toda la formación en general, y de esta unidad, en particular.

Lo más característico es la alternancia de margas y areniscas, generalmente en niveles delgados, con una proporción variable entre las dos litologías, pero que en ocasiones es próxima a la igualdad, dando un aspecto “tableado” muy fácil de reconocer. Sin embargo, su carácter eminentemente margoso no permite la observación de grandes tramos para estudiar su organización secuencial. Las características litológicas y las estructuras sedimentarias observadas en las areniscas permite interpretar una sedimentación en ambientes más distales de la cuenca, con la influencia de corrientes de turbidez de baja densidad, interrumpida esporádicamente con la llegada de grandes depósitos de capas con contenido carbonatado (14) y olistostrómico (15).

La edad de esta unidad ha podido ser determinada por asociaciones de foraminíferos planctónicos, aunque generalmente aparecen muy mal conservados y tampoco permiten una gran precisión. No obstante, junto a los datos anteriormente dados por Proyecto Alemanes (1988??) se puede asignar a esta unidad una edad Eoceno superior en la base (Sector de la Vereda-El Limonal), y en los tramos más altos de la serie (Sabana Larga) aparece ya representado el Oligoceno.

#### 2.2.1.7 Formación El Limonal (14). Calcirruditas y calcarenitas (megacapas). Oligoceno. P<sub>3</sub>

Esta unidad corresponde básicamente a dos tramos de calcirruditas y calcarenitas intercalados en las facies de alternancias finas descritas en el apartado anterior (13). En la cartografía se ha diferenciado también un tramo cerca de la base que pasa lateralmente a las facies de alternancias de margas y areniscas (13), mientras que los dos tramos más característicos se encuentran en el Cerro de los Mallales y en las cercanías de Sabana Larga. Estos dos niveles muestran una cierta continuidad lateral, que pueden ser seguidos en el campo y además, dan un resalte topográfico bastante bien desarrollado.

Los tramos corresponden a una sucesión de niveles decimétricos a métricos de calcirruditas a calcarenitas, laminadas, con gran acumulación de organismos bentónicos someros, principalmente macroforaminíferos del tipo *Lepidocyclina sp.*, junto con material detrítico. En conjunto no superan los 50 metros de potencia, y en el detalle, estos niveles podrían corresponder a megacapas de tipo turbidítico o tempestítico desarrolladas probablemente en un contexto de nivel de mar bajo relativo

en comparación con la unidad de margas y areniscas (13), o bien a la acción de eventos de depósito asociados a algún proceso tectónico en la cuenca.

La edad de esta unidad es probablemente Oligoceno, al estar intercalada en la unidad anteriormente descrita (13). Además, la presencia de macroforaminíferos también es un dato coherente con la edad Oligoceno de esta unidad.

#### 2.2.1.8 Formación El Limonal (15). Conglomerados con olistolitos y calcarenitas. Oligoceno. P<sub>3</sub>

Esta unidad cartográfica se encuentra también intercalada entre las facies más finas de la Fm El Limonal (13), y constituye un nivel guía, de referencia en el seguimiento de la estructura de la región de El Limonal y también a lo largo de la Zonas de Falla de San José-Restauración y de Loma Desecho.

Corresponde a un tramo de unos 100 metros de espesor aproximadamente, que está constituido por una gran megacapa, probablemente construida en varios eventos de depósito superpuestos.

Existen buenos afloramientos de la unidad, que pueden mostrar ligeros cambios de facies en sentido sureste-noroeste. Al norte de El Limonal, en la carretera que va hacia Buena Vista, se atraviesa esta unidad, mostrando un aspecto bastante desorganizado y caótico, y donde se se pueden observar también bloques métricos de calizas arrecifales y de materiales detríticos englobados en una facies conglomerática que hacia techo evoluciona a calcarenitas con macroforaminíferos. En este sector, y en la continuación por el Río El Limonal, la unidad dibuja el núcleo del Sinclinal de El Limonal. En la cartografía también se han incluido dentro de esta unidad los materiales que forman la alineación montañosa que existe al oeste de El Carretón (Cerros La Cuesta de la Madera) y que llegan hasta Loma Desecho. En este último sector, la sección de la carretera de Sabana Larga muestra un magnífico corte de este tramo, que por características litológicas y de organización es perfectamente correlacionable con el sector del Río El Limonal. A partir de esta correlación, este tramo constituye un excelente nivel guía hasta las inmediaciones de la autopista de Baní (Hoja de Nizao) que ha ayudado a entender la estructura de este sector, fundamentalmente porque se puede interpretar que la Zona de Falla de Loma Desello corresponden a un *sp/lay* de la Zona de Falla de San José-Restauración, que muestra también otros a más pequeña escala.

Desde el punto de vista sedimentológico, este tramo está constituido por una megasecuencia positiva, producida por el apilamiento de varias megacapas, que comienzan con un tramo métrico a decamétrico de conglomerados con olistolitos métricos de calizas de plataforma (con frecuentes restos de arrecifes de coral), e incluso de rocas volcánicas, que terminan en niveles calcareníticos con acumulación de *lepidocylicinas*. Paulatinamente, los niveles son menos potentes, mostrando todavía estructuras de deceleración de la energía (laminaciones paralelas e incluso cruzadas a techo), pasando nuevamente de manera transicional a una alternancia fina de areniscas siliciclásticas con lutitas (13). La interpretación sedimentaria que se puede realizar para esta la unidad es que se produce debida a la llegada a la cuenca de grandes cantidades de sedimento que transportan bloques u olistolitos de orden decamétrico (probablemente en el sentido de megacapas), que se produce por desplomes en la plataforma probablemente originadas por mecanismos tectónicos con gran cantidad de material retrabajado de la plataforma contigua, formando auténticos depósitos de tipo *slope-apron*.

En cuanto a la edad, se puede decir que esta unidad también corresponde al Oligoceno, por estar entre niveles bien datados de esa edad, y por contener macroforaminíferos bentónicos congruentes con una edad Oligoceno.

#### 2.2.1.9 Formación Majagua (16). Margas masivas y areniscas. Mioceno inferior. N<sub>1</sub><sup>1</sup>

La presente unidad corresponde a la denominada Formación Majagua (Heubeck, 1988), que muestra características muy similares a la parte alta de la Formación El Limonal. El contacto entre ambas formaciones es gradual y concordante, y en gran parte de las ocasiones sumamente arbitrario, por lo que el criterio que se ha seguido en la presente cartografía ha sido considerar la Fm Majagua a partir de la presencia de un tramo margoso, potente, muy característico y que supone un criterio cartográfico que contrasta con la alternancia de margas con areniscas de la Fm. El Limonal (13).

Debido a las características litológicas de esta unidad, eminentemente margosa, existen muy pocos afloramientos buenos donde se pueda observar la litología, aunque lo que sirve de guía en el campo es la ausencia de niveles consistentes en un buen tramo, y la alteración a tonos tabaco-ocre, que son muy típicos de las margas masivas. Aunque este criterio no corresponde al original de Heubeck (1988) para diferenciar la Fm. Majagua, es más práctico a la hora de distinguirlas, puesto que ambas formaciones (El Limonal y Majagua) se componen de alternancias de materiales

margosos y niveles de areniscas, en mayor o menor grado carbonáticas. Desde este punto de vista, la Fm. Majagua podría corresponder a un miembro de la Fm. El Limonal, en todo caso, puesto que tampoco existe un límite inferior que marque una discortinuidad o discordancia. Sin embargo, se ha preferido en este punto mantener la jerarquía original porque también debido a las mismas dificultades de afloramiento, no ha permitido una mejor caracterización litoestratigráfica de detalle.

Esta unidad forma los primeros 300 o 400 metros de la Fm. Majagua, pasa gradualmente hacia arriba y se interdigita con facies más arenosas y calcarenitas de la propia formación, que constituyen la unidad suprayacente, mejor desarrollada en el campo. Está compuesta por margas ocreas en alteración, amarillentas a grisáceas en corte fresco, con gran cantidad de fauna planctónica y bentónica, y con pequeñas intercalaciones arenosas y esporádicamente calcareníticas finas.

La mejor exposición de esta unidad se tiene en las cercanías de Sabana Larga, en el camino que va hacia la Loma del Guano y Loma Sabana Larga, que desemboca en el Río Nizao después de la Loma La Majagua. También en la cartografía, entre esta unidad, se ha distinguido un tramo arenoso importante que se ha incluido dentro de la unidad suprayacente, que da un resalte topográfico en el terreno, al oeste de Sabana Larga y Los Mameyes.

Las características sedimentarias de la unidad indican que se trate probablemente de una unidad depositada en un contexto de profundización, debido a la menor proporción de aportes de grano grueso comparativamente con los materiales inferiores y a la cantidad de fauna planctónica encontrada. No obstante, tampoco hay que descartar etapas con menor actividad en el área fuente que posibilitaría una mayor denudación y su posterior depósito en áreas de plataforma externa o cuenca pelágica.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se ha encontrado al oeste de la Loma del Guano la siguiente fauna: *Globigerina af. gortanii* (Borsetti), *Globigerina af. venezuelana* Hedberg, *Globorotalia af. gr. opima* Bolli, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Gyroidina sp.*, que dan una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, más probablemente perteneciente al Mioceno inferior, congruente con la posición estratigráfica de la unidad.

#### 2.2.1.10 Formación Majagua (17). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. Mioceno inferior. N<sub>1</sub><sup>1</sup>

La presente unidad constituye la mayor parte de la Fm. Majagua, y corresponde íntegramente a la acepción original de Heubeck (1988). Aflora a lo largo de la alineación NO-SE que da la Loma de La Majagua, de donde toma el nombre la formación. El muro de esta unidad es gradual con la unidad infrayacente, incluso con una intercalación que adelanta la instalación de las facies de esta unidad de forma permanente. El techo no se observa en la Hoja de Baní, puesto que se realiza hacia el este, ya en la Hoja de Nizao, y corresponde a la discordancia basal de la Formación Río Nizao.

En la Hoja de Baní, se tienen buenos afloramientos en la carretera de Sabana Larga al Río Nizao, aunque generalmente, la tupida vegetación de la loma impide ver bien las características estratigráficas de la unidad en su conjunto y tampoco permite apreciar dispositivos laterales, inferidos a partir de las observaciones parciales.

Se ha realizado una columna estratigráfica en la parte media-alta de la formación, donde se observa una alternancia de areniscas, margas, conglomerados y calcarenitas. Las areniscas son de base plana y presentan estructuras de muro (*groove cast* y *flute cast*). Tienen laminación horizontal de alto régimen de flujo (HFR) y laminación cruzada, frecuentemente convolutada (*convoluted lamination*), y restos frecuentes de plantas en la parte superior. Se han localizado dos niveles decamétricos de brechas intraformacionales, con extraclastos, olistolitos y restos de la misma serie deslizados, que terminan con niveles calcareníticos compuestos por fauna somera retrabajada. También se presenta un tramo slumpizado, con estrías en la base, pero sin existencia de conglomerados o brechas, solamente partes de la serie deslizadas. Esporádicamente se encuentran niveles centimétricos de calcirruditas y calcarenitas, con granoclasificación positiva y bioturbaciones en el muro. La tendencia secuencial es estratodecreciente en los primeros tramos de la sección y estratocreciente en el segundo tercio.

El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar la unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado. La existencia de megacapas indica una también una cierta inestabilidad en la cuenca, con llegada de material procedente de zonas más someras, posiblemente depositadas en forma de corrientes de alta densidad (*slope-apron*). La existencia, además, de tramos slumpizados, indica posiblemente desestabilizaciones

de la cuenca que podrían deberse a procesos sísmicos o a una fuerte inclinación de la cuenca.

Debido a las características más arenosas de esta parte de la formación, aparecen pocos restos fósiles bien conservados, siendo la mayor parte de ellos retrabajados, por lo que no dan una edad fiable. Sin embargo, la posición estratigráfica entre niveles del Mioceno inferior y la Fm. Río Nizao (Mioceno medio) permiten asignar una edad de Mioceno inferior a esta unidad.

### **2.3. Cuaternario**

En esta hoja los depósitos cuaternarios de origen continental presentan un importante desarrollo, siendo más relevantes los relacionados con la dinámica fluvial, seguidos de los de origen poligénico. 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 (5.000-2.800 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 debidos a la dinámica gravitacional**

##### **2.3.1.1 Coluviones. Limos y arcillas con cantos (27). Holoceno. Q<sub>4</sub>**

Como se menciona en el apartado dedicado al Estudio del Modelado, no es posible representar a esta escala de trabajo la mayor parte de los coluviones, debido a su reducida extensión. Tan sólo se ha consignado uno más extenso, que se localiza en la ladera meridional de la Loma de Peravia. Aparece constituido por arcillas y limos con bloques y cantos de calizas margosas y areniscas y calcarenitas derivados de la Formación Limonal. En su base puede alcanzar un espesor de varios metros.

## 2.3.2 Depósitos debidos a la dinámica fluvial de escorrentía superficial

### 2.3.2.1 Abanicos aluviales antiguos (18 y 19) Gravas, arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q<sub>1-2</sub>, Q<sub>2-3</sub>

En la mitad occidental de la hoja (estribaciones de la Cordillera Central) se han desarrollado tres generaciones de abanicos. Al sur del río Ocoa, los retazos dejados por la erosión en los abanicos más antiguos (18) forman escarpes que permiten observar su litología y espesor. Son conglomerados con matriz arenosa y cantos de hasta 40 cm de diámetro, de tonalitas, rocas vulcanoclásticas, grauvacas y calizas. En su mayoría, dichos componentes proceden de la formación Ocoa, de carácter turbidítico y en la que los mismos materiales aparecen ya como clastos u olistolitos, lo que implica dos etapas de transporte y retrabajamiento. El espesor de dicha formación alcanza 10 m en las inmediaciones de la Loma de Matetongo.

También al sur del río Ocoa, la segunda generación de abanicos (19) está constituida por paleocanales superpuestos de conglomerados con cantos de tonalitas, basaltos, calizas y dolomías, y matriz arenosa con escasa o nula cementación. En su base el sustrato aparece sin alteración. Su espesor oscila entre 6 y 8 m. en las inmediaciones de la costa, aunque puede variar notablemente, dada la erosión y remodelado posterior de estos materiales después de su compartimentación y movimientos en la vertical producidos por las fallas mencionadas más arriba.

En el resto de la hoja ambas generaciones de abanicos aparecen como gravas polimícticas de cantos bien redondeados, cuyo tamaño disminuye hacia los extremos distales de estas formaciones. Presentan matriz arenosa y granoselección positiva. En los acantilados del litoral de Matanzas puede observarse una sección muy completa de los abanicos de la 2ª generación. En la base de dicho afloramiento y en las inmediaciones de la playa, aparece un tramo limo arcilloso de 2 m de espesor, cuyo techo presenta rizocreaciones de caliche y cierta rubefacción. Sobre este nivel aparece un paleocanal de base erosiva, con gravas granodecrescentes hacia techo, con laminaciones cruzadas propias de barras de canal. Esta secuencia finaliza en la base erosiva de una última secuencia, la cual presenta cierto encostramiento en su techo. El conjunto aflorante de las tres secuencias alcanza una decena de metros de potencia.

En lo referente a las edades, los abanicos de la segunda generación podrían alcanzar el límite Pleistoceno-Holoceno, y los más antiguos quedarían enteramente comprendidos en el Pleistoceno.

#### 2.3.2.2 Abanicos aluviales activos. Gravas, arenas y limos (21). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Presentan un reducido desarrollo, exceptuando el situado al sur de la Loma Las Lanchas, que aparece encajado entre abanicos de 2ª generación y en su superficie se produce una pérdida de drenaje. En su extremo distal enlaza con el manto eólico de la costa. El resto de los abanicos son de reducida extensión y pueden ser considerados como conos de deyección que enlazan valles tributarios con valles principales. Son materiales detríticos constituidos por gravas polimícticas, bien redondeadas y de tamaño moderado. Su espesor puede alcanzar 3 o 4 metros.

#### 2.3.2.3 Terrazas bajas. Conglomerados y gravas (25). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Ocupan una reducida extensión en ambos márgenes del cauce actual del río Baní, y en su afluente, el arroyo Paya. Son conglomerados polimícticos bien redondeados, con predominio de los cantos de rocas carbonatadas sobre los derivados de rocas volcánicas. La proporción de arenas y limos es menor que en otros depósitos fluviales, como los abanicos. Su espesor oscila entre dos y tres metros. Se les asigna una edad holocena.

#### 2.3.2.4 Llanura de inundación. Arcillas y arenas con cantos. (23). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Algunos de los reducidos escarpes que el lecho menor del río Ocoa forma en su llanura de inundación muestran un material formado por gravas de cantos de calizas, dolomías y rocas volcánicas, en el seno de una matriz arenosa con la misma composición. En el arroyo La Fuente, correspondiente al valle abandonado por el río Ocoa, la llanura de inundación presenta una reducida extensión y sin afloramientos que permitan su observación. Su espesor puede alcanzar 2 a 3 metros.

#### 2.3.2.5 Zona con derrames y avulsión de canal. Conglomerados y arenas. (24). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Esta formación aparece en los dos ríos principales de la hoja, y alcanza un desarrollo importante en el caso del río Baní, que presenta una avulsión de su canal hacia el

este. En el río Ocoa es una formación similar o equivalente a la llanura de inundación ya descrita, de la que solo puede diferenciarse, mediante fotointerpretación, por la presencia de surcos o líneas a arroyada que surgen y divergen desde el lecho menor. En consecuencia, su litología y espesor son similares a los ya descritos, excepto en el río Baní, donde su espesor puede alcanzar la decena de metros.

#### 2.3.2.6 Fondos de valle y lecho menor en ríos principales. Conglomerados, gravas y arenas (26). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Los fondos de valle se encuentran distribuidos en toda la hoja, casi siempre como cauces levemente encajados en los abanicos de 2ª generación. Están constituidos por gravas polimícticas con matriz arenosa, cuya litología varía según el área fuente de cada lugar. Gran parte de sus materiales corresponden al retrabajamiento de los procedentes de los abanicos. El tamaño de los cantos varía notablemente, predominando diámetros de 5 a 10 cm. Su potencia oscila entre 2 y 5 m.

#### 2.3.3 Depósitos de origen eólico

##### 2.3.3.1 . Manto eólico y dunas parabólicas. Arenas bioclásticas (29). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Esta formación se localiza exclusivamente sobre el cordón litoral del extremo occidental de la hoja. Su origen se debe a la deflacción y retrabajamiento de dicho cordón litoral. Aparece constituida por arenas en las que predominan los componentes bioclásticos, con una pequeña fracción de origen volcánico. El espesor del manto eólico oscila entre uno y dos metros. En las grandes dunas parabólicas el espesor total del depósito supera la decena de metros.

#### 2.3.4 Depósitos de origen lacustre y endorreico

##### 2.3.4.1 Área pantanosas y zonas endorreicas. Arcillas negras (30). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Quedan restringidas a tres puntos del sector occidental del área, que aparecen relacionados con sendos cursos fluviales con drenaje deficiente. En uno de ellos, situado junto a la costa, el encharcamiento se debe a represamiento contra los depósitos eólicos. El segundo (arroyo La Fuente) se ubica en el entorno de la divisoria de aguas poco definida situada entre el valle del río Ocoa y el arroyo mencionado. El más occidental se encuentra en la cañada las Lajas, al norte de Matanzas,

coincidiendo con pérdidas de drenaje sobre el abanico de segunda generación de este sector. Existen pocos cortes de dicha formación, que en superficie aparece como una masa arcillosa de color negro con abundantes restos vegetales. En el sector de la cañada de Las Lajas se encuentra el mejor lugar para ver esta unidad, donde se ven diversas facies de arcillas con restos vegetales y de gasterópodos y algunos niveles de arenas limosas grisáceas. Su espesor puede ser de unos pocos metros.

### 2.3.5 Depósitos debidos a la acción marino-litoral

#### 2.3.5.1 Cordón litoral y playa. Arenas y gravas bioclásticas (28). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Como consecuencia del oleaje durante las tormentas, no se produce una clara separación entre la playa y su trasplaya, o área correspondiente al cordón litoral, por lo que ambas formas son consideradas como un mismo depósito. Éste aparece constituido por arenas bioclásticas, junto con componentes derivados de rocas volcánicas. En ocasiones presentan cantos de rocas volcanoclásticas, calizas, dolomías y corales. Su espesor puede estimarse en unos pocos metros.

### 2.3.6 Materiales de origen poligénico

#### 2.3.6.1 Glacis de cobertera. Gravas y limos (20). Pleistoceno-Holoceno. Q<sub>2-3</sub>

Esta formación alcanza su máximo desarrollo en el sector occidental de la hoja, al pie del relieve correspondiente a la Loma de Las Lanchas, que en parte aparece rodeado por glacis de cobertera degradados por la incisión fluvial actual. Son materiales detríticos, heterométricos y polimícticos, con clastos de calizas y de rocas volcánicas, con matriz limo-arcillosa y menor grado de cementación que la de los abanicos de 2ª generación ya descritos. Su espesor puede alcanza cinco metros.

Su edad corresponde al Pleistoceno, puesto que estos materiales enlazan o presentan un paso lateral a los abanicos mencionados.

### 2.3.7 Glacis de vertiente. Arcillas, limos y arenas con cantos (22). Holoceno. Q<sub>4</sub>

Los glacis de vertiente incluyen tanto depósitos de origen gravitacional, en sus zonas más elevadas, como los debidos a arroyada, en su parte inferior y contigua a los cauces actuales. Su composición varía de forma notable, presentando cantos

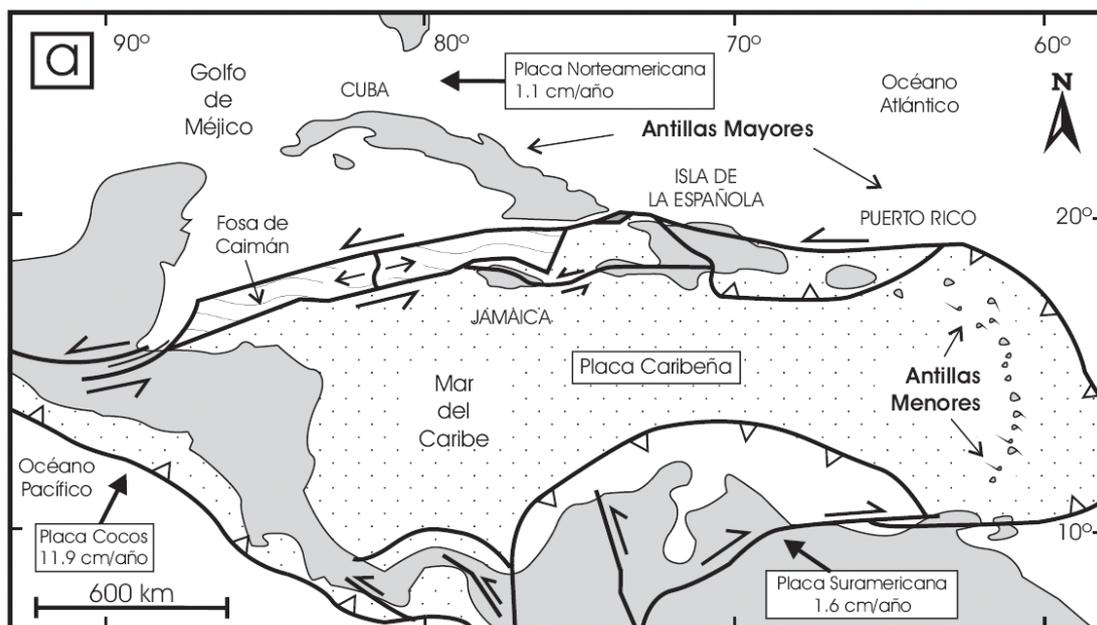
subangulosos de calizas, dolomías, rocas volcánicas y areniscas. El espesor observado en los escarpes con los que finalizan sobre los cauces actuales, oscila entre dos y cinco metros. Se les asigna una edad holocena, por situarse en relación con los cauces actuales en una posición similar a las terrazas bajas.

### 3. TECTÓNICA

En el presente capítulo se abordan las características estructurales y la evolución tectónica de la Hoja de Baní. No obstante, ya que ésta forma parte de un contexto geológico más amplio, son frecuentes las referencias regionales, especialmente las relativas a la zona de trabajo del presente proyecto. Como preámbulo, se hace una exposición del complejo contexto geodinámico de La Española y de las hipótesis evolutivas más aceptadas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada la isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, enumerándose los principales dominios que, directa o indirectamente, influyen en ella, así como sus elementos principales. Por último, se describe en detalle la estructura interna de cada uno de los dominios, referida principalmente al ámbito de la Hoja y su entorno más inmediato.

#### 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).



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

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; Hernaiz Huerta 2000 a y b; Hernaiz 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; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

El contacto entre ambas unidades se resuelve mediante un cabalgamiento de la primera sobre la segunda, que posteriormente ha sido modificado por fallas con movimiento en dirección (falla de San José-Restauración; Mann *et al.*, 1991b). No obstante, en algunos puntos se ha podido comprobar el contacto originalmente discordante entre algunas formaciones del Cinturón de Peralta (Díaz de Neira, 2000a; Gómez, 2000), circunstancia que, por otra parte, permite considerar al Grupo Tیره como el sustrato más probable de al menos una buena parte de la cuenca trasera de Trois Rivières-Peralta.

### **3.2 Marco geológico-estructural de la zona de estudio**

La Hoja de Baní se localiza en la terminación suroriental de la Cordillera Central, encontrándose representado fundamentalmente el dominio estructural conocido como Cinturón de Peralta; la descripción tectónica de la región se completa con el basamento que, aunque aflora relativamente poco, es importante para conocer tanto la estructura como la evolución de la región (Fig 3.2).

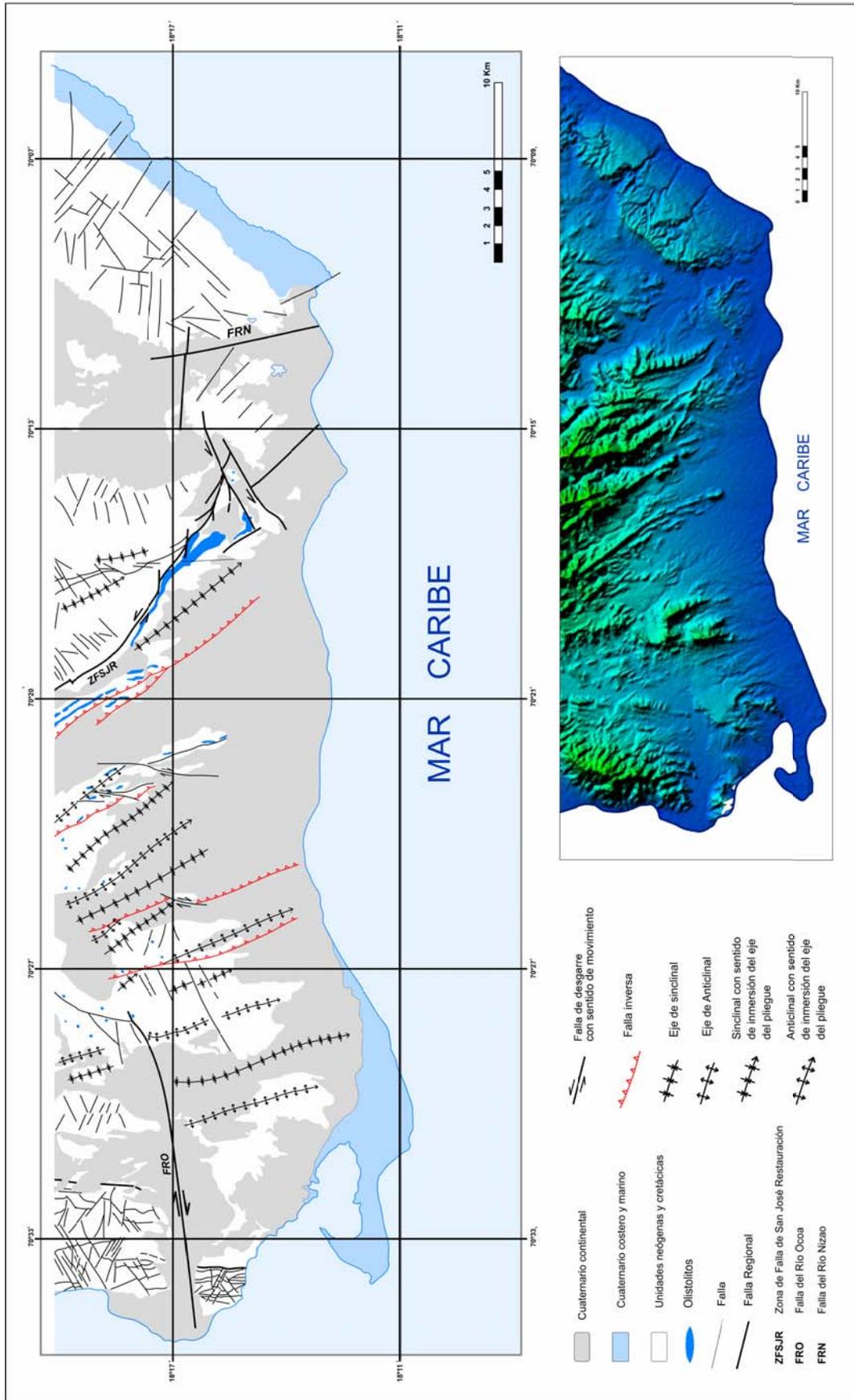
### 3.2.1. Estructura del basamento

El basamento del Cinturón de Peralta está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann *et al.*, 1991b; Pérez-Estaún *et al.*, 2007). En el flanco suroccidental de la Cordillera Central están representados por el Grupo Tireo (Escuder-Viruete *et al.*, 2007b), consistente en una potente serie de rocas volcanoclásticas, con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, del Cretácico superior. La estructura interna de este basamento se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas, así como por pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. Su dirección varía desde N-S (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), a E-O algo más al Norte (Hoja de Constanza), en tanto que hacia el Noroeste adquiere la típica dirección NO-SE de la Cordillera (Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte).

En la región de estudio el basamento está compuesto sólo por la Fm Las Palmas, que muestra una estructura compleja en el detalle y sobre todo registra los signos de la tectónica de salto en dirección desarrollada en la etapa transpresiva final. Aflora con muy poca extensión y en relación con la Zona de Falla de San José-Restauración, que corresponde a un accidente regional que superpone las rocas del Grupo Tireo y otras formaciones desarrolladas en la cuenca (Trois Rivières-Peralta) sobre formaciones más modernas del Grupo Río Ocoa. Esta zona actualmente corresponde a una zona de falla con movimiento izquierdo.

### 3.2.2. Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura interna del Cinturón de Peralta y, más concretamente, del Grupo Peralta, está definida por un sistema de cabalgamientos y pliegues genéticamente relacionados (Biju-Duval *et al.*, 1983; Heubeck y Mann, 1991). No obstante, es preciso resaltar que la cartografía de una parte del Cinturón realizada en el Proyecto SYSMIN (principalmente en las hojas de San José de Ocoa y Azua) ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo y ha supuesto la revisión de los modelos estructurales expuestos (ver Hernáiz Huerta, 2000).



### 3.2.3. Zona de Falla de San José-Restauración

Una de las estructuras más importantes en la región es la denominada Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR). Esta falla fue definida por Dolan *et al.* (1991) como una zona de falla subvertical de dirección NO-SE, de unos 150 km de largo, que pasa por las poblaciones de San José de Ocoa y Restauración y separa las rocas de la Cordillera Central de las rocas del Grupo Río Oca. Heubeck y Mann (1991) utilizan esta denominación y realizan un estudio que comprende básicamente el sector incluido en la Hoja de la Montería, al norte de Baní, y describen esta falla como una zona con deformaciones frágiles que en ocasiones puede tener una anchura de 4 kms (El Recodo), deformando tanto las rocas del Grupo Tireo como la Fm Las Palmas y las rocas de la Fm Ocoa. En su estudio ellos interpretan que la cinemática de la zona de falla es congruente con un sistema dextral que tiene una cierta componente inversa que produce la superposición de rocas más antiguas sobre más modernas.

Los datos estratigráficos obtenidos en el presente proyecto permiten suponer la actuación de la ZFSJR desde, al menos, el Eoceno superior, puesto que existen diferencias notables en la estratigrafía a ambos lados de la ZFSJR, condicionados por la compartimentación de la cuenca debido al incipiente levantamiento de su bloque oriental. Por otro lado, los datos estructurales que se han obtenido en la elaboración de la Hoja de Baní, fundamentalmente, y a partir del estudio de las zonas limítrofes con la Hoja de la Montería, sugieren que el régimen de la ZFSJR es un régimen transpresivo siniestro, con una componente inversa del bloque oriental sobre el occidental. Aparte de rasgos estructurales mesoscópicos y criterios cinemáticos obtenidos a partir de asimetrías en la ZFSJR, su cartografía d en las Hojas de Baní y Nizao demuestra claramente un funcionamiento izquierdo con el desarrollo de varios *splays* (Falla de Loma Desecho) difícilmente explicables si la ZFSJR hubiera funcionado con carácter dextral. Por último, la terminación suroriental de la ZFSJR se produce por un sistema de fallas OSO-ENE, también siniestras, que modifican y desplazan la ZFSJR hacia el sureste, donde se pierde bajo los depósitos cuaternarios del Río Nizao y bajo la discordancia del Grupo Ingenio Caei sobre el Grupo Río Ocoa (Figura 3.2 y 3.3).

### 3.2.4. Estructura del borde suroriental de la Cordillera Central

La estructura general de la vertiente meridional de la Cordillera Central en la región de estudio es un cabalgamiento del basamento (básicamente el Grupo Tireo) sobre el

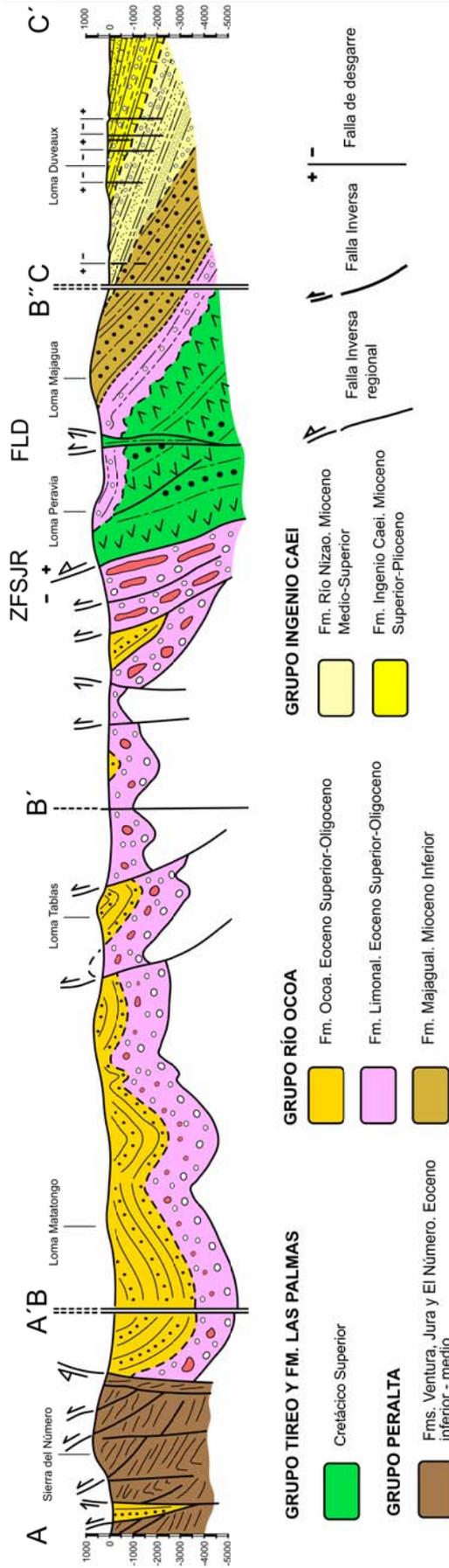
Cinturón de Peralta, mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann *et al.*, 1991b), que en sectores más noroccidentales posee una traza subvertical, suponiéndose para ella movimientos en dirección tardíos. No obstante, conviene recordar que en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte se ha cartografiado, localmente, un contacto discordante por *onlap* de las Fms. Ventura y Jura (Grupo Peralta) sobre la Fm Tireo, lo que regionalmente implica que ésta debe ser el sustrato de al menos una parte del Cinturón de Peralta.

En los sectores más orientales de la cordillera se encuentra el Grupo Ingenio Caei (Hoja de Nizao), discordante sobre el Grupo Río Ocoa y compuesto por una serie monoclinial, de dirección SO-NE basculada ligeramente al SE con buzamientos cada vez menores para las unidades más recientes, denotando la existencia de una discordancia de carácter progresivo. La orientación y el basculamiento de las unidades del Grupo Ingenio Caei muestra una relación clara con la inmersión que se observa en los ejes de los pliegues de la Fm Ocoa hacia el SE, por lo que Heubeck y Mann (1991) relacionan este hecho con una fase de levantamiento de la Cordillera Central en un *restraining bend*, a partir del Mioceno superior y hasta la actualidad.

### 3.2.5. Estructura del Grupo Río Ocoa

En la vertiente meridional de la Cordillera Central, el Grupo Río Ocoa forma una secuencia de sedimentos superior a 4.000 m de espesor (Hernáiz-Huerta, 2000; Díaz de Neira, 2000), y generalmente ha sido atribuido toda la unidad inferior del grupo, la Formación Ocoa. En la Hoja de Baní afloran ampliamente las formaciones del Grupo Río Ocoa, que aparecen en contacto mecánico con los materiales del Grupo Tireo y de la Fm Las Palmas, por lo que no se ha podido saber la relación original entre el Grupo Río Ocoa y su basamento en este sector.

En la Hoja de Baní, la estructura del Grupo Río Ocoa se puede dividir en dos sectores claramente diferenciados, que además, han condicionado la estratigrafía de la región. Ambos sectores se encuentran separados por la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR). En la parte occidental del citado accidente aflora ampliamente la Fm Ocoa, que presenta una estructura de pliegues y cabalgamientos vergentes al SO. Hacia el este de la ZFSJR, afloran la Fm El Limonal y la Fm Majagua, con otro estilo de deformación donde se observan algunos pliegues y sobre todo, la influencia de algunos *splays* de la ZFSJR que provocan la aparición del basamento entre la Fm Limonal (Zona de Fall Loma de Desecho).



**Figura 3.3.** Cortes geológicos con los principales elementos estructurales del Cinturón de Peralta en las hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao. Situación de los cortes en la Figura 2.1. ZFSJR, Zona de Falla de San José-Restauración. FLD, Falla de la Loma de Desecho.

La estructura de la Fm Ocoa, al oeste de la ZFSJR está formada por una sucesión de varios pliegues de dirección aproximada N160E que presentan sistemáticamente un plunge de unos 20° a 35° hacia el SE, sin una vergencia clara, interrumpidos con sucesivos cabalgamientos verticalizados que repiten la sucesión estratigráfica en varias ocasiones. También se han observado zonas transpresivas de componente izquierda que probablemente rejuegan los cabalgamientos mostrando actualmente componentes en dirección. En cuanto a los pliegues los planos axiales son subverticales y las charnelas varían entre amplias y redondeadas en pliegues de amplio radio (Loma de Mingo, El Monte la Niña) o más de tipo anguloso con flancos algo más estrechos (Cañada Salvia, Loma de las Tablas). En cuanto a los cabalgamientos, existen al menos cuatro accidentes importantes (Arroyo Agusadero, Matanzas, Cerros de Baní, Villa Güera) que han sido rejugados y cortados por sistemas dextrales de fallas de salto en dirección de orientación NNE-SSO dentro de un campo siniestro general de orientación NO-SE. Estas zonas están representadas principalmente por los sistemas de El Naranjo, Matanzas-Las Tablas y Cerros de Guazuma. También se observa un sistema de fallas dextrales de poco salto, de orientación NE-SO que corta las trazas axiales de los pliegues y posiblemente también los cabalgamientos. Este sistema se observa muy bien al este de Fundación de Sabana Buey y es la continuación del sistema de fallas que afecta a la desembocadura del Río Ocoa.

En el sector este de la ZFSJR afloran las Fms Limonal y Majagua con una estructura sencilla, de estilo claramente diferente al sector occidental de la ZFSJR (Fig 3.3). Se puede observar la existencia de pliegues suaves, de gran radio, como el sinclinal del Limonal, que muestra una terminación perisinclinal en la zona de la Loma de Las Joyas, denotando un plunge de unos 20° hacia el SE del eje del pliegue. El flanco este del Sinclinal del Limonal está cortado por el sistema de Fallas de Loma Desecho, un sistema siniestro en flor positiva, de orientación NNO-SSE, que provoca la aparición del basamento (Tireo y Las Palmas) en una cuña que se abre hacia el norte y se desarrolla en la Hoja de La Montería. Este sistema de Loma Desecho arranca como un splay de la ZFSJR a la altura de los Cerros del Ojo del Agua (oeste de Carretón), y produce el arqueamiento del tramo olistostrómico intermedio de la Fm Limonal (L2), especialmente visible en los Cerros La Cuesta de la Madera. Otro sistema a menor escala de éste es el que se observa justo al SSE del Carretón. Hacia el este de la FLD la sucesión continúa mostrando una gran serie monoclinial de orientación NNO-SSE y buzamientos moderados al ENE, dentro de las Fms Limonal y fundamentalmente de la Fm Majagua, que realmente corresponde al flanco SO de un gran pliegue sinclinal con

una fuerte inmersión (aprox. 35°) hacia el SE (Sinclinal de Loma del Guano), visible en la esquina NE de la Hoja y bien desarrollado en las Hojas de La Montería y San Cristóbal.

### 3.2.5.1. Deformación sinsedimentaria del Grupo Río Ocoa

Un aspecto a tener en cuenta en las rocas del Grupo Río Ocoa es el alto grado de deformación sinsedimentaria (*soft sediment deformation*) que presentan algunos tramos litológicos de la formación basal del grupo (Fm Ocoa), en especial los tramos inferiores, que además suelen ser conglomeráticos y olistostrómicos. También el tramo intermedio de la Fm Limonal presenta rasgos y características olistostrómicas, aunque de menor importancia que las registradas en la Fm Ocoa. Por el contrario, Heubeck y Mann (1991) no describen ninguna estructura de deformación sinsedimentaria en la Fm Ocoa. Un análisis crítico más detallado sobre este aspecto se encuentra en Hernáiz-Huerta (2000) o Díaz de Neira (2000). En relación con la atribución de las estructuras a procesos sedimentarios o tectónicos, en frecuentes ocasiones es difícil diferenciar la fábrica sinsedimentaria producida por procesos de deformación asociada a depósitos olistostrómicos y desplomes en la cuenca, con la propia fábrica tectónica producida por la actuación de fallas o cabalgamientos.

El desarrollo de estructuras en un estado de prelitificación está relacionado con el carácter caótico de algunos tramos de la Fm. Ocoa, originados por deslizamientos gravitacionales de materiales asociados a un borde de de cuenca activo (borde NE). De hecho, estas estructuras están asociadas fundamentalmente, aunque no de forma exclusiva, a aquellos tramos en los que la sedimentación es de tipo olistostrómico y, sobre todo, al entorno de olistolitos de grandes dimensiones, situados en la base de la formación. Algunos aspectos de la deformación sinsedimentaria que ayudan a diferenciarla de la génesis tectónica han sido:

- Presencia de retazos de series previamente litificadas que aparecen intensamente replegadas, con conglomerados y olistolitos incluidos, circunscritas a tramos de espesores decamétricos o hectométricos, que están delimitados a techo y a muro por superficies planas a partir de las cuales se encuentran series estratigráficas perfectamente organizadas. Estos tramos presentan frecuentes slumps y contienen todo el espectro de depósitos de origen gravitacional hasta brechas intraformacionales. Los slumps se diferencian claramente de los pliegues tectónicos por presentar una mayor incongruencia en sus parámetros y mostrar un aspecto más

discontinuo, teniendo charnelas curvas y replegadas que a menudo no tienen una dirección consistente.

- Abundantes fallas de trazas anastomosadas, generalmente subparalelas a la estratificación, cuyas superficies están fuertemente estriadas indicando sentidos de movimiento muy diversos. En los términos más competentes, las fallas llevan asociadas zonas cataclásticas de espesores decimétricos, en las que la presencia de frecuentes venas y brechas sugiere un proceso dominante de fracturación hidráulica.

- Microfábrica por cizallamiento, con una intensidad y distribución espacial muy heterogéneas. Esta microfábrica afecta esencialmente a los términos pelíticos, a los que confiere un aspecto escamoso; es del tipo *scaly clay* o *argile scagliose* descrita en *melanges*.

Por otro lado, se puede observar el desarrollo de fábricas tectónicas claras a lo largo de fallas inversas y de salto en dirección cartográficas, que producen una estructuración congruente con la cinemática de dichos accidentes tectónicos y en frecuentes ocasiones, producen la repetición de los términos estratigráficos. Este hecho diferencia claramente la fábrica tectónica de la fábrica de deformación sinsedimentaria, aunque en ocasiones el resultado final pudiera ser similar desde el punto de vista estructural.

### **3.3 Evolución tectónica y edad de la deformación**

A escala regional se han encontrado indicios de una fase de deformación ocurrida ya en el Cretácico superior (Campaniense), donde una discordancia separa los materiales volcánicos y sedimentarios del Grupo Tireo y materiales turbidíticos pertenecientes a la Fm Las Palmas. Este hecho es significativo puesto que puede que registre el momento final del Arco de Islas que actualmente se encuentra formando la Cordillera Central, o una fase de deformación entre una parte antigua del arco de islas y el depósito de unos sedimentos pertenecientes a una cuenca trasera de arco.

En la región de estudio se produce en esta edad la discordancia entre el Grupo Peralta y el Grupo Río Ocoa. Mientras que el Grupo Peralta parece depositarse en un contexto trasero de arco, con series turbidíticas y carbonatadas distales, el Grupo Río Ocoa está formado por grandes acumulaciones de conglomerados, con olistolitos del Grupo Peralta, del Grupo Tireo y otros de procedencia desconocida, que se depositan en un gran surco NO-SE al suroeste de la ZFSJR, mostrando una asimetría estratigráfica entre los materiales del Grupo Río Ocoa depositados en el boque de techo de la

---

ZFSJR, mucho menos potentes, que permite suponer la existencia de la ZFSJR ya con funcionamiento desde el Eoceno superior. Posteriormente, en el Mioceno inferior tiene lugar un nuevo evento que produce la deformación en un cinturón de pliegues y cabalgamientos del Grupo Río Ocoa, fundamentalmente de la Fm Ocoa, debido a la colisión de la parte central de La Española (Cordillera Central) con el dominio suroeste de La Española, principalmente con los relieves volcánicos del Ridge de Beata. Después de este evento tiene lugar el depósito del Grupo Ingenio Caei, que acontece en un contexto de levantamiento continuado del margen suroriental de la Cordillera Central debido al carácter oblicuo del acercamiento entre las placas norteamericana y caribeña, que produce una discordancia progresiva en los materiales del Ingenio Caei y la inmersión de los ejes de los pliegues observados en el Grupo Río Ocoa.

---

## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1 Análisis geomorfológico

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural y morfogenético. En el primero se analiza el relieve como una consecuencia del sustrato geológico (litología y estructura). En el segundo se describen las formas del relieve como resultados de la actuación de los procesos externos, agrupándolas según el tipo de proceso (morfogénesis).

#### 4.1.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja (escala 1:50.000) de Baní cabe distinguir dos dominios morfoestructurales:

- Extremo meridional de la Cordillera Central
- Orla aluvial y glacis de enlace entre los relieves de la Cordillera central y la costa

La Cordillera Central se caracteriza por el desarrollo de pliegues apretados con dirección NNO-SSE, subverticales o con débil vergencia al oeste, y donde la mayor extensión de afloramiento corresponde a las formaciones turbidíticas de Ocoa y Limonal. Éstas presentan abundantes olistolitos y en consecuencia escasa continuidad de tramos o capas competentes, lo que se traduce en crestas montañosas de corta longitud y en el predominio de cerros cónicos, excepto en el sector oriental de la hoja, donde los olistolitos llegan a ser grandes láminas rocosas de varios kilómetros. La continuidad de dichas litologías también se ve interrumpida por fallas aproximadamente perpendiculares a la dirección general de la estructura, algunas de las cuales presentan actividad neotectónica, como ocurre al sur del río Ocoa y en el límite oriental del área de estudio.

La orla aluvial y los glacis de enlace configuran extensos planos con suave pendiente hacia la costa, donde los ápices de los abanicos crean profundos entrantes entre los relieves. En sus sectores más distales y próximos a la costa, llegan a cubrir los afloramientos más meridionales de la Cordillera Central, como ocurre en el sector oriental.

#### 4.1.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la hoja, en especial sobre los relieves de la Cordillera Central.

Las fallas y fallas supuestas presentan direcciones comprendidas entre NE-SO y ESE-ONO y corto recorrido identificado o representado, aunque su longitud puede ser mayor, dado que las formaciones turbidíticas Ocoa y Limonal no proporcionan la suficiente expresión morfológica para identificar la traza de las fracturas. En los abanicos de 2ª generación del río Ocoa se ha localizado una falla con indicación de bloque hundido, que como se verá más adelante ha debido participar en el giro de 90° experimentado por dicho curso fluvial. En las inmediaciones de El Limonal la fotointerpretación ha permitido representar un escarpe de falla en un segmento de una falla supuesta oblicua a las estructuras.

Como formas relacionadas con el plegamiento o afloramiento de materiales competentes se han identificado numerosos escarpes estructurales en capas monoclinales, con alturas inferiores a 25 m, y crestas en capas subverticales. Son numerosos los pequeños cerros cónicos creados por los olistolitos de las formaciones turbidíticas ya mencionadas, aunque, en su mayoría, no son representables a esta escala de trabajo, exceptuando el Cerro de Peravia, situado al noreste de Baní. También hay que destacar la existencia de pliegues conformes, con un pequeño anticlinal contiguo a la elevación que se acaba de mencionar, y dos sinclinales en las Lomas de Arroyo Mingo y de las Tablas.

#### 4.1.2. Estudio del modelado

En lo que sigue se realiza una descripción de todas las formas representadas en el mapa geomorfológico, agrupadas según su origen. Destacan por su variedad y extensión las de origen fluvial, seguidas por las de carácter poligénico.

##### 4.1.2.1. Formas gravitacionales

El moderado relieve del área junto con la escala de trabajo impiden la representación de los numerosos pero reducidos coluviones que cubren diversa laderas del sector central de la hoja, donde se ha optado por su integración total o parcial – dependiendo de la pendiente – en el mismo recinto identificado como glacis de vertiente. Sólo se ha representado un coluvión más extenso que el resto, localizado en la ladera meridional de la Loma de Peravia.

#### 4.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Entre las **formas fluviales debidas a erosión**, la incisión lineal aparece más desarrollada en el sector occidental, donde el predominio de la litología arcillo-margosa de la formación Ocoa propicia el desarrollo de un drenaje dendrítico muy denso, que se ha representado como cárcavas. En el lecho menor o cauce principal de los ríos Ocoa y Baní, así como en las áreas de derrame lateral de este último, se produce arroyada en regueros cambiantes. Dentro de este grupo de formas cabe destacar las pérdidas de drenaje que tienen lugar en los abanicos del sector occidental del área, donde sólo los cursos más importantes alcanzan la línea de costa. Las crestas de interfluvios se localizan en la zona más elevada del norte de la hoja.

En lo referente a las **formas de depósito** destacan los abanicos torrenciales, que alcanzan su máximo desarrollo en la mitad occidental de la hoja, y donde pueden distinguirse las tres generaciones ya descritas en el apartado dedicado a los depósitos cuaternarios.

En el sector más occidental, correspondiente al valle del río Ocoa, las dos generaciones de abanicos más antiguas aparecen compartimentadas y desniveladas por fallas con actividad reciente, las cuales han dado lugar a la creación de un relieve o umbral con dirección E-O, y de un *semigraben* situado al norte del mismo, por el cual se ha canalizado el río Ocoa, dirigiéndose a la hoja contigua de Sabana Buey. Dicho río discurre en la hoja de Baní con dirección NNO-SSE, hasta alcanzar dicho umbral y girar 90<sup>0</sup>, dirigiéndose hacia el oeste. En este mismo sector, los retazos dejados por la erosión de los abanicos más antiguos o de primera generación, se sitúan a cotas – referidas a la base de los mismos – de 90 a 100 m, dos kilómetros al norte del umbral mencionado, y a una cota similar o algo mayor ya sobre éste. Teniendo en cuenta la pendiente deposicional de estos materiales, se deduce un hundimiento de varias decenas de metros en el bloque septentrional del *graben* mencionado.

En este mismo sector del valle del Ocoa, los abanicos de segunda generación, más extensos o menos erosionados que los anteriores, se prolongan a través del umbral mencionado hasta la costa actual, marcando así el primitivo curso fluvial y su correspondiente desembocadura, previos al levantamiento de dicho relieve. De esta manera, la morfología actual de estos abanicos está fuertemente alterada por la neotectónica y la simultánea y posterior regularización de las laderas y escarpes de origen tectónico. Este aspecto será retomado con el desarrollo del apartado dedicado a la Evolución geomorfológica.

En el resto de la hoja los dos sistemas de abanicos más antiguos no presentan, o no se han detectado en ellos, alteraciones debidas a neotectónica. La primera generación aparece como relieves alomados o de cima plana, con una altura de una decena de metros sobre la extensa superficie de depósito de los abanicos de segunda generación.

Los abanicos recientes y todavía funcionales, presentan un desarrollo reducido, exceptuando el situado al oeste de Matanzas. En la mayoría sus extremos distales enlazan con los cauces actuales.

El río Ocoa presenta una importante llanura de inundación que se prolonga aguas arriba de algunos valles tributarios. Levemente encajado sobre la misma se extiende un amplio lecho menor. El arroyo de La Fuente, situado aproximadamente en la línea del antiguo Ocoa, también presenta una pequeña llanura de inundación o terraza baja, indicando el reciente encajamiento de la red después que este valle haya sido abandonado por el río Ocoa. Los fondos de valle presentan un largo recorrido en toda la hoja, con la misma dirección que la de los relieves y la de los ejes de los abanicos antiguos. En el río Baní su lecho menor se prolonga aguas arriba como fondo de valle de sus afluentes: los arroyos Paya y Güera. En el mismo río y también en el Ocoa, a partir de su lecho menor se producen extensas áreas de derrame de canal, que en el caso del río Baní pueden estar relacionadas con la avulsión de su lecho menor hacia el este.

El río Baní y su afluente el arroyo Paya presentan terrazas bajas, que en el primero pasan lateralmente a glacia de vertiente que tapizan las laderas del valle.

#### 4.1.2.3. Formas eólicas

Presentan un desarrollo importante, aunque restringidas al sector suroccidental de la hoja, donde cubren un amplio cordón litoral generado por la deriva litoral dirigida de este a oeste. Los vientos dominantes que han propiciado dicha deriva han creado el extenso manto eólico y diversas dunas parabólicas cuyos brazos llegan a alcanzar un kilómetro de longitud, señalando aportes en sentido ESE-ONO.

#### 4.1.2.4. Formas lacustres y endorreicas

Se han identificado dos zonas pantanosas, una situada en las inmediaciones de las formas eólicas descritas y otra en la cabecera del arroyo de La Fuente, coincidiendo la divisoria de aguas poco definida, entre el valle actual del río Ocoa y el primitivo valle

del mismo, donde su ubica el arroyo mencionado. Al norte de Matanzas existe un área endorreica en el entorno de dos pérdidas de drenaje.

#### 4.1.2.5. Formas marino-litorales

Pese a la gran longitud de la línea de costa comprendida en el área, las formas litorales no alcanza un desarrollo ni variedad importantes. Destacan el cordón litoral y la playa asociada al mismo, que se extiende a lo largo de la mayor parte de la costa. Al oeste de la desembocadura del río Baní existe un pequeño paleoacantilado labrado en los materiales del abanico que alcanza la costa en dicho lugar.

En el extremo occidental de la hoja la deriva litoral, debida a los mismos vientos dominantes que generan las dunas parabólicas, están produciendo el avance y desarrollo del cordón litoral hacia la hoja contigua.

#### 4.1.2.6. 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 diversos glacis con distinta tipología.

Los glacis de erosión y glacis de erosión degradados se localizan en el sector occidental del área. Los glacis de erosión degradados aparecen sobre el sustrato cretácico-mioceno, como formas de enlace entre los relieves y los cursos fluviales actuales de moderada incisión. Son superficies irregulares en las que las capas competentes del sustrato sobresalen a una altura similar. Muy probablemente correspondan a la exhumación de dicho sustrato tras el desmantelamiento de un glacis de cobertera previo. En la actualidad también podrían designarse como pedimentos rocosos.

Al sur del río Ocoa, los glacis de erosión desarrollados sobre los abanicos de 2ª generación corresponden a extensas laderas regularizadas y de perfil cóncavo, que han enmascarado los escarpes de las fallas que compartimentan y desnivelan dichos depósitos. En las inmediaciones de Fundación de Sabana Buey aún puede identificarse una de las fracturas que han participado en la creación de la semifosa por la que actualmente discurre el tramo final del río Ocoa, tal como ya se ha mencionado en la descripción de estos abanicos.

Los glacis de cobertera y glacis de cobertera degradados se distribuyen al pie de los relieves de la Cordillera Central, como formas de enlace entre estos y los abanicos de 2ª generación, o con la costa, como ocurre en el extremo oriental del área. Los glacis de cobertera degradados son el resultado de la incisión fluvial actual.

Finalizando con las formas poligénicas, los glacis de vertiente o glacis coluviales, se localizan en los estrechos valles del sector oriental, donde aparecen como pendientes de perfil cóncavo entre las laderas y el escarpe con el que finalizan sobre el cauce encajado después de la creación de dichos perfiles. Por ello, también podrían designarse como glacis-terrazza.

#### **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-miocenas. En la estructuración y emersión paulatina pueden distinguirse dos etapas diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos. Durante el Mioceno, la primera de ellas, 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 la segunda, ya en el Cuaternario, en un régimen tectónico menos conocido, se han generado diversas estructuras en el relleno cuaternario de las cuencas, así como en los depósitos fluviales que orlan los relieves principales.

En lo referente a este área de trabajo, el encajamiento y desarrollo de la red de drenaje ha generado importantes volúmenes de materiales depositados en varios sistemas o generaciones de abanicos torrenciales, que hoy cubren las estribaciones más meridionales de la Cordillera Central, junto a la línea de costa del mar del Caribe. En el entorno del río Ocoa las dos generaciones más antiguas de abanicos se han visto fuertemente alteradas por la neotectónica posterior, tal como se describe a continuación.

En el sector occidental, durante el Pleistoceno superior, el río Ocoa desembocaba dos kilómetros al este del límite de la hoja, donde sus abanicos provocaron un avance hacia el sur de la línea de costa, cuyo trazado rectilíneo solo se ve alterado por los aportes de materiales en las desembocaduras de los cursos fluviales principales: Baní y Nizao.

Ya en el Holoceno, en este mismo sector se produjo un importante acontecimiento neotectónico, que provocó un giro de  $90^{\circ}$  en el curso del río Ocoa y un cambio en la ubicación de su desembocadura.

Tal como se deduce de la cartografía de los abanicos antiguos, el río Ocoa seguía un trazado rectilíneo hasta la desembocadura mencionada, que se vio fuertemente alterado por la actuación de dos familias de fallas con direcciones NE-SO y E-O. Estas generaron un *semigraben* con dirección E-O por él que se canalizó el tramo final del mencionado río hasta su desembocadura en la bahía de Ocoa, en la contigua hoja de Sabana Buey. En el bloque septentrional de dicha fosa tectónica los abanicos parecen conservar su pendiente original, mientras que en el bloque meridional aparecen elevados y compartimentados. Es en este borde meridional del *graben* – borde tectónico- donde los abanicos de la segunda generación, más extensos o mejor conservados que los de la primera, aparecen afectados por un pequeño graderío tectónico en descenso hacia el cauce actual del río mencionado. De forma simultánea la mayor parte de dicho graderío ha experimentado una regularización o modelado reciente, adquiriendo una morfología de glacis de vertiente o laderas regularizadas, que enlazan con el nuevo valle del río Ocoa, así como con el valle abandonado, por él que hoy discurre el arroyo La Fuente.

En definitiva, en el bloque meridional del mencionado *graben* la morfología actual de dichos abanicos no se corresponde con la original, puesto que ésta ha sido alterada de forma importante por la neotectónica y los procesos gravitacionales y de arroyada que han remodelado el nuevo relieve. Dicho modelado ha provocado el enmascaramiento parcial de las fallas mencionadas.

En el resto del área, los abanicos de 1ª generación experimentaron un desmantelamiento simultáneo al desarrollo y encajamiento bajo ellos de los de 2ª generación. Los primeros quedaron reducidos a suaves relieves residuales en tanto que los segundos llegan a ocupar una parte importante de la hoja, sin que presenten ningún indicador de actividad neotectónica posterior.

En el ámbito regional del sector meridional de La Española, el giro de  $90^{\circ}$  que tuvo lugar en el río Yaque del Sur es similar al experimentado por el río Ocoa. La edad del acontecimiento del Yaque del Sur se ha podido conocer de forma indirecta, mediante la datación de los arrecifes que orlan el lago Enriquillo (5.000 a 2.800 años, Taylor *et al.* 1985), los cuales quedaron aislados del mar por los aportes de materiales en la

---

desembocadura de dicho río, en lo que hasta ese momento había sido una profunda bahía.

Pese a la ausencia de dataciones similares en la presente hoja, es muy posible que los eventos ya descritos en la misma sean coetáneos con el que se acaba de describir, para cuyo origen o contexto geodinámico se ha mencionado la indentación del relieve submarino, conocido como cresta de Beata (Heubeck y Mann, 1991), en la bahía de Ocoa (Díaz de Neira, 2004).

Después de la captura o giro de  $90^{\circ}$  experimentado por el río Ocoa, éste ha desarrollado su extensa llanura de inundación, en relación a la cual se ha producido la regularización y enlace de las líneas de incisión fluvial y de los fondos de valle, que han acentuado su encajamiento bajo los abanicos antiguos. En el resto del área el encajamiento de la red fluvial ha creado un escalón bajo las terrazas bajas y glacis de vertiente de los valles situados entre los relieves de la Cordillera Central. En la salida del río Baní a la extensa plataforma de los abanicos fluviales, se está produciendo una importante acumulación de materiales en su cauce, que por la moderada pendiente no alcanzan la línea de costa, provocando la avulsión de su canal.

En el extremo occidental de la costa, la deriva litoral ha remodelado el promontorio costero creado por la antigua desembocadura del Ocoa, creando un amplio cordón litoral que se prolonga hacia el oeste. Por último, la abrasión marina actual ha creado un pequeño acantilado en los abanicos, que se ve afectado por dicho proceso durante los episodios de tormenta, puesto que en su base se sitúan la playa y un discontinuo cordón litoral.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

A grandes rasgos y desde un punto de vista geodinámico, la historia geológica de La Española a partir del Cretácico superior es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña. La región estudiada se caracteriza por una compleja evolución tectónica a lo largo del Cenozoico. En este sentido cabe destacar, por sus efectos en la región, la indentación de la cresta de Beata y la creación de un notable sistema de desgarres.

La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar tres grandes etapas (Figura 5.1):

- Cretácico superior, caracterizado por la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.
- Paleógeno, definido por una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Neógeno-Cuaternario, caracterizado por la estructuración definitiva de la región, con creación de diversas cuencas rellenas por sedimentos marinos y continentales. Si bien éstas quedan prácticamente fuera de los límites de la Hoja, su conocimiento es imprescindible a fin de establecer la secuencia de acontecimientos más recientes de la zona.

### 5.1. El arco insular del Cretácico superior

Dentro del Cinturón de Peralta, durante el Cretácico superior (Albiense-Campaniense), el estadio de arco está representado por los materiales volcánicos, subvolcánicos y volcano-sedimentarios del Grupo Tireo, no aflorante dentro de la Hoja de Nizao, interpretado como una parte del edificio volcánico-plutónico del arco isla circumcaribeño.

Todavía durante el Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) sobre el Grupo Tireo, y tras una fase de deformación tectónica que pliega el Grupo Tireo, se deposita la Fm Las Palmas. La Fm Las Palmas se ha interpretado como un sistema turbidítico instalado en la cuenca trasera de arco, alimentada por los aportes procedente de la construcción de un arco insular y por pequeñas plataformas someras de sedimentación mixta.

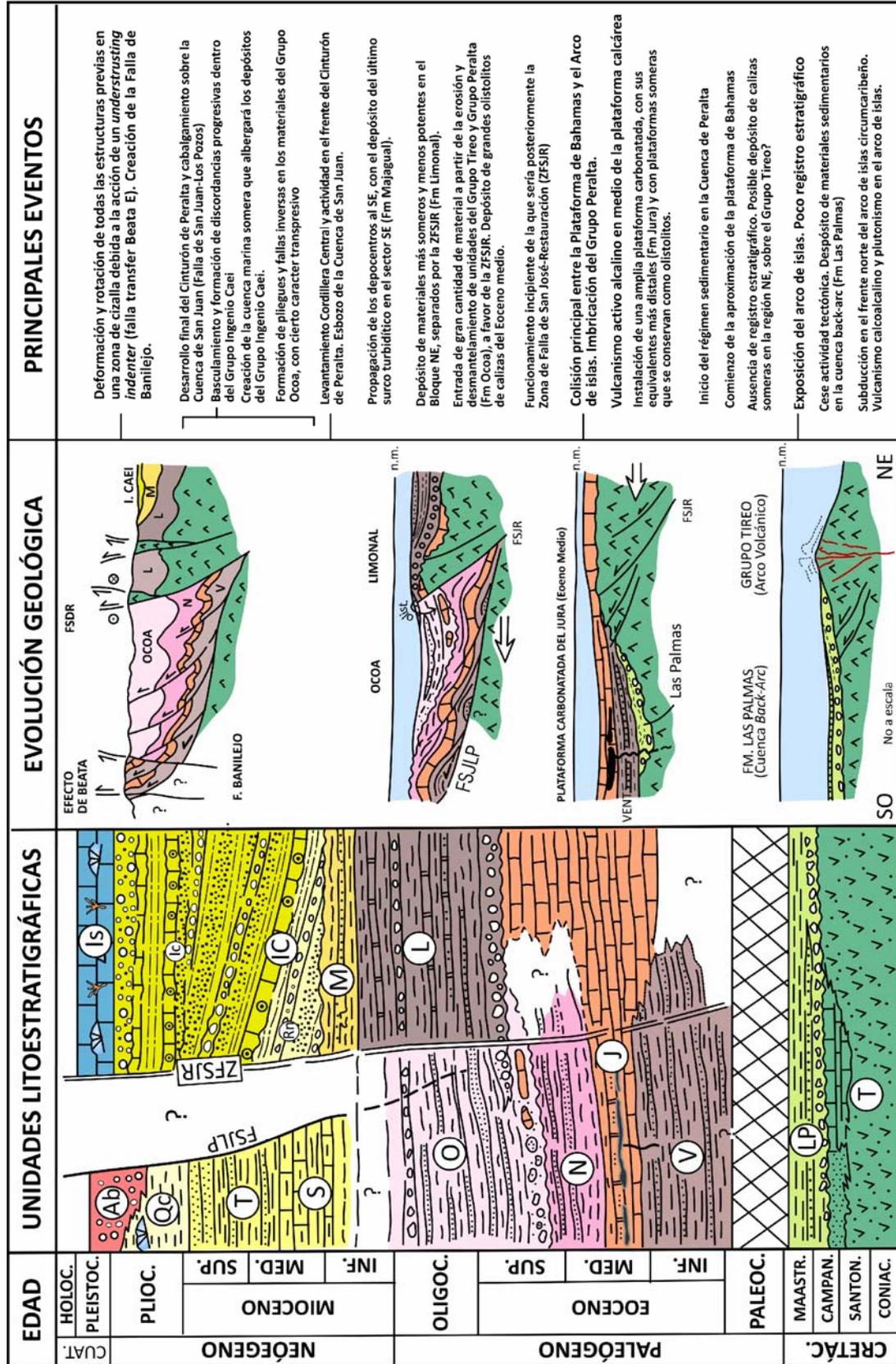


Figura 5.1. Historia geológica del Cinturón de Peralta en las hojas de Sabana Buey, Bani y Nizao

Aunque por su situación, naturaleza, edad y disposición esta cuenca es, sin duda, coetánea a la actividad del arco, no es del todo descartable que su funcionamiento haya tenido lugar en una etapa de menor actividad del arco volcánico.

## **5.2. La cuenca terciaria**

La ausencia de registro cercano al límite Cretácico-Terciario impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida en la región entre el cese de la actividad del arco cretácico y el inicio de la sedimentación terciaria. Éste tendría lugar a comienzos del Eoceno, sin que deba descartarse que se produjera en el Paleoceno. En otros sectores de la isla se ha puesto de manifiesto una etapa de emersión o de depósito de calizas someras (Heubeck y Mann, 1991; Pérez-Valera, 2010) para el Paleoceno. En cualquiera de los casos, el dispositivo en el que se produjo la sedimentación paleógena estuvo caracterizado por un profundo surco submarino alargado según NO-SE, paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al Noreste. El arco, localizado en el ámbito de la actual Cordillera Central, actuó como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual cinturón de Peralta, cuyo relleno se llevó a cabo en dos grandes etapas relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa.

Por otro lado, dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior en relación con un proceso de imbricación de escamas en el Grupo Tireo. Su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que en esta fase habría comenzado a deformarse. Este episodio está ampliamente registrado en toda La Española, principalmente en los dominios septentrionales (Cordillera Septentrional y Grupo Tavera, en la Cordillera Central), y se asocia al evento principal de colisión entre las placas norteamericana y caribeña, que debió de transmitir el esfuerzo necesario incluso para que las regiones al sur de la Cordillera Central se empezaran a deformar dando lugar al inicio de la estructuración del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, con propagación hacia el Suroeste. En este contexto tiene lugar el depósito del Grupo Ocoa, discordante sobre el Grupo Peralta.

Producto de la colisión del Eoceno Superior, se interpreta que ya a partir de estos momentos, es activa la Zona de Falla de San José Restauración (ZFSJR), pues se observan importantes cambios estratigráficos a ambos lados, de modo que la Fm Ocoa se depositó al SO de la ZFSJR, mientras que las otras dos formaciones

pertenecientes al Grupo Ocoa (Fm Limonal y Fm Majagua), se encuentran principalmente al NE de la ZFSJR. De esta forma la sedimentación de la Fm Ocoa se produjo desde el Eoceno superior al Oligoceno con características marinas pelágicas, distales, con la inclusión de varios tramos conglomeráticos y olistostrómicos. De ellos, el tramo basal es el más importante, y el que contiene los olistolitos de mayor tamaño. La principal área de alimentación de la cuenca continúa siendo el sector correspondiente a la actual Cordillera Central, aunque también incluyen sedimentos provenientes de las formaciones del Grupo Peralta. La fisiografía de la cuenca en la que se produjo la sedimentación de la Fm Ocoa correspondería a un surco alargado según NO-SE, limitado al Noreste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm Neiba. La distribución de facies de la Fm Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo.

Por otra parte, al NE de la ZFSJR se deposita la Fm Limonal, directamente discordante sobre materiales del Grupo Tireo y de la Fm Las Palmas, y muestra una asociación de facies que comienza con depósitos deltaicos y continúa con sedimentos de cierta afinidad turbidítica, aunque la aparición de tramos calcareníticos denota unas condiciones más someras que para los sedimentos de la misma edad de la Fm Ocoa. Las condiciones de cuenca turbidítica continúan hasta el Mioceno inferior, hacia el NE de la zona (Hoja de Baní y de Nizao) con el depósito de la Fm Majagua, que registra los últimos materiales depositados en condiciones de cuenca.

En otras posibles causas, la aproximación de los relieves volcánicos de la Cresta de Beata y la colisión del plateau oceánico del Caribe cretácico con el arco isla volcánico del dominio central de La Española en el Mioceno inferior produce un evento de colisión con los sedimentos depositados en la vertiente meridional de la Cordillera Central. Esta colisión produjo una elevación y somerización forzada registrada a través de una discordancia angular que separa los materiales del Grupo Ocoa con del Grupo Ingenio Caei.

El Grupo Ingenio Caei, formado por las Fms Río Nizao e Ingenio Caei, registra una serie de discordancias de capas en abanico, o discordancias progresivas, que representa la sedimentación sincrónica al levantamiento de la Cordillera Central desde el Mioceno superior dentro de un sistema deltaico-marino somero,. En conjunto, el Grupo Ingenio representa un sistema marino costero de sedimentación mixta que

experimenta sucesivas oscilaciones relativas del nivel del mar. Los episodios transgresivos se registran mediante la interrupción del aporte sedimentario y la instalación de plataformas marinas de sedimentación carbonatada y mixta. Los descensos del nivel del mar se observan a través de rápidos pulsos regresivos y de somerización, registrados a partir de la formación de las unidades conglomeráticas y arenosas de naturaleza deltaica.

### **5.3. Cuaternario**

Finalmente, durante en el Pleistoceno el proceso regresivo generalizado que se inicia en Mioceno finaliza con la instalación de los sistemas arrecifales de la Fm La Isabela, que se depositan mediante una discontinuidad erosiva sobre los materiales de la Fm Ingenio Caei. Esta formación registra una suave elevación de esta zona mediante la elaboración de un paleoacantilado y una superficie de erosión marina que se encuentran colgadas varias decenas de metros sobre el nivel del mar.

Durante el resto del Pleistoceno y Holoceno se establece en la zona la dinámica fluvial imperante en la actualidad donde se hace patente, de igual forma, las oscilaciones del nivel de base y una tectónica activa que se refleja en la migración de cauces y en la repetida incisión fluvial sobre terrazas, piedemontes y abanicos aluviales.

## **6.GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **6.1. Hidrogeología**

#### 6.1.1. Climatología e hidrología

El clima es de tipo tropical seco con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de 25,8°C. La precipitación anual media de la región es de 1717,4 mm, medidas en la estación meteorológica de Valdesia (Eptisa, 2004), situada dentro de la Hoja de Baní. Las precipitaciones presentan un régimen bimodal, con picos máximos en Septiembre y Mayo. Los meses más secos suelen ser Enero y Febrero. Por otro lado, la evapotranspiración media anual para el periodo comprendido entre los años 1975 a 2002 se estima en 1658 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio para este mismo periodo, que representan la escorrentía total en la zona, son solamente de 147 mm. La vegetación en la Hoja está dominada por bosque arbustivo espinoso, encontrándose algunas regiones cultivadas en las zonas bajas cercanas a la costa.

En la hoja de Baní existen pocos cauces de agua con caudal continuo y solamente se puede considerar que el Río Ocoa y el Río Baní mantienen un caudal durante todo el año. Aparte de estos dos ríos, se encuentran diversos arroyos de cierta importancia, de este a oeste: Arroyo Paya, Arroyo Güera y Arroyo Bahí. A pesar de no llevar agua estos sistemas pueden arrastrar gran cantidad de material, sobre todo en épocas de precipitaciones fuertes o ciclones. El drenaje es de tipo dendrítico-poligonal, debido al fuerte control estructural y litológico, con una densidad media-baja, con la mayoría de los cauces de funcionamiento esporádico. El Río Ocoa, el más importante tiene altas fluctuaciones de caudal. Un valor estimativo del caudal en la cabecera es de 2.25 m<sup>3</sup>/año, mientras que el Río Baní tiene un caudal medio de 1.11 m<sup>3</sup>/año (Eptisa, 2004).

#### 6.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja se incluyen dentro de la subunidad de la Cordillera Central denominada La Longaniza-Piedra Colorada. A esta subunidad se le estima una extensión de 530.4 km<sup>2</sup> de materiales permeables y 1956 km<sup>2</sup> de materiales impermeables o de permeabilidad baja y está abierta directamente al mar o en contacto con los materiales aluviales cuaternarios de las planicies de Azua y Baní hacia el sur.

Existen diversas unidades de interés hidrogeológico en la Hoja de Baní, pero sobre todo la más importante es la formada por los materiales detríticos aluviales cuaternarios presentes en la planicie costera (sistemas fluviales, abanicos aluviales y deltas), que constituye un acuífero detrítico muy importante (Planicie de Baní, Eptisa, 2004), aunque conectado con el mar. Por otro lado, se han descrito solamente tres pozos en la Hoja de Baní, destinados al uso de abastecimiento y a la agricultura (Eptisa, 2004).

El resto de unidades de la hoja pertenece a materiales cretácico-terciarios con un componente litológico fundamentalmente margoso que las hace impermeables, si bien las fracturas que afectan a estas unidades podrían dar lugar a una permeabilidad de fracturación esta sería en principio baja y su interés hidrogeológico es escaso. La única posibilidad está en los olistolitos carbonatados existentes, aunque su reducido tamaño los hace poco útiles desde el punto de vista hidrogeológico.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Abanicos aluviales y fondos de valle	18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25 y 26	Conglomerados, arenas y lutitas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres. En la costa, intrusión salina
	Dunas y cordones litorales	28 y 29	Gravas y arenas	Media-Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres con posibilidad de intrusión salina
PALEÓGENO NEÓGENO	Grupo Río Ocoa (Fms Ocoa, Limonal y Majagua)	4, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 y 17	Margas, areniscas, conglomerados y calcarenitas	Baja. Predominio de materiales margosos	Acuíferos confinados en calcarenitas o conglomerados
	Olistolitos en el Grupo Río Ocoa (Fm Jura)	5	Calizas margosas, tableadas con sílex	Alta por karstificación y diaclasado	Acuíferos libres
CRETÁCICO	Grupo Tireo y Fm Las Palmas	1, 2 y 3	Rocas volcánicas, grauvacas, brechas, areniscas y margas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significat.

**Tabla 6.1.** Cuadro resumen de las principales unidades o agrupaciones hidrogeológicas presentes en la Hoja de Baní.

## 6.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Baní se reducen exclusivamente al campo de las rocas industriales. No se ha identificado, por tanto, ningún indicio de sustancias metálicas ni energéticas.

El número de canteras identificado ha sido de 3, de las cuales, dos, explotan o explotaron conglomerados y la restante, calizas. Solo una de ellas se mantiene en

actividad, estando el resto, una inactiva y la otra, rellena por vertidos al estar convertida en basurero.

La cantera activa, es de tamaño grande y, en realidad, agrupa una serie de explotaciones próximas, convirtiéndose en una zona de explotación sobre el mismo recurso: los conglomerados y gravas de los abanicos aluviales. Las otras dos, la que explotaba caliza es de tamaño mediano y la que explotaba conglomerados, de tamaño grande

### 6.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

#### 6.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Los conglomerados de los abanicos aluviales, son de esqueleto quebrantado, poligénicos, englobando mayoritariamente clastos de rocas ígneas y carbonatados. La matriz, arcillosa de color pardo-girsácea se hace, cuantitativamente, mayoritaria en los niveles de extracción, lo que dificulta el proceso minero.

Las calizas explotadas corresponden a un olistolito de la Formación Limonar, constituido por calizas tableadas margosas.

#### 6.2.2. Potencial minero

La actividad en este sector está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de construcciones diversas. Los litotectos existentes en la Hoja poseen grandes reservas y son susceptibles de aprovechamiento futuro, sobre todo en el caso de los conglomerados, habida cuenta de las limitaciones medioambientales, cada vez más estrictas y necesarias, que prohíben la extracción de este recurso de los cauces de los ríos. Además, su situación a pie de una buena carretera de acceso al principal foco reconsumo, la capital del país, favorece su futuro desarrollo.

El factor limitante, es la excesiva cantidad de matriz que ha de movilizarse para la extracción de los niveles conglomeráticos.

**6.2.3 Listado de Indicios**

NÚMERO	COORDENADAS NAB 27		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	0357750	2023750	Abanicos aluviales	Conglomerados	Abandonada	Grande	Árido
2	0353750	2024000	Abanicos aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Árido
3	0366500	2019300	Olistolito en Fm Limonal	Calizas tableadas margosas	Abandonada	Mediano	Árido

---

## **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 Lugares**

En la Hoja de Baní existe una buena cantidad de áreas con observaciones geológicas, que podrían merecer la categoría de lugares de interés geológico. Sin embargo, se han seleccionado solamente aquellos lugares que ofrecen buenas observaciones de aspectos geológicos suficientemente representativos y con unas condiciones de afloramiento excepcionales junto a un acceso relativamente fácil.

Se han seleccionado dos L.I.G., que corresponden a dos itinerarios, uno por el Río Paya, donde se observan los materiales de la Fm Limonal, y otro por la costa, en la región de Matanzas, donde existe una buena exposición de los materiales aluviales que constituyen los sistemas de abanicos de la planicie de Baní.

### **7.3. Descripción de los Lugares.**

Se describen dos L.I.G, que cuentan con buenos accesos, y se realizan a pie por la playa. Su interés principal es estratigráfico y geomorfológico. Por su posible utilización se pueden catalogar como didácticos y científicos, en tanto que su ámbito de influencia es fundamentalmente regional.

#### **7.3.1. L.I.G. N° 1. Arroyo Paya.**

El acceso a este LIG se realiza desde una pista que parte desde La Vereda, donde se llega partiendo de una pista que sale desde Peravia a El Limonal. A partir de la Vereda, un pequeño camino que parte al sur hasta atravesar el Arroyo Paya, donde se continúa a pie.

El itinerario comienza aguas arriba hasta llegar al Cerro de la Fuente, que consiste en un olistolito de calizas blancas, micríticas, con silex, embebido en los conglomerados y arenas del tramo basal de la Fm Limonal. En el contacto superior del olistolito se puede observar claramente que se trata de un bloque caído puesto que se encuentran diaclasas rellenas del material clástico suprayacente lo que indica que ya estaba consolidado el bloque antes de caer a la cuenca. Por encima lo que se puede observar es una sucesión espectacular de conglomerados, gravas arenas y lutitas arenosas, organizadas en diversas secuencias que muestran tendencias primero progradantes y finalmente retrogradantes de sistemas deltaicos, con procesos de flujos densos capaces de transportar grandes clastos y olistolitos. El tránsito hacia la parte superior se realiza de forma gradual, siguiendo aguas abajo el Arroyo Paya.

El interés de este punto es científico y didáctico, relativo a la caracterización de los olistolitos, y su correcta interpretación en el contexto estratigráfico regional. También es una buena oportunidad de observar materiales deltaicos dominados por los procesos de depósito sedimentario a partir de importantes sistemas de drenaje y de observar su evolución progradante-retrogradante. Su importancia es local por cuanto se trata de un sistema exclusivo de esta región.

### 7.3.2. L.I.G. N° 2. Abanicos aluviales en Matanzas.

A este itinerario se accede siguiendo una pista al sur que va desde Matanzas a la costa. Desde ahí, se continúa a pie por la costa hacia el oeste hasta llegar a un acantilado donde no se puede continuar a pie.

La erosión marina en la costa de Matanzas ha proporcionado unos buenos afloramientos de los materiales aluviales de los distintos sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan ampliamente en la planicie de Baní, muy continuos lateral y verticalmente. En este itinerario se pueden seguir lateralmente y reconstruir parcialmente la historia de apilamiento de sucesivos episodios de abanicos aluviales. En concreto se pueden observar tres secuencias en la vertical que comienzan con conglomerados, siguen con lutitas y arenas y terminan con paleosuelos enrojecidos. Estas tres secuencias constituyen distintos episodios de construcción de los abanicos de la fase 2 descrita en el apartado de Geomorfología. Siguiendo el itinerario por la costa se puede ver como estas tres fases, bien desarrolladas al inicio del itinerario, cambian lateralmente y en parte son erosionadas por sistemas aluviales posteriores que a su vez agradan verticalmente, demostrando la complejidad de los sistemas aluviales cuaternarios, ligados en ocasiones a fluctuaciones rápidas del nivel de base marino.

El interés de este punto es científico y didáctico, y su importancia es sedimentológica, geomorfológica y en Geología del Cuaternario, debido a que se observan procesos sedimentarios recientes ligados a la actividad de los abanicos aluviales y su construcción en la vertical así como su evolución lateral y relación con otros procesos aluviales posteriores.

---

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- AMARANTE, J.F. & GARCIA, J.M.**, 1990. Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Tecnica. p. 1-134.
- AMARANTE, J. F. & LEWIS, J. F.**, 1995. Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 240.
- BERMÚDEZ, P.J. (1949)**. Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 322 pp.
- BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A., MULLER, C. (1983)**. Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. In: Studies in continental margin geology (Watkins, J.S., Drake, C.L., Eds.). A.A.P.G. Memoir 34, 325-346.
- BILICH, A., FROHLICH, C., AND MANN, P. (2001)**, Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions: *Journal of Geophysical Research* 106, 443-452.
- BLESCH, R.R. (1966)**. Mapa geológico preliminar. In: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, Escala 1.250 000.
- BOURGOIS, J., BLONDEAU, A., FEINBERG, H., GLANÇON, G., VILA, J.M. (1983)**. The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola. tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXV, 83-89.
- BOWIN, C. (1960)**. Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.
- BOWIN, C. (1966)**. Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., *Caribbean geological investigations*. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.
- BOWIN C. (1975)**: The geology of Hispaniola, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM A. y STEHLI F. Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.

- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LÉPINAY, 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., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002).** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 106(6), 1-8.
- CALAIS, E., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). *Marine Geophysics Research* 17, 63-95.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1998).** Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. En: *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. (J.F. Dolan, P. Mann, Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 125-142
- 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., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 158 pp.
- COOPER, C., (1983).** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. MSc Thesis, State University of New York, Albany, 145 pp.
- DEMETS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000).** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437–440.
- De ZOETEN R., MANN P. (1991):** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 265-279.
- De ZOETEN R., MANN P. (1999):** Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the

North America – Caribbean Plate boundary zone. Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world edited (Mann, P. Ed.; Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

**DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2000a).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

**DÍAZ DENEIRA, J.A. (2000b).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-II (Azua) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

**DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2004).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-I (Barahona) y Memoria correspondiente. Proyecto “L” (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

**DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNALZ HUERTA, P.P. (2000).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-II (Sabana Quéliz) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” 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. 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. (1988).** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 p.

---

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

**DOLAN J.F., WALD D.J., (1998).** The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F., Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.

**DOLAN J.F., 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 A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.

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

**DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D. (1990).** History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (Dengo, G., Case, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.

- DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997).** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 10, 281-299.
- DRAPER G., LEWIS J.F. (1991).** Metamorphic belts in central Hispaniola. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 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 expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): 1143-1146.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Central, 293 pp.
- ESCUDER VIRUETE J. (2004).** Informe de petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002).** Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana. implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica* 37(2-3), 123-162.
- ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004).** La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico

Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.

**ESCUDE VIRUETE J., DIAZ DE NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006a).** Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161-186.

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

**ESCUDE 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.

**ESCUDE 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, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118 (2), 221-242.

**ESCUDE VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007b).** Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2), 195-174.

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

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

- ESCUDEY 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.
- ESCUDEY-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 407-425.
- GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDEY VIRUETE J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.
- GÓMEZ SÁINZ, A.(2000).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 230 pp.
- GONÇALVES, P.H., GUILLOT S, LARDEAUX, J.M., NICOLLET, C., MERCIER DE LEPINAY, B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samaná Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000a).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 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 nº 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., 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.
- 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. (1992).** Sedimentology of large olistoliths, Southern Cordillera Central, Hispaniola. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 3; 474-482.
- HEUBECK, C., MANN, P. (1991).** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis, (eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 315-336
- HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J., MONECHI, S. (1991).** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70, 1-32
- 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.
- JIMENEZ, G. & LEWIS, J. F., 1987.** Petrología del área de Restauración, República Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe*, 10, p. 445-453.
- JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., & FONDEUR, L., 1998.** Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.
- JOUBERT, M., URIEN, P., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 192 pp.
- JOYCE, J. (1991).** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 47-76.
- KERR, A.C., TARNEY, J., KEMPTON, P.D., SPADEA, P., NIVIA, A., MARRINER, G.F., DUNCAN, R.A. (2002).** Pervasive mantle plume head heterogeneity:

evidence from the late Cretaceous Caribbean–Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research* 107, 1029-2001.

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

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

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

**KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., 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.

**KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Inédita. Tesis Doctoral. Ruhr-Universität Bochum, Bochum.

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

**LAPIERRE, H., 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., 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: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. Ed.). Geological Society America Special Paper 262, 115-142.

**LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991).** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.

**LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995):** Geochemistry and 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 Ocean Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte Complex, Hispaniola: A discussion. *Journal of Geology*, 107, 505-508.

**LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000):** The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In:

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

**LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*. 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.

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

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

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

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

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

**MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern

---

Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F. and Mann P., Eds.) Geological Society of America Special Paper 326, 63-124.

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

**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

**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.

**MESNIER, H.P., 1980.** Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. Santo Domingo, Dirección General de Minería, 1-55.

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

**MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994).** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea. Pacific origin of the Caribbean Plate. *GSA Today*, 1(1), p. 1-6.

**MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., (1999).** Cretaceous microfaunas of the blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of

Hispaniola. Caribbean. En: Mann, P. (Ed.). Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 (10), 237-246.

**MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D. Y CAVANNA G. (2003).**

Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20, 733-755.

**PALMER, H.C. (1979).** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.

En: Hispaniola; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic (Lidz B., Nagle F. Eds.) Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA).

**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.

**PEREZ-VALERA, F. (2010).** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 5970-II

(Polo) y memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

**PINDELL J.L., DRAPER G. (1991).** Stratigraphy and geological history of the Puerto

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

**PINDELL, J. L., KENNAN, L. (2006).** Mexico and Gulf of Mexico, Exploration

Framework Atlas Volume 4. Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.

**PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009).** Tectonic evolution of the Gulf of Mexico,

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

**PINDELL, J.L., KENNAN, L. STANEK, K.P., MARESCH, W.V., DRAPER, G. (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.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.
- STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- 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
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. CALKINS, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geol. Dominican Republic Mem.*, 268 pp.
- VESPUCCI, P., 1986.** Petrology and geochemistry of the late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. Ph.D. Thesis, George Washington University, Washington D. C., 223 p.
- WITSCHARD, M., DOLAN, J.F. (1990).** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin* 102, 792-806.
- WOODRING, W. P., BROWN, J. S. & BURBANK, W. S. 1924:** Géologie de la reublique d'Haïti. Département des travaux publics, Port-au-Prince, Haïti. p. 1-710.