



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**SABANA BUEY
(6070-I)**

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

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

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Fernando Moreno (INYPESA)

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 Sabana Buey se encuentra situada en la terminación meridional de la Sierra del Número, y en ella están representadas principalmente las unidades que constituyen el Cinturón de Peralta.

En la Hoja se encuentran representados materiales sedimentarios que forman en denominado Cinturón de Pliegues y Cabalgamientos de Peralta, donde se encuentran implicados dos importantes conjuntos litoestratigráficos. El grupo basal lo componen las unidades del Grupo Peralta, constituido por tres formaciones que comprenden desde el Paleoceno? al Eoceno superior, que muestran características marinas de una cierta distalidad, con alternancia de depósitos siliciclásticos y carbonatados. Estas tres unidades corresponden a las Fms. Ventura, Jura y El Número, y se encuentran estructuradas formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos, con vergencia general hacia el SO, aunque en la Hoja de Sabana Buey toda la estructura se encuentra rotada debido al efecto del “indenter de Beata”.

Por encima del Grupo Peralta, mediante una discordancia regional, aunque en la Hoja el contacto es mecánico (Falla de Banilejo) se encuentra el Grupo Ocoa, que comprende también tres unidades, de muro a techo: Fm Ocoa, Fm Limonal y Fm Majagual, con edades desde el Eoceno superior al Mioceno inferior. En la Hoja de Sabana Buey solamente se encuentra representado el tramo basal e intermedio de la Fm. Ocoa, que muestra características básicamente de cuenca, con desarrollo de importantes sistemas turbidíticos, conglomeráticos y olistostrómicos. El grupo Ocoa muestra una deformación menos importante, aunque sigue la misma estructura en pliegues y cabalgamientos, de orden menor y con una importante componente de salto en dirección siniestro.

El Neógeno está prácticamente ausente, por lo que se desconoce prácticamente su historia, y por tanto, la relación del Cinturón de Peralta con la Cuenca de Azua, mientras que el Cuaternario tiene un importante registro tanto marino-costero, como continental. Además, la tectónica reciente producida por el “efecto indenter” ha provocado una compleja historia geomorfológica, cuya máxima expresión es la captura del Río Ocoa.

ABSTRACT

The Sabana Buey Sheet is located in the southeastern end of the Cordillera Central's Sierra del Número and represents mainly the units that constitute the Cinturón de Peralta geological domain.

Sedimentary materials forming the Peralta thrust and fold belts are represented in this sheet, which are composed of two major lithostratigraphic groups. The lower group, (named Peralta Group) consists of three formations ranging from the Paleocene (?) to the upper Eocene. This Peralta Group shows distal marine features as evidenced by the alternating siliciclastic and carbonate deposits observed. These three units are the Ventura, Jura and El Numero Formations, and are structured into a generally SW-verging fold and thrust belt, even though the entire general structure appears rotated due to the effect of the "Beata indenter" in the Sabana Buey Sheet.

The Ocoa Group was unconformably deposited over the Peralta Group at the regional level, although at present and according to the sheet this contact is mechanical (Banilejo Fault) and includes also three units from bottom to top: the Ocoa, Limonal and Majagua Fms, ranging in age from upper Eocene to lower Miocene. In the Sabana Buey sheet only the basal and middle sections of the Fm. Ocoa are represented, which show essential basin characteristics as suggested by the development of turbidite, conglomeratic and olistostromic systems. Deformation in the Ocoa Group is weaker than in then Peralta Group but shows similar thrust and fold structures, with an important sinistral movement component.

Neogene deposits are practically absent from the Sabana Buey sheet and therefore, both its history and the relationship of the Peralta Belt with the Azua Basin remains unknown. On the other hand, Quaternary deposits display an important record of both marine and coastal and continental sediments. In addition, recent deformation produced by the " Beata indenter " has generated a complex geomorphological history whose most prominent expression is the Ocoa River.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	1
1.2. Situación geográfica	4
1.3. Marco Geológico	6
<u>1.3.1 Geología de La Española</u>	<u>6</u>
<u>1.3.2 Macrounidades geológicas</u>	<u>8</u>
<u>1.3.3 Macroestructura de La Española</u>	<u>13</u>
<u>1.3.1 Historia Geológica de La Española</u>	<u>13</u>
1.4. Antecedentes	17
2. ESTRATIGRAFIA	19
2.1. Eoceno	20
<u>2.1.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Peralta</u>	<u>20</u>
2.1.1.1. Formación Ventura (1). Lutitas, margas y areniscas. Eoceno inf.-med. P ₂ ¹⁻²	21
2.1.1.2. Formación Jura (2). Calizas tableadas claras. Eoceno medio. P ₂ ²	24
2.1.1.3. Formación Jura (3). Areniscas vulcanoclásticas, calcarenitas y lutitas verdes. Eoceno medio. P ₂ ²	26
2.1.1.4. Formación Jura (4). Brechas volcánicas. Eoceno medio. P ₂ ²	28
2.1.1.5. Formación Jura (5). Margas y margocalizas rosadas y violáceas. Eoceno medio-sup. P ₂ ²⁻³	29
2.1.1.6. Formación El Número? (6). Margas, rojizas, verdes y areniscas. Lutitas, margas y areniscas. Eoceno sup. P ₂ ³	31
2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior	32
<u>2.2.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Río Ocoa</u>	<u>32</u>
2.2.1.1. Formación Ocoa (7). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas. Eoceno superior-Oligoceno P ₂ ³ -P ₃	34

2.2.1.2. Formación Ocoa (8). Conglomerados con bloques y olistolitos. Eoceno superior-Oligoceno. P ₂ ³ -P ₃	35
2.2.1.3. Formación Ocoa (9). Margas verdes y calcarenitas turbidíticas. Eoceno superior. P ₂ ³	37
2.2.1.4. Formación Ocoa (10). Calcarenitas laminadas turbidíticas. Eoceno. Superior. P ₂ ³	37
2.2.1.5. Formación Ocoa (11). Areniscas conglomeráticas y margas. Eoceno superior. P ₂ ³	38
2.3. Mioceno-Plioceno	38
<u>2.3.1. Materiales de la Cuenca de Azua</u>	38
2.3.1.1. Margas verdes con yesos, areniscas y niveles de conglomerados (12), Mioceno. N ₁	38
2.4. Cuaternario	40
<u>2.4.1. Depósitos ligados a la dinámica fluvial</u>	40
2.4.1.1. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y limos. (13, 14, 15). Pleistoceno- Holoceno. Q ₁₋₂ , Q ₂₋₃ , Q ₄	40
2.4.1.2. Llanura de inundación, zona de derrame de canal y abanico fluvio- deltaico. Arcillas y arenas con cantos (17). Holoceno. Q ₄	41
2.4.1.3. Fondos de valle. Gravas, arenas y arcillas (18). Holoceno. Q ₄	42
<u>2.4.2. Depósitos de origen eólico</u>	42
2.4.2.1. Manto eólico y dunas parabólicas. Arenas bioclásticas (24). Holoceno. Q ₄	42
<u>2.4.3. Depósitos lacustres</u>	42
2.4.3.1. Laguna costera con salinización superficial. Limos y evaporitas. (21). Holoceno. Q ₄	42
2.4.3.2. Area pantanosa. Arcillas negras con restos vegetales (19). Holoceno. Q ₄	42
<u>2.4.4. Depósitos marino-litorales</u>	43
2.4.4.1. Marisma baja o manglar. Arcillas y limos con restos vegetales (22). Holoceno. Q ₄	43
2.4.4.2. Cordón litoral y playa. Arenas y gravas bioclásticas con bloques de corales (23). Holoceno. Q ₄	43
<u>2.4.5. Materiales de origen poligénico</u>	43
2.4.5.1. Glacis de cobertera. Gravas, arenas y limos (16). Holoceno. Q ₄	43
3. TECTÓNICA	44

3.1. Contexto geodinámico de La Española	44
3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio.....	45
<u>3.2.1. Estructura del basamento.....</u>	46
<u>3.2.2. Estructura del Cinturón de Peralta.....</u>	46
<u>3.2.3. Estructura del borde suroriental de la Cordillera Central.....</u>	46
3.3. Estructura del Grupo Peralta	48
<u>3.3.1. Sección de Punta Baladro – Playa Los Corbanitos</u>	48
3.4. Estructura del Grupo Río Ocoa	50
<u>3.4.1. Deformación sinsedimentaria del Grupo Río Ocoa.....</u>	52
3.5. Estructura relacionada con la colisión del ridge de Beata	53
3.6. Evolución tectónica y edad de la deformación.....	54
4. GEOMORFOLOGÍA	56
4.1. Análisis geomorfológico	56
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	56
4.1.1.1. Formas estructurales.....	56
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u>	57
4.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	57
4.1.2.2. Formas eólicas	58
4.1.2.3. Formas lacustres y endorreicas.....	58
4.1.2.4. Formas marino-litorales	58
4.1.2.5. Formas poligénicas.....	58
4.1.2.6. Formas antrópicas	59
4.2. Evolución e historia geomorfológica.....	59
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	63
5.1. El arco insular del Cretácico superior	63
5.2. La cuenca terciaria.....	65
5.3. Cuaternario	67
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	68

6.1. Hidrogeología	68
6.1.1. Hidrología y climatología	68
6.1.2. Hidrogeología	68
6.2. Recursos minerales	69
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	70
7.1. Introducción.	70
7.2. Relación de los L.I.G.	70
7.3. Descripción de los Lugares	71
<u>7.3.1. LIG N°1. Playa de los Corbanitos-Punta Baladro</u>	71
<u>7.3.2. LIG N°2. Playa Chiquita-Guardarraya</u>	72
8. BIBLIOGRAFÍA	73

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)

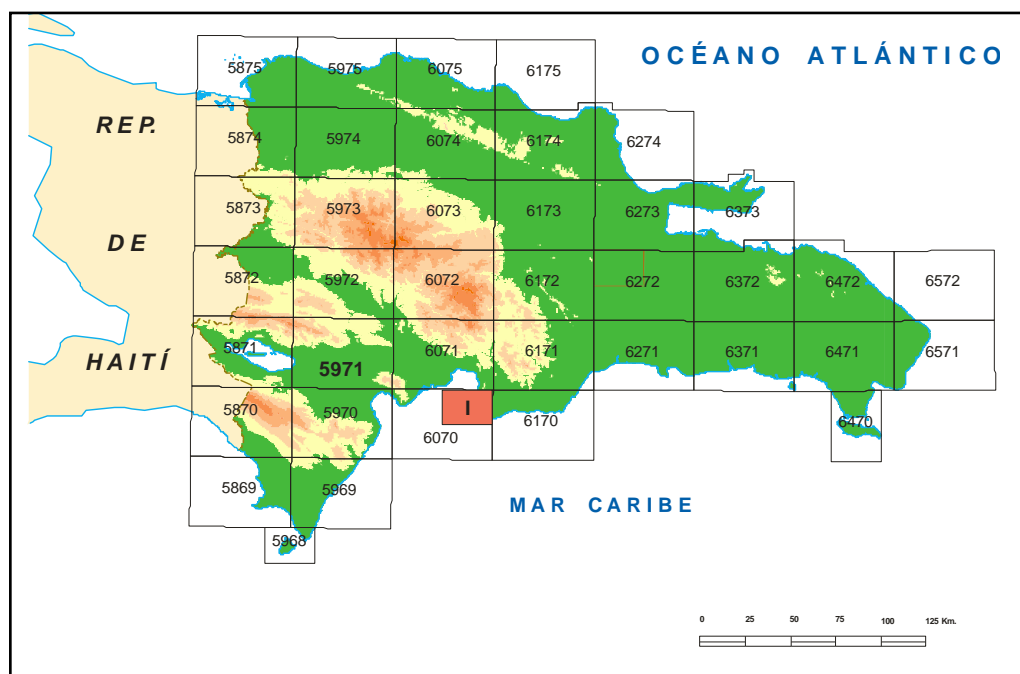


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:100.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Sabana Buey (6070-I)

Zona Sur:

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

Zona Suroeste:

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

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

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Barrancón se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o 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 Sabana Buey (6070-I) se encuentra situada en el sector meridional de la República Dominicana (Fig.1.1), concretamente al este de la bahía de Ocoa. La mitad septentrional aproximada de su territorio pertenece a la provincia de Azua, mientras que la parte meridional, perteneciente a la de Peravia, separadas por el Río Ocoa. Desde un punto de vista fisiográfico, se observan dos dominios claramente diferenciados: por un lado, la terminación montañosa de la Sierra del Número, y por otro los materiales aluviales y pequeñas elevaciones que lo circundan.

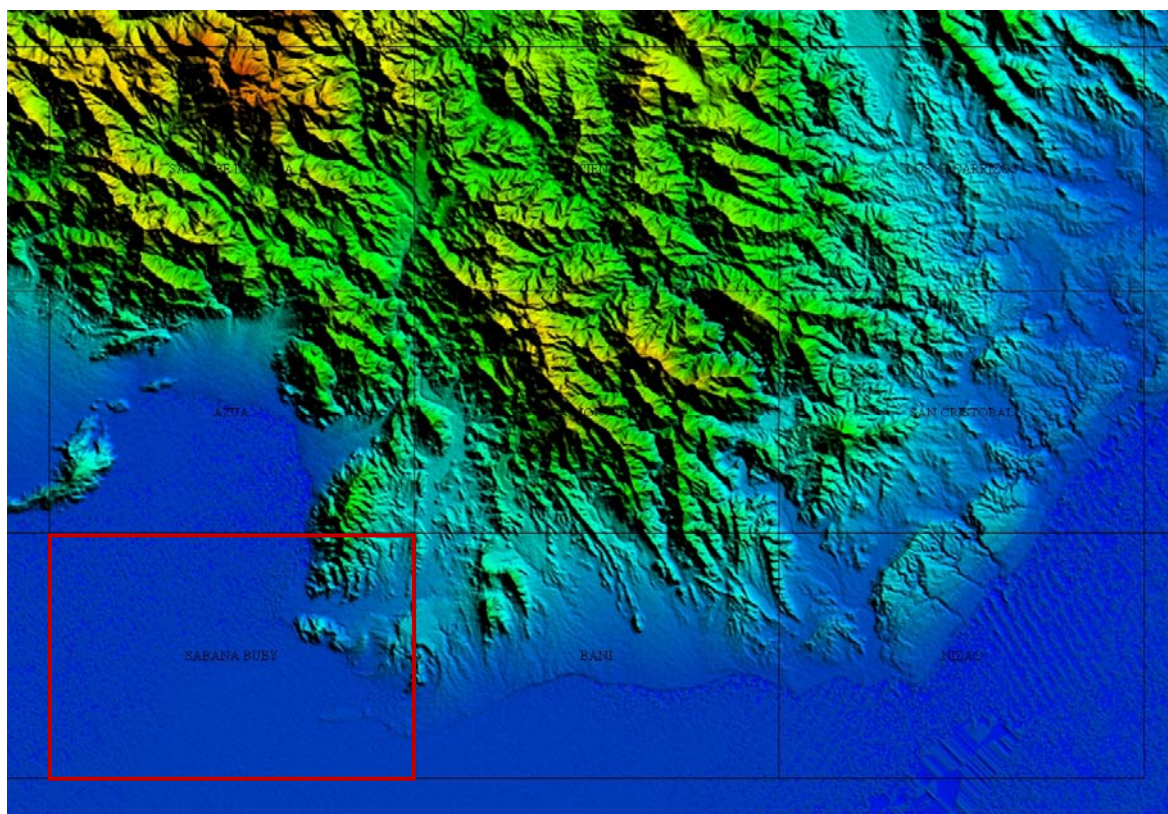


Figura 1.2. Modelo Digital del Terreno de la terminación meridional de la Cordillera Central y situación de la Hoja de Sabana Buey (6070-I)

La zona montañosa corresponde a la terminación meridional de la Sierra del Número como la parte más al sur de la Cordillera Central y ocupa el sector occidental de la Hoja. 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 dos kilómetros de la costa (547 m en la Loma de Simon), lo que condiciona un profundo encajamiento de la red fluvial. Las alineaciones montañosas poseen una orientación N-S, no siendo la típica orientación NO-

SE de la Cordillera, y corresponde al arqueamiento estructural que forma la Bahía de Ocoa.

El resto de la Hoja, fundamentalmente la parte oriental, está dominado 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 del sistema montañoso hacia las zonas más bajas, que son por un lado, el Río Ocoa, o la línea de costa. También se observan pequeños relieves alargados en sentido NE-SO que se alinean según unidades litológicas pertenecientes al Grupo Ocoa (p. ej. La Cuchilla de la Tumba Larga). Un tercer elemento fisiográfico lo constituye la región de Punta Salinas y la Bahía de las Calderas, al sur de la Hoja, que corresponde a un sistema de flecha litoral que prograda hacia el oeste alimentado por cordones arenosos que forman un gran campo dunar, creando la Bahía de las Calderas y siendo un área con instalación de lagunas efímeras. Desde el punto de vista del litoral, también destacan los acantilados de la Loma del Burro, en el extremo suroccidental de la Hoja, y su paso al delta del Río Ocoa. Por otro lado, la costa al norte de Palmar de Ocoa está formada por pequeñas playas conglomeráticas interrumpidas por sistemas aluviales efímeros que llegan desde las estribaciones montañosas.

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.

La red fluvial está integrada por arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente, procedentes de la zona montañosa que desembocan tanto en la Bahía de Ocoa como en la Bahía de las Calderas. El río más importante de la Hoja sin duda es el Río Ocoa, proveniente de la Cordillera Central, que atraviesa la Hoja de este a oeste formando un gran delta. 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. El resto de cañadas y arroyos carecen de una orientación definida que, en cualquier caso, se encuentra fuertemente condicionada por los cambios de litología y su compleja estructura.

Sus habitantes se encuentran muy desigualmente distribuidos, siendo una zona relativamente poco poblada, cuyos núcleos de población más destacados son, además de Sabana Buey, Las Salinas y Palmar de Ocoa. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, pero siempre en pequeñas fincas localizadas en el ámbito de influencia de las poblaciones citadas. Otra fuente de ingresos de relativa importancia y con una tendencia creciente es el turismo incipiente desarrollado fundamentalmente en Palmar de Ocoa, pero sobre todo en Las Salinas, donde existe un resort turístico, y donde se produce la llegada de un turismo fundamentalmente nacional.

Las dos principales vías de comunicación de la Hoja son, para la parte central, la carretera que va desde Baní hasta Palmar de Ocoa, pasando por Sabana Buey, y por el sur, la carretera que llega hasta Punta Salinas. Otras pistas importantes son la pista que parte de Palmar de Ocoa por la costa hacia el norte y la que sale desde Sabana Buey hasta los Corbanitos, en la costa sur. El resto de la Hoja está comunicado por caminos y a 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 el Río Ocoa y su delta, 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 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente puesta

también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

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

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

1.3.2. Macro unidades geológicas

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

Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.6). Las rocas de estos terrenos están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais y Mercier de Lèpinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir de Norte a Sur (Figuras. 15. 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 serpentínica 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-Virujete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Valera y Abad, 2010).

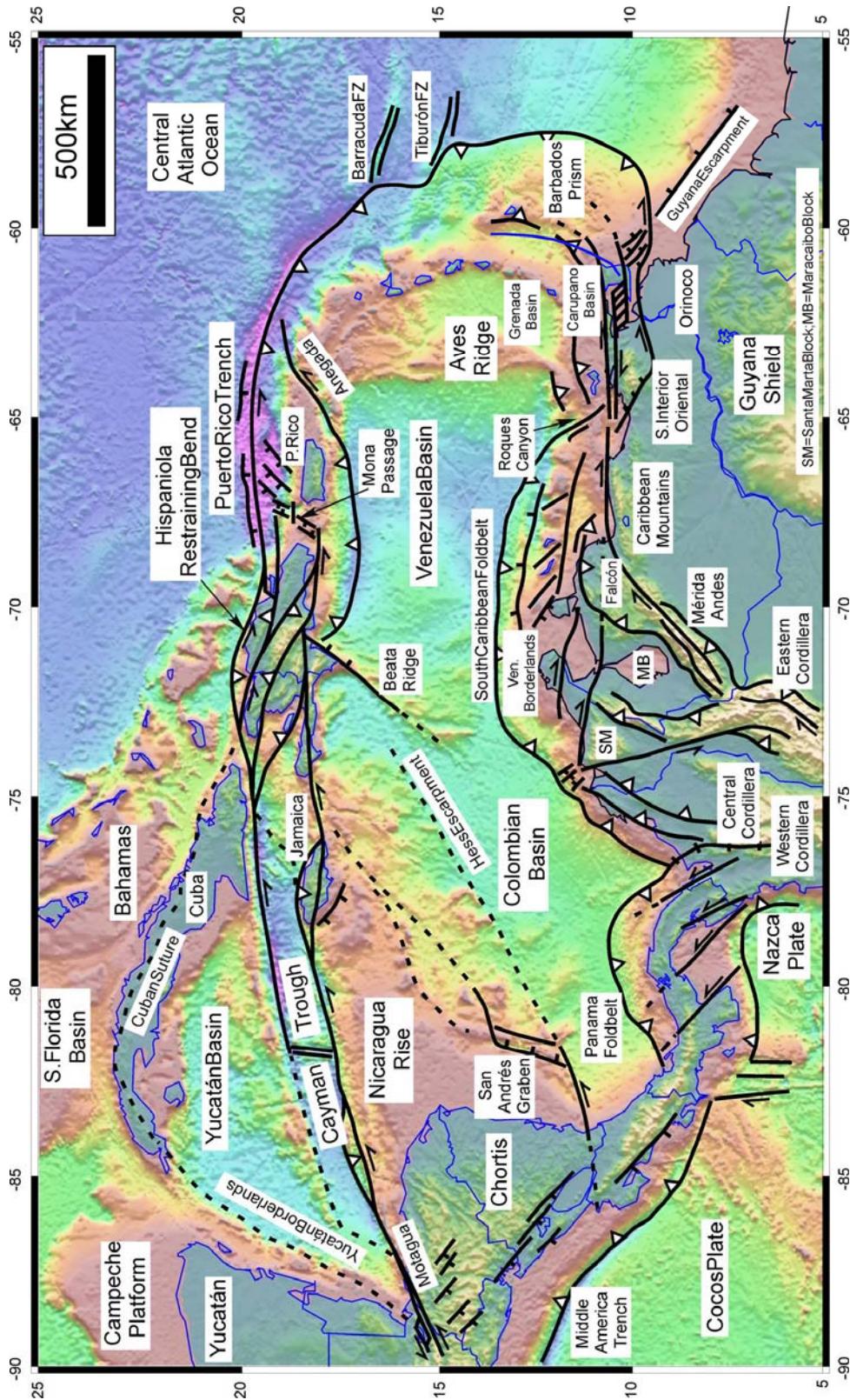


Figura 1.3. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

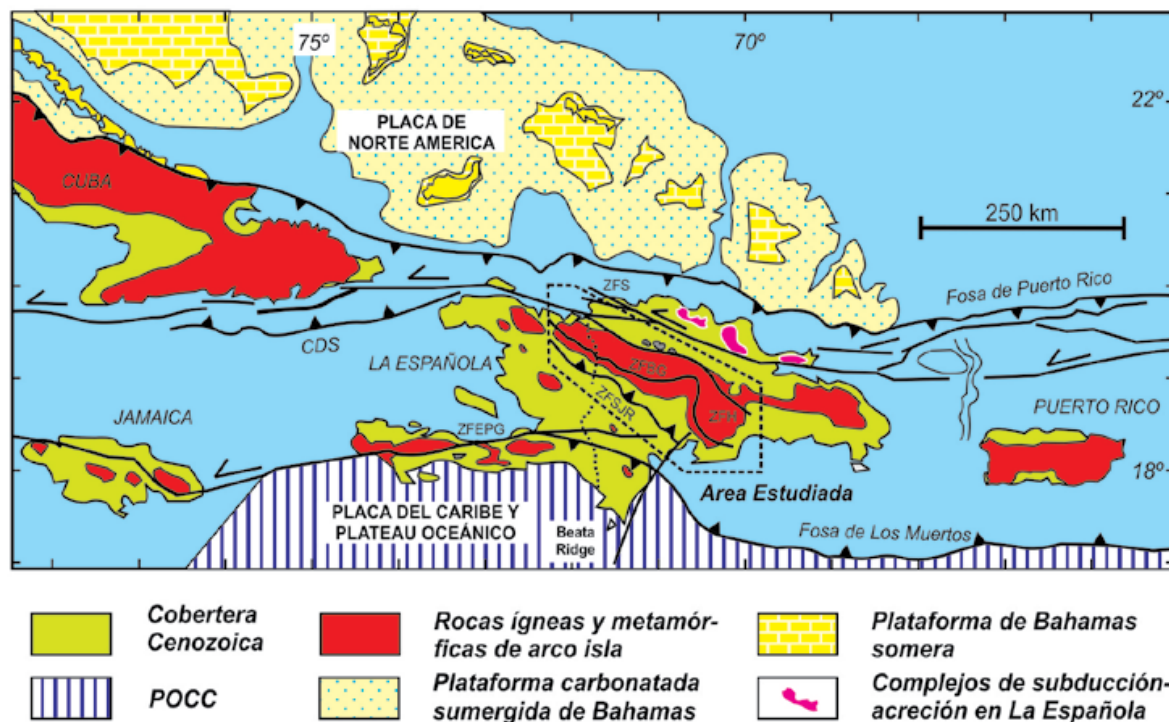


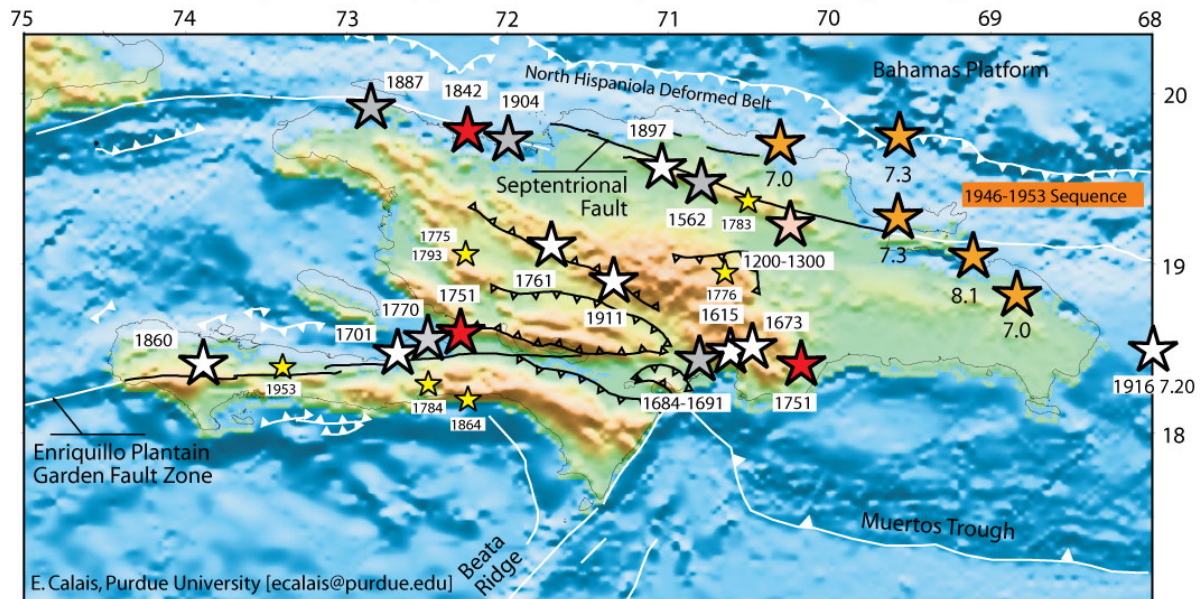
Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE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

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Virujete *et al.*, 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Virujete *et al.*, 2009). La Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2007).

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

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)

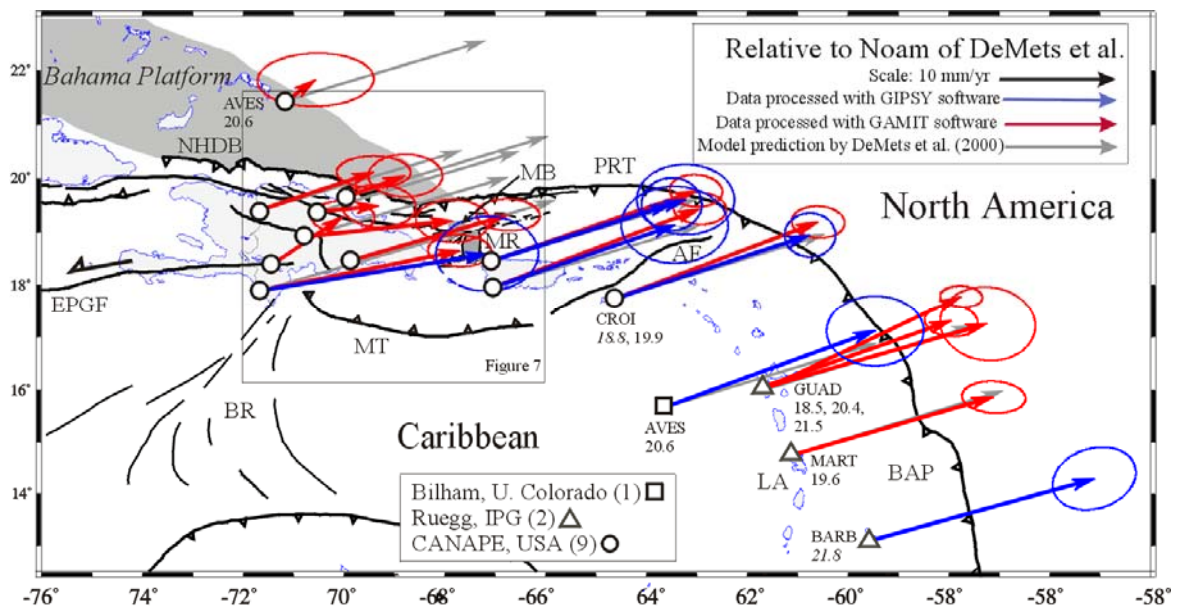


Figura 1.4. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas 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-Virueite *et al.*, 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery *et al.*, 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Virueite *et al.*, 2007).

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

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

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

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

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

1.3.3. Macroestructura de La Española

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

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron 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 Lèpinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998).

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

1.3.4. Historia Geológica de La Española

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



Figura 1.5. Principales unidades morfoestructónicas de La Española según Lewis y Draper (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; ZFPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

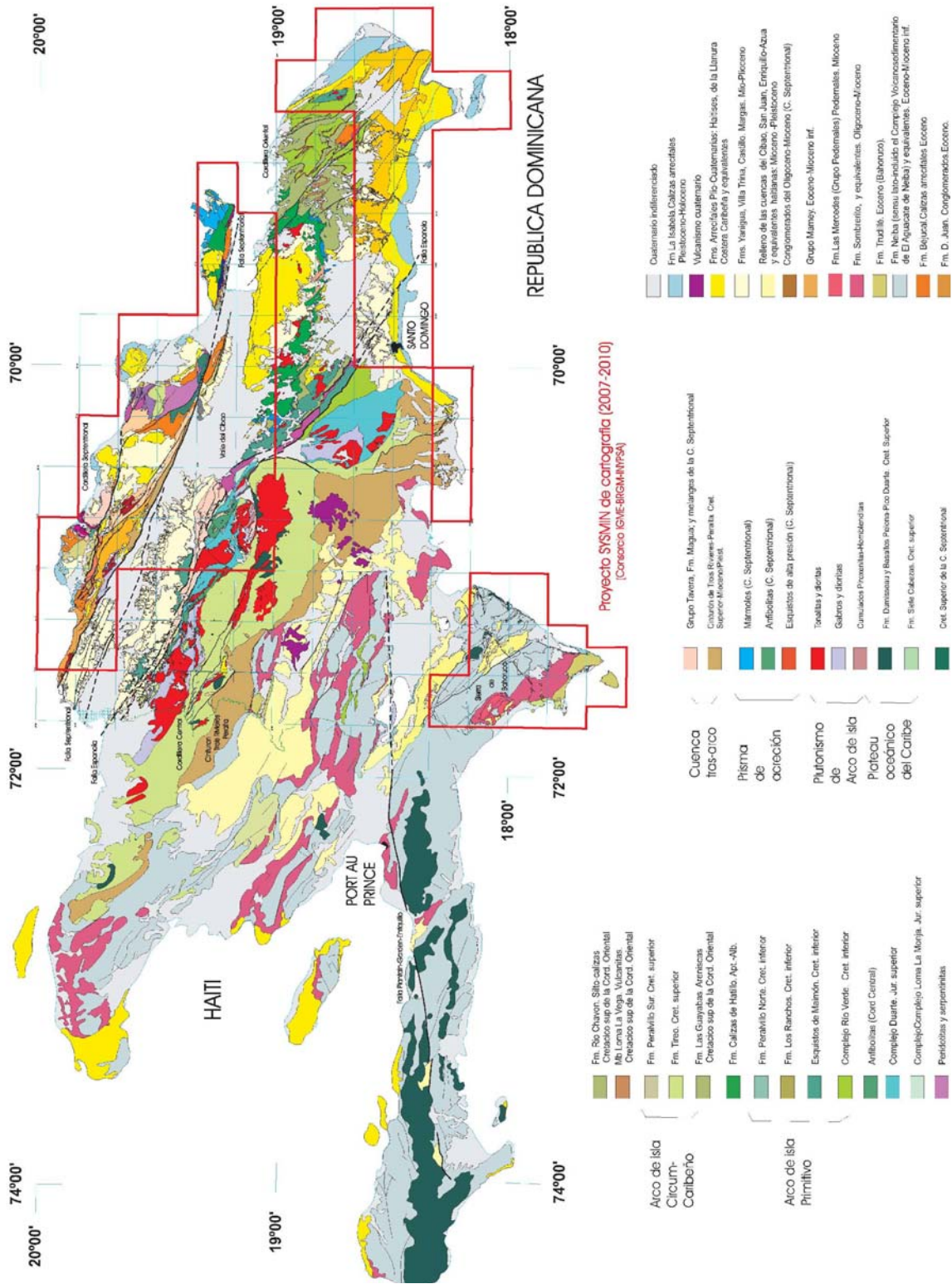


Figura 1.7. Mapa Geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draprer (1990), actualizado con datos del Programa SYSMIN (1999,2002 y 2004. En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 1977, 2003, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs *et al.*, 2007; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 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 Sabana Buey; 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; Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas, y Ramírez (1995), centrada en aspectos neotectónicos de la Cuenca de Azua, así como el trabajo de Dolan (1989), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena. Por último, es destacable el trabajo desarrollado por el primer Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática en la República Dominicana (2000), en la cartografía de las hojas de Azua (Díaz de Neira, 2000) y San José de Ocoa (Hernández-Huerta, 2000), cercanas a la zona de estudio.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja a escala 1:50.000 de Sabana Buey afloran únicamente materiales cenozoicos, de origen sedimentario casi exclusivamente, que pueden agruparse en dos grandes conjuntos:

- Materiales paleógenos, correspondientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas, con una gran variedad de facies redepositadas siliciclásticas y algunos tramos carbonatados.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos al conjunto anterior de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque predominan los de origen continental, organizados en sistemas de abanicos aluviales, y destacan también los de origen litoral.

El Cinturón de Peralta es una unidad tectónica que aflora en el flanco suroccidental de la Cordillera Central (Dolan, 1988). Está formado por un conjunto de sedimentos acumulados en una cuenca de tipo *back-arc* durante el Paleógeno. Desde el punto de vista estrictamente estratigráfico, el Cinturón de Peralta se ha dividido en dos grandes grupos litológicos, el Grupo Peralta (Eoceno) (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 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 tectónico (Dolan et al., 1991; Heubeck y Mann, 1991; Heubeck et al., 1991) o centrado en 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. (Díaz de Neira, 2000; Hernáiz-Huerta, 2000; Díaz de Neira y Hernáiz-Huerta, 2000)

2.1. Eoceno.

2.1.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Peralta.

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 Ocoa).

Dentro del Grupo Peralta, la Fm. Ventura (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, 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).

2.1.1.1. Formación Ventura (1). Lutitas, margas y areniscas. Eoceno inf.-medio. P₂¹⁻²

La denominación para la presente unidad fue propuesta por Dolan (1989) en base a la calidad que los afloramientos de la unidad siliciclástica inferior (Dolan, 1988) poseen en el arroyo Ventura, al Norte de Peralta.

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, con predominio de las primeras, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. Proporciona al terreno tonos marrones, así como un cierto resalte morfológico con respecto a las formaciones citadas, lo que facilita el trazado de algunos cabalgamientos. En los tramos de alternancias, los niveles de areniscas poseen espesores de orden decimétrico, que pueden llegar a ser de orden centimétrico en los tramos más diluidos. Las lutitas presentan coloraciones grises, verdosas y, en ocasiones, rojizas; su contenido en carbonato es variable, pudiendo ser consideradas con frecuencia como margas. También existen niveles esporádicos niveles centimétricos de calcilitas. En ocasiones, los tramos de areniscas masivas albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen es la Fm. Tireo y la propia Fm. Ventura.

En la Hoja de Sabana Buey no se conoce el muro de la formación, debido a que no aflora y siempre se superpone de manera tectónica a las formaciones suprayacentes. Por datos regionales, la Fm. Ventura se superpone de manera discordante a los materiales del Grupo Tireo, y también puede estimarse un espesor superior a los 1000 m. (Díaz de Neira, 2000). El techo de la unidad, por el contrario, se observa relativamente bien en toda la Hoja, y corresponde a un paso neto a las calizas de la Fm. Jura, si bien en algunos

sectores se observan niveles de calcarenitas en la transición de las formaciones. En particular, esta observación es bien visible al noreste de Palmar de Ocoa, en las cercanías de Playa Chiquita. En la Hoja de Sabana Buey, el espesor máximo representado no supera los 500 m. y de manera general, la formación se encuentra bastante tectonizada, siendo además difícil el levantamiento de secciones estratigráficas con una cierta continuidad.

Además del punto descrito anteriormente, otros buenos afloramientos de esta unidad en la Hoja son los encontrados a lo largo de la costa hacia el norte de Palmar de Ocoa, donde el pequeño acantilado permite una buena observación de las facies de esta unidad, así como también de la estructura general de la región, puesto que se puede seguir uno de los cabalgamientos de la Fm. Ventura sobre la Fm Jura (capas rojas). Otras buenas observaciones se pueden hacer en la Rambla que hay en el límite con la Hoja de Azua, en Guardarraya, que asciende hacia el Cerro de Tapión Grande. En esta zona el arroyo permite ver un buen corte de esta unidad, con el desarrollo de pliegues de vergencia SO, en un tramo de alternancia de areniscas turbidíticas y lutitas.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas poseen granulometría y selección variables, predominando una selección media, con una composición que varía de litarenita a arcosa lítica. Se observan fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, en proporciones muy variables (del orden de un 10-20 %), así como granos de feldespato potásico (7 %), cuarzo (12-17%), fragmentos de chert (hasta 48%), accesorios opacos, glauconita, y restos resedimentados de fósiles. Se encuentran cementadas por carbonato, presentando cemento esparítico en mosaico o sintaxial, que puede llegar al 32 % de la roca.

El análisis de las facies realizado en los afloramientos puntuales, ha permitido observar diferentes características sedimentarias en las distintas litologías de la unidad. Para los tramos más potentes de areniscas, se observan bases canalizadas con granoclasificación normal, rellenas por microconglomerados en la base con clastos centimétricos, que hacia arriba pasan a areniscas medias-gruesas con laminación paralela y terminan con una arena fina con laminación cruzada. En los niveles menos potentes, de morfología tabular también se han reconocido numerosas estructuras sedimentarias similares a las descritas además de fenómenos de fluidificación y convolución de las láminas, estructuras de carga, pistas y *ripples* a techo, que sugieren su depósito en un contexto de lóbulo proximal con posible desarrollo de facies canalizadas o en relación con sistemas de canales turbidíticos. Los tramos de areniscas tableadas se han interpretado como facies

de lóbulo en base a su granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias: laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de tipo *climbing*) y marcas de muro (*flute*, *crescent*, *grove* y *bounce cast*), y pistas de organismos pelágicos.

Los tramos de alternancias con abundancia de materiales lutíticos son los más variados, reconociéndose fundamentalmente facies de *basin plain* y *channel levée*. Las primeras incluyen granoclasificación positiva incipiente, laminación paralela, *ripples*. Por lo que respecta a las segundas, han sido reconocidas en base a estructuras producidas por corrientes oscilatorias (*wave ripples* y laminación ondulada), junto con granoclasificación positiva. Los registros de paleocorrientes han sido escasos en la región, y probablemente la rotación de las estructuras no permitan obtener conclusiones fiables desde el punto de vista de la reconstrucción sedimentaria. Por datos regionales, se ha interpretado que la propagación del sistema turbidítico se realizó a partir de flujos dirigidos preferentemente hacia el ESE y SE, si bien se han medido valores contrapuestos hacia el NO, NE y SO, correspondientes probablemente a depósitos de expansión lateral (Díaz de Neira, 2000).

De acuerdo con todo lo anterior se deduce que la Fm. Ventura se depositó en un surco submarino profundo alargado en dirección NO-SE, surco en el que se desarrolló un sistema de lóbulos turbidíticos propagados hacia el SE. Dicho sistema se nutriría de la erosión del arco de islas que, situado al Noreste del surco, se comportaría como margen activo de la cuenca. A techo de la Fm. Ventura se registra una tendencia moderada a la somerización, con el desarrollo de posibles facies de *channel levée* y una parcial carbonatación de los depósitos, con presencia de calcarenitas con fauna somera retrabajada, que anuncia el paso hacia la Fm. Jura.

El contenido fosilífero de la unidad es muy escaso y se presenta mal conservado. Se han encontrado restos de Radiolarios, Globigerínidos, Rotálidos o Lagénidos que en conjunto no permiten una precisión acerca de la edad de la unidad más allá de un Eoceno s. I. Sin embargo, el techo queda acotado, en cualquier caso, por la atribución al Eoceno medio de la unidad suprayacente. Desde el punto de vista regional se ha descrito la presencia de fauna cretácica y paleocena resedimentada en esta unidad (Lewis et al., 1987), mientras que por otra parte, Dolan et al., (1991) atribuyen la edad de la Fm. Ventura al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio, sin que deba descartarse que sus términos inferiores puedan pertenecer al Paleoceno.

2.1.1.2. Formación Jura (2). Calizas tableadas claras. Eoceno medio. P₂²

El nombre de la presente unidad fue propuesto por Dolan (1989) en virtud de los afloramientos de calidad que a lo largo del Río Jura posee la unidad carbonatada intermedia tratada por él mismo (1988). Esta unidad se correlaciona, al menos parcialmente, con: la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921); la Fm. Neiba de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Jeremie de Maurrasse (1982); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987). En función de los conocimientos actuales resulta interesante su correlación con parte de la Fm. Neiba (Paleoceno?-Oligoceno), a pesar de la desconexión que provoca la Cuenca de Azua- San Juan.

Se trata de un tramo fácilmente reconocible, tanto por sus características litológicas como por proporcionar tonos blanquecinos y un ligero resalte morfológico al terreno, siendo con frecuencia el único indicador claro de la estructura del Grupo Peralta, que permite dibujar claramente la estructura del conjunto. Presenta varios cortes de calidad, pese a que con frecuencia son bastante parciales. Existen buenos afloramientos a lo largo de la pista que va por la costa al norte de Palmar de Ocoa, donde además existe alguna cantera que permite observar bien esta unidad. Sin embargo el mejor afloramiento se encuentra en el acantilado marino de la Punta del Baladro, en el extremo suroeste de la Hoja, con una exposición espectacular de este tramo de la Fm. Jura.

Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden centimétrico a decimétrico; localmente, intercala niveles margosos de menor espesor en general al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Más frecuentes son las intercalaciones de conglomerados polimícticos blancos, sobre todo en la base, que forman niveles métricos de aspecto brechoide, con clastos volcánicos de la Fm Tireo, areniscas de la Fm Ventura y calizas de plataforma. Estos conglomerados han sido observados también en las vecinas hojas de Azua y San José de Ocoa, donde se han individualizado cartográficamente en algún sector (Díaz de Neyra, 2000; Hernáiz-Huerta, 2000). En la Hoja de Sabana Buey no adquieren entidad suficiente para diferenciarlos desde el punto de vista de la cartografía, pues tienen espesores máximos que no superan la decena de metros, aunque es una facies muy representativa de esta unidad.

En conjunto, esta unidad compone el primer miembro de la Fm Jura (J1) en este sector. En la sección realizada en Punta de Baladro, la unidad comienza con un tramo

decamétrico formado por brechas polimícticas de matriz carbonatada, compuesta básicamente por clastos de rocas volcánicas, procedentes principalmente de la Fm Tireo, con presencia también en menor medida de rocas carbonatadas con facies de plataforma (*packstones* con algas rojas, corales y macroforaminíferos bentónicos). Los clastos son predominantemente angulosos, con tamaños de clasto no superiores a los 8 cm y la fábrica es matriz-soportada. La matriz es un sedimento carbonatado rico en fauna marina. La organización de este tramo basal es en bancos dm compuestos por amalgamación de niveles con diferente granulometría. Las tendencias en la granoclasificación son normales, a excepción de algunos niveles que muestran tendencias inversas, con clastos de margocalizas “flotando” en la parte superior. La estructura general es masiva, observándose algunas bases erosivas y en menor medida se han observado estratificaciones cruzadas. De manera gradual se pasa al tramo siguiente, donde la proporción y espesor de los niveles brechoides es menor, apareciendo niveles cm de calizas micríticas, con aspecto tableado e incluso delgados niveles de margas. Este tramo es el más potente de la sección, y constituye la parte media del miembro J1, dominado por el aspecto bien estratificado y tableado de calizas blancas, grises en corte fresco con algún nivel bioclástico intercalado. En este tramo es frecuente la aparición de silex estratiforme y en nódulos. Se ha observado la presencia de estructuras de *pot cast*, importantes de cara a la interpretación del medio sedimentario. En este tramo intermedio, a medida que se va hacia arriba en la serie empieza a intercalar de nuevo niveles más potentes, con brechas similares a las de la parte basal, más frecuentes tanto más arriba en la serie, hasta que se pasa de forma gradual a los niveles de areniscas vulcanoclásticas verdosas del miembro intermedio (J2), describiendo un ciclo simétrico.

Teniendo en cuenta estas características litológicas, esta unidad presenta facies típicas de una rampa distal, con influencia de fenómenos de redepósito (turbidítico-tempestítico?), dentro de un contexto con una fuerte influencia volcánica en el área fuente, donde también se evidencia materiales marino someros. Los niveles basales de la formación (brechas polimícticas) constituyen una sedimentación dominada por procesos tractivos que, sin duda, corresponden a las facies más proximales de la formación. El desarrollo de estratificaciones cruzadas de gran escala indica la presencia de cuerpos submarinos afectados por oleaje, y podrían haberse desarrollado en un contexto de rampa media, por encima del nivel de base del oleaje de tormenta. La presencia de un alto contenido volcánico en los clastos, así como también de calizas de plataforma somera, indica también una cercanía al área fuente en términos de proximalidad. Hacia arriba en la serie se produce una profundización, desapareciendo los cuerpos brechoides decimétricos, y pasando a una sedimentación autóctona de calizas micríticas, ricas en

organismos pelágicos (radiolarios y foram. planctónicos), si bien, la presencia de niveles bioclásticos finos y las estructuras de *pot cast* evidencian la influencia del oleaje de tormenta en periodos de ciclones excepcionales. Se puede, por tanto, hablar de una rampa externa para este tramo. Por encima, vuelven a aparecer las facies basales, evidenciando una nueva somerización, o quizá el avance y progradación de los sistemas más proximales en un contexto de *still-stand* marino.

Los tipos petrográficos más abundantes en las facies tableadas son micritas y biomicritas (*wackestones*), con menor cantidad de *packstones* y *grainstones*, representativos de los bancos más gruesos. La unidad muestra una cierta variabilidad en sus componentes constituyentes, dependiendo del tipo de facies. De hecho, las facies más gruesas poseen cemento esparítico en mosaico, rellenando porosidad interpartícula y de fisura y un alto contenido bioclástico, pudiéndose clasificar como bioesparitas típicas, encontrándose toda la transición con las biomicritas que muestran también un contenido en organismos pelágicos mayor.

Desde el punto de vista bioestratigráfico no se han encontrado buenas asociaciones faunísticas en los materiales de esta unidad, principalmente por no encontrarse niveles margosos que hayan librado una fauna representativa. Solamente una muestra con macroforaminíferos bentónicos ha ofrecido un dato de edad. La muestra contiene *Lepidocyclina sp.*, *Discocyclina sp.*, Gypsinidos, Globigerinidos (*Globigerapsis? sp.*), que permite asignar a la unidad una edad Eoceno medio-superior. Datos procedentes de las Hoja de Azua permiten caracterizar también el Eoceno medio para esta unidad (Díaz de Neira, 2000).

2.1.1.3. Formación Jura (3). Areniscas vulcanoclásticas, calcarenitas y lutitas verdes. Eoceno medio. P₂²

Esta unidad cartográfica se encuentra en el seno de la Formación Jura, de la cual constituye su miembro intermedio (J2). A pesar de ser previamente caracterizada desde el punto de vista de las facies en la áreas limítrofes, no había sido diferenciada como tal, debido probablemente a una peor representación y distribución cartográfica y ha sido incluida en la unidad precedente de calizas tableadas (Díaz de Neyra, 2000). En la Hoja de Sabana Buey, por el contrario, este tramo intermedio presenta un cierto desarrollo y una representación cartográfica por lo que se ha diferenciado en la cartografía.

Desde el punto de vista litológico, la unidad se compone de una alternancia de calcarenitas, areniscas y lutitas verdes características, que contrastan en el relieve con la unidad inferior, produciendo relieves más suaves frente a los resaltes morfológicos de la unidad inferior, lo cual también ayuda a trazar sus contactos. El límite con la unidad infrayacente es gradual, siendo lo más representativo la entrada de bancos de arenas masivas, de espesor métrico, muy deleznable y de característicos tonos verdosos, con apenas estructuras sedimentarias. También se encuentran niveles de areniscas más finos, de espesor centimétrico que sí muestran un cortejo de estructuras sedimentarias formado por laminación paralela y cruzada a techo. Entre estas areniscas, se encuentran niveles centimétricos de lutitas de tonos verde oscuro. En algunos tramos de la unidad se produce un cierto desarrollo de calcarenitas bioclásticas, y tramos con alternancia de margas y margocalizas blancas. Este conjunto de litologías diferentes es la característica más típica de esta unidad.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas muestran una fuerte componente en material volcánico, con presencia de granos de feldespato potásico (23 %), y fragmentos de rocas volcánicas, chert y calizas, en menor proporción. El porcentaje de matriz también es relativamente alto, situándose en torno al 30 %, y su clasificación textural corresponde a una arcosa de granos feldespáticos.

El conjunto de los datos sedimentarios de este tramo de la Fm. Jura indica un fuerte aumento de la componente detrítica en la plataforma carbonatada que dominaba el miembro inferior de calizas tableadas (2), con el depósito de potentes bancos de areniscas de fuerte componente volcanoclástica. Este cambio debió de estar ligado también a una disminución en la productividad de carbonato. El tramo intermedio de la Formación Jura (J2) registra la tendencia somerizante con la cual acaba el tramo anterior, a la vez que se encuentran grandes bancos de areniscas verdes, volcánicas y calcarenitas bioclásticas, que denotan facies más someras, donde probablemente ya se empiecen a notar los efectos del vulcanismo "intra-Jura", bien patente a techo de esta unidad. Sin embargo, el contenido en radiolarios de las lutitas verdes intercaladas en areniscas que, además muestran características de corrientes de turbidez, tanto de alta densidad (bancos masivos) como de turbiditas típicas, podrían indicar su depósito aún en un área distal de la plataforma carbonatada, aunque la llegada masiva de depósitos detríticos sobre la plataforma sería indicativa también de un fuerte retrabajamiento de las áreas costeras, quizá debido a algún evento de reactivación del relieve en las áreas costeras.

No se han obtenido en esta unidad datos de edad, solamente que las facies más finas muestran una alta proporción de radiolarios. Sin embargo, por su posición estratigráfica y por la edad de la unidad suprayacente, su edad es Eoceno medio.

2.1.1.4. Formación Jura (4). Brechas volcánicas. Eoceno medio. P₂²

Esta unidad está formada por un conjunto de materiales que varían de conglomeráticos a brechoides de rocas fundamentalmente volcánicas de diversos tipos (basaltos vacuolares, ...) e incluso alguna roca de tipo dolerítico, junto con escasos cantos de rocas sedimentarias, típicamente calizas blancas con facies de plataforma, en una matriz vulcanoclástica. La unidad se sitúa estratigráficamente entre los miembros intermedio (J2) y superior (J3) de la Formación Jura, con ambos contactos perfectamente concordantes. Se reconoce muy bien en el campo por presentar rocas volcánicas en el seno de materiales carbonatados o areniscosos de tonos claros. Su potencia es variable, teniendo un espesor máximo de 10-15 metros, y sirve como nivel guía en la estratigrafía del Grupo Peralta.

Existen buenos afloramientos de esta unidad sobre todo en la sección de Los Corbanitos a Punta Baladro, en la costa, donde la exposición es excelente. Además, en este sector, esta unidad tiene un gran desarrollo vertical donde se puede observar niveles de brechas prácticamente sin matriz, de basaltos vacuolares, con un espesor de unos 15 metros, intercalados con niveles más finos, de tamaño arena y pocos centímetros de espesor de composición vulcanoclástica. En conjunto forman tres secuencias granodecipientes, que terminan con los niveles areniscosos de tonos ocres y pasan gradualmente hacia arriba a la alternancia de margas y margocalizas rosadas de la unidad suprayacente. En toda la vertiente occidental de la Sierra del Número se pueden observar este tipo de dispositivo. Existe otro buen afloramiento, en la parte noroccidental de la Hoja, de difícil acceso, al que se llega siguiendo aguas arriba el Arroyo del Higuito, atravesando el Portezuelo, en la vertiente oeste de la Loma de Simon. En este afloramiento, esta unidad se compone de unos pocos metros de unas areniscas laminadas, con clastos de tamaño centimétrico o decimétrico de rocas volcánicas similares a las encontradas en otros sectores, inmersos en una matriz areniscosa.

El conjunto de observaciones de esta unidad conglomerática o brechoide, indican que se trata de niveles resedimentados a partir de un área fuente con una fuerte componente volcánica, si bien no corresponden a coladas, diques o intrusiones debido en primer lugar, a que contienen una asociación de rocas muy heterogéneas, propias de haber

sufrido un transporte lejos del área de formación y en segundo lugar, porque se han encontrado depósitos claramente sedimentarios que han re TRABAJADO fuertemente el material volcánico. Además, el hecho de encontrar clastos de calizas con facies de plataforma (con *Cushmania sp.*) permite interpretar que todo el conjunto de rocas que forman esta unidad procede de áreas marino-someras.

En general, la interestratificación de esta unidad con las rocas volcánicas pone de manifiesto la evidencia de un evento volcánico intercalado en la Fm. Jura, si bien en la Hoja de Sabana Buey, los materiales son redepositados. Este evento ha sido descrito en sectores más al norte de la Hoja (Hoja de San José de Ocoa, Hernáiz-Huerta, 2000), donde sí que se encuentran en forma de coladas con potencias de algunas decenas de metros y estructuras de *pillow lavas*, que denotan un vulcanismo submarino coetáneo a la sedimentación de la Fm. Jura. En este sector correspondiente a la Hoja de Sabana Buey parece que lo que llega es una componente detrítica que pudiera estar alimentada de sectores más septentrionales, donde parece existir un mayor desarrollo del evento volcánico.

La interestratificación de esta unidad en la Fm. Jura permite asignarle también una edad de Eoceno medio, si bien, no se descarta que pudiera corresponder ya al Eoceno superior.

2.1.1.5. Formación Jura (5). Margas y margocalizas rosadas y violáceas. Eoceno medio-sup. P₂²⁻³

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número, de las cuales no ha sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921). Aflora en una extensa región del Cinturón de Peralta, hecho que unido a su fácil identificación, sugirió su representación cartográfica en las Hojas realizadas en el primer proyecto de Cartografía Geotemática (1998-2000), donde fue definida de modo informal como “capas rojas del Jura”. Además, su clara relación con las facies carbonáticas y areniscosas-vulcanoclásticas de la Formación Jura permiten considerar esta unidad como un miembro de la Formación Jura (J3).

Posee numerosos cortes de excelente calidad dentro la Hoja, entre los que cabe destacar los del Cerro Tapión Grande, Cañada de Félix Calderón, El Portezuelo, y Punta Baladro, en éste último donde aparece intensamente deformada.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas margosas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con un marcado aspecto pizarroso; también se reconocen margas, margocalizas, calcarenitas bioclásticas y niveles de areniscas turbidíticas. Su base tiene carácter gradual con las brechas volcánicas de la unidad infrayacente (4), mostrando una progresiva disminución de los términos vulcanoclásticos, junto con un aumento de tonos rosados a violáceos; igualmente, el paso a la unidad suprayacente va acompañado por un enriquecimiento margoso. Su espesor puede alcanzar el centenar de metros, aunque por datos regionales puede llegar a cambiar lateralmente con otros términos de la Fm. Jura (Hoja de Azua, Díaz de Neyra, 2000).

Al microscopio, los niveles de calizas aparecen como micritas y biomicritas (*wackestones*), con un contenido en aloquímicos de hasta el 25%, casi exclusivamente fósiles, con trazas de óxidos de hierro y sulfuros metálicos.

La presencia de niveles bioclásticos de una cierta entidad, con marcas de muro y laminación paralela y cruzada, junto con la aparición de niveles de areniscas con características de turbiditas típicas, evidencian que el depósito de esta unidad se produjo en el contexto de rampa externa, con una componente detrítica importante, y probablemente pueda ser más distal que la unidad anterior o evolucionar hacia cuenca pelágica con sedimentación turbidítica. En cuanto al color rojo presente en la unidad, se discute que corresponda a niveles de condensación (muy diferentes desde el punto de vista de facies, composición y estructuras), como aparece interpretado por Solé (en Díaz de Neira, 2000 o Hernáiz-Huerta, 2000, entre otros), y podría estar más en relación con el vulcanismo o con cualquier proceso de circulación marina que produjera la oxidación del hierro que se encuentra en el sedimento debido al vulcanismo.

Se han obtenido varios datos relativos a la edad de la unidad. Por un lado, asociaciones de macroforaminíferos bentónicos encontrados en niveles de calcarenitas bioclásticas (*Lepidocyclina sp.*, *Operculina sp.*, *Victoriella sp.*, *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Fabiania sp.*) permiten identificar el Eoceno medio-superior, hecho que es remarcado por la presencia de la asociación de foraminíferos planctónicos: *Morozowella (Globorotalia) sp.*, *Acarinina (Globorotalia) sp.*, *Planorotalites (Globorotalia) sp.*, *Globigerapsis sp.* y *Globoquadrina sp.*

2.1.1.6. Formación El Número? (6). Margas, rojizas, verdes y areniscas. Lutitas, margas y areniscas. Eoceno sup. P₂³

Los afloramientos existentes en el ámbito de la sierra de El Número llevaron a Dolan (1989) a la citada denominación para la unidad superior margosa tratada previamente por él mismo (1988). Su similitud litológica con respecto a las facies margosas de las Fms. Ventura y Ocoa (en su acepción actual) ha provocado que en el pasado, materiales pertenecientes a la Fm. El Número hayan sido atribuidos a alguna de éstas. En cualquier caso, equivale, al menos en parte, a las Fms. Plaisance de Vaughan et al. (1921), Ocoa de Arick (1941) y Las Cuevas de Wallace (1945). Por otra parte, al Suroeste de la Cuenca de Azua-San Juan no existen facies margosas que se puedan correlacionar con la Fm. El Número, cuyos equivalentes parecen encontrarse en facies calcáreas dentro de la Fm. Neiba.

En la Hoja de Sabana Buey, sin embargo, las características litológicas de la unidad que se encuentra por encima de las “capas rojas del Jura”, no son las propiamente descritas en el lugar típico de la Fm El Número, y poseen ciertas características particulares. Aún así, se ha preferido atribuirles a esta unidad con reservas, pero con un objeto claro de correlación y para evitar incluir un nombre nuevo. La unidad está compuesta por una serie de margas masivas, de tonos todavía violáceos a grises oscuros que evolucionan a verdosos, que intercalan niveles de areniscas que en algún caso constituyen auténticas megacapas de orden métrico con una base conglomerática compuesta por clastos de naturaleza volcánica que evolucionan en la vertical a areniscas laminadas.

Existen relativamente pocos afloramientos de la unidad, siendo la formación del Grupo Peralta menos representada con diferencia. Las mejores observaciones se pueden hacer de nuevo en la sección de Los Corbanitos a Punta Baladro, al sur de la Loma del Burro en los acantilados marinos. En este sector es donde se observan las megacapas descritas anteriormente. La naturaleza margosa, junto a la tectónica, impiden realizar buenas observaciones en el resto de la Hoja. Otros puntos de observación de la formación es en la vertiente este de la Sierra del Número, donde aflora una franja muy tectonizada debido a la acción de la Falla de Banilejo que la ponen en contacto mecánico con materiales del Grupo Río Ocoa, y que se observa a lo largo del Arroyo Higuito y las cañadas que parten hacia la Sierra. De esta manera, la base de la formación es gradual, como tránsito hacia arriba de las “capas rojas del Jura”, debido a la disminución de carbonatos y homogeneización del depósito. El techo no se ha observado, debido a que

en todos los puntos corresponde a un contacto mecánico con los materiales del Grupo Río Ocoa.

Los escasos afloramientos y su tectonización no han permitido el levantamiento de una sección estratigráfica, aunque parece que el depósito es típico de una cuenca pelágica con aportes turbidíticos, como sucede en la parte más noroccidental de la cuenca (Díaz de Neira, 2000).

De la misma manera, los restos fósiles han sido escasos y mal conservados. Únicamente una muestra recogida en la sección de Los Corbanitos ha dado la siguiente asociación fósil: *Globigerina sp.*, *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globorotalia sp.*, *Globigerina af. venezuelana* Hedberg, que podría corresponder a una edad Eoceno superior-Oligoceno. Si comparamos con los datos regionales, el techo de la unidad está caracterizado por una discordancia con el Grupo Río Ocoa, de edad Eoceno superior, por lo que podemos concluir que la edad de esta unidad es Eoceno superior, hecho que por otra parte, coincide con la edad propuesta por Dolan et al. (1991).

2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior

2.2.1. El Cinturón de Peralta. Grupo Río Ocoa

El Grupo Río 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).

La Fm. Ocoa (Eoceno superior-Oligoceno) tiene 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 en la Hoja de Sabana Buey el contacto es mecánico.

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 e interpretan que se dispone discordante sobre rocas volcánicas y vulcanoclásticas de arco-isla de la Fm Tireo.

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 Grupo Río Ocoa posee una considerable superficie de afloramiento en el sector situado al norte de la Hoja de Sabana Buey (Hojas de Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Azua), mientras que su representación es mínima en las Hojas de Constanza y Yayas de Viajama, estando totalmente ausente en el sector más occidental de la región. El presente grupo se dispone discordantemente sobre el Grupo Peralta, tal como se puede apreciar en diversos puntos de la región y como se deduce de su contacto cartográfico. Además, la disposición en *onlap* del Grupo Peralta sobre la Fm. Tireo entre las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas, sugiere una disposición similar para el Grupo Río Ocoa con respecto al sustrato cretácico, como se intuye entre las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz, pero en cualquier caso, el contacto observable entre ambos en ésta última parece de naturaleza tectónica (Días de Neira, 2000; Hernáiz-Huerta, 2000). En cuanto al techo, el contacto superior del Grupo Río Ocoa 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.

En la Hoja de Sabana Buey solamente está representada la Fm. Ocoa, de la que existen cortes parciales, sin embargo aparece mucho mejor representada en la Hoja de Baní, al este. No obstante, se han individualizado varios tramos de esta formación, que

básicamente son: un tramo compuesto por alternancia de margas y areniscas de tipo turbidítico, que constituye la mayor parte de la formación y su aspecto más típico (unidad 7) sobre el que aparecen intercalados hasta tres tramos distintos con desarrollo conglomerático y olistostrómico (unidad 8). También se han diferenciado una unidad de margas verdes y calcarenitas turbidíticas (unidad 9), un tramo guía de poco espesor de calcarenitas turbidíticas (unidad 10) y un conjunto más desarrollado de areniscas conglomeráticas con olistolitos e intercalaciones de margas (unidad 11). Cuando las dimensiones lo han permitido, también se han individualizado los olistolitos hallados.

En su acepción moderna, la Fm. Ocoa fue definida por Heubeck (1988), quien junto con Dolan (1988, 1989) ha puesto orden a la estratigrafía del sector suroriental de la Cordillera Central. En su acepción original, Arick (1941) propuso este término para la franja de materiales fundamentalmente arcillosos que se extienden desde el Sur de San José de Ocoa hasta el sector de Padre Las Casas; esta definición ha causado posteriormente una gran confusión, ya que dicha franja incluye realmente tanto al Grupo Río Ocoa como al Grupo Peralta. Más recientemente, Bourgois et al. (1979) propusieron la denominación “Eoceno con bloques de Ocoa” para el conjunto en cuestión.

2.2.1.1. Formación Ocoa (7). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas. Eoceno superior-Oligoceno. P_2^3 - P_3

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. Aflora en todo el sector oriental de la Hoja, al este de la Sierra del Número. Su contacto inferior es mecánico, con los materiales de la Fm. El Número, claramente diferenciables por las características particulares de esta última unidad en este sector, aunque en otras áreas más septentrionales este hecho ha suscitado algunas dudas para la atribución de los materiales margosos a la Fm. El Número o a la Fm. Ocoa (p. ej., Díaz de Neira, 2000). El techo de la unidad no se ha observado, pues dentro de ella se intercalan las demás unidades cartográficas y pasa hacia el este a la Hoja de Baní.

Los mejores afloramientos se sitúan en la carretera que va hacia Sabana Buey, en el Cerro de Las Lajas, donde se observan más de 300 metros de serie de esta unidad. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, 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.

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.

Apenas se han encontrado datos de edad, presentando un alto porcentaje de las muestras un resultado azoico, por lo que no se ha podido precisar la edad de esta formación. Sin embargo, atendiendo a criterios regionales se establece que la edad de esta unidad puede ser Eoceno superior-Oligoceno, atendiendo a las dataciones realizadas en las hojas de vecinas de Azua (Díaz de Neira, 2000) y San José de Ocoa (Hernández-Huerta, 2000).

2.2.1.2. Formación Ocoa (8). Conglomerados con bloques y olistolitos. Eoceno superior-Oligoceno. P₂³-P₃

En la Hoja de Sabana Buey se han cartografiado cuatro tramos intercalados en la unidad anterior (7) que corresponden a materiales conglomeráticos y olistostrómicos, que incorporan olistolitos de tamaños decamétricos. Los tramos se diferencian muy bien por presentar un aspecto caótico, con clastos polimícticos y muy heterométricos. Aparecen perfectamente interestratificados entre las facies organizadas de la Fm Ocoa. Afloran muy bien en el Cerro de Las Lajas, donde se pueden observar dos intercalaciones decamétricas de conglomerados con olistolitos, en contactos normales entre las facies

organizadas. Los conglomerados tienen potencias de 50 y 30 m respectivamente, y están compuestos por cantos mayoritariamente de tamaños centimétricos, muy redondeados, de rocas volcánicas y plutónicas (Fm Tireo), y calcáreas de plataforma, inmersos en una matriz arenosa-fangosa, que incluye también grandes bloques (olistolitos) de calizas tableadas blancas (similares a las de la Fm Jura). La base de los niveles es plana, poco erosiva, aunque por debajo de la segunda de las intercalaciones se observan deformaciones sinsedimentarias (probablemente producidas por carga), con licuefacción e inyección de las facies margosas infrayacentes.

En cuanto a la interpretación sedimentaria de estos tramos, se puede decir que están dominados por flujos altamente densos, y pueden corresponder tanto a deslizamientos laterales en contextos de talud, con colapsos de la plataforma, que son contextos favorables para la formación de *polymictic debris flow*, como a facies proximales de cañón submarino, con entrada de material a partir de relieves que se están estructurando. 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). Regionalmente, en la cartografía de la Formación Ocoa, que comprende las Hojas de Sabana Buey y Baní (también en las Hojas de Azua y San José de Ocoa) se ha podido comprobar una variación lateral en el tamaño de los olistolitos, que decrecen de tamaño en sentido NE-SW. Los olistolitos más grandes, de dimensiones incluso kilométricas, se encuentran cerca de la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR). Desde el punto de vista de las facies, también se produce un cambio de facies proximal-distal, a medida que nos alejamos de la ZFSJR, predominando las facies de alternancias más finas y organizadas en la región de Sabana Buey, la más alejada. No obstante, todavía se encuentran niveles olistostrómicos, como los anteriormente descritos del Cerro de Las Lajas, que deben de corresponder a eventos mayores en la actividad tectónica o incluso, también se podrían relacionar con un periodo de bajada eustática. A su vez, las escasas paleocorrientes que han podido ser medidas demuestran un gradiente NO-SE, lo cual indica que la configuración de la cuenca debió de ser compleja, con el borde activo en la ZFSJR, de dirección NO-SE, que produce la alimentación de los *debris flow* con olistolitos, de manera transversal, pero también con una configuración alargada en ese mismo sentido, paralelo al borde, por donde discurrían las corrientes de turbidez de baja densidad, probablemente alimentadas desde el noroeste. Estas ideas ya fueron puestas de manifiesto por Heubeck y Mann (1991) y Heubeck (1992), y contrastadas por Solé (en Hernáiz-Huerta, 2000).

2.2.1.3. Formación Ocoa (9). Margas verdes y calcarenitas turbidíticas. Eoceno superior. P₂³

Se trata de una pequeña intercalación de margas verdes, muy características desde el punto de vista litoestratigráfico, acompañadas de calcarenitas turbidíticas laminadas con rasgos particulares. Ambas razones han justificado su diferenciación en la cartografía, por no poderse encuadrar dentro de las facies típicas de la Fm. Ocoa, aunque indudablemente pertenecen a ella.

Corresponde a un tramo de unos 200 metros de espesor que aflora al este del Arroyo de la Loma de las Piedras, interestratificado en la unidad de margas y areniscas turbidíticas (7), compuesto por margas masivas, de color verde intenso, que intercalan frecuentes niveles de calcarenitas laminadas, estando prácticamente ausentes los niveles de areniscas siliciclásticas. Las calcarenitas son biomicritas que corresponden a un packstone bioclástico, con zonas con mayor o menor contenido en micrita. Presentan muchas fisuras rellenas por cemento esparítico en mosaico y porosidad de intrapartícula rellena por cemento esparítico en mosaico.

La interpretación de esta unidad es que también se ha depositado en un contexto de cuenca pelágica, donde en un momento determinado se produce una disminución del aporte siliciclástico y por el contrario, se crean las condiciones necesarias para producción de carbonatos, que aparecen formando niveles turbidíticos en el seno de la cuenca.

2.2.1.4. Formación Ocoa (10). Calcarenitas laminadas turbidíticas. Eoceno. Superior. P₂³

Al igual que sucede con la unidad anterior, 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 (7). Dan un resalte en el terreno, formando un relieve alargado en sentido SO-NE, 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 pararelo de alto régimen de flujo y laminación cruzada a techo. La unidad se compone de unos 50 a 70 metros de estas calcarenitas, organizadas en niveles centimétricos a decimétricos, formando en conjunto un tramo característico.

Desde el punto de vista sedimentario, parece que corresponde con 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 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.

2.2.1.5. Formación Ocoa (11). Areniscas conglomeráticas y margas. Eoceno superior. P₂³

Directamente sobre la unidad anterior, se observa un paquete potente de areniscas organizadas en bancos métricos a decamétricos que afloran solamente en el extremo de la Hoja, aunque tienen un desarrollo mucho mayor en la Hoja de Baní.

El conjunto tiene un espesor de varios cientos de metros, y está compuesto por areniscas gruesas, con niveles microconglomeráticos, cementados, con bloques y olistolitos de tamaños métricos. No se observa ninguna organización secuencial. Entre los bancos de areniscas se observan niveles de margas ocre intercalados, pero en mucha menos proporción. Los bancos de areniscas se encuentran frecuentemente amalgamados.

Esta unidad tampoco tiene contenido fósil que nos de una edad, y desde el punto de vista sedimentario corresponde a la instalación de sistemas de turbiditas de alta densidad, provenientes del desmantelamiento del área fuente, seguramente tras la reactivación del relieve debido a la que la estructuración de la cuenca es coetánea al depósito de esta unidad.

2.3 Mioceno-Plioceno

2.3.1. Materiales de la Cuenca de Azua

2.3.1.1. Margas verdes con yesos, areniscas y niveles de conglomerados (12), Mioceno. N₁

Esta unidad aflora con condiciones muy reducidas en el extremo noroeste de la Hoja. Sus malas condiciones de afloramiento, así como su alto grado de deformación observado, dificultan su estudio y atribución litoestratigráfica. Sin embargo, constituye un elemento

importante de cara a la estructura y evolución regional del sector, por lo que se le ha prestando una especial atención.

Esta unidad constituye los únicos depósitos neógenos encontrados presentes en el sector meridional de la Sierra del Número. No se ha observado ninguna sucesión estratigráfica más allá de unos pocos metros en continuidad estratigráfica, y generalmente se presenta fuertemente deformada, metida en una zona de falla limitada por materiales de la formación Ventura. Desde el punto de vista litológico, se han observado niveles de conglomerados con clastos redondeados de rocas volcánicas, plutónicas y carbonáticas, en una matriz microconglomerática a arenosa. Estas facies afloran en la pista que conduce a la carretera de Azua. Mas hacia la costa, debajo de los arrecifes cuaternarios, aflora una secuencia de areniscas verdosas, con intercalaciones de margas, muy tectonizadas, que no permiten la realización de observaciones sedimentológicas, y constituyendo el sustrato de los materiales arrecifales y aluviales cuaternarios, en la costa (al norte de la Playa de Punta Chiquita), se encuentran, además de las facies descritas anteriormente, bancos de margas o arcillas verdes, con clastos dispersos que presentan frecuentes venas de yeso.

Los datos de edad obtenidos demuestran que esta unidad tiene una edad comprendida entre el Mioceno medio y el Plioceno, por la presencia de: *Cibicides sp.*, *Globigerina sp.*, *Cassidulina sp.*, *Nonion sp.*, *Globigerinoides? sp.*, *Sphaeroidinellopsis sp.*, *Globorotalia sp.*, *Lenticulina? sp.*

Parece probable que la correlación de esta unidad sea con formaciones de tipo Arroyo Blanco, presentes en la Cuenca de Azua. Tanto la edad (no se descarta un Plioceno) como las litologías (presencia de arcillas, areniscas y conglomerados) y fundamentalmente la presencia de yeso, que aunque se ha encontrado en forma secundaria, evidencia la cercanía de una fuente original cercana de yesos. Estas características han sido descritas para la Fm. Arroyo Seco en la Hoja de Azua (Díaz de Neira, 2000), por lo que podría ser la única evidencia en este sector de la Bahía de Ocoa, de materiales pertenecientes a la Cuenca de Azua, de gran importancia para la reconstrucción del contacto frontal del Cinturón de Peralta y su posterior giro como consecuencia del *indenter de Beata* (como se verá en el apartado de Tectónica).

2.4. 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 debidos a la dinámica marino-litoral. No se han representados materiales de origen gravitacional, por la reducida extensión que ocupan a esta escala de trabajo.

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 (5.000-2.400 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.

2.4.1. Depósitos debidos a la dinámica fluvial

2.4.1.1. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y limos. (13, 14, 15). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₂, Q₂₋₃, Q₄

En las estribaciones meridionales de la Cordillera Central que ocupan esta hoja se han desarrollado tres generaciones de abanicos. Al sur del río Ocoa, los retazos dejados por la erosión en los abanicos más antiguos (13) 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 Matatongo.

También al sur del río Ocoa, la segunda generación de abanicos (14) está constituida por paleocanales superpuestos de conglomerados con cantos de tonalitas, basaltos, calizas, 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 fallas con actividad reciente.

Los abanicos recientes (15) y todavía funcionales aparecen constituidos por arenas y gravas polimícticas bien redondeadas, con cantos de calizas, dolomías, rocas volcánicas y areniscas, de hasta 10 cm de diámetro. Su espesor es variable pudiendo alcanzar varios metros.

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

2.4.1.2. Llanura de inundación, zona de derrame de canal y abanico fluvio-deltaico. Arcillas y arenas con cantos (17). Holoceno. Q₄

No se han observado cortes o excavaciones en la extensa llanura de inundación del río Ocoa, tan solo algunos de los reducidos escarpes del lecho menor de este río 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. Su espesor puede estimarse en dos o tres metros.

La zona de derrame de canal sólo presenta un reducido afloramiento en el límite oriental de la hoja, desde donde se prolongan en la hoja contigua. Es una formación similar o equivalente a la llanura de inundación 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.

Coincidiendo con la desembocadura del río Ocoa se ha identificado un abanico fluvio-deltaico que penetra unos dos kilómetros en la bahía. No obstante la mayor parte de este promontorio costero aparece cubierto por la prolongación de lo que se ha designado como llanura de inundación, dándose una continuidad entre ambas formaciones, diferenciables más por la fotointerpretación que por observación sobre el terreno. Por ello, su litología es similar a la descrita para la llanura de inundación, si bien su espesor puede superar el de ésta.

2.4.1.3. Fondos de valle. Gravas, arenas y arcillas (18). Holoceno. Q₄

Los fondos de valle se continúan en el lecho menor del río Ocoa o bien enlazan con la llanura de inundación del mismo río. Están constituidos por gravas de cantos calizos y de rocas volcánicas, en una matriz arenosa. El tamaño de los cantos varía notablemente, predominando diámetros de 10 a 20 cm. Su potencia oscila entre 2 y 5 m.

2.4.2. Depósitos de origen eólico

2.4.2.1. Manto eólico y dunas parabólicas. Arenas bioclásticas (24). Holoceno. Q₄

Esta formación se localiza exclusivamente sobre el cordón litoral del extremo oriental de la hoja, donde es el resultado de la deflacción y retrabajamiento de aquel, por lo que 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.

2.4.3. Depósitos lacustres

2.4.3.1. Laguna costera con salinización superficial. Limos y evaporitas. (21). Holoceno. Q₄

En el fondo de la ensenada, o puerto natural creado por el cordón litoral, se extiende una extensa planicie separada del mar por una estrecha marisma o manglar. Con extensión menor aparecen otras dos lagunas con las mismas características al noroeste y al oeste de la anterior. No existen cortes o excavaciones que permitan la observación de dicha formación, la cual aparece tapizada por limos ocreos, que deben corresponder a facies de decantación de los aportes esporádicos procedentes de los glaciares y de un abanico actual que enlazan con la misma. Las eflorescencias salinas tienen su origen en las también esporádicas entradas del mar durante episodios de tormenta. El espesor de esta formación solo puede estimarse en uno o dos metros.

2.4.3.2. Área pantanosa. Arcillas negras con restos vegetales (19). Holoceno. Q₄

Las áreas pantanosas solo ocupan dos pequeños recintos. Uno de ellos se sitúa junto a la laguna que se acaba de describir, el otro coincide con un fondo de valle que enlaza con la llanura de inundación del río Ocoa, que además sigue la traza de una falla con actividad reciente. No existen afloramientos que permitan observar su litología en

profundidad. En superficie aparece como una arcilla o fango de color negro, debido a la acumulación de materia orgánica. Su espesor podrá alcanzar 2 o 3 m.

2.4.3. Depósitos marino-litorales

2.4.3.1. Marisma baja o manglar. Arcillas y limos con restos vegetales (22). Holoceno. Q₄

La marisma es una estrecha banda que separa el mar de la laguna con salinización superficial situada en el fondo de la bahía de Las Calderas. Esta formación aparece constituida por material limo-arcilloso de color pardo oscuro, con abundantes restos vegetales derivados de su colonización por el manglar. Su espesor debe corresponder a uno o dos metros.

2.4.3.2. Cordón litoral y playa. Arenas y gravas bioclásticas con bloques de corales (23). Holoceno. Q₄

Como resultado del oleaje durante las tormentas, no se produce una separación clara entre la playa y su trasplaya o área correspondiente al cordón litoral, por lo que ambas formas se integran en un único depósito. Éste aparece constituido por arenas bioclásticas, con cantos y bloques de corales. Su espesor puede estimarse en unos pocos metros.

2.4.4. Materiales de origen poligénico

2.4.4.1. Glacis de cobertera. Gravas, arenas y limos. (16). Holoceno. Q₄

Estos materiales sólo se encuentran en el sector costero del límite oriental de la hoja, donde aparecen como superficies de depósito que llegan a enlazar con las lagunas litorales de la línea de costa. Están constituidos por gravas o conglomerados de cementación variables, en las que predominan los cantos de calizas y dolomías sobre los de rocas volcánicas y volcanoclásticas, bien redondeados y soportados en una matriz limo-arenosa. Dichos componentes han derivado de la formación Ocoa, de origen turbidítico y también de los abanicos antiguos, por lo que con la génesis de este depósito habrían experimentado su tercer proceso transporte y retrabajamiento, aunque en este caso menos prolongado que los anteriores. Esta formación alcanza 3 m de espesor en las inmediaciones de la costa, pero que puede ser mayor hacia el interior.

3.TECTÓNICA

En el presente capítulo se abordan las características estructurales y la evolución tectónica de la Hoja de Sabana Buey. 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).

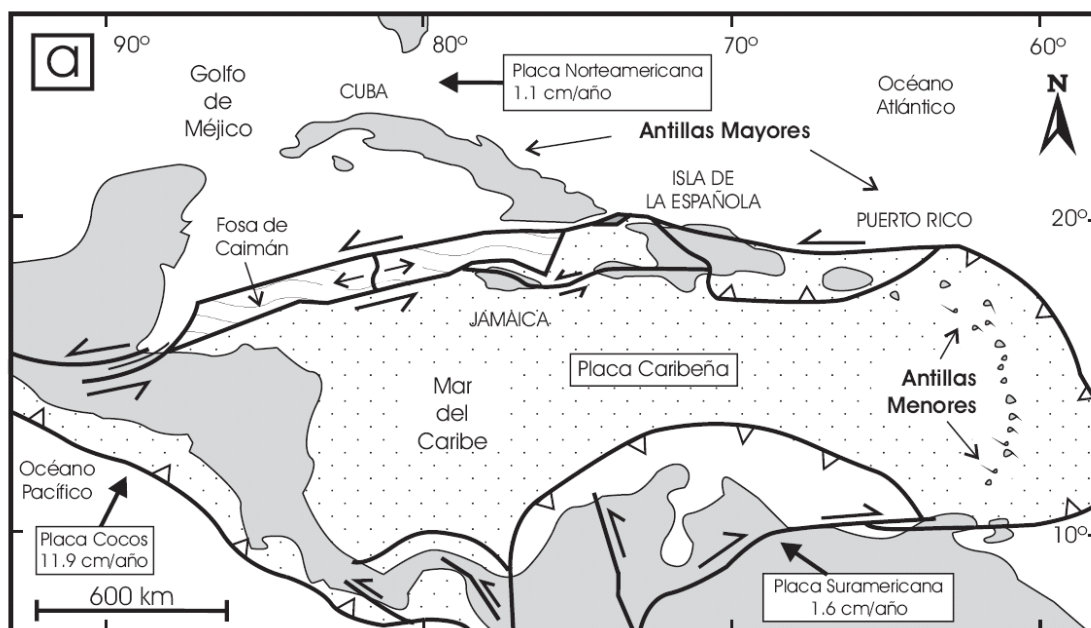


Figura 3.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

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 Tireo 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 Sabana Buey 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 (Figs.3.4 y 3.5).

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).

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. 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. El contacto de este último dominio con la Cuenca de Azua

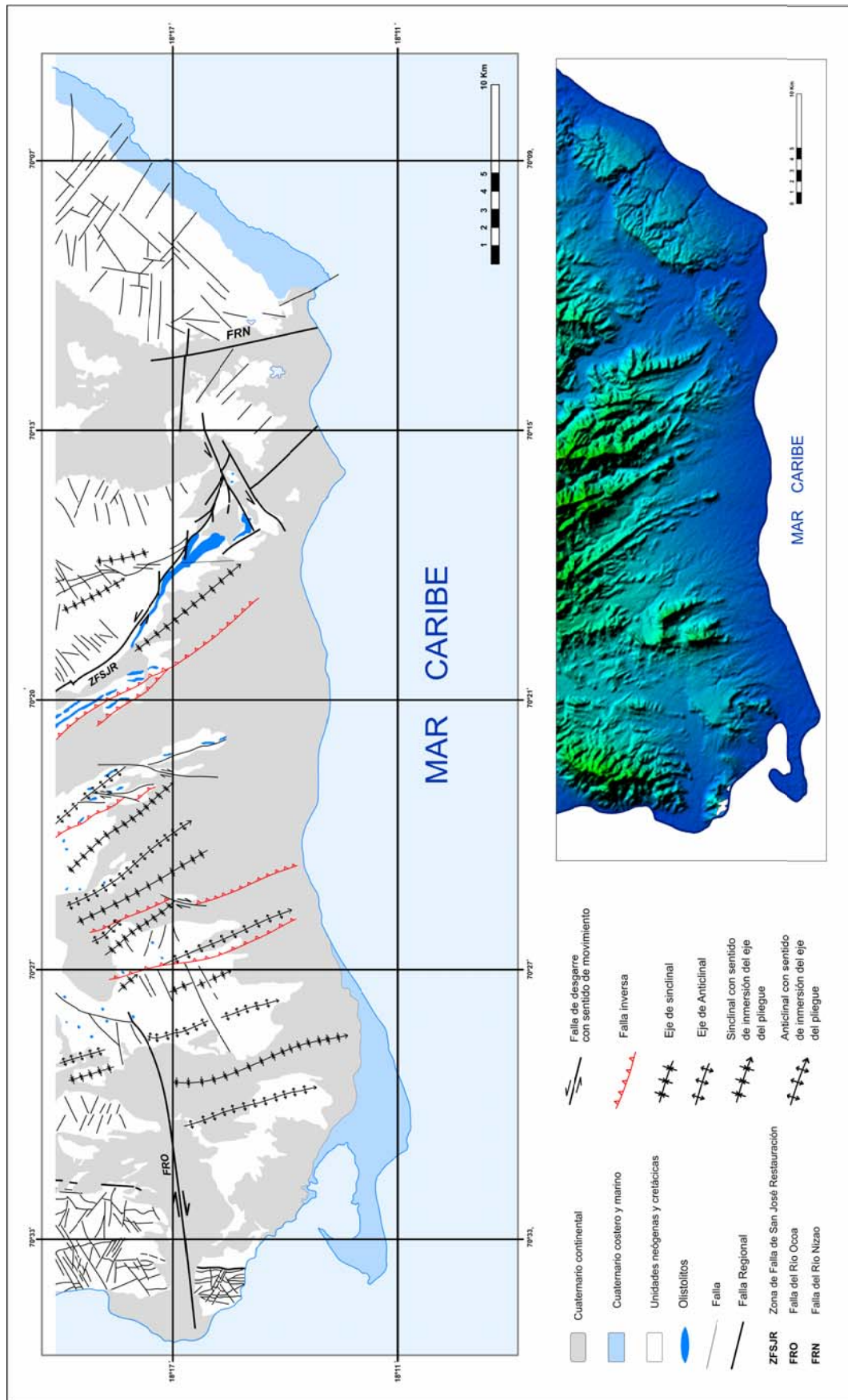


Figura 3.2. Esquema tectónico del Cinturón de Peralta, con los principales elementos estructurales. Hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao

se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido que representa la terminación de la falla de San Juan-Los Pozos (Díaz de Neira, 2000).

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.

3.3 Estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, que corresponden al Grupo Peralta (Fms. Ventura, Jura y El Número). La estructura en detalle del Grupo Peralta aparece bien desarrollada en las Hojas situadas al noroeste de la zona de estudio (Hojas de Azua, San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Padre de las Casas y Sabana Quéliz), por lo que se remite al lector interesado a la consulta de las memorias de esas hojas (Díaz de Neira, 2000; Hernáiz-Huerta, 2000;, Proyecto SYSMIN, Bloque ¿? Cartografía Geotemática de la República Dominicana, 2000?).

En la Hoja de Sabana Buey el Grupo Peralta solamente aflora en la prolongación meridional de la Sierra del Número, con una dirección aproximadamente N-S, después de un arqueamiento de casi 90° de la dirección regional general NO-SE del Cinturón de Peralta, que se interpreta como producto de la indentación de Beata durante las últimas fases del plegamiento y la imbricación del Cinturón de Peralta.

Hay diversos sectores donde se observa muy bien la estructura actual del Grupo Peralta en la Sierra del Número, que a grandes rasgos corresponde a la deformación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos previo en una zona de cizalla con distintas fases de deformación hasta la actualidad. Este hecho produce la superposición y rejuego de muchas de las estructuras previamente generadas, las cuales son rotadas y deformadas enmascarando en ocasiones su estructura original. No obstante, se ha tenido que realizar un análisis detallado de este aspecto para poder explicar rasgos estructurales que

aparentemente no guardaban una coherencia cinemática, debido precisamente al estilo de la deformación polifásica que además ha tenido lugar en diferentes regímenes tectónicos.

3.3.1. Sección de Punta Baladro – Playa Los Corbanitos

En la terminación de la prolongación hacia el sur de la Sierra del Número, existe una excelente sección que aflora a lo largo de la línea de costa, desde la Playa de los Corbanitos hasta la Punta Baladro, esto es, un corte E-O perpendicular a la directriz regional de la Sierra del Número en este sector (Cerros del Burro). Además, desde el punto de vista estructural, esta región es la que más acortamiento y deformación registra en toda la Hoja, comparativamente con los demás sectores de la Sierra del Número donde aflora el Grupo Peralta. Debido a las excelentes condiciones de afloramiento, se ha realizado un estudio detallado de la deformación que sirve como ejemplo para ilustrar el estilo complejo de deformación polifásica referida anteriormente.

En primer lugar, en la región afloran fundamentalmente materiales de la Fm Jura, en sus tres miembros (J1, J2 y J3), con margas y areniscas de la Fm El Número y un pequeño afloramiento en la parte más occidental, en el núcleo de un anticlinal tumbado, de la Fm Ventura. La dirección media de las capas es NNO-SSE (aprox. N170E) con buzamientos medios superiores a los 60° y con series verticales e invertidas. En esta sección se pueden observar fallas y pliegues que muestran un gran abanico de direcciones y movimientos y además, vergencias al oeste y hacia el este. Se ha observado que predominan las vergencias hacia el oeste en los pliegues, y en las fallas inversas más tendidas (cabalgamientos), mientras que las vergencias hacia el este se observan en pequeños pliegues y en fallas muy verticalizadas, aunque con carácter inverso también.

Es característico observar en la parte superior de la Fm Jura (J3, capas rojas del Jura) una fábrica tectónica, con el desarrollo de una foliación espaciada bien preservada en las margocalizas típicas de color rosado de este miembro. Los cabalgamientos (C1, C2 y C3) muestran un transporte tectónico medio del bloque de techo hacia 263°, con planos que buzaban unos 45-50° y con estrías subverticales (rake > 80°). En el caso de C1 es el cabalgamiento que muestra una banda de deformación más amplia, del orden de decenas de metros), con fábricas cataclásticas, incluso pseudoplásticas en los niveles más arcillosos. En relación con la dirección de los ejes de los pliegues, los observados a escala mesoscópica son aproximadamente N-S con un plunge entre 18° y 48° hacia el Norte (media 32°-> 354°), y todos con una vergencia OSO. A escala centimétrica se han observado pliegues con flancos inversos de vergencia este y eje subhorizontal,

normalmente desarrollados en las cercanías de fallas inversas de alto ángulo de vergencia este (pliegues de arrastre). Las fallas de vergencia este (retrovergentes) presentan planos N-S con buzamientos superiores a los 70°, y generalmente con criterios cinemáticos inversos y también de salto en dirección con dudoso régimen. Cortan a las fallas inversas de vergencia oeste y superponen diversas unidades, a veces dejando retazos de series que no superan unos pocos metros de espesor en forma de “almendras”.

En definitiva, como se puede ver en la figura, existe una compleja configuración estructural de conjunto que se puede interpretar como la deformación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia OSO, que serían las estructuras más antiguas (Cinturón de Peralta) y que desarrollan una típica fábrica en J3, metido en una zona de cizalla, ancha, limitada por el este por el contacto con el Grupo Río Ocoa y por el oeste por la línea de costa de la Bahía de Ocoa. Esta zona de cizalla tiene una dirección aproximada N-S y una anchura de unos 2 Kms. y produce la rotación y aplastamiento del cinturón de pliegues y cabalgamientos, rejugando algunas de las estructuras antiguas y formando otras nuevas, fundamentalmente representadas por la asociación de fallas inversas de alto ángulo y los pliegues de vergencia este.

3.4 Estructura del Grupo Río Ocoa

En la vertiente meridional de la Cordillera Central, el Grupo Río Ocoa forma una pila 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 Sabana Buey aflora solamente una parte del Grupo Río Ocoa, la parte estratigráficamente inferior, pero en contacto mecánico con la Grupo Peralta, por lo que no se ha podido saber la relación original entre ambos grupos en este sector.

Sin embargo, como se exponía anteriormente en la Hoja de Sabana Buey, el contacto entre el Grupo Peralta y el Grupo Río Ocoa corresponde a un contacto tectónico muy verticalizado (Fig. 3.3), que además cuenta con una importante componente lateral de movimiento, por lo que tampoco ha sido posible observar la citada discordancia entre los dos grupos litoestratigráficos bien representada en sectores más septentrionales incluidos en las Hojas de San José de Ocoa o Sabana Quéliz?, por ejemplo.

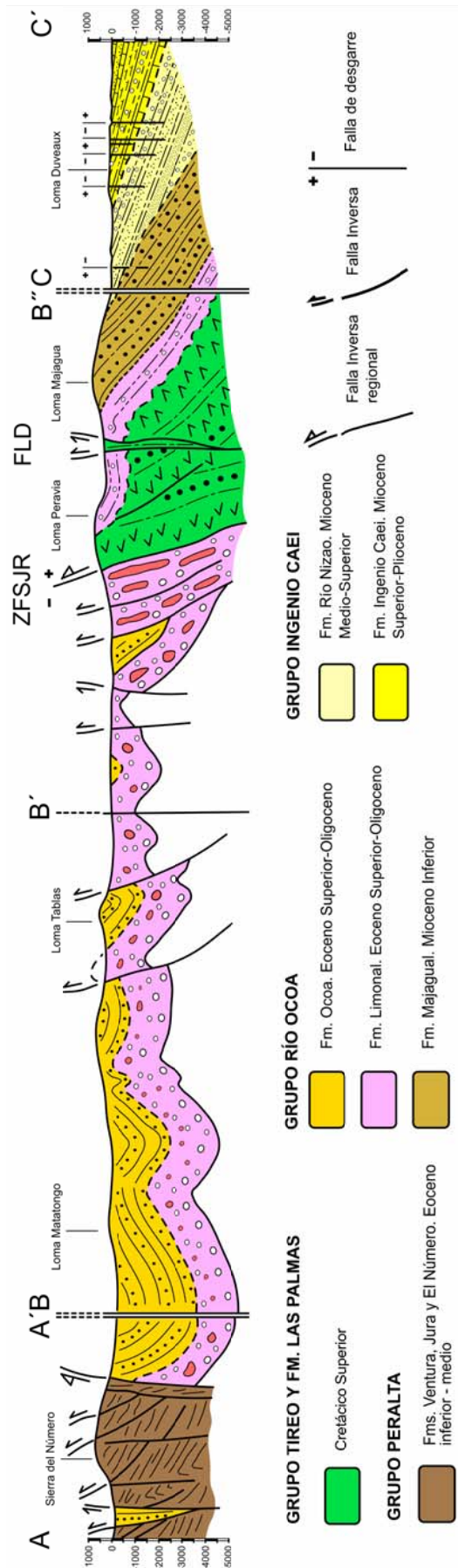


Figura 3.3. Cortes geológicos con los principales elementos estructurales del Cinturón de Peralta en las hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao. Situación de los cortes en la Figura 2.1. ZFSJR, Zona de Falla de San José-Restauración. FLD, Falla de la Loma de Desecho.

En el resto de la Hoja, hacia el este del citado contacto con el Grupo Peralta, la estructura de la Fm Ocoa (única representante en esta Hoja del Grupo Río Ocoa) presenta una estructura muy sencilla, formada por pliegues de dirección aproximada N160E que presentan sistemáticamente un plunge de unos 20° a 35° hacia el SE, sin una vergencia clara. Los planos axiales son subverticales y las charnelas varían entre amplias y redondeadas en pliegues de amplio radio (pliegue de Sabana Buey) o más de tipo anguloso con flancos más estrechos (p ej. en Los Corbanitos). No se han observado fallas significativas, solamente un sistema conjugado de fallas de poca importancia de direcciones NE-SO y NO-SE que se observa bien en la Cuchilla de la Tumba Larga (esquina NE de la Hoja).

3.4.1. 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. Heubeck y Mann (1991) no describen ninguna estructura de deformación sinsedimentaria en esta formación, aunque sí para las formaciones del Grupo Peralta, donde en este trabajo tampoco se han visto claramente y se asocian a estructuras debidas a la tectónica. 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.

3.5 Estructura relacionada con la colisión de la cresta de Beata

La cresta de Beata es un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *plateau* oceánico del Caribe, con una dirección NNE-SSO, transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge* de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación de unos 50km de ancho que, empujado desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida, pero que más o menos coincide actualmente con la bahía de Ocoa, por lo que

tiene su influencia en la Hoja de Sabana Buey. Según se desprende de la cartografía del primer Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (2000) y de las figuras de Heubeck y Mann (1991), Mann et al. (1991a y c) o Hernáiz-Huerta (2007), el indenter está limitado por fallas NNE-SSO y se habría desplazado hacia el NNE, con un movimiento sinestral en el margen occidental de la Bahía de Ocoa y dextral en el margen oriental, justo donde se sitúa la Hoja de Sabana Buey. Además, cuando se observa la geometría de los relieves alrededor de la Bahía de Ocoa, se observa que éstos se disponen formando un arco, de manera que la terminación oriental de los relieves está constituida por la Sierra del Número, donde los pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, con una vergencia clara al SW en la región de San José de Ocoa y Azua, rotan hasta obtener una dirección N-S y vergencia oeste. En el detalle, se observa una superposición de estructuras debido a este arqueamiento tardío a la estructuración del cinturón de pliegues y cabalgamientos, producido por la cresta de Beata en su avance hacia el Norte. Además, es bien patente el desarrollo de fallas de dirección N50E, con régimen dextro que cortan todas las estructuras previas, e incluso materiales muy recientes.

En cuanto a la edad de funcionamiento del u.i. todos los datos procedentes de los estudios de Heubeck y Mann (1991) y del Proyecto SYSMIN 2000 parecen indicar que debió comenzar muy probablemente ya en el Mioceno, teniendo ya una relevancia notable a partir del Plioceno y siendo activo hasta la actualidad, como se demuestra por el hecho de encontrar materiales aluviales y sistemas arrecifales cuaternarios recientes afectados por fallas y pliegues.

3.6 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

Como ya se ha señalado, los relieves principales de la hoja corresponden al extremo meridional de la Cordillera Central, que constituye el único dominio morfoestructural en la reducida extensión del área de estudio. Sobre el mismo se han desarrollado los sistemas de abanicos y los depósitos vinculados con el cauce actual del río Ocoa, ya descritos en el apartado dedicado al Cuaternario. En el extremo meridional se ha producido una importante acreción litoral merced a un extenso cordón litoral.

Por otro lado, la neotectónica – probablemente holocena – ha alterado sustancialmente la morfoestructura original, con la creación de una semifosa, con dirección E-O, por la que actualmente se canaliza el río Ocoa hasta su desembocadura.

4.1.1.1 Formas estructurales

Las formas estructurales se encuentran restringidas a la mitad septentrional. Las fallas y fallas supuestas identificadas presentan las direcciones: N-S y E-O a OSO-ENE. Las fallas con indicación de bloque hundido, identificadas en los abanicos de 2ª generación, presentan la última dirección mencionada. Al norte o margen derecha del río Ocoa, tan solo se ha representado en el mapa geomorfológico una de las fallas inversas de todas las identificadas en la cartografía geológica a escala 1:50.000, por ser la que presenta una clara expresión geomorfológica, al coincidir con la incisión de un pequeño cauce tributario del río Ocoa.

Entre las formas debidas a plegamiento sólo son reseñables los escarpes estructurales en capas monoclinales y las crestas en capas subverticales.

4.1.2 Estudio del modelado

La reducida extensión y moderado relieve del área de estudio, con un predominio de las formas de origen fluvial, no han propiciado el desarrollo de formas gravitacionales representables a esta escala de trabajo.

4.1.2.1 Formas fluviales y de esorrentía superficial

Entre las **formas fluviales debidas a erosión**, la incisión fluvial aparece más desarrollada en el sector más septentrional, donde se han llegado a formar pequeñas cárcavas, junto con diversas aristas de interfluvios. Algunas líneas de incisión fluvial que alcanzan la llanura de inundación del río Ocoa finalizan como pérdidas de drenaje. Sobre ésta, en ocasiones se detectan líneas de arroyada en requeros cambiantes. El río mencionado, que discurre levemente encajado en su llanura de inundación, presenta erosión lateral en la base del pequeño escarpe de dicha llanura sobre el cauce o lecho menor.

En lo referente a las **formas de depósito** destacan los abanicos aluviales, donde pueden distinguirse hasta tres generaciones ya descritas en el apartado correspondiente. Las dos generaciones de abanicos más antiguas aparecen compartimentadas y desniveladas por fallas con actividad reciente, que 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 cerca de su desembocadura en el mar del Caribe.

La segunda generación de abanicos presenta mayor continuidad en sus afloramientos que la anterior, lo que ha permitido cierto control en la identificación de las fallas con actividad reciente que desnivelan dicha formación y han generado el graben y umbral mencionados. En el apartado dedicado a la Evolución Geomorfológica se describen dichas estructuras y su relación con los abanicos.

Los abanicos recientes y todavía funcionales, presentan un desarrollo reducido y sus extremos distales enlazan con la llanura de inundación del río Ocoa, o bien con la línea de costa.

El río Ocoa presenta una importante llanura de inundación que se prolonga hasta su desembocadura y presenta una pendiente de cierta importancia, puesto que a lo largo de los 8 km de su recorrido en esta hoja desciende unos 80 m. Ello provoca avenidas de aguas turbulentas con importante erosión lateral en la base de las laderas del valle. Levemente encajado sobre la misma se extiende un amplio lecho menor que tiene su

continuidad en los fondos de valle situados en su margen derecha. En el borde oriental de la hoja, la llanura de inundación enlaza con un área de derrame de canal, que se prolonga en la hoja contigua hacia el este. En la desembocadura de dicho río se ha desarrollado un abanico fluvio-deltaico, que genera un promontorio costero en la bahía de Ocoa.

4.1.2.2 Formas eólicas

Aunque con un desarrollo importante, quedan restringidas al sector meridional 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 también han creado el extenso manto eólico y diversas dunas parabólicas, cuyos brazos llegan a alcanzar una longitud de medio kilómetro, señalando aportes en sentido ESE-ONO.

4.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se sitúan en las inmediaciones de las formas eólicas descritas, donde se encuentra una pequeña zona pantanosa, que se prolonga en la hoja contigua, entre los depósitos eólicos y un glacis de cobertera. Otra área pantanosa se ubica en un fondo de valle que coincide con la traza de una falla con actividad reciente. Por otro lado se dan diversas lagunas costeras con salinización superficial, que quedan separadas del mar abierto por las estrechas marismas de la bahía Las Calderas.

4.1.2.4 Formas marino-litorales

Destaca el cordón litoral, que se extiende a lo largo de siete kilómetros en el extremo suroriental de la hoja, aunque en su mayor parte aparece cubierto por depósitos eólicos. Dicho cordón penetra en la bahía de Ocoa, varios kilómetros hacia el este, como resultado de la deriva litoral que se produce en el mismo sentido. En la costa occidental de la bahía de Ocoa, los cordones litorales presenta un desarrollo mucho menor que el anterior. Las marismas bajas quedan limitadas al entorno de la bahía Las Calderas.

4.1.2.5 Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido con dichas características una posible superficie de erosión y diversos glacis con distinta tipología.

En los relieves situados al sur de la desembocadura del río Ocoa solo se ha identificado un posible resto de superficie de erosión degradada, a unos 120 m sobre n.m.m..

Los glacis de erosión aparecen, como formas erosivas que han remodelado abanicos fluviales antiguos. Estos glacis aparecen con morfologías de pendientes regularizadas de perfil cóncavo, que descienden desde los cerros de Los Amargos y de Las Lanchas hacia el valle actual del río Ocoa, situado al norte de los mismos, y hacia el mar del Caribe en el lado contrario. Previamente o de forma simultánea, dichos abanicos fueron compartimentados y desnivelados por diversas fallas con actividad reciente. Estos movimientos han condicionado la ubicación actual de la desembocadura de dicho río, cuyo tramo final se ha encauzado a lo largo de un *semigraben* con dirección aproximada E-O. Paralelamente, los abanicos experimentaron cambios importantes de su pendiente original, en descenso constante hacia la costa meridional de este sector. Cambios que dieron lugar a la formación de un umbral y un graderío (borde tectónico del *semigraben*) que desciende hasta el lecho actual del río Ocoa. La actividad actual de las mismas fracturas se puede detectar como líneas o pequeños escalones en los glacis erosivos. Por otra parte es muy posible que el modelado reciente de estos glacis erosivos haya borrado algunas de las fracturas intervinientes en este proceso.

En la reducida extensión del área de estudio, los glacis de cobertera y glacis de cobertera degradados, aparecen como dos rampas de baja pendiente que enlazan los moderados relieves próximos a la costa con un abanico torrencial actual y con una laguna costera, respectivamente.

4.1.2.6 Formas antrópicas

La única actividad antrópica destacable del área se localiza sobre el cordón litoral antes descrito, donde se ha realizado un movimiento de tierras que ha reducido la superficie de una laguna costera.

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 del Paleógeno y el Mioceno. En la estructuración y emersión paulatina pueden distinguirse dos etapas diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos. Durante el Mioceno, en un régimen transpresivo, la primera de ellas 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, el mismo régimen tectónico anterior produjo la deformación del relleno cuaternario de las cuencas.

La emersión paulatina de la sierras fue acompañada de la elaboración de diversas superficies de erosión, que en otros sectores todavía se conservan con gran continuidad regional, como ocurre en la vertiente meridional de la sierra de Bahoruco, pero que en este área de trabajo se han visto fuertemente alteradas por movimientos posteriores y por la desaparición de la mayor parte de las mismas, debido a la elevada tasa de erosión en la incisión de la red fluvial.

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 la Llanura de Azua y lo que fue el piedemonte de las estribaciones más meridionales de la Cordillera Central, junto a la línea de costa del mar del Caribe. En esta área de trabajo dicho piedemonte se ha visto fuertemente alterado por la neotectónica posterior a los dos sistemas de abanicos más antiguos, tal como se describe a continuación.

Durante el Pleistoceno superior y posiblemente hasta el límite Pleistoceno-Holoceno, el río Ocoa desembocaba dos kilómetros al este del borde de la hoja, donde sus abanicos provocaron un avance hacia el sur de la línea de costa de la hoja contigua (Baní), cuyo trazado rectilíneo solo se ve alterado por los aportes de materiales en las desembocaduras de diversos cursos fluviales.

Tal como se deduce de la cartografía de los abanicos antiguos en la hoja contigua, el río Ocoa seguía un trazado rectilíneo hasta la desembocadura mencionada, hasta que, ya en el Holoceno dicho trazado 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 el que se canalizó el tramo final del mencionado río hasta su desembocadura en la bahía de Ocoa. 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 tectónico del *graben*, donde los abanicos de segunda generación, más extensos o mejor conservados que los de la primera, reflejan el pequeño graderío tectónico en descenso hacia el cauce actual. 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, tanto con el nuevo valle del río Ocoa como con su antiguo valle hoy abandonado.

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, aunque algunas son todavía detectables mediante fotointerpretación. Cerca de la desembocadura actual del Ocoa, en su margen izquierda, una de ellas parece presentar actividad actual, puesto que coincide con un escalón de varios metros que interrumpe el perfil de la ladera recientemente regularizada.

En el apartado dedicado a la Actividad Neotectónica se vuelve a tratar este tema con más extensión.

Después de la captura o giro de 90° experimentado por el río Ocoa, éste ha desarrollado su extensa llanura de inundación, en cuya margen derecha 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, creándose otros abanicos actuales de pequeño tamaño. En la vertiente meridional - que desciende hacia la costa - del umbral de nueva creación, los abanicos antiguos quedan igualmente colgados sobre los cauces y abanicos actuales, así como sobre diversos glacis de cobertera que enlazan con la actual línea de costa, en relación con la cual se está produciendo la regularización de esta nueva vertiente.

En la hoja contigua por el este (Baní), la deriva litoral ha remodelado el promontorio costero creado por la antigua desembocadura del Ocoa, a la par que ha creado un amplio cordón litoral que se prolonga hacia el oeste, ya dentro de esta hoja.

El giro del río Ocoa hacia el oeste presenta fuertes similitudes con el experimentado por el río Yaque del Sur, que durante el Holoceno medio (Taylor *et al.* 1985) abandonó su antigua desembocadura en la línea costera de la Llanura de Azua, para discurrir entre las sierras de Neiba y Martín García hasta la hoya de Enriquillo. Salvando las diferencias de tamaño entre ambos sistemas fluviales, en ambos casos se trata de un giro de 90° hacia el oeste que ha generado importantes cambios paleogeográficos, aunque a menor escala en este caso. Dicho acontecimiento admite diversas interpretaciones, habiéndose relacionado con una posible actividad del extremo oriental del accidente o fallas de Enriquillo, con una captura fluvial desde el valle de Enriquillo o con la interdentación de la

cresta de Beata en la bahía de Ocoa (Díaz de Neira 2004). En el caso del Yaque del Sur no se han podido identificar fallas que hayan podido participar en su nuevo trazado, puesto que en éste no existen depósitos anteriores que podrían haber afectados por aquellas. Sin embargo, en el río Ocoa ya se ha visto como los abanicos antiguos permiten esbozar e incluso llegar a cuantificar los movimientos en la vertical causantes de su giro hacia el oeste (ver apartado Tectónica activa en Memoria Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Sabana Buey). Queda pendiente la relación o integración de dichas estructuras en un marco geodinámico regional.

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.

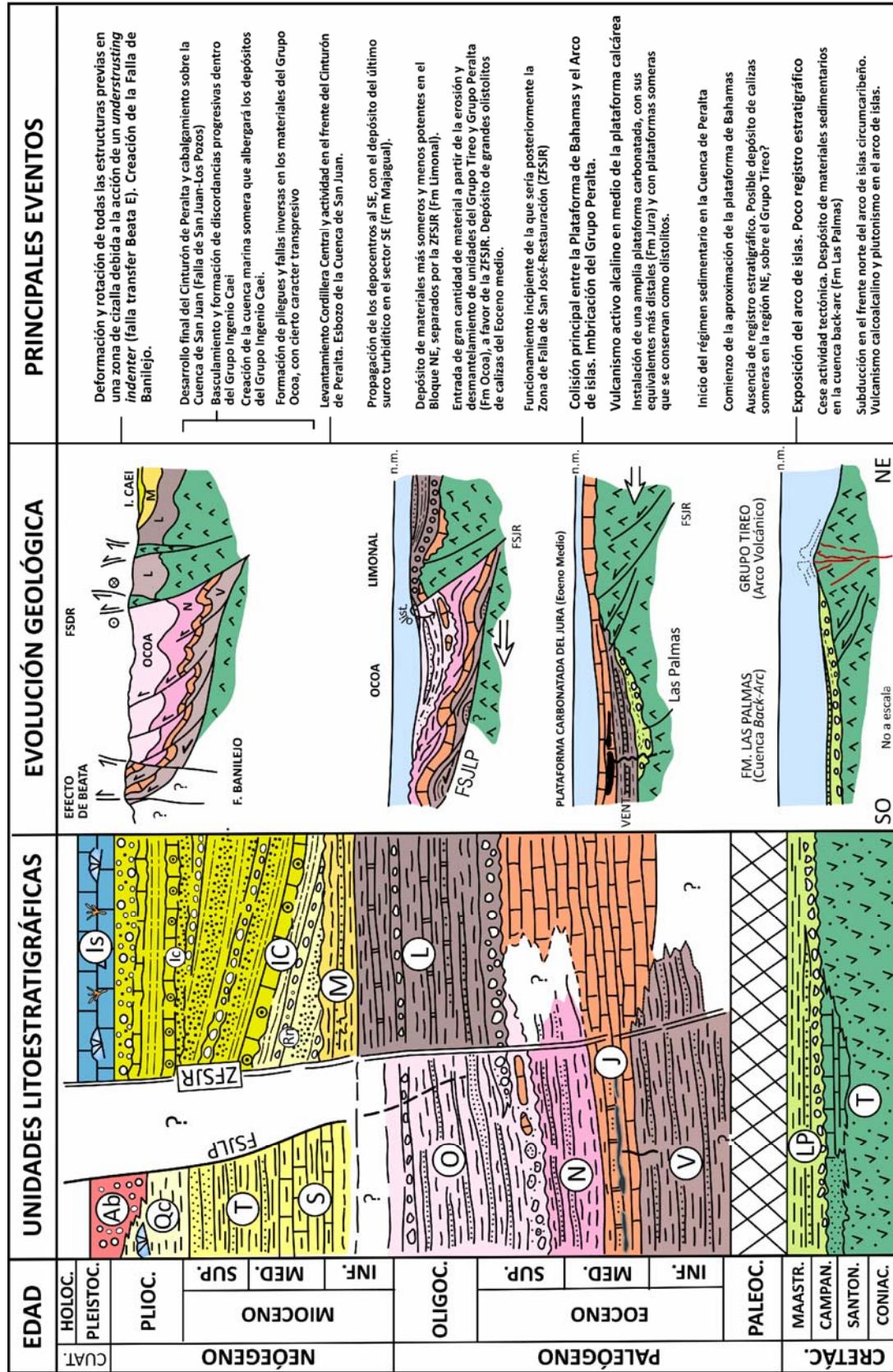


Figura 5.1. Historia geológica del Cinturón de Peralta en las hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao

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 Majagual), 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 24,3°C. La precipitación anual media de la región es de 1082 mm, medidas en la estación meteorológica de El Memiso (Eptisa, 2004), situada en la vecina hoja de Azua, al norte. 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 1553 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio para este mismo periodo, que representan la esorrentía total en la zona, son solamente de 147 mm. La vegetación en la Hoja está dominada por bosque arbustivo espinoso, encontrándose muy pocas regiones cultivadas a excepción del Río Ocoa y su delta.

En la hoja de Sabana Buey existen muy escasos cauces de agua con caudal continuo y solamente se puede considerar que el Río Ocoa mantiene un caudal durante todo el año. Este río, a tenor de su gran anchura puede arrastrar un importante caudal, sobre todo en épocas de precipitaciones fuertes o ciclones. El drenaje es de tipo longitudinal, mostrando una orientación noroeste-sureste, 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 m³/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 km² de materiales permeables y 1956 km² 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 Sabana Buey, pero sobre todo, la más importante es la formada por los materiales detríticos de la llanura de inundación del Río Ocoa y su delta, que constituye un acuífero detrítico muy importante.. Por otro lado, se han descrito tres manantiales y 35 pozos destinados al uso de abastecimiento y a la agricultura y más escamente, ganadería (Eptisa, 2004).

En el resto de la Hoja existen materiales carbonatados (Fm Jura), que presentan una intensa fracturación, por lo que en el esquema hidrogeológico se le les ha asignado una permeabilidad media-alta y podrían constituir un acuífero de interés, si bien, en su caso la elevada cota topográfica y sus reducidas dimensiones, hacen que sea difícil que puedan desarrollar un acuífero útil, puesto que la mayor parte del agua se drena por medio de pequeños manantiales en el contacto con los materiales margosos infrayacentes (Fm Ventura) o laterales.

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

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLÓGÍAS	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	Cuenca de Azua	12	Margas, areniscas y conglomerados	Baja por fracturación y porosidad intergranular	Acuíferos confinados en areniscas
	Grupo Río Ocoa (Fm Ocoa)	7, 8, 9, 10 y 11	Margas, lutitas, areniscas y conglomerados con olistolitos	Baja. Predominio de materiales margosos	Sin acuíferos, o confinados en niveles de areniscas o conglomerados
	Formación Jura	2, 3 y 5	Calizas, calizas tableadas y nodulosas	Alta por karstificación y diaclasado	Acuíferos libres
	Grupo Peralta (Fms Ventura y El Número?)	1 y 6	Lutitas, margas y areniscas	Baja por fracturación	Sin acuíferos importantes

Tabla 6.1. Cuadro resumen de las principales unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Sabana Buey.

6.2. Recursos minerales

Debido a la pequeña extensión de la Hoja de Sabana Buey, no existen recursos minerales puestos de manifiesto. No existen explotaciones de áridos con un uso industrial. Solamente se encuentran pequeñas trincheras donde se ha sacado material para los caminos cercanos. Aún así, existirían posibilidades de explotar las calizas de la Fm Jura para un uso minero sobre todo enfocado a la extracción de áridos de machaqueo. Por otra parte, en la zona de Salinas, existen explotaciones de sal, que explotan este mineral a partir de la desecación antrópica en balsas.

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 Sabana Buey, a pesar de su reducido tamaño, 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 por la costa. El primer lugar de interés geológico corresponde al itinerario desde la Playa de Los Corbanitos a Punta Baladro, donde se observa una sección espectacular de las unidades que componen la Sierra del Número y donde se pueden observar numerosas estructuras de deformación. El segundo corresponde a un itinerario desde Playa Chiquita hacia

Guardarraya, en el límite norte con la Hoja de Azua. En este itinerario se pueden observar tanto rasgos estratigráficos y estructurales de las unidades del Grupo Peralta, como procesos relacionados con la tectónica activa, y al final, la implantación de un arrecife de coral cuaternario sobre los materiales terciarios.

7.3. Descripción de los Lugares.

Se describen dos L.I.G situados todos en la línea de costa de la hoja. Todos ellos cuentan con buenos accesos, y se realizan a pie por la playa. Su interés principal es tectónico, estratigráfico y paleontológico. 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. Playa de los Corbanitos-Punta Baladro.

El acceso a este LIG se realiza desde la Playa de Los Corbanitos, donde se llega partiendo de una pista al sur desde Sabana Buey, a unos pocos kilómetros. Al llegar a la playa, se puede seguir en vehículo en dirección oeste por la playa, por un pequeño camino que dependiendo de las lluvias o los ciclones, puede que esté en mal estado. Este camino llega un momento que se cierra por la vegetación. A partir de ahí, el trayecto se realiza a pie, bajando hasta la costa y siguiéndola en dirección oeste hasta el pequeño cabo de Punta Baladro.

En el itinerario se pueden observar las características estratigráficas de la Fm Jura, de la que afloran todos sus miembros, pero es especialmente interesante la observación de los procesos tectónicos que ilustran el estilo de deformación de este sector, correspondiente a la terminación meridional de la Sierra del Número. En el inicio del itinerario se observa el contacto entre el miembro intermedio (J2) con las capas rojas del Jura (J3) por medio de una falla inversa con desarrollo de bonitas estructuras "SC frágiles" que indican el movimiento hacia el este del bloque de techo. Seguidamente se observa un bonito corte del miembro intermedio de la Fm Jura, donde además afloran las brechas de cantos volcánicos, que se pueden observar de manera espectacular siguiendo adelante en el próximo acantilado, donde se interestratifican con areniscas, margas y margocalizas. En este punto se encuentran cabalgando a las capas rojas del Jura, en este caso, con vergencia oeste, desarrollando una gran zona de cizalla con estructuras de deformación "pseudodúctiles" en los materiales margosos y margocalizos de las capas rojas del Jura, que finalmente cabalgan a las margas suprayacentes. Finalmente, tras atravesar las

margas se llega a otro corte espectacular de la Fm Jura, en este caso donde aparece bien representado el miembro inferior hasta prácticamente la base.

El interés de este punto es científico y didáctico, relativo a la caracterización estructural de una importante zona de deformación, donde se pueden observar estructuras semi-dúctiles en rocas sedimentarias, además de características estratigráficas, sedimentológicas y petrológicas. Su importancia es regional por cuanto se trata de una región importante en la evolución estructural de la Bahía de Ocoa.

7.3.2. L.I.G. N° 2. Playa Chiquita-Guardarraya.

Este itinerario comienza aproximadamente a partir de la desembocadura de la Cañada de Félix Calderón en la Bahía de Ocoa, donde se accede siguiendo la pista que va desde Palmar de Ocoa a la carretera de Baní-Azua. Desde ahí, se continúa a pie por la costa hasta llegar a una rambla importante en la región de Guardarraya.

Las observaciones comienzan en un pequeño acantilado de calizas del miembro inferior de la Fm Jura (J1), sobre las cuales se encuentran brechas poco cementadas del cuaternario que se encuentran buzando unos 80 grados hacia el noroeste. Estas mismas brechas, hacia el norte forman un sinclinal, que se encuentra erosionado por conglomerados y brechas horizontales pertenecientes al mismo sistema, lo que evidencia procesos tectónicos activos. Después se llega a un tramo donde aflora la Fm Ventura, que cabalga a las capas rojas del Jura donde desarrolla una importante fábrica deformativa. Por último, siguiendo hacia el norte se encuentra una serie de margas con yesos, conglomerados y arenas sobre las cuales se instala un importante sistema arrecifal.

El interés de este punto es científico y didáctico, y su importancia es tectónica, debido a que se observan procesos tectónicos muy recientes, que indican una actividad tectónica actual en la Bahía de Ocoa, y por otro lado, tiene un interés paleontológico debido a la buena preservación del sistema arrecifal. Tiene un interés regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ARICK, M.B. (1941).** Annual report of Geological Department, New York, 34 pp.
- 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, v. 106, 443-452.
- BILICH, A., FROHLICH, C., 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., GLACON, G., TAVARES, I., VILA, J. (1979a).** Découverte d'une tectonique recente á vergence sud dans la Sierra de Neiba (Île d'Hispaniola, Republique Dominicaine, Grandes Antilles) Comptes Rendus Académie Sciences, Series D, Paris, 289, 257-260.
- BOURGOIS, J., TAVARES, I., VILA, J.M. (1979b).** L'Eocene a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une tectonique tangentielle à vergence sud dans l'île d'Hispaniola. Bulletin de la Societe Geologique de France 21, 759-764.
- 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. (1992a).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, Tectonics, 11, 114-123.
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002B).** 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 DE NEIRA, 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.

DOHM, C.F. (1942a). A geological report of the cerros de Sal, Valle Enriquillo-Dominican Republic describing mosaic areas nº 1 and 2. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 17p.

DOHM, C.F. (1942b). The geology of the Sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic, Santo Domingo Office. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 18 p. (Appendix 1: Tectonic history of the Sierra Neiba and Adjoining Basin Areas by C.F. Dohm, 4p; Appendix 2: Index Fossil Foraminifera in San Juan- Azua Basins, Dominican Republic, by P.J. Bermudez, 3p.)

DOHM, C.F. (1942c). Report of a Geological reconnaissance of Guayabín Anticline Cibao Valley, Dominican Republic. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 14 pp.

DOHM, C.F. (1942d). The geology of Western Cibao basin, Dominican Republic. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 14 pp.

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 expresion 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.

ESCUDE 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. (2006c). 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.

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

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

ESCUDER VIRUETE, J., FRIEDMAN, R. PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (2009). U-Pb constraints on the timing of igneous and metamorphic events in the Rio San Juan complex, northern Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.

ESCUDER-VIRUETE, J., 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., ESCUDER VIRUETE J. (2007). Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.

GARCIA, E., HARMS, F. (1988). Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo, 97 pp.

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 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto "C" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto "C" de Cartografía

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

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

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

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

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

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

HEUBECK, C. (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.
- 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 LEWIS, J., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., JIANG M.J., EVA, A., BRYANT, A., (1987). Paleogene stratigraphy of the Padre las Casas and adjacent areas in the Southeast Cordillera Central, Dominican Republic. En Duque-Caro, H. (ed.), Transactions of the 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia. Ingeominas. Bogotá, 229-237.

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

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

LEWIS, J.F., HAMES, W. E., DRAPER, G., (1999). Late Jurassic 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 Barbuico 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., 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. (1982). Guide to the field excursions in Haiti. *Miami Geological Society, Florida International University*, 103 pp.

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

biofacies, and paleogeography. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 337-366.

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

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.

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.

- RAMÍREZ, M.I., (1995).** Neotectonic structures and paleostress in the Azua Region, South-Central Hispaniola. MSC Thesis, Florida International University, 144 pp.
- 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.