



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**NIZAO
(6170-I)**

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

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

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Dr. Fernando Moreno (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luís García Lobón (IGME)

DATACIONES 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 Nizao se encuentra situada en el extremo suroriental de la Cordillera Central dentro del dominio geológico del Cinturón de Peralta. En ella están representadas principalmente las formaciones del Grupo Ingenio Caei, las unidades que componen el Grupo Río Ocoa y algunas unidades propias de la Cordillera Central (Fm Las Palmas).

Durante el Cretácico superior La Fm Las Palmas se depositó sobre el Grupo Tireo en un sistema turbidítico instalado en una cuenca trasera de arco, alimentada por los aportes procedente de la construcción de un arco insular y por pequeñas plataformas someras de sedimentación mixta.

El Grupo Río Ocoa (Eoceno superior-Mioceno inferior) se deposita discordante sobre los materiales del Grupo Peralta. Está constituido por las Fms Ocoa, Limonar y Majagua, desarrolladas en una cuenca detrás del arco-isla cretácico muerto, o ya inactivo, representado por el Grupo Tireo. Los conglomerados y olistolitos de la Fm Ocoa registra ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, en un contexto de talud, que recibía grandes olistolitos desde el borde activo de la cuenca (Falla de San José-Restauración). Las Fms Limonar y Majagua se forman en ambientes sedimentarios muy similares, si bien es más evidente en sus facies la influencia de un sistema deltaico cercano. La aparición de *slumps* y pequeños evidencian la existencia de cierta inestabilidad tectónica en la cuenca.

El Grupo Ingenio Caei se deposita sobre una discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Grupo Río Ocoa. Este grupo registra discordancias progresivas que registra la sedimentación sincrónica al levantamiento de la Cordillera Central desde el Mioceno superior hasta la actualidad. En conjunto, las Fms Río Nizao e Ingenio Caei representan un sistema marino-costero de sedimentación siliciclástica y carbonatada en el que predominan las facies deltaicas y que experimenta repetidas oscilaciones relativas del nivel del mar

La estructura más importante en la hoja es terminación suroriental de la Zona de Falla de San José-Restauración que separa dos bloques con claras diferencias estructurales y estratigráficas. Su funcionamiento más reciente es como falla inversa de componente siniestral y vergencia hacia el suroeste en que la transpresión ha originado una estructura en flor positiva.

ABSTRACT

The Nizao Sheet is located in the southeastern boundary of the Cordillera Central in the Cinturón de Peralta geological domain. The most representative materials are the Ingenio Caei Group formations, the Río Ocoa Group units and also some units belonging to the Cordillera Central (Las Palmas Fm).

Las Palmas Fm was deposited overlying the Tireo Group during the upper Cretaceous and was formed as a turbiditic system in a back-arc basin setting, infilled by the contributions of a newly formed island-arc and by small shallow platforms of mixed siliciclastic-carbonate sedimentation.

The Río Ocoa Group (upper Eocene-lower Miocene) was unconformably deposited over Peralta Group materials. The former comprises the Ocoa, Limonar and Majagua Fms, developed in the back-basin of an old (or inactive) Cretaceous island-arc, represented by the Tireo Group. Conglomerates and olistoliths of the Ocoa Fm record deposition in turbiditic basin settings within a talus context infilled by olistoliths from the active boundary of the basin (San José-Restauración Fault). The Limonar and Majagua Fms record similar depositional settings, although the influence in the facies of a near deltaic system is recorded. The presence of slumps and small olistoliths imply the existence of some tectonic instability in the basin.

The Ingenio Caei Group is deposited over an erosive and angular unconformity overlying Río Ocoa Group materials. The Group records progressive unconformities governed by synchronous sedimentation taking place during the uplift of the Cordillera Central since the upper Miocene to the present day. The Río Nizao and Ingenio Caei Fms have been interpreted as a coastal-marine siliciclastic and carbonate marine system, with predominance of deltaic facies that record successive and relative sea level variations.

The most important structure in the sheet corresponds to the southwest end of the San José-Restauración Fault Zone that separates two blocks showing clear structural and stratigraphical differences. The most recent activity of the Fault Zone corresponds to a sinistral, southwest-verging reverse fault in which transpression has generated a positive flower structure.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	4
1.3. Marco Geológico.....	6
<u>1.3.1. Geología de La Española.....</u>	<u>6</u>
<u>1.3.2. Macro unidades geológicas.....</u>	<u>7</u>
<u>1.3.3. El Cinturón de Peralta.....</u>	<u>14</u>
<u>1.3.4. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>14</u>
<u>1.3.5. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>15</u>
1.4. Antecedentes.....	16
2. ESTRATIGRAFIA.....	21
2.1. Cretácico.....	21
<u>2.1.1. Cretácico superior.....</u>	<u>23</u>
2.1.1.1. Formación Las Palmas (?). Brechas con elementos volcánicos (1) y lutitas y areniscas marrones con pequeños olistolitos (2). Campaniense-Maastrichtiense. K ₂ ⁵⁻⁶	23
2.2. La cuenca paleógena.....	25
<u>2.2.1. El Grupo Peralta.....</u>	<u>26</u>
<u>2.2.2. El Grupo Río Ocoa.....</u>	<u>27</u>
2.2.2.1. Formación Río Ocoa. Conglomerados, arenas y olistolitos (3) de calizas margosas tableadas blancas y margas (4) y calizas masivas blancas (5). Eoceno superior. P ₂ ³	27
2.2.2.2. Formación El Limonal. Conglomerados y calcarenitas (6) y alternancia de margas, areniscas y calcarenitas (7). Oligoceno. P ₃	29

2.2.2.3. Formación Majagua. Margas, areniscas y calcarenitas con intercalaciones (micro)conglomeráticas (8) y margas masivas con areniscas (9). Mioceno inferior. N ₁ ¹	30
2.3. El Grupo Ingenio Caei	32
<u>2.3.1. Formación Río Nizao</u>	<u>34</u>
2.3.1.1. Formación Río Nizao (10). Conglomerados, arenas y lutitas calcáreas. Mioceno medio. N ₁ ²	34
<u>2.3.2. La Formación Ingenio Caei</u>	<u>37</u>
2.3.2.1. Fm Ingenio Caei. Miembro Cerro El Peñón (11). Calcarenitas y calizas. Mioceno medio-superior. N ₁ ²⁻³	37
2.3.2.2. Fm Ingenio Caei. Miembro Boca de Los Arroyos (12). Conglomerados, arenas, limos y calizas. Miembro Loma de Duvéaux (13). Conglomerado polimíctico. Miembro Laguna de Los Reyes (14). Calizas y calcarenitas con corales. Mioceno superior-Plioceno. N ₁ ³ -N ₂	38
2.3.2.3. Fm Ingenio Caei. Miembro Sabana Grande (15). Calizas, calcarenitas y arenas finas. Miembro Palenque (16). Conglomerados y arenas. Plioceno-Pleistoceno inferior? N ₂ -Q ₁	40
2.3.2.4. Interpretación general de la Fm Ingenio Caei	41
2.3.2.5. Edad e implicaciones regionales de la Fm Ingenio Caei	42
2.4. Cuaternario	45
<u>2.4.1. Depósitos pleistocenos marinos y costeros</u>	<u>45</u>
2.4.1.1. Fm La Isabela. Calizas arrecifales, calcirruditas y calcarenitas (17) y margas y calcarenitas con corales (18). Pleistoceno. Q ₁₋₃	45
2.4.1.2. Cordón litoral antiguo (21). Arenas finas con fragmentos de moluscos (21). Holoceno. Q ₄	46
<u>2.4.2. Depósitos pleistocenos continentales</u>	<u>46</u>
2.4.2.1. Piedemonte antiguo (19). Lutitas y arenas con gravas y cantos. Pleistoceno-Holoceno? Q ₃₋₄	46
2.4.2.2. Terrazas altas (20). Conglomerados y arenas. Pleistoceno. Q ₃	47
<u>2.4.3. Depósitos holocenos continentales y litorales</u>	<u>47</u>

2.4.3.1. Terrazas bajas (22). Conglomerados y gravas. Holoceno. Q ₄	47
2.4.3.2. Abanicos aluviales. Arenas y lutitas (23). Holoceno. Q ₄	48
2.4.3.3. Piedemonte. Arcillas, limos y arenas con cantos (24). Holoceno. Q ₄	48
2.4.3.4. Aluvial-coluvial. Arenas y lutitas con cantos (25). Holoceno. Q ₄	48
2.4.3.5. Zona con derrames y avulsión de canal y llanura de inundación y (26 y 28). Lutitas y arenas con cantos y gravas. Holoceno. Q ₄	49
2.4.3.6. Coluviones (27). Limos y arcillas con cantos. Holoceno. Q ₄	49
2.4.3.7. Fondos de valle (29). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno. Q ₄	49
2.4.3.8. Áreas endorreicas (30). Lutitas negras con restos vegetales. Holoceno. Q ₄	50
2.4.3.9. Playas y cordón litoral (31). Arenas y gravas bioclásticas. Holoceno. Q ₄ ..	50
3. TECTÓNICA.....	51
3.1. Contexto geodinámico de La Española.....	51
3.2. Contexto geodinámico y estructura general del Cinturón de Peralta.....	52
<u>3.2.1. Estructura del basamento.....</u>	<u>52</u>
<u>3.2.2. Estructura del Cinturón de Peralta.....</u>	<u>53</u>
<u>3.2.3. Zona de Falla de San José-Restauración.....</u>	<u>55</u>
<u>3.2.4. Estructura del borde suroriental de la Cordillera Central.....</u>	<u>55</u>
<u>3.2.5. Estructura del Grupo Río Ocoa y del Grupo Ingenio Caei.....</u>	<u>56</u>
<u>3.2.6. Evolución tectónica y edad de la deformación.....</u>	<u>59</u>
<u>3.2.7. Tectónica activa.....</u>	<u>60</u>
4. GEOMORFOLOGÍA.....	63
4.1. Análisis geomorfológico.....	63
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>63</u>
4.1.1.1. Formas estructurales.....	64
<u>4.1.2. Estudio del modelado.....</u>	<u>64</u>

4.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	64
4.1.2.2. Formas lacustres y endorreicas.....	65
4.1.2.3. Formas marino-litorales.....	66
4.1.2.4. Formas poligénicas.....	66
4.2. Evolución e historia geomorfológica.....	67
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	69
5.1. El arco insular del Cretácico superior.....	69
5.2. La cuenca terciaria.....	71
5.3. Cuaternario.....	73
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	74
6.1. Hidrogeología.....	74
<u>6.1.1. Hidrología y climatología.....</u>	<u>74</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>74</u>
6.2. Recursos minerales.....	78
<u>6.2.1. Descripción de las Sustancias.....</u>	<u>78</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	80
7.1. Introducción.....	80
7.2. Relación de los L.I.G.....	80
7.3. Descripción de los Lugares.....	81
<u>7.3.1. L.I.G. N° 1. Las facies turbidíticas slumpizadas de la Fm Majagua.....</u>	<u>81</u>
<u>7.3.2. L.I.G. N° 2. Las terrazas altas del Río Nizao.....</u>	<u>82</u>
8. BIBLIOGRAFÍA.....	84

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN). Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Figura 1.1):

Zona Norte:

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

- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

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

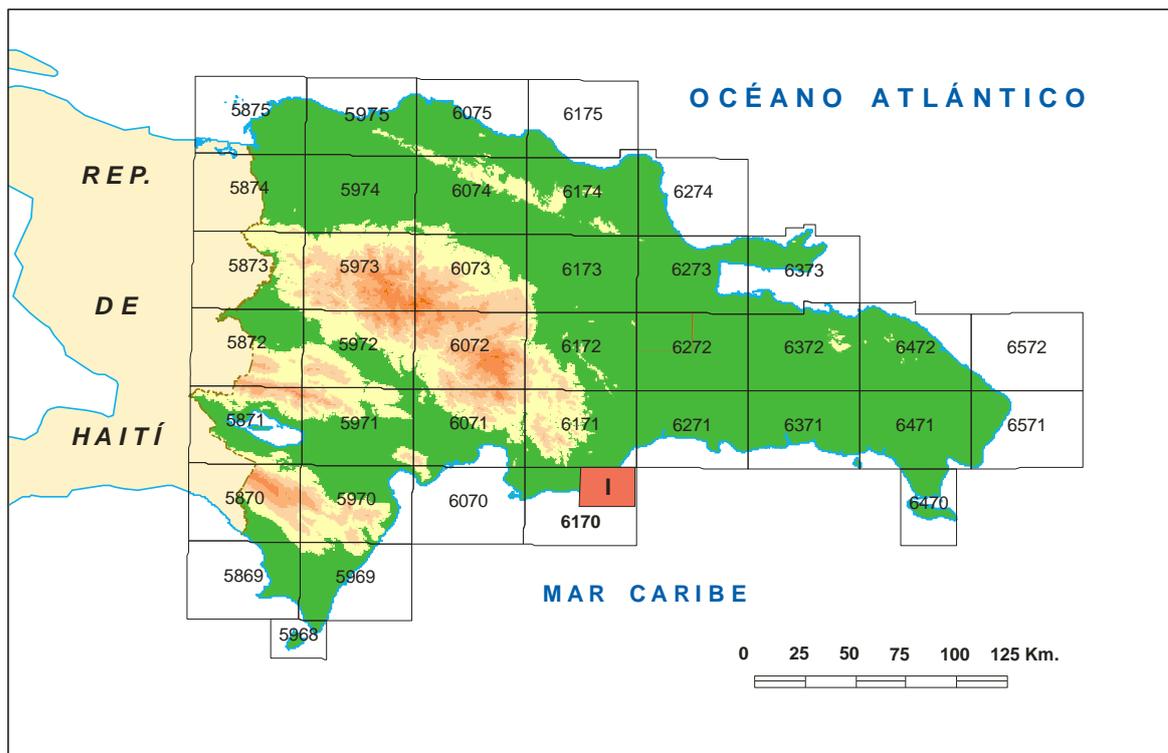


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Nizao (6170-I).

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 Nizao 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 subaflorantes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la Republica 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 (Baní, 6170-I).

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

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de Nizao (6170-I) se localiza al sur de la República Dominicana, muy cerca de la bahía de Samaná. Desde un punto de vista geográfico, la Hoja está situada al Sur de las estribaciones meridionales de la Cordillera Central, más concretamente en el límite occidental de la Llanura del Caribe. Su principal rasgo fisiográfico lo construye la llanura aluvial y cauce del Río Nizao, que desemboca dentro de la hoja entre Punta Palenque y el pueblo de Nizao.

La Hoja de Nizao se encuentra a unos 25 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 30 Km por carretera por el itinerario más corto posible (Figura 1.1). La vía de acceso más cómoda y rápida en vehículo es la Carretera Nacional N°6 a Azua, actualmente en ampliación, conocida también como Carretera Francisco de Rosario Sánchez. Esta vía posee tramos en muy buen estado y otros en el que las obras hacen la circulación realmente complicada. Otra forma de alcanzar la hoja desde la capital, menos aconsejable, es a través de la carretera nacional N°2 que recorre la costa y alcanza Los Bajos de Haina, donde se debe tomar la desviación al sur que lleva a la localidad de San Gregorio de Nigua, a unos 4 km al NE de la hoja, comunicada con este pueblo por la misma carretera.

Desde un punto de vista administrativo la Hoja de Nizao se localiza dentro de las provincias nacionales de Peravia y el San Cristóbal, separadas por el cauce del Río Nizao que atraviesa la hoja de norte a sur aproximadamente por su centro. Al margen de los numerosos pequeños poblados que se encuentran diseminados a lo largo de la carretera principal a Azua, la población más importante es Nizao, situada en el suroeste. Otras localidades de cierta importancia de la zona son Pizarrete, al Norte, o Sabana Grande de Palenque, al Sur.

Las actividades económicas principales de la provincia son las explotaciones de áridos, la agricultura de mediana escala, principalmente mangos y siembra del arroz, y sobre todo el turismo nacional. Los principales focos turísticos son las playas de Najayo y Palenque y el balneario de del Río Nizao. La ganadería vacuna es la más importante, seguida por la caprina. Aunque no es muy importante, existe cierta actividad pesquera artesanal en estas costas del Mar Caribe.

Además de la carretera nacional que atraviesa la hoja de NE a SO, la red de comunicaciones es bastante notable, formada por un gran número de carreteras y pistas que unen las diferentes localidades y aldeas de la zona. Todas ellas son accesibles en

vehículos 4x4. En general la calidad de estas pistas se hace menor hacia el noroeste, cuando se remonta el curso del Río Nizao hacia Hoja de La Montería. Por otro lado, una gran parte de la mitad oriental de la Hoja donde aflora la Fm Ingenio Caei, entre las lomas de La Boca de Los Arroyos y Duveaux, aparece como una región de muy difícil acceso debido al intenso encajamiento que muestran los arroyos y barrancos que las atraviesan. En este sector los materiales sólo son observables en pequeñas canteras, cortes de carretera, mediante el acceso por algunas sendas transitables a pie o bajando a los cauces, casi siempre muy vegetados y sucios.

La orografía de la zona es muy suave y los materiales blandos que constituyen la geología de la hoja definen un paisaje alomado en las zonas topográficamente más baja, concentrándose las mayores cotas en el extremo NO de la hoja, donde aparecen los últimos relieves de la Sierra de Ocoa representados en la Loma de la Majagua (Figura 1.2). Existen hacia el SE, además, otras elevaciones que destacan en el paisaje como la Loma de Duveaux, que sobrepasa los 150 metros de altitud y cuya superficie define un relieve en cuesta, de gran extensión, suavemente inclinada hacia mar.

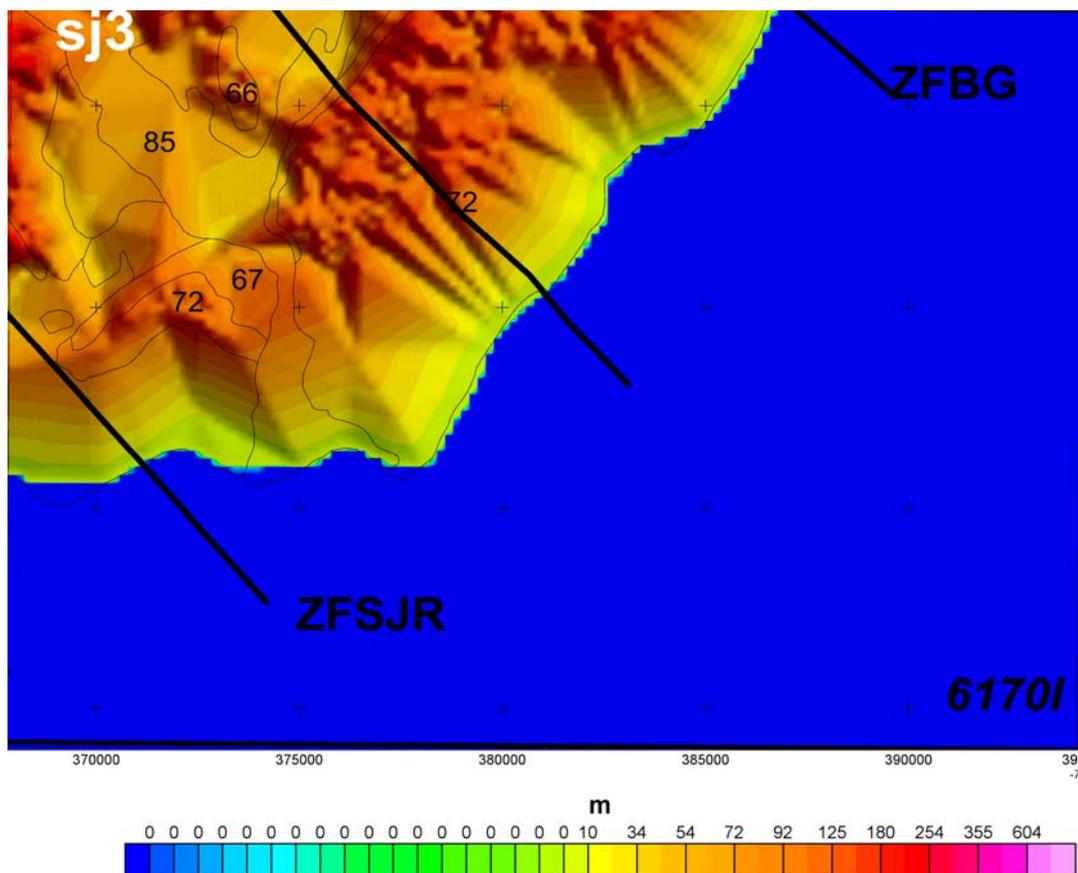


Figura 1.2. Modelo digital del terreno de la Hoja de Nizao (6170-I). Los colores de tonalidades rojizas y rosáceas indican los mayores relieves, mientras que los tonos verdes y azulados se muestran zonas de topografías más planas y suavizadas.

El Río Nizao constituye el sistema de drenaje principal de la región. Se trata de un río muy caudaloso que atraviesa una extensa llanura de inundación con una dirección aproximada N-S. En su curso bajo el Río Nizao pierde su fisonomía de río encajado en cañón y pasa a formar un amplio valle abierto que en algunos puntos alcanza los 2 km de anchura. Los arroyos Pajarito y El Berto, ambos afluentes del Río Nizao, suponen los sistemas secundarios más importantes de la zona. Los arroyos Seco, Agua Dulce y Najayo, de carácter estacional, pequeña longitud y curso rectilíneo de dirección NO-SE, son los de mayor relevancia entre los que cruzan transversalmente la Loma de Duveaux.

El clima de la zona es tropical cálido y húmedo, con temperaturas medias de 25°C, con abundantes precipitaciones de mayo a octubre. La precipitación media anual es de 1400 mm, mientras que la humedad relativa de la zona se aproxima al 85%. La vegetación es abundante y exuberante, de tipo bosque húmedo en las zonas de mayor relieve, mientras que en la costa y en las proximidades del cauce del Río Nizao es sustituida por palmeras, matorrales y otras especies típicas del bosque de xerofilas y herbáceas.

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 (Figura 1.3), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una

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

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS (Figura 1.4) 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; De Mets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; y Prentice *et al.*, 2002).

1.3.2. Macro unidades geológicas

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

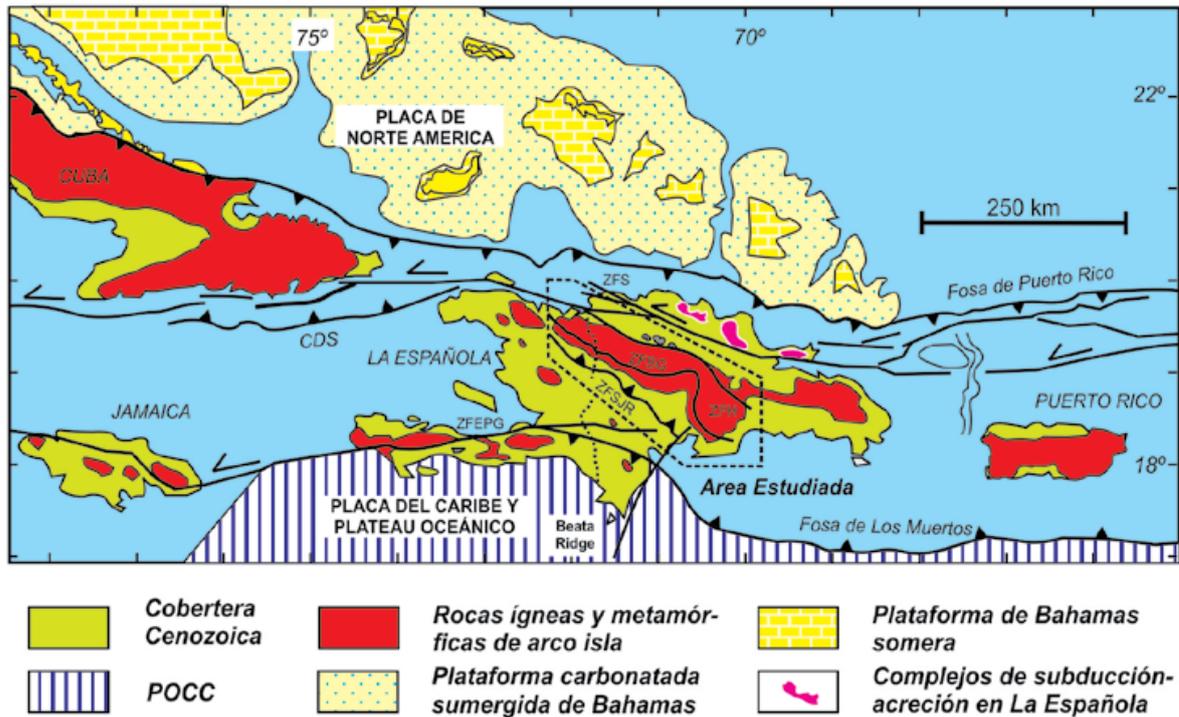


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991a y b). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección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

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas (denominadas terrenos en sentido amplio), que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991a). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Figura 1.6). 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 las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; *c al.*, 1991, 1995; Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir de Norte a Sur las siguientes unidades o dominios geológicos (Figuras. 1.4, 1.5 y 1.6):

(1) La Cordillera Septentrional, que representa un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mëlanges de matriz serpentinitica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Cacheal, El Paradero y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno.

Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Virue y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2010).

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

(3) El cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 1999, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Virue *et al.*, 2006, 2008). El cinturón de Peridotitas de Loma Caribe aflora asociado a la Zona de Falla de La Española (Figuras 1.5 y 1.6), que es una de las estructuras más importantes de toda la isla.

Historical seismicity in Hispaniola (before 1960)

(locations approximate except 1946-1953 sequence)

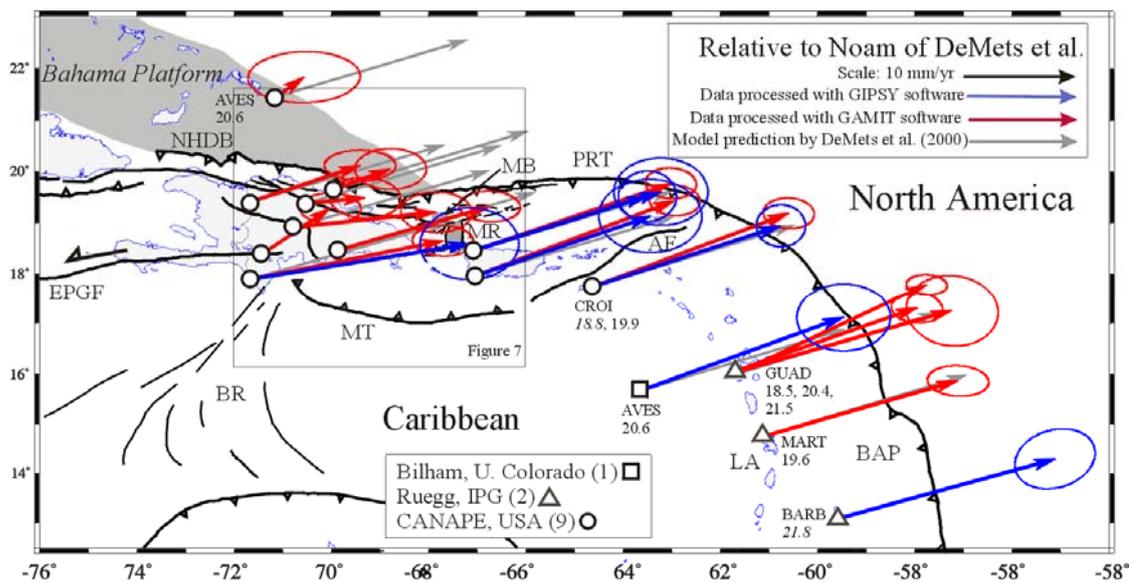
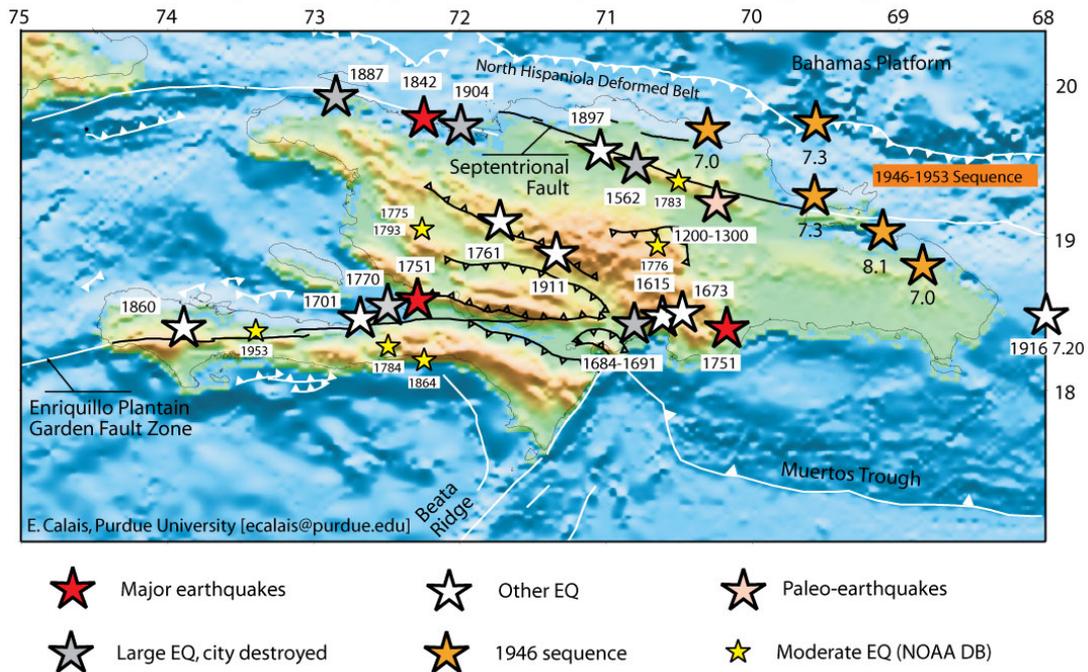


Figura 1.4. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas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

Se trata de una falla de desgarre que, hasta el cese de su funcionamiento aproximadamente a comienzos del Mioceno, resolvió un gran desplazamiento lateral, aproximando y yuxtaponiendo, al menos, los distintos fragmentos litosféricos actualmente representados en las Cordilleras Central y Oriental (Hernaiz Huerta, 2006; Hernaiz Huerta *et al.*, 2007a).

(4) Ocupando principalmente la vertiente septentrional de la Cordillera Central, se reconoce un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Viruete *et al.*, 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery *et al.*, 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2007).

(5) La amplia franja axial de la Cordillera Central es la principal zona de aforamiento de la secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representada principalmente por el Grupo Tireo; está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis *et al.*, 1991, 2002; Contreras *et al.*, 2004; Escuder-Viruete *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que corresponde a un magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Viruete *et al.*, 2009).

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

(7) En la posición más meridional del país, las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, están constituidas por materiales de naturaleza eminentemente calcárea de edad Eoceno-Mioceno. Su levantamiento muy reciente, a partir del Plioceno Inferior-Medio, está relacionado con el emplazamiento en superficie de un fragmento del plateau oceánico del Caribe aflorante en el núcleo de la sierra de Bahoruco (y sus equivalentes en territorio haitiano, sierras de Hotte y Selle; Maurasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.*, 1982)

así como también, posiblemente, en el núcleo de la Sierra de Neiba (Hernaiz Huerta, 2004a). Se denomina plateau oceánico del Caribe a un episodio de basaltos masivos oceánicos de edad Cretácico Superior que se ha identificado en sondeos y perfiles sísmicos en el sustrato de buena parte del mar Caribe y de la dorsal de Beata (Kerr *et al.*, 2002).



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



Figura 1.6. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann *et al.* (1991a): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

1.3.3. El Cinturón de Peralta

El Cinturón de Peralta, constituido por el segmento dominicano del terreno de Trois-Rivieres-Peralta de Haití (Dolan *et al.*, 1991), consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno, que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central (Mann *et al.*, 1991b) (Figura 1.5). Este dominio se identifica con la cuenca trasera del arco de isla Circum-Caribeño y se ha sugerido que posteriormente sufrió una modificación a prisma acrecional como consecuencia de la traslación del frente de subducción al margen meridional de la isla (Witchard y Dolan, 1990). El régimen de depósito fue eminentemente turbidítico y a veces caótico; los estudios de paleocorrientes indican que su relleno se produjo subparalelamente a su eje (NO-SE) y con un sentido de progradación de las facies hacia el SE (Dolan *et al.*, 1991; Heubeck *et al.*, 1991).

La estructura interna del cinturón de Peralta está definida por un sistema de pliegues y cabalgamientos con vergencia al SO, algunos de los cuales, los más internos, llegan a involucrar al basamento (Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta, 2000a y b; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002). La Fm Tireo del arco de isla Circum-Caribeño cretácico, una de las grandes unidades litoestratigráficas de la Cordillera Central, cabalga sobre el cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann *et al.*, 1991b), que tiene una traza subvertical y movimientos dominantes en dirección.

En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck *et al.* (1991) y Dolan *et al.* (1991), han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores: El Grupo Peralta, de edad Paleoceno-Eoceno, el Grupo Río Ocoa, de edad Eoceno Medio-Mioceno inferior, y el Grupo Ingenio Caei, del Mioceno medio-Pleistoceno.

1.3.4. Macroestructura de La Española

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

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.6). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno – Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norte América y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991a, 2002; Calais *et al.*, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

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

1.3.5. Historia Geológica de La Española

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

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991b; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Virujete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virujete *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-Virujete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virujete *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-Virujete *et al.*, 2004, 2005, 2007).

- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Iniciación de la colisión arco-continente, formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989).
- 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

Las primeras exploraciones geológicas sistemáticas en el Sur de la República Dominicana tuvieron lugar a principios del siglo pasado con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan *et al.* (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos, y Arick (1940a y b; 1941); Dohm (1941a, b, c, d; 1942 a, b, c, d; 1943), Bermúdez (1949), y otros, para la Dominican Seaboard Oil Company. Una recopilación de estos trabajos pioneros se puede consultar en Mann *et al.* (1991a).

Al margen de las investigaciones petrolíferas, es a partir de la década de los setenta cuando se produjo un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales o de licenciatura de carácter regional. Precursora de todas ellas es la tesis doctoral de Bowin (1960,1966) que cartografía

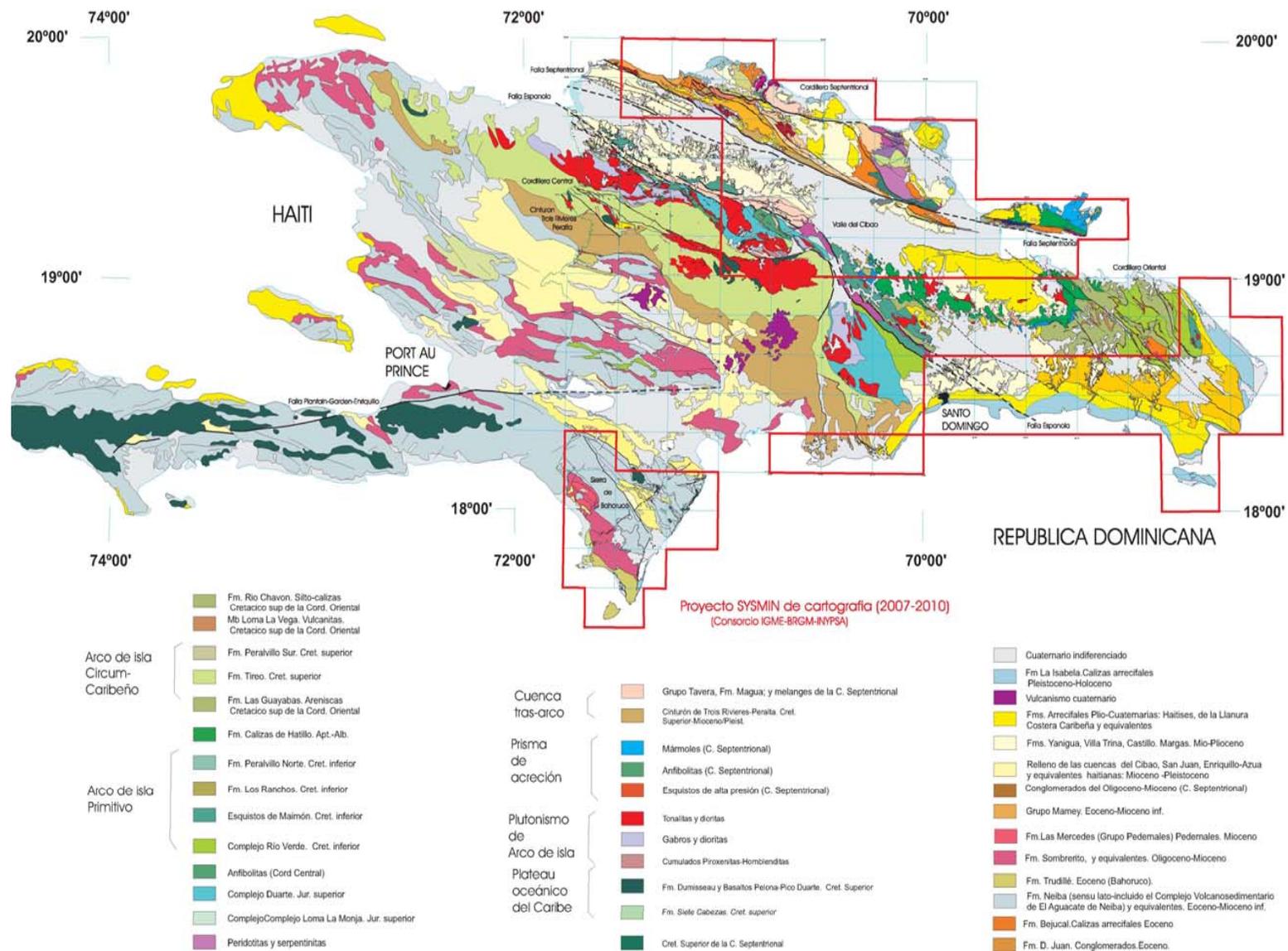


Figura 1.7. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2007). En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II.

una buena parte el sector SE de la Cordillera Central y define las unidades del cinturón Intermedio o cinturón de Peralta. De las realizadas a continuación en el Sur de la isla, por orden cronológico se pueden citar las siguientes: Llinas (1972), una de las primeras tesis geológicas del país elaborada por un nativo, que estudia el margen norte de la sierra de Bahoruco y la zona adyacente de la cuenca de Enriquillo; De León (1989), también dominicano, que estudia las características geológicas e hidrogeológicas de la región SO de la República Dominicana; Mann (1983), centrada, en buena parte, en aspectos estructurales y estratigráficos de la cuenca de Enriquillo; Cooper (1983), que aborda la estratigrafía y tectónica de la sierra de Martín García; Breuner (1985), que hace lo mismo con la Sierra de Neiba; Van den Berghe (1983), con estudios similares sobre las sierras de La Selle y Bahoruco; Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un estudio estratigráfico y estructural del conjunto de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; Boisseau (1987), específica del cinturón Intermedio; y Dolan (1988) y Heubeck (1988), que realizan los primeros estudios estratigráficos y estructurales sistemáticos en el cinturón de Peralta.

A esta época también pertenecen las publicaciones de Bourgois *et al.* (1979a) que describe el primer corte de la sierra de Neiba; Bourgois *et al.* (1979b), que pone de manifiesto las características olistostómicas de algunas de las unidades de cinturón de Peralta; o el de Vila y Feinberg, 1982, que describen las discordancias internas de la terminación SE de la Cordillera Central y sus implicaciones tectónicas; Biju Duval *et al.* (1983), que, con criterios modernos, describe la estratigrafía de la cuenca de Azua y del extremo SE del cinturón de Peralta, y correlaciona este último con el prisma acrecional de la Fosa de Los Muertos; y Mann *et al.* (1984) y Taylor *et al.* (1985), que hacen las primeras descripciones y dataciones del arrecife subactual que rodea el lago Enriquillo.

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 (DGM-BRG, 1991). Esta colaboración también condujo a la realización del mapa geológico a escala 1:100.000 del cuadrante de San Juan y de San Cristóbal (García y Harms, 1988). Junto con las anteriores, la cartografía de síntesis más notable de la isla es la que acompaña a la recopilación de artículos que integran el volumen especial (262) para la Sociedad Geológica de América de Mann *et al.* (1991a) 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 a la zona de estudio y su entorno regional. Se 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, que incluye el cinturón de Peralta. Heubeck y Mann (1991), que determinan la estructura y evolución tectónica de la terminación suroriental del cinturón de Peralta; 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.* (1991b), que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas. Coetáneos de estos son los trabajos de Heubeck *et al.* (1991) y Witschard y Dolan (1990) sobre aspectos estratigráficos y estructurales complementarios del cinturón de Peralta. En el citado volumen especial también hay trabajos fundamentales sobre la estratigrafía y estructura de la Cordillera Central entre los que por su aplicación a la zona de estudio cabe destacar el de Lewis *et al.* (1991) sobre la formación Tireo.

Entre los trabajos más recientes con incidencia regional o local en la zona de estudio hay que citar el de Mann *et al.* (1995) que se apoya en datos de la cuenca de Enriquillo (entre otros) para proponer un modelo geodinámico de la región NE de la placa del Caribe; el volumen especial 326 de la Sociedad Geológica Americana sobre el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe (Dolan y Mann, 1998); el de Mann *et al.* (2002) que incide en la misma cuestión a partir de la medida con GPS de desplazamientos de grandes fallas, entre ellas la de Enriquillo.

Entre los trabajos recientes más significativos realizados en el cinturón Intermedio se pueden citar los de Draper *et al.* (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez Alonso (1997) en los que a partir del estudio de la deformación en los esquistos de Maimón se propone una interpretación estructural para el conjunto de la zona con implicaciones geodinámicas para la región del Caribe. Se deben destacar también los numerosos trabajos cartográficos derivados de anteriores proyectos SYSMIN en la región, donde se profundiza y aclaran numerosas cuestiones relativas a la estratigrafía y tectónica del Cinturón de Peralta (p. ej. Díaz de Neira, 2000; Hernaiz-Huerta, 2000a y b; Díaz de Neira y Hernaiz-Huerta, 2000)

A escala local existe muy poca bibliografía científica que se centre en los materiales que afloran dentro de la Hoja de Nizao. Heubeck y Mann (1991) y Heubeck *et al.* (1991) describen el techo del Grupo Río Ocoa en algunos afloramientos situados en la Loma La Majagua, en el NO de la Hoja. Por otro lado, no son muy numerosos los trabajos previos destinados al estudio de la estratigrafía del Grupo Ingenio Caei. La primera referencia es el trabajo de Vila y Feinberg (1982) en el que se hace una breve descripción litológica de sus facies y se data la base del grupo en el Mioceno inferior. Las principales características de la unidad fueron descritas por Heubeck (1988) en su tesis doctoral. Posteriormente, Heubeck y Mann (1991) y Heubeck *et al.* (1991) inciden en su importancia en la evolución neógena-cuaternaria de la Cordillera Central, ya que sus depósitos registran varias etapas de deformación y levantamiento de este dominio geológico. Estos últimos autores son los que definen el Grupo Ingenio Caei y lo subdividen en dos formaciones: la Formación Río Nizao y la Formación Ingenio Caei, asignándole una edad Mioceno medio-Pleistoceno a esta sucesión. El único trabajo relevante en la zona en relación a los depósitos cuaternarios es el llevado a cabo por Alexander (1985), donde se realiza una revisión de las costas de La Española y se hace mención explícita de la plataforma arrecifal que define la Fm La Isabela en el paraje conocido como Punta Palenque, a la que data en el Pleistoceno medio.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Nizao comprende varias unidades tanto litológicas como estructurales de origen y naturaleza diversa, que pueden agruparse en tres grandes conjuntos: los materiales volcánicos y sedimentarios del Cretácico superior de la Fm Las Palmas; el Grupo Río Ocoa, conformada por los depósitos paleógenos de las Fms Ocoa, El Limonar y Majagual; y el Grupo Ingenio Caei, de edad Mioceno medio-Plioceno, constituida por las Fms Río Nizao e Ingenio Caei, subdividido a su vez por numerosos miembros que registran cambios rápidos en la naturaleza de la sedimentación y en la configuración paleogeográfica de la zona durante gran parte del Neógeno (Figura 2.1).

La distribución de estos depósitos en la hoja es muy heterogénea, restringiéndose los materiales más antiguos al límite occidental con la Hoja de Baní. De esta forma, los depósitos Cretácicos aparecen pinzados entre fallas dentro de la Zona de Falla de San José-Restauración y los correspondientes al Grupo Río Ocoa sólo son visibles en las estribaciones de la Sierra de Ocoa, ambos en el oeste de la Hoja. El Grupo ingenio Caei ocupa una gran extensión de la hoja y sólo es cubierta por los materiales continentales y litorales cuaternarios ampliamente desarrollados cerca de la costa.

En el entorno de la hoja los sedimentos cuaternarios aparecen muy extendidos, destacando entre ellos las terrazas del Río Nizao, los depósitos de piedemonte desarrollados al pie de de la Sierra de Ocoa y las lomas de Santana y el Peñón, o los materiales arrecifales que representados dentro de la Fm La Isabela en la costa.

2.1. Cretácico

Constituye el conjunto más antiguo de la hoja, atribuido al Cretácico superior, que aflora exclusivamente en su sector NO dentro del ámbito de la Cordillera Central. Pertenece a una franja de materiales sedimentarios con elementos volcánicos que intercalan pequeños bloques y olistolitos. Afloran en muy malas condiciones debido a que se encuentran muy deformados dentro de la Zona de Falla de San José-Restauración.

De esta forma, en la región de estudio el basamento aflora sólo a favor de esta Zona de Falla de San José-Restauración, que corresponde a un accidente regional que superpone las rocas de la Fm Tireo y otras formaciones desarrolladas en la cuenca trasera de arco (Trois Rivières-Peralta) sobre formaciones más modernas del Grupo Río Ocoa.

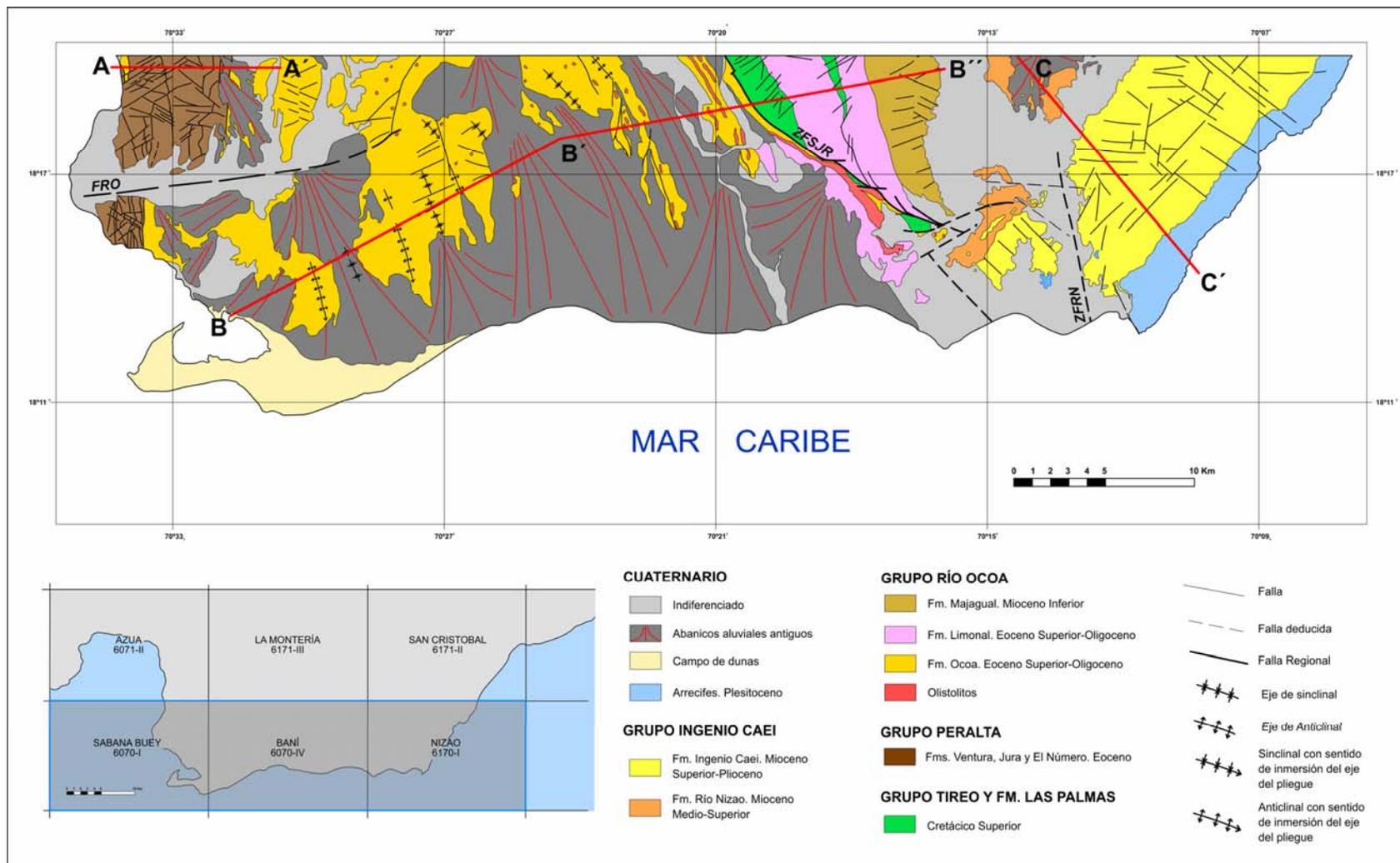


Figura 2.1. Mapa geológico de las hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao. FRO, Falla del Río Ocoa. ZFSJR, Zona de Falla de San José Restauración. ZFRN, Zona de Falla del Río Nizao.

Estos depósitos se han interpretado, con reservas, como materiales correspondientes a la Fm Las Palmas, descrita a muy poca distancia por Heubeck (1988) y Heubeck *et al.* (1991) en las Hojas de Baní y La Montería.

2.1.1. Cretácico superior

En la Hoja de Nizao el Cretácico superior está representado exclusivamente por la Fm Las Palmas, sin que llegue a observarse la base de esta unidad que sí ha podido ser descrita en la hoja vecina de Baní, donde el Grupo Tireo, de edad Cretácico superior, llega a aflorar, con una cierta deformación, en la Zona de Falla de San José Restauración (Figura 2.1). En esta última hoja, el Grupo Tireo está formado por una alternancia de grauvacas y calizas pero tradicionalmente, a escala regional, está compuesto por rocas de naturaleza volcánica y plutónica que representan la actividad del arco insular precursor de la actual Cordillera Central (Díaz de Neira, 2000; Hernaiz-Huerta, 2000a y b; Díaz de Neira y Hernaiz-Huerta, 2000; Escuder-Virueite *et al.*, 2007a y b; Escuder-Virueite, 2010a y b), si bien existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se predominaron los procesos sedimentarios.

Ambas formaciones, Tireo y Las Palmas, son descritas originalmente por Heubeck y Mann (1991) a lo largo de la Zona de Falla de San José-Restauración, donde las rocas ígneas y sedimentarias de edad Cretácica y Paleocena aparecen yuxtapuestas con las rocas eocenas y miocenas del Grupo Río Ocoa. En concreto, estos autores citan una formación de edad Cretácico superior, compuesta por brecha inmaduras, conglomerados y lutitas de afinidad turbidítica a la que denominan Las Palmas, sobre la que se depositan calizas marinas de edad Eocena y que suprayacen las rocas volcánicas y plutónicas del Grupo Tireo. Descripciones más precisas sobre el Grupo Tireo, las formaciones que lo componen (Fm Contanza y Restauración) y las unidades cretácicas que lo superponen pueden ser consultadas en Díaz de Neira y Hernaiz-Huerta (2000), Hernaiz-Huerta (2000b) Escuder-Virueite *et al.* (2007a y b), entre otros.

2.1.1.1. Formación Las Palmas (?). Brechas con elementos volcánicos (1) y lutitas y areniscas marrones con pequeños olistolitos (2). Campaniense-Maastrichtiense. K₂⁵⁻⁶

Los pequeños afloramientos de esta unidad se localizan en la carretera Bani-Azua, muy cerca del límite de la hoja de Nizao con la de Baní. Como ya se ha mencionado, estos materiales aparecen muy fallados y deformados, entre los que llegan a intercalarse

pequeñas escamas de la Fm Limonal. Presentan buzamientos muy acentuados e incluso llegan a desarrollar flancos inversos,

En la hoja de Nizao se han observado dos unidades separadas por fallas que, por sus características sedimentarias y posición estratigráfica, se asimilan a la Fm Las Palmas. Aunque es difícil observar sobre el terreno, en la hoja de Baní ha sido posible deducir las relaciones verticales entre ambas unidades, separadas mediante un contacto concordante. En conjunto, ambas formaciones poseen una potencia de unos 150 m, si bien es esperable que en las hojas contiguas puedan superar ampliamente este espesor.

La unidad inferior está constituida por una brecha sedimentaria polimíctica de matriz lutítica muy inmadura y textura matriz-sostenida. Presenta una organización interna muy pobre y engloba clastos y grandes bloques angulosos de, sobre todo, rocas volcánicas bimodales (basaltos y riolacitas) y calizas. Algunos de estos bloques aparecen alterados y poseen una pátina ferruginosa o *coating*. Intercalan paquetes de potencia métrica, de naturaleza eminentemente lutítica, que no contienen elementos detríticos gruesos.

La otra unidad se componen de una alternancia rítmica de paquetes decimétricos y centimétricos de lutitas y areniscas volcanoclásticas marrones que pueden incluir pequeños olistolitos y bloques de calizas con algas y corales, grauvacas y areniscas microconglomeráticas, generalmente de dimensiones inferiores a los 50 cm. Los niveles areniscos presentan una sutil granoclasificación positiva y laminación horizontal hacia techo.

La Fm Las Palmas ha sido interpretada previamente por Heubeck *et al.*, (1991) como un sistema turbidítico. A la luz de las características sedimentológicas y fauna descritas en estas facies se puede deducir un ambiente turbidítico de profundidad moderada, que se forma en un contexto de cuenca tras-arco alimentada por los aportes procedente de la construcción de un arco insular representado, en parte, por el Grupo Tireo.

Los procesos sedimentarios dominantes serían las corrientes de turbidez, si bien, la aparición de las brechas denotan la existencia de procesos de tipo *debris flows* y flujos densos hiperconcentrados. La presencia de elementos volcánicos en forma de bloques y sedimentos indican la proximidad del arco isla, mientras que los olistolitos de calizas y areniscas probablemente representen el desarrollo de pequeñas plataformas de sedimentación mixta en posiciones más proximales.

La unidad 2 se ha podido datar con buena resolución bioestratigráfica en el Cretácico superior, más concretamente al Campaniense-Maastrichtiense, gracias a la asociación formada de foraminíferos formada por *Globotruncana* af. *arca* (Cushman), *Globotruncana* af. *bulloides* Vogler y *Globotruncanita* af. *stuartiformis* (Dalbiez). La edad que alcanza el techo de la unidad es una incognita, pero no es descartable que llegue a la base del Paleógeno. Por otro lado, por su posición estratigráfica, la brecha polimíctica de la unidad 1, que presenta una clara relación estratigráfica con las areniscas y lutitas suprayacente, se ha restringido, con dudas, al Campaniense.

2.2. La cuenca paleógena

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 para el Paleoceno (Heubeck y Mann, 1991).

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 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.

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 desarrollada detrás de un arco muerto, o ya inactivo (no se trata estrictamente una cuenca de tipo *back-arc*) durante el Paleógeno. Desde el punto de vista estratigráfico, el Cinturón de Peralta se ha dividido en dos grandes grupos litológicos, el Grupo Peralta (Eoceno) (Dolan, 1988) y el Grupo Río Ocoa (Eoceno superior-Mioceno inferior) (Heubeck, 1988).

El Grupo Peralta está constituido por las formaciones Ventura, Jura y El Número; y el Grupo Río Ocoa 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. Por último, 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 Plioceno (Figura 2.1).

En la región de Sabana-Buey, Baní y Nizao solamente está representada la parte más meridional del Cinturón de Peralta, aunque este aparece muy 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 y Grupo Ingenio Caei).

2.2.1. El Grupo Peralta

No aflora dentro de los límites de la Hoja de Nizao aunque sí en sus proximidades. 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 el Grupo 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 (Eoceno medio).

La Fm Ventura se interpreta, en conjunto, como facies de lóbulo turbidítico a llanura submarina con episodios de condensación sedimentaria, mientras que 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.

Por encima de estas dos formaciones la Fm El Número (Eoceno Superior) está representada por una sucesión pelítico-margosa, con intercalaciones de areniscas que contiene niveles olistostrómicos carbonatados y, hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas. En conjunto, la Fm El Número registra un ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies de plataforma carbonatada hacia techo (Hernández-Huerta, 2000a).

2.2.2. El 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). Dentro de la Hoja de Nizao afloran principalmente los materiales correspondientes a la parte alta del Grupo Río Ocoa, representados por las Fms El Limonal y Majagua, si bien también se han cartografiado depósitos asimilables a la parte inferior. A continuación se describen las principales características de estas unidades.

2.2.2.1. Formación Río Ocoa. Conglomerados, arenas y olistolitos (3) de calizas margosas tableadas blancas y margas (4) y calizas masivas blancas (5). Eoceno superior. P₂³

A la Fm Ocoa (Eoceno superior-Oligoceno) se le ha confiere un espesor variable, dependiendo del autor y la zona considerada (p. ej. Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz-Huerta, 2000). En las Hojas de Sabana Buey y Baní se compone de varios miles de metros de sedimentos, estimándose un máximo de 3500-4000 m. En la hoja de Nizao la escasez de afloramientos impide realizar una buena aproximación al espesor de esta unidad.

Aflora en muy malas condiciones y con muy poca extensión en el sector suroccidental de la hoja, lo que ha impedido en gran medida realizar observaciones de detalle. La formación 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; Hernáiz-Huerta, 2000), si bien este contacto no es visible dentro de la Hoja de Nizao.

Desde el punto de vista cartográfico se han podido diferenciar varios tramos litoestratigráficos a gran escala, comenzando la formación con un potente tramo conglomerático con olistolitos decamétricos, e incluso hectométricos, en el sector más oriental de la formación, que llegan a alcanzar una longitud superior a los 6 kms.

Por encima de este tramo conglomerático, se encuentran diversos tramos, bien organizados, de margas que intercalan niveles de areniscas de tipo turbidítico y que pueden desarrollar una gran deformación sinsedimentaria, presentando facies slumpizadas. Dentro de estos niveles organizados se reconocen otros tramos

conglomerático-olistostrómicos intercalados que pueden observarse incluso en las partes altas de la formación (principalmente en las cercanías de Sabana Buey), si bien estas partes más altas de la Fm Ocoa no afloran en la hoja.

Dentro de la Hoja de Nizao lo afloramientos donde se describen los depósitos de la Fm Ocoa se circunscriben al límite occidental de esta hoja con la hoja de Baní, más concretamente al sur de la autovía Santo Domingo-Azua, cerca de los aldeas de La Catalina, San José y La Noria. Sólo los olistolitos han permitido un análisis pormenorizado de sus facies y un muestreo en rocas sin alterar.

En general la Fm Ocoa está formada por conglomerados arenosos con grandes olistolitos que hacia el sureste incluye tramos de granulometría constituidos por una fina alternancia rítmica de margas y areniscas. Los únicos afloramientos donde se puede reconocer la organización interna de estos depósitos, aunque en malas condiciones, se sitúan en las pequeñas cunetas de la aldea de La Noria y en algunos tramos del cauce del Arroyo Catalina.

Por otro lado, los olistolitos que incluye esta unidad sí han podido ser estudiados algo mejor en las inmediaciones del campo de baseball de La Catalina, donde se han diferenciado dos tipos diferentes de olistolitos constituidos por calizas blancas, muy masivas, y por una alternancia de calizas margosas tableadas y margas con foraminíferos y radiolarios. El primero forma un importante promontorio que sobresale en el paisaje y alcanza los 60 m de cota y que, desde un punto de vista petrográfico, se clasifica como una biomicrita o un *packstone* de nummulítidos con algas rojas y equinodermos.

Las características de los materiales de la Fm Ocoa, en su conjunto, indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica. Los niveles conglomeráticos y olistostrómicos representan flujos de alta densidad que pueden corresponder a deslizamientos en contextos de talud. Sin embargo, parece claro que los tramos de conglomerados desorganizados con grandes olistolitos deben corresponder a sistemas laterales, relacionados con el borde activo de la cuenca (Falla de San José-Restauración). Estas ideas ya fueron puestas de manifiesto por Heubeck y Mann (1991) y Heubeck (1992), y contrastadas por Hernáiz-Huerta (2000).

Aunque ha sido imposible datar la unidad dentro de la hoja, existe un excelente control de la edad de la base y techo de la Fm Ocoa dentro del Cinturón de Peralta, a la que se le asigna una edad Eoceno medio-superior (p.ej., Heubeck, 1988; Heubeck y Mann, 1991). Por otro lado, las facies margosas de los olistolitos han podido ser datados gracias a la asociación *Globo truncana* af. *stuartiformis* (Dalbiez), *Globo truncana* af. *arca* (Cushman) y *Globo truncana* sp., *Heterohelix*, que ha permitido situarlas en el Cretácico superior y, más concretamente, en el Campaniense-Maastrichtiense. Sin embargo, Heubeck *et al.*, (1981) data estos olistolitos en el Paleoceno superior-Eoceno medio y los asocia a las rocas depositadas en plataformas carbonatadas a lo largo del sureste de la Cordillera Central (Vila y Feinberg, 1982). Es muy probable, por tanto, que los grandes bloques que experimentaron un desplome gravitacional desde borde activo de la cuenca en la Fm Ocoa estuvieran integrados por un conjunto de unidades más amplio y antiguo. Esta nueva edad asocia los olistolitos de la Hoja de Nizao con fragmentos de las plataformas contiguas a los sistemas turbidíticos bien representados en la Fm Las Palmas.

2.2.2.2. Formación El Limonal. Conglomerados y calcarenitas (6) y alternancia de margas, areniscas y calcarenitas (7). Oligoceno. P₃

La Fm El Limonal (Heubeck, 1988, Dolan *et al.*, 1991) está constituida en la base por una sucesión de conglomerados y areniscas seguida de una sucesión rítmica de margas y areniscas turbidíticas que pueden intercalar tramos de calcarenitas 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 o que se dispone discordante sobre rocas volcánicas y vulcanoclásticas de arco-isla de la Fm Tireo o los depósitos de la Fm Las Palmas.

En la Hoja de Nizao sólo existe un pequeño afloramiento de esta unidad, a partir del que se estima una potencia mínima de 800 metros. El único corte de mención se localiza en el camino vecinal que comunica los pueblos de La Catalina con El Carretón, muy cerca de la autovía Sánchez.

En este corte la Fm Limonal se inicia con unos 200 m de serie de calcarenitas y calcirruditas, constituidas fundamentalmente por la acumulación de macroforaminíferos de tipo *Lepidocyclina*, entre los que se intercalan niveles de margas y conglomerados de escasa potencia. Algunas de las capas calcareníticas corresponden a megacapas que

comienzan con un tramo conglomerático que presenta frecuentes bloques métricos de formaciones infrayacentes y que paulatinamente decrece el tamaño de grano, formando secuencias estrato y granodecrecientes. Paulatinamente y hacia techo los niveles conglomeráticos y calcareníticos son menos potentes y frecuentes, pasando de forma gradual a una sucesión rítmica de areniscas siliciclásticas con lutitas que intercala tramos de calcarenitas con macroforaminíferos. Este tramo superior posee una potencia de unos 600 m y constituye el tránsito de esta unidad a la suprayacente, la Fm Majagua.

El tramo basal de la Fm Limonal muestra características propias de depósitos típicos de frente deltaico con sucesivas avalanchas y flujos densos de materiales muy retrabajados, y en ocasiones, bloques transportados desde el continente y plataformas carbonatadas adyacentes. Por encima de estos materiales deltaicos el siguiente tramo presenta características propias de ambientes de sedimentación turbidítica, si bien es probable que esté en transición con las partes distales de este mismo delta.

Como sucede con la Fm Ocoa, dada las pobres condiciones de afloramiento, no ha sido posible datar la unidad dentro de la Hoja de Nizao. Sin embargo, existen numerosos trabajos (Heubeck, 1988; Heubeck y Mann, 1991) que datan con precisión la formación en el Oligoceno, edad que ha sido constatada en los estudios de muestras micropaleontológicas llevados a cabo en la Hoja de Baní.

2.2.2.3. Formación Majagua. Margas, areniscas y calcarenitas con intercalaciones (micro)conglomeráticas (8) y margas masivas con areniscas (9). Mioceno inferior. N₁¹

La Fm Majagua (Mioceno Inferior) (Heubeck, 1988) posee una gran heterogeneidad litológica. Está compuesta por una sucesión de areniscas, calcarenitas finas y tramos de margas masivas. 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 la parte superior de la unidad, aflorante en la Hoja de Nizao, se han descrito megacapas decamétricas con olistolitos y bloques que terminan en calcarenitas laminadas, y tramos fuertemente slumpizados. El contacto superior de la formación es la discordancia angular y erosiva sobre la que se dispone el 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.

Heubeck (1988) y Heubeck *et al.* (1991) estiman una potencia de 3500 m para la Fm Majagua, pero hay que tener en cuenta que su límite inferior es muy arbitrario, definido

por este autor por la primera aparición de una megacapa conglomerática con fragmentos de corales. En la hoja de Nizao, donde aflora extensamente, su espesor coincide bien con el establecido originalmente por los primeros autores.

Al contrario que en el resto de formaciones que integran el Grupo Río Ocoa en la Hoja de Nizao existen múltiples cortes de muy buena calidad de la Fm Majagua en esta zona, todo ellos localizados en la Loma de La Majagua, donde fue descrita en origen la unidad. A destacar los afloramientos abiertos en la cantera de Dominen SA, al sur de esta loma, muy cerca de la localidad de Pizarrete, donde es posible observar con todo detalle las características del techo de esta unidad. A lo largo de todo el camino que sigue el canal de agua que rodea la loma de la Majagua existen igualmente numerosos afloramientos que han permitido realizar numerosas observaciones.

En la primera mitad de la Fm Majagua se han distinguido algunos tramos potentes de margas masivas, con pequeñas intercalaciones arenosas, mientras que en el tramo medio-superior, se reconocen sucesiones rítmicas de areniscas y lutitas con esporádicos niveles calcareníticos, todos ellos con estructuras sedimentarias propias de sedimentos de afinidad turbidítica. También en la parte superior de la formación se ha reconocido la presencia de megacapas decamétricas, con olistolitos y bloques, que terminan en calcarenitas laminadas, y tramos fuertemente slumpizados.

En la cantera de Dominen SA, donde está expuesta buena parte del tramo superior de la unidad, la serie está compuesta por una alternancia de areniscas, margas, conglomerados y calcarenitas. Las margas, generalmente masivas o tenuemente laminadas, poseen una icnofábrica biodeformativa muy bien desarrollada y microfauna consistente en foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y espículas de erizos.

Las areniscas son de base plana y presentan estructuras de muro (*groove cast* y *flute cast*). Poseen laminación horizontal de alto régimen de flujo y laminación cruzada, estructuras de escape de fluidos (laminación convolutada) y restos de plantas en la parte superior. Se han localizado varios niveles decamétricos de brechas intraformacionales, con extraclastos, olistolitos y restos de la misma serie deslizados, que terminan con niveles calcareníticos compuestos por fauna somera retrabajada, principalmente corales y macroforaminíferos. También se presenta un tramo slumpizado, con estrías en la base, pero sin existencia de conglomerados o brechas. La tendencia secuencial es

estratodecreciente en los primeros tramos de la sección y estratocreciente en el segundo tercio.

Los niveles areniscosos presentan galerías de *Thalassinoides* y campos de *ripples* de cresta recta a techo. Esporádicamente se encuentran niveles centimétricos de calcirruditas y calcarenitas, con granoclasificación positiva y bioturbaciones en el muro. Estos niveles más carbonatados contienen verdaderas acumulaciones de macroforaminíferos y, en menor proporción, de fragmentos de corales, algas y moluscos.

El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar esta unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado desde la plataforma adyacente. La existencia de megacapas indica una también una cierta inestabilidad en la cuenca, con llegada de material procedente de zonas más someras, posiblemente depositadas en forma de corrientes de alta densidad (*slopeapron*). La existencia, además, de tramos slumpizados, indica posiblemente desestabilizaciones de la cuenca que podrían deberse a procesos sísmicos o a una fuerte inclinación de la cuenca.

La edad de la Fm Majagua ha sido delimitada por los autores previos al Mioceno inferior (Heubeck, 1988; Heubeck *et al.*, 1991). Las muestras tomadas en la Hoja de Nizao, correspondiente a los intervalos más margosos, ha permitido identificar la asociación de foraminíferos *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinina af. praebulloides* Blow, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp. que confirma una edad Mioceno inferior para esta unidad. Esta edad Mioceno inferior ha podido ser corroborada mediante el estudio de los macroforaminíferos bentónicos de las capas más carbonatadas, donde se ha descrito la asociación *Miogyppsina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. y *Operculina* sp.

2.3. El Grupo Ingenio Caei

Los depósitos del Grupo Ingenio Caei Heubeck (1988) están formados por una serie sedimentaria muy potente de naturaleza carbonatada y siliciclástica. Su contacto basal es una discordancia angular y erosiva desarrollada sobre las rocas deformadas del Grupo Ocoa, mientras que su techo está definido por el contacto discordante con las calizas

arrecifales pleistocenas de la Fm La Isabela (Marcano y Tavares, 1982) y las terrazas del Río Nizao. Heubeck (1988) divide el Grupo en dos formaciones: la Formación Río Nizao y la Formación Ingenio Caei.

En general no son muy numerosos los trabajos previos destinados al estudio de la estratigrafía del Grupo Ingenio Caei. La primera referencia es el trabajo de Vila y Feinberg (1982) en el que se hace una breve descripción litológica de sus facies y se data la base del grupo. Las principales características de la unidad son descritas por Heubeck (1988) en su tesis doctoral. Posteriormente, Heubeck y Mann (1991) y Heubeck *et al.* (1991) inciden en su importancia en la evolución neógena-cuaternaria de la Cordillera Central, ya que sus depósitos registran varias etapas de deformación y el levantamiento de este dominio geológico.

Una discordancia angular erosiva separa los materiales plegados de la Formación Majagua (Mioceno inferior), del Grupo Ocoa, de los depósitos ligeramente basculados del Grupo del Ingenio Caei. Tanto la Fm Río Nizao como la parte basal de la Fm Ingenio Caei presentan buzamientos moderados hacia el SE (N30-40°E) de 15° a 20°. Estos buzamientos, de forma progresiva, se suavizan hacia mar y a medida que se asciende en la serie. La dirección de buzamiento del Grupo del Ingenio Caei corresponde estrechamente con el *plunge* de los ejes de los pliegues más importantes del Grupo Ocoa (Heubeck y Mann, 1991). Estos datos sugieren que el levantamiento de la Cordillera Central, al Oeste de la Zona de Falla de San José-Restauración, ha basculado la cobertera sedimentaria desde el Mioceno superior hasta prácticamente la actualidad, sin bien, es evidente que la velocidad de levantamiento se ha ralentizado a lo largo del tiempo. Esto da como resultado el desarrollo de sucesivas discordancias progresivas registradas dentro del Grupo del Ingenio que se pueden relacionan con diferentes eventos deformacionales descritos entre el Mioceno superior y el presente (Heubeck *et al.*, 1991).

Estos mismos autores correlacionan el Grupo del Ingenio Caei con la parte superior, no deformada, de la Cuenca de San Pedro, bien conocida a partir de trabajos de reflexión sísmica (Ladd *et al.*, 1981). La Cuenca de San Pedro es una gran cuenca que se localiza actualmente bajo el mar, al S-SE de la isla de la Española. Esta cuenca esta limitada al Norte por la costa dominicana y al Sur por la cresta del prisma acreccional del límite Norte de la Fosa de los Muertos. Los perfiles de reflexión sísmica publicados muestran que la Cuenca de San Pedro contiene hasta 3 Km de sedimentos turbidíticos, nada o

ligeramente deformados, que se depositan sobre una discordancia angular de orden mayor.

2.3.1. Formación Río Nizao

La Fm Río Nizao (Heubeck, 1988) constituye la base del Grupo Ingenio Caei. Según este mismo autor la Fm Río Nizao está constituida por unos 100 metros de conglomerados arenosos, muy cuarcíticos, que principalmente aflora al NE del Río Nizao. Por otro lado, los estudios llevados a cabo en el proyecto SYSMIN II de Cartografía Geotemática de la República Dominicana han permitido estimar una potencia muy superior, tanto para esta formación como para el Ingenio Caei.

2.3.1.1. Formación Río Nizao (10). Conglomerados, arenas y lutitas calcáreas. Mioceno medio. N₁²

El análisis de la Formación Río Nizao ha sido muy difícil de llevar a cabo debido a lo escasamente cementado que aparecen sus depósitos, lo que favorece su alteración y rápida erosión. Su potencia, deducida por medios cartográficos, es de unos 1000 metros, mucho mayor que la asignada inicialmente en la descripción original de la unidad. Como se ha mencionado su base es una discordancia angular erosiva, de escala regional, que la separa los materiales plegados de la Formación Majagua (Mioceno inferior) del Grupo Ocoa. Su techo está marcado por una discontinuidad erosiva de orden menor, que define su paso a la unidad suprayacente, la Fm Ingenio Caei.

Vila y Feinberg (1982) datan la base de la unidad en el Mioceno medio a partir de la asociación de foraminíferos planctónicos. Más tarde, Heubeck y Mann (1991) también proponen una edad del Mioceno medio para la Fm Río Nizao a partir de muestras tomadas cerca del pueblo de Santana, en la Hoja de Nizao. Aunque Vilas y Feinberg (1982) citan varias muestras de edad Mioceno inferior tomadas cerca de la base de la Fm Ingenio Caei, tanto Heubeck y Mann (1991) como Heubeck *et al.* (1991) consideran que esta fauna es retrabajada y procede de los materiales infrayacentes del Grupo Río Ocoa, más concretamente de la Fm Majagua.

Aunque su base y parte media afloran muy mal, en la Loma de Juan Calvo y en Loma Tubito ha sido posible describir algunas características de esta sucesión. En su mayor parte está formada por paquetes métricos de arenas medias y conglomerados muy arenosos con cantos de pequeño diámetro (longitud media de 5 cm), de redondeados a

muy redondeados, y naturaleza diversa (calizas con macroforaminíferos, tonalitas, basaltos, areniscas). Son frecuentes también los tramos decimétricos formados por margas arenosas. Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.

Cerca del pueblo de Santana, dentro de la parte más alta de las facies conglomeráticas de la Fm Río Nizao, se ha observado un tramo constituido por arenas y conglomerados de grano fino, con estratificaciones cruzadas en surco que puede contener fragmentos de fauna somera. Los niveles de arenas son de tamaños de grano muy heterogéneo (de finas a gruesas, en ocasiones microconglomeráticas) y presentan un intenso desarrollo de icnofábrica, con predominio de la icnoespecie *Ophiomorpha nodosa*, que llega a formar niveles de colonización monoespecíficos. En este punto se han descrito también estructuras de escapes de fluidos y laminaciones horizontales de alto régimen de flujo.

La parte más alta de la Fm Río Nizao aflora en mejores condiciones y ha sido descrita en diferentes puntos de la carretera Baní-Santo Domingo, siempre al Sur de la misma, donde dominan claramente las facies de naturaleza lutítica, muy ricas en foraminíferos. La serie se hace progresivamente más fina y pasa a una alternancia centimétrica de lutitas calcáreas grises oscuras y areniscas medias-finas o limos. Estas lutitas grises adquieren tonalidades ocres cuando aparecen alteradas y contienen una gran cantidad de materia orgánica, sobre todo restos vegetales, así como foraminíferos planctónicos. Aparecen frecuentemente bioturbadas por *Thalassinoides* y *Planolites*. Los pequeños paquetes de arenas presentan laminación horizontal y de tipo *ripple*, así como granoclasificación positiva. Esta alternancia puede intercalar niveles conglomeráticos arenosos, canaliformes, de amplia continuidad lateral y potencia pequeña, muy similares a los descritos en la parte basal y media de la formación.

En su conjunto esta formación registra sucesivas oscilaciones relativas del nivel del mar, lo que se traduce en una gran variabilidad de facies que caracteriza la unidad. Esta heterogeneidad responde a una rápida superposición temporal de diferentes ambientes y subambientes sedimentarios. Las partes basal y media de la Fm Río Nizao, constituida

en su mayor parte por conglomerados de grano fino y arenas medias bioturbadas, representa un sistema de transición, probablemente un delta en su zona proximal y media (llanura deltaica sumergida y frente deltaico). La ausencia de matriz fangosa en estos materiales y el elevado grado de redondeamiento y origen poligénico de los cantos indican que estos depósitos se formaron por flujos gravitacionales (*grain flows* y corrientes de turbidez de alta densidad). Hacia techo de la formación registra una progresiva somerización que finaliza con la aparición de ambientes submareales someros o incluso litorales. La aparición *Ophiomorpha nodosa*, o la presencia de arenas con estratificaciones cruzadas en surco, indican ambientes de escasa profundidad, dominados por el oleaje y de tasas de sedimentación elevadas.

Las facies localizadas en la parte alta de la Fm Río Nizao, en su mayoría lutitas y arenas con algunas intercalaciones conglomeráticas subordinadas, indican un ambiente sedimentario más profundo dentro del sistema costero descrito en su parte baja, probablemente un prodelta, o incluso una bahía. Las características más relevantes de estas facies, como la gran cantidad de restos vegetales, la aparición de foraminíferos planctónicos, los depósitos predominantemente lutíticos o la icnoasociación *Thalassinoides-Planolites*, apuntan hacia un medio de baja energía, con sedimentación dominante vertical.

Algunas estructuras sedimentarias (laminación horizontal, gradación normal) y la alternancia rítmica de arenas y lutitas podrían indicar la existencia de flujos de turbidez en estos sectores del delta. La nueva aparición a techo de la Fm Río Nizao de conglomerados intercalados en las lutitas registra la nueva llegada de sedimentos gruesos desde el continente. Esta evolución refleja el inicio de una somerización en la serie hacia techo, que es interrumpida bruscamente por el inicio de la sedimentación de la Fm Ingenio Caei.

La asociación formada por *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia* gr. *scitula* (Brady), *Globorotalia* af. *fohsi peripheroronda* Banner y Blow, *Globoquadrina altispira* Cushman y Jarvis, *Hastigerina* af. *siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinoides* af. *ruber* (d'Orb.), *Sphaeroidinellopsis* af. *multiloba* (Le Roy) ha permitido constatar que el techo de la formación es de edad Mioceno medio.

2.3.2. La Formación Ingenio Caei

La Fm Ingenio Caei (Heubeck, 1988; Heubeck *et al.*, 1991) constituye la unidad superior del Grupo que lleva el mismo nombre. Este autor la describe como una unidad formada por unos 1500 metros de depósitos de litología muy heterogénea (conglomerados, arenas, limos y calizas arrecifales). Por otro lado, la cartografía y estudio de la arquitectura estratigráfica de esta formación, llevados a cabo en el marco de este proyecto, han permitido estimar una potencia algo superior, de unos 1750 metros.

Esta unidad recoge una historia geológica muy compleja. Está constituida por una amplia variedad de facies que responden a importantes oscilaciones del nivel relativo del mar y de la tasa de aporte sedimentario. En su conjunto, la Fm Ingenio Caei está formada por sedimentos mixtos de naturaleza siliciclástica-carbonatada que registran pulsaciones transgresivo-regresivas. Estas oscilaciones originaron importantes cambios paleogeográficos, dando lugar a la transición entre ambientes siliciclásticos litorales a sistemas carbonatados y mixtos de afinidad marina y costera.

Su base está definida por una suave discontinuidad erosiva compleja que la separa de la Fm Río Nizao, mientras que su techo lo define otra discontinuidad, sobre la que se depositan las calizas arrecifales pleistocenas de la Fm La Isabela (Marcano y Tavares, 1982).

En conjunto, la Fm Ingenio Caei representa un sistema deltaico 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 marino se observan a través de rápidos pulsos regresivos y de somerización, que se hacen evidentes a partir de la formación de las unidades conglomeráticas descritas dentro de la serie.

Se han descrito 5 nuevos miembros dentro de esta formación a partir de cambios observados en el tipo de sedimentación y en su estratigrafía.

2.3.2.1. Fm Ingenio Caei. Miembro Cerro El Peñón (11). Calcarenitas y calizas. Mioceno medio-superior. N_1^{2-3}

El muro de este miembro constituye la base de la Fm Ingenio Caei, formada por una discontinuidad transgresiva que se ha descrito en el paraje de la Loma de El Peñón. El

conjunto de materiales, de naturaleza carbonatada, que se desarrollan sobre esta superficie erosiva se ha incluido dentro del denominado Miembro Cerro del Peñón. Este miembro está formado por unos 50 metros de calizas coralinas y calcarenitas bioclásticas. Al Este del Río Nizao pasa a estar formado por calizas y margas que se organizan en alternancias de paquetes métricos y que, en general, afloran en muy malas condiciones. La aparición de facies margosas en estas zonas y la desaparición de las calcarenitas indican ambientes algo más profundos que los descritos en el sector occidental de la Hoja de Nizao.

Las litologías dominantes son calizas arrecifales y bioclásticas, de tipo *boundstone* y *packstone*, y calcarenitas muy bioclásticas (equinodermos, bivalvos, gasterópodos, macroforaminíferos) que se organizan en paquetes tabulares de potencia métrica. Las galerías verticales de pequeñas dimensiones son muy comunes en estas calizas.

2.3.2.2. Fm Ingenio Caei. Miembro Boca de Los Arroyos (12). Conglomerados, arenas, limos y calizas. Miembro Loma de Duveaux (13). Conglomerado polimíctico. Miembro Laguna de Los Reyes (14). Calizas y calcarenitas con corales. Mioceno superior-Plioceno. $N_1^3-N_2$

El Miembro Boca de Los Arroyos (unidad cartográfica N°12) constituye el miembro más complejo de la formación. Está formado por una serie siliciclástica de 250 metros interrumpida por dos episodios de naturaleza regresiva y transgresiva, los denominados Miembros Loma de Duveaux y Laguna de Los Reyes, respectivamente. Su contacto con el Mb Cerro El Peñón es gradual.

Los mejores cortes, pequeños y de poca continuidad lateral, para estudiar este miembro se localizan en la Loma de Santana, en la carretera que une el pueblo de Santana con el de Nizao y, sobre todo, en el camino de tierra que sigue hacia el sur la rivera este del Río Nizao entre las aldeas de La Boca de Los Arroyos y Juan Barón. Los depósitos de la base del Mb Boca de Los Arroyos son, principalmente, arenas finas y medias, limos, conglomerados y, en menor medida, calizas con corales. Este miembro se inicia con unos 100 metros de arenas finas y limos con foraminíferos planctónicos y bentónicos y restos de plantas y corales que, progresivamente, incorporan a techo un número mayor de pasadas conglomeráticas. Estos conglomerados son polimícticos y no presentan organización interna, poseen base plana y contienen una matriz arenosa fina, en ocasiones algo lutítica. Los cantos son redondeados a subredondeados y de naturaleza

volcánica (tufitas, lavas rio-dacitas, basaltos), plutónica (tonalitas) y sedimentaria (calizas con macroforaminíferos), en su mayoría derivados de la Cordillera Central y del Grupo Río Ocoa. La serie sedimentaria a esta altura define una secuencia positiva, estrato y granocreciente, que finaliza con la aparición de los depósitos del Miembro de la Loma de Duveaux.

Los conglomerados de la Loma de Duveaux (unidad cartográfica N°13) tienen una potencia variable que oscila entre los 30 metros, al Oeste de la Hoja de Nizao, y unos 80 metros, hacia el límite oriental de esta misma hoja. Esto parece indicar un acuñamiento del conglomerado hacia posiciones occidentales de la zona de estudio, con toda probabilidad condicionada por la configuración del paleorrelieve. El mejor corte se localiza en lo alto de la Loma de Duveaux, aunque también puede ser observado en las proximidades de la Boca de Los Arroyos. Las características de este conglomerado son muy similares a los descritos en el Mb Boca de Los Arroyos, con cantos de mayores dimensiones medias, aunque de tamaño muy variable (longitud máxima de 80 cm y media de unos 15 cm). Puede presentar intercalaciones decimétricas de arenas medias y finas, que separan los paquetes conglomeráticos, de mucha mayor potencia.

Sobre el conglomerado de Duveaux continúan depositándose las arenas, limos y margas de la parte media del Mb Boca de Los Arroyos. Su potencia aproximada es de unos 700 metros. Pueden contener restos de plantas, radiolas, foraminíferos bentónicos, briozoos y fragmentos de moluscos, además de aparecer bioturbadas por *Thalassinoides*. Estos sedimentos, de granulometría más finas y muy carbonatados, pueden presentar pequeñas intercalaciones (micro)conglomeráticas, filas de pequeños cantos y, menos frecuentemente, grandes bolos de corales arrecifales dispersos. Hacia la parte alta de la serie las arenas se hacen cada vez más gruesas hasta formar bancos tabulares, de escala métrica, de areniscas medias y gruesas, con fragmentos de moluscos, macroforaminíferos bentónicos y corales. Estas areniscas aparecen cementadas por carbonatos y contienen porcentajes altos de fragmentos líticos de origen volcánico, minerales pesados y glauconita. Al igual que en la parte basal de este miembro, las facies se organizan en la vertical definiendo una secuencia positiva estrato y granocreciente. Hacia el Sur, en las proximidades del paraje de la Laguna de Los Reyes finaliza este último tramo de naturaleza siliciclástica y aflora un pequeño episodio carbonatado que toma su nombre de esta zona.

El Miembro Laguna de los Reyes (unidad cartográfica N°14) tiene una potencia de unos 20 metros. Las condiciones de afloramiento son muy malas, lo que ha limitado mucho las observaciones que se limitan a la propia laguna. No ha podido ser analizado sobre el terreno la naturaleza de su contacto con el miembro infrayacente, aunque su aparición brusca parece indicar una la existencia de una superficie de discontinuidad. Está formado por calizas y calcarenitas bioclásticas, de tipo *packstone*, con corales, algas rojas y bivalvos, entre los que se intercalan arenas margosas y margas. De forma transicional, hacia techo, desaparecen las calizas y calcarenitas de la Laguna de Los Reyes y la serie pasa a estar formada por margas, limos y arenas finas, definiendo una evolución vertical muy similar a la descrita en la parte basal del Mb Boca de Los Arroyos.

En la parte alta del Mb Boca de Los Arroyos, en la localidad de Juan Barón, intercalados entre estas margas y arenas aparecen niveles decimétricos y métricos de arenas con cantos y conglomerados de matriz arenosa, en ocasiones acompañadas por fragmentos de bivalvos. Subordinadas a estas facies existen paquetes decimétricos de arenas finas y limos ocreos. Dentro de las facies más groseras se han observado superficies erosivas, estratificaciones cruzadas en surco de mediana escala y estratificación horizontal e inclinada de bajo ángulo.

2.3.2.3. Fm Ingenio Caei. Miembro Sabana Grande (15). Calizas, calcarenitas y arenas finas. Miembro Palenque (16). Conglomerados y arenas. Plioceno-Pleistoceno inferior?
 $N_2^1-Q_1$

El Miembro Sabana Grande (unidad cartográfica N°15) está formado por unos 60 m de depósitos de naturaleza mixta carbonatada-siliciclástica que se depositan, mediante una superficie erosiva, sobre las arenas y conglomerados del Mb Boca de Los Arroyos. Esta subunidad está formada principalmente por calcarenitas y calizas detríticas con corales, algas, macroforaminíferos, briozoos y moluscos, que se alternan con arenas finas carbonatadas y limos margosos bioturbados. Desde un punto de vista petrográfico, se pueden clasificar como *wackstones* bioclásticos y *boundstones* de corales. Las calizas se encuentran muy karstificadas y llegan a desarrollar verdaderas calcretas. Hacia techo, y de forma transicional, aparecen los conglomerados y arenas del Miembro Palenque (unidad cartográfica N°16), de escasa potencia, formado por conglomerados canaliformes, de escasa matriz arenosa y amplia extensión lateral.

2.3.2.4. Interpretación general de la Fm Ingenio Caei

El Miembro de la Loma del Peñón representa una transgresión y un cambio rápido en la naturaleza de la sedimentación con respecto a la unidad infrayacente, la Fm Río Nizao. La naturaleza carbonatada de este miembro y las asociaciones fósiles de estas facies indican un cambio brusco en la profundidad y en las condiciones de sedimentación y paleoecológicas del medio. De esta forma, se evolucionaría de un sistema costero-marino siliciclástico a un ambiente carbonatado, algo más profundo, de mayor afinidad marina, con gran proliferación de corales, equinodermos y moluscos.

Aunque no se ha podido observar construcciones arrecifales en sentido estricto, el gran número de corales coloniales retrabajados incluidos en estas facies indican la existencia de, al menos, parches de arrecifes, en zonas de poca profundidad, que se localizarían en posiciones más septentrionales que las estudiadas. Por desgracia, estas áreas de alta producción de carbonatos no habrían quedado preservadas. La aparición de paquetes de calizas detríticas refleja el funcionamiento puntual o atenuado de los sistemas fluviales, que continuarían aportando sedimentos detríticos a la cuenca. La interpretación elaborada para las facies de las calizas de la Loma del Peñón se puede extrapolar a las calizas de la Lagunas de Los Reyes, si bien, en este caso la interrupción sedimentaria que representan sería de menor magnitud.

En su conjunto, el Miembro Boca de Los Arroyos representa una fase de sedimentación siliciclástica, en un ambiente de frente deltaico proximal-medio, con tendencias generales hacia la progradación y somerización. Los procesos sedimentarios mejor representados son los flujos gravitacionales (*debris flows* de alta densidad y *grain flows*) de cantos y arenas originados por la llegada de flujos tractivos al frente deltaico, activados y movilizados en el delta. La presencia de estructuras tractivas en facies arenosas, con fauna marina somera, en el techo de la unidad reflejan procesos de naturaleza fluvial y retrabajo costero, que probablemente tuvieron lugar a profundidades muy pequeñas, en zonas de llanura deltaica, o en incluso playas adosadas al frente deltaico. Las arenas finas y limos intercalados con restos vegetales registran fases de sedimentación de fracciones finas por mecanismos de decantación de sedimentos en suspensión, generalmente durante etapas de bajo caudal del sistema alimentador. El dominio de estas facies en diferentes tramos de la serie puede corresponder a fases del nivel del mar algo más alto, que dieron lugar a una profundización del frente deltaico y/o a la aparición de ambientes más distales.

Tanto las facies del conglomerado de Duveaux como los depósitos arenosos-conglomeráticos del techo de Mb Boca de Los Arroyos y del Mb Palenque se interpretan como importantes eventos regresivos. Estas regresiones se registran mediante la formación rápida de ambientes de llanura, playas y frente deltaico como consecuencia de la creación de espacio de acomodación y tasas de sedimentación muy altas, que condujeron el avance de la línea de costa hacia el S/SE. En el caso de la Loma de Duveaux el depósito de un episodio conglomerático tan importante sólo puede explicarse mediante la llegada de grandes volúmenes de sedimentos, muy gruesos, al frente deltaico tras un levantamiento tectónico de la Cordillera Central. En los dos casos restantes la regresión que registran estas unidades es más progresiva, reflejando la instalación continuada de condiciones de sedimentación fluvio-costera sobre facies de frente deltaico más profundas.

El Miembro Sabana Grande supone un caso especial dentro de la Fm Ingenio Caei, ya que es el único que posee un tipo de sedimentación mixta siliciclástica-carbonatada. Por otro lado, al igual que las unidades de la Loma del Peñón y de la Laguna de los Reyes, suponen una ruptura brusca en la tendencia regresiva generalizada de la serie sedimentaria, registrando una profundización y retrogradación de los sistemas siliciclásticos. Las facies carbonatadas descritas pueden interpretarse como ambientes submareales someros y restringidos (bahías, lagunas costeras) en los que intermitentemente existió aporte clástico, depositado principalmente en etapas de grandes precipitaciones o tormentas.

2.3.2.5. Edad e implicaciones regionales de la Fm Ingenio Caei

Dada la completa ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico dentro de los últimos metros de la Fm Ingenio Caei, los diferentes autores que la han estudiado asumen una edad del Mioceno superior-Pleistoceno? para esta unidad. En el transcurso de este proyecto no ha sido posible datar la Fm Ingenio Caei debido a la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico en sus depósitos. Las únicas dataciones obtenidas sólo permiten inferir una edad Mioceno-Plioceno, insuficiente para delimitar temporalmente una unidad con cambios tan rápidos y complejos como los registrados en la Fm Ingenio Caei.

En consecuencia, se ha optado por situarla entre las edades obtenidas entre las formaciones infrayacentes y suprayacentes, de forma tentativa, el Mioceno medio y Pleistoceno inferior. Por otro lado, y de forma tentativa, se ha situado temporalmente

cada uno de los miembros que componen la Fm Ingenio Caei en base a la correlación de la serie sedimentaria con algunos de los eventos tectónicos descritos en la evolución de la Cordillera Central. Dicha correlación debe ser tomada con muchas reservas pero constituye la única herramienta válida para establecer la edad de la formación y de sus diferentes miembros.

El Grupo del Ingenio Caei registra una serie de discordancias de capas en abanico, o discordancias progresivas (*cumulative wedging out*), que conllevan sedimentación sincrónica al levantamiento de la Cordillera Central. El levantamiento de las rocas del arco-isla Cretácico-Eoceno de la Cordillera, al Este de la Zona de Falla de San José-Restauración, provocó el basculamiento de la cobertera sedimentaria desde el Mioceno superior hasta prácticamente la actualidad.

Para que se formen este tipo de superficies sedimentarias es necesario que estén situadas en un borde de cuenca tectónicamente activo, acompañado de una sedimentación continuada en el tiempo, con lo que las capas formadas inicialmente se fueron basculando de forma simultánea a la formación de otras encima. En el caso del Grupo del Ingenio Caei, aunque es claramente visible una disminución en la magnitud del basculamiento de la serie sedimentaria hacia su techo, a excepción de la base del conglomerado de Duveaux, el reconocimiento de estas discordancias progresivas sobre el terreno no es evidente. Esto explica gracias a que las discordancias progresivas son más visibles en el borde móvil de la cuenca, hoy prácticamente erosionado, pero se atenúan de forma gradual, hasta hacerse irreconocibles, hacia el centro del área de sedimentación donde se crea espacio de acomodación.

Como ya se ha mencionado y muestran las facies sedimentarias, la zona de estudio se localiza en un punto intermedio entre el borde y la cuenca marina, lo que ha impedido un buen desarrollo de estas superficies de discontinuidad. Al mismo tiempo, esta circunstancia ha favorecido la acumulación de un prisma sedimentario derivada de la erosión del área fuente tras cada pulso de levantamiento.

Dentro del Ingenio Caei es posible diferenciar etapas correlacionables con la evolución tectónica y eventos de deformación de la Cordillera Central descritos por Heubeck y Mann (1991) (Figura 2.2). De esta forma la deformación diferencial que muestra la serie sedimentaria puede relacionarse con algunas etapas del levantamiento de la Cordillera Central que se inicia durante el Mioceno superior y que continuaría hasta el presente.

La primera etapa (Mioceno medio-superior) incluye la Fm Río Nizao y la base de la Fm Ingenio Caei, en concreto el Mb Loma de El Peñón y la parte inferior del Mb Boca de Los Arroyos (A en la figura 2.2.). En esta primera etapa no existen evidencias sedimentarias de una actividad tectónica especialmente intensa. De esta forma, las oscilaciones del nivel del mar transgresivo-regresivas debieron estar exclusivamente controladas por eustatismo. La línea de costa ocuparía posiciones más septentrionales a las correspondientes al resto del Grupo y, de forma progresiva, migra hacia el SE al mismo tiempo que se produce la elevación de la Cordillera.

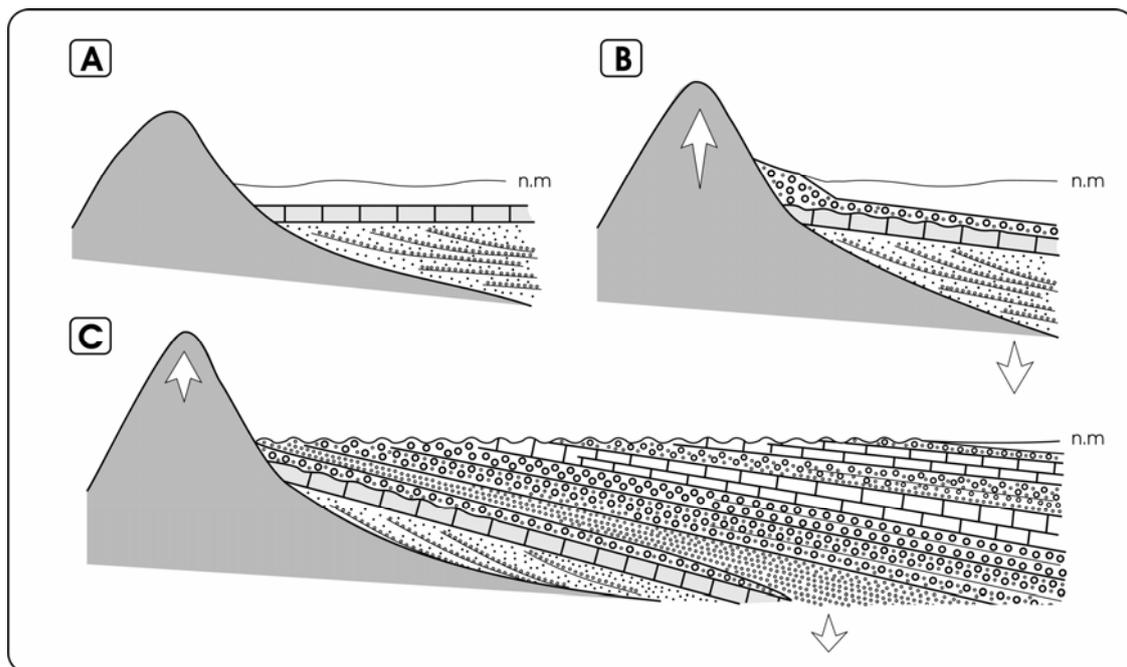


Figura 2.2. Esquema interpretativo de la evolución del Grupo Ingenio Caei y formación de discordancias progresivas. A, Depósito de la Fm Río Nizao y de la parte basal de la Fm Ingenio Caei (Mb. Loma de El Peñón) en el Mioceno medio y superior. B, Levantamiento de la Cordillera Central, erosión y *tilting* de la serie sedimentaria y depósito de los conglomerados de la Loma de Duveaux durante el Mioceno superior. C, Depósito del resto de la Fm Ingenio Caei y basculamiento decelerado de los depósitos durante el Mioceno superior-Plioceno (?).

El pulso de elevación más importante y mejor registrado en la serie está representado por los conglomerados de la Loma de Duveaux, que por edad podría correlacionarse con el tercer evento deformacional de Heubeck y Mann (1991). Tanto los conglomerados de Duveaux, como todos los depósitos infrayacente a este presentan un buzamiento parecido (20° de media), lo que indica que han experimentado una deformación conjunta pre-Pliocena. Por tanto, es muy probable que estos conglomerados sean, en parte, sincrónicos al basculamiento de la serie (B en la figura 2.2) y, por tanto, de edad Mioceno superior. La evidencia de una importante generación de relieve durante el Mioceno superior procede de la edad de los sedimentos terrígenos basales depositados en las

Cuencas de Enriquillo y Azua, derivados en su mayor parte de las rocas del arco-isla de la Cordillera Central. El descenso del nivel de base relacionado con esta elevación probablemente dio inicio al importante desmantelamiento erosivo que experimenta la Fm Río Nizao y la base de la Fm Ingenio Caei hacia posiciones septentrionales. Hacia el Sur, el *tilting* tectónico produjo la creación de un gran espacio de acomodación, rápidamente rellenado por los sedimentos derivados de la erosión de la Cordillera Central y del propio Grupo Ocoa, originando una rápida regresión.

Por encima de los conglomerados de la Loma de Duveaux se produce una profundización rápida del medio descrita en la parte media del Mb Boca de Los Arroyos. Hacia techo, los depósitos de la Fm Ingenio Caei muestran una tendencia somerizante y regresiva, muy gradual, que es interrumpida intermitentemente por los episodios transgresivos que representan las calizas del Mb Lagunas de los Reyes y del Mb Sabana Grande. Estos materiales muestran un buzamiento hacia el SE muy inferior al medido en la parte basal del Grupo del Ingenio (10° de media) (C en la figura 2.2). Todo parece indicar que, desde el Mioceno superior, la zona ha experimentado una suave subsidencia a la vez que los relieves adyacentes que alimentaban la cuenca se elevaban lentamente, sin que existieran pulsos de activación tectónica demasiado importantes.

2.4. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Nizao cubren un 40 % de la superficie de la misma, predominando los de origen fluvial, seguidos por los marino-litorales y los poligénicos. Los depósitos de origen gravitacional no llegan a ser representables a esta escala de trabajo, ya que por el moderado relieve no llegan a alcanzar un desarrollo suficiente. En lo que sigue se describe su litología, textura, potencia, y cronología.

El único dato referente a éste último aspecto en el sector meridional de La Española, corresponde a las construcciones biogénicas, asignadas al Pleistoceno en la hoja de Barahona (Taylor et al, 1985); no obstante, su datación en torno al lago Enriquillo, entre 10.000 y 5.000 años, constituye una referencia válida para asignar al Holoceno la mayoría formaciones superficiales.

2.4.1. Depósitos pleistocenos marinos y costeros

2.4.1.1. Fm La Isabela. Calizas arrecifales, calcirruditas y calcarenitas (17) y margas y calcarenitas con corales (18). Pleistoceno. Q₁₋₃.

Esta formación ocupa una extensa banda costera en el extremo oriental del área, al pie del paleoacantilado que delimita el borde de una superficie de erosión situada a mayor altura. Está constituida por calizas arrecifales y otros materiales detríticos derivados de la destrucción y retrabajamiento del antiguo arrecife, que forman niveles de calcirruditas y calcarenitas. Su espesor máximo puede oscilar entre 15 y 20 m, lo que corresponde a la altura aproximada del pequeño acantilado que forma sobre el nivel actual del mar.

Sobre la unidad anterior se sitúan dos afloramientos correspondientes a restos de una formación más extensa erosionada por la abrasión marina que ha retrabajado el antiguo arrecife creando una superficie de erosión situada entre 15 y 20 sobre el nivel actual del mar. Esta formación, que fosiliza la anterior, está constituida por niveles de margas y calcarenitas con corales y moluscos en posición de vida. Su espesor no llega a superar los cuatro metros. Se interpretan como materiales depositados en una laguna costera localizada entre los sistemas arrecifales costeros y el continente.

2.4.1.2. Cordón litoral antiguo (21). Arenas finas con fragmentos de moluscos. Holoceno. Q₄

Se trata de afloramientos discontinuos formados por arenas finas, amarillentas, en ocasiones algo bioclásticas, muy bien seleccionadas. Se localizan muy próximos a la línea de costa actual, especialmente en el entorno de la desembocadura del Arroyo Seco, cubriendo las calizas arrecifales de la Fm La Isabela a cotas cercanas a los 10 msnm. Su origen se relaciona con cordones arenosos, probablemente de naturaleza eólica, formadas en etapas de nivel del mar más bajo. Su espesor estimado es de unos dos metros. Dada su escasa cementación y proximidad a la costa se le asigna una edad Holoceno, aunque no es descartable que pueda tratarse de una formación costera más antigua del Pleistoceno superior.

2.4.2. Depósitos pleistocenos continentales

2.4.2.1. Piedemonte antiguo. Lutitas y arenas con gravas y cantos (19). Pleistoceno-Holoceno? Q₃₋₄

Estos depósitos alcanzan su máximo desarrollo en el sector correspondiente al antiguo curso fluvial del río Nizao, donde son el resultado del retrabajamiento por arroyada de los depósitos fluviales de dicho río, por lo que presentan mayor grado de redondeamiento que en otros lugares. No obstante, al norte de este lugar un glacis equivalente, pero más

degradado, llega a enlazar con la terraza alta. Son materiales detríticos, heterométricos y polimícticos, cuya composición y madurez textural dependen del área fuente. En las inmediaciones del río Nizao son más arcillosos y de color rojizo debido a rubefacción. Su espesor puede alcanzar en ocasiones la decena de metros.

Su edad corresponde al Pleistoceno, aunque puede alcanzar el Holoceno, puesto que en unos casos estos depósitos aparecen como un paso lateral de la terraza alta del río Nizao y en otros resultan del retrabajamiento reciente de depósitos anteriores.

2.4.2.2. Terrazas altas (20). Conglomerados y arenas. Pleistoceno. Q₃

Queda restringida a la margen derecha del río Nizao. En los escarpes que le delimitan aparece como un conglomerado con cementación carbonatada variable y cantos rodados de calizas, dolomías, rocas volcánicas y volcanoclásticas y areniscas, en el seno de una matriz arenosa, todo ello con geometría de paleocanales de base erosiva, granoselección positiva y estratificaciones cruzadas de barra de canal.

Su espesor supera la decena de metros. Los mejores afloramientos se localizan cerca del puente que atraviesa el Río Nizao y siguiendo la carretera que bordea la Loma de La Majagua al Norte de Pizarrete. Se le asigna una edad del Pleistoceno, probablemente superior.

2.4.3. Depósitos holocenos continentales y litorales

2.4.3.1. Terrazas bajas (22). Conglomerados y gravas. Holoceno. Q₄

Se distribuyen en ambos márgenes en relación con el cauce actual del río Nizao, con una extensión importante. Son conglomerados polimícticos bien redondeados, con predominio de los cantos de rocas carbonatadas sobre los derivados de rocas volcánicas. La proporción de arenas y es menor que en la terraza alta y los paleocanales presentan bases más planas y mayor continuidad lateral. Su organización interna es difusa, mostrando estratificaciones horizontales e inclinadas de bajo ángulo y en artesa. Alcanzan un espesor de una decena de metros.

Se les asigna una edad holocena.

2.4.3.2. Abanicos aluviales (23). Arenas y lutitas. Holoceno. Q₄

Solo se ha identificado un depósito con estas características, situado al noroeste de Ingenio, en el límite septentrional de la hoja. Sus extremos más distales enlazan hacia el este con los depósitos aluviales-coluviales del Arroyo Pajarito, y hacia el sur con la terraza baja del río Nizao, la cual actúa como nivel de base local para ambos y además condiciona el área de endorreica del primero. Apenas se han observado cortes o naturales o excavaciones que permitan observar su composición y espesor. En superficie aparece como un depósito areno-arcillosos con cantos dispersos. En cortes aislados de la carretera hacia Baní y en el cruce de la Jagua ha sido posible describir depósitos de arenas laminadas con algunas intercalaciones, de escasa potencia, de conglomerados arenosos con morfologías canaliformes y base erosiva. Su espesor puede ser muy variable, puesto que parece cubrir un sustrato irregular.

2.4.3.3. Piedemonte. Arcillas, limos y arenas con cantos (24). Holoceno. Q₄

Los piedemonte, o glacis de vertiente, quedan restringidos al límite occidental del área. Incluyen tanto depósitos de origen gravitacional, en sus zonas más elevadas, como los debidos a arroyada, en su parte inferior y contigua a los cauces actuales. Su composición varía de forma notable, presentando cantos subangulosos de calizas, dolomías, rocas volcánicas y areniscas, con proporciones variables de matriz arenosa-lutítica. El espesor observado en los escarpes con los que finalizan sobre los cauces actuales, oscila entre dos y cinco metros.

2.4.3.4. Aluvial-coluvial. Arenas y lutitas con cantos (25). Holoceno. Q₄

Este depósito sólo se ha identificado en el sector oriental del área, en el valle del arroyo Pajarito, que se caracteriza por la presencia de un relieve irregular y morfología poco definida. Actualmente está siendo desmantelada como consecuencia de la captura fluvial del Río Nizao sobre el valle del Arroyo Pajarito, donde aflora extensamente, lo que ha dificultado mucho su interpretación sedimentaria y geomorfológica.

No existen secciones claras sobre la misma y en áreas desprovistas de vegetación aparece como un material homogéneo, de detríticos finos con cantos dispersos de calizas, calcarenitas y areniscas bioclásticas, procedentes de los taludes cercanos del relieve correspondiente al Grupo Ingenio. Su espesor puede variar de forma notable (2 a 8 m) en función de la morfología irregular de su superficie.

Su origen puede estar ligado a la degradación y removilización de pequeños depósitos de ladera formados al pie de la Loma Duveaux, o incluso de abanicos aluviales procedentes de posiciones septentrionales.

2.4.3.5. Zona con derrames y avulsión de canal y llanura de inundación (26 y 28). Lutitas y arenas con cantos y gravas. Holoceno. Q₄

La llanura de inundación del río Nizao queda restringida al entorno de su desembocadura, donde está relacionada con un área de derrame de canal, que a su vez ha provocado la avulsión de éste. Dicho dispositivo se deduce de la foteointerpretación, que ha permitido detectar las líneas o surcos de derrame. No se han observado cortes o afloramientos que permitan su observación. Su espesor puede estimarse en dos o tres metros.

Hacia posiciones septentrionales de la Hoja, sobre las terrazas bajas del Nizao se ha depositado una pequeña capa de fangos arenosos que deben responder a la inundación de estas zonas en momentos de precipitaciones especialmente importantes en tiempo recientes; si bien, debido a su limitado espesor y a la discontinuidad lateral que presentan, se ha estimado más adecuado representar las terrazas baja del río.

2.4.3.6. Coluviones (27). Limos y arcillas con cantos. Holoceno. Q₄

Es muy complejo representar a esta escala de trabajo la mayor parte de los coluviones como consecuencia de su reducida extensión. Tan sólo se ha consignado dos más extensos que se localiza en la ladera meridional del Cerro del Peñón y otro que ha formado en el cauce del Arroyo Catalina, a la altura de la aldea de La Noria. Aparecen constituidos por arcillas y limos con bloques y cantos de calizas margosas, areniscas y calcarenitas. En su base puede alcanzar un espesor de varios metros.

2.4.3.7. Fondos de valle (29). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno. Q₄

Los fondos de valle se encuentran distribuidos en toda la hoja y en ocasiones confluyen y continúan en el lecho menor del río Nizao, o bien enlazan con la terraza baja de este último. Están constituidos por gravas polimícticas con matriz arenosa, cuya litología varía según el área fuente de cada lugar. El tamaño de los cantos oscila notablemente, predominado diámetros de 10 a 20 cm. Su potencia se sitúa entre 2 y 5 m.

2.4.3.8. Áreas endorreicas (30). Lutitas negras con restos vegetales. Holoceno. Q₄

Las áreas endorreicas ocupan tres puntos en la hoja. El más occidental se encuentra en las inmediaciones de Cañada La Amarilla, sobre el glacis que enlaza con la terraza alta del río Nizao. En el fondo del valle del arroyo Pajarito se localizan dos áreas de encharcamiento con abundante vegetación. Finalmente, al este de Nizao se encuentra la tercera de ellas, en el paraje de la laguna de Don Gregorio. En los bordes accesibles de estas formaciones, su superficie presenta arcillas de color oscuro con abundantes restos vegetales. A falta de cortes sobre dicha formación, su espesor solo puede ser estimado en unos pocos metros.

2.4.3.9. Playas y cordón litoral (31). Arenas y gravas bioclásticas. Holoceno. Q₄

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

3. TECTÓNICA

En el presente capítulo se abordan las características estructurales y la evolución tectónica de la Hoja de Nizao. 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 los dominios, referida principalmente al ámbito de la Hoja.

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).

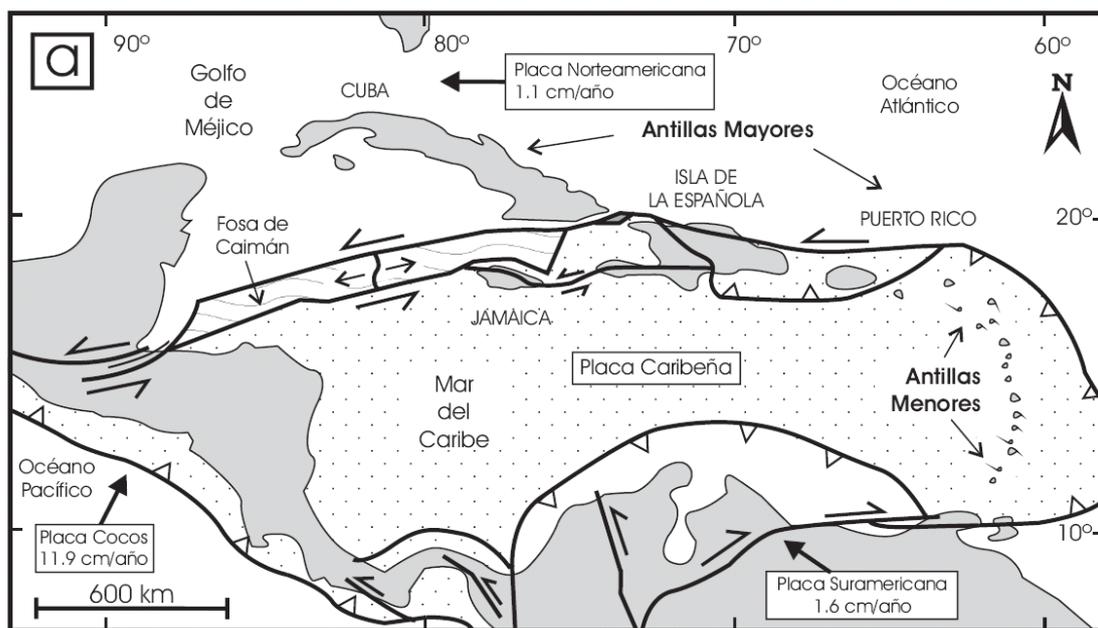


Figura 3.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

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. Contexto geodinámico y estructura general del Cinturón de Peralta

La Hoja de Nizao 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 (Figura 3.2).

3.2.1. Estructura del basamento

El basamento del Cinturón de Peralta está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann *et al.*, 1991b). En el flanco

suroccidental de la Cordillera Central están representados por el Grupo Tireo (Escuder-Viruete et al., 2007), consistente en una potente serie de rocas volcanoclásticas, con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, del Cretácico superior. La estructura interna de este basamento se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas, así como por pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. Su dirección varía desde N-S (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), a E-O algo más al Norte (Hoja de Constanza), en tanto que hacia el Noroeste adquiere la típica dirección NO-SE de la Cordillera (Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte).

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

3.2.2. Estructura del Cinturón de Peralta

El Cinturón de Peralta ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta; es una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este dominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b).

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 ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo y ha supuesto la revisión de los modelos estructurales expuestos (p ej. Hernáiz Huerta, 2000).

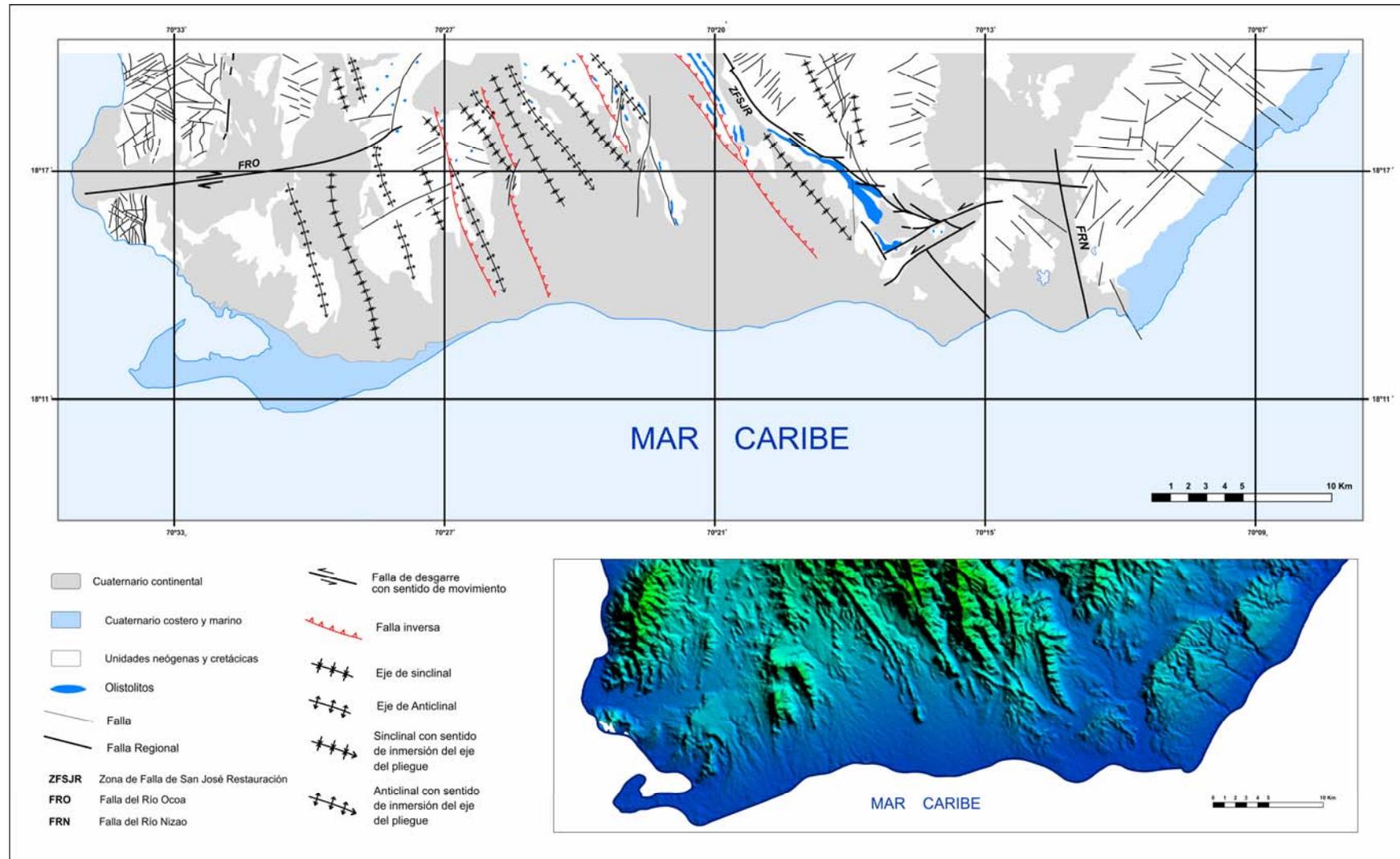


Figura 3.2. Esquema tectónico del Cinturón de Peralta, con los principales elementos estructurales. Hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao.

3.2.3. Zona de Falla de San José-Restauración

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

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

3.2.4. Estructura del borde suroriental de la Cordillera Central

La estructura general de la vertiente meridional de la Cordillera Central en la región de estudio es un cabalgamiento del basamento (básicamente el Grupo Tireo) sobre el Cinturón de Peralta, mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann *et*

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

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

3.2.5. Estructura del Grupo Río Ocoa y del Grupo Ingenio Caei

Dentro de la hoja de Nizao sólo aflora con una extensión importante la parte más alta del Grupo Ocoa, concretamente las Fm El Limonar y Majagua que aparecen en contacto mecánico con los materiales de la Fm Las Palmas, por lo que no se ha podido saber la relación original entre el Grupo Río Ocoa y su basamento en este sector. En la vertiente meridional de la Cordillera Central, el Grupo Río Ocoa forma una secuencia de sedimentos superior a 4.000 m de espesor (Hernández-Huerta, 2000; Díaz de Neira, 2000),

En la zona estudiada, con dificultades debidas a las malas condiciones de afloramiento, la estructura del Grupo Río Ocoa se puede dividir en dos sectores claramente diferenciados en la Hoja de Baní, que además, han condicionado la estratigrafía de la región. Ambos sectores se encuentran separados por la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR) (Figura 3.2 y 3.3). En la parte occidental del citado accidente aflora ampliamente la Fm Ocoa, que presenta una estructura de pliegues y cabalgamientos vergentes al SO. Hacia el este de la ZFSJR, afloran la Fm El Limonal y la Fm Majagua, con otro estilo de deformación donde se observan algunos pliegues y sobre todo, la influencia de algunos *sp/ays* de la ZFSJR que provocan la aparición del basamento.

Un aspecto a tener en cuenta en las rocas del Grupo Río Ocoa al oeste de la ZFSJR es el alto grado de deformación sinsedimentaria (*soft sediment deformation*) que presentan algunos tramos litológicos de la formación basal del grupo (Fm Ocoa), en especial los tramos inferiores, que además suelen ser conglomeráticos y olistostrómicos. También el tramo intermedio de la Fm Limonal presenta rasgos y características olistostrómicas, aunque de menor importancia que las registradas en la Fm Ocoa. Un análisis crítico detallado sobre este aspecto se encuentra en Hernáiz-Huerta (2000) o Díaz de Neira (2000).

Al este de la ZFSJR en este sector tanto la Fm Limonal como Majagua presentan una estructura sencilla, de estilo claramente diferente al sector occidental. Se puede observar la existencia de pliegues suaves, de gran radio, como el sinclinal del Limonal, que muestra una terminación perisinclinal en la zona de la Loma de Las Joyas, en la Hoja de Baní, con una inclinación de unos 20° hacia el SE del eje del pliegue (Figura 3.3). El flanco este del Sinclinal del Limonal está cortado por el sistema de Fallas de la Loma Desecho (FLD), un sistema siniestro en flor positiva, de orientación NNO-SSE, que provoca la aparición del basamento (Tireo y Las Palmas) en una cuña que se abre hacia el norte y se desarrolla en la Hoja de La Montería (Figura 3.2). Hacia el este de la FLD la sucesión continúa mostrando una gran serie monoclinial de orientación NNO-SSE y buzamientos moderados al ENE, dentro de las Fms Limonal y la Fm Majagua, que realmente corresponde al flanco SO de un gran pliegue sinclinal con una fuerte inmersión (aprox. 35°) hacia el SE (Sinclinal de Loma del Guano), visible en la esquina NE de la Hoja de Baní. Hacia el este la inclinación de las capas de este flanco se hace sucesivamente más baja y cambia el ángulo y su sentido de buzamiento bruscamente hacia el NE definiendo un pliegue en rodilla (Anticinal La Majagua) a la altura de la Loma de La Majagua que ocupa el extremo noroccidental de la hoja de Nizao (Figura 3.3).

El flanco oriental de este pliegue define una nueva serie monoclinial formada casi exclusivamente por los materiales de la Fm La Majagua. La serie posee una dirección variable en función de su cercanía a la ZFSJR, próxima a N-S en áreas más alejadas de esta estructura y ligeramente rotadas hacia el oeste en los puntos donde confluye con este accidente, cerca del poblado de La Catalina, ya en la hoja de Nizao. Precisamente, dentro de la Hoja de Nizao, y al margen de la ZFSJR, son estos materiales de la Fm Majagua los que presentan una fracturación más intensa dentro del Grupo Ocoa, si bien se trata de fallas de salto pequeño y trazo muy discontinuo. Prevalen las fallas verticales de desgarre, con dirección N60°E y N120°E y de carácter dominante siniestro.

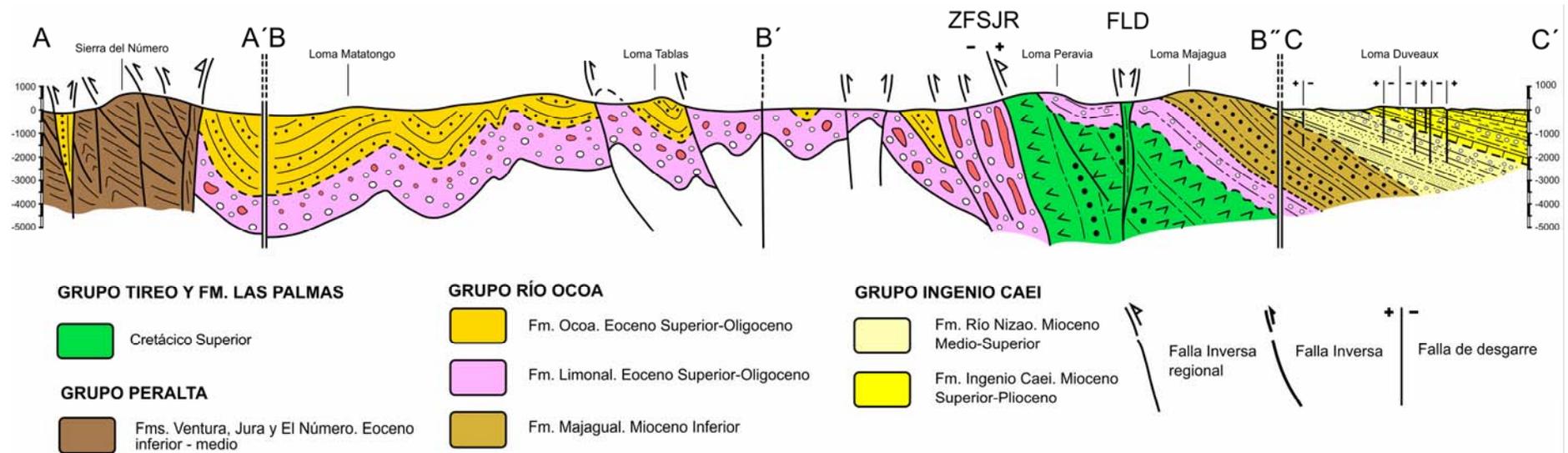


Figura 3.3. Cortes geológicos con los principales elementos estructurales del Cinturón de Peralta en las hojas de Sabana Buey, Baní y Nizao. Situación de los cortes en la Figura 2.1. ZFSJR, Zona de Falla de San José-Restauración. FLD, Falla de la Loma de Desecho.

En la Hoja de Nizao, sobre este flanco oriental del anticlinal de la Loma de La Majagua, se deposita el Grupo Ingenio Caei siguiendo la dirección de inmersión hacia el SE del eje de los pliegues descritos en los materiales del Grupo Ocoa. Las rocas del Ingenio Caei consisten en una importante sucesión de sedimentos terrígenos y carbonatados que presentan una inclinación media hacia el mar de unos 20°, lo que autores previos (p.ej. Heubeck y Mann, 1991) han interpretado como una evidencia del sucesivo levantamiento de la Cordillera Central, al este de la Zona de Falla de San José-Restauración, lo que dio lugar al basculamiento de la cobertera sedimentaria mio-pliocena -y de su basamento- de forma sincrónica a su depósito. Esta suave deformación, que prácticamente continúa hasta la actualidad, se concentra en la parte media y baja del Grupo Ingenio Caei como consecuencia de un pulso de elevación de edad Mioceno superior.

Las rocas del Grupo Ingenio Caei muestran la existencia de múltiples fallas que se concentran en los materiales más competentes de la Fm Ingenio Caei, en su mayoría con desplazamientos muy escasos y no detectables a la escala cartografiada. Esto no significa que el resto de unidades del grupo no se encuentren fracturadas, sino más bien que la identificación y estudio de fallas en ellas es muy complicado debido a la mala calidad de los afloramientos y a la naturaleza más blanda de los sedimentos.

Los sistemas de fallas mejor representados tienen dirección N40°E, N90°E y N135°E. El primero parece presentar un componente dominante normal mientras que los dos sistemas de fallas restantes están formados por fallas verticales de desgarre y régimen siniestral.

3.2.6. 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 el Eoceno medio-superior se registra una nueva fase de deformación. En la región de estudio se produce en esta etapa la discordancia entre el Grupo Peralta y el Grupo Río Ocoa, no aflorante en la Hoja de Nizao.

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. 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 serie de discordancias progresivas en los materiales del Ingenio Caei y la inmersión de los ejes de los pliegues observados en el Grupo Río Ocoa. El desarrollo de estas discordancias, aunque continuado durante el Neógeno superior, se podría relacionar principalmente con un importante evento deformacional ligado a un rápido pulso de elevación de la Cordillera durante el Mioceno superior.

3.2.7. Tectónica activa

Dentro de la Hoja de Nizao existen numerosas evidencias de una tectónica activa, especialmente evidentes en los rasgos geomorfológicos descritos en materiales arrecifales de la Fm La Isabela y en las terrazas del Río Nizao y sus afluentes.

Tanto las cartografías geológica como geomorfológica de los depósitos fluviales muestran como durante el Holoceno el río Nizao experimentó un giro o captura hacia el este, abandonando el tramo final de su valle, irrumpiendo en el valle del Arroyo Pajarito y siguiendo un nuevo curso, probablemente guiado por el control estructural que supone la Falla N-S del Río Nizao (Figura 3.2). Al mismo tiempo que se produjo este cambio de cauce se depositó una ingente masa de detríticos correspondiente a la formación de su terraza baja. Ésta se extiende en ambas márgenes y ha actuado como nivel de base local, impidiendo el drenaje normal del arroyo mencionado y la formación del área endorreica que ocupa su fondo de valle.

El cambio de recorrido en el río Nizao puede interpretarse bien por captura desde el valle del arroyo Pajarito, bien por movimiento diferencial de bloques entre el dominio correspondiente al Grupo Ingenio y el dominio de la Cordillera Central a favor del movimiento de la que se ha denominado Falla de Lucas Díaz (Figura 3.3). El juego reciente de esta falla se relacionaría, sin lugar a dudas, con el funcionamiento izquierdo y desarrollo de varios *splays* asociados a la finalización suroriental de la ZFJSR. No obstante, el corto recorrido y escasa importancia del valle mencionado hace pensar en un origen tectónico para dicho proceso.

Después de la captura y giro de 90° en el río Nizao, el continuado ascenso de La Española ha provocado la incisión fluvial de su cauce bajo su terraza baja, al igual que ha acentuado la de los cursos fluviales que alcanzan la costa a lo largo de valles encajados en las superficies de erosión desarrolladas sobre el Grupo Ingenio.

En el ámbito regional del sector meridional de La Española el giro de 90° que tuvo lugar en el río Yaque del Sur es similar a los experimentados por los ríos Nizao y Ocoa (hojas de Sabana Buey y Nizao). La edad del acontecimiento correspondiente al desvío del Yaque del Sur se ha podido conocer de forma indirecta, mediante la datación de los arrecifes que orlan el lago Enriquillo (5.000 a 2.800 años, Taylor *et al.*, 1985), los cuales quedaron aislados del mar por los aportes de materiales en la desembocadura de dicho río, en lo que hasta ese momento había sido una profunda bahía.

Pese a la ausencia de dataciones similares en la presente hoja, es muy posible que el evento neotectónico responsable del desvío del río Nizao sea coetáneo con el que se acaba de describir, para cuyo origen o contexto geodinámico se ha mencionado la indentación del relieve submarino, conocido como cresta de Beata (Heubeck y Mann, 1991), en la bahía de Ocoa (Díaz de Neira, 2004).

Por otra parte, se han identificado dos superficies de erosión colgadas, restringidas al sector oriental de la hoja. La más elevada desciende hacia la costa desde cotas en torno a 110 m hasta una altura de 40 m, ya que se encuentra basculada suavemente hacia el SE. Su origen puede atribuirse a abrasión marina y karstificación sobre los materiales del Grupo Ingenio. La superficie inferior (entre 10 y 30 msnm) responde a un origen en el que se han combinado la bioconstrucción (Fm La Isabela) y acreción litoral con la abrasión marina, al menos hasta la desembocadura del río Nizao. Al oeste de dicho lugar esta superficie se prolonga, en pequeños retazos dejados por la erosión, donde el sustrato corresponde al Grupo Ingenio y no a la Fm La Isabela. En consecuencia, en este lugar su origen sería debido exclusivamente a abrasión marina.

La edad de la superficie de erosión más alta es difícil de precisar pero, dada su cota y la ausencia de relación genética con otros elementos geomorfológicos de la hoja, es probable que sea más antigua que las terrazas altas y piedemontes antiguos. Esto nos permite asignarle una edad pre-Pleistoceno superior. Por otro lado, la elaboración de la plataforma de abrasión y acantilado desarrollados sobre los materiales de la Fm La Isabela, de edad Pleistoceno medio-superior en esta zona, sí podría relacionarse con

estas últimos depósitos y un mismo nivel de base, lo que nos permite asignarle, por tanto, una edad Pleistoceno superior en sentido amplio.

De esta forma, y considerando que en los últimos 500.000 años el nivel del mar no ha alcanzado una cota superior a la actual y la altitud, el basculamiento y edad de ambas superficies de erosión, resulta evidente la existencia de un levantamiento continuado y no despreciable de todo este sector, al menos en el margen litoral, durante los últimos 120.000 años.

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). Los depósitos que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describen en el capítulo 2.

4.1.1. Estudio morfoestructural

En la hoja (escala 1:50.000) de Nizao cabe distinguir dos dominios morfoestructurales: el extremo meridional de la Cordillera Central y el sistema deltaico del Grupo Ingenio. A lo anterior hay que añadir el sistema fluvial del río Nizao, que anteriormente discurría entre ambos dominios, pero después ha experimentado un desplazamiento, canalizándose a través del extremo occidental del segundo dominio.

El reducido afloramiento que ocupan las estribaciones más meridionales y orientales de la Cordillera Central dentro de la hoja, corresponde en su mayor parte a la Fm Ocoa. Dicha cordillera se caracteriza por el desarrollo de pliegues apretados con dirección NNO-SSE, subverticales o con débil vergencia al oeste.

Casi siempre la Fm Ocoa presenta abundantes olistolitos y en consecuencia escasa continuidad de tramos o capas competentes, lo que se traduce en crestas montañosas de corta longitud y en el predominio de cerros cónicos. Sin embargo, en esta área presenta tramos competentes con mayor continuidad (Loma de Majagua).

El Sistema deltaico de la Fm Ingenio aparece como un dominio independiente del anterior, con él que posiblemente se articule a través de algún accidente importante que quedaría cubierto por los sedimentos del río Nizao. El mencionado sistema aparece como una serie isoclinal con suave buzamiento hacia el sureste, por lo que no participa de la estructuración más compleja y característica del dominio anterior.

4.1.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales quedan restringidas a los relieves de la Cordillera Central y al tramo final del sistema fluvial del río Nizao.

En lo referente a la fracturación sólo se ha identificado una falla supuesta en el borde occidental, la cual presenta el interés de ser la prolongación de un escarpe de falla situado en la hoja contigua. En torno a la misma parece darse un leve hundimiento de su bloque meridional, que habría afectado a la terraza alta del río Nizao.

Posibles fracturas, pero sólo consignadas como alineaciones morfológicas con control estructural, son las situadas en el río Nizao. Una de ellas corresponde al codo o giro de 90° que se produce en su trazado actual, y otras dos aparecen relacionadas con un área pantanosa, a la par que con líneas de incisión fluvial y bordes rectilíneos en pequeños recintos consignados como restos de las superficies de erosión.

Como formas relacionadas con el plegamiento y afloramiento de materiales competentes se han identificado numerosos escarpes estructurales en capas monoclinales, con alturas inferiores a 25 m. Al pie de la Loma la Majagua un tramo competente de la Formación Las Palmas da lugar a una alineación de resaltes en capas competentes o chevrons.

4.1.2. Estudio del modelado

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

4.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Entre las formas fluviales debidas a erosión, la incisión lineal aparece más desarrollada en el sector occidental, donde el predominio de la litología arcillo-margosa de la formación Ocoa propicia el desarrollo de un drenaje dendrítico muy denso, que llega a formar cárcavas. En el lecho menor del río Nizao se ha detectado erosión lateral en la base de la primera terraza del mismo río. Las crestas de interfluvios se localizan en la zona más elevada del ángulo noroccidental

En lo referente a las formas de depósito destaca el sistema de terrazas del río Nizao, con dos niveles. La terraza baja se encuentra en ambas márgenes, a unos 8 o 10 m sobre el cauce actual, mientras que la terraza alta sólo se conserva en la margen derecha, donde enlaza con las laderas del valle o bien con un glacis de cobertera que desciende desde las mismas. Los escarpes de terraza aparecen bien conservados en ambos niveles, y en la segunda de ellas se elevan entre 10 y 12 m sobre la terraza baja.

La distribución de los afloramientos de la terraza alta, que como ya se ha indicado quedan en una posición lateral (margen derecha) en relación al cauce actual, es una consecuencia del antiguo trazado de este río durante el depósito de dichos materiales. En esa etapa alcanzaba la costa a los largo de los actuales arroyos de Anones y Catalina, y llegó a crear en su desembocadura un promontorio costero (Punta Catalina) situado 6 km al oeste de su actual desembocadura. Durante su posterior encajamiento derivó hacia el este, debido a causas tectónicas o por captura desde el arroyo Pajarito.

El río Nizao presenta una llanura de inundación restringida a su desembocadura. Levemente encajado en la misma se extiende un amplio lecho menor, que en este lugar ha experimentado avulsión hacia el este, lo cual está en consonancia con la presencia de un sector de su llanura de inundación con las características de zona con derrame de canal. Los fondos de valle presentan un largo recorrido en toda la hoja, especialmente en los valles encajados en el Grupo Ingenio. En el entorno de río Nizao algunos enlazan, no con el cauce actual de éste, si no con su terraza baja, la cual actúa como nivel de base local. Lo mismo sucede con el único abanico aluvial representado en el área, cuyo extremo más distal enlaza con dicha terraza así como con el área endorreica del arroyo Pajarito.

El valle del Arroyo Pajarito, tributario por el este del río Nizao, presenta una morfología poco definida, en la que en torno a la zona endorreica situada en su fondo se da un relieve irregular y no asimilable a ninguna forma fluvial ni de origen gravitacional. Por ello se ha optado por su representación como depósitos de origen aluvial-coluval.

4.1.2.2. Formas lacustres y endorreicas

En la cuenca fluvial del río Nizao existen tres áreas endorreicas a distinto nivel. Una de ellas se encuentra en la zona de enlace entre un glacis y la terraza alta, otra configura el fondo de valle del Arroyo del Pajarito, y la tercera se sitúa al nivel de la llanura de

inundación cercana a la desembocadura. Esta última se sitúa en el cruce de dos alineaciones morfológicas con control estructural, por lo que su origen puede estar relacionado con el afloramiento de agua en el cruce de dos fracturas. En el caso del Ayo. Pajarito, el endorreísmo es consecuencia de la obstrucción de la confluencia de este valle con el del río Nizao, tras la deriva del mismo hacia el este y el consiguiente depósito de su terraza baja.

4.1.2.3. Formas marino-litorales

Entre las formas litorales, destacan el cordón litoral y la playa asociada al mismo, que se extiende a lo largo de la mayor parte de la costa hasta alcanzar, hacia el este, la plataforma arrecifal de la Formación La Isabela. Esta formación ocupa una plataforma de bioconstrucción y abrasión marina, situada a una decena de metros sobre el nm. El límite interno de la misma corresponde a un paleoacantilado de una veintena de metros de altura, que aparece muy degradado por karstificación. Coincidiendo con la antigua desembocadura del río Nizao existe un pequeño acantilado de pocos metros de altura, creado por la abrasión marina sobre los sedimentos fluviales.

4.1.2.4. Formas poligénicas

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

Se han identificado dos superficies de erosión restringidas al sector oriental de la hoja. La más elevada desciende hacia la costa desde cotas en torno a 110 m hasta una altura de 40 m. Su origen puede atribuirse a abrasión marina y karstificación sobre el Grupo Ingenio, cuya serie aflora en dicha superficie. La superficie inferior (entre 10 y 20 msnm) responde a un origen en el que se han combinado la bioconstrucción (Formación La Isabela) y acreción litoral con la abrasión marina, al menos hasta la desembocadura del río Nizao. Al oeste de dicho lugar esta superficie se prolonga, en pequeños retazos dejados por la erosión, y donde el sustrato corresponde al Grupo Ingenio y no a la F. La Isabela. En consecuencia, en este lugar su origen sería debido exclusivamente a abrasión marina.

Los glacis de cobertera y glacis de cobertera degradados (o piedemontes) se distribuyen por el sector de la hoja situado al oeste del río Nizao. Son rampas de moderada

pendiente que enlazan los relieves del sustrato con los abanicos de 2ª generación situados en la hoja contigua, y con la línea de costa en la antigua desembocadura del río Nizao, donde dicho glacis corresponde a un retrabajamiento de los depósitos fluviales del mencionado río. Los glacis de cobertera degradados son el resultado de la incisión fluvial actual, como en el que enlaza con la terraza alta.

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

4.2. Evolución e historia geomorfológica

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

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. También en el sector oriental de esta hoja, donde existe una extensa superficie de erosión desarrollada sobre el sistema deltaico del Grupo Ingenio Tras la elaboración de dicha superficie, por abrasión marina y ulterior retrabajamiento por kartificación, tuvo lugar el encajamiento del río Nizao, que durante el desarrollo de su terraza alta alcanzaba la línea de costa con un trazado rectilíneo hasta desembocar en Punta Catalina. Simultáneamente se generaron los glacis antiguos que enlazan con dicha terraza, así como los abanicos de 2ª generación desarrollados al oeste y fuera de esta área de trabajo. Por otra parte, la segunda superficie o plataforma correspondiente a la Fm La Isabela, que se sitúa a lo

largo de la banda costera entre cotas 20 y 30 m., puede ser coetánea de dichos abanicos.

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

Ya en el Holoceno el río Nizao sufre el giro o captura hacia el este, abandonando el tramo final de su valle, que llega al mar con una dirección similar algunos kilómetros al oeste de su desembocadura actual. Después de este captura en el río Nizao, el continuado ascenso de La Española ha provocado la incisión fluvial de su cauce bajo su terraza baja, al igual que ha acentuado la de los cursos fluviales que alcanzan la costa a lo largo de los valles encajados en las superficies de erosión desarrolladas sobre el Grupo Ingenio.

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.

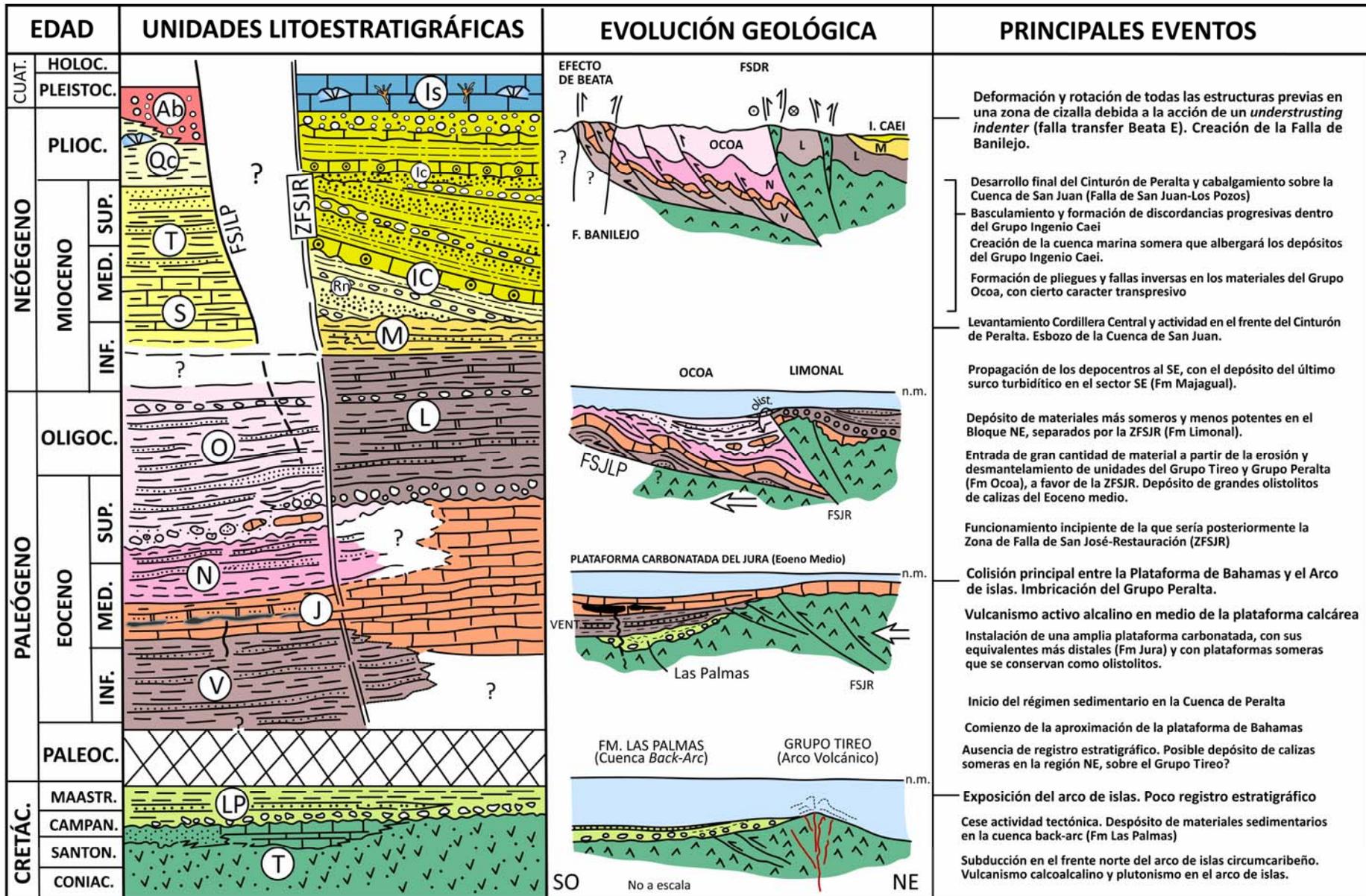
La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar tres grandes etapas (Figura 5.1):

- 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.



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.

En la Hoja de Nizao no existe propiamente el registro de esta primera fase de sedimentación paleógena, que corresponde al Grupo Peralta y sólo se reconoce parcialmente por la presencia de olistolitos en el seno de la Fm Ocoa, por lo que no se profundizará en esta cuestión.

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

Figura 5.1. Historia geológica del Cinturón de Peralta. T, Grupo Tireo; LP, Fm. Las Palmas; V, Ventura; J, Fm. Jura; N, Fm. El Número; O, Fm. Ocoa; L, Fm. El Limonar; S, Fm. Sombrero; T, Fm. Trinchera; Ic, Grupo Ingenio Caei; Rn; Fm. Rio Nizao; Ic, Fm. Ingenio Caei; Is, Fm. La Isabela; Qc, Cuaternario Costero; Ab; Abanicos aluviales. ZFSJLP, Zona de Falla San Juan-Los Pozos; ZFSJR, Zona de Falla San José-Restauración.

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.

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. Hidrología y climatología

No existe un buen control sobre los parámetros climáticos e hidrológicos dentro de la hoja de Nizao debido a la ausencia de estaciones climatológicas. Las más próximas se localizan en la de San Cristóbal (Estación 3802, Valdesia), a escasos 10 km al Norte del límite con la hoja de Nizao. La distribución mensual de las precipitaciones presenta un régimen bimodal, con picos máximos en mayo y septiembre. Los meses más secos son diciembre, enero, febrero y marzo. Entre los años 1971 y 2002 la estación de Valdesia registra precipitaciones medias de 1717,4 m/año, con 1327,6 mm/año de media durante años secos y 2080,2 m/año durante años húmedos. La temperatura media anual para este mismo intervalo de tiempo es de 25,8 °C, la mayor registrada en la Cordillera Central. Aunque la variación de temperaturas dentro de un año es inferior a 4 °C, en general, el período de mayores temperaturas corresponde con los meses de julio, agosto y septiembre, siendo enero y febrero los meses más fríos. La evapotranspiración media anual es de 1658.5 mm.

Desde un punto de vista hidrológico, en este sector de la Cordillera central el río más importante es el Nizao, que atraviesa la hoja de Nizao con dirección NNO-SSE para desembocar en el Mar Caribe en el paraje conocido como Punta Nizao. Salvo en momentos de precipitaciones extraordinarias, en esta hoja el caudal del río se encuentra regulado y reducido debido a su represamiento en la vecina hoja de La Montera, en el embalse de Las Barías, a unos 15 km del límite con la Hoja de Nizao. Se tienen medidas del caudal del Río Nizao en una estación de aforo (Nizao-4) localizada justo en la entrada del río del embalse, aguas abajo del que es imposible realizar mediciones de aforo en régimen natural. El registro en los últimos años refleja un caudal medio de 2,77 m³/s aunque existen variaciones mensuales muy importantes descritas desde tiempos históricos, con caudales mínimos en torno a 0.3 m³/s y máximos medidos que superan los 10 m³/s.

6.1.2. Hidrogeología

Dentro de la Hoja se diferencia dos unidades o zonas hidrogeológicas, la Cordillera Central y la denominada Planicie Costera de Baní, además de la pequeña extensión de

terreno cubierta por los glaciares, abanicos aluviales y otros depósitos cuaternarios que nacen del pie de esta cordillera.

La unidad de la Cordillera Central se emplaza en la zona central y centromeridional del país y comprende la extensa Cordillera Central y su prolongación oriental de la Sierra de Yamasa, ambas de dirección predominante NO-SE, así como una serie de valles intramontañosos, en su mayor parte de origen estructural, y de depresiones marginales. Constituye, por consiguiente, la zona o unidad hidrogeológica más extensa del país (algo más de 12240 km² de extensión). En general, en la unidad predominan los materiales de baja permeabilidad (casi el 60% de su superficie aflorante total), constituidos por rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias.

Dentro de esta gran unidad, la mayor parte de la Hoja de Nizao está ocupada por la subunidad hidrogeológica Valvacoa-La Humeadora, formada en su mayoría por rocas impermeables, y con una extensión mucho menor por la subunidad La Longaniza-Piedra Colorada.

El borde este y sur de la subunidad Valvacoa-La Humeadora está en su mayor parte abierto y se encuentra conectado hidráulicamente con el borde oriental de la unidad de la Planicie Costera Oriental. Se trata de un borde en superficie abierto hidráulicamente, debido al contacto geométrico existente entre los materiales plutónicos, volcánicos, volcano-sedimentarios, metamórficos y conglomeráticos de dicho borde con los depósitos de terrazas fluviales y calizas arrecifales del Plioceno aflorantes en el borde oriental de la citada Planicie Costera. Por el contrario, su borde norte y oeste es cerrado o estanco en prácticamente toda su extensión, al estar formado por rocas volcano-sedimentarias y plutónicas de baja permeabilidad. Los valores de lluvia útil, que representan la escurrimiento total de la zona, obtenidos para toda la subunidad hidrológica Valvacoa-La Humeadora, abarca gran parte de la cuenca del Río Nizao, es de 298 mm/año para un año medio, y de 643 mm/año y 83 mm/año para años húmedos y secos, respectivamente.

La subunidad La Longaniza-Piedra Colorada está representada en la hoja por los materiales terciarios del Grupo Ocoa (Fms Ocoa, Limonar y, sobre todo, Majagua) y los cretácicos de la Fm Las Palmas. Ninguno de estos depósitos posee un interés potencial como acuíferos. Los materiales del Grupo Ocoa, constituidos principalmente por calcarenitas, margas y conglomerados muy cementados, se les han asignado una

permeabilidad media-baja por su porosidad intergranular, si bien pueden aparecer intensamente fracturados en la ZFSJR lo que incrementa algo su permeabilidad media. Por otro lado, las margas y areniscas de la Fm Las Palmas, que ocupan una superficie muy pequeña en el extremo oeste de la hoja, poseen una permeabilidad todavía menor, aunque igualmente aparecen afectadas por fallas en esta misma zona.

Dentro de la subunidad Valvacoa-La Humeadora la unidad que ocupa una mayor extensión dentro de la hoja son las facies conglomerático-arenosas escasamente cementados de la Fm Río Nizao, que puede presentar potentes intercalaciones de lutitas grises. A estos materiales se le supone una permeabilidad alta, pero la existencia de estos niveles de margas resta porosidad a la formación. Con todo, la importante potencia de la unidad y la naturaleza permeable de tramos de gran espesor detrítico hace de la Fm Río Nizao valiosa desde un punto de vista hidrogeológico. La unidad se encuentra tapizada por una extensa, pero poco potente, cobertera cuaternaria constituida por materiales detríticos aluviales de permeabilidad media y lutitas impermeables de áreas pantanosas.

La unidad hidrogeológica Planicie Costera de Baní es, por la superficie que ocupa, la potencia que presenta y su elevada permeabilidad, la que posee una mayor importancia como acuífero en la Hoja de Nizao. Está compuesta por los materiales de la Fm Ingenio Caei y la Fm la Isabela. La parte basal y media de la Fm Ingenio Caei está constituida por conglomerados, arenas y, en mucha menor medida, por limos, calcarenitas y calizas, lo que le confiere a este conjunto heterogéneo una permeabilidad media y media-alta de origen intergranular y por fracturación. Su parte inferior y superior (Mbs Cerro del Peñón y Sabana Grande) y la Fm La Isabela, constituidos por calizas y calcarenitas con algunas intercalaciones detríticas de poca importancia, poseen una permeabilidad algo inferior, principalmente de origen kárstico, que se ha estimado media. La pobre potencia y extensión alcanzada por los conglomerados del miembro superior de la Fm Ingenio (Mb Palenque), muy permeables, les resta potencial como material acuífero en la zona, a pesar de su alta porosidad.

Por último, la cobertera cuaternaria que aflora en todo el sector suroeste de la hoja y las terrazas del Río Nizao constituyen también materiales que pueden actuar como acuíferos en la zona. Las terrazas del Río Nizao, formadas por conglomerados y arenas, muy permeables por porosidad intergranular, pueden tener un espesor de varias decenas de metros y formar depósitos con interés hidrogeológico.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA	UNIDADES CARTOGRAFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUIFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Áreas endorreicas	30	Lutitas	Baja	Sin acuíferos significativos
	Piedemontes, llanura de inundación y coluviones,	19, 24, 27 y 28	Lutitas y arenas	Media-baja por porosidad intergranular	Acuíferos confinados de productividad baja
	Terrazas, canal avulsionado y fondos de valle	20, 22, 26 y 29	Conglomerados y arenas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad media
	Abanicos aluviales y áreas endorreicas	23 y 25	Arenas, lutitas y conglomerados	Media por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad media
	Fm La Isabela	17 y 18	Calizas y calcarenitas (margas)	Media por karstificación	Acuíferos libres de productividad media. Posible intrusión marina
	Fm Ingenio Caei. Mb Palenque	16	Conglomerados y arenas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad baja
MIOCENO MEDIO-PLIOCENO	Fm Ingenio Caei. Mbs Cerro El Peñón, Laguna Los Reyes y Sabana Grande	11, 14 y 15	Calizas, calcarenitas y limos (arenas y margas)	Media por porosidad intergranular y karstificación	Acuíferos libres de productividad baja
	Fm Ingenio Caei. Mbs Ingenio Caei y Loma Duveaux	12 y 13	Conglomerados, arenas y limos	Media-alta por porosidad intergranular y fracturación	Acuíferos libres de productividad media
	Fm Río Nizao	10	Conglomerados, arenas y lutitas	Media-alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres y confinados de productividad alta
EOC. SUP. MIO. INF. CRETACICO SUPERIOR	Fm Ocoa, Fm Limonar y Fm Majagua	3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9	Calcarenitas, margas y conglomerados	Media-baja por porosidad intergranular y fracturación	Acuíferos semiconfinados de productividad media
	Fm Las Palmas	1 y 2	Margas, areniscas y brechas volcánicas	Baja	Sin acuíferos significativos

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

Menor relevancia, aunque no despreciable, poseen las lutitas y arenas de los piedemontes que cubren los materiales de los grupos Ocoa e Ingenio, de permeabilidad media-baja debido a su porosidad intergranular. Por último, las áreas endorreicas y de abanicos aluviales y zonas de depósitos aluvial-coluvial poseen permeabilidades bajas o medias, respectivamente, y carecen de un especial interés hidrogeológico

6.2. Recursos minerales

6.2.1 Descripción de las Sustancias

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Nizao se reducen a las explotaciones de áridos (calizas y calcarenitas) para carreteras y cementos que se concentran en los materiales de la Fm Majagua y, sobre todo, en la Fm Ingenio Caei y en las terrazas del Río Nizao. A destacar por sus dimensiones la gran cantera de la empresa cementera Dominen, donde actualmente se explotan las calizas y arenas de la parte alta de la Fm Ingenio Caei, concretamente de su Mb Sabana Grande.

Constituyen también puntos de importancia en los relativo a los recursos minerales y actividad minera de la zona la extracción de áridos para carretera por parte de esta misma empresa en una gran cantera situada al Sur de la Loma de Majagua y la explotación intensiva de las terrazas baja en la rivera este del Río Nizao, que acarrea cierta peligrosidad en caso de avenidas ya que esta modificando la dinámica natural del río,. Por último en el Cerro del Peñón se ha abierto una espectacular cantera por sus dimensiones, ya inactiva, donde se han extraído un volumen muy considerable de las calizas y calcarenitas que le dan nombre a este miembro que define la base de la Fm Ingenio Caei. El uso principal de estas calizas ha sido como árido para las obras de ampliación de la nueva carretera Santo Domingo-Azua.

NÚMERO	COORDENADAS (WG84)		FM / UND	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	371419	2025997	Terrazas Cuater	Conglomerados	Activa	Grande	Arido
2	373013	2023484	Terrazas Cuater	Conglomerados	Inactiva	Pequeña	Arido
3	368079	2023044	Majagua	Calizas y calcarenitas	Activa	Mediana	Árido
4	373874	2022065	Terrazas Cuater	Conglomerados	Inactiva	Pequeña	Arido
5	371532	2020488	Río Nizao	Calizas	Inactiva	Grande	Arido
6	378792	2020814	Río Nizao	Calizas	Activa	Grande	Arido
7	372898	2021604	Terrazas Cuater	Conglomerados	Inactiva	Grande	Arido

Tabla 6.2. Explotaciones de rocas industriales en la Hoja de Nizao.

El resto de canteras, de pequeñas dimensiones y actividad intermitente, se encuentran diseminadas a lo largo de una banda N-S que discurre cerca del cauce del Río Nizao. Estas canteras se concentran en la extracción de árido de sus terrazas o incluso en los depósitos de fondo de valle actuales.

7 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. Introducción

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

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

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

7.2. Relación de los L.I.G.

La hoja de Nizao no se caracteriza especialmente por la calidad de sus afloramientos, a excepción de los localizados en la carretera con destino a Baní que corta transversalmente los depósitos fluviales del Río Nizao y los cortes expuestos en las grandes explotaciones a cielo abierto que existen en la hoja. Esto dificulta en gran medida la selección de puntos L.I.G. donde realizar observaciones geológicas de calidad.

Los dos L.I.G descritos se localizan próximos a caminos y carreteras, por lo que su acceso no es difícil. El primero se sitúa en una gran cantera que explota los materiales de la Fm majagua en la Loma del mismo nombre, al oeste de la localidad de Pizarrete. El segundo es un enorme corte de talud muy vertical donde quedan expuestos los depósitos de terrazas altas del Río Nizao. Este corte se ha abierto como consecuencia de las obras

de mejora y ampliación de la carretera entre la capital y Azua y se sitúa muy cerca del puente que cruza el Río Nizao, concretamente en su rivera oeste.

7.3. Descripción de los Lugares

Se describen dos L.I.G, ambos ubicados en el sector occidental de la hoja y relacionados en cierta medida con la tectónica activa que ha experimentado esta zona desde el Mioceno hasta prácticamente la actualidad. Se tratan temáticas relativas a la estratigrafía y sedimentología del Grupo Ocoa y la evolución reciente del paisaje y dinámica fluvial

Su interés principal es casi exclusivamente geomorfológico y sedimentológico, pero también puede poseer cierto valor estratigráfico y tectónico desde un punto de vista regional. Por su posible utilización se pueden catalogar sólo como divulgativos y científicos.

A continuación se describen los L.I.G. señalando el tipo de interés en función de su contenido, de su posible utilización de acuerdo con su contenido científico, didáctico, económico o científico, así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

7.3.1. L.I.G. N° 1. Las facies turbidíticas slumpizadas de la Fm Majagua

Se localiza en una gran cantera que se localiza al sur de la Loma de la Majagua, muy cerca del límite con la hoja de Baní. Su acceso es sencillo desde Pizarrete, tomando la primera desviación hacia el oeste una vez que se llega a la entrada del pueblo que lleva hacia el canal de riego que bordea esta loma. Son pistas de tierra, en general no muy bacheadas y fácilmente transitables excepto en épocas de lluvias.

Una vez alcanzada la puerta de la cantera se puede aparcar el vehículo en la entrada y acceder a pie a los cortes del camino que dan acceso a la misma, donde aflora en condiciones excepcionales las facies turbidíticas y slumpizadas de la parte alta de la Fm Majagua. Su principal interés es sedimentológico, aunque también posee un gran valor estratigráfico. Por su posible utilización se podría también catalogar como científico y didáctico. Por su influencia puede considerarse regional, dada la espectacularidad del afloramiento.

La serie está compuesta por una alternancia de areniscas, margas, conglomerados y calcarenitas. Las areniscas son de base plana y presentan estructuras de muro (*groove cast* y *flute cast*). Tienen laminación horizontal de alto régimen de flujo (HFR) y laminación cruzada, frecuentemente convolutada (*convoluted lamination*), y restos frecuentes de plantas en la parte superior. Se han localizado dos niveles decamétricos de brechas intraformacionales, con extraclastos, olistolitos y restos de la misma serie deslizados, que terminan con niveles calcareníticos compuestos por fauna somera retrabajada. También se presenta un tramo fuertemente slumpizado, con estrías en la base, pero sin existencia de conglomerados o brechas, solamente partes de la serie deslizadas.

El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar la unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado. La existencia, además, de tramos slumpizados, indica posiblemente desestabilizaciones de la cuenca que podrían deberse a procesos sísmicos o a una fuerte inclinación de la cuenca.

7.3.2. L.I.G. N° 2. Las terrazas altas del Río Nizao

Este L.I.G. analiza las principales características de un afloramiento localizado, en este caso, en el sector centro-occidental de la hoja, en un corte ubicado en inmediatamente después del atravesar el puente del Río Nizao en dirección a Baní por la Carretera Nacional N° 2.

Su acceso es muy sencillo, tomado un desvío a la izquierda inmediatamente en la entrada del pueblo de Santana, a la altura del primer cruce, o bien desde el propio pueblo siguiendo cualquiera de las desviaciones que llevan hacia la rivera oeste del río. Su interés principal es sedimentológico y estratigráfico, pero también geomorfológico. Por su posible utilización se podría también catalogar como exclusivamente científico y didáctico. Por su influencia tan sólo debe considerarse local.

A lo largo del afloramiento, de varias decenas de metros de altura, puede observarse con mucha claridad las diferentes facies fluviales, de naturaleza conglomerática y arenosa, correspondiente a canales someros trenzados, de amplia extensión lateral, flujos laminares o barras longitudinales y transversas de gravas y cantos, todos ellos con base

canaliforme y fuertemente erosiva. Los niveles más arenosos, bien seleccionados, presentan estratificaciones cruzadas en surco de mediana escala y algunos restos bioclásticos, lo que puede indicar cierta influencia marina sobre estos depósitos.

Estos depósitos representan una etapa previa de evolución del Río Nizao, cuando este discurría por otro cauce diferente y tenía una zona distinta de desembocadura, previamente al juego de la Falla de Lucas Díaz que forzó la migración rápida del cauce varios cientos de metros hacia el este hasta su posición actual, la captura del valle del Arroyo Pajarito y el abandono del último tramo del río, hoy en día ocupado por el Arroyo Catalina.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDER, C.S. (1985).** Hispaniola, En: Bird E.C.F., Schwartz, M.L. (eds.). The World's Coastline. Van Nostrand Reinhold, Stroudsburg, 181-185.
- ARICK, M.B. (1940a).** Report on the geology of Hispaniola. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 12 pp.
- ARICK, M.B. (1940b).** Dominican Seaboard Oil Company, Inc.; Annual report of Geological Department. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 34 pp.
- 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., MANN, P. (2001).** Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions. Journal of Geophysical Research 106, 443-452.
- BLESCH, R.R. (1966).** Mapa geológico preliminar. In: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, Escala 1.250 000.
- BOISSEAU, M., (1987).** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (La Española, Grandes Antilles); These de doctorat. Université Marie et Pierre Curie, Paris, 215 pp.
- 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.

BREUNER, T.A. (1985). The Geology of the eastern Sierra de Neiba. MSc Thesis. The George Washington University. 120 pp.

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

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, Tectonics, 11, 114-123.

CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. Geophysical Research Letters 106(6), 1-8.

CALAIS, E., MERCIER DE LEPINAY, B. (1995). Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). Marine Geophysics Research 17, 63-95.

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (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.

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

DE ZOETEN R., MANN P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 265-279.

DE ZOETEN R., MANN P. (1999): Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world edited (Mann, P. Ed.; Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (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., HERNAIZ 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. (1941a). The comendador Anticline, Republica Dominicana. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 10 p.

DOHM, C.F. (1941b). Geologic map of aerial mosaic nº14, El Mogote, Dominican Republic, aprox. Scale 1:20.000. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company.

DOHM, C.F. (1941c). Geologic map of aerial mosaic No. 15, Quita Coraza, Dominican republic, aprox. Scale 1:20.000. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company.

DOHM, C.F. (1941d). The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics nº 7, 14 and 15. Dominican Republic, Santo Domingo Office. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 17 pp.

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.
- DOHM, C.F. (1943).** Memorandum of the Cordillera Septentrional between La Cumbre and Villa Trina. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 4 p.
- DOLAN, J.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., ROGERS, J.J.W. (1980). Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages. *Bulletin of Volcanology* 43, 2, 347-382.

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. (1995). Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Hispaniola: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference*, Port of Spain, Trinidad Tobago.

DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996). Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): 1143-1146.

EPTISA (2004). Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Central, 293 pp.

ESCUDE R VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-

ESTAÚN, A., (2004). La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.

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

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

ESCUDER VIRUETE, J., PEREZ-ESTAUN, A. (2006). Subduction related P-T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samana Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 95, 995-1017.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., 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.

ESCUDER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNALZ 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.

- ESCUDEER 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.
- ESCUDEER-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.
- ESCUDEER-VIRUETE, J. (2010a).** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6073-III (Manabao) y memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- ESCUDEER-VIRUETE, J. (2010b).** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6074-II (Jarabacoa) y memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNALZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDEER 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 (5972). Dirección General de Minería. Santo Domingo, 97 pp.
- GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R., MAURY, R.C. (1982).** *Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétacées péricaraïbes.* *Bull. Soc. Géol. France*, ser 7, 24(3): 535-544.
- GOMEZ SAINZ, 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 LÉPINAY, B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samaná Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HERNALZ 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.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto “L” (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto “L” (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2006). 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., ARDEVOL 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., ARDEVOL ORÓ, LL., PÉREZ ESTAÚN, A. (2007b). La estructura de la sierra de Neiba, margen norte de la sierra de Bahoruco, Sierra de Martín García y cuenca de Enriquillo de la

República Dominicana: un ejemplo de deformación transpresiva. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero 118, 337-357.

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

HEUBECK, C., MANN, P. (1991). Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. In: 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.

HEUBECK, C., (1992). Sedimentology of large olistoliths, southern Cordillera Central, Hispaniola. *Sedimentology*, v. 62, p. 474-482.

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

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

KERR, A.C., 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.

LADD, J.W., SHIH, T-C., TSAI, C.J. (1981). Cenozoic Tectonics of Central Hispaniola and Adjacent Caribbean Sea. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 65 (3), 466-489.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997). Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology* 105, 111-120.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999). Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000). Multiple plume

events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.

LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1994). Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics* 229, 69-100.

LEWIS, J.F., DRAPER, G. (1990). Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: *The Geology of North America* (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. Geological Society of America, 77-140.

LEWIS, J.F., JIMÉNEZ, J.G. (1991). Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. Ed.). Geological Society America Special Paper 262, 115-142.

LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991). Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of 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). Discussion and Reply: Late Jurassic Oceanic Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau Picritic Basalts Exposed in the Duarte Igneous Complex, Hispaniola: A Discussion. *The Journal of Geology* vol 107, 505-508.

LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000): The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In: *VMS deposits of Latin America* (R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan, Eds.). Geological Society of Canada Special Publication, 223-249.

- LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*. 37, 2-3, 81-122.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta* 4, 237-263.
- LLINAS, R.A. (1972).** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana. Tesis Doctoral. México City, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 83 p
- MANN, P. (1983).** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Ph.D. Thesis. New York University, Albany, 688 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., BURKE K., MATSUMOTO T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 311-324.
- MANN P., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991a):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper* 262, 325 pp.
- MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper* 262, 1-28.
- MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics* 246, 1-69.
- MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican

Republic. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F. and Mann P., Eds.) Geological Society of America Special Paper 326, 63-124.

MANN, P., MCLAUGHLIN, P., VAN DEN BOLD, W.A., LAWRENCE, S.R., LAMAR, M.E. (1999). Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. In: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World (Mann, P. Ed., Series Editor: K.J. Hsü) 4, 3-31

MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J-C., DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 6, 1-26.

MANN, P., PRENTICE, C., KING, W., DEMETS, C., WIGGINS-GRANDISON, M., BENFORD, B. (2008). Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T11B-1869.

MARCANO F. E. J., TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, Publicaiones Especiales, III, 30 pp.

MAURRASSE, F.J. M., G., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979). Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbuow* 8, 71-83

MCLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A., MANN, P. (1991). Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 337-366.

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. (2010). Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6170-IV (Baní) y memoria correspondiente. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ VALERA F., ABAD DE LOS SANTOS M. (2010). Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PINDELL J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology. An introduction (Donovan. S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, 13-39.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991). Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 97-114.

PINDELL, J. L., KENNAN, L. (2006). Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4. Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.

PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: The geology and evolution of the region between North and South America (James, K., Lorente, M.A., Pindell, J., Eds), Geological Society of London, Special Publication. 1-60.

PINDELL, J.L., KENNAN, L. STANEK, K.P., MARESCH, W.V., DRAPER, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.

PRENTICE, C.S., MANN, P., PEA, L.R., BURR, G. (2002). Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. Geophys. Res.* 108, 234-278.

SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988). Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications

for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.

STEIN, G., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004). Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.

TAYLOR, F.W., MANN, P., VALASTRO, S., AND BURKE, K. (1985). Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *Journal of Geology* 93, 311-332

VAN DEN BERGHE, B. (1983). Evolution sédimentaire et structurale depuis le Paleocene de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la Ride de Beata" dans l'orogène nor Caraïbe (Hispaniola Grandes Antilles). These de doctorat, Université Marie y Pierre Curie, Paris, 205 pp.

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.

VILA, J. M., FEINBERG, H. (1982). Les discordances sucesives á la terminaison sud-est de la Cordillère centrale dominicaine: un enrégistrement du calendrier tectonique d'Hispaniola (Grandes Antilles). *Bulletin de la Société Géologique de France* 24(1), 153-156.

WITSCHARD, M., DOLAN, J.F. (1990). Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin* 102, 792-806.